

Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern)

Von Christof EXNER *)

Mit 6 Tafeln (Beilage 1—6) und 16 Textabbildungen

Schlüsselwörter

Ostalpen
Tauernfenster
Deckensystem der Oberen Schieferhülle
Unterostalpine tektonische Schollen
Trias
Bündnerschiefer
Rückschreitende Gesteinsmetamorphose
Kalifeldspat-Blastese
Albit-Blastese
Bergstürze

Inhalt

	Seite
A. Zusammenfassung, Summary, Résumé	4
B. Vorwort	4
C. Geologische Übersicht der Hafnergruppe	6
I. Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 3	6
1. Tafel 1	6
2. Tafel 2	7
3. Tafel 3	7
II. Die Gesteinsserien der Hafnergruppe	9
D. Parautochthone Decke	16
I. Der Mureckgneis	16
1. Im Bereiche von Blatt Hofgastein	16
2. Im Bereiche des Murtales	17
21. Vom W-Rand des Kartenblattes bis zum Moritzental	18
22. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental	18
23. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal	20
24. Oblitzen und Oblitzen-N-Flanke	22
3. Im Bereiche des Liesertales	22
4. Petrographische Zusammenfassung	24
II. Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie sowie innerhalb der Storzserie	25

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Christof Exner, Geologisches Institut der Universität, A—1010 Wien, Universitätsstraße 7.

E. Deckensystem der Oberen Schieferhülle (nebst Bemerkungen zum östlichen Rahmen des Tauernfensters in der Katschbergzone und im oberostalpinen Nockgebiet)	27
I. Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie (Altkristallin)	27
1. Petrographische Gliederung	28
101. Grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit	28
102. Grobkörniger melanokrater Albit-Epidot-Amphibolit	30
103. Aplitisch durchtränkter, grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit	30
104. Metamorphe Lamprophyrgänge im grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit	30
105. Hornblende-Magnetit-Fels	33
106. Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Strahlsteinfels, Chloritschiefer, Talk-schiefer und Ankeritschiefer)	33
107. Klein- bis mittelkörniger Albit-Epidot-Biotit-Amphibolit	35
108. Prasinit	35
109. Epidotreicher Albitgneis	36
110. Albit-Aplitgneis	36
111. Albitit	36
112. Biotit- und epidotreicher Plagioklas-Augengneis	37
113. Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis	37
114. Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis	37
115. Melanokrate Phyllonite mit Biotit- und Kalifeldspat-Porphyroblasten	37
116. Gangquarz und Klufthmylonit	38
117. Einige Regelmäßigkeiten des metamorphen Lösungsumsatzes in den Gesteinen der Storzserie	38
2. Tektonik	38
3. Migmatite	39
31. Murtal	40
32. Liesertal	41
II. Kareckserie (Altkristallin und Altpaläozoikum)	41
1. Zur Petrographie	42
2. Feldgeologische Detailprofile	44
21. Nördlich der Mur	44
22. Das Kareck (zwischen Mur- und Liesertal)	44
23. Südlich der Lieser	45
3. Stollen und Pinggen des alten Bergbaues in Storz- und Kareckserie	45
III. Murtörlserie (Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)	46
1. Tektonische Komplikationen im Gebiete Murtörl, Murtal nördlich Murquelle und auf der Frischinghöhe	48
2. Murwinkel östlich Frischinghöhe. Zederhaustal	49
3. Lieser- und Maltatal	52
IV. Obere Schieferhülle, Katschbergzone und Oberostalpinen Altkristallin im Gebiete südlich der Mur	52
1. Das Gebiet südlich der Lieser	53
11. Der Sternspitze-NNE-Kamm (Abb. 8)	55
12. Wolfsbachtal, Torscharte und Hirneck (Abb. 9, 10 und 11)	56
13. Profil der Dolomitspitze (Abb. 12)	62
14. Die „Trias“ in den Karwänden zwischen Stern- und Dolomitspitze	64
15. Das Auskeilen der „Trias“ in der Ostflanke der Wandspitze	65
16. Der Kamm Wandspitze—Poisneggspitze (Profil 1 der Abb. 13)	65
17. Profil vom Mattinger Alpl zu P. 2415 (Profil 2 der Abb. 13)	67
2. Das Gebiet zwischen Mur- und Liesertal	67
21. Das Profil des Kareck-ESE-Kammes zwischen Brandleiten und dem E-Rand von Kartenblatt Muhr (Abb. 14)	67
V. Obere Schieferhülle südlich der Linie Zederhausbach—Weissgrubenscharte	69
1. Schrovín-Einheit	70
11. Gesteinsfolge	70
12. Gliederung der Schrovín-Gneise	70
121. Eindeutiger Zentralgranitgneis	70
122. Regressiv metamorphe Blastomylonite aus dem Alten Dach des Zentralgranits	71
123. Wahrscheinlich permische Arkosegneise und Arkosequarzite	73

13. Die „Trias“-Züge des Schrovinkopf-Gebietes	74
131. „Trias“-Zug A (Tafel 4: Profile 1 und 2)	74
132. „Trias“-Zug B (Tafel 4: Profile 2, 3 und 4)	75
133. „Trias“-Zug C (Tafel 4: Profile 2 und 3)	75
14. Die Fortsetzung des „Trias“-Zuges C nach Westen	76
2. Bündnerschiefer (Tafel 4, 5 und 6)	78
21. Im stratigraphisch Hangenden der „Trias“ der Schrovin-Einheit	80
22. Marislwandschuppe	80
221. „Trias“	80
222. Brennkogelserie	82
223. Glocknerserie	83
23. Zederhausschuppe	85
231. „Trias“	85
232. Zederhauser Grünschieferzug	86
233. Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Grünphyllit	87
24. Quarzlager und junge Störungen	87
F. Nördliche Rahmenzone und Unterostalpine Schollen	88
I. „Trias“-Schollenzüge und Schiefer südlich des Weissecks	89
1. „Trias“-Schollenzug Nr. 1	90
2. Die Hauptmasse der Grünphyllite über der „Trias“ Nr. 1	90
3. „Trias“-Schollenzug Nr. 2	94
4. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 2	94
5. „Trias“-Schollenzug Nr. 3	94
6. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 3	95
7. „Trias“ Nr. 4 und Reicheschbreccie	95
II. Die Dolomitwalze des Weissecks und die einhüllenden Schiefer	97
1. Ost-, Südrand und Gipfelregion des Weissecks	98
2. Nord-, Westrand und Schiefer im Hangenden der Dolomitwalze des Weissecks	100
3. Junge NNE-streichende Störungen und Klüfte	101
III. Der Schollenkomplex: Riedingspitze und Tiefenbachtal und die einhüllenden Schiefer ..	102
1. Schwarzkogel und Riedingspitze	103
2. Tiefenbachtal	106
G. Erratische Blöcke, Moränen, interstadales Konglomerat, Bergstürze, Bergzerreißungsspalten, postglaziale Erosion, Kalktuff und Gehängebreccie	109
I. Zederhaustal	109
II. Murwinkel (Murtal)	111
III. Pöllatal (Liesertal)	113
H. Kritische Bemerkungen zur Literatur	114
I. Literaturverzeichnis	117

Verzeichnis der Tafeln

Tafel 1: Abgedeckte geologische Übersichtskarte der Hafnergruppe und ihrer Position in den östlichen Hohen Tauern
Tafel 2: Übersichtsprofile durch die Hafnergruppe und Umgebung
Tafel 3: Strukturkarte der Hafnergruppe und angrenzender Teile der östlichen Hohen Tauern und ihres Rahmens
Tafel 4: Profile durch die periphere Tauern-Schieferhülle zwischen Mur- und Zederhaustal östlich vom Pleissnitzkogel
Tafel 5: Profile durch die periphere Tauern-Schieferhülle zwischen Mur- und Zederhaustal im Bereich des Nahendfeldtales und Umgebung
Tafel 6: Profile durch die periphere Tauern-Schieferhülle im Quellgebiet von Mur- und Zederhaustal

A. Zusammenfassung

Am E-Ende der Hohen Tauern wurde das Gebiet zwischen Zederhaus Bach und Maltafluß im Maßstabe 1 : 10.000 geologisch kartiert. Die Gesteine wurden mikroskopisch untersucht und petrographisch geordnet. Die periphere Schieferhülle der Hohen Tauern wird in Gesteinsserien gegliedert, deren Zusammensetzung in zahlreichen Detailprofilen mitgeteilt wird. Sehr genau wird die lokale Tektonik beschrieben, die besonders in den unterostalpinen Schuppen der Rahmenserie des Tauernfensters äußerst kompliziert ist. Hier gibt es tektonische Einwickelungen und Diaphthorese. Die Orientierung teils gleichzeitig geprägter, teils altersverschiedener Faltenachsen und Lineationen zeigt neben den alpidischen Hauptrichtungen zahlreiche Abweichungen. Sie sind durch Querfalten und Wirbel des tektonischen Strömens bedingt. Die geologische Übersichtskarte und die geologischen Übersichtsprofile lassen tektonische Verbindungen zu den westlich und südlich angrenzenden Gebieten der Hohen Tauern: Umgebung von Gastein, Sonnblickgruppe und Mölltal erkennen.

Summary

The area between Zederhaus River and Malta River in the Eastern Hohe Tauern is mapped on the scale 1 : 10.000. The rocks have been investigated microscopically and their systematic petrography has been carried out. The peripheral schists of the Hohe Tauern are divided into a number of rock-series. The composition of these rock-series is shown by many detailed field-sections. The local tectonics are also described in great detail. In particular the tectonic scales of the Lower-Austroalpine unit along the rim of the Tauern-window have a very complicated structure. There are tectonic envelopes and retrograde metamorphism occurs. The orientation of contemporaneous or later overprinted fold axes and lineations shows that. There are also many deviations from the general alpine directions controlled by cross-folding and by "whirl-like" tectonic movement. The synoptic geological map and the synoptic geological sections show the tectonic continuation into the adjacent Western and Southern parts of the Hohe Tauern: the Gastein area and its surroundings, the Sonnblick Group and valley of the Möll.

Résumé

A la limite Est des Hohe Tauern la région entre la rivière de Zederhaus et la rivière de Malta a été cartographiée géologiquement à l'échelle 1 : 10.000. Les roches ont été déterminées au microscope et classées pétrographiquement. Les schistes périphériques des Hohe Tauern sont divisées en séries. La composition de ses séries litologiques est démontrée à l'aide de nombreuses coupes de détail. La tectonique locale est décrite très exactement. En particulier les écaillés Austroalpines Inférieures du cadre de la fenêtre des Hohe Tauern montrent une tectonique extrêmement compliquée. Ici il-y-a des enlacements tectoniques et du métamorphisme retrograde. L'orientation des axes des plis et des linéations contemporaines ou d'âges différents suivent outre les principales structures alpines aussi plusieurs déviations. Celles-ci sont contrôllées par des plis transverses et des tourbillons des mouvements tectoniques. La carte tectonique synoptique et les coupes géologiques synoptiques laissent apercevoir les relations tectoniques avec les parties adjacentes des Hohe Tauern à l'Ouest et au Sud : les environs de Gastein, le massif du Sonnblick et la Vallée de la Möll.

B. Vorwort

Die Hohen Tauern (Zentralgneis und Schieferhülle) im Lungau (Land Salzburg) und im anschließenden Oberkärnten bezeichnet man als Hafnergruppe. Der Große Hafner (3076 m) heißt auf älteren Karten auch Hafnereck und bildet den Kern der Gebirgsgruppe, an den sich die geologischen Zonen halbkreisförmig gegen NE anordnen. Es handelt sich um das Gebiet der NE-Ecke des Hochalm-Ankogel-Massivs bis zum Ostende der Hohen Tauern an der Katschberglinie und bis an den S-Rand der Radstädter Dolomit- und Kalkberge.

In der Hafnergruppe kartierte ich geologisch im Maßstabe 1 : 10.000 in den Sommern 1960 bis 1969 als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien. Dabei war ich bestrebt, meine geologische Erstlingsarbeit (EXNER 1939, 1940 und 1942), die sich auf einen Teilbereich der Hafnergruppe beschränkte, auszubauen, zu erweitern und den Anschluß an die Geologische Umgebungskarte von Gastein (EXNER 1956) herzustellen. Außerdem wollte ich mit dieser Kartierung auch die geologische Fortsetzung der südlichen Zonen des Tauernfensters, die mir aus dem Gebiet von Spittal an der Drau (EXNER 1954), aus dem unteren Mölltal (EXNER 1962) und aus der Sonnblickgruppe (EXNER 1964) bekannt sind, finden.

Die Arbeit ist nun so weit gediehen, daß der periphere Teil der Hafnergruppe geologisch kartiert und petrographisch durchgearbeitet vorliegt. In der Sitzung der geologischen Gesellschaft in Wien am 14. November 1969 hatte ich Gelegenheit, meine reingezeichnete und handkolorierte geologische Manuskriptkarte den Fachkollegen vorzuführen und zu erläutern. Da noch Kartierungen und petrographische Studien in der zentralen Hafnergruppe in den nächsten Jahren durchzuführen sein werden (Hochalm-Ankogel-Gneismassiv und Silbereckserie), möchte ich den bisher fertiggestellten Teil als „Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern)“ hiemit vorlegen. Er enthält die spezifischen Beobachtungsdaten der tangential transportierten Decken: Mureckgneis, Deckensystem der Oberen Schieferhülle, Nordrahmenzone, Unterostalpine Schollen mit Katschbergzone und Oberostalpinen Kristallin. Außerdem enthält er als Einleitung eine geologische Übersicht über die gesamte Hafnergruppe.

Die älteren geologischen Kartierungsarbeiten in der Hafnergruppe wurden von D. STUR, G. GEYER, F. BECKE, F. ANGEL und R. STABER, Ch. EXNER, S. PREY, E. STEIGER und F. THALMANN durchgeführt. Die NW-Ecke des Gebietes berührten die Kartierung von W. SCHMIDT (W-Flanke des Hinteren Riedingtales) und die Untersuchungen von E. CLAR. Weder die geologische Aufnahme, noch das zugehörige Manuskript von F. SEEMANN, der als Mitarbeiter von V. UHLIG und F. BECKE den Kamm zwischen Mur- und Zederhaustal bearbeitete und im ersten Weltkrieg fiel, sind erhalten geblieben. Ich habe diesen Kamm neu kartiert. Über die geologische Erforschungsgeschichte der Hafnergruppe und die damals aktuelle geologische Problematik des Gebietes gibt mein dreiteiliges Erstlingswerk (EXNER 1939, 1940 und 1942) Auskunft. Es stellt meine Dissertationsarbeit auf Grund der Geländebegehungen in den Sommern 1935 bis 1938, erweitert durch geologische Aufnahmen als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien (damals Reichsstelle für Bodenforschung) im Sommer 1939 dar. Der Ausbruch des zweiten Weltkrieges schloß meine damalige Kartierungsarbeit im Gelände abrupt ab. Während der sechseinhalb Jahre Militärdienst lernte ich zwar die Geologie eines großen Teiles von Europa zuerst als Soldat, dann als Wehrgeologe kennen, hatte aber bezüglich der Hafnergruppe nur die Möglichkeit, meine bisherigen Beobachtungen publizistisch in dem genannten Erstlingswerk abzuschließen.

Erst nach dem zweiten Weltkriege erschien die neue vorzügliche topographische Kartenunterlage, herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien. Und zwar wurden publiziert die Sektion 156/1 Mosermannl (Österreichische Karte 1 : 25.000) im Jahre 1955 und das Blatt 156 Muhr (Österreichische Karte 1 : 50.000) im Jahre 1961. Die Sektionen 156/3 und 4 liegen als unpublizierte topographische Feldarbeit-Aufnahmsblätter 1 : 25.000 im Archiv des genannten Bundesamtes. Es wurden mir in dankenswerter Weise Kopien davon bereits im Jahre 1960 für die geologische Kartierung zur Verfügung gestellt.

In den Sommern 1960 bis 1969 kartierte ich geologisch auf Vergrößerungen 1 : 10.000 dieser sehr exakten und brauchbaren topographischen Kartenunterlagen. In den Wintermonaten hatte ich Gelegenheit zur petrographischen Auswertung der gesammelten Gesteinsproben.

Die Neubearbeitung erstreckt sich auf den südlichen Teil des Kartenblattes Muhr (Nr. 156) der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Sie umfaßt den südlichen Einzugsbereich des Zederhaustales, den Murwinkel (oberstes Murtal), das Pöllatal (oberstes Liesertal) und den mittleren Abschnitt des Maltatales. Was die Alpengeographen als „Hafnergruppe“ definieren, ist etwas beschränkter und umfaßt nur den Streifen zwischen Mur- und Maltatal. Wir rechnen hier das Gebiet zwischen Mur- und Zederhaustal auch zur Hafnergruppe, weil es geologisch und landschaftlich, mit Ausnahme der unterostalpinen Schollen der Weißbeck- und Riedingspitze, zum Gneis- und Schiefergebiet der Hohen Tauern gehört.

Das nördlich anschließende Gebiet mit dem Schwerpunkt in den Radstädter Tauern wird von Herrn Professor Dr. A. TOLLMANN bearbeitet. Die Grenze zwischen unseren

Kartierungsgebieten verläuft von der Weißgrubenscharte (beim W-Rand des Blattes Muhr, Nr. 156 der Österreichischen Karte 1 : 50.000) längs des Tiefenbaches zur Moosbauer Alm und von hier längs des Zederhausbaches durch die Ortschaften Wald, Zederhaus und Fell bis zum E-Rand des genannten Kartenblattes Muhr.

Südlich an mein Arbeitsgebiet schließen die Arbeiten der Oxforder Forschergruppe (E. R. OXBURGH und Mitarbeiter) in der Reißeckgruppe sowie die äußerst detaillierten Untersuchungen von Herrn Kollegen Dr. W. DEMMER im Bereiche der Kraftwerkbauten Hochalm—Gössgraben—Reißeckgebiet an.

Der soeben begonnene Bau der Autobahn Salzburg—Villach berührt östliche Teile der Hafnergruppe.

Mein Dank gilt der Geologischen Bundesanstalt in Wien, ihrem langjährigen Direktor, Herrn Professor KÜPPER, und meinen lieben Kollegen dort dafür, daß ich in all den Jahren als auswärtiger Mitarbeiter der Anstalt mit Sorgfalt und ohne Hast die geologische Aufnahme vorantreiben durfte. Ganz besonders danke ich Frau Gertha EXNER, meiner Ehefrau. Sie hat die Leistung vollbracht, mich durch neun Sommer in dieser nebelreichen, feuchten, häufig auch im Sommer verschneiten Gebirgsgruppe zu begleiten. Ich bekenne freimütig, daß ich ohne sie nicht die Geduld aufgebracht hätte zur Durchführung der Detailkartierung. Ferner danke ich allen Kollegen, die mir fachliche Anregungen gegeben haben, mich im Gelände besuchten, oder mit denen ich die anfallenden geologisch-petrographischen Probleme besprechen durfte.

C. Geologische Übersicht der Hafnergruppe

I. Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 3

1. Tafel 1

zeigt die abgedeckte geologische Übersichtskarte der Hafnergruppe und ihre Lage zu den umliegenden, vom Verfasser in früheren Jahren geologisch kartierten Regionen der östlichen Hohen Tauern (Umgebung Gastein, Sonnblickgruppe, Katschberg und Südostecke der Hohen Tauern). Die hauptsächlich geologischen Leitlinien der Nachbargebiete sind markiert, die flächenmäßigen Signaturen aber im wesentlichen auf die hier zu behandelnde Hafnergruppe beschränkt. Mit strichlierten Linien sind die Blattgrenzen der Österreichischen Karte 1 : 50.000 eingezeichnet. Die zugehörigen Nummern und Namen dieser topographischen Kartenblätter sind am Rande vermerkt.

Die gegenwärtige geologische Kartierung 1 : 10.000 des Verfassers beschränkt sich auf den Bereich des Kartenblattes Muhr. Zu erkennen ist in der SW-Ecke des Blattes Muhr das weiträumige Gneisgebiet von Hochalmspitze und Hafner (Hochalm-Ankogel-Massiv). Darüber folgen penninische Schieferzonen und Gneisdecken, die peripher nach N, E und SE einfallen und somit schalenförmige, im Kartenbilde NE-konvexe Gebilde darstellen. Der große weiße Fleck nördlich St. Michael im Lungau und nordöstlich Zederhaus betrifft die südlichen Radstädter Tauern, die von Herrn Professor TOLLMANN kartiert werden und deren geologische Leitlinien dann später nach Abschluß der Arbeiten mit den meinigen zu vereinen sein werden. Als tektonisches Element analog der Matreier Zone im penninisch-unterostalpinen Übergangsbereich scheidet sich die Nördliche Rahmenzone aus, in der auch die unterostalpinen Schollen des Weißbecks usw. stecken. Die Katschbergzone hat ja schon einmal von mir eine recht ausführliche Bearbeitung erfahren und wird in der vorliegenden Arbeit nur in einem kleinen Streifen nordwestlich Hirneck berührt. Auch kommen nur der winzige Anteil des oberostalpinen Altkristallins des Nockgebietes beim Hirneck und der Dolomitkeil des Hirnecks in der gegenwärtigen Arbeit zur Darstellung. Ich hatte aber Gelegenheit, auf Blatt Tamsweg systematische Strukturmessungen und Aufsammlungen im Altkristallin des Nockgebietes

vorzunehmen und will darüber später an anderer Stelle eigens berichten. Derartige neuere Untersuchungen wurden auch schon von O. THIELE (1960, 1961) auf Blatt Tamsweg begonnen.

2. Tafel 2

bringt einige Übersichtsprofile im selben Maßstabe wie die Übersichtskarte der Tafel 1.

Dargestellt sind die tatsächlich beobachteten großen geologischen Strukturen, die zwischen Berg und Tal prächtig aufgeschlossen sind. Hingegen wurden nicht beobachtete Verbindungen und Ideenkombinationen bis in die „Ewige Teufe“ nicht dargestellt. Der Verfasser hat den Eindruck, daß das geologische Schrifttum sowieso keinen Mangel an phantasiebeladenen Profildarstellungen der geologischen Tiefenstrukturen des östlichen Tauernfensters und seines Rahmens aufweist. Wichtiger scheint es hingegen, in Übersicht zu bringen, was tatsächlich bisher beobachtet ist. Das scheint mir auch der entsprechende Schritt zu sein, um den bereits gewonnenen tektonischen Beobachtungen später bessere und genauere hinzuzufügen. Man muß zuerst einmal bekennen, was man wirklich beobachtet hat, um überhaupt Tatsachen und Ideen auseinanderzuhalten.

Wegen der zahlreichen Querfalten (Tafel 3) liegen die charakteristischen tektonischen Bewegungsbilder in Profilschnitten senkrecht zu den Längs- und Querachsen. Diesem wichtigsten Erfordernis wurde in Tafel 2 entsprochen.

In den Ostalpen bevorzugt man meist Profile in N—S-Richtung. Für das Hochalm-Ankogel-Massiv und dessen östliche Hüllzonen ergeben N—S-Profile recht verzerrte und unnatürliche Bewegungsbilder, weil die Faltenachsen selten in diesem Raume E—W streichen (siehe Tafel 3!). Das hängt mit der Scharung dinarischer (NW—SE) und karpatischer (NE—SW) Strukturen zusammen, deren Knoten im Hochalm-Ankogel-Massiv liegt.

3. Tafel 3

zeigt als Strukturkarte der Hafnergruppe im selben Maßstabe die nicht ganz einfach zu interpretierende Lage der Lineationen — meist ident mit den beobachteten Hauptfaltenachsen —, sowie die Bereiche, wo zwei gleichwertige Lineationen, und die Bereiche, wo sekundäre Knitterungen schräg oder senkrecht zur Hauptlineation geprägt sind. Man erkennt daraus die vorherrschend flache Lage der Lineationen, was natürlich mit dem flach aufgewölbten Kuppelbau des Hochalm-Ankogel-Massivs und der zwar steilflächigen, aber flachachsigen Einquetschung der Schieferzonen im N und S des Massivs und in den Quermulden zu tun hat. Neigungen der Faltenachsen mit mehr als 60° werden nur in der Quetschzone bei der Riedingspitze erreicht. Will man gedanklich die Strukturkarte gliedern und interpretieren, so stellt sich die Sache folgendermaßen dar:

Im N des Gebietes beobachtet man eine einheitliche WNW-Neigung der Lineationen. Sie hält von Zederhaus bis Bruck an der Glocknerstraße sehr konstant an und ist nur durch einige wenige flache oder rückläufige Lineationen derselben Streichrichtung unterbrochen. Am bekanntesten und schönsten aufgeschlossen sind die WNW geneigten Walzen und Stengel in den Klammkalken der Großarl-, Gastein- und Rauris-Mündungsklammern zur Salzach. Charakteristisch ist, daß die zugehörigen Gesteine (nördliche Tauernschieferhülle, nördliche Rahmenzone, Klammkalke, unterostalpine Schollen) straff alpin geregelt sind, steil nach N einfallen oder überhaupt saiger stehen.

Im S des Gebietes herrscht in den Strukturen der Sonnblick-Walze und in der südlichen Tauernschieferhülle des Möll-Drau-Tales südlich der Reißeckgruppe die NW—SE-Richtung mit flachen Achsen und steilen s-Flächen. Ebenfalls ein straff geprägtes alpines Strukturelement.

Längs des E-Randes der Hohen Tauern vom Drautal bei Pusarnitz bis zum Kareck (südwestlich St. Michael im Lungau) zeigt der First der prächtig einheitlichen, riesigen Tauern-Walze, die bloß mit 20 bis 30° Neigung unter die Altkristallinscholle des Nockgebietes eintaucht, straffe alpine Regelung derselben Richtung: Also Neigung der Lineationen und Faltenachsen der Riesenlagengneise (Altkristallin) und der peripheren Tauernschieferhülle mit 20 bis 30° nach SE, ESE und SSE. Die Strecke vom Tauernfenster-Rand bei Pusarnitz bis zum Kareck ist in Luftlinie 26 km lang. Die genannte, auch morphotektonisch so prächtig in Erscheinung tretende Gesteinszone (Riesenlagengneise und periphere Tauernschieferhülle) ist längs der gesamten Strecke im selben Sinne straff alpin geregelt. An dem regionalen flachen Eintauchen des Pennins des Tauernfensters unter die oberostalpine Altkristallinscholle des Nockgebietes kann auf Grund meiner Messungen der Lineationen und Faltenachsen (B-Achsen) längs der 26 km langen Strecke überhaupt kein Zweifel bestehen. Es ist eine überzeugende und in ganz großem Stile in der Natur aufgeschlossene Walze, die flach nach SE eintaucht.

Unser Raum ist also in den peripheren Gebieten (N, S und E) von den eindeutigen generellen alpinen Achsenstreichrichtungen umgeben.

Die Komplikationen alpidischer Querfalten und von Resten voralpidischer Strukturen stellen sich im Inneren des Tauernfensters ein und sind auch in den Katschbergschiefern und im oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes vorhanden.

Die Achsendiskordanz nördlich Bad Gastein (siehe EXNER 1957, Tafel VIII) setzt sich sehr deutlich auf Blatt Muhr zwischen Murtörl und Schrovinkopf fort. N—S streichende Lineationen im Süden weichen an der Diskordanz den WNW streichenden im Norden. Die Diskordanzfläche folgt annähernd der N-Grenze der Schrovineinheit der peripheren Tauernschieferhülle.

Die Ankogel-Querstruktur (NE streichende Lineationen und Faltenachsen) reicht bis ans Mureck, bis an die Murquelle und bis ins Schrovintal. Ihr gehorcht auch das neu aufgefundene 2·5 km lange Schwarzseeband der Silbereckserie, das im Kartenbild südöstlich des Murecks nach S streicht und weiterhin mit Unterbrechungen über das Maltatal zur Ankogel-Synform zieht.

Im Gebiet um das Silbereck sowie östlich und südöstlich davon tritt die Silbereck-Querstruktur auf mit NE bis N—S streichenden Lineationen. Teilweise sind diese als jüngere Prägungen erkennbar, die der alpidischen Längsstruktur (NW—SE-Achsen) dieses Raumes aufgeprägt sind. Der Becke-Aplit in der Silbereckserie des Melnikkares ist eine tektonische Erscheinung und nicht ein Intrusivgang vom Zentralgranit in die Silbereckserie. Es handelt sich dort um eine Querfalte um N—S-Achse in den regional ESE streichenden Hauptfalten der Silbereckserie des Melnikkares.

Sonderbarerweise macht sich die Silbereck-Querstruktur im Raume um Muhr und Schrovinkopf selbständig. Die NE- und N—S-Achsen sind dort als einzige, megaskopisch erkennbare und auch die Detailtektonik beherrschende Lineationen und Faltenachsen ausgeprägt. Die generellen alpinen NW-Achsen sind in diesem Raume um Muhr verschwunden. Die Querstruktur formt hier einen nach E konvexen Bogen, den ich als Muhrbogen bezeichne. Er dürfte durch die mechanische Einspannung in der NE-Ecke des Tauernfensters ebenfalls alpidisch entstanden sein.

Im Gebiet des Maltatales südwestlich vom Hafner und auf der Hochalm spitze finden sich N—S-Strukturen, die noch näher zu untersuchen sind.

Besonderes Augenmerk verdienen die paläozoischen oder älteren N—S- bis NE-Strukturen unter der stratigraphischen Flächendiskordanz, mit welcher die Silbereckserie im Bereiche um das Silbereck dem Hochalm-Ankogel-Gneismassiv auflagert. Hier sind die Untersuchungen zweifellos vorhandener polyachsialer Überprägungen in den nächsten Aufnahmesommern weiterzutreiben. Sie nehmen zum Zwecke der zeitlichen Einstufung am besten bei der stratigraphischen Diskordanzfläche ihren Ausgangspunkt.

An mehreren Stellen — auf Tafel 3 noch nicht eingetragen, da die Beobachtungen vorläufig noch zu spärlich sind — lassen sich in den Gneisen, Intrusionszonen und Migmatiten des Hochalm-Ankogel-Massivs jüngere, mit Phyllonitisation geprägte alpidische Strukturen von den älteren unterscheiden.

N—S streichende Faltenachsen treten in der Katschbergzone (Katschbergschiefer) und anliegenden Teilen der Schieferhülle auf. Ich nenne sie Katschberg-Querstruktur. Zweifellos ist ihre Prägung ein spätalpidischer Akt, der sich zeitlich bis in die jungen Bruchstrukturen (Bergbau Schellgaden, O. M. FRIEDRICH und K. B. MATZ, 1939) fortsetzt. Die spätalpidische Einspannung der weichen Schiefer der Katschbergzone zwischen Tauern-Gneiskuppel und altkristalliner Nockmasse dürfte die Katschberg-Querstruktur erzeugt haben.

Die Strukturen des altkristallinen Nockgebietes verlaufen meist diskordant zu den Tauernstrukturen. Ihre Gliederung in ältere und jüngere Prägungen wurde von O. THIELE (1960, 1961) begonnen und von mir fortgesetzt, harrt aber noch weiterer Befassung.

II. Die Gesteinsserien der Hafnergruppe

Es handelt sich um folgende Serien (siehe auch Tafel 1!):

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes und Dolomitkeil („Trias“) des Hirnecks

Nördliche Rahmenzone. Unterostalpine Schollen der Radstädter Tauern. Katschbergzone

Deckensystem der Oberen Schieferhülle:

Bündnerschiefer

Schrovin-Einheit („Trias“, „Perm“, tektonische Lamellen von Zentralgneis und Altkristallin mit Paläozoikum)

Murtörlserie (Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)

Kareckserie (Altkristallin und Altpaläozoikum)

Storzserie (Altkristallin)

Parautochthone Decke:

Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie

Mureckgneis

Parautochthone Schuppen:

Hangendpartien der Silbereckserie

Granitgneiskeile und abgespaltene tektonische Granitgneislamellen

Autochthon:

autochthoner Teil der Silbereckserie

Hochalm-Ankogel-Gneismassiv

Wir wollen diese Gesteinsserien der Hafnergruppe im folgenden übersichtsmäßig von unten nach oben behandeln:

Das Hochalm-Ankogel-Gneismassiv besteht aus einem Mosaik von Granitoid-Körpern (Orthogneise, Metagranit, Metatonalit usw.) und dazwischen befindlichen Migmatitzonen mit Septen von Amphibolit, Paragneis und Glimmerschiefer. Die grundlegende geologische Kartierung und petrographische Bearbeitung führten F. ANGEL und R. STABER in den Jahren 1933 bis 1939 aus (publiziert 1942 bzw. 1952). Ich selbst will vor allem versuchen, die zeitliche Gliederung der Strukturen voranzutreiben. Physikalische Alterswerte wurden in dankenswerter Weise von der Oxforder Arbeitsgruppe ermittelt (R. St. J. LAMBERT 1964, E. R. OXBURGH et al. 1966, R. A. CLIFF 1968).

In unser Gebiet reicht von W die Hölltor-Antiform. Das neu gefundene Schwarzseeband der Silbereckserie scheidet sie vom Gneisgebiet um den Rotgüldensee (Rotgülden-Antiform). Am Hafner zieht bekanntlich eine Migmatitzone durch (Kölnbreinkar, Wastelkar, Hafner, Großer Malteiner Sonnblick). Ihre tektonische Stellung ist noch unklar, und ich habe sie deshalb nicht auf Tafel 1 eingezeichnet. Die Hochalm-Antiform liegt über den Bändergneisen des Gebietes der Gmünder Hütte im Maltatal und

über den Glimmerschiefern der N-Flanke des Gössgrabens (weißer Fleck auf Tafel 1, weil noch nicht von mir im Detail kartiert). Interessanterweise scheint nach meinen bisherigen Beobachtungen der Tonalitgneis der Hochalm-Antiform mit einer regelmäßig ebenen Fläche diesen Bändergneisen und Glimmerschiefern aufzuliegen. Am Kontakt ist der Tonalitgneis mitunter stark phyllonitisiert (z. B. Stranerscharte zwischen Schmiednock und Draxelnock), sodaß es sich wohl um eine Überschiebungsfäche handeln dürfte. Gegen oben ist der Tonalitgneis unregelmäßig schlierig mit dem Metagranit der Hochalmspitze verbunden. Das tiefste tektonische Element ist die Gössgraben-Antiform, die kuppelförmig unter den Bändergneisen der Gmünder Hütte und den Glimmerschiefern der Gössgraben-N-Flanke auftaucht. Besonderes Interesse verdienen die quergreifenden, mitunter kaum deformierten Aplit-, Pegmatit- und Quarzgänge des Gebietes.

Der autochthone tiefere Teil der Silbereckserie liegt transgressiv auf dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs. Die Entdeckung der stratigraphischen Winkel-diskordanz an der Transgression (Ch. EXNER 1940, p. 255, 281 und Figur 5; Ch. EXNER: Geologische Beobachtungen im Jahre 1959 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe; Ch. EXNER 1963, Fig. 1 und 2) war für mich ausschlaggebend, die geologische Kartierung 1 : 10.000 der Hafnergruppe durchzuführen, weil hier ein fixes geologisches Bezugsdatum für strukturelle und petrologische Schlußfolgerungen vorliegt. Bestimmbare Fossilien konnten im Pennin der Hafnergruppe bisher nicht gefunden werden, sodaß stratigraphische Einstufungen rein hypothetischen Charakter haben und nur auf lithologischen Analogien zu fossilführenden Gesteinsserien andernorts begründet sind. Die hier anwendbare Methode des lithologischen Serienvergleiches mit dem fossilführenden Pennin der Westalpen und mit dem fossilführenden Unterostalpin der nahen Radstädter Tauern habe ich bei Professor Leopold Kober in den Dreißigerjahren während meiner Studienzeit gründlich kennengelernt. Ich habe sie auch mit Vorsicht angewandt und weiter ausgebaut. Exakt ist diese Methode jedenfalls nicht, denn es gibt im Paläozoikum von Murau, in der Nördlichen Grauwackenzone und in anderen paläozoischen Serien der Ostalpen ähnliche lithologische Folgen. Es wäre nützlicher, diese genau zu untersuchen, als stets das Kober'sche Schema ein bißchen zu variieren und dann als neueste Erkenntnis anzupreisen. Bis zu einer wirklich befriedigenden Klärung der erdgeschichtlichen Einstufung der Tauernstratigraphie setze ich auch in der vorliegenden Arbeit wiederum diesbezügliche Bezeichnungen („Trias“, „Jura“ usw.) als zwar wahrscheinliche, aber nicht gesicherte Erkenntnisse unter Anführungszeichen, damit man sich dessen bewußt bleibt.

In diesem Sinne ist die Silbereckserie als „Permo-Trias“ und Bündnerschiefer zu deuten. Diskordant auf dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs liegen, durch eine Phyllonitzone getrennt (lokale Bewegungszone disharmonischer Tektonik): Quarzit mit Geröllen von Quarz, Phyllit und Aplit; lokal darüber auch Rauhwacke; dann Dolomitmarmor und darüber Kalkmarmor (siehe Profil der Fig. 1 in EXNER 1963). Darüber folgen die Bündnerschiefer mit Schwarzschiefer, Karbonatquarzit, Breccien mit deformierten Dolomitgeröllen in karbonatquarzitischer und kalkschiefriger Matrix, Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorlagen und vereinzelte, wenig mächtige Grünschieferlagen. Die Silbereckserie ist in ihrer Eigenart längs ihrer Erstreckung in der Hafnergruppe eine auf über 25 km streichende Länge recht konstant zusammengesetzte Gesteinsfolge. Selbst im schmalen südlichsten Ausläufer zwischen Melnik und westlich Malta konnte ich alle charakteristischen Schichtglieder trotz der hier stärkeren Metamorphose (Biotit-sprossung, Oligoklasblasten) wiederfinden und in sorgfältigen Detailprofilen aufnehmen.

Ein Kampf um den Raum fand während der alpinen Gebirgsbildung zwischen dem unterlagernden Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs und der diskordant auflagernden, autochthonen Silbereckserie statt. Tektonische Gneiskeile der Unterlage sind N- und E-vergent in die autochthone Silbereckserie vorgedrungen. Sie werden von den bildsamen Kalkmarmoren in schönen Falten umschlungen, stoßen an den gleitfähigen

Schiefern ab und pressen die spröderen Dolomitmarmore zu abgerissenen wurstförmigen und knödelartigen Anreicherungen zusammen. Die zackige und buchtenreiche Grenzlinie zwischen dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs und der Silbereckserie zeigt selbst noch im kleinen Maßstabe der Tafel 1 die betreffenden Gneiskeile und Schiefermulden. Ich habe sie im Maßstabe 1 : 10.000 auf das genaueste kartiert. Längs dieser Grenzfläche stellen sich im Kleinbereich (Meter- bis Millimeterbereich) Verfaltungen und Grobmengungen von Dolomit- und Kalkmarmor mit Granit- und Aplitgneis ein. Dieses sonderbare Phänomen innigster stofflicher Durchdringung und Durchmischung von sedimentogenem Karbonatgestein und Orthogneis vollzieht sich also nicht nur im Maßstabe der geologischen Karte (z. B. Tafel 1: Melnik), sondern interessanterweise auch im Meter- bis Millimeterbereich. Dieses Phänomen im Kleinbereich nenne ich Melnikkar-Effekt. Er tritt auch in den Westalpen in ähnlicher tektonischer Position auf (EXNER 1966, p. 10 bis 11). Zahlreiche Vorkommen des beobachtbaren Melnikkar-Effektes habe ich zwischen Malta und Großarlal bei meinen Begehungen in den letzten Jahren aufgefunden und sie auf der geologischen Karte 1 : 10.000 mit der Signatur: Melnikkar-Effekt festgehalten. Sämtliche Vorkommen sind an die oben gekennzeichnete Raumkampfbzone zwischen dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs und der autochthonen Silbereckserie beschränkt. Damit ist feldgeologisch ein wichtiger Beitrag zum petrologischen Verständnis dieser sonderbaren Stoffdurchdringung und -durchmischung, die nichts mit magmatischer Intrusion zu tun hat, geleistet.

Auf den autochthonen tieferen Teil der Silbereckserie sind parautochthone Schuppen aufgeschoben. Sie bestehen aus Granitgneis und Sedimenten der Silbereckserie. Der Granitgneis wurde im Zuge des oben erwähnten Kampfes um den Raum aus Keilen tektonisch abgespalten, welche vom Hochalm-Ankogel-Massiv in die Silbereckserie vorgetrieben wurden. Im Gebiet um das Silbereck bildeten sich tektonische Gneis lamellen. Die zugehörigen Sedimente der Silbereckserie umschlingen diese Gneis lamellen. Die Sedimente wurden in Falten gelegt und bilden einen Stapel parautochthoner Schuppen in den Hangendpartien der Silbereckserie. Querfalten spielen dabei auch eine bedeutende Rolle.

Im Zuge der Entstehung der parautochthonen Schuppen bildete sich als höchste und daher gleitfähigste parautochthone Einheit eine vom Hochalm-Ankogel-Massiv abgespaltene parautochthone Decke. Sie besteht aus dem Mureckgneis und Resten der primär auflagernden Schiefer in der Fazies der Silbereckserie.

Der Granitgneis, welcher am Gipfel des Murecks im Hangenden der Silbereckserie ansteht, wurde von F. BECKE (1908) Mureckgneis genannt und konform der Silbereckserie auflagernd, bis ins Liesertal verfolgt (F. BECKE 1909). Er bildet keinen intrusiven Lagergang, wie BECKE und ANGEL dachten, sondern eine, vom Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs mechanisch abgescherte, mit diesem teilweise noch zusammenhängende, stark gewalzte, stellenweise prächtig gefaltete, blastomylonitische Gneis lamelle. Sie ist bis 300 m mächtig und intensiv epimetamorph umkristallisiert (Phengit-Mikroklin-Augengneise, Phengitschiefer usw.). Sie läßt aber noch in Relikten den Granitcharakter erkennen, was besonders G. FRASL (1954) an den Kalinatronfeldspaten der Gneis lamelle am Mureckgipfel überzeugend nachgewiesen hat. Sie trägt in ihrem Hangenden wiederum „Mesozoikum“, welches am neuen Güterweg bei Reit am Altenberg mit Kalkmarmor, Karbonatquarzit und Schwarzphyllit aufgeschlossen ist (Tafel 1: Siehe Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie knapp westnordwestlich Muhr). Dieses „Mesozoikum“ ist dem der Silbereckserie lithologisch analog und gehörte daher ebenfalls wie diese der Transgressionsserie über dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs an, und wurde von diesem mitsamt der Mureckgneis lamelle mechanisch abgeschürft.

Großartig in der Landschaft ist die messerscharfe Überschiebungsfäche des wuchtigen hellen Mureckgneises über den weichen dunklen Bündnerschiefern (z. B. EXNER 1940: Fig. 5 und Tafel IV, Abb. 1; EXNER 1953: Abb. 3). V. UHLIG (1909) sprach hier bereits

von einer nach N überschlagenen, längeren oder kürzeren Tauchdecke (l.c., p. 478 und Tafel XVIII) und merkte in Fußnote an: „Die nähere Beschreibung dieser Region ist in nächster Zeit zu erwarten“. Sein Tod kam dazwischen. L. KOBER 1922 faßte Mureckgneis, ferner Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie und die Kareckserie als Teil seiner Hochalmdecke auf. Ich folgte ihm darin in meiner Erstlingsarbeit (EXNER 1939, 1940, 1942). Die Begehungen nach dem zweiten Weltkriege machten mir klar, daß eine so großzügige Benennung hier für die weitere tektonische Forschung kaum zweckmäßig ist, und ich bezeichnete daher den der Silbereckserie auflagernden Granitgneiskörper „vorsichtshalber mit einem eigenen Lokalnamen als Mureckdecke“ (EXNER 1949, p. 215). Diese Vorsicht hat sich wohl gelohnt, denn es dürfte die Hochalm-Antiform mit dem Metagranit der Hochalmspitze ihre Fortsetzung in den Gneisen von Rotgülden haben und somit ins tiefere Liegende der Silbereckserie gehören, während der Mureckgneis aus den hohen Partien des Hochalm-Ankogel-Massivs abgeschert ist. Beim jetzigen Stand der geologischen Kartierung des Maltatales ist jedenfalls der von mir bereits erbrachte feldgeologische Tatsachenbefund maßgebend, daß der Tonalitgneis des Hochalmkernes seine Fortsetzung unter der Silbereckserie hat (im Raume nordnordwestlich Malta). Siehe Tafel 1.

Über dem Mureckgneis und von diesem stellenweise durch „Mesozoikum“ getrennt, folgen die sogenannten B-Gneise (SANDER, EXNER 1949, p. 216 und 217) oder Randgneise (BECKE), das sind vorwiegend Paragneise, Amphibolite und Migmatite. Ihr Alter ist präkambrisch bis altpaläozoisch. Sie sind vom zentralgranitischen Magma intrudiert und migmatisiert. Sie schlingen sich im S um das Hochalm-Ankogel-Massiv herum. Ich bezeichne diese Serie im Bereich der Hafnergruppe nunmehr mit dem Lokalnamen: Storzserie. Ich trenne also die Storzserie (B-Gneise, Lagengneise) vom Mureckgneis ab, so wie ich das auch schon in meinem genannten Gliederungsversuch (EXNER 1949, p. 216 bis 217 und Abb. 4, Tektonogramm) tat. Als „Mureckdecke im weiteren Sinne“ habe ich zeitweise versucht, Mureckgneis und Storzserie zusammenzufassen, doch möchte ich eine solche Zusammenfassung nicht mehr gebrauchen, da es sich um verschiedenartige Serien handelt: Mureckgneis als lokale, parautochthone Decke; Storzserie hingegen als Teil einer regionalen, weit über das Hochalm-Ankogel-Massiv ausgebreiteten Decke. Siehe Tafel 2.

Diese Storzserie ist nichts anderes als ein Teil des alten Daches des Zentralgranits im S des Hochalm-Ankogel-Massivs, welcher nach N geschoben wurde. Ihre petrographische und tektonische Situation ist ähnlich der Riffdecke in den mittleren Hohen Tauern und der Gneislamelle I (Sandkopf-Neubau-Decke) in der Sonnblickgruppe. Das mit großer Wahrscheinlichkeit zutreffende Erklärungsprinzip ist folgendes: Im nördlichen Teil des Zentralgranits wurde das alte Dach vor der Transgression der Silbereckserie („Permo-Trias“) erodiert. Die „Permo-Trias“ konnte also unmittelbar auf dem denudierten Zentralgranit transgredieren. Im südlichen Teil des Zentralgranits wurde das alte Dach nicht erodiert. Es lagerten sich auf dem alten Dach paläozoische Schichten ab und darüber „Mesozoikum“ nicht in Schwellenfazies, sondern in Beckenfazies: Vorherrschen von Tonschiefern, Mergeln (Kalkschiefern) und basischen Vulkaniten (Prasinite). Bei der alpidischen Gebirgsbildung wurde ein Teil des alten Daches vom im S verbleibenden Rest des alten Daches abgelöst und nach N verfrachtet. Die ausgeprägte Schiefrigkeit des alten Daches (Riesenlagen von Paragneis und Amphibolit mit Lagergängen des Zentralgranits) und deren flache Lagerung auf dem Zentralgranit begünstigte die mechanische Ablösung und den Gleittransport nach N während der alpidischen Gebirgsbildung. Das alte Dach wird auch als Altkristallin in den Hohen Tauern, Serie der alten Gneise, Riesenlagengneise, Randgneis, Mischgneis und B-Gneis bezeichnet. Es ist in unserem Gebiete beinahe zu gut aufgeschlossen, denn man könnte in der 1100 m mächtigen Storzserie mit dem Metermaß und mit Akribie genaueste Detailprofile aufnehmen und die einzelnen Lagen in den Felswänden der vielen Nebentäler und Kare, entsprechend der flachen Lagerung der Storzserie, weiträumig zu verfolgen

trachten. Eine derartig aufwendige Detailuntersuchung wird späteren Geologengenerationen in unserem Lande vorbehalten bleiben. Vor meiner Neubearbeitung war so gut wie nichts über die stoffliche Zusammensetzung der Storzserie bekannt, da BECKE nur einige wenige petrographische Bemerkungen geradezu nur andeutungsweise publizierte, und überhaupt noch niemand diese Serie petrographisch gegliedert und beschrieben hat. In der vorliegenden Arbeit liefere ich daher erstmals eine solche petrographische Bearbeitung. Gerne gestehe ich ein, daß die geologische Kartierung 1 : 10.000 in dieser Serie nur punktförmig und längs begangener Profile genau ist, ansonsten mehr schematisch ausgeführt wurde. Die besten Leithorizonte bei der Kartierung bilden die charakteristischen Grobkorn-Albit-Epidot-Amphibolite („Hornblendegneise“ der alten Autoren). Typisch und mächtig sind sie auf der Storzspitze. Darum nenne ich die ganze Serie in meinem Gebiete: Storz-Serie. Neu gefunden habe ich zahlreiche Serpentinvorkommen, die auch eine lagenförmige Anordnung zeigen, sowie einige konkordante und diskordante Lamprophyrgänge. Migmatite sind sehr häufig. Die ganze Gesteinsserie ist alpidisch durchbewegt und regressiv, größtenteils epimetamorph geworden. Alte Amphibolite wurden häufig in Prasinite umgewandelt. Phyllonitzone sind häufig.

Diese regressiv metamorphen Vorgänge nehmen besonders nach oben, wo die alpidische Umrührwirkung am stärksten war, zu. Dementsprechend liegt mit unscharfer Grenze auf der Storzserie die Kareckserie. Diese besteht vorwiegend aus Gneisphylloniten und Prasiniten mit erhaltenen Resten des alten Daches der Storzserie, also mit Resten von Paragneis, Amphibolit und Migmatit. Ungemein kräftig und voluminös ist die Albitblastese. Lithologische Analogien zum Wechselgneis und Wechselalbitschiefer des Alpen-E-Randes sind vorhanden. Die Kareckserie ist einige Meterzehner bis über 100 m mächtig. In den Phylloniten stecken Quarzlager mit intensiver Durchbewegung (B-Tektonite, kaltgereckter Quarz mit komplizierter Kornverzahnung im Mikroskop). Zu ihnen gehören die kiesführenden Goldquarzlager vom Typus Schellgaden (O. M. FRIEDRICH 1935, 1953 und 1968) mit Scheelit und stellenweise mit alpidischen Turmalin-Blasten (Turmalinsonnen). Den Ausdruck Kareckserie — nach dem schönen Aussichtsgipfel Kareck, westlich des Katschberges — habe ich neu geschaffen, um dieser phyllonitischen Serie des alten Daches mit den reichlichen Prasiniten eine kurze Lokalbezeichnung zu geben. Es ist dabei aber auch die Vermutung maßgebend, daß sich in dieser Serie mehr Sediment- und Vulkanitmaterial verbirgt, das den alten, eventuell präkambrischen Gneisen stratigraphisch aufliegt und altpaläozoisches Alter hat. Etwa analog den älteren Casannaschiefern der Westalpen, oder dem altpaläozoischen Schiefer- und Prasinitanteil der Habachserie G. FRASL'S (1958).

Im Meter-Bereich bzw. mitunter auch im Zehnmeter-Bereich unscharf abgegrenzt, stellen sich darüber die dunklen Phyllite, Serizit-Chlorit-Quarzite, Graphitquarzite-Prasinite und Albitporphyroblastenschiefer der Murtörl-Serie ein. Diesen Lokalnamen stelle ich auf, weil die Serie stratigraphisch recht viel enthält, so auch Kalkphyllit und sandige Schwarzschiefer mit gradierter Schichtung von Flysch-Charakter, Ihr Alter dürfte jungpaläozoisch sein. Meist fehlt Injektion durch zentralgranitisches Magma. Sie ist von den überlagernden „permotriadischen“ Konglomeratquarziten, Quarziten, Arkosegneisen, Altkristallinresten, Augengranitresten und der karbonatischen „Trias“ (Rauhwaacke, Dolomit, Kalkmarmor) der Schrovineinheit feldgeologisch abtrennbar. Die ältere Bezeichnung: „Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe“ (EXNER 1939) ist zu kassieren, da sie der Mannigfaltigkeit der Murtörlserie nicht Rechnung trägt und Anteile der Schrovineinheit mitenthält.

Das Murtörl als bekannter Übergang vom Mur- ins Großarlal, über welchen wohl auch einmal eine Straße gebaut werden wird, ist nur der markanteste topographische Punkt in der Serie, den ich deshalb zur Namengebung gewählt habe. Das Profil am Murtörl enthält aber nicht alle Schichtglieder. Den besten Einblick in die Serie gewinnt man in den S-schauenden Hängen des Murtales gegenüber der Rotgülden-Mündung, wo die Serie infolge tektonischer Anschoppung vor der Stirne der Storzdecke den beträcht-

lichen Betrag von 1400 *m* Mächtigkeit erreicht. Primär handelt es sich um wenige 100 *m* Mächtigkeit, die am Tauern-E-Rand (Kareckprofil, Lieser- und Maltatal) auf einige Meterzehner infolge tektonischer Reduktion absinkt. Der Anteil basischer Vulkanite am Aufbau der Murtörlserie ist volumetrisch sehr groß. Die besonders im westlichen Teil der Serie (westlich Moritzmündung, Murtörl, Großarlal) vorherrschenden Chlorit-Serizit-Phyllite und Chlorit-Serizit-Quarzschiefer („helle Schiefer“ im Gegensatz zu den Schwarzphylliten) sind wohl als vulkanische Tuffe anzusprechen. Prasinite sind in der gesamten Serie in großer Menge als zahlreiche Lagen vorhanden und stellen wohl ehemalige Diabase dar. Vereinzelt tritt Epi-Amphibolit auf, der aus subvulkanischen Gabbrostöcken hervorgegangen sein mag.

Schrovineinheit: Die in der Landschaft weithin sichtbaren Rauhwacken, Dolomite und Kalkmarmore des Schrovinkopfes reichen in der unmittelbaren Fallrichtung bis an den Hangfuß nördlich des Zederhausbaches bei Fell. Sie wurden von V. UHLIG (1908, geologisch-tektonische Kartenskizze 1 : 200.000), L. KOBER (1922, p. 231 und Tektonogramm 1 : 100.000) und R. STEIGER (1953, p. 57 bis 59) teilweise als Unterostalpin dem Mesozoikum der Radstädter Tauern zugerechnet. Ich selbst teilte diese Karbonatgesteinsserie ganz richtig in meiner Erstlingsarbeit der „Dolomit-Kalk-Gruppe“ der peripheren Tauernschieferhülle zu. Ich konnte mich aber damals aus begriflichem Mangel an Erfahrung noch nicht der STAUB'schen Auffassung anschließen, daß hier die Modereckdecke wieder aufscheint. Vor allem konnte ich keine lamellierte Granitgneislage ausnehmen, sondern beobachtete nur Quarzit und „Gneisquarzit“ (EXNER 1939, p. 299 und 1942, p. 61 bis 62). Nach jahrelanger spezieller Befassung mit den Rote Wand-Modereck-Gneislamellen anlässlich meiner Kartierung der Sonnblickgruppe, war es mir dann natürlich beim ersten Wiedersehen des Schrovinkopfes (EXNER, Aufnahmebericht für das Jahr 1961) möglich, zu erkennen, daß R. STAUB mit seiner Behauptung der petrographischen und tektonischen Analogie von „Trias und Gneis am Schrovinkogel“ (= Schrovinkopf) mit denselbigen Gesteinen am Modereck (R. STAUB 1924, p. 57) genau das richtige getroffen hatte. Damit war aber auch das Zurechtbestehen der großtektonischen Auffassung R. STAUB's (1924) wahrscheinlich geworden, nämlich daß die Glocknerdecke oder mein „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ um das Tauern-E-Ende herumstreicht und so auch in dieser Richtung die Verbindung zum „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ des Gasteiner Raumes (EXNER 1957) besteht. A. TOLLMANN (1963, Texttafel 5) zog dann auch nach mündlichen Aussprachen mit mir diese Verbindung.

So nenne ich nunmehr diese, am Schrovinkopf und in streichender Fortsetzung anstehende und von mir genauestens aufgenommene und petrographisch untersuchte Serie von Altkristallinresten (biotitreiche Gneise), Augengranitgneis (Phengit-Mikroklin-Augengneis), ferner von Albitporphyroblastenschiefer, Prasinit, von „permischen“ Arkosegneisen, Arkoseschiefern, Geröllquarziten und von „Trias“ (Quarzit, Rauhwacke, Dolomit und Kalkmarmor) Schrovin-Einheit. Durch tektonische Anschoppung erreicht sie am Schrovinkopf zirka 300 *m* Mächtigkeit. Im Profil des Schrovinkopfes selbst sind drei tektonische Schuppen innerhalb der Schrovin-Einheit erkennbar. Ich konnte im Zuge meiner Kartierung die Schrovin-Einheit bis nahe zum Murtörl und bis nördlich Malta, also insgesamt auf einer Strecke von 35 *km* Länge verfolgen. Die Schrovin-Einheit bildet den wichtigsten und sehr konstanten Leithorizont in der peripheren Tauernschieferhülle der NE-Ecke der Hohen Tauern.

Die darüber folgenden Bündnerschiefer setzen sich zunächst aus Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, „Lias“-Breccie (gelängte Dolomitgerölle in karbonatquarzitische Matrix) und Serpentin zusammen, analog der Brennkogelserie der Glocknergruppe. Darüber bilden Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorbändern, Kalkphyllit und Grünschiefer (typischer Prasinit der Oberen Schieferhülle) in mehrfach wiederholten Lagen die eigentliche sogenannte Obere Schieferhülle oder Glocknerserie.

In den gering mächtigen Profilen des E-Randes der Hohen Tauern südlich des Murtales und besonders schön, südlich des Liesertales, kann man diese regelmäßige Lagerung: Schrovin-Einheit mit „Trias“, darüber Brennkogelserie und darüber Glocknerserie, gut beobachten. Offensichtlich liegt hier eine aufrechte, verhältnismäßig wenig geschuppte Serie vor. Sie fällt flach nach E (20 bis 40° Einfallen). Die Bündnerschiefer erreichen hier nur etwa 350 m Mächtigkeit.

Hingegen sind die Bündnerschiefer am Kamm zwischen Mur- und Zederhaustal über 1000 m mächtig. Sie fallen steil nördlich ein (40 bis 60° Einfallen). Sie sind tektonisch angeschoppt. Die kartierten „Trias“-Dolomit-Linsenzüge (siehe Tafel 1) bilden Leitbänder innerhalb des gefalteten und geschuppten Schieferstoßes. Die zahlreichen scharfen Bergkämme und Nebentäler, welche von S dem Zederhaustal zustreben, queren die periphere Schieferhülle und geben ausgezeichnete Aufschlüsse, die längs 10 km streichender Länge den Aufbau der Bündnerschiefer im Gebiet südlich und westlich Zederhaus sonnenklar an den Tag bringen. Man sieht, individuelle markante Gesteinszüge (Serpentine, mächtige Kalkglimmerschiefer- und mächtige Grünschieferzüge) wohl über viele Kilometer hin anhalten, sich im Zuge der Liegendfalten gabeln, mit anderen Gesteinslagen dieser Serie wiederum Schuppen bilden und dabei beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen erleiden. Querprofile und geologische Karte vermitteln hier bei anhaltender Konstanz der Faltenachsenrichtung (WNW) einen in den Tauern selten erreichten, sehr vollständigen Einblick in den Internbau einer solchen tektonisch angeschoppten Bündnerschieferserie.

Die darüber folgende Nördliche Rahmenzone entspricht bezüglich Gesteinsinhalt und Tektonik der Matreier Zone am S-Rande der Hohen Tauern, etwa in Großfragant (S. PREY 1964) und bei Döllach (Ch. EXNER 1964). In der Hafnergruppe handelt es sich um die östliche Fortsetzung der Oberen Schwarzphyllitzone der Geologischen Umgebungskarte von Gastein. Die Nördliche Rahmenzone liegt in unserem Raume auf den Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle längs folgender Linie: Prabitschkopf—Reinkarlacke—Barleitenkopf—Zliemwald—Gries im Zederhaustal. Diese Linie zwischen „Oberer Schieferhülle“ (unten) und „Nördlicher Rahmenzone oder Matreier Zone“ (oben) wurde bereits von E. CLAR (1937) im Mur- und Zederhaustal richtig erkannt. Es überwiegen in der Nördlichen Rahmenzone Schwarzphyllite. Prasinite treten zurück. Dafür stellen sich reichlich Serizit-Chlorit-Phyllite (Grünphyllite) ein. Die Kalkschiefer sind vorwiegend als Kalkphyllite mit Bändern von Kalkmarmor und Karbonatquarzit vertreten. Serpentine bilden Schollenzüge. Mit diesen Gesteinen sind solche von unterostalpinem Charakter vergesellschaftet (Gneisdiaphthorit, Quarzphyllit, Permomesozoikum, ähnlich dem der Radstädter Tauern). Das Ganze ist intensiv tektonisch geschuppt. Die alpine Gesteinsmetamorphose der Nördlichen Rahmenzone ist verhältnismäßig schwach: Phyllite, Neubildung von Stilpnomelan, reliktsche Erhaltung voralpidischer grobschuppiger Muskovite. Schon S. PREY (1938) hat anlässlich einer in dieser Zone begonnenen geologischen Kartierung — seine geologische Manuskriptkarte ist im Archiv der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrt — die genannten, sehr charakteristischen grünen Phyllite und das diaphthoritische Altkristallin (unter der Riedingspitze) aufgefunden. F. THALMANN (1962 und 1963) hat sich ebenfalls bereits eingehend mit unserer Nördlichen Rahmenzone befaßt. Ich benütze die Bezeichnung „Nördliche Rahmenzone“ nach dem betreffenden Terminus von H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1939) im nördlichen Teil des Großglocknergebietes (Fuscher Phyllite usw.). Am E-Ende der Hohen Tauern kann die Basisserie der Tschaneckschollenzone im Katschberggebiet als Fortsetzung angesehen werden (Blatt Tamsweg).

Die in der Nördlichen Rahmenzone weithin verfolgbaren Trias-Dolomitlinsenzüge (Tafel 1) geben Hinweise auf den komplizierten tektonischen Schuppenbau dieser Zone. Größere unterostalpine Schollen lassen noch den stratigraphischen Aufbau erkennen und wurden eingehend von F. THALMANN (1962) bearbeitet. Diese Groß-Schollen gehör-

chen ebenfalls der WNW streichenden Haupt-Faltenachse und bilden Walzen, die nach WNW eintauchen und von den Schiefen der Nördlichen Rahmenzone tektonisch eingehüllt werden.

Die Katschbergschiefer mit den zugehörigen unterostalpinen permo-mesozoischen Schollenzügen usw. (Katschberg-Zone), das Oberostalpine Altkristallin des Nockgebietes und der Dolomitkeil des Hirnecks bilden die hochinteressanten Zonen der Ostalpinen Decke über der nach E eintauchenden Tauern-Walze.

D. Parautochthone Decke

I. Der Mureckgneis

ist auf Grund meiner sehr eingehenden feldgeologischen und petrographischen Untersuchung kein intrusiver Lagergang (BECKE, ANGEL), sondern eindeutig eine Gneisdecke bzw. Gneislamelle, die vom Hochalm-Ankogel-Massiv abgesichert wurde und die Sedimenthaut dieses Massivs überfahren hat bzw. durch Querfaltung auch mit ihr verwickelt ist. An einigen Stellen trägt der Mureckgneis noch seine sedimentäre Bedeckung (Schiefer zwischen Mureck- und Storzdecke). In der Mehrzahl der Fälle wurde sie aber durch die höheren tektonischen Einheiten abgesichert, sodaß nun meist Storzserie (im Osten) und Murtörl-Serie (im Westen) mit tektonischem Kontakt unmittelbar dem Mureckgneis aufliegen. Wie das Kartenbild zeigt, ist der Mureckgneis nicht überall vom Hochalm-Ankogel-Massiv abgerissen. Im Westen und Südosten hängt er mit diesem noch zusammen. Die Silbereckserie taucht dort tunnelförmig unter den mit dem Massiv noch in Zusammenhang befindlichen Mureckgneiskörper ein bzw. ist mit diesem in komplizierte Falten gelegt und zu tektonischen Schollen zerrissen.

Der Mureckgneis mit seiner stellenweise noch vorhandenen Sedimentauflage bildet somit eine typische parautochthone Decke. Sie ist relativ zu ihrem autochthonen Untergrund (Hochalm-Ankogel-Massiv) nur wenige Kilometer verschoben und hängt mit diesem seitlich noch zusammen.

Auch die petrographische Zusammensetzung des Mureckgneises entspricht dem benachbarten Teil des Hochalm-Ankogel-Massivs. Doch hat der Mureckgneis kräftige Faltung, differentielle Gesteinsdurchbewegung und epi- bis mesometamorphe Rekrystallisation erfahren. Die Erscheinungen der Kornzertrümmerung und der nachfolgenden Blastese (Blastomylonite und rekrystallisierte Phyllonite) granitoider Ausgangsgesteine (Zentralgranit) können geradezu in vorbildlicher Klarheit an dieser Gneisdecke beobachtet werden. Der Reichtum an Phengit und das Auftreten von Knaf-Porphroblasten mit unverlegten helizitischen Einschlußzügen sind in den Granitgneis-Phylloniten des Mureckgneises bemerkenswert. Ehemalige basische Schollen im Granit wurden zu Phylloniten mit Neuspaltung von Biotit umgewandelt. Schachbrettalbit ist im Granitgneis der Mureckdecke häufig vorhanden. Myrmekit fehlt.

1. Im Bereiche von Blatt Hofgastein

Auf Blatt Hofgastein hängt der Mureckgneis mit dem Hölltor-Granitgneis des Hochalm-Ankogel-Massivs zusammen. Unter diese Verbindung taucht tunnelförmig die Silbereck-Synform (frühere Bezeichnung: Silbereck-„Mulde“) ein. Sie bildet dort den auf Tafel 1 schraffiert gezeichneten Schollenzug: Großarlal bis südlich Mureck.

Der geologischen Karte der Umgebung von Gastein mit Erläuterungen (EXNER 1957) sind diese Tatsachen zu entnehmen. Der Schlüssel zum tektonischen Verständnis besteht im Schuppen- und Querfaltenbau.

Aus den obersten Lagen des Hochalm-Ankogel-Gneissmassivs wurden Gneisschuppen teils abgerissen, teils stehen sie mit dem Massiv noch im Zusammenhang. Sie werden

von der zugehörigen Sedimentserie über- und unterlagert. Sie sind staffelförmig angeordnet. Die Synformen (Sedimentzonen und Schollen der Silbereckserie) tauchen tunnelförmig nach W unter die Antiformen (Granitgneis-Schuppen, Granitgneis-Lamellen). Dazu kommen Querfalten um NE- und NS-Achse. Die größte in diesem Bereiche ist die Gasteiner Quermulde. Um sie rotiert der mächtige Siglitz-Gneis-Lappen des Hochalm-Ankogel-Gneismassivs. Er trägt die autochthone Silbereck-Sedimentserie (= Angertalmarmorserie). Diese ist keine einfach durchstreichende Lage, sondern im Gebiete zwischen Gastein- und Großarlal durch tektonisch höhere, in sie von oben eintauchende Antiformen (Granosyenitgneis-Lamellen des Flugkopfes und der Pitzachalm) in mehrere Züge aufgespalten (siehe geologische Karte der Umgebung von Gastein). Es ist somit sonnenklar und durch meine Detailkartierung eindeutig belegt, daß das viel zu einfache Schema einer durchstreichenden „Hochalmdecke“ (L. KOBER) eine zwar seinerzeit didaktisch anregende Modellvorstellung war, aber den Tatsachen im Detail nicht gerecht wird. Wir werden sehen, daß am E- und S-Ende der Silbereckserie (Lieser- und Maltal) ebenfalls durch komplizierte tektonische Schuppen und Querfalten bedingte Verbindungen zwischen Hochalm-Ankogel-Massiv unter der Silbereckserie und Mureckgneis über der Silbereckserie vorliegen. Der Schlüssel zum Verständnis liegt in der parautochthonen Natur des Mureckgneises.

Gesteinsbeschreibung mit chemischer Analyse des Mureckgneises im Großarlal und spezielle Untersuchung des Mureckgneises an der Typuslokalität Mureck wurden bereits früher mitgeteilt (EXNER 1957, p. 113 bis 114 und 119; G. FRASL 1954). Zu ergänzen ist nunmehr, daß die chemisch analysierte Probe (Forstweg im Gstöskkar) megaskopisch grünlichen Hellglimmer führt, der im Mikroskop deutlichen Pleochroismus von farblos bis hellgrün aufweist. Statt der damals gebrauchten Bezeichnung „Muskovitgneis“ ist nach unserer jetzigen Kenntnis besser die Bezeichnung „Phengitgneis“ zu verwenden. Das gilt auch für andere, aus dem Bereiche des Großarltales und Murecks gesammelte Proben des Mureckgneises.

2. Im Bereiche des Murtales

Vom Mureck bis zur Querfalte im Liesertal bildet der Mureckgneis auf über 15 km streichender Länge eine bis 300 m mächtige Granitgneisdecke auf den Bündnerschiefern der Silbereckserie. Es handelt sich auf Grund meines Kartierungsergebnisses um eine Teilerscheinung des Falten- und Schuppenbaues von Hochalm-Ankogel-Massiv und auflagernder Silbereckserie, wobei der höchste Gneiskeil des Hochalm-Ankogel-Massivs deckenförmig über die gefalteten und geschuppten Bündnerschiefer hinweggeglitten ist und im N und E tektonisch angeschoppt wurde. Granitgneislamellen innerhalb der Bündnerschiefer (Falten- und Schuppenbau) verbinden sich mit Gneiskeilen, die aus dem Hochalm-Ankogel-Massiv in die Silbereckserie hineinragen. Die petrographische Beschaffenheit dieser Gneiskeile, der Gneislamellen und des Mureckgneises der Decke ist analog: Vorwiegend stark verschieferter Blastomylonit mit granitischen Relikten. Das Gestein ist reich an Phengit. Phyllonite sind häufig. Wenn wir hier zweckmäßig nur die Beobachtungen am Mureckgneis der Decke anführen und die Gneislamellen und Gneiskeile in der Silbereckserie erst im zweiten Teil der Geologie der Hafnergruppe zusammen mit den Profilen der Silbereckserie behandeln wollen, so ist dies eine sehr künstliche Trennung. Dessen möge man sich bei großtektonischen Schlußfolgerungen bewußt bleiben!

Und nun betrachten wir die Mureckdecke in ihrem Verlauf durch die vorzüglich aufgeschlossenen Querkämme und Quertäler im Einzugsbereich der Mur vom Mureck über Schmalzgrube, Rosskar, Moritzental, Bettelwand, Mannsitz, Schrovinkar, Murtal im Gebiete um die Rotgüldenmündung, Murtal beim Altenberg und Oblitzen-W-Flanke bis zum Grenzkamm gegen das Liesertal.

21. Vom W-Rand des Kartenblattes bis zum Moritzental

Am Mureck *) ist der Mureckgneis zirka 250 m mächtig. Sein Einfallen beträgt 45 bis 60° nach N und NNE. An der Basis besteht er über den Schiefen der Silbereckserie aus 2 m mächtigem Serizit-Quarzschiefer (Gneisphylionit) mit Porphyroblasten von Disthen und Chloritoid (nördlich und nordöstlich Kleines Törl, P. 2347). Darüber folgt verschieferter Granitgneis, der gegen den Gipfel des Murecks (P. 2402) porphyrischen Charakter annimmt. Die bis 4 cm großen Knäse sind idiomorph und weisen zonare Einschlußringe von Plagioklas und chloritisiertem Biotit auf (G. FRASL 1954). Der Glimmer des Gneises ist vorwiegend Hellglimmer (Phengit). Untergeordnet tritt Biotit auf. An der Hangendgrenze gegen die Schiefer der Murtörlserie ist der Mureckgneis phyllonitisch (20 m). Bemerkenswert ist die petrographische Ähnlichkeit des Mureckgneises mit dem Phengitforellen-Augengranitgneis in den drei Gneiskeilen und in dem liegenden Granitgneis der Silbereckserie am Schöderhorn (P. 2475) und in der N- und NE-Flanke dieses Berges. Die Wurzel der Mureckdecke dürfte sich nur wenige Kilometer südlich des Murecks befinden.

Mit gleichbleibender Mächtigkeit und 50° N-Fallen quert der Mureckgneis die Schmalzgrube nördlich der Murquelle.

Besonders gut ist der Mureckgneis in den S-Hängen des Roßkares aufgeschlossen. Über den Schiefen der Silbereckserie ist er wiederum als Phyllonit entwickelt und führt Disthen-Porphyroblasten (400 m südsüdwestlich P. 2224). Der Hauptkörper zeigt granitische Knäse-Augen. Die hangenden Partien sind zu feinkörnigem Blastomylonit und zu Gneisphyllonit umgewandelt. Im frischen Bergsturzmaterial nordöstlich P. 2149 kann man besonders gut die Übergänge vom porphyrischen Granitaugengneis zum feinkörnigen Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck, der ja auch im Mureckgneis reichlich vertreten ist, studieren. An kontinuierlichen Übergängen sieht man die Auswirkung der mechanischen Kornzerkleinerung und der Durchbewegung mit nachfolgender Rekrystallisation. Wiederum zeigt der Mureckgneis enge petrographische Verwandtschaft mit den benachbarten Gneiskeilen und Gneislamellen in der Silbereckserie im Gebiete der Roßkarscharte und mit dem Granitgneis im Liegenden der Silbereckserie (nördlich Frauennock). Faltenachsen und Lineationen der Gneiskeile und Gneislamellen sind konform denen des Mureckgneises. Das gilt auch für das Gebiet des Murecks. Die Achsen tauchen nach NE und ENE ein.

Am Grat nördlich der Roßkarscharte (Frischinghöhe-SSW-Grat) ist der Mureckgneis zirka 150 m mächtig. Er führt bis 2 cm große Knäse-Augen. Petrographie von hier siehe bei F. THALMANN 1963, p. 130 bis 131. Weißschiefer (Gneisphyllonite) kommen sehr wohl auch vor. Die NE-Faltenachse wird von jüngerer Knitterung um NNE-Achse überprägt. Der Fallwinkel der Schieferungsflächen und die Mächtigkeit des Mureckgneises nehmen nach unten zu. Am Grat nördlich der Roßkarscharte fallen die s-Flächen des Mureckgneises 45° nach NNE. In der 800 m tieferen Moritzenschlucht (bei P. 1628, westsüdwestlich Moritzen Jagdhaus) fallen sie 55° nach NNE und die Mächtigkeit beträgt hier zirka 200 bis 250 m. Vom gegenüberliegenden Hang (Bettelwand) sieht man diese radförmige Stirn und die Anschoppung des Mureckgneises in der Tiefe.

22. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental

Auch am Grat Bettelwand-Mannsitz, im Schrovinkar und im Schmalzgraben (Murtal) hält die NE bis ENE streichende Faltenachse an. Sie dreht im Murtal (nordwestlich Plölitzen) nach ESE und wird dort von jüngerer Knitterung um NE-Achse überprägt.

*) Das Mureck P. 2402 befindet sich südlich des Murtörls. Nur in diesem Sinne verwende ich in vorliegender Arbeit die Bezeichnung: Mureck. Leider wird auf einigen topographischen Karten das Schöderhorn P. 2475, welches sich weiter südlich befindet, als „Großes Mureck“ angegeben. Eine solche Bezeichnung würde für die geologische Beschreibung recht mißverständlich sein, weshalb ich mich bezüglich des zuletzt genannten Berges (P. 2475) auf den Namen: Schöderhorn beschränke.

Das Einfallen der s-Flächen ist in der Höhe (Mannsitz, Bettelwand und unbenannte Spitze nordöstlich Schrovinschartl) flacher (40 bis 45° nach NE), in der Tiefe des Murtales steiler (40 bis 55° nach NE).

Wo der Mureckgneis auf den Schiefen der Silbereckserie aufrucht, ist er wiederum phyllonitisiert. Obertags z. B. gut studierbar im Schrovinkar, nördlich und nordwestlich der Buchstaben „Sch“ des Wortes „Schrovin Graben“ der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Hier sind alle Stadien der Umwandlung des Granitgneises (mit 2 cm großen, automorphen Knafen mit Einschlußringen von Biotit) zu Weißschiefer (Quarz-Muskovit-Schiefer mit Quarz- und Karbonatknauern, mit Quermuskovit, Apatit und Zirkon bzw. ? Monazit und Fehlen von Leuchtenbergit) vorhanden.

Im Wasserkraftstollen der Murstufe nordwestlich Plölitzen wurden die basalen Phyllonite des Mureckgneises durchörtert. Das sehr frische Gesteinsmaterial von der Halde beim Mundloch des Fensterstollens in der Murschlucht, 530 m nordnordwestlich Plölitzen, habe ich aufgesammelt und petrographiert. Man sieht den Übergang von Phengit-Granitaugengneis über feinschiefrige Phengitgneise mit Quarz-Feldspat-Walzen zu quarzreichen Phengitschiefern. Besonders interessant sind außerdem hier dunkelgrüne (Fe-reiche) Phengitschiefer mit viel Titanit und Opazit und stellenweise auch Biotit. Sie entstammen basischen Fischen im Mureckgneis, die ebenfalls der Phyllonitisation unterlagen. In unmittelbarem Verbinde kommen Fuchtschieferlagen im Granitaugengneis (Mureckgneis) vor. Man kann wohl annehmen, daß Chrom aus dem basischen Fisch im Zuge des metamorphen Stoffumsatzes in den Granitgneisphyllonit eingewandert ist. Es folgt die Beschreibung dieser Gesteine:

Biotit-Phengit-Quarz-Schiefer mit Kalifeldspatporphyroblasten. Das Gestein ist intensiv gefaltet mit Spitzfalten im Zentimeter-Bereich und Rekrystallisation der Hauptgemengteile. Die Kalifeldspatporphyroblasten sind bis 1.4 mm lang, xenomorph und gelangt in s. Sie zeigen flauwe Mikroklingitterung. Es fehlen Zwillinge und es fehlt Perthit. Die unverlegten helizitischen Einschlußzüge bestehen aus Biotit und Phengit. Biotit bildet einige Millimeter große Individuen, ist so wie Phengit elongiert (deutliche Lineation des Gesteines) und zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Unter den Accessorien ist vor allem das reichliche Auftreten des Titanits bemerkenswert. Er bildet mehr als 1 Vol.-% des Gesteines. Im Querschnitt sind es spitzrhombische Individuen oder leistenförmige, beiderseits zugespitzte Formen mit Durchmessern bis 0.15 mm Länge. Ferner: Opazit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Zirkon (oder ? Monazit) und Karbonat. Das reichliche Vorkommen von Titanit spricht für die metamorphe Herkunft dieses Phyllonits aus einem basischen Fisch im Granitgneis, der titanreiche Hornblende oder auch titanreichen Biotit ursprünglich führte. Damit steht auch die Mannigfaltigkeit der übrigen Accessorien im Einklang.

Dunkelgraugrüner Phengit-Quarz-Opazit-Schiefer. In diesem Phyllonit-Typus tritt nur wenig Biotit auf. Dafür zeigt der Phengit megaskopisch dunkelgraugüne Farbe (Fe-reich), kräftigen Pleochroismus (bei normaler Schlifffdicke von farblos bis grasgrün), 3 mm Länge und deutliche Lineation. Der Opazit wurde nicht näher bestimmt. Die Quarzzeilen zeigen Kleinfältelung des Gesteines an. Accessoria: Biotit, Titanit (massenhaft vorhanden, Ausbildung wie im vorgenannten Gestein), Apatit, Chlorit, Karbonat und Zirkon. Die Kristallisation von Phengit und Quarz überdauerte die Deformation des Gesteines.

Dunkelgraugrüner Phengit-Quarz-Schiefer. Opazit tritt hier nur accessorisch auf. Die Titanitkörnchen sind massenhaft vorhanden. Die vorwiegend idiomorphen Titanitkörnchen sind in dieser Probe bis 0.86 mm groß und häufig teilweise resorbiert („angefressen“). Der übrige Mineralbestand und die Ausbildung des Gefüges entsprechen dem vorgenannten Gestein. Eine Probe dieses Gesteines wurde Herrn Dr. A. BERAN im Oktober 1967 zur Untersuchung übergeben.

A. BERAN (1969) beschrieb dann aus dem Plölitzen-Wasserkraftstollen eine andere Gesteinsprobe (Phengitschiefer), welche Quarz, Albit, Phengit, Chlorit, Kalzit und Erz führt. Er untersuchte sehr dankenswerter Weise den Phengit optisch, chemisch und röntgenographisch und gelangte zur Annahme, daß sein Phengitschiefer sedimentogenen Ursprungs sei. Dieser Annahme stehe ich eher skeptisch gegenüber.

Bemerkenswert ist dann noch der von mir aufgesammelte Granitaugengneis mit zentimeterdicken Fuchtschieferlagen. Der 2 mm große Fuchsit dieser Lagen tritt zusammen mit Phengit auf und weist dieselbe Elongation wie der Phengit auf. Sie verläuft parallel zur Lineation (Quarz-Feldspat-Zeilen) des Augengranitgneises. Es handelt sich um phyllonitische Lagen im Augengranitgneis.

In der mittleren Partie des Mureckgneises finden sich wiederum die porphyroklastischen Augengranitgneise mit 4 cm großen, idiomorphen und teilweise schachbrett-

albitisierten Kalinatronfeldspaten. Infolge Kataklyse und Rekristallisation sind alle Übergänge zu feinkörnigem Phengit-Mikroklin-Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck vorhanden. In ihm treten reichlich Bergkristall führende Quarz-Chlorit-Klüfte auf (wie in der Gneislamelle 3 der Sonnblick-Gruppe, an der Straße Schachnern—Fleibtal) als Kristallinat später Reste des metamorphen Lösungsumsatzes der Phyllonitisation des Gneises. Außerdem kommen auch biotit- und epidotreiche Augengneislagen vor, die schon F. THALMANN (1963, p. 131) aus dem Schrovingraben beschreibt.

Der neue Güterweg von unweit Einlaufwerk des Plöitzer Kraftwasserstollens in Richtung Schrovingraben (derzeit blindes Ende in Seehöhe 1680 m, 600 m westlich „Drei Schuppen“) zeigt diese prächtig frisch aufgeschlossene Gesteinsserie mit Bergkristallgängen. Mikroskopisch untersucht wurden hier:

Gewöhnlicher Augengneis: Knaf-Plagioklas-Schachbrettalbit-Quarz-Phengit-Gneis mit 3 cm großen Kristallaugen von Knaf und Schachbrettalbit. Die Kalinatronfeldspate zeigen leistenförmige Gestalt. Sie sind perthitisch und weisen flauwe Mikroklingitterung auf. Verschiedene Stadien der Schachbrettalbitisation sind erkennbar. Myrmekit fehlt. Plag III ist gefüllt und zeigt einschlußfreien Randsaum. Accessoria: Biotit, Epidot und Zirkon (? Monazit). Es handelt sich um einen deformierten, ehemals porphyrischen Granit.

Biotit- und epidotreicher Augengneis (Seehöhe 1630 m) mit 4 cm großen Kalinatronfeldspat-Einsprenglingen (teilweise schachbrettalbitisiert) mit megaskopisch erkennbaren Biotit-Einschlußringen. Er ist als Knaf-Plag-Schachbrettalbit-Quarz-Epidot-Biotit-Chloritgneis zu bezeichnen. Der Kalinatronfeldspat ist perthitisch (Fleckenperthit geht in Schachbrettalbit über) und zeigt neben den Biotit-Einschlußringen auch zonare Einschlußringe von Plagioklas. Plag III ist gefüllt. Biotit ist in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Es fehlt Myrmekit. Accessoria: Titanit und Pyrit. Das Gestein ist infolge Kornzertrümmerung granuliert, jedoch rekristallisiert. Es handelt sich also um einen Blastomylonit.

23. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal

baut der Mureckgneis den Isoklinalhang vom Gipfel des Ochsenkopfes bis zur Mur auf. Die s-Flächen des Gneises fallen hier gleichmäßiger und weniger steil ein (35° bis 45° nach NE). Die Faltenachsen sind nach NNE, NE und ENE geneigt. Mit den Gneislamellen in der Silbereckserie (südlich und westlich Ochsenkopf) ist der Mureckgneis durch Falten und Schuppen von NE- und SE-Achse verbunden. Doch wollen wir diese Lamellen zusammen mit den Profilen des Silberecks erst im II. Teil (Geologie der zentralen Hafnergruppe) behandeln.

Der Ochsenkopf (P. 2674) besteht aus einer im Gipfelgebiet bloß 5 m dicken Mureckgneisplatte über den Schiefnern der Silbereckserie. Die Platte fällt mit 42° nach ENE ein. Die Grenzfläche ist durch Gneisphyllonit und innige Verknüpfung (tektonische Breccien) von Mureckgneis mit Schiefnern der Silbereckserie (granatführender Schwarzschiefer und Kalkglimmerschiefer) gekennzeichnet.

Der Phengit-Mikroklinaugengneis des Ochsenkopfes ist stellenweise reich an Magnetitporphyroblasten. In den zahlreichen, dunkelgraugrünen bis heller grünen Gneisphyllonitlagen — wir befinden uns im Gipfelgebiet an der Basis des Mureckgneises —, ist Magnetit stellenweise angereichert:

Phengitschiefer mit Magnetitporphyroblasten der Ochsenkopf-NE-Flanke zeigt bis 4 mm große Phengitblättchen, die stark pleochroitisch sind. Auch Querphengit ist vorhanden. Der Magnetit bildet 8 mm große, in s verlängerte Porphyroblasten. Das Gestein bewirkt Ausschlag der Magnetnadel des Geologenkompasses. Accessoria sind Quarz, Epidot (Zonarbau: verzwilligter Kern; unverzwilligte und optisch anders orientierte Hülle) und rhomboedrisches Karbonat.

Erst an der Rückfallkuppe (Seehöhe zirka 2350 m) des Ochsenkopf-NE-Kammes liegt über der phyllonitreichen Basisserie der Hauptkörper des Mureckgneises. Er reicht bis zur Mur. Er zeigt Phengit-Augengneis mit automorphen Kalinatronfeldspaten, Phengitphyllonite, Aplitgneislagen und auch zentimeter- bis dezimeterdicke Lagen, in denen Biotit angereichert ist und die wohl auf basische Fische, vielleicht auch basische Lagergänge im Granitgneis zurückzuführen sind.

An der Mur befindet sich in dieser Serie derzeit ein Steinbruch zeitweise in Betrieb für Werksteine- und Schottergewinnung (220 m ost-südöstlich Brunner). Gebrochen wird mittel- bis feinkörniger biotitfreier Granitgneis. Im Steinbruch ist in diesem Granitgneis eine konkordante, 0.5 m mächtige Phyllonitlage aufgeschlossen, die außen aus biotitfreiem bis biotitarmem Phengitschiefer, innen jedoch aus biotit- und epidotführendem Phyllonit besteht. Es dürfte sich um einen stark verschieferten und rekristallisierten, ehemaligen basischen Fisch oder Lagergang im Granit handeln. Die petrographische Untersuchung ergibt, daß der Biotit rekristallisiert ist (alpiner rehbrauner Biotit, dessen Kristallisation die Durchbewegung des Gesteines überdauert hat). Interessant ist das alpine Sprossen von Kalifeldspat in der Phyllonitlage als gesteinsbildender Gemengteil und in Knauern zusammen mit Biotit. Das ganze ist ein Paradebeispiel für Phyllonitisation einer basischen (femischen) Gesteinslage in saurer (salischer) Umgebung. Die petrographischen Details sind folgende:

A. Der mittel- bis feinkörnige Granitgneis, in dem der Steinbruchbetrieb umgeht, stellt sich unter dem Mikroskop als Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Gneis mit Epidot, Chlorit und Karbonat dar. Der Knaf bildet bis 8 mm große Kristallaugen. Er ist perthitarm bis perthitfrei, xenomorph, hat flauwe Mikroklingitterung und weist keine Zwillinge auf. Der Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt. Auch schachbrettgemusterter Plag I kommt vor. Die Fülle wird von Hellglimmer und Klinozoisit gebildet. Ein füllungsreicher Randsaum ist vorhanden. Es fehlt Myrmekit.

B. In der Randpartie der 0.5 m mächtigen Phyllonitlage sieht man, daß der Granitgneis (A) in biotitfreiem Phengitschiefer übergeht. Es stellen sich hier gneisphyllonitische Lagen mit etwas Biotit ein. Mikroskopisch wurden beobachtet:

Phengitschiefer mit etwas Opazit, Epidot und Zirkon. Das Gestein ist beinahe monomikt aus Phengit aufgebaut. Die Phengitblättchen werden bis 2 mm groß. Auch Querphengit ist vorhanden. Der Phengit ist selten gequält und im wesentlichen erst nach der Deformation des Gesteines kristallisiert.

Plagioklas-Quarz-Phengit-Schiefer mit 2 mm großen Knaf-Porphyrblasten. Der Plagioklas ist als Plag II und I entwickelt. Auch schachbrettgemusterter Plag II ist vorhanden. Die Fülle besteht aus Hellglimmer. Der Kalinatronfeldspat hat flauwe Mikroklingitterung. Er ist xenomorph, perthitfrei und besitzt keine Zwillinge. Die unverlegten helizitischen Einschlüßzüge bestehen aus Hellglimmer und Epidot. Der Kalinatronfeldspat nimmt einen bedeutenden volumetrischen Anteil des Gesteines ein. Accessoria: Biotit (hellgelb bis rehbraun), Epidot und Opazit.

C. Aus dem biotit- bzw. epidotreicheren Innenteil der 0.5 m mächtigen Gneisphyllonitlage des Steinbruches stammen folgende Gesteinstypen:

Serizit-Quarz-Schiefer mit Porphyroblasten von Biotit und Karbonat und mit geringen Mengen von Epidot, Opazit und Titanit. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Er bildet bis 5 mm große Porphyroblasten. Auch Querbiotite sind häufig. Der Biotit hat Einschlüsse von Quarz, Hellglimmer, Titanit und Zirkon (? Monazit). Das Karbonat bildet bis 3 mm große Porphyroblasten mit unverlegten Einschlüßzügen von Hellglimmer, Biotit, Epidot, Opazit und Titanit.

Serizitschiefer mit Porphyroblasten von Kalifeldspat und Biotit. Der Kalifeldspat bildet 3 mm große Porphyroblasten. Er ist xenomorph, perthitfrei, hat flauwe bis harte Mikroklingitterung und besitzt keine Zwillinge. Er führt unverlegte Einschlüßzüge von Serizit, Epidot und Titanit. Der Biotit ist hellgelb bis rehbraun. Er bildet 4 mm große Porphyroblasten. Querbiotit ist häufig. Als Einschlüsse treten Epidot und Titanit auf. Selten sind gequälte Biotitindividuen. Die Kristallisation des Biotits überdauerte die Gesteinsdeformation. Accessoria: Karbonat (Porphyroblasten mit unverlegten Einschlüßzügen von Serizit, Epidot und Titanit), Chlorit (sekundär nach Biotit), Epidot und Titanit.

Muskovit-Epidot-Schiefer mit Porphyroblasten von Kalifeldspat und Biotit. Epidot und Muskovit sind die Hauptgemengteile. Quermuskovit ist vorhanden. Der Kalifeldspat ist Mikroclin und bildet 1 mm große xenomorphe Porphyroblasten. Er ist perthitfrei und zeigt keine Zwillinge. Seine unverlegten helizitischen Einschlüßzüge bestehen aus Hellglimmer und Epidot. Der Biotit (hellgelb bis rehbraun) bildet 1 mm große Porphyroblasten mit Einschlüssen von Epidot. Querbiotit ist häufig. Die Kristallisation des Biotits überdauerte die Durchbewegung des Gesteines. Accessorisch tritt Zirkon (? Monazit) auf.

Wie bereits oben erwähnt, treten im Phyllonit kalifeldspatreiche Knauern auf. Es handelt sich um dezimeterdicke Mikroclin-Quarz-Hellglimmer-Biotit-Chlorit-

Kalkspat-Drusen. Der Kalinatronfeldspat bildet 5 cm große Kristalle von flauem Mikroklin mit Faserperthit.

Die hangendste Partie des Mureckgneises unter dem „Mesozoikum“ am Altenberg besteht aus mittelkörnigem Augengranitgneis (Nr. 1 in Abb. 2).

Unter dem Mikroskop erweist er sich als Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Gneis mit Epidot und Karbonat. Es fehlen Biotit und Chlorit. Der Knaf ist 6 mm groß, perthitisch und zeigt flau Mikroklin-gitterung. Er führt beträchtlich großen Tropfenquarz, der nicht undulös ist und bis 1.2 mm Durchmesser erreicht. Der Plag III ist gefüllt. Myrmekeit fehlt.

24. Oblitzen und Oblitzen-N-Flanke

Am Oblitzen-W-Kamm (wasserscheidender Kamm zwischen Mur- und Liesertal) ist der Mureckgneis zirka 300 m mächtig. Die s-Flächen fallen am Grat mit 40° nach ENE, im Murtal etwas flacher (25 bis 30°) in dieselbe Richtung. Die Faltenachsen und Lineationen sind nach ENE geneigt. Der Mureckgneis liegt den Schiefen der Silber-eckserie konform auf und ist an seiner Basis phyllonitisiert.

Der Phyllonit ist als einige Meter mächtiger Weißschiefer mit Übergängen zu Granit-gneis entwickelt. Er ist reich an Quarzknauern und geht stellenweise in Quarzit über. Er ist knapp östlich über der Scharte zwischen Schurfspitze und Oblitzen aufgeschlossen und streicht von hier längs der großen Rinne ins Altenbergtal. Der durch Phylloniti-sation aus Granitgneis hervorgegangene, 1 m mächtige Quarzit kann z. B. am unteren Ende der Rinne studiert werden.

Der Weißschiefer in Seehöhe zirka 2575 m (östlich über der Scharte) erweist sich als Quarz-Musko-vit-Schiefer mit Epidot und mit Porphyroblasten von Chlorit und Pyrit. Der Epidot zeigt Zonenbau. Sein Kern ist verzwillingt und anders orientiert als die Hülle.

Der teils porphyrische, teils mittel- bis feinkörnige Granitgneis über den basalen Phylloniten enthält stellenweise diskordante Aplitgänge mit infolge sekundärer Ver-schieferung unscharfen Grenzen (z. B. Altenberg-E-Flanke, 400 m östlich Ruppbauer Alm). Jüngere Bildungen sind diskordante Quarzgänge. Sie treten in Fiederklüften des etwas verrutschten Granitgneises auf, der im verlassenen Steinbruch an der Mur, 430 m westlich Brücke P. 1131, aufgeschlossen ist.

Es handelt sich in diesem Steinbruch um mittelkörnigen Knaf-Plag-Quarz-Phengitgneis mit wenig Epidot, Biotit, Chlorit, Karbonat, Opazit, Orthit (bzw. dessen Umwandlungsprodukt als Epidot-aggregat) und Zirkon (? Monazit). Der Knaf ist Mikroklin. Er ist perthitisch und zeigt mitunter Karls-bader Zwillinge. Plag III ist gefüllt. Myrmekeit und Schachbrettalbit fehlen. Chlorit wurde sekundär nach Biotit gebildet.

3. Im Bereiche des Liesertales

In der N-Flanke des Liesertales ist die Auflagerungsfläche des Mureckgneises über den Schiefen der Silber-eckserie längs des Streichens mehrere Kilometer lang aufge-schlossen und erreicht den Talgrund 480 m nordöstlich Jagdhaus Pölla. Die s-Flächen des Mureckgneises fallen in diesem Abschnitt nach NE ein, und zwar in der Höhe steil (35 bis 40°), im Liesertalgrund flach (15 bis 30°). Die Faltenachsen sind vorwiegend nach ENE geneigt. An seiner Basis ist der Mureckgneis wiederum phyllonitisiert. Und zwar folgt auf den Schiefen der Silber-eckserie (z. B. Seehöhe 2220 m, südlich des Oblit-zen-Gipfels) zunächst 5 m mächtiger Weißschiefer, der nach oben in Phengit-Granit-gneis übergeht. Dieser selbst ist durch bis 0.2 m dicke Phyllonitlagen (Phengitschiefer) gebändert. Darüber folgt der porphyrische Granitgneis. Er wird von Amphibolit und Migmatiten der Storzserie überlagert. Im Liesertalgrund ist er um NNE streichende Faltenachse mit dieser verzahnt.

Damit treten wir in den Wirkungsbereich der Querfalte beim Lieserfall ein. Hier wird die Silber-eckserie unvermittelt vom saiger in die Tiefe tauchenden Mureckgneis gegen E abgeriegelt. Dabei kommt es zu Querfalten und Querschuppenbildung im Be-

reiche nördlich des Pölla Jagdhauses, wo die Gesteinsfolge lokal verkehrt liegt (Abb. 3). Mureckgneis liegt dort unter und über dem „Mesozoikum“ der Silbereckserie. Petrographie siehe Legende zu Abb. 3.

Die Querfalte im Mureckgneis rotiert im Bereiche des Lieserfalles um NE- bis ENE-Achse. Östlich des Lieserfalles ist der Mureckgneis in NW-konkaver Falte steil aufgerichtet und riegelt die Silbereckserie gegen SE ab. Am Grat nördlich P. 2517 folgen diese Querwalzen im Mureckgneis einer mit 20° gegen N geneigten Faltenachse. Die Granitgneiswalzen und zugehörigen ac-Klüfte sind vom Ebenlanisch aus sichtbar. Im Gipfelbereich P. 2517 wird der porphyrische Phengitgneis von konkordanten und diskordanten Aplitgängen durchsetzt. Phyllonitlagen (Phengitschiefer) sind auch hier vorhanden. Sie nehmen wiederum im Liegendteil des Mureckgneises, besonders am Rande der Moar-Eissig-Schiefer und der Silbereckserie überhand (Abb. 4).

Im Liegenden der Moar-Eissig-Schiefer und im Hangenden der Silbereckserie ist der Mureckgneis dann noch westlich und südwestlich der Schulter bis zum Grat südöstlich Melnikscharte zu verfolgen. Er nimmt hier massigeren und biotitreicheren Charakter an und geht allmählich in grobporphyrische Biotit-Granitaugengneise des Hochalm-Ankogel-Massivs über. Das tunnelförmige Untertauchen der Silbereckserie unter die Vereinigung von Mureckgneis und Hochalm-Ankogel-Massiv sowie der komplizierte Faltenbau des Melnikkares bestimmen das SE-Ende der Mureckgneisdecke und den Übergang in die frischer erhaltenen und weniger phyllonitisierten Metagranite des Massivs, in denen diskordante Aplit-Pegmatitgänge mit scharfen Grenzen ausgebildet sind (Abb. 1).

Die petrographischen Übergänge vom biotitreichen Metagranit des Hochalm-Ankogel-Massivs zum Phengitaugengneis des Typus Mureckgneis beobachtet man gut an der Felspyramide des Moar-Eissig (P. 2747).

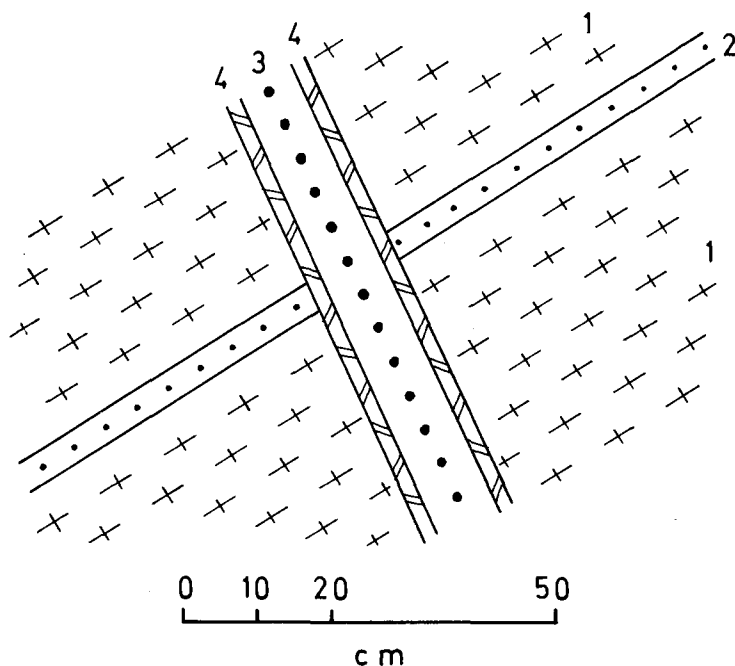


Abb. 1: Scharf begrenzter diskordanter Aplitgang mit pegmatitischem Salband im Granitgneis des Hochalm-Ankogel-Massivs in der Wurzelzone der Mureckdecke.

1 = Granitgneis; 2 = alter Aplit-Lagergang; 3 = junger, diskordanter, scharf begrenzter Aplitgang (8 cm); 4 = beiderseitiges pegmatitisches Salband (jeweils 2 cm dick). Ausnahmsweise ist der Pegmatit hier als Salband und nicht als Innenfüllung des Aplitganges entwickelt.

So sammelte ich z. B. am Moar-Eissig-W-Grat, übergehend in Phengit-Augengranitgneis, grobporphyrischen Biotit-Muskovit-Granitgneis mit 5 cm großen, automorphen Kalinatronfeldspaten mit einspringenden Winkeln der Kristallflächen (Karlsbader Zwillinge) und mit zonaren Einschlußbringen von Biotit und Plagioklas. Der Knaf zeigt flau Mikroklingitterung und ist perthitarm. Plag III ist reich an Fülle. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz, Biotit (hellgelb bis rehbraun) und Muskovit. Accessoria: Titanit, Orthit, Epidot, Chlorit und Opazit.

Ein frischer Felsabbruch in der W-Flanke des Moar-Eissig-NE-Grates, 700 m ostnordöstlich P. 2368 weist in diesem Gestein bereits die sonderbaren, im Maltatal häufigen, glatt diskordant durchschneidenden Aplit-Pegmatitgänge auf. Bloß auf Grund des megaskopischen Charakters der ungemein scharfen Begrenzung dieser Gänge hat man den Eindruck, daß diese Gänge jünger sind als die Verschieferung des Granitgneises und der alten Gänge. Im Blockwerk dieses Felsabbruches beobachtete ich die Struktur der Abb. 1.

Auf Spuren des alten Bergbaues, an denen das Gebiet sonst so reich ist, stößt man im Mureckgneis selten. Es findet sich eine 3 m tiefe Pinge auf Kluftmylonit im Mureckgneis des E-Grates des Ebenlanischkares in Seehöhe 2150 m, das ist 480 m nördlich P. 2517.

4. Petrographische Zusammenfassung

Petrographisch zusammenfassend läßt sich der Mureckgneis als stark verschieferter und größtenteils rekristallisierter Granitgneis ansprechen. Schachbrettalbit kommt vor. Myrmekit fehlt. Die Kalinatronfeldspate sind teils Relikte des ursprünglichen Granitoids, teils alpine Rekristallisationen und sogar Neubildungen (besonders in Phylloniten). Analoges gilt für die Plagioklase (11 bis 1% An). Siehe F. THALMANN (1963, p. 130). Es fehlt inverszonarer Plagioklas. Quarz ist in der Regel umkristallisiert. Alte Formrelikte sind die Tropfenquarze im Knaf. Biotit ist auf Grund seines Pleochroismus wohl als rekristallisiert anzusprechen. Biotitneubildung findet sich in Phylloniten nach basischen Fischen. Epidot ist häufig zonar gebaut und wohl als Neubildung anzusprechen. Chlorit gibt es sekundär nach Biotit und als Neubildung in Phylloniten. Fuchsit kommt in Phylloniten in der Nähe basischer Fische vor. Neubildungen sind die Quarz-Muskovit-Schiefer (Weißschiefer) mit neugebildetem Disthen und Chloritoid in Granitgneisphylloniten. Der weitaus vorherrschende Hellglimmer ist jedoch Phengit. Die phengitführenden Gneise und Phyllonite haben meist keinen oder nur wenig Biotit. Eine Ausnahme machen Phyllonite nach basischen Fischen. Sie zeigen stellenweise Biotit und Phengit zusammen als Gesteinshauptgemengteile im Vereine mit Quarz und Kalifeldspat. Chlorit und Phengit kommen nur sehr selten zusammen vor. Und wenn sie einmal zusammen vorkommen, ist Chlorit nur ganz untergeordnet vorhanden, und zwar als Sekundärbildung nach Biotit. Von den Accessorien findet sich Magnetit lokal im Granitgneis und dessen Phyllonit angereichert (zusammen mit Phengit). Titanit tritt besonders in Phylloniten nach basischen Fischen reichlich auf und scheint dort von ehemaligen Ti-reichen Hornblenden und Biotiten zu stammen. Orthit ist im Granitgneis vorhanden und wird in den Phylloniten sekundär zu Epidot und Klinozoisit umgewandelt. Apatit, Zirkon (? Monazit) und die Opazite sind Durchläufer. Rhomboedrisches Karbonat ist eine häufige Neubildung im Granitgneis, in seinen Phylloniten und ganz besonders in den Phylloniten nach ehemaligen basischen Fischen. THALMANN (1963, p. 131) fand auch Granat und Zoisit. Strukturell beobachtet man in vorzüglicher Weise die durch Gleitbewegungen hervorgerufene Verschieferung alter Vorzeichnungen (saure Gänge, basische Fische, eventuell auch basische Gänge) und ein kontinuierliches Erscheinungsbild der Kornzertrümmerung mit Rekristallisation vom grobporphyrischen Biotit-Granitgneis bis zum feinkörnigen Phengit-Mikroklin-Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck.

II. Schiefer zwischen Mureck- und Storzserie sowie innerhalb der Storzserie

Zwischen Mureckgneis und Storzserie ist bei Reit (Muraltstufe oberhalb der Altenbergtal-Einmündung) eine Gesteinsserie vom Typus der Silbereckserie aufgeschlossen. Es handelt sich um „Mesozoikum“ im Hangenden des Mureckgneises. BECKE (1908, p. 375 und 385) beschrieb diese Schiefer als „Altenberger Scholle“. Die Serie ist bloß 10 m mächtig. Ein gutes Profil war während des Baues des Güterweges im Sommer 1962 aufgeschlossen (Abb. 2). Es handelt sich um den Güterweg von „Unterm Fall“ nach „Reit“. Der Aufschluß (Abb. 2) befindet sich bei der Kapelle beim Ruppbauer, 160 m südöstlich Reit.

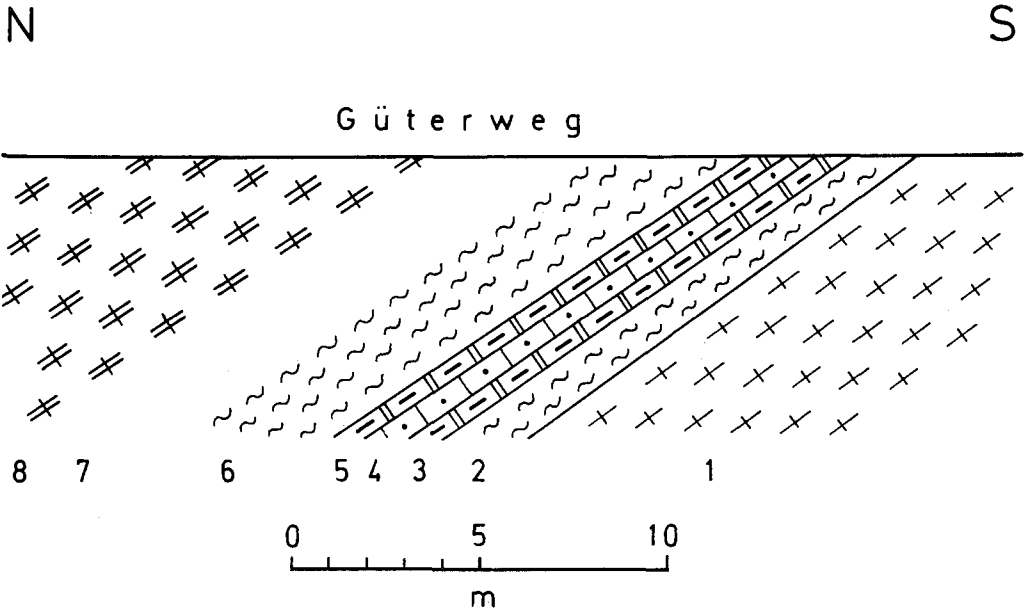


Abb. 2: Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie bei Reit.

1 = Mureckgneis; 2 = Schwarzschiefer (1 m); 3 = grauer Kalkmarmor (0.2 m); 4 = Karbonatquarzit (0.4 m); 5 = farbloser Kalkmarmor (0.1 m; granoblastische, bis 2 mm große, zwillingslamellierte und nur selten gequälte Kalzitkörner; Accessoria sind Serizit, Quarz und Opazit); 6 = Schwarzschiefer (4 m); 7 = aufschlußlos (5 m); 8 = Migmatitgneis der Storzserie.

Das Marmorband im Steilhang nördlich Jagdhaus Pöllä besteht ebenfalls aus Gesteinen vom Typus der Silbereckserie und nimmt infolge der oben besprochenen Querfaltung (siehe Seite 23) eine aberrante Lagerungsform ein. Es liegt, eingewickelt in phyllonisiertem Mureckgneis, über einem quergefalteten, tieferen Lappen der Storzserie. Die Hauptmasse der Storzserie folgt auf dem Mureckgneis. Das Marmorband ist in der Steiflanke nördlich Jagdhaus Pöllä 14 bis 20 m mächtig. Es streicht 750 m lange schräg durch den Steilhang und erreicht mit 8 m Mächtigkeit den Talschutt bei der Quelle, 500 m nordöstlich Pöllä Jagdhaus. In der Steiflanke nordnordwestlich vom Jagdhaus Pöllä ist das Profil der Abb. 3 aufgenommen. Dolomitmarmor, Kalkmarmor, Karbonatquarzit, Schwarzschiefer und Kalkschiefer lagern zwischen dem phyllonisierten Mureckgneis, der von der Storzserie unter- und hoch oben (bereits außerhalb des Profiles) überlagert wird.

Etwas weiter östlich besteht das Marmorband nördlich Jagdhaus Pöllä aus Quarzit, Kalkmarmor und Karbonatquarzit. Diese Aufschlüsse befinden sich im Bachbett in Seehöhe 1580 bis 1600 m und am Wandabbruch über der abgerutschten Gesteinsscholle in Seehöhe 1605 m. Wo das Marmorband dann endgültig unter den Schutt des Lieser-

tales untertaucht, besteht es aus fuchsitführendem Karbonatquarzit mit Pyritporphyroblasten und aus einer Dolomitreccie, die aus hellgelben feinkörnigen Dolomitinlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel zusammengesetzt ist.

Als Moar-Eissig-Schiefer bezeichne ich mesometamorphe Glimmerschiefer mit Lagen von Hornblendeschiefer. Sie sind im Moar-Eissig-Kar teils im Mureckgneis infolge der Querfaltung eingewickelt, oder befinden sich an der Grenze zwischen Mureckgneis (unten) und Storzserie (oben). Das ist z. B. an der „Schulter“ und in der

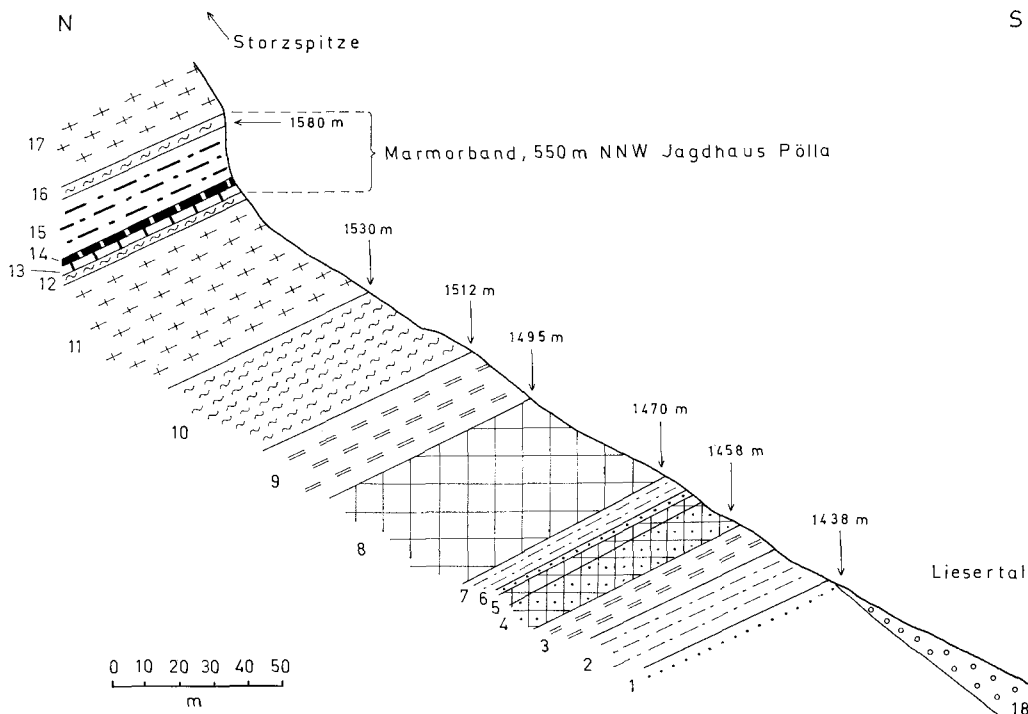


Abb. 3: Marmorband, eingewickelt im Mureckgneis. Querfaltung im Liesertal. Profil durch den Steilhang, 550 m nordnordwestlich Jagdhaus Pöllä.

Eingewickelter Lappen der Storzserie im Liegenden: 1 = Aplitgneis; 2 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und mit Aplitlagen; 3 = feinschiefriger, etwas kalkhaltiger Paragneis mit Aplitlagen; 4 = feinkörniger Albit-Amphibolit mit Biotitporphyroblasten und mit Aplitlagen; 5 = Quarz-Albit-Epidot-Amphibolit mit Biotitporphyroblasten; 6 = 2 m Aplitgneis mit Plag-Vormacht (Hauptgemengteile: Plag, wenig Knaf, Quarz, Biotit, Muskovit. Ferner: Epidot und Chlorit); 7 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und Aplitlagen, Quarzit und Paragneis; 8 = feinkörniger Albit-Amphibolit mit lagenweiser Albitanreicherung und mit 3 cm großen Querbiotiten; 9 = gefalteter Paragneis mit Bändern von Aplitgneis und Quarz.

Mureckgneis: 10 = gneisphyllonitischer Phengitschiefer; 11 = Granitgneis mit 1 cm großen Knaf-Augen und mit Aplitlagen. Der Granitgneis besteht aus Knaf, Plag, Quarz, Biotit, Muskovit oder Phengit, Epidot; ferner: Titanit, Pseudomorphosen von Klinozoisit nach Orthit, Chlorit und Karbonat; 12 = 0.5 m gneisphyllonitischer Phengit-Quarz-Schiefer.

Marmorband: 13 = 2 m feinkörniger farbloser Dolomitmarmor; 14 = 1 m Kalkmarmor; 15 = Karbonatquarzit mit Pyritporphyroblasten, wechsellagernd mit Schwarzschiefern (mit Quarzknuauern) und mit Kalkschiefer.

Mureckgneis: 16 = 0.3 m Gneisphyllonit; 17 = Granitgneis mit 1 cm großen Schachbrettalbit-Augen und mit Aplitlagen. Es handelt sich um Knaf-Plag-Quarz-Epidot-Biotit-Phengit-Gneis mit etwas Chlorit. Plag III mit Füllungstypus C hat 1 bis 2% Anorthitgehalt. Diskordante Aplitgänge sind erhalten. Mitunter finden sich Karbonatknuauern im Granitgneis. Karbonat tritt auch als accessorerischer Gemengteil auf.

18 = Hangschutt.

Scharte 430 *m* nordnordöstlich Schober-Eissig der Fall. Kleinere Partien der Glimmerschiefer finden sich auch innerhalb der Storzserie, z. B. in Seehöhe 2540 *m* im Perschitzkar, südlich Semannscharte. Die Glimmerschiefer sind im Moar-Eissig-Kar einige Meterzehner mächtig. Auf der Schulter sind sie mit spitzwinkligen Falten um N—S-Achse tektonisch angeschoppt.

Die Glimmerschiefer sind dunkel. Sie sind reich an graphitischer Substanz und enthalten Lagen von Graphitquarzit. Man kann sie auch als mesometamorphe Schwarzschiefer bezeichnen.

Es handelt sich um Muskovit-Graphitoid-Chlorit-Quarzschiefer mit Porphyroblasten von Oligoklas, Biotit und Granat. Die schuppigen Glimmerschiefer gehen in feinkörnige quarzreiche dunkle Schiefer bis Graphitquarzite und in dunkle Phyllite über. Biotit (häufig auch Querbiotit) wird bis 6 *mm* groß und zeigt unverlegte Einschlußzüge von Graphitoid. Der Pleochroismus des Biotits ist hellgelb bis rehbraun. Der Plagioklas ist Oligoklas (Plag III, II und I) mit unverlegten helizitischen Einschlußzügen von graphitischer Substanz. Ein schwacher inverser Zonenbau kommt vor. Besonders in der Glimmerschieferlage in der Storzserie des Perschitzkars ist auch die Erscheinung des Rollo-Oligoklasses mit polysynthetischer Verzwilligung nach Periklingesetz kräftig entwickelt. Im Moar-Eissig-Kar ist diese Erscheinung wohl auch bereits vorhanden, aber erst schwach ausgeprägt (Zunahme der alpidischen Metamorphose nach S). Granat zeigt zonare Einschlußringe aus graphitischer Substanz. Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile hat die Durchbewegung des Gesteines überdauert.

Die Hornblendeschiefer stellen sich als Plagioklas-Biotit-Chlorit-Hornblendeschiefer mit megaskopisch grau-grüner Farbe (Hornblende) und mit 6 *mm* großen Biotitporphyroblasten dar. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgrün bis grasgrün, der Biotit von hellgelb bis fuchrot. Häufig ist Querbiotit entwickelt. Plag I und II besitzen inversen Zonenbau. Von den Accessorien ist Titanit reichlich vorhanden, was genetisch für Entmischung ehemaliger Ti-reicher Amphibole und Biotite spricht. Ferner: Quarz, Turmalin und Opazit.

Die mesometamorphen Schwarzschiefer des Moar-Eissig-Kares (Abb. 4 b, Signatur Nr. 16) spitzen in der 10 *m* mächtigen Weißschieferlage in der Scharte 50 *m* südwestlich des Gipfels P. 2517 aus und setzen in der Flanke zum Ebenlanischkar mit biotitreichem Schwarzschiefer, 10 *m* mächtigem Graphitquarzit und mit einer Lage von Kalkglimmerschiefer wieder ein (Abb. 4 a, Signatur Nr. 4). Als solche gehen sie, nur durch Schutt und Moräne am Fuße des Felsgrates unterbrochen, in die Bündnerschiefer des Ebenlanisch über.

Die Hornblendeschiefer, die im Moar-Eissig-Kar mit den mesometamorphen Schwarzschiefern assoziiert sind, scheinen zur Storzserie (Altkristallin) und nicht zu den Bündnerschiefern zu gehören. Ihr hoher Titanitgehalt spricht gegen die Ableitung aus Mergeln. Mit den epidotreichen Ophioliten der Bündnerschiefer in der Silbereckserie haben sie wenig gemein. Sie gleichen den Amphiboliten der Storzserie. Tatsächlich liegen mächtige Amphibolite gleicher Art über dünnen, mesometamorphen Schwarzschieferrelikten (tektonisch stark verwalzt) an der Scharte, 430 *m* nordnordöstlich Schober-Eissig.

E. Deckensystem der Oberen Schieferhülle (nebst Bemerkungen zum östlichen Rahmen des Tauernfensters in der Katschbergzone und im oberostalpinen Nockgebiet)

I. Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie (Altkristallin)

Fälschlich sind auf geologischen Karten-Übersichtswerken Österreichs (VETTERS-Karte usw.) diese Gesteine mit den Zentralgneisen (metamorphe Granite, Tonalite usw.) zusammengefaßt worden. Tatsächlich handelt es sich um das Alte Dach dieser Plutone, in welches diese intrudiert sind. In den mittleren Hohen Tauern wurde dies seit jeher richtig aufgefaßt und die entsprechenden Gesteine als „Alte Gneise“ in die „Untere Schieferhülle“ der Hohen Tauern (Alte Gneise in der Habachserie nach G. FRASL) gestellt. Aber in der Hafnergruppe und ebenso am Tauern-W-Ende (Brennergebiet) hatte einst BECKE diese Gesteine als eine „Randfazies des Zentralgneises“ und die darin steckenden Amphibolite als „basische Randfazies des Zentralgneises“ angesprochen und sie genetisch als Teile des Zentralgranitplutons interpretiert. Diese Meinung

BECKES ist heute nicht mehr aufrechtzuerhalten. Sie hat aber der Autorität dieses bedeutenden Forschers entsprechend offensichtlich ein sehr großes Trägheitsmoment.

ANGEL und STABER haben in ihrer geologischen Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes die Trennung der Amphibolite von den granitischen Gesteinen bereits vorgenommen. Für den hier zur behandelnden Bereich der peripheren Hafnergruppe habe ich diese Abtrennung des Altkristallins (Altes Dach, B-Gneise usw.) immer wieder betont und auf meinen Übersichtsskizzen dargestellt (Ch. EXNER 1949, 1957 usw.). Erstmals wirklich berücksichtigt im Rahmen einer Übersichtsdarstellung der gesamten Hohen Tauern hat dies G. FRASL (1957). Es ist auch das Verdienst von G. FRASL und später von G. FRASL und W. FRANK, diese Zuteilung weiterhin beibehalten zu haben (G. FRASL und W. FRANK 1966; Exkursionsführer EXNER, FRASL und TOLLMANN 1958 und wiederabgedruckte Übersichtsskizze in Exkursionsführer MEDWENITCH, SCHLAGER und EXNER 1964).

Die Gesteine der Storzserie zeigen tatsächlich größte Ähnlichkeit mit den Alten Gneisen der Habachserie in den mittleren Hohen Tauern (Granatspitzhülle und Riffdecken). Vor der alpidischen Metamorphose scheint das Gesteinsmaterial mehr oder weniger analog gewesen zu sein. Man findet die entsprechenden Amphibolittypen, die entsprechenden Ultrabasite, die entsprechenden Paragneise und Migmatite. Während der alpidischen Metamorphose allerdings machten die Gesteine der Storzserie eine kräftigere rückschreitende Epimetamorphose und Phyllonitisation mit als die Alten Gneise der Habachserie im Hollersbachtal bei der Laner Alm oder an der S-Rampe der Felbertauernstraße. Ich besuchte diese beiden Lokalitäten zu Vergleichszwecken mit der Storzserie und danke Herrn Dr. W. FRANK, der mir freundlicherweise diese Lokalitäten als typisch für die Alten Gneise der Habachserie empfahl. Ihrem Charakter als abgerisene, nach N verfrachtete, stark differentiell durchbewegte und bei niedriger Temperatur (Epimetamorphose) rekristallisierte Gesteinsserie entsprechend, handelt es sich bei der Storzserie um ein „pathologisches“ Altkristallin, reich an Albitsprossung, Prasiniten und Phylloniten, deren „gesunder“ alter Stoffbestand und deren alte Strukturen weitgehendst alpidisch umgeprägt wurden. Am intensivsten sind die hangenden Lagen mitgenommen, die als Kareckserie eigens besprochen werden (siehe Seite 41).

Es sei zunächst eine petrographische Gliederung der Storzserie gegeben. Daran anschließend werden geologische Strukturen und Detailprofile behandelt.

1. Petrographische Gliederung

101. Grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit

Dieser ist megaskopisch gut erkennbar, eignet sich vorzüglich zur geologischen Kartierung und bildet mehrere Leitbänder, die sich weithin verfolgen lassen.

Megaskopisch erscheint das Gestein massig bis schiefzig, grünweiß gesprenkelt. Grüne Hornblenden von 0.5 bis 5 cm Länge wechseln intersertal mit leistenförmigen farblosen bis gelblichgrünen Gesteinspartien ab, welche in den massigen, wenig geschieferten Bereichen noch die Formen der ursprünglichen großen Feldspate erkennen lassen. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, daß von den ursprünglichen Feldspaten keine unmittelbaren Relikte mehr existieren. Sie sind völlig durch kleinkörnigen xenomorphen Albit (Plag I) und kleinkörnigen farblosen Epidot ersetzt worden.

Die Hornblende ist farblos bis hellgrün bzw. hellgelb bis grün, mit Auslöschungsschiefe c/z in der Achsenebene 16 bis 16.5° und häufig staubförmig pigmentiert (wahrscheinlich Entmischung nach einer ursprünglich Fe,Ti-reicheren Hornblende). Plag I bildet ein granoblastisches Gefüge, bleibt stets xenomorph; meist nicht verzwillingt; mitunter Einfachzwillinge nach Albitgesetz. Der Anorthitgehalt beträgt 4.5%; unverlegte helizitische Einschlußzüge der übrigen Gemengteile; inverser Zonenbau kommt vor. Der farblose Epidot bleibt unter 0.6 mm Korngröße, zeigt abnormal blaue Inter-

ferenzfarben und den Achsenwinkel $2V_x = 80$ bis 84° mit Achsenebene senkrecht zur Hauptzone. Es handelt sich also um einen, dem Klinozoisit nahestehenden Pistazit. Die Körnchen bilden ein teils zusammenhängendes, teils schwammförmig aufgelöstes Gerüst, welches diablastisch die Albite durchsetzt.

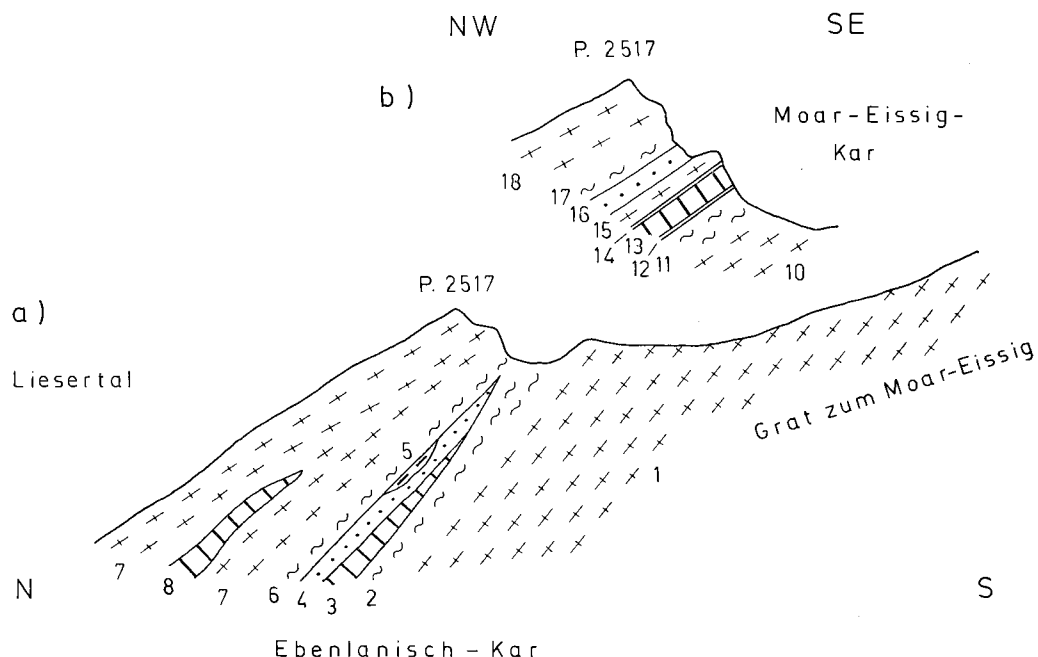


Abb. 4: Grat zwischen Ebenlanisch und Moar-Eissig-Kar.

a) W-Flanke des Gipfels P. 2517. Die Mächtigkeitsangaben beziehen sich auf den Fuß der Felswand. 1 = Augengranitgneis des Hochalm-Ankogel-Massivs, kreuz und quer von Apliten durchschlagen; 2 = Gneisphyllonit (10 m); 3 = feinkörniger farbloser Dolomitmarmor (18 m); 4 = biotitreicher Schwarzschiefer, Serizitquarzit und Graphitquarzit (5 m); 5 = Linse von Kalkschiefer; 6 = gneisphyllonitischer Weißschiefer und Phengitschiefer (3 m); 7 = gefalteter Mureck-Augengranitgneis; 8 = Dolomitmarmor.

b) SE-Flanke des Gipfels P. 2517. 10 = Augengranitgneis; 11 = phengitischer Gneisphyllonit; 12 = Quarzit (0,3 m); 13 = feinkörniger farbloser Dolomitmarmor (15 m); 14 = Rauhwacke (1 m) und darüber gneisphyllonitischer Phengitquarzit (3 m); 15 = Augengranitgneis und Gneisphyllonit (15 m); 16 = biotitführender Schwarzschiefer mit Graphitquarzit (20 m). Gegen ENE schwillt der Schwarzschiefer zu 50 m Mächtigkeit an. Er ist im Mureckgneis eingewickelt; 17 = gneisphyllonitischer Weißschiefer und Phengitschiefer (4 m); 18 = Mureck-Augengranitgneis mit diskordanten Aplitgängen.

Zu diesen Hauptgemengteilen des Gesteines gesellen sich als Nebengemengteile: Biotit (schwach gelblich bis rehbraun). Muskovit (Neubildung, meist nicht deformiert). Chlorit (sekundär nach Hornblende und Biotit). Quarz (selten; besonders am Rande der großen Hornblenden und an hysterogenen Spalten angereichert). Ilmenit mit Zersetzung zu Leukoxen. Pyrit. Lokal findet man Fuchsit, z. B. am Rande des Serpentin am Grat zwischen Mur- und Liesertal, 420 m ost-südöstlich P. 2387 und als Lesesteine in der Liesertal-N-Flanke, 1100 m ostnordöstlich Jagdhaus Pölla.

Accessoria: Titanit und rhomboedrisches Karbonat.

In sekundär stark verschieferten Typen nimmt der Gehalt an Muskovit und Chlorit zu

Das Gestein ist als Metadiorit anzusprechen. Es ist in der Epizone (Albit-Epidot-Amphibolitfazies) rekrystallisiert. Ursprünglich dürfte es ein grobkörniger Hornblende-diorit gewesen sein.

Vorkommen:

Drei Gesteinslagen in der Steilflanke nördlich der Mur. Die oberste Lage ist mehrere Meterzehner mächtig. Sie quert den Zeppergraben in 1700 *m* Seehöhe, baut die Felswand 400 *m* nördlich P. 1442 auf und steht 800 *m* nordnordöstlich Kapelle Hemerach in Seehöhe 1715 *m* an. Die mittlere Lage findet sich westlich Kluftgraben in Seehöhe 1600 *m*, die untere Lage im Traweninggraben in Seehöhe 1560 *m*.

Eine bis 150 *m* mächtige und mehrere Kilometer anhaltende Gesteinslage des grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits baut die Gratregion zwischen Mur- und Liesertal von der Storzspitze bis unter das Steinwandeck auf. Das Gestein zeigt massige Absonderung und wird von phyllonitischen Bewegungsflächen durchzogen. Auf der Seite des Murtales reicht es bis einige 100 *m* unter den Grat hinab. In der Lieserflanke ist es zunächst auf den Grat beschränkt und zieht dann südlich des Steinwandecks zu Seehöhe 1900 *m* (nördlich der Strafer Alm). Da sich analoges Gesteinsmaterial auf der Halde des nicht vollendeten, in der Zeit um das Jahr 1940 vorgetriebenen Autobahntunnels östlich Abwerg im Liesertal befindet, dürfte die Fortsetzung dieser Gesteinslage im Tunnel ange schnitten worden sein. Ferner: Südöstlich Jagdhaus Moritzen.

Zwischen Lieser- und Maltatal finden sich weitere Fortsetzungen des grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits auf der Scharte zwischen Girlitzspitze und P. 2546, ferner am Girlitzspitze-SE-Kamm in Seehöhe 2100 *m* und südlich des Lassörn-Wasserfalles in Seehöhe 1720 *m*. Diese Gesteinslage streicht durch die Wände südlich Pöllinger. In tektonisch höherer Position erscheint grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit (5 *m*) am Wandspitze-W-Grat bei der „Rotlahnscharte“ (Abb. 7) und am Fels sporn südlich davon. Sehr mächtig ist das Gestein am Faschaunereck (Gipfelregion, S-Kamm und SE-Flanke) entwickelt. Diese mit 30° nach SE fallende Gesteinsplatte wurde von der Erosion unterschritten (Maltinger Alpl).

102. Grobkörniger melanokrater Albit-Epidot-Amphibolit

Das Gestein ist massig und ähnlich dem vorhergehenden beschaffen. Es ist jedoch bedeutend mehr Hornblende vorhanden. Die farblosen Partien treten mengenmäßig zurück. Die Hornblende ist in zwei Generationen entwickelt. Die ältere zeigt im Dünnschliff braune Farbtöne, intensive Füllung mit staubförmigem Pigment und Pleochroismus von schwach gelb und bräunlich bis dunkelgrün. Die jüngere bildet ungefüllte Anwachssäume um die ältere Hornblendegeneration und auch eigene Individuen. Ihr Pleochroismus ist farblos bis blaugrün. Der Epidot ist farblos bis schwach gelb und bildet eine Diablastik, besonders im Feldspat. Der Feldspat ist als Plag I, xenomorph, ohne Zwillinge oder nur mit einfachen Zwillingen entwickelt. Ferner: Chlorit, Biotit (schwach gelb bis rehbraun), Titanit, Quarz, Karbonat und Opazit. Es dürfte sich ursprünglich um einen besonders hornblendereichen Diorit gehandelt haben. Der Gesteinstypus findet sich partienweise innerhalb der Vorkommen des vorhergenannten grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits. Die untersuchte Probe steht an der Straße im Murtal (Schmalzgraben) zwischen „Drei Schuppen“ und „zerstörter Murhütte“ in Seehöhe 1490 *m* an.

103. Aplitisch durchtränkter grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit

enthält bis 3-5 *cm* lange und 1 *cm* breite Hornblendesäulen, die boudiniert sind, wobei die einzelnen Boudins von der aplitischen Substanz eingehüllt werden. Vorkommen: Knapp nördlich der Scharte zwischen Brandriegel und P. 2309. Ferner wurde in Rollstücken, 1100 *m* ostnordöstlich Pölla Jagdhaus solch aplitisch durchtränkter Albit-Epidot-Amphibolit fuchsführend aufgefunden.

104. Metamorphe Lamprophyrgänge im grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit

wurden an vier Stellen beobachtet. In dem recht massigen Gestein blieben die Gänge erhalten. Zwei Vorkommen stellen diskordante Gänge dar (a und c).

a) Nördlich von Zaneischg Wiesen steht 400 m südwestlich Brandleiten in Seehöhe 1910 m grobkörniger massiger Albit-Epidot-Amphibolit an. Er wird von mehreren Lamprophyrgängen, welche bis 0.4 m Mächtigkeit erreichen, diskordant durchschlagen.

Das Gestein dieser Lamprophyrgänge ist massig, klein- bis mittelkörnig. Megaskopisch sind grüne Hornblende, Biotit und ein gelblich-graugrünes Grundgewebe erkennbar. Das megaskopische Erscheinungsbild entspricht den metamorphen basischen Gängen der Hochalm-Ankogel- und Sonnblickgruppe.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende als hellgelb bis blaugrün. Biotit (farblos bis rehbraun) bildet von der Gesteinsdurchbewegung mehr oder minder verschonte Porphyroblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile, besonders mit gut entwickelten, unverlegten Einschlußzügen von Epidot. Plag I bildet xenomorphe Rundlinge mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Farbloser Epidot ist massenhaft vorhanden und bildet eine feinkörnige Diablastik. Ferner ist viel feinkörniger Titanit anwesend. Accessorien: Chlorit (sekundär nach Biotit) und Erz.

b) Ein konkordanter basischer Lagergang innerhalb des grobkörnigen massigen Albit-Epidot-Amphibolites steht in der Felswand, 10 bis 20 m südlich unter der Scharte zwischen Girlitzspitze und P. 2546 an. Der Lagergang ist bis 1.5 m mächtig, boudiniert und auf 10 m Länge aufgeschlossen. Das Gestein ist ähnlich dem vorgenannten, jedoch nahezu unverwittert erhalten. Es ist massig, klein- bis mittelkörnig. Das Grundgewebe ist wiederum gelblich graugrün (Plagioklas und Epidot). Die Hornblendeprismen erreichen 5 mm Länge. Kleinere Blättchen von Biotit sind erkennbar.

Unter dem Mikroskop zeigt die Hornblende (Pleochroismus von schwach gelb bis grün) im Schnitt parallel zur Achsenebene den Auslöschungswinkel $e/x = 14^\circ$. Der Epidot (farblos bis schwach gelblich; abnormale Interferenzfarben) bildet teils eine feinkörnige, mit Plagioklas verwachsene Diablastik, teils größere, mit der Hornblende verwachsene Individuen. An den zuletzt genannten wurde der Achsenwinkel $2Vx = 70^\circ$ gemessen (Pistazit mit deutlichem Pleochroismus). Der Plagioklas ist Albit. Gemessen wurde 0.5% An-Gehalt. Die Körnchen sind xenomorph, nicht verzwilligt, selten einfach verzwilligt nach Karlsbader Gesetz. Sie führen Einschlüsse der übrigen Gemengteile, besonders von Epidot. Die Kristallisation des Albits überdauerte die Durchbewegung des Gesteines. Es handelt sich gewiß um Neubildung auf Kosten eines älteren, nicht mehr vorhandenen, An-reicheren Plagioklases. Biotit (schwach gelb bis olivgrün) bildet Porphyroblasten, die das Gestein kreuz und quer durchwachsen und reich sind an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Sie sind mechanisch ungestört. Accessorien: Reichlich Titanit in kleinen Körnchen, Chlorit (sekundär nach Hornblende), Pyrit, kleine opazitische Einlagerungen in Hornblende und Biotit. Selten ist Quarz. Er ist auf hystero gene Fugen im Gestein beschränkt.

Nach den Hauptgemengteilen kann dieser metamorphe Lamprophyr als Albit-Epidot-Biotit-Hornblende-Fels (Epi-Lamprophyr) bezeichnet werden. Da das Gestein kaum Spuren von Verwitterung aufweist, wurde eine chemische Analyse angefertigt. Diese wurde durch freundliche Vermittlung von Professor J. KAMENICKÝ im chemischen Laboratorium der Universität Preßburg (Bratislava) durch Ing. POLAKOVIČOVÁ im März 1967 durchgeführt, mit folgendem Ergebnis:

Gewichtsprozent		Niggli-Werte	
SiO ₂	48.04	si	101.95
TiO ₂	0.92	al	16.67
Al ₂ O ₃	13.35	fm	51.30
Fe ₂ O ₃	4.15	c	27.28
FeO	5.36	alk	4.75
MnO	0.19	k	0.18
MgO	10.96	mg	0.68
CaO	12.00	ti	1.46
Na ₂ O	1.89	p	0.47
K ₂ O	0.64		
H ₂ O bis 110°	0.06		
H ₂ O über 110°	1.92		
P ₂ O ₅	0.53		
	100.01		

Der mittels Integrationsokular durch Auszählung des Dünnschliffes ermittelte volumetrische Modalbestand des Gesteines lautet: Hornblende 45 Vol.-%; Epidot 28; Plagioklas 19; Biotit 5; Chlorit 1.5; Titanit 1; Erz 0.5 Vol.-%.

c) Reste metamorpher diskordanter Lamprophyrgänge finden sich in boudinierten Schollen grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolites am Girlitzspitze-SE-Grat in Seehöhe 2100 m (siehe Abb. 5). Der Lamprophyr ist hier als verschieferter und aplitisch injizierter Albit-Epidot-Chlorit-Hornblendeschiefer mit Biotitporphyroblasten und mit den Accessorien: Titanit und Erz entwickelt. Die Mineralausbildung entspricht dem vorgenannten Vorkommen.

d) Ein 3 m mächtiger Lagergang eines metamorphen Lamprophyrs im grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit steht in einer schwach verrutschten Gesteinspartie am Reitweg vom Jagdhaus Moritzen zum Schrovinkar in Seehöhe 1725 m an (siehe Abb. 6). Das Gestein entspricht analogen Gängen des Hochalm-Ankogel-Massivs und der Sonnblickgruppe. Es zeigt ein feinkörniges gesprenkeltes Grundgewebe aus farblosen Feldspatflecken, grüner Hornblende und gelblichem Epidot, das von 5 mm großen Biotitporphyroblasten (viel Querbiotit) durchsetzt wird.

Hauptgemengteile sind: Biotit (hellgelb bis olivgrün. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Hornblende (schwach gelb bis blaugrün), Epidot, Plagioklas (Plag III mit erhaltener Leistenform, Plag II und I. Füllung von Epidot) und Chlorit. Accessoria: Titanit und Opazit.

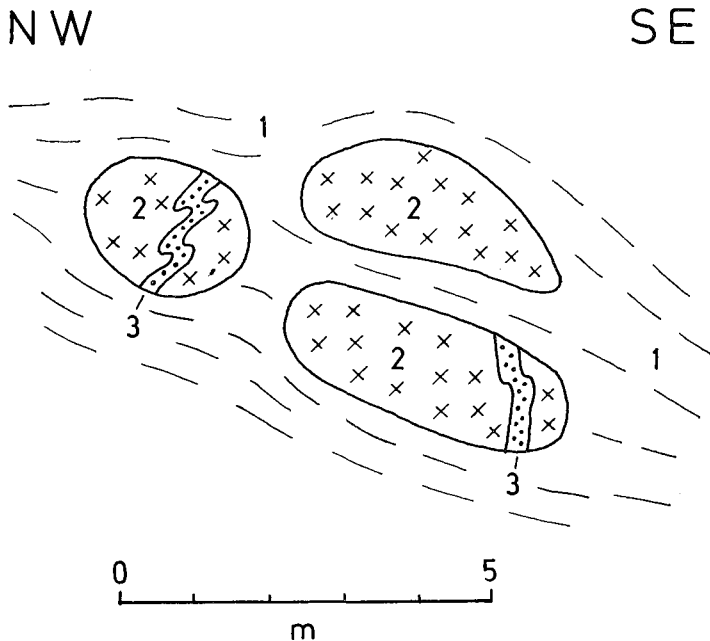


Abb. 5: Reste von Lamprophyrgängen in grobkörnigem Albit-Epidot-Amphibolit aus einer Phyllonitzzone der Storzserie. Girlitzspitze-SE-Grat, Seehöhe 2100 m.

1 = Phyllonit (Muskovit-Chlorit-Fuchsit-Karbonat-Quarz-Schiefer); 2 = grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit; 3 = diskordante, nachträglich deformierte und metamorph gewordene Gänge von Lamprophyr. Die Mächtigkeit der Gänge beträgt 0.2 bis 0.3 m. Die Lamprophyre sind aplitisch injiziert.

Lesesteine eines metamorphen basischen Ganggesteines wurden außerdem an der S-Flanke des Murtales, am Wege vom Wölfbauer zur Stöckl Alm in Seehöhe 1270 m gefunden.

Der Fuß der Stubwand nordwestlich Hemerach im Murtal besteht aus Augengneis. Hier finden sich Rollstücke ultrabasischer Gesteine, deren Lokalisierung in der Steilwand nicht möglich war.

105. Hornblende-Magnetit-Fels

Das feinkörnige, schwere, dunkle, geschieferte, stark magnetische Gestein bildet ein 1,5 m dickes Lager im Gneis der Storzserie nahe dem Liegenden dieses Gneises. Fundort: Unteres Ende der Schlucht des Zoponitzenbaches, und zwar 6 m oberhalb der Mündung dieses Baches in die Mur. 100 m südöstlich dieser Stelle ist das Lager nochmals aufgeschlossen, und zwar halbwegs zwischen der genannten Bachmündung und Ollschützen.

Das Gestein besteht aus den Hauptgemengteilen: Hornblende und Magnetit. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis kräftig blaugrün mit recht intensiver blauer Farbtonung. Die Auslöschungsschiefe c/x in Schnitten parallel zur Achsenebene beträgt 18,5 bis 19°. Ihre Korngröße bleibt unter 1 mm. Kernteile der Hornblenden zeigen mitunter eine dichte Füllung mit opakem Staub und eventuell sehr schwache, aber nicht exakt feststellbare bräunlich-gelbliche Farbtonung. Es dürfte sich um reliktsche Partien handeln. Hauptsächlich ist die Hornblende des Gesteines aber ungefüllt und bildet ein granoblastisches Gefüge. Magnetit bildet unregelmäßig begrenzte Körner und nimmt 30 bis 35 Vol.-% des Gesteines ein. Accessoria: Pyrit, Plag I (xenomorph, nicht verzwillingt, selten einfach verzwillingt), Karbonat und Quarz.

Ob es sich um einen alpidisch metamorphen, voralpidischen Skarn handelt, oder ob wir es hier mit einer alpidischen metamorphen Differentiation nahe der Liegendengrenze der Storzserie zu tun haben, wage ich nicht zu entscheiden.

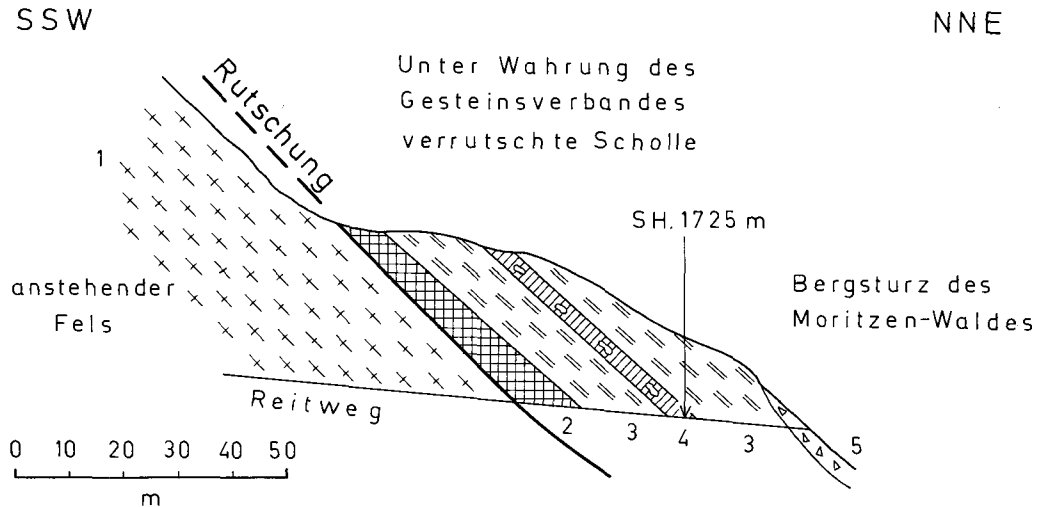


Abb. 6: Lagergang von metamorphem Lamprophyr in grobkörnigem Albit-Epidot-Amphibolit. Am S-Rande des Moritzenwald-Bergsturzes. Reitweg in Seehöhe 1725 m.

1 = Biotit-Epidot-Chlorit-Muskovit-Feldspat-Augengneis; 2 = Serpentin (5 m) mit Talk- und Ankeritschiefer, verquarzt; 3 = grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit; 4 = Lagergang von metamorphem Lamprophyr (3 m) mit unverdauten Schollen von Amphibolit; 5 = Bergsturzbauwerk.

106. Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Strahlsteinfels, Chlorit-schiefer, Talkschiefer und Ankeritschiefer)

Es handelt sich um „prätriadische“ Ultrabasite, die in der Storzserie stecken und alpidisch metamorph geworden sind. Bisher war nur die hierher gehörige Talklagerstätte Schellgaden bekannt, die sehr sorgfältig von H. MEIXNER (1938 und 1939) untersucht und beschrieben wurde. Sie befindet sich knapp östlich unseres Kartenblattes. Der Talkschiefer ist obertags 50 m lang im Verfläichen anstehend und reicht noch in unser Kartenblatt hinein (360 m südsüdöstlich Kapelle Schellgaden).

Der Talkstollen Schellgaden ist derzeit noch zugänglich (im Jahre 1966) und befindet sich außerhalb unseres Kartenblattes in Seehöhe 1130 m, 50 m westlich des Gantalbaches, nahe der turmförmigen Ruine des Goldbergbaues. Der Talkschiefer ist beim Mundloch des Stollens folgendermaßen orientiert, s: 17/35 E; Faltenachse: 93/35 E; Einige der von MEIXNER beschriebenen Gesteine sind noch auffindbar (Chlorit-Talkschiefer mit 2 cm großen, braun anwitternden Karbonatporphyroblasten, Talkschiefer, Strahlsteinfels). Nebengesteine: Aplit (MEIXNER); ferner beobachtete ich Albitit (siehe Seite 37). 80 m westlich vom Talkstollen treten Lesesteine eines dichten, epidotreichen, biotit- und magnetitführenden Albit-Epidot-Amphibolits auf. Serpentin haben weder MEIXNER noch ich bei Schellgaden gefunden. MEIXNER (1939) legte dar, daß hier wahrscheinlich einst vorhanden gewesener Serpentin in Listwänit umgewandelt wurde.

Die folgenden Vorkommen von Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen habe ich in der Storzserie entdeckt:

Serpentinvorkommen und Serpentinbegleitgesteine stehen am Grat zwischen Mur- und Liesertal an. Knapp westlich der Murscharte (P. 2418) ist 2 m mächtiger Strahlsteinfels mit Ankerit konkordant dem Augengranitgneis eingeschaltet. Die übrigen Vorkommen befinden sich innerhalb des grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits, und zwar in folgender Anordnung von W nach E:

Östlich der Storzspitze zieht nördlich P. 2387 ein mehrere Meter mächtiger Serpentinzug in Begleitung von Talkschiefer mit Ankeritporphyroblasten aus dem Hochkar der Mayerhofer Alm ins Stierkar. Eine kleine Linse befindet sich unmittelbar östlich von P. 2387. Strahlsteinschiefer mit Chloritschiefer ist dem fuchsitreichen Gabbroamphibolit 420 m ost-südöstlich P. 2387 eingelagert. Eine andere Linse, die aus Strahlsteinschiefer, Ankerit- und Talkschiefer aufgebaut ist, befindet sich einige Meterzehner östlich davon.

50 m mächtiger Serpentin mit Begleitgesteinen (Strahlsteinfels, Ankerit-, Talk- und Chloritschiefer) steht in der Brandriegel-NW-Flanke, ebenfalls dem grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit eingelagert, an. Die Grenze der beiden Gesteine zeichnet sich durch Epidotfels aus. Untersucht wurde hier biotit-, titanit- und opazitführender Strahlsteinfels in der nach N abfallenden Schlucht, 400 m nordwestlich Brandriegel.

Er zeigt 3 Hornblendegenerationen. Die älteste (Hornblende I) hat braune Farbtöne und ist mit opazitischem Staub erfüllt. Sie wird von ungefüllter blaugrüner Hornblende II umwachsen (Pleochroismus: hellgelb bis blaugrün. Parallel zur Achsenebene: $c/x = 18^\circ$). Diese wird wiederum deutlich zonal umwachsen von ungefülltem farblosem Strahlstein (Hornblende III) mit eindeutig geringerem Auslöschungswinkel: c/x parallel zur Achsenebene beträgt 13 bis 15° . Vielfach tritt mikroskopisch farbloser Strahlstein auch in eigenen Individuen ohne Kerne der älteren Hornblendegeneration als selbständiger Hauptgemengteil des Gesteines auf und verleiht megaskopisch dem Gestein eine auffallend hellgrüne Farbe („Smaragdīt“).

Der Serpentin ist Antigorit. Mikroskopisch wurde magnetitführender Antigorit-Talk-Schiefer mit Accessorien von Pyrit und Karbonat beobachtet (Brandriegel-NW-Flanke, Seehöhe 2260 m).

Serpentin befindet sich massenhaft auf der Halde des um das Jahr 1940 vorgetriebenen Autobahntunnels bei Oberdorf. Es dürfte sich um eine analoge Serpentinlage in Fortsetzung des Schellgadener Talkvorkommens handeln. Auf der Halde dieses unvollendeten Autobahntunnels, 400 m südöstlich Abwerzg bei Oberdorf sind auch die zugehörigen Serpentinbegleitgesteine: Talkschiefer mit Magnetitoktaedern, Strahlsteinfels, Chloritschiefer mit Magnetitoktaedern, massiger Chloritfels mit Biotit, Epidotfels und Albit-Epidot-Amphibolit deponiert.

Zwischen Lieser- und Maltatal wurden folgende Vorkommen von Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen in der Storzserie gefunden:

An der Girlitzspitze-E-Flanke steht in 2360 m Seehöhe 1-5 m mächtiger Talkschiefer mit Strahlsteinfels, Chloritschiefer sowie Talkschiefer mit Ankeritporphyroblasten

innerhalb der Bändergneise und Amphibolite an. Die Scharte zwischen Semannwand und Ebeneck zeigt Strahlsteinfels, der von aplitisch injiziertem Amphibolit überlagert wird.

Ein saigerer, 3-5 m mächtiger Hornblendefels-Gang (Strahlsteinfels) durchzieht diskordant den Amphibolit der Semannwand. Der Gang quert den Grat in der Scharte Seehöhe 2795 m, 200 m südöstlich Semannwand (P. 2814). Das beinahe monomikte Gestein besteht aus granoblastischen, bis 1 cm großen Hornblendeindividuen.

Im Dünnschliff zeigt die Hornblende einen Pleochroismus von hellgelb bis blaßgrün. Parallel zur Achsenebene beträgt der Auslöschungswinkel $c/x = 15.5^\circ$, sodaß man die Hornblende als Strahlstein (Aktinolith) bezeichnen kann. Accessorien sind Titanit und Opazit. Daneben beteiligen sich am Aufbau des Ganges auch Chlorit, Ankerit, Quarz und Pyrit.

Am Winkelwand-SW-Grat ist in Seehöhe 2450 m Strahlsteinfels (2 m mächtig) dem feinkörnigen, aplitisch gebänderten Amphibolit eingelagert. Seine Fortsetzung zieht durch die unzugängliche Loibspitze-SW-Wand und liefert Blöcke von Strahlsteinfels und Talkschiefer mit prächtigen Strahlsteingarben.

107. Klein- bis mittelkörniger Albit-Epidot-Biotit-Amphibolit

Sieht man von den oben genannten grobkörnigen Albit-Epidot-Amphiboliten ab, so hat man es bei der großen Masse der Amphibolite der Storzserie mit klein- bis mittelkörnigen Albit-Epidot-Biotit-Amphiboliten zu tun. Biotit ist in den untersuchten Proben stets als Hauptgemengteil zusammen mit Hornblende, Epidot und Albit (bis Oligoalbit) vorhanden. Im einzelnen kann man nach den Hauptgemengteilen gliedern in:

Biotit-Epidot-Albitamphibolit. Kleinkörniges und sehr hartes Gestein von der Elendspitze (am Steig durch die Scharte im Südgrat anstehend). Die reichlich vorhandene Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Biotit (hellgelb bis olivgrün) und Epidot. Der Albit bis Oligoalbit ist als Plag I (nicht oder einfach verzwillingt, xenomorph, gefüllt mit Klinozoisit) entwickelt. Deutlicher inverser Zonenbau ist vorhanden. Die An-armen Kerne lagern sich gerne an die Gefügegenossen Hornblende und rhomboedrisches Karbonat an. Accessorien: Titanit, Karbonat, Quarz, Pyrit und Apatit.

Sehr häufig tritt Chlorit als Hauptgemengteil zum vorgenannten Typus hinzu. Auch kann besonders in den feinkörnigen Typen Magnetit als Hauptgemengteil entwickelt sein. Beispiele hierfür: Kleinkörniger Biotit-Chlorit-Magnetit-Epidot-Albit-Amphibolit (anstehend 450 m ostnordöstlich P. 1458 Zaneischg, Seehöhe 1510 m, beim Fahrweg). Ein entsprechendes Gestein findet sich mit aplitischen Injektionslagen auch im felsigen Bachbett des Watscher Grabens, südöstlich Muhr, anstehend.

Mittelkörniger Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Amphibolit (Fundorte: Zepper Graben in Seehöhe 1500 m beim Einstieg des Pfades in die Wand und nördlicher Hangfuß im Pöllatal, östlich vom Bach gegenüber Pfarr Alm) zeigt megaskopisch ein grün-weiß gesprenkeltes Gefüge (Hornblende und Albit) mit gut erkennbarem Biotit und Epidot. Der Albit ist als Plag I mit Klinozoisitfülle und inversem Zonenbau entwickelt. Der An-ärmere Kern zeigt an einigen Körnern einfache Zwillinge nach Albitgesetz, während die etwas An-reichere Hülle nicht verzwillingt ist. Als Accessorien treten Titanit, Rutil, Magnetit, Pyrit, Karbonat und Quarz auf.

108. Prasinit

Zunahme des volumetrischen Anteiles von Albit und Epidot bei Zurücktreten von Hornblende und Biotit ergibt aus den vorgenannten Typen hellere Gesteine mit runden Albiten. Sie sind als Prasinite zu bezeichnen, welche — wie kontinuierliche Umwandlungsreihen zeigen — aus Amphiboliten des vorgenannten Typus durch regressive Epimetamorphose bei der alpidischen Gebirgsbildung hervorgegangen sind.

Der Hornblende-Biotit-Chlorit-Prasinit vom Girlitzspitze-SE-Kamm in 2245 m Seehöhe besitzt noch 10 Vol.-% Hornblende und zeichnet sich durch Porphyroblasten von Biotit und Chlorit aus. Der Albit bildet Rundlinge von Plag I mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Accessorien: Pyrit, Magnetit und Karbonat. Es fehlt Quarz. Albit und Epidot sind die vorherrschenden Gemengteile.

Hornblende kann fehlen und es entwickelt sich bei sonst dem vorhergehenden analogen Mineralbestand und Gefüge Biotit-Chlorit-Prasinit. In einem solchen von der Murtalstufe Jedl beim Berg-hof bildet Chlorit 2 mm große Porphyroblasten. Der Chlorit ist in diesem Gestein teilweise sekundär nach Biotit gebildet, teilweise als Porphyroblast frisch gewachsen. Der als Rundling ausgebildete Albit (Plag I mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile) entwickelt seine eigene Kristallgestalt dort, wo er

an den frisch gewachsenen Chlorit angrenzt. Offenbar ist dieser annähernd gleichzeitig mit Albit kristallisiert, wobei die Formenergie des Albites stärker war als die des Chlorits. Quarz fehlt. Magnetit tritt als Accessorium auf.

109. Epidotreicher Albitgneis

Tritt zu dem vorgenannten Mineralbestand des Biotit-Chlorit-Prasinites als weiterer Hauptgemengteil Quarz hinzu, so hat man es mit den in der Storzserie sehr verbreiteten epidotreichen Albitgneisen zu tun. Sie sind megaskopisch reicher an farblosen Gemengteilen als die Prasinite, haben gneisiges Aussehen, reichlich giftiggelbe Färbung (Epidot) und viel Biotit bzw. Chlorit. Epidot bildet stets einen Hauptgemengteil des Gesteines und ist auch nicht selten zu mehrere Millimeter bis einige Zentimeter dicken Epidositlagen und zu boudinierten, 2-5 cm dicken Epidosit-Linsen angereichert. Die Gesteine dürften aus prätriadischen Tuffiten und Mischgesteinen hervorgegangen sein.

Kommen Biotit und Chlorit zusammen unter den Hauptgemengteilen vor, so hat man es mit Biotit-Chlorit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis zu tun. Ein solches mittelkörniges feinschiefriges Gestein wird derzeit im Murwinkel im Steinbruch 600 m westnordwestlich Mayerhof abgebaut. Albit ist als Plag III, II und I entwickelt und mit Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grünbraun. Accessoria: Titanit, Hellglimmer, Karbonat und Opazit. Ist der Biotit zur Gänze durch Chlorit ersetzt, so handelt es sich um Chlorit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis, z. B. anstehend in der Galerie des Bergbaues Zaneischg, Seehöhe 1785 m.

Wenn dann auch noch Muskovit als Hauptgemengteil zu Biotit bzw. Chlorit hinzukommt, nimmt das Gestein einen noch ausgeprägteren Habitus eines schon zu den leukokraten Gneisen tendierenden Gesteinstypus an. Beispiele: Mittelkörniger Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis vom nördlichen Hangfuß des Pöllatales, gegenüber Pfarr Alm. Der Albit hat 0% An-Gehalt, ist linsenförmig in s gelängt, als Plag III, II und I entwickelt (Verzwillingung nach dem Albitgesetz) und gefüllt nach Typus B. Accessoria: Chlorit, Titanit, Opazit und Apatit. Werden die Albitkristalle noch größer, so hat man es mit Albit-Augengneisen zu tun: z. B. Biotit-Muskovit-Chlorit-Epidot-Quarz-Albit-Augen-Gneis mit 5 mm großen Albitaugen vom schon oben genannten Steinbruch im Murwinkel, 600 m westnordwestlich Mayerhof. Accessoria: Titanit, Opazit und Karbonat.

110. Albit-Aplitgneis

Einen in der Storzserie ebenfalls stark verbreiteten Gesteinstypus bilden Albit-Aplitgneise, deren Mineralbestand sich sehr ähnlich dem vorgenannten erweist mit dem Unterschiede, daß die nun weitaus überwiegenden Gemengteile Albit und Quarz sind. In dem vorwiegend farblosen Gestein findet man Biotit als Porphyroblasten.

Albit-Aplitgneis (kleinkörniger leukokrater Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis mit 2 mm großen Biotitporphyroblasten). Fundort: Wasserfall des Melcher-Eissig-Baches in Seehöhe 1500 m. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün. Albit (Plag III, II und I) ist xenomorph, gelängt in s und zeigt den Füllungstypus B. Seine Zwillinglamellen sind mitunter gequält. Accessoria: Chlorit, Karbonat, Titanit, Opazit und Zirkon (oder Monazit).

Feinschiefriger phyllonitischer Albit-Aplitgneis (Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis mit 3 mm großen Biotitporphyroblasten). Fundort: Pöllatal, Pinge 980 m ostnordöstlich Jagdhaus Pölla. Gequälter Querbiotit und Kornzerfall des Albites erweisen bezüglich Biotit und Albit postkristalline Gesteinsdeformation. Accessoria: Orthit (ebenfalls im Stadium des Kornzerfalles; Orthitkern mit granuliertem Epidotsaum), Opazit, Karbonat und Apatit.

Schließlich tritt Biotit zurück. Der betreffende Albit-Aplitgneis zeigt dann Epidot und Hellglimmer als Hauptgemengteile: z. B. kleinkörniger leukokrater Muskovit-Epidot-Quarz-Albitgneis vom Schlungkopf-SE-Grat, Seehöhe 2340 m. Nebengemengteil: Fuchsit. Accessoria: Chlorit und Karbonat.

111. Albitit

Lokal kommt es in der Storzserie zu grobkörnigen Albitanreicherungen mit Beimengungen von Hellglimmer und Chlorit. Im wesentlichen handelt es sich um ein monomineralisches Gestein aus Albit, das man somit als Albitit bezeichnen kann. Es bildet Lagergänge und hat pegmatoiden Charakter, doch kann Quarz gänzlich fehlen.

Dies ist der Fall bei dem Albitit, der beim Stollenmundloch des Talkbergbaues Schellgaden, Lokalität knapp östlich außerhalb von Blatt Muhr, Seehöhe 1130 m, 50 m westlich des Gantal-Baches, ansteht. In diesem Vorkommen sind die Albitkristalle 2-5 cm groß. Die Großkristalle (Plag III) sind polysynthetisch nach Albitgesetz verzwillingt, zeigen Füllungstypus A und weisen postkristalline Deformation auf, indem die polysynthetischen Lamellen teilweise verbogen sind und die Albitkörner stellenweise durch Kornertrümmerung zu einem Granulationspflaster zerfallen. Diese Granulate sind als Plag I entwickelt. Der Helliglimmer ist megaskopisch grünlich und besonders an Scherflächen im Gestein angereichert. Nebengemengteile sind Chlorit und Karbonat.

112. Biotit- und epidotreicher Plagioklas-Augengneis

Dieses Gestein ist in der Storzserie recht verbreitet und zeigt Ähnlichkeit zu altkristallinen Biotit-Plagioklas-Gneisen im Oberostalpin (Nockgebiet, Kreuzeck- und Schobergruppe). Der herrschende Feldspat ist Plagioklas. Epidot ist meist reichlich vorhanden.

So zeigt der Augengranitgneis des oberen Teiles des Lassörnkares 1 cm große Kristallaugen von Plagioklas (Plag III, Füllungstypus C, füllungsfreier Randsaum). In diesem Augengranitgneis fehlt Kalinatronfeldspat. Das Gestein ist als Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Plagioklas-Augengneis zu bezeichnen. Accessoria sind: Titanit, Orthit mit Epidotsaum, Chlorit (sekundär nach Biotit), Pyrit und Apatit. Der Gneis ist stellenweise stark verschiefert und chloritreich. Phyllonitonen in ihm bestehen aus Chlorit-Serizit-Schiefer und werden von Gangquarz mit Turmalin begleitet. Der Gneis zieht vom Ebeneck bis ins Kar nordwestlich vom Jagdhaus Lassörn. Die weniger verschieferten Partien zeigen 2 m hohe Bankung, also bemerkenswert massive Gesteinsabsonderung.

Das Augengranitgneis-Band nördlich unter der Elendspitze ist analog entwickelt. Bloß tritt hier neben dem vorherrschenden Plagioklas auch untergeordnet Knaf (flauer Mikroklin-Aderperthit mit Einschlüssen von gefülltem Plagioklas) auf. Es handelt sich also um Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Knaf-Plag-Augengneis.

113. Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis

Als Neosom in Bändermigmatiten der Storzserie treten einige Zentimeter bis Dezimeter dicke Phengitgneislagen auf, die frei sind von Kalinatronfeldspat.

Feingeschieferter Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis. Fundort: Murtalstufe Jedl, Aufschluß an der Straße bei Kapelle Jedl. Der Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt. Er ist teils nach Typus B gefüllt, teils ungefüllt. Accessoria sind: Epidot, Opazit und Karbonat. Die Kristallisation von Phengit und Plag I überdauernde die Gesteinsdurchbewegung.

114. Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis

Petrographisch entspricht dieses Gestein dem Mureckgneis (siehe Seite 16 bis 24). Es kommt mitunter auch in der Storzserie vor und dürfte innerhalb dieser Serie aus kleinen Granitgneiskörpern durch Epimetamorphose und Verschieferung hervorgegangen sein.

Nördlicher Hangfuß des Pöllatales, gegenüber der Veit Hütte. Es handelt sich um Biotit und verhältnismäßig viel Epidot führenden Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Gneis mit 1-5 cm großen Kristallaugen von Knaf (flaue Mirkoklingitterung, Aderperthit, Einschlüsse von Plag III und II). Accessoria: Titanit, Orthit mit Klinozoisitsaum, Karbonat, Chlorit und Apatit.

115. Melanokrate Phyllonite mit Biotit- und Kalifeldspat-Porphyroblasten

So wie im Mureckgneis (siehe Seite 19 bis 21) finden sich auch im Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis der Storzserie Phyllonite, die aus ehemaligen basischen Fischen im Granitgneis hervorgegangen sind. So wie dort zeichnen sie sich durch intensive Verschieferung und Rekristallisation aus, wobei die großen Biotitporphyroblasten und die Kalifeldspatblasten mit helizitischen Einschlußzügen wiederum so wie dort auftreten.

Das entsprechende Vorkommen in der Storzserie kann in einem kleinen Steinbruch in der Ortschaft Muhr studiert werden. Die Lokalität befindet sich 550 m nordwestlich der Kirche Muhr, und zwar am nördlichen Murufer gegenüber dem Sägewerk. Es handelt sich um eine verrutschte Gesteinspartie der Storzserie. Der Steinbruch diente im Jahre 1961 zur Schottergewinnung. Als Neosom in stark durchbewegten Migmatiten tritt hier

Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis auf, der als Paläosomreste die interessanten melanokraten Phyllonite enthält.

Der Gneis ist feinschiefrig und teilweise kleingefältelt. Er führt Epidot und geringe Mengen von Biotit und Chlorit. Kalifeldspat ist perthitfrei, xenomorph und zeigt flauere Mikroklingitterung. Der Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt, zeigt den Füllungstypus B und füllungsfreien Randsaum. Der Phengit tritt auch als Querphengit auf.

Zwei Typen der melanokraten Phyllonite treten im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich innerhalb dieses Gneises auf:

Der eine Typ ist ein feinblättriger Biotit-Phengit-Quarz-Karbonat-Schiefer mit Knaf-Porphroblasten. Die Hauptgemengteile sind: Biotit (hellgelb bis olivgrün), Phengit (farblos bis hellgrün), Quarz, Karbonat (mit Drucklamellen) und Kalinatronfeldspat. Dieser ist xenomorph, zeigt Mikroklingitterung und besitzt weder Zwillinge noch Perthit. Er zeigt eiförmige oder schmale langgestreckte Gestalt und wird bis 2.7 mm lang. Die in ihm eingeschlossenen helizitischen Züge bestehen aus Hellglimmer, Biotit und Quarz. Die Accessoria sind: Epidot (mit Zwillingen), Zirkon oder Monazit (Einschlüsse in Biotit mit radioaktiven Höfen) und Apatit. Die Kristallisation der Hauptgemengteile und des Epidots überdauerte die Durchbewegung des Gesteines.

Der andere Typ ist ein Serizit-Epidot-Quarz-Schiefer mit 1.5 cm großen Biotitporphyroblasten und mit 3 mm großen Porphroblasten von Kalifeldspat. Hauptgemengteile sind: Biotit (hellgelb bis olivgrün; Querbiotite vorhanden), Serizit, Quarz, Epidot (idiomorph) und Kalifeldspat. Dieser ist xenomorph und zeigt Mikroklingitterung. Er besitzt keine Zwillinge und keinen Perthit. Er hat eine unregelmäßige, ölfleckartige Begrenzung und wird — wie schon erwähnt — 3 mm lang. Er führt unverlegte helizitische Einschlußzüge von Hellglimmer, Biotit und Quarz. Zu nennen sind ferner in diesem Gestein sonderbare schmale leistenförmige Aggregate bis 10 mm Länge. Sie bestehen aus zahlreichen kleinen Individuen von blaugrüner Hornblende, Biotit, Quarz und Titanit. Es handelt sich offensichtlich um Pseudomorphosen, vermutlich nach einer titanreicheren Hornblende. Die Accessoria sind: blaugrüne Hornblende, Titanit, Zirkon (oder ? Monazit), Apatit und Karbonat. Die Kristallisation der Hauptgemengteile überdauerte die Durchbewegung des Gesteines.

116. Gangquarz und Kluftmylonit

Gangquarz mit unverletzten, 6 cm langen Turmalinkristallen findet sich als Leseesteine bei der Mayerhofer Alm. Ihr Anstehendes konnte noch nicht aufgefunden werden.

An jungen Störungen in der Storzserie treten Kluftmylonite auf. In ihnen findet man Quarz- und Karbonatanreicherungen und Rotfärbungen durch eisenhaltige Lösungsumsätze (z. B. Rotlahnscharte im Lassörn, 600 m westlich Wandspitze).

117. Einige Regelmäßigkeiten des metamorphen Lösungsumsatzes in den Gesteinen der Storzserie

Zusammenfassend sei das Vorwiegen von Albit, das Vorkommen von Schachbrettalbit (MEIXNER 1938) und das Fehlen von Myrmekit betont. Inverszonarer Plagioklas kommt vor. Braune, staubförmig gefüllte Hornblende bildet reliktsche Kerne in neugewachsener blaugrüner ungefüllter Hornblende.

2. Tektonik

Die Storzserie bildet eine etwa 1100 m mächtige recht flache, mitunter schwebende Gesteinslage, deren s-Flächen im Norden (Mur- und Liesertal) nach N, NE, E und SE, im Süden (Lieser- und Maltatal) nach E und SE einfallen. Die Fallwinkel der s-Flächen betragen in der Regel zwischen 15 und 35°. Nur am Nordrande der Storzserie sind sie in der Stirnregion im Murwinkel steiler (bis 50°). Der hangende Teil (unter Murtörl- und Kareckserie) beschreibt einen regelmäßigen Bogen der s-Flächen mit N-Fallen im Murtal oberhalb Muhr zum NE-Fallen im Murtal unterhalb Muhr und zum SE-Fallen parallel der Katschbergzone bis ins Maltatal und weiterhin bis zur SE-Ecke der Hohen Tauern bei Spittal an der Drau. Die Haupt- und Nebentäler und Kare des Mur-, Lieser- und Maltabereiches unterschneiden die Gesteinsbänke der Storzserie und schaffen äußerst detaillierte, langhinstreichende Riesenlagen-Aufschlüsse.

Im S hängt die Storzserie über das verhältnismäßig schmale Stück bei Malta (siehe Tafel 1) mit den Amphiboliten usw. am Rande der Reifbeckgruppe (Bartelmann, Gemeineck, Hohegg: Siehe EXNER 1954) und weiterhin im W mit den Amphiboliten der Maresenspitze und des Ankogels (siehe ANGEL und STABER 1952) zusammen.

Im N keilt die Storzserie mit stirnförmigen Digitationen in den Schiefen der Murtörlserie aus, die dort mächtig tektonisch angeschoppt sind, da sie die nach W auskeilenden Finger der Storzserie umhüllen (Tafel 1). Ein dünnes, vom Hauptkörper der Storzserie abgerissenes Band kann im Hangenden des Mureckgneises von der Gabreing Alm zum Jagdhaus Moritzen verfolgt werden. Letzte Reste stark phyllonitischen Bändermigmatits finden sich südlich Frischinghöhe (Tafel 6: Profil 1).

Wie eingangs erwähnt, beträgt die Mächtigkeit der Storzserie in der Hafnergruppe etwa 1100 m. Dieser Wert wurde durch die Abschätzung in den drei folgenden Profilen ermittelt:

Profil längs des S-Randes von Blatt Muhr: Von Zirbenhof Alm bis Faschaunereck 900 m; von Faschaunereck bis Basis Kareckserie am Feistritzbach 150 m. Summe der Mächtigkeit der Storzserie = 1050 m.

Profil längs des Kammes zwischen Lieser- und Maltatal: Von der Scharte 430 m nordnordöstlich Schober-Eissig bis Semannwand 550 m; von Semannwand bis Oberkante des Ebeneck-Granitgneises 150 m; von der Oberkante dieses Granitgneises am N-Ausgang der Rotlahnrinne im Lassörm bis zur Basis der Kareckserie am Wandspitze-W-Grat 400 m. Summe der Mächtigkeit der Storzserie = 1100 m.

Profil längs des Kammes zwischen Mur- und Liesertal: Von östlich Jagdhaus Pölla bis Schlungkopf 950 m; von Schlungkopf bis Basis der Kareckserie am Kareck 150 m. Summe der Mächtigkeit der Storzserie = 1100 m.

Wie schon in der geologischen Übersicht der Hafnergruppe mitgeteilt (Seite 8), folgen die Faltenachsen und Lineationen längs der parallel zur Katschbergzone verlaufenden E-Flanke der Storzserie der generellen alpinen Streichrichtung, also ESE, SE und SSE.

Jedoch herrschen im Gebiete um Muhr Querfalten, und zwar mit Faltenachsen und Lineationen, die NE und N—S streichen. Sie bilden nach E konvexe Faltungsbögen, welche ich als Muhrbögen bezeichne und die mit der Silbereck-Querstruktur in Zusammenhang stehen (Tafel 3). Die Querstruktur der Muhrbögen wurde in Teilbereichen schon von F. BECKE (1908, p. 389) beobachtet. Im Gebiete der Storzserie der Oblitzen (südwestlich Muhr) ist die Querfaltung der Muhrbögen jünger als die generelle alpine SE-Achse. Eindeutige Überprägungen lassen dies erkennen. Glimmerelongation und Quarzfeldspatzeilen folgen der SE-Richtung. Die junge Knitterung um N—S und NE-Achse ist quer aufgeprägt. Allerdings nimmt die Intensität der Querfaltung im Murtal rings um Muhr derart zu, daß sie hier Mineralelongation und Stofftektonik in der Storzserie vollständig beherrscht. Prächtige Falten- und Walzenbildungen um die N—S-Achse sind bei Muhr aufgeschlossen.

Auf Querfalten um N—S- und NE-Achse in der Katschbergzone hat bereits O. THIELE (1960) aufmerksam gemacht und diese als jüngere Stauch- und Knickfalten im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich, welche den generellen alpinen ESE- und SE-Achsen aufgeprägt sind, erkannt. In wenigen Ausläufern reichen die Katschberg-Querfalten auch bis zu den Hangendlagen der Storzserie. Ausnahmsweise stellen sich Umkehrungen der Altersregel ein, z. B. am Kareck (Tafel 3).

3. Migmatite

Charakteristisch für die Storzserie ist es, daß sehr reichlich Migmatite vorhanden sind, die aber in der Mehrzahl der Fälle nachträgliche Verschieferung, Epimetamorphose und Phyllonitisation erlitten. Man kann an zahlreichen Stellen erkennen, daß ursprünglich Schollen-, Ader-, Bänder- und Nebelmigmatite vorgelegen haben, wie man sie in den inneren Migmatitzonen des Hochalm-Ankogel-Gneissmassivs heute noch beobachten kann. In der Storzserie aber sind die ursprünglichen Migmatitstrukturen meist durch

epimetamorphe Umkristallisation, Verschieferung und Stoffumsatz unansehnlich geworden und könnten mancherorts von einem ungeübten Beobachter übersehen werden. Hat man sich allerdings in das Erscheinungsbild der Übergänge klarer Migmatitstrukturen zu den verschwommenen, geschieferten und umkristallisierten Migmatiten eingeschaut, so wird einem klar, daß in der Storzserie einst eine ungeweine Mannigfaltigkeit von Migmatiten vorlag und daß die Storzserie den im Inneren des Hochalm-Ankogel-Gneissmassivs erhaltenen Migmatitzonen analog gebaut war, und nur sekundär durch alpine Verschleifung, Umkristallisation und Stoffumsatz in der stark differentiell durchbewegten peripheren Zone des Tauernfensters den heute pathologischen Epi-Charakter aufgeprägt erhielt.

Einige charakteristische Aufschlußbeobachtungen an den Migmatiten der Storzserie werden im folgenden mitgeteilt.

31. Murtal

Bändermigmatit, sekundär gefaltet um NNE-Achse (Muhr-Querstruktur). Der Aufschluß befindet sich an der Hauptstraße beim E-Eingang in die Ortschaft Muhr. Nördliches Murerfer. Felswand hinter dem Haus, 130 m östlich der Kapelle „Untere Auen“. Falten im 10 m-Bereich. Faltenachse: 25/20 N. Das Paläosom des Bändermigmatits besteht aus Biotitamphibolit und Biotitschiefer; das Neosom aus Aplitgneis.

Ader-, Schollen- und Nebelmigmatit, tektonisch geschützt durch eine kompetente, mehrere Meterzehner dicke Amphibolitlage. Es handelt sich um die senkrechte Abrißelswand des kleinen Bergsturzes nördlich Mayerhof, westlich des Kluftgrabens. Seehöhe 1825 m. Horizontalabstand 950 m nördlich Kreuz Mayerhof. Zu diesem besterhaltenen Migmatitaufschluß der Murwinkel-Sonnseite gelangt man längs des verfallenen Steiges, der von P. 1442 zunächst nach E und dann längs der Bergkante westlich des Kluftgrabens nach N führt (vorbei an einem eisernen Kreuz in Seehöhe 1745 m und dann den Bergwiesen über der Baumgrenze zustrebend). Ader-, Schollen- und Nebelmigmatit im 10 m-Bereich. Paläosom: Kleinkörniger Amphibolit. Neosom: Aplit. Über dem Amphibolit noch in tektonisch geschützter Lage Schollenmigmatit. Paläosom: Epidot-Chlorit-Albit-Gneis. Neosom: Aplitgneis.

Einstige Ader- und Bändermigmatite, die sekundär umkristallisiert, verschiefert und um die Muhr-Querachse (NE- und NNE-Achse) gefaltet sind. Frische Aufschlüsse an den Straßenkehren der Hauptstraße des Murtales bei der Talstufe des Murfalles am östlichen Murerfer zwischen „Unterm Fall“ und „Jedl“. Beim Berghof (untere Kehre) stehen alte Migmatite in jetzt prasinitischer Fazies an. Paläosom: Biotit-Epidot-Albit-Gneis, chloritreicher Gneis und Biotit-Chlorit-Schiefer. Neosom: Muskovit-Aplitgneis. An der oberen Straßenkehre (unterhalb der Kapelle Jedl) sieht man die tektonische Einschichtung dieser Migmatite. Im Zentimeter-Bereich sind Paläosom- und Neosomlagen der Bändermigmatite gleichermaßen um NE-Achse gefaltet. Das Neosom ist lokal zu Weißschiefer (Quarz-Muskovit-Schiefer) mit bis 2 m mächtigen Quarzitlagen phyllonitisiert. Die Phyllonite des Paläosoms zielen zu chloritreichen Schiefen.

Falten im Amphibolit, die älter sind als die aplitische Durchhäderung, zeigen die Felswand beim Murfall und die Aufschlüsse am neuen Güterweg von „Unterm Fall“ nach Reit, besonders 20 m nördlich des Ruppbauern. Vor- und nachaplitische Deformationen lassen sich strukturell erkennen.

Bändermigmatite, die sekundär spitzwinkelig zerschert sind. Nahe der Hauptstraße im Murtal, am Weg östlich Brücke 1084, und zwar am N-Ufer der Mur westnordwestlich Schellgaden.

Gute zusammenhängende Aufschlüsse im 100 m-Bereich der Migmatite liefern besonders die Wand in der E-Flanke des Watschergrabens, das Gratprofil von der Mur-

scharte zur Storzspitze und in beschränkterem Maße die Fußsteige im Zepper- und Traweninggraben.

32. Liesertal

Metamorphe Umkristallisation des Migmatitgefüges ohne merkliche Verschieferung. Kompetenter Aplit enthält eckige Schollen von Grobkornamphibolit, den er diskordant durchbricht. Die Migmatitstrukturen sind frisch, doch das Gesteinsmaterial ist epimetamorph. Der Aplit ist jetzt Albit-Aplitgneis, der grobkörnige Amphibolit ist grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit. Schlungkopf-SE-Grat: Gratzacken in Seehöhe 2340 *m*.

Morphologische Ausbildung der (ac)-Klüfte. In der steilen N-Flanke des Liesertales sind zwischen Tendl Alm und Jagdhaus Pölla die (ac)-Klüfte senkrecht zu den ESE geneigten Faltenachsen prächtig entwickelt. Längs des Fußes der Steilwand kontinuierliche Migmatitaufschlüsse. Ebenso an der S-Flanke des Liesertales längs des verfallenen Jagdsteiges vom Jagdhaus Lassörn zur Gosnitz.

Amphibolit in verschiedenen Stadien der aplitischen Durchdringung zeigt der Girlitzspitze-SE-Grat. Umwandlung des Amphibolits durch aplitische Injektionen zu Ader- und Bändermigmatit (Seehöhe 2130 bis 2320 *m*). Darüber feinelageriger Bändergneis. Die mittlere Dicke der dunklen und hellen Lagen beträgt 2 *cm*. Am Gipfel Adermigmatit.

Kräftige nachträgliche Biotitblastese in den Migmatiten der Schlucht des Melcher-Eissig-Baches, südsüdwestlich Jagdhaus Pölla. Beim Wasserfall in Seehöhe 1500 *m* und darunter anstehend. Die Bänder-, Schollen- und homogenisierten dioritischen Migmatite weisen massenhaft, mehrere Millimeter große Biotitporphyroblasten auf. Nicht nur das Paläosom, sondern auch das Neosom (Albit-Aplitgneis) wurde von dieser nachträglichen alpidischen Biotitblastese ergriffen.

Einen anhangsweise erwähnenswerten, weil vergänglichlichen Einblick in den Gesteinsbestand der Storzserie im Inneren des Berges unter der Kareck-SE-Flanke bietet die Zusammensetzung der Halde des ehemaligen und nicht vollendeten Reichsautobahntunnels bei Abwerzg im Liesertal. W-Ausgang der Ortschaft Oberdorf an der Liesertal-Hauptstraße, 170 *m* nordöstlich P. 1233. Die Halde ist bereits teilweise von Vegetation bewachsen und wird derzeit zur Schottergewinnung abgetragen. Neben den bereits genannten Serpentin- und Serpentinbegleitgesteinen (siehe Seite 34) enthält sie aplitisch injizierten Amphibolit, Epidot-Albit-Gneis, biotitführenden Gneis mit Feldspat-Augen, Chlorit-Serizit-Schiefer, Aplitgneis, Epidotfels, Quarz-Karbonat-Eisenglanz-Knauern und pyritführenden Gangquarz. Die entsprechende Halde bei Schellgaden ist abgemauert, von Vegetation verhüllt und derzeit zum Auffahren von Gesteinsproben wenig geeignet.

II. Kareck-Serie (Altkristallin und Altpaläozoikum)

Einige Meterzehner bis über 100 *m* mächtig, besteht diese Gesteinsgesellschaft hauptsächlich aus stark phyllonitisierten Paragneisen, Amphiboliten und Migmatiten, wie sie in der Storzserie bereits vorkommen. Die Kareckserie bildet die Unterlage der Murtörl-Serie. Auffallend sind die enorme Albitisation, die reiche Entwicklung von Prasiniten mit eiförmigen Albitblasten und die ziemlich horizontbeständig an die Phyllonite gebundenen goldführenden Lagerquarze vom Typus Schellgaden, was von O. M. FRIEDRICH (1935, 1939, 1968) in grundlegenden Arbeiten dargelegt wurde. Neben der äußerst sorgfältigen Beschreibung der Lagerquarze, ihrer Beziehungen zum Nebengestein (syntektonische Silikatmetasomatose) und ihrer starken tektonischen Beanspruchung und Rekristallisation hat dieser Autor auch immer wieder auf ihre verblüffend konstante geologische Lage am E-Rande des Tauernfensters, vorzüglich in den höchsten Partien der alten Paragesteine, Amphibolite und Migmatite (Hüllgesteine des Zentralgranits) hingewiesen und ihre genetische Verknüpfung mit den zeitlich anschließenden alpidischen Kluftauftreibungen und endlich ihre Deformation durch jüngste Bruch- und Flexurbildung am Rande des Tauernfensters herausgearbeitet (siehe auch F. ANGEL und H. MEIXNER).

Besonders eindrucksvolle Bilder der alpidischen Rekrystallisation, welche die differentielle Durchbewegung der Gesteine der Kareckserie zeitlich überdauerte, liefern die bekannten, mehrere Zentimeter langen, unverletzten Turmalinblasten und Turmalinsonnen von der Halde des Schulterbaues (beim verfallenen Kareckhaus) und von den Quarz-Albit-Chlorit-Knaurn am Kareck-ENE-Kamm (mit Scheelit) in Seehöhe 2190 m (beschrieben von O. M. FRIEDRICH und H. MEIXNER).

Schon F. BECKE (1901, p. 1053) betont die unscharfe Grenzfläche zu den Schiefern der Murtörlserie. Sie ist feldgeologisch nur annäherungsweise innerhalb von Meterzehnern festzulegen nach dem Gesichtspunkte des Überwiegens der Schwarzschiefer, Graphitquarzite und Chlorit-Serizit-Schiefer in der zuletzt genannten, wobei aber zahlreiche Gesteine (besonders die Prasinite), die Albitblastese, die Mineralfazies und die intensive tektonische Durchbewegung beiden gemeinsam sind. „Paläozoische“ Sedimente und Vulkanite zeichnen wohl die Kareckserie und einen Teil der Murtörlserie aus. Es ist schwierig und mit einfachen feldgeologischen und mikroskopischen Methoden vorläufig vielfach unmöglich, die regressiv metamorphen, phyllonitisierten und albitisierten alten Gneise, Amphibolite und Migmatite (Hauptbestandteil der Kareckserie) von den progressiv metamorphen, „paläozoischen“ Schiefern und Diabasen der Murtörlserie in manchen Einzelfällen scharf zu trennen. Die stratigraphische Einstufung der Grenze zwischen Kareck- und Murtörlserie ist innerhalb des „Paläozoikums“ noch unsicher. Eine tektonische Deckengrenze zwischen Kareck- und Murtörlserie ist wegen der beobachtbaren Übergänge äußerst unwahrscheinlich. Die Abgrenzung der Kareckserie nach unten gegen die Storzserie ist ziemlich willkürlich und durch das Überwiegen der Schiefer (hauptsächlich Phyllonite) und Prasinite in der Kareckserie angedeutet.

Wir zählen zunächst einige mikroskopisch untersuchte Gesteine der Kareckserie auf, um die Variabilität dieser Serie zu zeigen, wobei besonders das für die Petrographie recht geeignete, frische Gesteinsmaterial des Goldquarz-Erzreviers Schellgaden im Gebiete zwischen Kareckhaus (verfallen) und Doktor Alm zahlreich vertreten ist (frische Halden vom Scheelit-Hoffnungsbau im zweiten Weltkrieg und frische Aufschlüsse an Güterwegen). Anschließend seien einige feldgeologische Detailprofile aus der Kareckserie genannt.

1. Zur Petrographie

In der Kareckserie treten vereinzelt Albit-Epidot-Amphibolite mit Biotitporphyroblasten auf. Sie gehen in Prasinite über.

Prasinite (kritische Mineralassoziation: Epidot und Albit ist für die Definition „Prasinit“ maßgebend) sind reichlich vertreten. Diese führen hier häufig Biotit und stellenweise auch Hornblende (hellgelb bis grünlich). Chlorit ist als Hauptgemengteil vorhanden. Quarz tritt accessorisch auf und kann auch ganz fehlen. Accessorien sind Titanit, Karbonat, Apatit und Opazit. Albit hat 3 bis 4% An-Gehalt, ist als Plag I (nicht verzwillingt oder einfach verzwillingt nach Albitgesetz) entwickelt und wird bis 3 mm groß. Er ist in Form von Rundlingen ausgebildet. Seine Kristallisation hat die Gesteinsdurchbewegung überdauert. Es handelt sich um Porphyroblasten teils mit helizitischen, teils mit poikilitischen Einschlüssen. Beispiele: biotit- und hornblendeführender Chlorit-Epidot-Albit-Prasinit (Halde des Stüblbaues im Schellgadner Erzrevier) und Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Prasinit (Durchstieg von Zaneischg zu Eckwiesen, Seehöhe 2040 m).

Chlorit-Prasinit zeigt analoge Ausbildung, jedoch fehlen sowohl Hornblende als auch Biotit.

Mitunter reiht sich Quarz als ein Hauptgemengteil des Gesteines mit ein: Quarz-Epidot-Chlorit-Albit-Prasinit (Zickenberg, Seehöhe 1900 m).

Durch Zurücktreten von Epidot kommt es zur Ausbildung von Karbonat-Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer mit Accessorien: Epidot, Titanit, Opazit (Halde des Stübl-

baues im Schellgadner Erzrevier). Karbonat ist als ein syngenetischer Hauptgemengteil des Gesteines hier entwickelt. Die Ausbildung der Gesteinsgemengteile ist den oben genannten Prasiniten analog. Albit zeigt an der Grenze gegen Karbonat seine eigene Kristallgestalt. Am Aufbau der helizitischen Einschlußzüge im Albit beteiligt sich hauptsächlich Opazit.

Am selben Fundort finden sich biotitführende Typen, jedoch bei vollkommenem Fehlen von Serizit. Es handelt sich um biotitführenden Karbonat-Chlorit-Albitschiefer.

Eine interessante letzte Gruppe von Prasiniten und prasinitähnlichen Gesteinen ist mega- und mikroskopisch durchaus analog den oben genannten Prasiniten ausgebildet und mit diesen feldgeologisch verbunden. Nur tritt in ihnen neben Biotit und Chlorit auch Muskovit als Hauptgemengteil auf, während Quarz vollkommen fehlt. Je nachdem, ob Epidot als Hauptgemengteil oder nur als Nebengemengteil vorhanden ist, wird man sie als Prasinit oder als Gneis bezeichnen, wobei die Übergänge fließend sind. Beispiele dafür: Biotit-Chlorit-Muskovit-Epidot-Albit-Prasinit (anstehend unmittelbar neben dem verfallenen Kareckhaus; Albit ist als Plag II und I entwickelt, bildet Rundlinge und zeigt mitunter inversen Zonenbau. Accessoria: Karbonat, Titanit und Opazit. Es fehlt Quarz), und epidotführender Biotit-Muskovit-Chlorit-Albit-Gneis (anstehend am Fahrweg in 1800 *m* Seehöhe, nordöstlich unter dem verfallenen Kareckhaus; es handelt sich um den Fahrweg, der vom Gasthaus Almfried in nordwestlicher Richtung ansteigt. Albit bildet Rundlinge und ist als Plag I und II entwickelt. Accessoria: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon. Es fehlt Quarz).

So ist ein Übergang von den Prasiniten zu den eigentlichen Albitgneisen, die durch die Hauptgemengteile Muskovit, Chlorit, Quarz und Albit in der vorliegenden Gesteinsgesellschaft der Kareckserie allgemein gekennzeichnet sind, gegeben. Megaskopisch sind sie heller als die Prasinite und enthalten massenhaft Albit angereichert. Im Muskovit-Chlorit-Quarz-Albitaugengneis (anstehend beim Stollenmundloch zwischen Schulter- und Stüblbau des Schellgadner Erzreviers, in Seehöhe 1825 *m*, in 380 *m* Horizontalfertigung nordwestlich vom verfallenen Kareckhaus) erreichen die leistenförmigen Albitkristalle 6 *mm* Durchmesser. Diese Großindividuen sind polysynthetisch nach Albitgesetz lamelliert, haben 0% An-Gehalt und Füllung von Hellglimmer und Klinozoisit. An den kleineren, xenomorphen Albitindividuen (Plag II und I) wurde 3 bis 4% An-Gehalt gemessen und nur schwache Füllung von Klinozoisit beobachtet. Wo in den kleinen Individuen Zwillinge auftreten (wenige Lamellen und einfache Zwillinge), herrscht ebenfalls Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Accessoria: Karbonat, Titanit und Epidot.

Wenn in den Albitgneisen Chlorit und Biotit fehlen, dann zeigt der Hellglimmer grünen Pleochroismus und megaskopisch deutlich grüne Farbe. Es handelt sich um: Phengit-Quarz-Albitgneis mit accessorischem Epidot und Opazit. Fundort: Kareck-ENE-Kamm, Seehöhe 1940 *m*.

Es gibt in dieser Serie feinkörnigen Albit-Quarz-Gneis (Albitaplitgneis), anstehend am Fahrweg, der vom Gasthaus Almfried in nordwestlicher Richtung ansteigt, und zwar wiederum in 1800 *m* Seehöhe, etwa 200 *m* nördlich vom verfallenen Kareckhaus. Der Albit ist als Plag I xenomorph entwickelt, allerdings idiomorph gegenüber Karbonat. Accessoria: Biotit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Muskovit und Karbonat.

Ein Beispiel von erzführendem Lagerquarz vom verlassenen Goldbergbau Oberdorf — zweites Stollenniveau von unten — zeigt kaltgereckten Quarz (in s gelängte, innig miteinander verzahnte Quarkörner mit deutlich optischer Regelung: Quarzachsen schräg zu s). Ferner: Hellglimmer, Chlorit und Karbonat.

Aufgesammelt wurden ferner phyllonitisierter Migmatit, phyllonitisierter Augengneis, Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer, Serizit-Chlorit-Schiefer und Chloritschiefer.

Unverkennbar bestehen Analogien zur Wechselserie: Grünschiefer und Albitgneis des Wechsels im NE-Sporn der Alpen. Die Prasinite und Albitgneise der Kareckserie sehen ähnlich aus. Auch in ihnen fehlt inverszonarer Plagioklas. Sie gehören einem etwas kräftigeren Wirkungsbereich der alpinen Metamorphose an, denn sie führen im Gegensatz zum Großteil der typischen Wechsel-Grünschiefer und -Albitgneise in beträchtlichen Mengen Biotit. Regressive Übergänge der Metamorphose von altkristallinen Amphiboliten und Gneisen zu Prasiniten und Albitgneisen sind so wie in der Wechselserie vorhanden (H. MOHR 1913, P. FAUPL 1969). Die darüber lagernde Murtörlserie zeigt Ähnlichkeit mit den Wechselschiefern. Einen Unterschied macht das Fehlen der Transversalschieferung in Kareck- und Murtörlserie. Herrn Dr. P. FAUPL danke ich für gemeinsame Begehungen in der Wechselserie und in dem hier behandelten Gebiet der Kareck- und Murtörlserie im Bereiche Doktor Alm, Kareckhaus, Gantal und Oberdorf im Liesertal. Für mündliche Diskussion danke ich Herrn Professor Dr. H. WIESENEDER. Es scheint damit ein sehr wesentlicher Anknüpfungspunkt zum geologischen Verständnis beider Bereiche (Wechselgebiet und Hohe Tauern) vorzuliegen, der sich näher ausbauen ließe.

2. Feldgeologische Detailprofile

21. Nördlich der Mur

ist die Kareckserie bloß einige Meterzehner mächtig und besonders durch einen Prasinitzug im Liegenden der Murtörlserie gekennzeichnet.

Am Zoponitzenbach und am Balonspitze-SW-Kamm besteht die Kareckserie aus phyllonitischem Migmatitgneis und Prasinit.

Südwestlich unter dem Dolzenberg bauen Prasinit, Chloritschiefer, Chlorit- und Epidotgneis die Kareckserie auf. Darüber folgen in Seehöhe 2100 m die Schwarzschiefer der Murtörlserie, die aber ebenfalls wiederum Prasinite und sogar Albit-Epidot-Amphibolit enthalten.

Pfeifenberger Graben, Aufschlüsse im Bachbett: Über Albit-Epidot-Amphibolit mit aplitischer Injektion folgt Prasinit (50 m), darüber Chloritschiefer (10 m) und darüber in Seehöhe 1960 m der Schwarzschiefer der Murtörlserie. In ihr ist am W-Kamm des Pfeifenberger Grabens, Seehöhe 2160 m, Prasinit ähnlicher Beschaffenheit wie in der Kareckserie eingelagert.

Trawening Graben: Grobkörniger Albitepidotamphibolit steht in Seehöhe 1930 m an. Darüber folgen Prasinite, Chloritschiefer und Albitgneise der Kareckserie. Die Grenze zum Schwarzschiefer der Murtörlserie befindet sich im Bachbett in Seehöhe 2075 m. Östlich der Kendlspitze findet sich wiederum ein Prasinitzug innerhalb der Schwarzschiefer.

Zepper Graben: Über dem Grobkornamphibolit in 1700 m Seehöhe besteht die Kareckserie hier in Seehöhe 1730 bis 1760 m aus Prasiniten, die durch Phyllonitisation aus Amphibolit hervorgehen.

Von südwestlich P. 2142 (bei Grandlnasen) bis zur östlichen Blattgrenze (Zickenberg-S-Flanke) baut Prasinit die Kareckserie auf.

22. Das Kareck (zwischen Mur- und Liesertal)

Der Grat vom Steinwandeck über Kareck zur Brandleiten zeigt von W nach E folgendes:

Amphibolit der Storzserie bildet den Gipfel des Steinwandecks und steht am Grat bis zur Scharte westlich vom Kareck an. Dort beginnt die Kareckserie mit Phylloniten (Muskovit-Chlorit-Schiefer) und Prasiniten. Der Kareckgipfel besteht aus Prasinit. Stellenweise (z. B. 100 m südöstlich des Gipfels) sind Amphibolite aufgeschlossen, die durch Phyllonitisation und Umkristallisation in Prasinit übergehen. 300 m südöstlich des Kareckgipfels setzen epimetamorpher nebulitmigmatischer Muskovit-Chlorit-Quarz-Albitgneis (mit Accessorien: Opazit und Titanit) und Augengneis ein. Sie bilden die prallen Wände gegen die Zaneischg Wiesen. Es finden sich dünnplattige Gneisphyllonite mit serizitischen Schieferflächen und 5 mm großen Chloritporphyroblasten. Besonders dünnplattig sind diese Gneisphyllonite am Fuß der Wände im Gantal in Seehöhe 2080 m,

350 m nordwestlich Brandleiten, entwickelt. Die auf den serizitischen s-Flächen fischförmig elongierten Chloritflecken zeigen auf s des Gesteines annähernd harmonische Verteilung.

Am Kareck-ENE-Kamm stehen sehr mächtige Prasinite an (z. B. Gantal-N-Flanke). Sie sind sekundär nach Amphiboliten entstanden. Aplitlinsen können erkannt werden.

Im Gebiete des Gantales finden sich in der Kareckserie: retromorphe Amphibolite prasinitischen Charakters, Chloritschiefer als Phyllonite, Augengneise und Weißschiefer als Phyllonite nach Augengneisen.

Der Prasinit beim Gasthaus Almfried zeigt 2 cm lange Turmalinnadeln auf s des Prasinites.

450 m westnordwestlich Brandleiten folgen am Hauptkamm Epidotgneis und Prasinit. Darinnen finden sich Lagen von feinkörnigem Amphibolit mit 3 mm großen Biotitblasten. Darüber baut Muskovit-Chloritgneis den Hauptkamm, 150 m westnordwestlich Brandleiten auf. Darüber liegen Prasinit, Chlorit-Muskovit-Schiefer und der Epidotgneis des Brandleiten-Gipfels (P. 2257). Darüber bilden den Übergang zur Murtörlserie (siehe Abb. 14) phyllonitischer Aplitgneis, Chlorit-Muskovit-Schiefer, Muskovitgneis und Knollenquarzit.

23. Südlich der Lieser

stehen oberhalb des verlassenen Bergbaues Oberdorf Prasinit und phyllonitischer Gneis mit Einlagerungen von Chloritschiefer an (Seehöhe 1370 m). Prasinite und Phyllonitgneis kennzeichnen die Kareckserie am Sternspitze-NE-Kamm (Abb. 8) und am Dolomitspitze-N-Grat (Abb. 12).

Verhältnismäßig schmal ist die Kareckserie im Gebiete der Wandspitze entwickelt. Über dem grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit der Rotlahnscharte folgen Lagen von hellen Gneisen in Abwechslung mit Prasiniten, Amphiboliten und Epidotgneisen. Gegen oben zu herrschen Prasinite, die gesteinsmäßig denen in der Murtörlserie analog sind (siehe Abb. 7).

3. Stollen und Pingens des alten Bergbaues in Storz- und Kareckserie

Die ausgezeichnete Monographie von O. M. FRIEDRICH (1935): „Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden“ ist sehr umfassend und genau. Es ist aber ganz natürlich, daß ich bei meinen geologischen Begehungen einiges an Stollen und Pingens auffand, was dort noch nicht beschrieben ist. Ich beschränke mich darauf, nur solche neue Funde als Ergänzungen zu obiger Monographie im folgenden kurz mitzuteilen.

Im Murwinkel befinden sich die Stollen des „Goldriegels“ (genannt als Nr. 25 bei O. M. FRIEDRICH 1935, p. 15) in Seehöhe zirka 1670 m an der E-Kante eines Wandzuges nordwestlich Stubwand. Der morphologische Neigungswinkel der Felswände der Storzserie, in der sie angeschlagen sind, beträgt 70°. Man sieht sie von der Straße im Talgrund bei Mayrhof und von jenem Jagdsteig, der nordwestlich Hemerach über ein nach E geneigtes Rasenband unter der Stubwand durchführt und gegen den Zickenberg ansteigt. Nördlich Untere Auen bei Muhr wurde in Seehöhe 1440 m, nordnordöstlich Laas ein Stollen beobachtet, der auf ein Quarzlager im Gneis der Storzserie getrieben ist.

Im Liesertal fand ich die alten Bergbaue in der Lassörn (Nr. 13 bei O. M. FRIEDRICH 1935, p. 12): Stollen und Pinge auf Quarzlager in Chloritschiefer (Phyllonit nach Amphibolit der Storzserie) in Seehöhe 1840 m, das ist 550 m ost-südöstlich Lassörnhütte. Ein Stollen in der zweiten Rinne östlich des Wasserfalles des Lassörnbaches. Zwei Pingens auf Lagerquarz in gebändertem Amphibolit der Storzserie in Seehöhe 1915 m, das ist 500 m südlich Lassörnhütte. Zwei Pingens auf Lagerquarz in Phyllonitgneis der Kareckserie in den Seehöhen 2200 und 2210 m, das ist 650 m nordwestlich Sternspitze. Ein Quarzlager in Bändergneis der Storzserie dürfte durch vier Stollen aufgeschlossen worden sein, die sich in der Steilwand in Seehöhe 1430 bis 1480 m in der Vorderen Pölla unweit der Lassörnbachmündung in die Lieser zu befinden scheinen. Die Stelle liegt 550 m südöstlich P. 1299 und ist infolge eines jungen Felsabbruches schwierig erreichbar.

In der Hinteren Pölla befinden sich drei Pingens und ein Stollen mit starkem Wasseraustritt am Bergfuß nördlich der Lieser in 800 bis 900 m Entfernung ostnordöstlich vom Jagdhaus Pölla. Sie sind auf

Quarzlager in phyllonitisierendem Amphibolit und Bändergneis der Storzserie getrieben. In der Bachschlucht in Seehöhe 1550 *m*, westlich des Schleierfalles, das ist 600 *m* nordöstlich Jagdhaus Pölla, befinden sich mehrere Pingen auf Lagerquarz der Storzserie.

In der Zaneischg (Nr. 9 bei O. M. FRIEDRICH 1935, p. 11) konnten ein Stollen und einige Pingen bei der Strafner Alm und in der Kareck-S-Wand beobachtet werden. Bei der Strafner Alm handelt es sich um Quarzlager in phyllonitierten Gneisen und Amphiboliten der Storzserie (Stollen in Seehöhe 1910 *m*, das ist 300 *m* nördlich Strafner Alm. Nordwestlich dieses Stollens eine Pinge. Eine andere Pinge 270 *m* westlich und eine letzte Pinge 275 *m* westnordwestlich Strafner Alm). In der Kareck-S-Wand handelt es sich um Lagerquarz in der Grenzregion von Storz- und Kareckserie. (Zwei Pingen in Seehöhe 1970 *m*, das ist 520 *m* westsüdwestlich P. 2257. Eine andere Pinge 270 *m* südwestlich P. 2257.)

Übrigens haben mir eigene Befahrungen der bekannten alten Bergbaue Schellgaden, Zaneischg und Oberdorf den Eindruck vermittelt, daß die erzführenden Lagerquarze der Goldlagerstättengruppe Schellgaden aufs engste mit der alpidischen Phyllonitierung der Kareck- und Storzserie genetisch verknüpft sind. Das unmittelbare Nebengestein der Goldquarzlager ist in der Regel ein arg tektonisierter Phyllonit dieser Gesteinsserien. Mein feldgeologischer Eindruck ist, daß die Goldquarzlager alpidische Mobilisate sind, die bei der alpidischen Phyllonitierung der alten Schieferhülle (Altes Dach des Zentralgranites) teils aus dieser ausgeschwitzt, teils aus der Tiefe zugeführt wurden.

III. Murtörlserie (Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)

Sie besteht aus Schwarzschiefern, dunklen Phylliten, Prasiniten, Chlorit-Serizit-Schiefern, Chlorit-Serizit-Quarziten, Serizitquarziten, Graphitquarziten und Albitporphyroblastenschiefern. Lokal kommt auch Kalkphyllit (4 *m* mächtig) vor, z. B. Helm-SW-Flanke, Seehöhe 2155 *m*. Sandige Schwarzschiefer zeigen mitunter gradierte Schichtung von FLYSCH-Charakter (Schlucht des Lanschützaches in Seehöhe 1610 *m*, am Wege vom Blasnerbauern zur Gabreinig Alm). Die Prasinite der Murtörlserie sind im allgemeinen ärmer an Epidot, zum Unterschied zu den Grünschiefern in der Bündnerschieferserie des Deckensystems der Oberen Schieferhülle. Sie gehen ohne scharfe Grenze häufig in die Chlorit-Serizit-Schiefer über, die wahrscheinlich aus Tuffiten des basischen Vulkanismus hervorgegangen sind. Stellenweise stecken in den Prasiniten retrograd metamorphe Reste nach Diorit bis Gabbro (Epi-Amphibolit der Dolzenberg-SW-Flanke).

Albit bildet Porphyroblasten der alpidischen Gesteinsmetamorphose. Er findet sich in der Murtörlserie in bemerkenswert massenhafter Verbreitung, nicht nur in den Prasiniten und Albitporphyroblastenschiefern, in denen er mehrere Millimeter Durchmesser erreicht und meist den wichtigsten Gesteinsgemengteil darstellt, sondern auch in Form von dunklen Knoten in Schwarzschiefern als spätkinematisches Kristallinat mit verlegten und unverlegten Einschlußzügen von graphitischer Substanz und Quarz. Außerdem ist Albit in den graugrünen Chlorit-Serizit-Schiefern ebenfalls in Form von Blasten weit verbreitet.

F. BECKE deutete die intensive Albitblastese in der Murtörlserie als Na-Metasomatose, wobei er sich vorstellte, daß bei der Phyllonitierung der unterlagernden Tauerngneise Na aus diesen ausgetrieben (z. B. Austreibung perthitischer Substanz aus Kalinatronfeldspat) und in der unmittelbar auflagernden Schieferserie metasomatisch angereichert wurde. (F. BECKE 1912, p. 36: Lichter Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Großarlal beim Seggut = Seebauern. Ferner: F. BECKE 1923.) H. MOHR (1913, p. 330, 331, 333 bis 339) hat sich bei der Diskussion der BECKE'schen Analyse („Großarl-Typus“ in der Murtörlserie des Großarltales) und der Tauern-Prasinite im Vergleich zu Wechsel-Albitgneis und Wechselgrünschiefern (Wechselgebiet im NE-Sporn der Alpen) dafür ausgesprochen, daß keine große Stoffwanderung des Na stattgefunden hat. Er wollte den Na-Reichtum dieser Gesteine teils aus vulkanischen Tuffen, teils aus regressiv metamorphen älteren Amphiboliten und Gneisen ableiten. Es scheint mir, daß die Vorstellungen BECKES und MOHRS vereinbar sind und daß wir das Über-

maß an Na, welches in den Albitporphyroblasten der Murtörlserie steckt, nur durch Stoffwanderung aus dem darunterliegenden, phyllonitisierten und retrograd metamorphen Gneis zusätzlich zu dem in den Vulkaniten und ihren Tuffen vorhandenen Na erklären können. Meine geologische Kartierung wird den Geochemikern eine brauchbare Unterlage zur Erforschung dieser Stoffbilanz liefern!

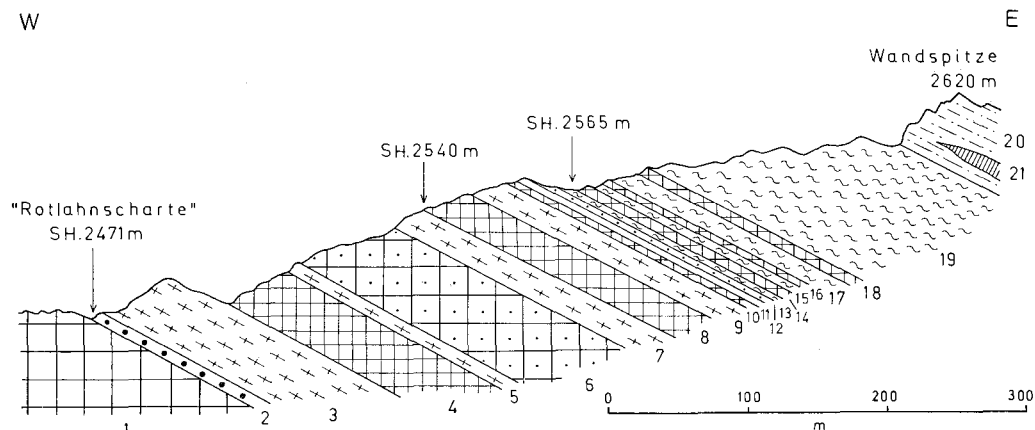


Abb. 7: Profil des Wandspitze-W-Grates.

Storzserie: 1 = Albit-Epidot-Amphibolit; 2 = grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit (5 m); 3 = heller Gneis (30 m).

Kareckserie (ohne scharfe Grenze zur Storzserie): 4 = Epidotgneis und Prasinit (30 m); 5 = heller Gneis (4 m); 6 = aplitisch gebänderter Albit-Epidot-Amphibolit und Epidotgneis (50 m); 7 = heller Gneis (10 m); 8 = Albit-Epidot-Amphibolit und Prasinit (10 m); 9 = heller Gneis (10 m); 10 = Prasinit (2 m); 11 = phyllonitischer heller Gneis (1 m); 12 = gneisphyllonitischer Quarzit (0.5 m).

Murtörlserie: 13 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (1 m); 14 = Prasinit (2 m); 15 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (1 m); 16 = Prasinit (1 m); 17 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (10 m); 18 = Prasinit (2 m); 19 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (zirka 100 m).

Schrovin-Einheit: 20 = Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer; 21 = Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis und „Trias“ (Kalk- und Dolomitmarmor).

Porphyroblasten von Turmalin sind in der Murtörlserie verbreitet. Da sie häufig mechanisch unverletzt sind, obwohl sie mehrere Zentimeter Länge erreichen, und da sie unverlegte helizitische Einschlußzüge graphitischer Substanz enthalten, sind sie ebenfalls als alpidische Blasten anzusprechen.

Die Murtörlserie entspricht der Basalen Schieferserie auf der Umgebungskarte Gastein, deren unmittelbare Fortsetzung am Murtörl sie darstellt. Siehe die genannte Karte: Großarlal beim Seebauern—Seekarspitze—Kreekar—Murtörl. Sie entspricht ferner den hellen und dunklen Glimmerschiefern über den Gneislamellen 1 und 2 der Sonnblickgruppe. Sie hat dieselbe tektonische Position, indem sie dem analogen, deckenförmig abgescherten Alten Dach des Zentralgranits aufliegt. Die Storzdecke ist ja der Gneislamelle 1 und teilweise 2 der Sonnblickgruppe analog. Auch die diesbezüglichen Beschreibungen des Gesteinsbestandes stimmen gut mit der Murtörlserie überein (Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, p. 73 bis 82. Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe, p. 46 bis 51 und p. 61 bis 62). Es fehlt jedoch in der Murtörlserie meist das in den genannten analogen Schieferserien der Sonnblickgruppe mitvorhandene „Mesozoikum“. Nur an wenigen Stellen konnte ich in der Murtörlserie Kalkphyllite nachweisen. Die flyschartig gradierte Schichtung in den sandigen Schwarzschiefern der Murtörlserie ist kein Altersdatum. Sie kann paläozoisch oder jünger sein. Jedenfalls birgt die Murtörlserie noch ungelöste stratigraphische Probleme.

1. Tektonische Komplikationen im Gebiete Murtörl, Murtal nördlich Murquelle und auf der Frischinghöhe

So wie im Großarlal (siehe geologische Karte Umgebung Gastein) ist die Murtörlserie bei ihrem Eintritt in die Hafnergruppe im Bereich Murtörl—Murtal—Frischinghöhe eine tektonisch komplizierte Sammelserie verschiedener Einheiten, die hier auf engen Raum zusammengerafft sind. Sie treten nach W (Gasteiner Tal) und nach E (Muhr, Schrovinkopf, Lieser- und Maltatal) breit auseinander und werden dann erst verständlich.

Tafel I zeigt die Verengung der Zonen am Murtörl und sonderbare Schollen („Trias“ und Granitgneis) in der Murtörlserie, die wir nicht mit Sicherheit, aber mit einiger Wahrscheinlichkeit der Schrovineinheit zuordnen. Ein ganzes Bündel analoger Marmorzüge, das sich weiter westlich auch mit Gneislamellen verknüpft, finden wir in der Murtörlserie auf der anderen Gebirgsseite, nämlich im Großarlal (siehe geologische Karte der Umgebung Gastein). Diese zeigen mehr Ähnlichkeit zur unterlagernden Silberekserie. Dazu kommt, daß uns im Profile des Murtörls die Leithorizonte, die sonst so schön den Bau der Hohen Tauern anzeigen, im Stiche lassen. In der typischen Position unter den Kalkglimmerschiefern-Grünschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle fehlt hier der markante „mittlere Schwarzschieferzug“ (Umgebungskarte Gastein) bzw. läßt er sich nicht von den Schwarzschiefern der Murtörlserie unterscheiden, da die dazwischengehörige „Trias“ (Schrovin-Einheit) leider nicht da ist. Diese scheint tektonisch verwurschelt die Schollen inmitten der Murtörlserie zu bilden und stark auseinandergerissen zu sein. Schwierig ist es ferner, Schwarzschiefer der Silberekserie, die immerhin auch mitsamt „Trias“ und „Juramarmoren“ ins Hangende des Mureckgneises aufgeschuppt sein könnten, von solchen der Murtörlserie zu unterscheiden.

Die Murtörlserie ist im Profil des Murtörls etwa 350 m mächtig. Sie fällt 50 bis 60° nach N. Sie liegt konkordant dem im Grenzbereich phyllonitisierten Mureckgneis auf (siehe Tafel 6, Profil 3). Die Murtörlserie besteht in diesem Profil aus Schwarzschiefer mit Graphitquarzitlagen und aus Chlorit-Serizit-Schiefer, der stellenweise — z. B. nördlich des Murtörls — Granatporphyroblasten führt. Eine detaillierte Ansichtsskizze findet sich bei F. THALMANN 1963, Tafel 9, Fig. 2.

Da im Profil des Murtörls die Schrovin-Einheit fehlt, liegen die mächtigen Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer (Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle) der Murwand und ihrer östlichen Fortsetzung (P. 2393) unmittelbar auf Schwarzschiefern im Hangenden der Murtörlserie.

So wie sich in diesem Profil (siehe Erläuterungen zur geologischen Umgebungskarte Gastein, Tafel 5, oberstes Parallelprofil) im Abhange gegen das Großarlal Kalkmarmor-schollen beim Seebauer innerhalb der Murtörlserie einstellen, so setzt auch am Abhange zum Murtal eine „Trias“-Scholle 500 m östlich des Murtörls, und zwar in Seehöhe 2180 m ein. Sie besteht aus Rauhwaacke, Dolomit- und Kalkmarmor und ist den Schwarzschiefern und Chlorit-Serizit-Schiefern der Murtörlserie konkordant eingelagert, mitunter spitzwinkelig eingefaltet (100 m westnordwestlich Jagdhaus P. 1843) und dort bis zu mehreren Meterzehnern Mächtigkeit tektonisch angeschopt (Tafel 6, Profil 2).

In der Murschlucht, östlich des genannten Jagdhauses nimmt die Mächtigkeit des „Trias“-Zuges wieder ab (15 m) und östlich der Mur keilt der Zug in der Murtörlserie aus. Das Profil in der Murschlucht östlich des Jagdhauses P. 1843 ist vom Hangenden zum Liegenden folgendes:

10 m Kalkmarmor
 5 m farbloser Dolomitmarmor, wechsellagernd mit Rauhwaacke. s: N 62 E/52 N
 Chlorit-Serizit-Schiefer
 Schwarzschiefer
 Graphitquarzit
 Chlorit-Serizit-Schiefer. s: N 65 E/53 N. Axe: N 130 E/42 NW
 Schwarzschiefer. s: N 80 E/60 N
 Granit-Augengneis (Mureckgneis)

Knapp nördlich des Jagdhauses keilt in der Murtörlserie die Granitgneislamelle des Frischinghöhe-N-Grates gegen W aus. Sie gehört wahrscheinlich zur Schrovineinheit (Beschreibung siehe Seite 70). Ein Ast der Murtörlserie streicht ins Hangende der Gneislamelle und verzahnt sich dort tektonisch mit wahrscheinlich vorhandenen Resten des mittleren Schwarzphyllitages, mit Schuppen der Schrovineinheit und mit Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle (siehe Tafel 6, Profil 1 und Abb. 16). Südlich, also im Liegenden der Gneislamelle, tritt nun endlich die Mureckserie in ihrer für die ganze übrige Hafnergruppe typischen Position über der Storzserie auf (Abb. 16: Signatur 1). Das ist die Murtörlserie im typischen oder engeren Sinne. Sie dürfte aus jungpaläozoischen und jüngeren Sedimenten und Vulkaniten bestehen, die über dem Alten Dach des Zentralgranits abgelagert wurden.

Das Profil des Frischinghöhe-SSW-Grates (Tafel 6, Profil 1) zeigt über dem zirka 150 m mächtigen Granitaugengneis (Mureckgneis) die letzten Reste von Paragneis und Bändermigmatiten der Storzserie. Sie sind stark phyllonitisiert. Man erkennt aber auch in den Phylloniten noch die dunklen und hellen Lagen der einstigen Bändermigmatite und Reste vereinzelter, 1-5 cm großer Feldspate. Diese Phyllonite gehen über in Chlorit-Serizit-Phyllite mit Prasinitlagen. Man gewinnt den Eindruck, daß ein guter Teil der hier 60 m mächtigen Chlorit-Serizit-Phyllite mit Prasiniten aus retrograd metamorphem Altkristallin (Storzserie) im Zuge der Phyllonitisierung hervorgegangen ist. Darüber folgen Schwarzschiefer mit Lagen von Graphitquarzit, Prasinit und Chlorit-Serizit-Phyllit.

Ich möchte daraus den Schluß ziehen, daß ein Teil der Chlorit-Serizit-Phyllite, Prasinite und Albitporphyroblastenschiefer des Murtörlprofils und des Großarltales ebenfalls retrograd metamorpher Entstehung sind und aus Altkristallin der Storzserie hervorgegangen sind. Das wäre auch die einfachste Lösung zur Erklärung der Albit-Blastese.

2. Murwinkel östlich Frischinghöhe. Zederhaustal

Östlich der Frischinghöhe nimmt die Murtörlserie eine Mächtigkeit von mehreren 100 m an. Sie baut vorwiegend mit Schwarzschiefern und eingelagerten Graphitquarzit-, Quarzit- und Prasinitzügen das Zalussenkar auf, ist dann prächtig in der Murschlucht zwischen Zalussen Alm und Moritzen aufgeschlossen, und bildet nördlich der Mur die unteren Teile des Roßfall- und Lanschützgrabens. Nördlich der Rotschopf Alm fand S. PREY (1938) Chloritoidschiefer. Im Gebiet: Helm, Zoponitzen, Balonspitze ist die Murtörlserie vor der Stirne der mächtig anschwellenden Storzdecke mit zahlreichen tektonischen Schichtwiederholungen bis zu 1400 m Mächtigkeit aufgestapelt (siehe Tafel 4, Profile 6 und 8). Sie bildet den Kamm zwischen Kaltenfeld- und Kendlspitze, nimmt südlich Grandl Nasen an Mächtigkeit ab und keilt am Zickenberg aus. Man findet sie auch anstehend im Einzugsbereich des Zederhaustales in den Karen oberhalb Wastal-, Kocher-, Zäuner-, Wirtsalm; und im verrutschten Zustand in der Tiefe des Zederhaustales und bei den Atlas Wiesen. Dann streicht sie über das Lungauer Becken oberhalb St. Michael (Blatt Tamsweg) ins Gantal und auf den Kareck-ESE-Kamm östlich Brandleiten.

Die Unterlage der Murtörlserie wird meist von Prasiniten der Kareckserie gebildet. Da ähnliche Prasinite auch innerhalb der Murtörlserie vorkommen, ist die Grenze unscharf und in erster Linie durch das massenhafte Auftreten von Schwarzschiefern in der Murtörlserie gekennzeichnet. Im Stirngebiet der Storzserie kommt es nördlich der Mur im Bereich Stockachgraben (beim Blasnerbauern), Zoponitzengraben und nördlich Ollschützen zu tektonischen Verzahnungen zwischen Storz-, Kareck- und Murtörlserie. Es handelt sich um tektonische Keile und Schuppen und nicht um Intrusionen des Zentralgranits in die Murtörlserie. Intrusionen des zentralgranitischen Magmas in die Murtörlserie fehlen. Es erscheint mir recht eindeutig, daß die Murtörlserie erst nach Abschluß des zentralgranitischen Magmatismus sedimentiert wurde.

In den steilen S-Flanken des Mur-Zederhaus-Kammes fand ich die Basisgrenze der Murtörlserie über den Prasiniten der Kareckserie in folgenden Seehöhen: Pfeifenbergergraben (Bachbett) 1960 *m*; Traweninggraben (Bachbett) 2075 *m*; Kendlspitze-WSW-Kamm 2150 *m*; und Grandnhasen-SW-Kamm 2030 *m*.

Ein Beispiel der Zusammensetzung der Murtörlserie möge das folgende Detailprofil des Balonspitze-SW-Grates vom Hangenden zum Liegenden vermitteln (siehe auch Tafel 4, Profil 6):

Marislwandschuppe:

Grießenspitze (P. 2504)	Kalkglimmerschiefer Grünschiefer
Grießenspitze-W-Flanke	Kalkglimmerschiefer Dolomitmarmor-Linse (2 <i>m</i> mächtig)

Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden

der „Trias“ der Schrovin-Einheit (reduzierte Brennkogel- und Glocknerserie):

Sattel zwischen Grießen- und Balonspitze	Karbonatquarzit Schwarzphyllit 4 <i>m</i> Kalkglimmerschiefer 3 <i>m</i> Schwarzphyllit
--	--

Schrovin-Einheit:

	3 <i>m</i> Rauhwaacke 0.1 <i>m</i> Kalkmarmor 2 <i>m</i> Serizitquarzit Quarzit mit Magnetitporphyroblasten 1 <i>m</i> Graphitquarzit
Balonspitze (P. 2485)	Prasinit mit Magnetitporphyroblasten Albitgneis Schwarzschiefer Albitgneis

Murtörlserie:

Balonspitze-SW-Grat

SH. 2430 <i>m</i>	Schwarzschiefer
2410 <i>m</i>	0.5 <i>m</i> Graphitquarzit
2375 <i>m</i>	Quarzitlage
2290 <i>m</i>	4 <i>m</i> Prasinit
2285 <i>m</i>	2 <i>m</i> Schwarzschiefer
2283 <i>m</i>	3 <i>m</i> Graphitquarzit Quarzitschiefer
2275 <i>m</i>	Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten
2270 <i>m</i>	20 <i>m</i> Prasinit
2250 <i>m</i>	Schwarzschiefer mit mehreren Einlagen von bis 4 <i>m</i> mächtigem Graphitquarzit
2080 <i>m</i>	15 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer 10 <i>m</i> Schwarzschiefer mit Graphitquarzit 10 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer mit Quarz- knollen (? Gerölle) Schwarzschiefer und Graphitquarzit 10 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer mit Quarz- knollen (? Gerölle) Schwarzschiefer
1990 <i>m</i>	15 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer 5 <i>m</i> Schwarzschiefer
1950 <i>m</i>	2 <i>m</i> Quarzlagergang albitführender Quarzitschiefer
1900 <i>m</i>	Schwarzschiefer Quarzitschiefer
1865 <i>m</i>	Schwarzschiefer Chlorit-Serizit-Schiefer
1850 <i>m</i>	Prasinit 2 <i>m</i> Chlorit-Serizit-Schiefer
1825 <i>m</i>	Schwarzschiefer Albit-Chlorit-Serizit-Schiefer

1790 m	Schwarzschiefer Chlorit-Serizit-Schiefer
1755 m (Holzhütte)	Schwarzschiefer Chlorit-Serizit-Schiefer
1720 m	Schwarzschiefer
1670 m	Graphitquarzit Schwarzschiefer

Kareckserie:

1650 m	Phyllonitischer Migmatitgneis und Prasinit
--------	--

Mikroskopisch stellt sich der gewöhnliche Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten, z. B. vom Fundort: Dolzenberg-N-Flanke, Seehöhe 2215 m, als pigmentreicher Albit-Muskovit-Chlorit-Karbonat-Quarz-Schiefer dar. Albit bildet bis 2 mm große Rundlinge, die als Plag I entwickelt sind. Sie sind reich an verlegten und unverlegten Einschlußzügen von graphitischer Substanz und länglichem Quarz. Das rhomboedrische Karbonat ist syngenetischer Gesteinsbestandteil. Ferner: Turmalin (0.8 mm lange, mechanisch unversehrte Säulchen mit Einschlußzügen von graphitischer Substanz. Er zeigt Zonenbau mit licht blaugrünem Kern und dunkelbrauner Hülle), Apatit, Opazit und Zirkon (? Monazit).

Quarzitlagen im Schwarzschiefer zeigen denselben Mineralbestand, aber in anderer Verteilung. Sie bilden Härtinge (Gratzacken).

Als Beispiel sei die Quarzitlage im Schwarzschiefer des Gratzackens in Seehöhe 2315 m am Brettreck-N-Kamm (Tafel 4: Profil 5) angeführt. Hier handelt es sich um Muskovit-Chlorit-Quarzit, der als Nebengemengteile folgende Mineralien führt: Albit (Plag I), Biotit, Turmalin, Opazit, rhomboedrisches Karbonat, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Als Übergangsglied vom Schwarzschiefer zu den soeben gekennzeichneten Quarzitlagen im Schwarzschiefer finden sich sandige Schwarzschiefer. Sie sind z. B. oberhalb des Steiges vom Blasnerbauer zur Gabreinig Alm in Seehöhe 1610 m unter dem Wasserfall des Lanschützbaches aufgeschlossen. Hier findet man mehrfachen vertikalen Wechsel heller sandiger und dunkler schiefriger Lagen (rhythmische Sedimentation von Sand und Ton) mit Andeutungen gradiertter Schichtung.

Tritt das Pigment mengenmäßig zurück, so hat man es innerhalb derselben Serie nicht mit schwarzen Schiefern, sondern bei sonst analogem Mineralbestand mit hellgrauen bis grünlichgrauen Albit-Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefern, z. B. in ver-rutschtem Zustand 400 m ostnordöstlich P. 1265 (Atlas Wiesen) zu tun. Auch hier bildet Albit bis 4 mm große, häufig megaskopisch schwarze Porphyroblasten vom Typ Plag I mit Einschlüssen graphitischer Substanz. Man beobachtet im Albit verlegte (Einschlußwirbel, Falten) und unverlegte helizitische Einschlußzüge von graphitischer Substanz und länglichem Quarz. Als Nebengemengteile treten wiederum graphitische Substanz, Turmalin, Opazit und Karbonat auf.

Auffallend und charakteristisch sind die zahlreichen und langhinstreichenden Prasinitlagen (mit Chloritschiefern, Chlorit-Serizit-Schiefern mit Magnetitporphyroblasten, z. B. Murschlucht bei Moritzen und bei der Zalussen Alm, Abb. 15). In ihrem Verbande findet man auch Albit-Chlorit-Gneis, Albit-Epidotgneis und Epiamphibolit (sekundär prasinitisierter ehemaliger Diorit bis Gabbro).

Der 10 m mächtige Epi-Amphibolit der Dolzenberg-SW-Flanke in Seehöhe 2240 m stellt sich als Hornblende-Biotit-Chlorit-Karbonat-Epidot-Albit-Schiefer mit recht massiger Struktur dar. Die Hornblendeprismen erreichen 8 mm Länge. Ihre Kerne bestehen aus grüner, durch dichtes staubförmiges Pigment und einige kleine Titanitkriställchen gefüllter Hornblende; ihre Hüllen aus ungefüllter blaugrüner Hornblende. Der Albit zeigt die Typen Plag I und II. Er ist reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Gegenüber rhomboedrischem Karbonat verhält er sich idiomorph. Biotit zeigt bei normaler Schlifffdicke hellgelbe bis olivgrüne Farbe. Als Accessorien treten Opazit und Titanit auf.

3. Lieser- und Maltatal

Im Profil des Kareck-ESE-Kammes (siehe Abb. 14) tritt die Murtörlserie (Signatur 5 dieser Abbildung) als Schiefer mit Albitporphyroblasten und als Chlorit-Serizit-Schiefer über der Kareckserie und unter der Schrovin-Einheit auf. Eine höhere Lage (Signaturen 7 und 8) kann als tektonische Wiederholung gedeutet werden.

Südlich der Lieser streicht die Murtörlserie als regelmäßiges und gut aufgeschlossenes Schwarzschieferband mit Graphitquarzit, Prasinit und Chlorit-Serizit-Schiefer durch das Goslitztal und die felsigen N-Grate der Stern-, Dolomit- und Wandspitze zum wasser-scheidenden Grat zwischen Lieser- und Maltatal. Dort erreicht die Serie am Wandspitze-WNW-Grat über 100 m Mächtigkeit. Die Einzelheiten sind den Abb. 7, 8, 12 und 13 zu entnehmen. Die Murtörlserie liegt regelmäßig der Kareckserie auf und wird von der Schrovin-Einheit überlagert.

Bemerkenswert ist, daß der Schwarzschiefer der Murtörlserie im Bereich des Malta-ales Biotit führt. Das weist auf eine auch in Gesteinsserien der zentralen Hafnergruppe zu erkennende Zunahme der alpidischen Metamorphose in Richtung nach S hin.

Abb. 13, Profil 2, Signatur 4 zeigt die tektonische Position des biotitführenden Schwarzschiefers am Maltinger Alpl. Die Probe wurde knapp nordöstlich des Wortes „Feistriz B.“ der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt Muhr) geschlagen. Die Albitknoten erreichen 5 mm Größe und sind infolge reichlicher Einschlüsse von graphitischer Substanz dunkelgrau bis schwarz.

Hauptgemengteile sind Albit (Plag I. Verlegte Einschlußzüge von graphitischer Substanz, Hellglimmer, Quarz, Epidot und Titanit), Chlorit, Quarz, Biotit, Muskovit, graphitische Substanz und syngenetisches rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Turmalin, Epidot, Titanit, Pyrit, Zirkon (? Monazit).

IV. Obere Schieferhülle, Katschbergzone und Oberostalpinen Altkristallin im Gebiete südlich der Mur

Ein Schatzkästchen guter Aufschlüsse, stark reduzierter, verhältnismäßig einfacher Schichtfolgen und prächtiger großtektonischer Gliederung der Landschaftselemente ist das Gebiet längs der Katschberg-Torscharte-Linie (Katschbergzone) zwischen Mur- und Maltatal. Schon früher bearbeitet (D. STUR 1854, G. GEYER 1892 bis 1893, F. BECKE 1908, 1909, 1912, Ch. EXNER 1939, 1942, 1953), hatte ich nun in den letzten Jahren Gelegenheit, das Gebiet, soweit es sich auf Kartenblatt „Muhr“ (Nr. 156 der Österreichischen Karte 1 : 50.000) befindet, sorgfältig im Maßstabe 1 : 10.000 auf der guten neuen topographischen Unterlage zu kartieren.

Unter der Voraussetzung, daß die älteren Arbeiten bekannt sind, beschränken wir uns hier auf eine knappe Darstellung der neuen Ergebnisse. Der folgende Text gruppiert sich vor allem um einige, genauestens aufgenommene Profile. Die Auffindung und Durchverfolgung der Schrovin-Einheit sowie ihre petrographische Bearbeitung ist ein wesentliches Neuergebnis. Sie bringt vor allem den Anschluß zu den Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe (Rote Wand-Modereck-Wustkogelserie) und zur prächtig entwickelten Schrovin-Einheit des Schrovinkopfes nördlich der Mur.

Bevor wir die einzelnen Profile erläutern, sei zunächst die längs der Katschbergzone herrschende Gesteinsserien-Gliederung von oben nach unten in Übersicht gebracht:

„Trias“-Keil des Hirnecks. Wahrscheinlich äquivalent der Stangalpentrias. Oberostalpin.

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Katschbergzone. Bestehend aus Katschbergschiefer (teils Diaphthorit nach Altkristallin, teils paläozoischer oder älterer Phyllit mit Einlagerung der Lisabichschollenzone (graphitische Bänderkalkmarmore, Eisendolomite). Im tieferen Teil der Katschbergzone finden sich Schwarz-

phyllite, Grünschiefer, Serpentin und das meist stratigraphisch verkehrtliegende unterostalpine Mesozoikum der Tschaneckschollenzone. Die Katschbergzone ist die Fortsetzung der Matreier Zone im S und der nördlichen Rahmenzone im N der Hohen Tauern und enthält dazu noch unterostalpine Elemente der Radstädter Tauern und Diaphthorite der Basis der oberostalpinen Altkristallinmasse.

Obere Schieferhülle

Obere Schwarzphyllitzone (ein Teil der Füscher Phyllite gehört hierher) mit Lagen von Kalkphyllit, Prasinit, Chlorit-Serizit-Phyllit (teilweise tufftischem Prasinit) und dünnen Linsen von Quarzit und Kalkmarmor. Wahrscheinliches Alter: Neokom und jünger. Dazu tektonische Schollen älterer Gesteine der Rahmenzone (Matreier Zone—Katschbergzone). Kalkglimmerschiefer—Grünschiefer-Serie (kalkreiche Bündnerschiefer vom Typus: „Obere Schieferhülle“ oder „Glockner-Serie“). Die Grünschiefer sind epidotreiche Prasinite. Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite und Prasinite erreichen bedeutende Mächtigkeit und wechseln mehrfach miteinander. Bestimmte Kalkglimmerschiefer- und Prasinitzüge können weit hin als Leitzüge verfolgt werden. Untergeordnet treten Schwarzschiefer, Serpentin und Quarzit auf. Wahrscheinliches Alter: Jura.

Schwarzschiefer-Karbonatquarzit-Breccien-Serpentin-Serie (kalkarme Bündnerschiefer vom Typus: Brennkogel-Serie). Die Breccien zeigen Linsen grauen, metamorphen Dolomits und farblosen Quarzits in karbonatquarzitischem oder kalkphyllitischem Bindemittel. Graphitquarzite kommen vor. Untergeordnet treten Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Prasinite auf. Wahrscheinliches Alter: Lias.

Schrovin-Einheit (Typus: Seidlwinkl- und Wustkogelserie). Bestehend aus karbonatischer „Trias“ (metamorphe Rauhacke; grauer metamorpher Dolomit; farblos bis gelblich anwitternder feinkörniger Dolomitmarmor; grauer bis farblos, meist gröber körniger, häufig glimmerführender Kalkmarmor) und „permo-skythischem“ Quarzit (farblos), Graphitquarzit, Geröllquarzit mit Quarzgeröllen, Phengit-Arkose-Gneis, Albitporphyroblastenschiefer und Phengitschiefer. Altkristalline Schollen dürften das Edukt prasinitähnlicher Albitporphyroblastenschiefer und mancher Phengitgneise sein, konnten aber hier nicht sicher nachgewiesen werden, da eindeutige Relikte fehlen. Sie stellen sich in der Schrovin-Einheit erst wiederum nördlich der Mur ein.

Murtörlserie

Kareckserie

Storzserie

1. Das Gebiet südlich der Lieser

Wir behandeln zunächst das besonders gut aufgeschlossene Gebiet südlich der Lieser im Bereiche Goslitz, Sternspitze, Wandspitze, Maltinger Alpl, Torscharte, Wolfsbachtal, Hirneck. Die genannten Serien liegen hier auf engem Raume übereinander. In landschaftlich eindrucksvollen Isoklinalhängen tauchen die penninischen und unterostalpinen Serien unter das eher ausdruckslose, wellige, oberostalpine Altkristallin der Nocklandschaft ein. Das hat den Vater des Tauernfensters P. TERMIER (1913, p. 49) hier zu folgendem, aus diesem eindrucksvollen Landschaftsbild geborenen Ausspruch hingerissen: „Ich konnte diesen majestätischen Abfall der Hohen Tauern unter den Schild der alten Gneise und Glimmerschiefer, dieses Verschwinden des großartigen Gebirges in den flachen Linien eines einförmigen Landes, nur dem Untergang eines stolzen Schiffes vergleichen, das im eintönigen Wellenmeer versinkt.“

In grandioser Morphotektonik (sehr regelmäßige, weithin streichende und weithin sichtbare, unter einem Winkel von 20 bis 40° nach SE geneigte Isoklinalhänge) fällt die straff geregelte und alpidisch rekrystallisierte periphere Tauernschieferhülle (Deckensystem der Oberen Schieferhülle und tiefere Serien) unter die Katschbergzone ein. Diese zeigt einen anderen Bewegungsstil (unregelmäßige Stauchfalten, postkristalline Mylonite, Diaphthorite). Ihre Bestandteile (Tschaneckschollenzone, Katschbergschiefer, Lisabichlschollenzone) sind verhältnismäßig gut im Bereiche Torscharte—Wolfsbachtal aufgeschlossen. Darüber liegen mit häufig diskordanten Faltenachsen die Granatglimmerschiefer und Amphibolite des oberostalpinen Altkristallins mit einem synklinalen „Trias“-Keil am Hirneck.

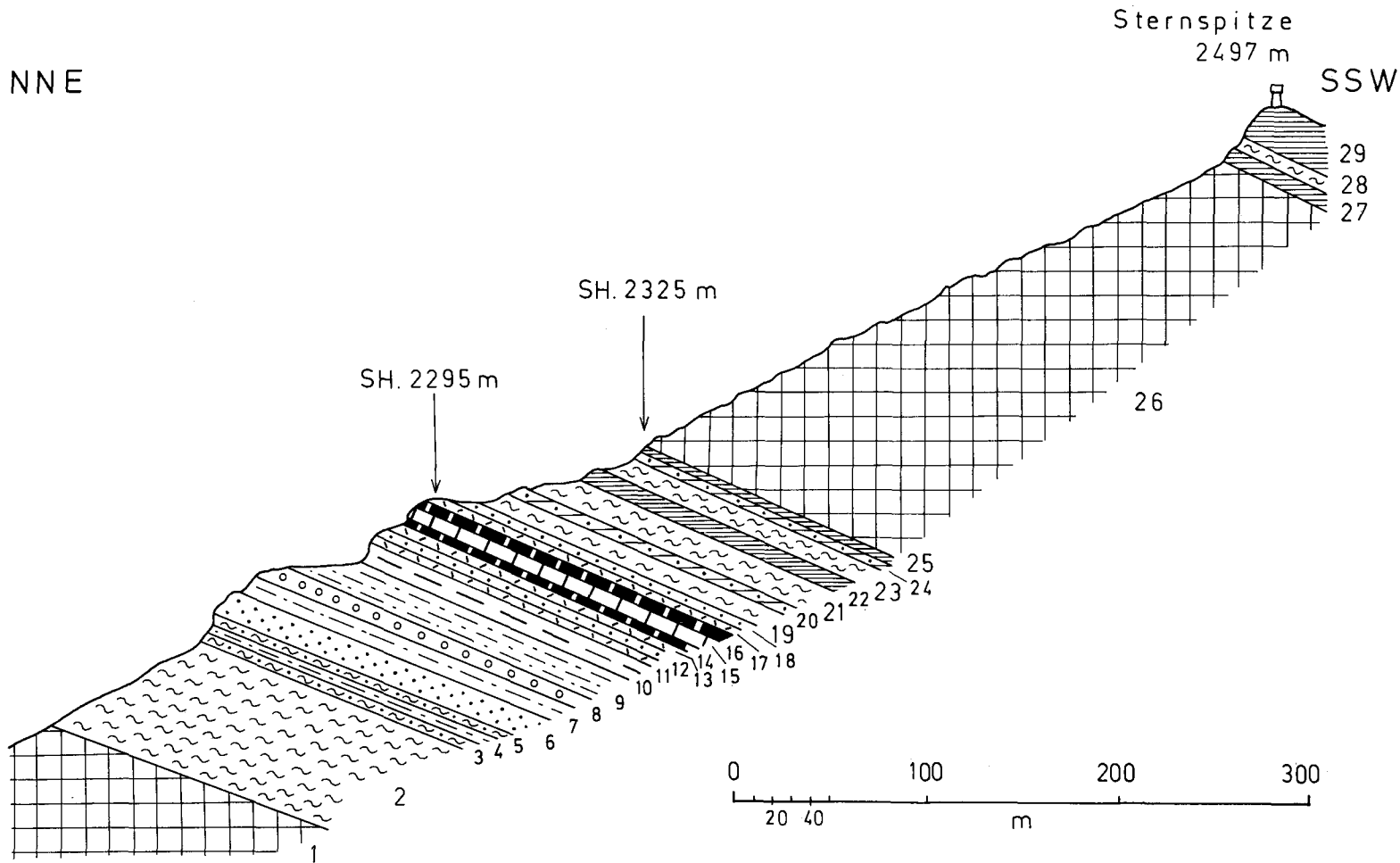


Abb. 8: Profil des Sternspitze-NNE-Kammes. Zeichenerklärung siehe im Text!

11. Der Sternspitze-NNE-Kamm (Abb. 8)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Chlorit-Serizitgneis (Phyllonitgneis) und Prasinit (Signatur 1 auf Abb. 8).

Murtörlserie

Schwarzschiefer mit dünnen Bänkchen braun anwitternder, schwach kalkhaltiger Lagen (Signatur 2).

3 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten, die einige mm groß sind (3).

Der Albit zeigt megaskopisch graue Farbe. Im Mikroskop erkennt man Plag I mit 4% An-Gehalt. Er ist nicht oder nur einfach verzwilligt nach Albit- und Karlsbadgesetz. Er zeigt Partien mit beginnender polysynthetischer Verzwilligung vom Typus Plag II und Plag R I. Der Albit ist reich an geraden oder wirbelförmig gebogenen Einschlußzügen von Opazit, Quarz, Chlorit, Zirkon (Monazit) und Turmalin (0.2 mm lange Säulchen). Accessoria: Karbonat und Turmalin. Das Gestein leuchtet im UV-Licht intensiv rosa.

5 m Quarzschiefer mit Chloritporphyroblasten und mit Quarzknollen (4).

Die idiomorphen Chlorite sind bis 5 mm lang. Stellenweise werden sie postkristallin zu unregelmäßig begrenzten, 15 mm langen Chloritflecken auf s deformiert.

10 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (5).

Schrovin-Einheit

15 m Quarzit (6). s: N 60 E/23 S; Lineation: N 150 E/20 S.

10 m Chlorit-Serizit-Schiefer mit 3 mm großen Albitporphyroblasten (7).

10 m Phengit-Quarzit mit Quarzknollen, die mit großer Wahrscheinlichkeit als ehemalige Quarzgerölle anzusprechen sind (8).

20 m Chlorit-Serizit-Albitporphyroblastenschiefer (9).

Die Albite sind Rundlinge vom Typus Plag I. Sie sind reich an unverlegten und verlegten Einschlußzügen aus Phengit und Quarz. Der Albit ist spätkinematisch gewachsen.

10 m karbonathaltiger Mikroklin-Albit-Quarz-Phengit-Gneis (10). Er entspricht den Phengitgneisen der Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein die aus der Sonnblickgruppe bekannten, 3 mm großen Mikroklin-Augen. Sie sind gelängt in s und zeigen eckige (klastische) Umgrenzung, harte Mikroklingitterung und erweisen sich als perthitfrei mit seltenen Resten von Zwillingen. Schachbrettalbit kommt vor. Myrmekit fehlt. Albit zeigt regenerierte, einfach oder nicht verzwilligte Rundlinge (Plag I), die arm an Einschlüssen sind. Granophyrische Quarzgewächse kommen vor. Phengit weist grünlichen Pleochroismus auf. Quarz ist einschlußfrei, gelängt in s und schwach undulös. Rhomboedrisches Karbonat bildet Porphyroblasten. Accessoria: Opazit und Rutil.

Der Mikroklin-Albit-Quarz-Phengit-Gneis bildet die Schrofen westlich und südlich der Oberen Peitler Alm und zieht durch den E-Hang des Goslitztales (östlich Waldhauserhütte) in den Bereich des Blattes Tamsweg, wo er im Walde nordwestlich des Peitler-Hofes ansteht und nördlich der Lieser im Fallbachgraben fortsetzt.

1 m Rauhwaacke (11). Hier und in den darüber folgenden Vorkommen handelt es sich um die charakteristische gelbliche, mit rotbraunen Farben verwitternde metamorphe Rauhwaacke mit flächigem Parallelgefüge, mit putzenförmig angereicherten Hellglimmertäfelchen (wahrscheinlich ehemalige Tonbrocken) und stellenweise mit farblosen, einige Millimeter großen, rekristallisierten Kalziten.

6 m Tafelquarzit (12), teilweise phengitführend. s: N 80 E/27 S. Lineation: N 165 E/26 S. Diese Quarzitlage enthält westsüdwestlich der Oberen Peitler Alm prächtige Quarzgerölle. Es handelt sich um parallel zur Glimmerelongation gelängte, farblose, scharf gegen das übrige Gesteinsgewebe des Quarzites abgegrenzte, torpedoförmige

Körper. Ihr Längsdurchmesser ist etwa fünf- bis zehnmal größer als ihr Durchmesser im Querschnitt. Beobachtet wurde z. B. ein gelängtes Gerölle mit den Ausmaßen: 15 cm in der Länge; 2 cm im Querschnitt.

Darüber folgen: 1 m Rauhwaacke (13). 1 m grauer Kalkmarmor (14). 6 m grauer, etwas Hellglimmer führender Dolomitmarmor, übergehend in farblosen Dolomitmarmor (15). 6 m grauer Kalkmarmor (16): s: N 80 E/35 S; Lineation: N 170 E/34 S. 1 m Rauhwaacke und Serizitschiefer (17). 1 m Quarzit (18). Die Serie ist geschuppt und gefaltet. Lineation und Faltenachse sind parallel.

Die karbonatische „Trias“ streicht durch das Kar südlich der Oberen Peitler Alm. Ein langer Dolomitzug im Wald südlich des alten Goldbergbaues Oberdorf liegt in der Fortsetzung. Er ist weiters auf Kartenblatt Tamsweg unter dem Serpentinsteinbruch Peitler bis knapp über den Talgrund der Lieser bei Bron aufgeschlossen.

Brennkogelserie

8 m Schwarzschiefer (19). 3 m Karbonatquarzit (20). 15 m Schwarzphyllit (21). 8 m Kalkglimmerschiefer (22). 12 m Schwarzphyllit (23) und 3 m Karbonatquarzit (24).

Es handelt sich offensichtlich um das Analogon der Brennkogelserie der Glockner- und Sonnblickgruppe zwischen „Trias“ und Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie. Serpentinlinsen und Serpentinbegleitgesteine finden sich in ihrer Fortsetzung gegen das Liesertal zu. In den bewaldeten, aufschlußarmen und auch teilweise verrutschten Hängen läßt sich das nur annäherungsweise verfolgen. Hierher gehört anstehender Serpentin mit Talkschiefer und Asbest am Stampatzspitze-NE-Kamm in Seehöhe 1790 m.

Der auf Blatt Tamsweg befindliche Serpentin (Antigoritit) beim Peitler Hof mit dem altbekannten, in den Jahren 1963 bis 1965 wieder betriebenen Serpentin-Steinbruch mit Talkschiefer, Breunnerit-Talkschiefer und Asbest (verbrochener Asbeststollen aus dem Jahre 1921) nimmt genau die Position der Brennkogelserie ein. Von unten nach oben folgen hier: 10 m hellgelber Dolomitmarmor („Trias“), 1 m gröberkörniger, dunkelbraun anwitternder Dolomitmarmor mit Erz (metamorpher Stoffaustausch mit dem überlagernden Serpentin), 20 m Serpentin mit Talk und Asbest, 4 m Kalkglimmerschiefer und darüber sehr mächtiger Grünschiefer. Im Liegenden des Talkschiefers beim Mundloch des Asbeststollens stehen auch die Schwarzphyllite der Brennkogelserie an.

Dolomitbreccie mit Kalkglimmerschiefer-Bindemittel befindet sich in der Schwarzphyllitserie am Goslitzbach, südlich der Waldhauserhütte, in Seehöhe 1770 m. Die Brennkogelserie dürfte dort im Zuge von Hanggleitung im verrutschten Zustande vorliegen.

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

2 m Kalkglimmerschiefer (25). Etwa 100 m Grünschiefer (26): s: N 75 E/25 S. Kalkglimmerschiefer (27). Schwarzphyllit (28). Kalkglimmerschiefer am Gipfel der Sternspitze (29).

12. Wolfsbachtal, Torscharte und Hirneck (Abb. 9, 10 und 11)

Der Kalkglimmerschiefer (Abb. 8, Signatur 29) des Gipfels der Sternspitze hat seine Fortsetzung auf den Gipfeln der Poisnegg- und Stampatzspitze. Er erreicht 200 m Mächtigkeit. Er bildet weithin den schichtparallelen W-Hang und den östlichen Hangfuß des Wolfsbachtals (Abb. 9 und 10, Signatur 29).

Darüber folgt als markantes Leitband (Signatur 30, Abb. 9 und 10) der konstant anhaltende, 10 bis 30 m mächtige Grünschiefer, der die Kuppe P. 2415 (zwischen Poisneggspitze und Torscharte) aufbaut. Er bildet auch den ESE-Fuß der Poisneggspitze und streicht durch die steile bewaldete E-Flanke des Wolfsbachtals.

Dieses Grünschiefer-Leitband wird nahe dem östlichen Kartenrand noch von Kalkphyllit (31) überlagert, auf dem die unterostalpine Tschaneck-Schollenzone mit dem

Katschberg-Quarzphyllit aufliegt bzw. mit dem sie verschuppt ist. Im übrigen Teil des Wolfsbachtals und auch an der Torscharte befinden sich die basalen Teile des Unterostalpins (Tschaneck-Schollenzone und Katschberg-Quarzphyllit) unmittelbar über dem genannten Grünschiefer-Leitband.

Der Bau der hochpenninisch-unterostalpinen Katschbergzone (Äquivalent der Matreier Zone) wurde bereits in unseren älteren Arbeiten beleuchtet. Im Abschnitt südlich der Lieser (Wolfsbachtal und Torscharte) finden sich neben den unterostalpinen Elementen (Tschaneckschollenzone, Katschberg-Quarzphyllit, Lisabichl-Schollenzone) auch hochpenninische Lagen eingeschuppt; besonders in den tieferen Partien der Katschbergzone. Das sind Kalkphyllit, Schwarzschiefer, Grünschiefer und Serpentin; ähnlich wie wir dies aus der Matreier Zone kennen.

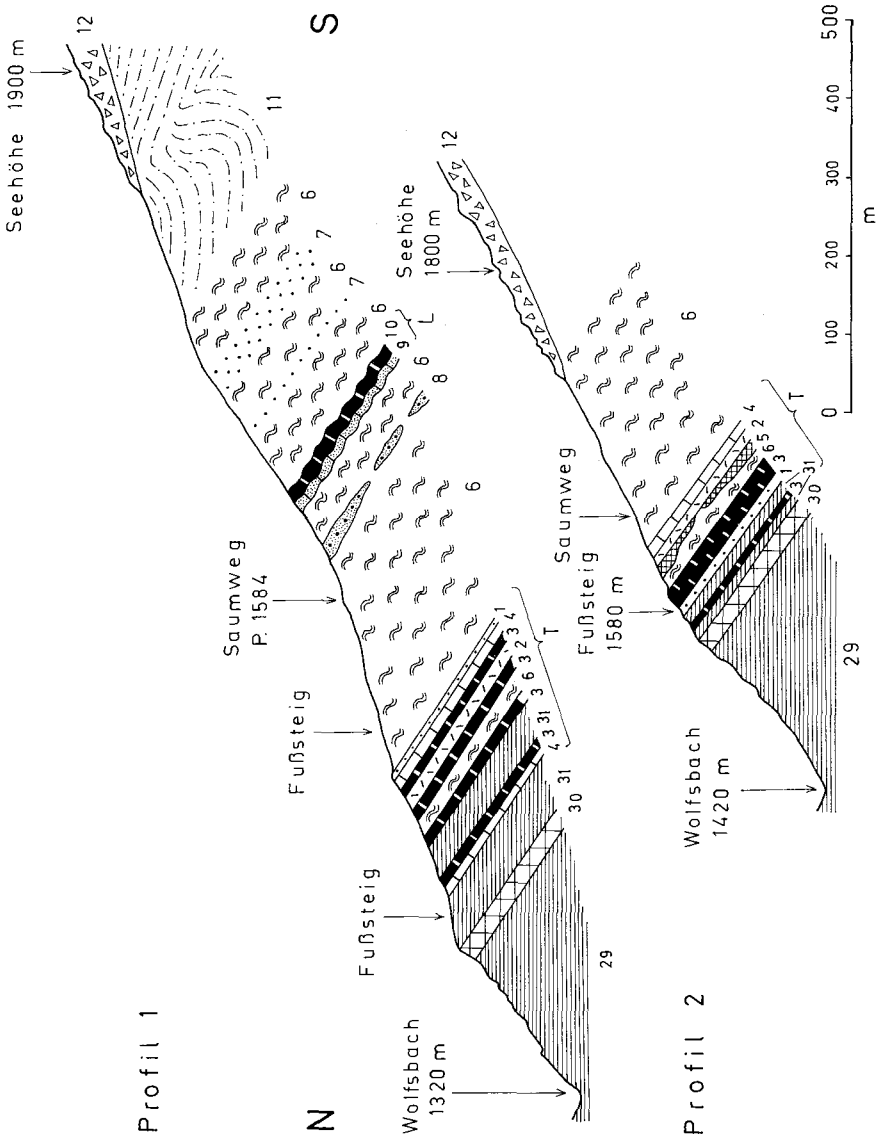


Abb. 9: Parallelprofile durch die E-Flanke des Wolfsbachtales, nördlicher Teil. Profil 1 folgt dem Wildbach bei P. 1584. Profil 2 folgt dem Wildbach nördlich der Buchstaben „Peter“ der Worte „St. Peter Wald“ der österreichischen Karte 1:50.000, Blatt Muhr. Zeichenklärung siehe im Text!

Profil 1 der Abbildung 9

Das Profil wurde im Jahre 1965 im selben Wildbachgraben bei P. 1584 im St. Peter Wald aufgenommen wie die Figur 6 der Tafel 5 aus der Arbeit EXNER 1942. Seit der ersten Aufnahme waren 27 Jahre verflossen. Es haben sich die Aufschlußverhältnisse in diesem wilden, von üppiger Vegetation überdeckten Rutschgebiet etwas verändert. Die Positionen der Tschaneckschollenzone (T) und der Lisabichlschollenzone (L) sind ersichtlich.

Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (Signatur 29). Grünschiefer-Leitband (30). Kalkphyllit (31).

Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

3 m farbloser Dolomitmarmor (4). 2 m glimmerreicher Kalkmarmor (3). Kalkphyllit (31). 2 m glimmerreicher Kalkmarmor (3). Quarzphyllit (6). 4 m Kalkmarmor (3). 10 m Rauhwanke (2). 4 m Kalkmarmor (3). 10 m Dolomitmarmor, teilweise verquarzt (4). 3 m Quarzit (1). Quarzphyllit (6). Graphitquarzit-Lesesteine (8). Quarzphyllit (6). 10 m stark gefalteter, graphitischer Bändermarmor (9). 10 m farbloser Bändermarmor (10). Quarzphyllit (6). Quarzitlagen (7).

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Glimmerschiefer (11). Bergsturzblockwerk aus Glimmerschiefer (12).

Profil 2 der Abbildung 9

Dieses und die beiden folgenden Profile (Abb. 10) schließen an das soeben erläuterte Profil in südwestlicher Richtung parallel an.

Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (29). 20 m Grünschiefer-Leitband (30). Kalkphyllit (31).

Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

Kalkmarmor (3). Kalkphyllit (31). 10 m Quarzit (1). 20 m Kalkmarmor (3). Quarzphyllit (6). Serpentin, verrutscht (5). Rauhwanke, verrutscht (2). Dolomitmarmor, verrutscht (4). Quarzphyllit, verrutscht (6).

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Bergsturzblockwerk des oberostalpinen Glimmerschiefers (12).

Profil 1 der Abbildung 10

Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (29). 30 m Grünschiefer-Leitband (30).

Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

Quarzphyllit (6). 5 m Quarzit (1). 12 m Kalkmarmor (3). Quarzphyllit (6) mit Quarzitlagen (7). 0.5 m Kalkmarmor (3). Quarzit (1). Quarzphyllit (6).

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Bergsturzblockwerk des oberostalpinen Glimmerschiefers (12).

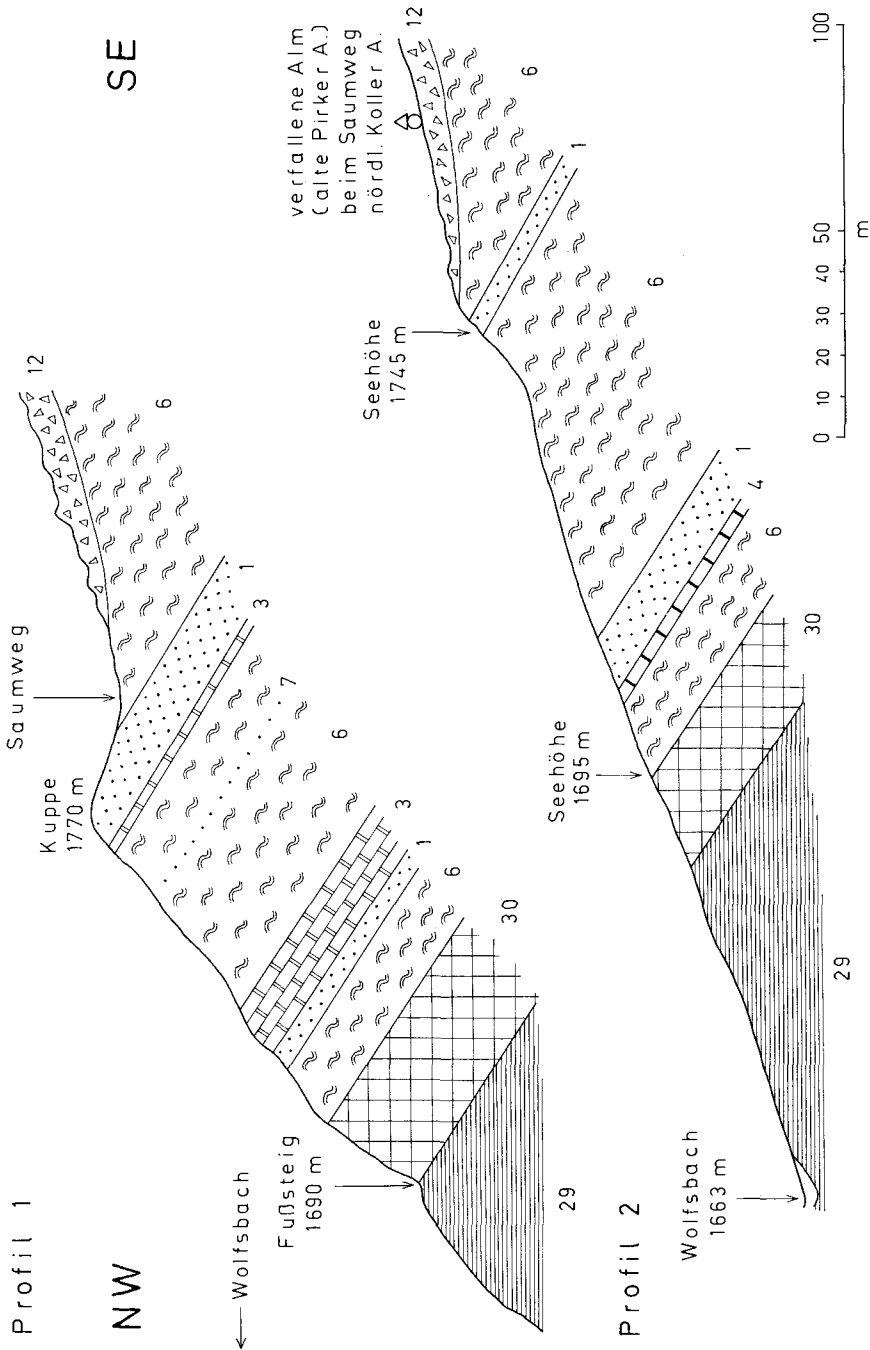


Abb. 10: Parallelprofile durch die E-Flanke des Wolfsbachtalles, südlicher Teil.

Profil 1 quert die Kuppe (Seehöhe 1770 m), 650 m nordnordöstlich der Koller Alm. Der Saumweg ist auf der österreichischen Karte 1 : 50.000 eingetragen. Profil 2 verläuft bei der verfallenen Almhütte. Sie befindet sich neben dem besagten Saumweg, 325 m nordnord-östlich der Koller Alm. Zeichenerklärung siehe im Text!

Profil 2 der Abbildung 10

Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (29).
20 m Grünschiefer-Leitband (30).

Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

15 *m* Quarzphyllit (6). 0-2 *m* gelblich anwitternder Dolomitmarmor (4). 10 *m* Quarzit (1). Quarzphyllit (6). 4 *m* Quarzit (1). Quarzphyllit (6).

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Bergsturzblockwerk des oberostalpinen Glimmerschiefers (12).

Die Katschbergserie streicht weiter zur Torscharte, wo man wiederum Tschaneckschollenzone, Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzone unterscheiden kann. Wiederum finden sich nahe der Basis hochpenninische Elemente (Kalkphyllit, Schwarzphyllit, Grünschiefer und Serpentin) als Einlagen in der Tschaneckschollenzone. Im Detail sind die Aufschlüsse bei EXNER 1942, p. 85 bis 91 mit Figur 7 und Abb. 5 der Tafel 2 beschrieben.

Während der Neuaufnahme im Jahre 1965 wurden in der Tschaneckschollenzone bei der Torscharte 2 Verwerfungen gefunden.

Die eine streicht mit nordwestlicher Richtung knapp nördlich P. 2415 über das Maltinger Alpl ins Lassörntal. Ihr NE-Flügel ist 30 *m* abgesunken und östlich P. 2415 verrutscht. Auf dem abgesunkenen Grünschiefer-Leitband östlich P. 2415 folgt die Tschaneckschollenzone mit Kalkphyllit, Serpentin, Dolomit, Quarzit und Katschberg-Quarzphyllit. Der SW-Flügel bildet die Hochscholle. Ihr gehört der stehengebliebene Pfeiler des Grünschiefer-Leitbandes der Kuppe P. 2415 und des isoklinalen SE-Hanges dieser Kuppe an. Darauf sitzt die Tschaneckschollenzone nördlich und nordöstlich der Torscharte mit Kalkphyllit, Serpentin, Grünschiefer, tektonischer Breccie, Kalk- und Dolomitmarmor, Quarzit und Quarzphyllit auf. Die Tschaneckschollenzone bildet hier eine verkehrte Schichtfolge analog den Verhältnissen am Tschaneck (Katschbergprofil nördlich der Lieser). An der Torscharte liegt nämlich ebenfalls unter dem Quarzphyllit Quarzit; darunter Dolomit- und Kalkmarmor. Auch die Profile der Abb. 9 und 10 scheinen die Existenz verkehrter Schichtfolge in der Tschaneckschollenzone des Wolfsbachtals anzudeuten.

Die zweite Verwerfung streicht westnordwestlich der Torscharte durch. Ihr S-Flügel ist etwa 20 *m* abgesunken. Der Katschberg-Quarzphyllit erreicht daher in der abgesunkenen Scholle den Kamm gegen das Maltinger Alpl. Die Tschaneckschollenzone bildet mit Dolomitmarmor, Grünschiefer und Serpentin unter diesem Katschberg-Quarzphyllit die höchsten Schrofen im Steilhang gegen das Maltinger Alpl.

Dem Katschberg-Quarzphyllit ist in höherem Niveau (östlich der Torscharte) die Lisabichlschollenzone eingelagert mit Aufschlüssen südöstlich und südsüdwestlich P. 1905. Sie besteht aus Kalkmarmor, graphitischem Bänderkalk, Eisendolomit, Quarzit und Graphitquarzit.

Eine Probe von Eisendolomit, welche ich im Jahre 1938 hier aufsammlte, wurde damals auf Grund chemischer Untersuchung durch Professor H. LEITMEIER als magnesit-hältiger Eisendolomit beschrieben (EXNER 1939, p. 302 bis 303; 1942, p. 90).

Die neuerliche Untersuchung von zwei Eisendolomitproben, welche ich im Zuge der Neuaufnahme im Jahre 1965 dem 5 *m* mächtigen, anstehenden Eisendolomit in Seehöhe 2030 *m*, in 600 *m* Horizontalabstand südsüdwestlich von P. 1905 entnahm, ergab bloß Dolomit. Diese Analyse wurde von Herrn Universitätsprofessor G. KAINZ im analytischen chemischen Institut der Universität Wien über Vermittlung von Herrn Professor H. BALLCZO durchgeführt. Beiden Herren sei auch an dieser Stelle bestens für ihre Mühe gedankt.

Die Analyse beschreibt Professor Kainz folgendermaßen:

„Die Gesteinsproben wurden zerkleinert und die angewitterten und von weißen Adern durchzogenen Stücke ausgesondert. Der verbliebene Rest wurde in einem Stahlmörser gepulvert.“

„Von diesem Pulver wurden Proben zu einer Ca-Mg-Bestimmung entnommen, ferner wurde der Glühverlust bei 1000° bestimmt. Geglüht wurde eine Stunde und noch eine halbe Stunde bis zur Gewichtskonstanz.“

„Die Probe wurde mit Salzsäure-Salpetersäure aufgenommen, zum Trocknen eingedampft und fünfmal mit Salzsäure abgeraucht. Silikat abfiltriert, Hydroxide mit Ammoniak gefällt. Ca und Mg durch Titration mit ÄdTE gegen Calcocarbonensäure bzw. Eriochromschwarz T bestimmt.“

„Werte:

Probe A: Ca: 20.33% (Mittel aus drei Bestimmungen)
Mg: 11.70% (Mittel aus drei Bestimmungen)
GV: 45.50% (Mittel aus drei Bestimmungen)

Probe B: Ca: 19.56% (Mittel aus drei Bestimmungen)
Mg: 11.20% (Mittel aus drei Bestimmungen)
GV: 44.67% (Mittel aus drei Bestimmungen)“

Die mineralogische Untersuchung und dementsprechende mineralogische Auswertung der chemischen Analyse (Probe B) wurden in sehr dankenswerter Weise von Frau Dr. S. SCHARBERT (Geologische Bundesanstalt Wien) durchgeführt. Frau Kollegin S. SCHARBERT untersuchte die Gesteinsprobe B röntgenographisch. Als Mineralbestand fand sie Dolomit, Chlorit und sehr wenig Kalzit. Bei rund 10% Unlöslichem (Chlorit) des chemischen Analysenganges stimmen die Werte der Analyse recht gut mit den theoretischen Werten für Dolomit überein.

Die Grenze vom Katschberg-Quarzphyllit zum altkristallinen oberostalpinen Glimmerschiefer des Nockgebietes (Hirneck und seine nähere Umgebung) ist nicht scharf. Die Grenzregion ist durch Diaphthorite nach altkristallinem Glimmerschiefer gekennzeichnet. Die eingetragene Grenzlinie auf der Karte kann nur als eine schematische Annäherung an den Verlauf der diaphthoritischen Grenzregion verstanden werden.

Auch die Hauptmasse des Granatglimmerschiefers des Hirnecks ist diaphthoritisch. Stellenweise sind typische Ultramylonite vorhanden. Außerdem finden sich im Glimmerschiefer Partien, die aus Chlorit-Serizit-Quarzphyllit bestehen und von den Katschberg-Quarzphylliten ununterscheidbar sind.

Im allgemeinen läßt sich aber der altkristalline Glimmerschiefer an den megaskopisch wahrnehmbaren Biotit- und Muskovittäfelchen erkennen. Wo auch Granat megaskopisch kenntlich ist, wurde dies auf der Karte mit der Signatur „Granatglimmerschiefer“ vermerkt. Im Gegensatz zu den Gesteinen des Tauernfensters kommen im oberostalpinen Altkristallin aberrante Strukturen (Lineationen, Faltenachsen und s-Flächen) vor, was schon im Gebiet des Hirnecks auffällt (W-fallende Faltenachsen und s-Flächen) und bei Betrachtung eines größeren Raumes im Nockgebiet (vom Verfasser durchgeführte Übersichtsbegehungen und Strukturmessungen in den östlich und südöstlich anschließenden Regionen des Nockgebietes) sehr deutlich in die Augen springt.

Eine mächtige Lage von Amphibolit, kleine Linsen von Chlorit-Karbonat-Schiefer und Paragneis (Hornblendegneis und Bändergneis) sind dem altkristallinen Glimmerschiefer eingelagert.

Unter dem Mikroskop erkennt man an der dem Katschberg-Quarzphyllit ähnlichen Phyllitlage im altkristallinen Glimmerschiefer des Gipfels P. 2162 den Mineralgehalt des Katschbergschiefers mit stark gefalteten, teilweise gequälten Chlorit-Serizit-Zügen, teilweise rekristallisiertem Quarz und mit den Nebengemengteilen: Apatit, Epidot, Turmalin und Opazit.

Der klein- bis mittelkörnige Amphibolit östlich P. 2162 in Seehöhe 2100 m besteht aus blaugrüner Hornblende, Biotit (in Umwandlung zu Chlorit begriffen), Epidot, Chlorit und Plagioklas (Typ I und II). Ferner: Magnetit, Titanit und Quarz.

Durch Zunahme von Feldspat und Quarz bei sonst gleichartigem Mineralbestand und Zunahme der Korngröße entwickeln sich an der W-Flanke des Luckatales Hornblende- und Bändergneise, die wir als Paragneis ausgeschieden haben und die intensiv mit dem Amphibolit verfalzt sind.

In der SSE-Flanke des Hirnecks ist eine 200 m lange und 70 m breite, nordnordöstlich verlaufende Linse mit „Trias“-Charakter der Schichtfolge aufgeschlossen (siehe das Profil der Abb. 11).

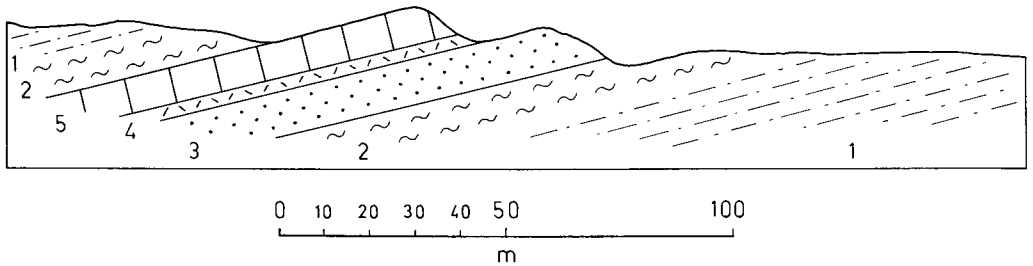


Abb. 11: Der Dolomitkeil im altkristallinen Glimmerschiefer des Nockgebietes. Hirneck-SSE-Flanke. Seehöhe 2100 m. Zeichenerklärung siehe im Text!

Auf dem altkristallinen oberostalpinen Granatglimmerschiefer (Signatur 1 der Abb.11) folgt diaphthoritische Glimmerschiefer (2). Konform darüber lagert 5 bis 10 m mächtiger, glimmerarmer Buchsteinquarzit (3) als prächtiger Stengeltekonit. Die horizontale Faltenachse streicht N 80° E. Darüber folgen 2 bis 3 m mächtige, typische Rauhacke (4) und 5 bis 8 m mächtiger, farbloser, feinkristalliner Dolomit (5). Diaphthoritische (2) und gewöhnlicher Granatglimmerschiefer (1) schließen die Linse gegen oben ab.

Vielleicht handelt es sich um eine deformierte Syncline von oberostalpinen Trias in der Position der nicht weit entfernten Stangalpen-Trias, welche linsenförmig zwischen Granatglimmerschiefer eingequetscht wurde.

13. Profil der Dolomitspitze (Abb. 12)

Der aus weithin sichtbarem weißem Dolomitmarmor („Trias“ der Schrovin-Einheit) bestehende Gipfel zwischen Stern- und Wandspitze entsendet nach N einen prächtig aufgeschlossenen Felsgrat. Der Gipfel ist nach meiner Barometerablesung etwa 2488 m hoch. Er hat auf der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt Muhr, Nr. 156) und auch in den älteren Kartenwerken weder Kote noch Namen. Die Einheimischen nennen ihn Weißeck. Um Verwechslungen mit den anderen Weißeck-Bergen unseres Raumes zu vermeiden, nenne ich den Gipfel: „Dolomitspitze“.

Es folgen von unten nach oben übereinander:

Kareckserie

Phyllonitgneis (1). s: N 70 E/27 S. Alte Lineation (Elongation der Glimmer und Feldspate): N 150 E/26 S. Achse der jungen Knitterung: N 45 E/23 SW. Prasinit (2): s: N 65 E/17 SE.

Murtörlserie

Zirka 80 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (3): s: N 40 E/30 SE. Faltenachse: N 160 E/18 S.

Schrovin-Einheit

Chlorit-Serizit-Schiefer mit Albitporphyroblasten (4): s: N 48 E/25 SE. Lineation: N 140 E/25 SE. 2 m dunkler Schiefer mit Albitporphyroblasten (5). 4 m Phengitquarzit (6). Die Accessorien dieses Quarzites sind Apatit, Magnetit und Zirkon (? Monazit). 2 m Phengitquarzit mit linsenförmig gelängten Quarzgeröllen und mit Fuchsit (7).

N Nordgrat der Dolomitspitze S | WNW Kamm zwischen Dolomit- ESE
 und Sternspitze

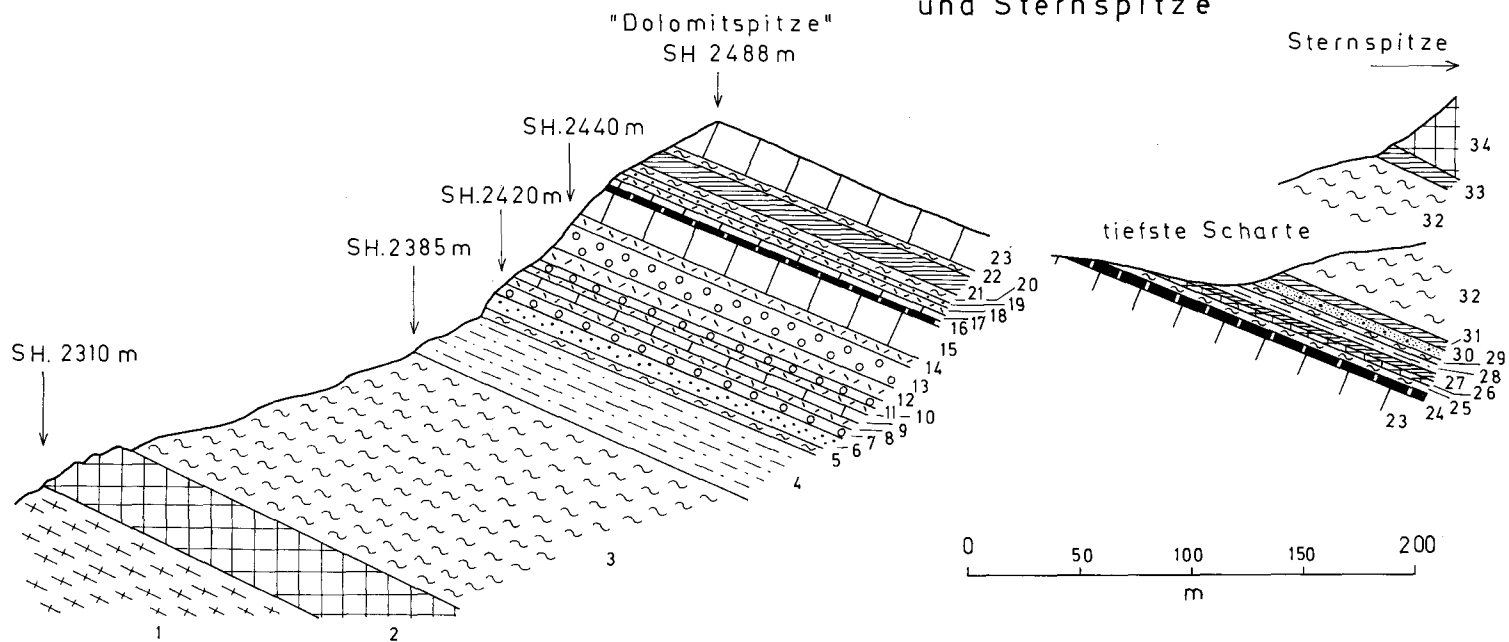


Abb. 12: Dolomitspitze. Unbenannter Gipfel der österreichischen Karte 1:50.000 zwischen Stern- und Wandspitze.
 Zeichenerklärung siehe im Text!

In streichender Fortsetzung dieser Quarzite finden sich auch Phengit-Arkosequarzite mit 3 mm großem Feldspat und 4 mm langem Turmalin. Sie stehen knapp unter der tiefsten Scharte (Seehöhe 2460 m) des Grates zwischen Dolomit- und Wandspitze an. Sie erreichen den Grat, der von dort zur Wandspitze verläuft, in Seehöhe 2480 m.

1.5 m Rauhwanke (8). 3 m Dolomitschiefer (9). 1 m Rauhwanke (10). 2 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (11). 3 m Rauhwanke (12). 6 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (fragliche Gerölle) und mit Turmalin (13): s: N 55 E/30 SE. Faltenachse: N 150 E/30 S. 3 m Rauhwanke (14). 8 m grauer Dolomitmarmor mit 2 mm großen Hellglimmerblättchen (15). 2 m Kalkmarmor (16): s: N 65 E/25 SE. Lineation: N 160 E/24 S. 2 m gelblich anwitternder Dolomitmarmor (17). 1.5 m Rauhwanke (18). 0.4 m Serizitquarzit (19).

Schwarzphyllit-Schuppe

2 m Schwarzphyllit mit Albitporphyroblasten und mit Graphitphyllit (20). 5 m Kalkglimmerschiefer (21). 2 m Schwarzphyllit (22).

Schrovin-Einheit

8 m grauer und farbloser, gelblich anwitternder Dolomitmarmor mit bis 4 mm großen Hellglimmern des Gipfels der Dolomitspitze (23): s: N 87 E/23 S. Lineation: N 170 E/23 S. 1 m Kalkmarmor (24).

Brennkogelserie

3 m Schwarzphyllit (25). 0.5 m Chlorit-Serizit-Albitschiefer, wahrscheinlich tuffitischer Prasinit (26). 1 m Kalkglimmerschiefer (27). 5 m Serizit-Chlorit-Albit-Karbonat-Schiefer (28). Schwarzphyllit mit Kalkschieferbändern (29). 3 m Graphitquarzit (30). 2 m Kalkglimmerschiefer (31). 30 m Schwarzphyllit (32).

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

3 m Kalkglimmerschiefer (33). Etwa 100 m Grünschiefer (34). In der Scharte unter dem Gipfel der Sternspitze (Sternspitze-W-Grat) wird dieser Grünschiefer von einer steilen Störung mit Harnisch und eisenreichem Kluftmylonit gequert.

Die Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer (26 und 28) möchte ich als eventuell tuffitische Lagen den Prasiniten der Bündnerschiefer zuteilen. Früher faßte ich sie (EXNER 1942, p. 64) als tektonische Wiederholung der Basisserie (Glimmerschiefer-Quarzit-Serie) auf und konstruierte hier eine „Wandspitzschuppe“. Diese besteht in dieser Form nicht zurecht, sondern beschränkt sich auf die Querfaltung in den Albitschiefern der Wandspitze, welche das Auskeilen der „Trias“ dort bedingt (siehe unten!).

14. Die „Trias“ in den Karwänden zwischen Stern- und Dolomitspitze

Die Wände im Kar geben wegen Hangrutschungen keine so exakten Profile wie die das Kar einfassenden Felsgrate, welche auf Abb. 8 und 12 dargestellt wurden. Trotzdem sei zur Ergänzung noch das Profil durch die Karwand östlich der großen Schuttrinne von unten nach oben angeführt:

Murtörlserie

Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten in Seehöhe 2330 m.
2 m Prasinit

Schrovin-Einheit

2.5 m Rauhwanke
0.5 m Phengitgneis mit Feldspatäugen
1.8 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (? Geröllen)
3.5 m Phengitgneis
0.5 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (? Geröllen)
1 m Rauhwanke
3 m Dolomitmarmor
1.5 m Rauhwanke (Seehöhe 2345 m)

10 m Kalkmarmor: s: N 55 E/26 SE. Alte Lineation: N 155 E/30 S. Achse der jungen Knitterung:
 N 48 E/16 SW
 20 m Dolomitmarmor
 5 m Rauhwanke
 25 m Dolomitmarmor

Brennkoegelseerie

Schwarzschiefer mit Graphitquarzit in Seehöhe 2370 m.

15. Das Auskeilen der „Trias“ in der Ostflanke der Wandspitze

Unmittelbar nördlich und südlich unter dem E-Grat der Wandspitze sieht man in Seehöhe 2515 m die „Trias“ (Dolomit- und Kalkmarmor) keilförmig gegen W schmaler werden und im Phengitgneis der Schrovín-Einheit auskeilen. Da die Faltenachsen hier N—S streichen, handelt es sich um eine Querfalte, welche das abrupte Ende des „Trias“-Zuges bedingt.

Das Gestein im Liegenden und Hangenden des „Trias“-Keiles der Wandspitze-E-Flanke bildet auch den Sockel der Wandspitze und ist weiterhin ins Maltinger Alpl zu verfolgen. Es handelt sich um Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis bis -Schiefer, teils um Albit-Phengit-Quarz-Schiefer der Schrovín-Einheit. Auf den s-Flächen sind unverletzte, 14 mm lange Turmalinsäulchen (Porphyroblasten) zu beobachten.

Die Feldspatäugen erreichen 7 mm Größe. Es handelt sich um hart gegitterten, perthitfreien bis perthitarmlen Mikroklin mit klastischer Begrenzung und ohne Zwillinge; ferner um Albite des Typus Plag II und I. Phengit zeigt starken Pleochroismus. Auch Querphengit ist vorhanden. Accessoria: Apatit, Opazit, Karbonat und Zirkon (? Monazit).

Charakteristischerweise fehlt in diesen phengitführenden Gesteinen Chlorit. Es scheint das Vorkommen von Phengit besonders an die chloritfreien, auch biotit- und epidotfreien Gesteine gebunden zu sein. Der Eisengehalt kann in solchen Gesteinen nicht in Chlorit, Biotit oder Epidot eingehen, sondern ist im Hellglimmer als Phengit enthalten.

Die Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer des Wandspitze-Gipfels selbst (ebenfalls Schrovín-Einheit) demonstrieren das Fehlen des Phengits im chlorit- und epidothaltigen Gestein.

In den folgenden Profilen fehlt die karbonatische „Trias“ in der Schrovín-Einheit. Die Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle liegen unmittelbar auf dem Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer der Schrovín-Einheit.

16. Der Kamm Wandspitze—Poisneggspitze (Profil I der Abb. 13)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Migmatitgneis: Aplit- und Granitgneis in lagiger Abwechslung mit Amphibolit und Prasinit. Das Gestein ist nach oben zunehmend phyllonitisiert (1). 0.5 m Quarzit, hervorgegangen aus Gneisphyllonit (2).

Murtörlserie

17 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten in Wechsellagerung mit Prasinit (3). Nähere Gliederung siehe Abb. 7! 100 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (4).

Schrovín-Einheit

40 bis 100 m Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit Albitporphyroblasten (5). In den tieferen Lagen Phengitschiefer und Phengitgneis.

Der Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer enthält 6 mm große Albitrundlinge. Sie enthalten unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit, Quarz, Hellglimmer, Chlorit und Epidot. Nebengemengteile sind Granat (3 mm große Porphyroblasten), Magnetit (1.5 mm) und rhomboedrisches Karbonat (3 mm). Accessoria: Epidot (Zonarbau), Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

WNW | ESE | N 30° W

S 30° E

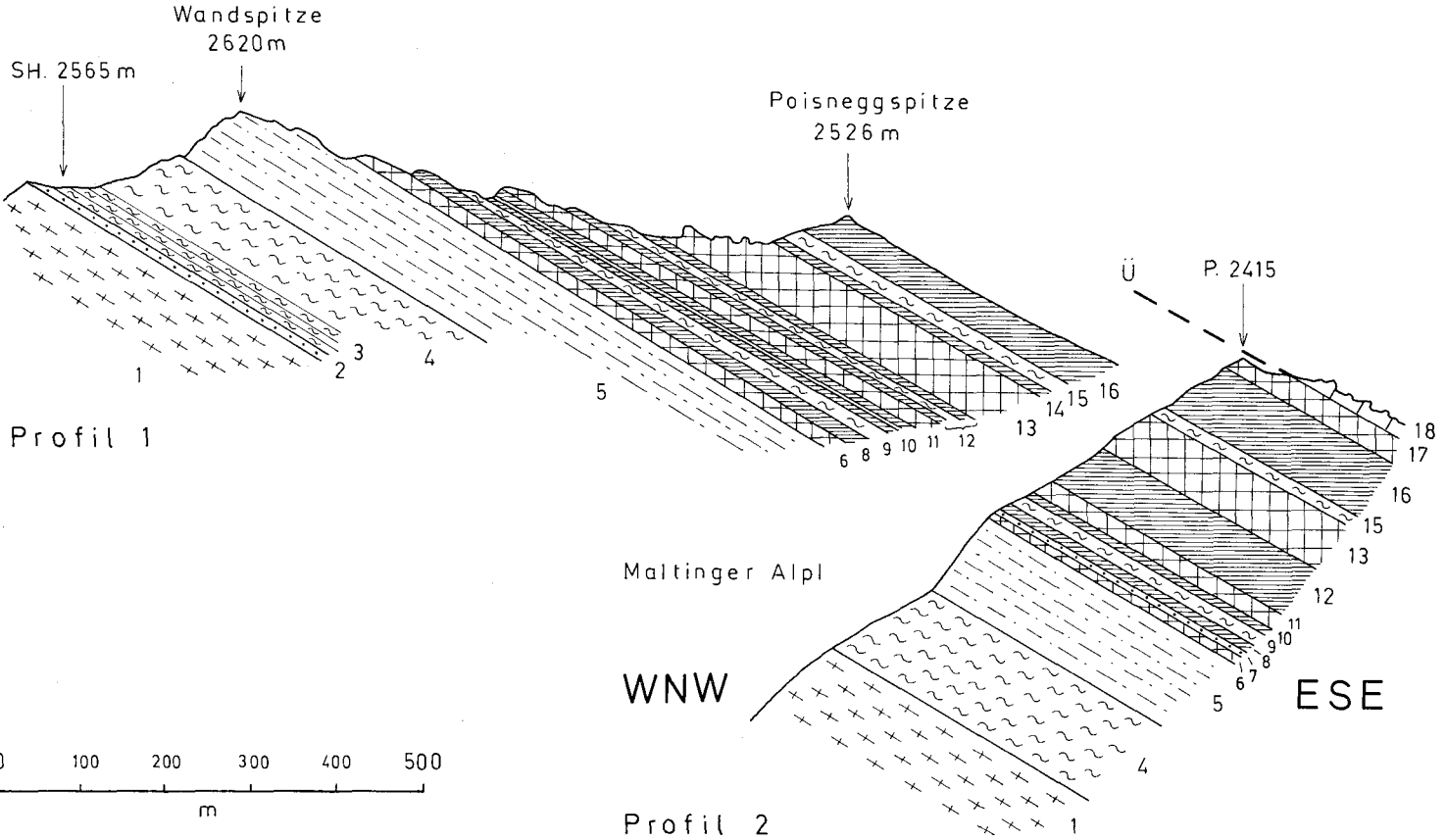


Abb. 13: Profile: Wandspitze und Maltinger Alpl. Zeichenerklärung siehe im Text!

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

6 m Prasinit (6). 10 m Kalkglimmerschiefer (8): s: N 68 E/32 SE. 10 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (9). 4 m Kalkglimmerschiefer; 1.5 m Grünschiefer und 1.5 m Kalkglimmerschiefer (zusammengefaßt als Nr. 10). 30 m Grünschiefer (11): s: N 73 E/27 S. Alte Faltenachse (Elongation von Chlorit): N 140 E/27 SE. Achse der jungen Knitterung: N 45 E/8 SW. 10 m Kalkglimmerschiefer; 3 m Schwarzphyllit und 3 m Kalkglimmerschiefer (zusammengefaßt als Nr. 12). 100 m Grünschiefer (13): s: N 33 E/25 SE. Faltenachse: N 145 E/25 SE. 3 m Kalkglimmerschiefer (14). 10 m Schwarzphyllit (15). 40 m Kalkglimmerschiefer (16) am Gipfel der Poisneggspitze.

17. Profil vom Maltinger Alpl zu P. 2415 (Profil 2 der Abb. 13)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Migmatitgneis (1).

Murtörlserie

Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten, biotitführend (4). Siehe Beschreibung auf Seite 52!

Schrovin-Einheit

Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit Albitporphyroblasten und mit Albitgneis (5).

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie und hochpenninische Matreier-Zone

5 m Grünschiefer (6). 1 m Quarzit (7). 6 m Kalkglimmerschiefer (8). 8 m Schwarzschiefer (9). 3 m Kalkglimmerschiefer (10). Grünschiefer (11). Lesesteine von Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (12). Grünschiefer (13). 15 m Schwarzphyllit (15). 70 m Kalkglimmerschiefer (16). Grünschiefer (17). An der Torscharte ist dieser Grünschiefer mit Serpentin vergesellschaftet und postkristallin deformiert. Beide erreichen zusammen 35 m Mächtigkeit.

Unterostalpine Tschaneckschollenzone

Trias-Dolomitmarmor (18).

2. Das Gebiet zwischen Mur- und Liesertal

Auf Blatt Muhr (Nr. 156) der Österreichischen Karte 1:50.000 ist nur ein kleiner Teil der peripheren Oberen Schieferhülle im Gebiete südlich Gantal, am Kareck-ESE-Kamm bei Brandleiten und auf den Eekwiesen aufgeschlossen. Katschbergzone und oberostalpinen Altkristallin sind in diesem Gebiete auf den Bereich von Blatt Tamsweg (Nr. 157) beschränkt und bleiben deshalb hier außerhalb der Betrachtung. Diesbezüglich sei auf die älteren Beschreibungen verwiesen (EXNER 1942 und 1953).

21. Das Profil des Kareck-ESE-Kammes zwischen Brandleiten und dem E-Rand von Kartenblatt Muhr (Abb. 14)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Phyllonitischer Migmatitgneis (1). Chlorit-Muskovit-Phyllonit (2). Muskovitgneis-Phyllonit (3). 1 m Knollenquarz (4). Die Knollen bestehen aus Quarzlinzen.

Murtörlserie

Schiefer mit Albitporphyroblasten und mit 1 cm langen Turmalinsäulchen. Ferner Serizitschiefer mit Chloritporphyroblasten (5).

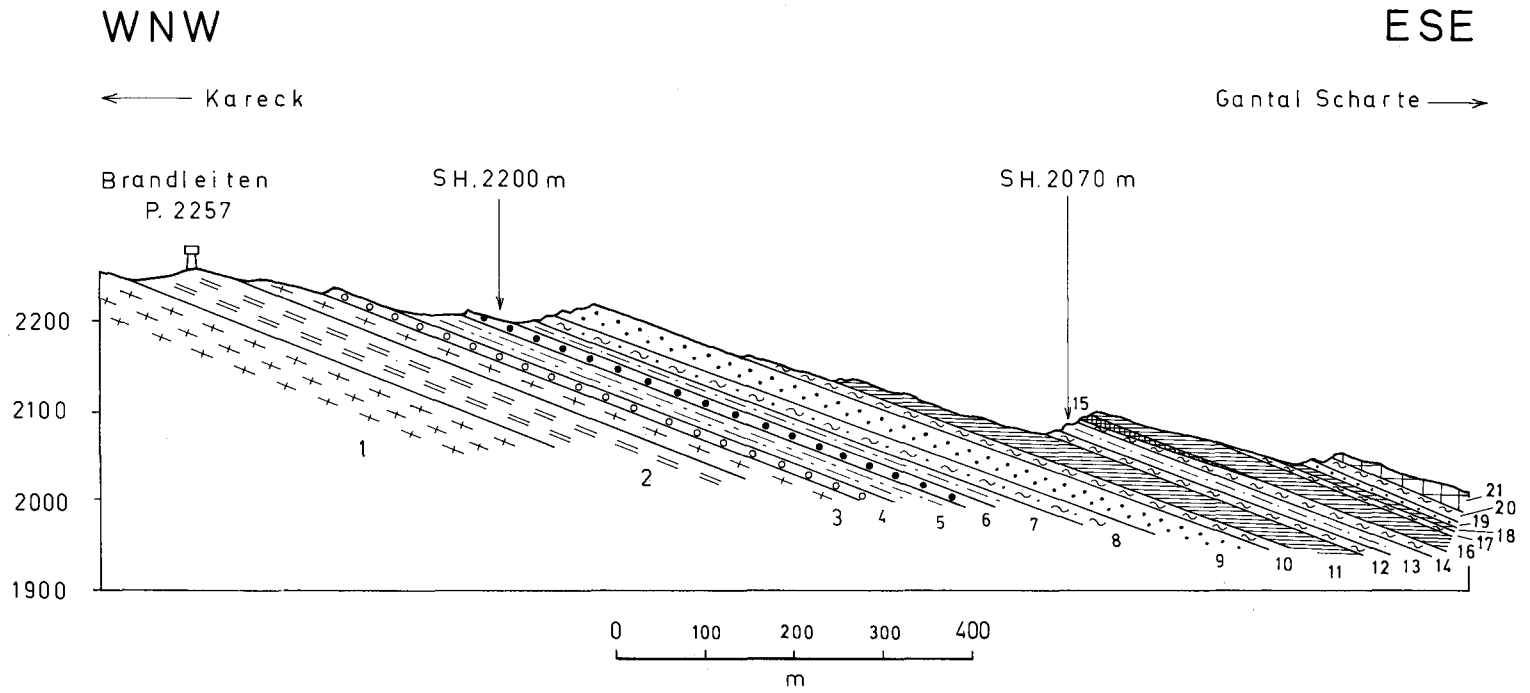


Abb. 14: Das Profil des Kareck-ESE-Kammes zwischen Brandleiten und dem E-Rand von Kartenblatt Muhr.
Zeichenerklärung siehe im Text!

Schrovin-Einheit

Phengitgneis (6). Es handelt sich um Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis und um Albit-Phengit-Quarz-Schiefer. Die nur einige Meter mächtige Gesteinslage zieht in großer Regelmäßigkeit nach N ins Gantal südlich P. 1830 und in den Bereich von Blatt Tamsweg (Arkosequarzit mit Quarzgeröllen im Steinbruch, 600 *m* nördlich von Hanslhütte).

Nach S ist die Gesteinslage ebenfalls in großer Regelmäßigkeit über die Wiesenhänge südlich und südöstlich P. 1988 in den Fallbachgraben (Seehöhe 1350 *m*) auf Blatt Tamsweg zu verfolgen.

Der Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis zeigt 4 *mm* große, zertrümmerte, hart gegitterte, perthitarme bis perthitfreie, einschlußfreie Mikroklin-Kristallaugen. Mitunter finden sich Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Phengit ist auch als Querphengit entwickelt. Quarz ist in s gelangt. Ferner: Apatit, Opazit, Zirkon (? Monazit) und Karbonat.

Der Albit-Phengit-Quarz-Schiefer weist analoge Ausbildung auf. Die 4 *mm* großen Kristallaugen bestehen hier jedoch aus Plag I und II, die helizitische Einschlußzüge aus Quarz und Phengit führen.

Tektonische Schuppen

Prasinit (7). Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (8). Tafelquarzit (9). Die ältere Lineation (Elongation der Hellglimmer) wird von einer jüngeren Knitterfaltung überprägt, die entfernte Ähnlichkeit mit Rippelmarken hervorruft, jedoch eine sekundäre gesteinsmetamorphe tektonische Aufprägung darstellt, welche eindeutig jünger ist als die ältere Lineation. Die Pseudo-Rippelmarken sind gut aufgeschlossen auf Blatt Tamsweg an der Straße von der Katschberghöhe zum Gasthof Almfried, in Seehöhe 1760 *m*, zirka 500 *m* nordnordöstlich Pritz Alm. Der Quarzit ist teilweise als Phengitquarzit entwickelt und führt auch Quarzgerölle.

Schwarzphyllit (10). Kalkglimmerschiefer (11). Schwarzphyllit (12).

Es folgt nochmals eine Schuppe von Schrovin-Einheit: 3 *m* Feldspat-Quarz-Phengit-Schiefer; darüber Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten und Quarzit (13). Auf Grund dieser tektonischen Wiederholung habe ich seinerzeit hier die „Wandspitzschuppe“ konstruiert, die ich aber heute fallenlassen möchte, da sie nicht von der Wandspitze bis hierher tatsächlich durchverfolgbar ist.

Die der Schrovin-Einheit zugehörige karbonatische „Trias“ fehlt im vorliegenden Profil des Kareck-ESE-Kammes. Sie findet sich aber in der entsprechenden tektonischen Position auf Blatt Tamsweg im Fallbachgraben (nordöstlich Oberdorf) in Seehöhe 1450 *m* als Rauhwacke (0·5 *m*) und Dolomit (3 *m*). Ihre Fortsetzung bildet der oben genannte Dolomitzug von Bron, südlich der Lieser.

Brennkogelserie

Schwarzphyllit (14). 0·3 *m* Aktinolithfels (15) als Serpentinbegleitgestein. In streichender Fortsetzung auf Blatt Tamsweg steht Serpentin mit Talkschiefer im Fallbachgraben an. Er bildet die Fortsetzung des Serpentin vom Steinbruch Peitler.

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

Kalkglimmerschiefer (16). Schwarzphyllit (17). Kalkglimmerschiefer (18). Quarzit (19). Schwarzphyllit (20) und Grünschiefer (21).

V. Obere Schieferhülle südlich der Linie Zederhausbach—Weißgrubenscharte

Es handelt sich vor allem um das Gebiet zwischen Mur und Zederhausbach sowie um die kleinen Bereiche: Zalussenkar—Roßkar südlich der Mur und Haselloch—Schierneck—Weißgrubenscharte westlich des Hinteren Riedingbaches.

1. Schrovin-Einheit

Die Schrovin-Einheit erreicht im Gebiete Zickenberg—Grandnasen—Schrovin-kopf—Großeck—Brettereck ihre maximale Entwicklung in der Hafnergruppe. In diesem Abschnitt baut sie die Kammregion des Bergzuges zwischen Mur- und Zederhaustal auf. Infolge tektonischer Schuppung beträgt ihre Mächtigkeit hier 200 bis 300 m.

Als schmales Gesteinsband setzt die Schrovin-Einheit nach W fort: Wastal Alm—Balonspitze—Helm—Lanschütz—Roßfallgraben—Zalussen Alm. Dann erfolgt nördlich der Frischinghöhe die schon auf Seite 49 erwähnte tektonische Verkeilung mit der Murtörlserie und die vermutliche Fortsetzung in die Granitgneislamelle des Frischinghöhe-N-Grates.

Längs der gesamten Erstreckung liegt die Schrovin-Einheit auf der Murtörlserie und unter den Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle.

11. Gesteinsfolge

Trotz des tektonischen Schuppenbaues läßt sich folgende primäre Gesteinsfolge von unten nach oben erkennen:

Zentralgranitgneis

Regressiv metamorphe Blastomylonite aus dem Alten Dach des Zentralgranits

Arkosegneise und Arkosequarzite (? Perm)

Geröllquarzit mit bis 5 cm großen, in Richtung der Faltenachse gelängten Quarzgeröllen

Tafelquarzit („Permo-Skyth“)

Rauhwaacke mit Aggregaten von Hellglimmer („Trias“)

Grauer, gering metamorpher Dolomit (ähnlich dem Triasdolomit der Radstädter Tauern) und zuckerkörniger farbloser, gelb anwitternder Dolomitmarmor

Grauer Kalkmarmor mit dunklen, gröber kristallinen Kalzitaggregaten (fossilverdächtig, analog Kalkmarmor am Hochtor, siehe: Sonnblick-Erläuterungen, p. 98)

Darüber folgen die Bündnerschiefer, teilweise mit Brennkogelserie: Karbonatquarzit, Schwarzphyllit und Dolomitbreccie (Linsen von grauem Dolomit und farblosem Quarzit in kalkschieferiger Matrix)

12. Gliederung der Schrovin-Gneise

Zunächst sehen sie sich alle recht ähnlich. Auf Grund feldgeologischer Erfahrung und petrographischer Untersuchung möchte ich aber doch den Versuch unternehmen, sie folgendermaßen zu gliedern und genetisch einzustufen:

121. Eindeutiger Zentralgranitgneis

Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Phengit-Augengranitgneis baut die Gneislamelle des Frischinghöhe-N-Grates auf. Sie erreicht 50 m Mächtigkeit und ist im Streichen 2 km lang aufgeschlossen von der Schmalzgrube (nördlich Jagdhaus P. 1843) bis zum Zalussenkar. Es handelt sich um ebenflächig parallelschieferigen, grünen (phengitreichen), mittelkörnigen, blastomylonitischen Augengranitgneis. Die Augen bestehen vorwiegend aus Kalimatronfeldspat. Selten sind sie bis 2 cm, in der Regel nur einige Millimeter groß. Mikroskopisch wurden drei Proben untersucht, die von folgenden Fundorten stammen: Frischinghöhe-N-Grat (P. 2445 und Scharte in Seehöhe 2400 m) und Zalussenkar (Seehöhe 2235 m). Siehe Abb. 16!

Der Knaf ist Aderperthit mit harter Mikroklingsitterung, Einschlüssen von gefülltem Plagioklas und mit den Erscheinungen mechanischer Beanspruchung und Kornzerfalles. Plagioklas ist vorwiegend als Plag III entwickelt mit 2 bis 4% Anorthitgehalt, Füllungstypus B mit grünlichen Hellglimmermikrolithen (? Phengit) und häufig einschlußfreiem Randsaum. Auch Plag II und I sind vorhanden. Plag III zeigt Kornzerfall und mitunter verbogene Zwillingslamellen. Quarz besitzt stellenweise Böhmische Streifung. Der Phengit zeichnet sich durch Pleochroismus von farblos bis hellgrün aus.

Ferner: Biotit (hellgelblich bis grünbraun), Chlorit (sekundär nach Biotit). Orthit (mit Klinozoisit-saum), Epidot, Titanit, Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

122. Regressiv metamorphe Blastomylonite aus dem Alten Dach des Zentralgranits

Prasinitähnliche Gesteine mit Quarz und Serizit, biotitreiche Albitgneise, Albitschiefer mit Magnetitporphyroblasten, Albitporphyroblastengneis und Albitporphyroblastenschiefer erreichen am Großeck und Brettreck infolge tektonischer Anschoppung 200 m Mächtigkeit. Mit geringerer Mächtigkeit bilden sie längs 18 km im Streichen das ununterbrochene Leitband der Schrovin-Einheit von der östlichen Blattgrenze am Zickenberg bis zum Frischinghöhe-N-Grat.

Das mega- und mikroskopische Erscheinungsbild dieser Gesteine entspricht den regressiv metamorphen Blastomyloniten in der Storz- und vor allem in der Kareckserie. Während in Kareck- und Storzserie die Übergänge von den Gesteinen des Alten Daches zu den in Frage stehenden Blastomyloniten gut kenntlich sind, ist das in der Schrovin-Einheit nicht mehr der Fall. Intensive alpidische Zerseherung und Umkristallisation haben die Reliktstrukturen weitgehend zerstört.

So wie in Storz- und Kareckserie enthalten die albitreichen Blastomylonite der Schrovin-Einheit teils kieselsäureärmere Typen mit Chlorit, Epidot, Magnetit, Biotit, Karbonat zusätzlich zu dem Hauptgemengteil Albit mit oder ohne Serizit und Quarz. Es mag sich dabei um differentiell enorm durchbewegte und epizonal alpidisch rekristallisierte Paragneise, Amphibolite und Migmatite des Alten Daches des Zentralgranits handeln. Teils bestehen die Blastomylonite aus kieselsäurereicheren Typen mit Albit, Serizit, Phengit und Quarz. Diese bilden die farblosen bis grünlichen Albitgneise und Albitschiefer. In ihnen erreichen die Albitblasten ihre maximale Größe (Albitkristallaugen von 1 cm Durchmesser!) und ihren maximalen Anteil am Volumen des betreffenden Gesteines, das dann stellenweise zum größten Teil nur noch aus großen runden und eiförmigen oder augenförmigen Albitblasten besteht, während Hellglimmer und Quarz volumsmäßig zurücktreten. Diese Albitporphyroblastengneise und Albitporphyroblastenschiefer sind wohl aus kieselsäurereicheren Lagen des Alten Daches des Zentralgranits (saure Vulkanite, kieselsäurereiche Paragneise) im Zuge von Phyllonitisation, metamorphem Stoffumsatz mit Na-Konzentration aus dem umgebenden Material des Alten Daches und kräftiger epizonaler alpidischer Rekristallisation entstanden.

Im folgenden beschreiben wir die beobachteten Gesteinstypen:

Albitgneise und Albitschiefer vom Gipfel des Großecks, aus der steilen Großeck-N-Flanke, vom Großeck-NE-Kamm und von der Fortsetzung dieser mächtigen Entwicklung am Kendlspitze-NE-Kamm haben ein recht kompaktes prasinitisches Aussehen mit reichlich Epidot und Chlorit. Da sie als Hauptgemengteile jedoch auch Serizit und Quarz enthalten, bezeichne ich sie als prasinitähnliche Gesteine mit Quarz und Serizit. In der Kareckserie (Seite 43) sind uns bereits analoge Zwischentypen zwischen eigentlichen Albitgneisen und eigentlichen Prasiniten begegnet.

Albit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Gneis vom Gipfel des Großecks.

Hauptgemengteile: Albit (Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz und Opazit), Muskovit, Chlorit und Quarz.

Ferner: Opazit, Epidot, Turmalin, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Albit-Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer vom Großeck-NE-Kamm zeigt den gleichen Mineralbestand, jedoch blättrige Textur (Schiefer). Der Hellglimmer bildet seidige Überzüge auf s (Serizit). Chlorit formt einige Millimeter große Porphyroblasten.

Albit-Epidot-Serizit-Chlorit-Quarz-Gneis aus der Großeck-N-Flanke in Seehöhe 2110 m.

Hauptgemengteile: Albit (3 mm große Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz und Opazit). Epidot (2-5 mm große Porphyroblasten, häufig korrodiert. Einschlußzüge von Opazit). Serizit. Chlorit (6 mm große Porphyroblasten). Quarz.

Ferner: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Albit-Epidot-Karbonat-Serizit-Chlorit-Quarz-Gneis. Derselbe Fundpunkt wie vorgenanntes Gestein. Quarzadern in diesem recht massigen Gestein zeigen Salbänder von Epidosit und führen 1 cm große Epidotkristalle. Karbonat ist Hauptgemengteil. Der übrige Mineralbestand entspricht dem vorgenannten Gestein.

Albit-Epidot-Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer vom Kendlspitze-NE-Kamm. Ebenflächige Schiefertextur.

Hauptgemengteile: Albit (4 mm große Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz. Poikilitische Einschlüsse von Opazit, Epidot und Serizit). Epidot (korrodierte Umrißformen. Einschlüsse von Opazit). Serizit, Chlorit. Quarz (Quarz-in-Karbonat-Gefüge zeigt nicht unauflösenden Quarz).

Ferner: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Am N-Pfeiler des Grobeck-NE-Kammes entwickeln sich durch das Zurücktreten von Quarz bei sehr reichlichem Auftreten von Muskovit und Serizit prasinitähnliche Gesteine mit Muskovit und Serizit. Es handelt sich um Albit-Epidot-Muskovit-Schiefer.

Hauptgemengteile: Albit (Porphyroblasten. Plag I und selten Plag II. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz, Opazit und Hellglimmer). Muskovit und Serizit. Epidot (mitunter korrodiert. Einschlüsse von Opazit).

Ferner: Chlorit. Quarz (meist beschränkt auf Einschlüsse in Albit). Turmalin. Opazit. Karbonat., Apatit. Zirkon (? Monazit).

Als Relikt tritt Biotit am Brettdeck-NE-Kamm im hangendsten Gneis-Span der Schrovin-Einheit auf. Es handelt sich um typischen, recht kompakten, biotitreichen Albitgneis mit dunklen, sehr biotitreichen Zwischenlagen, wie sie im Alten Dach der Storzserie als epimetamorphosierte Migmatite gewöhnlich sind.

Eine Probe stammt vom Wandfuß des Brettdeck-NE-Kammes aus Seehöhe 1965 m, und zwar 330 m südlich Kocher Alm. Das Gestein ist als Albit-Biotit-Muskovit-Quarz-Gneis zu bezeichnen.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Gelängt in s. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit, Biotit und länglichem Quarz). Biotit (4 mm; hellgelb bis braungrün). Muskovit. Quarz.

Ferner: Opazit, Titanit, Apatit und Karbonat.

Im Hangenden dieses Gneises folgen Quarzit (5 m) und ein biotitführender feinblättriger Schiefer, der wohl ebenfalls zum laminierten und teilweise rekristallisierten Altpaläozoikum zu rechnen ist. Besonders auffällig an ihm sind mehrere Millimeter große Hellglimmerfasern, aus einem mikroskopisch sehr feinblättrigen Hellglimmergeflecht mit Interpositionen kohligter Substanz bestehend. Vielleicht handelt es sich um Pseudomorphosen nach einem allerdings nicht bestimmbar Primärmineral. Der Schiefer ist als: Biotit-Chlorit-Hellglimmer-Graphitoid-Quarz-Albit-Schiefer zu bezeichnen. Biotit und Chlorit sind parallel verwachsen. Es findet sich außerdem auch Chlorit, der sekundär nach Biotit durch Chloritisierung des Biotits gebildet ist. Albit bildet Blasten mit helizitischen Einschlußzügen kohligter Substanz.

Am Grat findet man diese Gesteinslage in Seehöhe 2300 m. Der Biotit ist hier sekundär chloritisiert.

Magnetitporphyroblasten treten in diesen Gesteinen zwischen Schrovinkopf und Zalussen Alm mehrfach auf.

Im Gebiet des Schrovinkopfes findet sich z. B. südöstlich unter Grandnasen Albit-Epidot-Serizit-Quarz-Schiefer mit 2-5 mm großen Magnetitporphyroblasten. Als accessorischer Gemengteil tritt hier Chlorit auf.

Westnordwestlich des Schrovinkopfes steht am Jagdstieg südöstlich der Wirts Alm Phengitgneis mit Magnetitporphyroblasten an. Das prasinitähnliche Gestein auf der Balonspitze führt Magnetitporphyroblasten. Am Helm zeigt der Albitgneis 6 mm große Magnetitporphyroblasten.

Farbloser bis grünlicher Albitporphyroblasten-Gneis und Albitporphyroblasten-Schiefer.

Albit-Phengit-Quarz-Gneis aus der N-Flanke des Dolzenberg-NNE-Kammes, Seehöhe 2000 m.

Hauptgemengteile: Albit (5 mm große Porphyroblasten. Plag I. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge aus länglichem Quarz und Opazit. Einschlußfreier Randsaum), Phengit und Quarz.

Ferner: Karbonat und Apatit.

Im geologischen Verbandsplan befinden sich Albitporphyroblasten-Schiefer mit gleichem Mineralbestand, schiefriger Textur, kleineren und volumsmäßig nicht so vorherrschenden Albitblasten.

Albit-Phengit-Quarz-Schiefer aus dem Rutschgebiet des Zickenbergwaldes. Hohlweg ostnordöstlich Atlaswiesen.

Hauptgemengteile: Albit (1 cm große, eiförmige Kristallaugen, gelangt in s. Es handelt sich um Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz). Phengit. Quarz.

Ferner: Chlorit, Epidot, Opazit und Zirkon (? Monazit).

Dunkelgrüne Albit-Phengit-Quarz-Schiefer desselben Mineralbestandes, jedoch kleinerkörnig, mit ebenem Parallelgefüge und mehr quarzitischem Habitus schließen sich ihrem feldgeologischen Verbands und Aussehen nach den wahrscheinlich permischen Mikroklin-Phengit-Gneisen der folgenden Gesteinsgruppe an:

123. Wahrscheinlich permische Arkosegneise und Arkosequarzite

Diese Gesteine findet man am Schrovinkopf und in zahlreichen benachbarten Profilen stets über den Blastomyloniten des Alten Daches und unter dem geröllführenden „permoskythischen“ Quarzit. Es handelt sich um dunkelgrüne, ebenflächig parallel-schiefrige quarzitähnliche Gneise und Quarzite mit eingestreuten Feldspäten von höchstens 3 mm Größe und mit Quarzäugen bis 1.5 mm Länge. Albit bildet häufig Porphyroblasten, ist also alpidisch neu gewachsen. Die Gesteine dürften aus feldspathhaltigen Sanden hervorgegangen sein. Auch die Ableitung aus liparitischen Tuffen wäre möglich, doch konnten keine Vulkanit-Strukturen nachgewiesen werden. Auch die Herleitung eines Teiles dieser Gesteine aus Orthogranitgneis im Zuge von Kornzertrümmerung und Phyllonitisation ist zu erwägen. Es fehlen jedoch größere Relikte von Granitfeldspäten und beobachtbare Übergänge zu Granit-Augengneisen.

Mikroklin-Phengit-Quarzit aus den Wänden der Schrovinkopf-WNW-Flanke, Seehöhe 1970 m, 340 m südöstlich der verfallenen Wirts Alm. Grüne Farbe (Phengit). Quarzitischer Habitus. Farblose Feldspäte. Zahlreiche, in s gelangte, geröllartige Quarz-linsen bis 1.5 mm Länge.

Hauptgemengteile: Mikroklin (bis 2 mm groß. Xenomorph. Häufig eckige, klastische Umriss. Feine Trübung durch kleinste, hellglimmerähnliche Plättchen. Mikroklingitterung. Perthitfrei. Reste von Karlsbader Zwillingen sind erkennbar. Mitunter Einschlüsse von gefülltem Plagioklas). Phengit (kräftiger Pleochroismus von farblos bis grün. Auch Querphengit vorhanden). Quarz (Einkristalle erreichen 4 mm Länge).

Ferner: Albit (Plag I. Schwache Füllung aus Hellglimmer), Epidot, Opazit und Zirkon (? Monazit).

Am Fuße des Bergsturzes des Zickenbergwaldes ist die Gesteinsserie unweit des rechten Ufers des Zederhausbaches im verlassenen Steinbruch, 300 m südsüdwestlich des Weilers Lanschütz aufgeschlossen. Wir nennen die Lokalität kurz „Steinbruch Lanschütz“. Der recht große Steinbruch ist im etwas verrutschten Felsriegel inmitten des Bergsturzgebietes angelegt. Reste einer ehemaligen Schotteraufbereitung sind beim Steinbruch vorhanden.

Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis. Fundort: Steinbruch Lanschütz. Megaskopisch zeigt das Gestein ebenflächiges Parallelgefüge, grüne Farbe (Phengit) und reichlichen Feldspatgehalt. Die Feldspäte bilden Augen, die unter 2 mm Länge bleiben. Einzelne Quarzäugen erreichen 8 mm Größe.

Hauptgemengteile: Mikroklin (bis 1.8 mm große Körner sind nachgewiesen, klastische Kornformen, die auf mechanische Zertrümmerung hinweisen. Harte Mikroklingitterung. Perthitarm bis perthitfrei. Ein Rest eines Karlsbader Zwillingen wurde beobachtet). Albit (bis 1.2 mm Größe. Plag I. Augenförmige Umriss. Es kommen helizitische Einschlußzüge von länglichem Quarz und Hellglimmer vor). Phengit. Quarz.

Ferner: Karbonat, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Albit-Phengit-Quarz-Schiefer. Fundort: Steinbruch Lanschütz. Das Gestein zeigt grüne Farbe (Phengit) und ebenflächiges Parallelgefüge. Die Albitkristalle bilden einige Millimeter große Kristallaugen, die in s gelangt sind. Kalifeldspat fehlt.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Porphyroblasten. Die Kristallaugen und linsenförmigen Kristallaggregate enthalten verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz, Hellglimmer und Opazit). Phengit (optische und röntgenographische Untersuchung aus der vorliegenden Gesteinsprobe siehe: A. BERAN 1969, p. 118, 122 und 126. Auch Querphengit ist vorhanden). Quarz.

Ferner: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Im selben Steinbruch beobachtet man auch Übergänge des vorgenannten Gesteins zu quarzarmem Albit-Phengit-Schiefer mit 4 mm langen Phengitschuppen und mit Porphyroblasten von Albit. Die accessorischen Gemengteile bleiben die gleichen wie oben.

13. Die „Trias“-Züge des Schrovinkopf-Gebietes

Die Schrovingneise sind mitsamt der auflagernden „Permo-Trias“ im Bereiche: Zickenberg—Schrovinkopf—Großeck in mehrere liegende Falten und tektonische Schuppen gelegt. Von unten nach oben können wir drei „Trias“-Züge unterscheiden, die jeweils durch Schrovingneise und eingefaltete Schieferpartien voneinander getrennt sind. Die beiden unteren „Trias“-Züge keilen gegen W aus. Nur der oberste „Trias“-Zug setzt westlich des Großecks in den langen schmalen Streifen der Schrovin-Einheit bis zur Zalussen Alm mit Unterbrechungen fort.

Wir benennen die drei „Trias“-Züge von unten nach oben mit den Buchstaben „A“ bis „C“ (Tafel 4).

13.1. „Trias“-Zug A (Tafel 4: Profile 1 und 2)

Dieser „Trias“-Zug befindet sich im Liegenden des Schrovingneises. Er ist als ununterbrochenes Gesteinsband, maximal 40 m mächtig, 3·3 km lange im Streichen von der östlichen Kartenblattgrenze längs der Südflanke des Zickenberges, meist knapp unter der Kammlinie verfolgbar. Teils liegt er auf Schwarzschiefer der Murtörlserie, teils unmittelbar auf Prasinit der Kareckserie. Der Gesteinszug besteht aus: Knollenquarzit (wahrscheinlich Geröllquarzit; es handelt sich um geröllartige Quarzknollen in quarzitischem Bindemittel) und Quarzit, zusammen bis 10 m mächtig (? Permoskyth). Gelblich anwitternder Dolomitmarmor (bis 10 m mächtig) und Kalkmarmor (bis 20 m mächtig). Diese Schichtfolge findet sich sowohl in aufrechter, als auch stellenweise in verkehrter Lagerung.

Folgende Detailprofile von unten nach oben durch diesen „Trias“-Zug wurden aufgenommen:

An der östlichen Grenze des Kartenblattes Muhr, Güterweg in Seehöhe 1680 m, nahe der wasserscheidenden Bergkante des Zickenberges zwischen Zederhaus- und Murtal: Schwarzschiefer (Murtörlserie). Darüber einige Meter mächtiger Dolomit- und Kalkmarmor. Darüber Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil am Kamm des Zickenberges, 210 m ost-südöstlich P. 1856, in Seehöhe 1805 m: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Kalkmarmor (1 m mächtig), Dolomitmarmor (10 m), Kalkmarmor (10 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil durch den Kamm des Zickenberges bei P. 1856 (Tafel 4: Profil 1): Prasinit und Albitschiefer (Kareckserie). Darüber: Knollenquarzit (3 m), Kalkmarmor (3 m), Dolomitmarmor (5 m), Kalkmarmor (10 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil am Kamm des Zickenberges, 100 m nordwestlich Löx Alm: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Knollenquarzit (5 m), Dolomitmarmor (8 m), Kalkmarmor (20 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil durch den Kamm des Zickenberges bei der Kuppe in Seehöhe 1940 m, die sich halbwegs zwischen Löx Alm und P. 1989 befindet: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Knollenquarzit und Quarzit (10 m), Dolomitmarmor (10 m), Kalkmarmor (20 m), Schwarzphyllit (20 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil in der S-Flanke des Zickenberges, 180 m westlich P. 1989: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Kalkmarmor (10 m), Knollenquarzit (5 m). Darüber: Prasinit und Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil in der S-Flanke des Zickenberges, bei der Quelle, 400 m westnordwestlich P. 1989. Die Quelle tritt aus dem Dolomitmarmor in Seehöhe 1910 m aus: Schwarzschiefer mit Serizitquarzitlagen (Murtörlserie). Darüber: Dolomit- und Kalkmarmor (1 m), Knollenquarzit (7 m), Dolomitmarmor (2 m). Darüber: Serizit-Chlorit-Schiefer, Prasinit und Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil in der S-Flanke des Zickenberges, 300 m west-südwestlich P. 2009 (Tafel 4: Profil 2): Schwarzschiefer mit Lagen von Serizit-Chlorit-Quarzit (Murtörlserie). Darüber: Knollenquarzit. Darüber: Albitschiefer und Albitgneis (Schrovingneise).

Der zuletzt genannte Knollenquarzit keilt 500 *m* westnordwestlich P. 2009 zwischen Murtörlserie und Schrovingneis aus, womit das westliche Ende des „Trias“-Zuges A erreicht ist.

132. „Trias“-Zug B (Tafel 4: Profile 2, 3 und 4)

Die „Trias“ bildet eine Lage innerhalb des Schrovingneises. Sie keilt nach oben im Schrovingneis aus. Dieses Auskeilen in Richtung nach oben ist weithin in der Landschaft sichtbar als heller Keil von Quarzit, Rauhwanke, Dolomit- und Kalkmarmor, der gegen oben zu im Schrovingneis, 90 Höhenmeter östlich unter dem Gipfel des Großbeckes ausspitzt.

Man findet diesen „Trias“-Zug B am Zickenberg (Tafel 4: Profil 2), wo er 400 *m* westnordwestlich P. 2009 zunächst im Schrovingneis auskeilt. Am Kendlspitze-NE-Kamm setzt er wieder innerhalb des Schrovingneises dort ein, wo der Fußsteig den Kamm quert (3 *m* mächtiger Dolomitmarmor in Begleitung von Schwarzphyllit). Die Fortsetzung befindet sich am Karbach in 1600 *m* Seehöhe. Von hier streichen Rauhwanke, Dolomit-, Kalkmarmor und Schwarzphyllit hangparallel inmitten des Schrovingneises längs der Großbeck-NE-Flanke bis zur Auskeilstelle in Seehöhe 2340 *m* (Tafel 4: Profil 4). Längs dieses gut aufgeschlossenen Berghanges wurden folgende Beobachtungen angestellt:

In Seehöhe 2120 *m* ist eine prächtige Falte um NW-eintauchende Achse entwickelt. Der graue Kalkmarmor zeigt dunkle, gröber kristalline Flecke, die fossilverdächtig sind (? Crinoiden). Es dürfte sich um eine stratigraphisch aufrechte „Trias“-Folge handeln, die von einer höheren Teildecke des Schrovingneises überfahren wurde.

Das Profil durch den „Trias“-Gesteinszug B lautet nämlich in Seehöhe 2175 *m* folgendermaßen von unten nach oben: Albitschiefer (Schrovingneis). Darüber: Schwarzphyllit (20 *m* mächtig), Quarzit (4 *m*), metamorphe Rauhwanke (3 *m*), Kalkmarmor (3 *m*), hellgrauer Dolomitmarmor (3 *m*) und Kalkmarmor (10 *m*). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneis).

Knapp unter der Auskeilstelle (Seehöhe 2320 *m*) weist das Profil von unten nach oben ebenfalls auf eine aufrechte „Trias“-Folge hin, die von einer höheren Gleitdecke des Schrovingneises überwältigt wurde: Albitschiefer (Schrovingneis). Darüber: Schwarzphyllit (20 *m*), Quarzit (2 *m*), Rauhwanke (2 *m*), Dolomitmarmor (6 *m*), Kalkmarmor (5 *m*). Darüber: Serizit-Chlorit-Albitschiefer (Schrovingneis).

133. „Trias“-Zug C (Tafel 4: Profile 2 und 3)

Die tektonische Position dieses „Trias“-Zuges ist das Hangende der oberen Teildecke des Schrovingneises. Die hellen „Trias“-Gesteine dieses Zuges sind in der Landschaft ein dominierendes, sehr auffälliges Element. Es handelt sich um eine aufrechte Schichtfolge von mehreren Meterzehnern Mächtigkeit. Die Gesteinsmetamorphose ist verhältnismäßig schwach. Die „Trias“ baut den Schrovinkopf, die Grandnasen, das Gebiet um die Locker Alm und das Ödenkar auf. In hangparallelen Platten begleitet sie den E-Hang des Karbaches bis hinunter auf 1300 *m* Seehöhe. Sie steht auch im Zederhaustal südlich Ruden an. Verstürzte „Trias“ findet sich im Bergsturzgebiet des Rudner-, Feller- und Zickenberges bis hinunter zum Zederhausbach: z. B. verstürzte „Trias“ am S-Ufer des Zederhausbaches, 250 *m* südöstlich Brücke 1107 bei Fell. Ein „Trias“-Wandzug ist außerhalb meines Kartierungsgebietes, nämlich nördlich des Zederhausbaches, 150 *m* nordnordwestlich Brücke 1107 und an der Straße, 600 *m* südöstlich dieser Brücke erschlossen.

Über dem eigentlichen Schrovingneis (Albitgneis) folgt zunächst Mikrokin-Phengit-Quarzit („Perm“), darüber Geröllquarzit und sehr reiner Tafelquarzit („Permo-Skyth“). Darüber folgen Rauhwanke und darüber Kalk- und Dolomitmarmor („Mitteltrias“, eventuell auch „Obertrias“ enthaltend). Diese regelmäßige Folge findet man besonders deutlich im Gebiete der unbenannten Kuppe am Kamm zwischen Kendlspitze und Schrovinkopf und südwestlich der Locker Alm.

Eine analoge Schichtfolge findet man auch nördlich der Grandnasen. Doch handelt es sich hier um eine tektonisch noch höhere Schuppe, an deren Basis am Gipfel der

Grandnasen (P. 2204) wiederum Schrovingneis auftritt. Im Abrißgebiet des Bergsturzes vom Rudner- und Fellerberg ist es nicht immer ganz leicht, diese primäre tektonische Schuppe von sekundären Schichtwiederholungen im Zuge der hangparallelen Gleitungen auseinanderzuhalten.

Der Geröllquarzit kann am besten auf der unbenannten Kuppe am Kamm zwischen Kendlspitze und Schrovinkopf studiert werden. Es handelt sich um phengitischen Tafelquarzit mit bis 5 cm großen Quarzgeröllen, die in Richtung der Faltenachse gelängt sind. Die Faltenachse taucht mit 35° nach N 15 E ein. Die Gerölle bestehen aus farblosem Quarz, wahrscheinlich ursprünglichem Gangquarz. Auf der Kuppe selbst sind sie am besten als Gerölle erkennbar, da hier verschiedene Schnittlagen in Bezug zur Richtung der Faltenachse aufgeschlossen sind. An anderen Stellen kann man oft im Zweifel sein, ob es sich um Quarzgerölle oder um tektonisch zerrissene (boudinagierte) Quarzadern (Sekretionen) im Quarzit handelt. In solchen Fällen benützen wir in Anlehnung an B. SANDER den genetisch unbelasteten, rein beschreibenden Terminus: Knollenquarzit.

Mikroskopisch zeigt der geröllführende Phengitquarzit der unbenannten Kuppe zwischen Kendlspitze und Schrovinkopf neben den Hauptgemengteilen Quarz und Phengit (auch Querphengit vorhanden) als Accessoria Apatit und Zirkon (? Monazit).

Am Fahrweg, nordwestlich P. 2009 am Zickenberg, sind die deutlichen Quarzgerölle im Geröllquarzit bis 3 cm lang.

Die Rauhwanke zeigt die typischen Hellglimmeraggregate.

Der Dolomitmarmor ist teils farblos mit gelblicher Anwitterung. Häufig findet sich grauer, gering metamorpher Dolomit, der an Dolomit der Radstädter Tauern erinnert: z. B. südöstlich Grandnasen, Schrovinkopf-N-Flanke und nördlich des Zederhausebaches, 150 m nordnordwestlich Brücke 1107 bei Fell. In zuckerkörnigem, farblosem, gelb anwitterndem Dolomitmarmor der zuletzt genannten Lokalität tritt ein grünes Mineral auf. Herr Professor H. MEIXNER hatte auf meine Bitte hin die Liebenswürdigkeit, dieses Mineral zu bestimmen. Es handelt sich um Malachit. Der Quarz führt hier Fuchsit.

In den Kalkmarmoren der Schrovin-N-Flanke finden sich häufig dunkle, gröberkörnige, aus Kalzit bestehende Flecke, die so wie am Hochtorn ausgebildet sind (siehe EXNER 1964, Erl. Sonnblickgruppe, p. 98). Vielleicht handelt es sich um Crinoiden-Reste.

In der Schlucht nördlich unter dem Gipfel des Schrovinkopfes sind Dolomit- und Kalkmarmor prächtig um N—S-Achsen verfaltet.

14. Die Fortsetzung des „Trias“-Zuges C nach Westen

Der mächtige Schrovingneis des Großecks und Bretterecks wird nicht unmittelbar von „Trias“ überlagert. Am Großeck liegen Kalkglimmerschiefer, Quarzit und Schwarzschiefer, am Brettereck Schwarzschiefer mit Quarzitlagen auf dem Schrovingneis. Erst im Profil der Balonspitze (Tafel 4: Profil 6) tritt wiederum „Trias“ unmittelbar im Hangenden von Albitgneis und Prasinit (Schrovingneis) auf. Es handelt sich um eine, nur 5 m mächtige Schichtfolge von unten nach oben: Serizitquarzit (2 m), darüber: Kalkmarmor (0.1 m) und Rauhwanke (3 m). Das Gesamtprofil siehe Seite 50.

In der weiteren Fortsetzung der Schrovin-Einheit fehlt wiederum „Trias“. Am Helm sind von der Schrovin-Einheit nur noch Albitgneis, Prasinit mit Magnetitporphyroblasten und Graphitquarzit vorhanden, die in spärlichen Resten auch noch westlich des Lanschützbaches angetroffen werden.

Ein Rest von „Trias“ steht dann in der entsprechenden Fortsetzung der Schrovin-Einheit zwischen Murtörlserie (unten) und Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle (oben) im felsigen Bett des kleinen rechten Nebenbaches der Mur bei der Zalussen Alm an (siehe Abb. 15). Dieser zwischen prasinitähnlichem Schrovin-

ENE

WSW

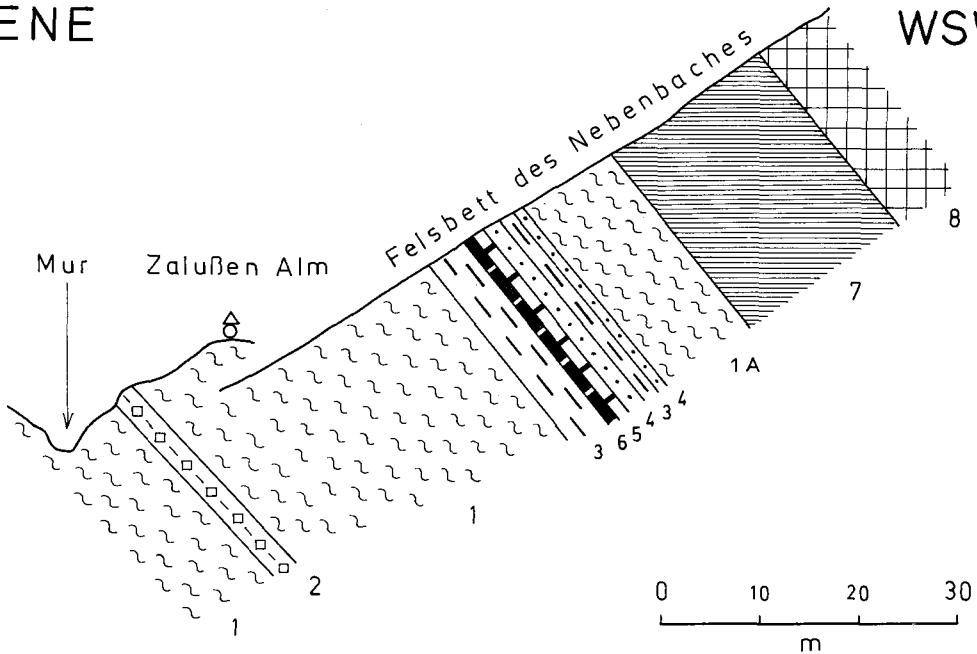


Abb. 15: Die Schrovvin-Einheit bei der Zalußen Alm. Das Profil folgt aus dem Murtal dem Nebenbach, der den Fahrweg 100 m nordwestlich der Zalußen Alm quert.

Murtörlserie: 1 = Schwarzschiefer; 2 = Chlorit-Serizit-Schiefer mit 2 mm großen Magnetitphyroblasten.

Schrovvin-Einheit (von unten nach oben): 3 = prasinitähnlicher Schrovvingneis (4 m); 6 = Kalkmarmor (0.1 m); 5 = Dolomitmarmor (0.3 m); 4 = Quarzit (1.5 m); 3 = prasinitähnlicher Schrovvingneis (0.5 m); 4 = Quarzit (0.3 m).

Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle: 1 A = Schwarzschiefer (10 m); 7 = Kalkglimmerschiefer und Schwarzschiefer in Wechsellagerung; 8 = Grünschiefer.

gneis tektonisch eingezwickte „Trias“-Rest ist nur 2 m mächtig und bildet teilweise eine Schichtfolge in verkehrter Lagerung mit Quarzit oben und Dolomit- und Kalkmarmor unten. Trotz seiner Winzigkeit hat dieser Aufschluß Bedeutung. Er zeigt zum letzten Mal das regelmäßige Auftreten der Schrovvin-Einheit in der Position über der Murtörlserie und unter den Bündnerschiefern der Oberen Schieferhülle.

Weiter westlich werden die Lagerungsverhältnisse komplizierter. Zwischen den Schwarzschiefern des Gipfels der Frischinghöhe, die eindeutig der Murtörlserie zuzurechnen sind, und den Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern des Gratzackens P. 2322, welche eindeutig den Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle angehören, liegt die Gesteinsfolge, die auf Abb. 16 dargestellt ist (Frischinghöhe-N-Grat). Granitgneis (Signatur 2 in Abb. 16) und Chlorit-Serizit-Schiefer, Albitgneis mit Prasinit (Signaturen 4, 14 und 17) scheinen der Schrovvin-Einheit anzugehören. „Trias“ fehlt. Die genannten Gneise scheinen mit Gesteinen der Murtörlserie tektonisch verschuppt zu sein. Mit dieser Interpretation kann man drei Gneis-Schuppen (I, II und III der Abb. 16) unterscheiden. Die höchste (III) trägt die Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle. Ob Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit der Signaturen 5 und 7 primärstratigraphisch der Murtörlserie angehören, oder tiefere tektonische Späne der Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle darstellen, bleibt ungeklärt.

Die mehrere Meterzehner mächtige „Trias“-Schuppe beim Jagdhaus P. 1843 in der Schmalzgrube (siehe Seite 48) könnte eine tektonisch abgetrennte und in die Murtörlserie eingewickelte Fortsetzung der Schrovin-„Trias“ darstellen.

2. Bündnerschiefer (Tafel 4, 5 und 6)

Im stratigraphisch Hangenden der „Trias“ der Schrovin-Einheit befinden sich nur wenige Meterzehner mächtige Bündnerschiefer mit Breccien („Lias“), Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit. Diese Serie ist in sich geschuppt und tektonisch reduziert.

Darüber liegt eine mehrere hundert Meter mächtige tektonische Schuppe, welche ich nach der markanten und schroffen Marislwand (südwestlich Zederhaus) als Marislwandschuppe bezeichne. Sie beginnt mit „Trias“ (siehe Tafel 1: „Trias“-Dolomitenzüge in den höheren Lagen des Deckensystems der Oberen Schieferhülle nordwestlich Schrovinkopf). Darüber folgen Schwarzschiefer mit Quarziten, geringmächtigen Karbonatquarziten, Serpentin, der Kalkglimmerschieferzug: Murtörl—Kocherhöhe, der mächtige Grünschieferzug: Murwand—Gosseneck mit einigen Serpentinshollen und schließlich der gewaltige Kalkglimmerschieferzug der Marislwand mit Einlagerungen von Grünschiefer, Schwarzphyllit, Karbonatquarzit (Steinbruch Kraglerau im Zederhaustal) und sehr mächtigen Serpentinzügen. Darüber folgen Grünschiefer und Grünphyllit.

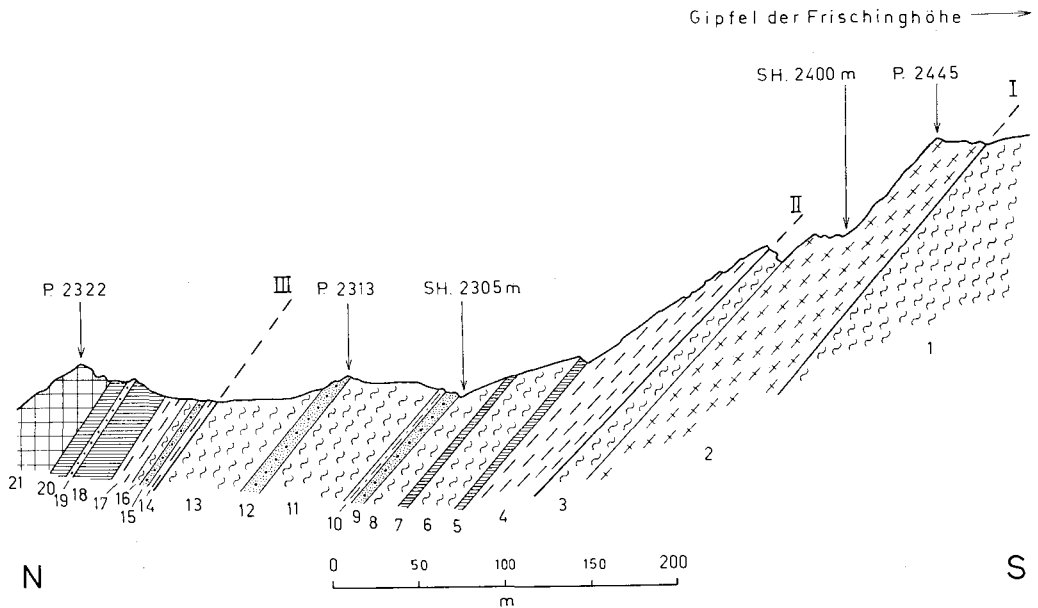


Abb. 16: Profil des Frischinghöhe-N-Grates.

Murtörlserie: 1 = Schwarzschiefer.

Schrovin-Einheit und Murtörlserie: 2 = Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Phengit-Augengranitgneis (50 m mächtig); 3 = Schwarzschiefer (6 m) mit zwei Graphitquarzitlagen; 4 = Chlorit-Serizit-Schiefer vom Typus Schrovingneis (20 m); 5 = Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit (1 m); 6 = Schwarzschiefer (15 m); 7 = Kalkglimmerschiefer (0,5 m); 8 = Schwarzschiefer (5 m); 9 = Graphitquarzit und Graphitphyllit, reich an kohligter Substanz (4 m); 10 = Albitporphyroblastenschiefer (0,3 m); 11 = Schwarzschiefer (15 m); 12 = gebänderter, spitz gefalteter Graphitquarzit (4 m); 13 = Schwarzschiefer; 14 = Albitgneis (2 m); 15 = Graphitquarzit (2 m); 16 = Schwarzschiefer (3 m); 17 = Serizit-Chlorit-Schiefer und Prasinit (5 m).

Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle: 18 = Kalkglimmerschiefer (8 m); 19 = kalkfreier, reiner Quarzit (1,3 m); 20 = Kalkglimmerschiefer (4 m); 21 = Grünschiefer.

Die höchste tektonische Schuppe nenne ich Zederhausschuppe, weil ihr der mächtige Grünschieferzug: Hüttschlag (Blatt Hofgastein)—Zederhaus mit den alten Kupferbergbauen der Jägerspitze angehört. Die Zederhausschuppe erreicht beinahe 1000 m Mächtigkeit. Sie beginnt mit der „Trias“ südwestlich Zederhaus (siehe Tafel 1: Langgestreckter, in vier Schollen zerteilter „Trias“-Dolomitlinsenzug, der sich von südwestlich Zederhaus bis nordöstlich Murtörl erstreckt und noch innerhalb der Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle verläuft). Diese „Trias“ ist größtenteils in Grünschiefer eingekeilt. Es finden sich in ihrer Begleitung aber auch Partien von Schwarzphyllit, Karbonatquarzit und Kalkglimmerschiefer. Das beherrschende Schichtglied ist dann der darüber folgende, kupferführende Zederhauser Grünschieferzug, der im Gebiete der Jägerspitze 800 m mächtig wird, wobei er allerdings zahlreiche Kalkglimmerschiefer- und Schwarzphyllitlagen enthält, die auf Grund beobachtbarer Falten schlüsse zeigen, daß tektonische Anschoppung stattgefunden hat. Bemerkenswert ist das Fehlen von Serpentin. Über dem Zederhauser Grünschieferzug folgen Schwarzphyllit, Karbonatquarzit (Steinbruch im Zederhaustal bei König), Kalkphyllit und Grünphyllit.

Mit der darüber folgenden „Trias“: Wurmkogel (Dolomitzug 250 m südlich Wurmkogel der Geologischen Umgebungskarte von Gastein)—Zliemwald (Kalkmarmor im Zederhaustal) beginnt die Nördliche Rahmenzone. Sie umfaßt neben Bündnerschiefern, in denen besonders die Schwarzphyllite überwiegen (oberer Schwarzphyllit oder Füscher Phyllit der Gasteiner Umgebungskarte), sehr zahlreiche, lang hinstreichende „Trias“-Linsenzüge mit Altkristallinresten (ein Teil der Grünphyllite). Ohne scharfe Grenze sind in den höchsten Lagen dieses komplizierten Schuppenpaketes der Nördlichen Rahmenzone auch Großschollen von Altkristallin (Twenger Kristallin), fossilführender Trias und von Breccien eingeknetet, welche wegen ihrer Zusammengehörigkeit mit den Radstädter Tauern als Unterostalpine Schollen zu bezeichnen sind (Weißbeck, Rieding spitze).

Als Erläuterung möchte ich zu der soeben skizzierten tektonischen Gliederung der Bündnerschiefer beifügen, daß die stratigraphische Gliederung, wie sie uns aus der Glocknergruppe, aus der Umgebung Gastein und aus der Sonnblickgruppe geläufig ist, anscheinend auch recht gut auf die Bündnerschiefer des Bereiches zwischen Mur- und Zederhaustal paßt. Allerdings sind die Bündnerschiefer hier so stark gefaltet und geschuppt, daß detaillierte Rekonstruktionen primärer stratigraphischer Schichtfolgen kaum mehr möglich sind. Das Gebiet hat aber einen großen Vorteil. Es ist phantastisch gut aufgeschlossen. Der Baustil der steil nördlich einfallenden, um konstant WNW streichende Faltenachse rotierenden, durch Liegendfalten verbundenen, in Schuppen gesonderten, oder boudinagierten Schichtglieder (besonders Serpentin und Dolomit) ist überzeugend aus der geologischen Karte und den Profilen der Tafeln 4, 5 und 6 ablesbar.

Die „Trias“-Züge, welche als stratigraphische Leithorizonte die Basis der Marislwand- und der Zederhausschuppe aufbauen, bestehen aus Quarzit, Rauhwaacke, Dolomit und Kalkmarmor. Die Bündnerschiefer enthalten die Schichtglieder der Brennkogelserie („Lias“): Schwarzphyllit, Breccie, Karbonatquarzit (wirtschaftlich wichtig in den Steinbrüchen des Zederhaustales, siehe A. KIESLINGER 1964) und Serpentin (mit Kieslagern im Mur- und Nahendfeldtal, O. M. FRIEDRICH 1936, F. THALMANN 1963). Darüber folgt die Hauptmasse der Bündnerschiefer mit Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (Glocknerserie). In den Grünschiefern der Marislwand- und Zederhausschuppe stellen sich bereits Grünphyllite ein, welche hier wahrscheinlich aus basaltischen Tuffiten entstanden. Grünphyllite nehmen in der Nördlichen Rahmenzone überhand und lassen dort auf verschiedene Entstehung schließen. Die kupferführenden Kieslager des Großarltales (O. M. FRIEDRICH 1936 und 1968, p. 65 bis 66, J. WIEBOLS 1948) sind in unserem Gebiete an den Grünschiefer der Zederhaus- und Marislwandschuppe gebunden.

Das oben vorgeschlagene Einteilungsprinzip in: a) Bündnerschiefer, die stratigraphisch über der Schrovin-„Trias“ liegen, b) Bündnerschiefer der Marislwandschuppe und c) Bündnerschiefer der Zederhausschuppe ist natürlich nur eine grobe, viel zu schematische Einteilung. Ich habe sie nur getroffen, um mit Hilfe der „Trias“-Leitbänder eine gewisse Ordnung in diesen gefalteten, geschuppten, tektonisch angeschoppten, steil nördlich einfallenden Stirnbereich der Bündnerschiefer zu bringen. Tatsächlich ist die Tektonik keinesfalls auf diese Aufgliederung in drei Einheiten beschränkt. Die Tektonik ist einesteils infolge zahlreicher Sekundärfalten und Sekundärschuppen viel komplizierter, was aus den Tafeln 4, 5 und 6 ohneweiters ablesbar ist. Andererseits ist es aber auch wahrscheinlich, daß die große Liegendfalte des Geißkarkopfes bei Hofgastein (Erläuterungen Gastein: Tafel V) in analoge, allerdings isoklinal zusammengepreßte Falten im vorliegenden Gebiet zwischen Mur- und Zederhaustal fortsetzt. Es ist mir nur nicht gelungen, sie aufzufinden. Es ist zu hoffen, daß ein späterer Bearbeiter mit Anwendung noch genauerer Methoden diesbezüglich Erfolg haben wird. Das ergäbe eine Vereinfachung und ein besseres Verständnis des Bauplanes.

Abschließend sei noch, bevor wir uns der Detailbeschreibung zuwenden, darauf hingewiesen, daß der Bau der Bündnerschiefer östlich vom Pleißnitzkogel bisher sehr wenig bekannt war. Hingegen lagen für das Nahendfeldtal und für die Quellgebiete von Mur und Zederhaus(Rieding)bach Notizen von W. SCHMIDT (1924), begonnene Aufnahmen von S. PREY (1938) und die geologischen Bearbeitungen und Aufnahmen von F. THALMANN (1962 und 1963) vor. Daß das 10 km lange und über 1000 m mächtige Segment der Bündnerschiefer südlich der Linie Zederhausbach—Weißgrubenscharte bisher niemals einheitlich im Detail bearbeitet wurde, ist wohl daraus verständlich, daß BECKE diesen Teil der Schieferhülle nicht mehr in seine Bearbeitung miteinbezog, daß die Bearbeiter der Radstädter Tauern dieses Gebiet kaum berührten, und daß SEEMANN, der vor dem ersten Weltkrieg sich anscheinend mit diesem Raum befaßte, keine Publikation hinterließ. So konnte ich hier während mehrerer Sommer Neuaufnahmen durchführen und die ganze Zone von E nach W fortschreitend kartieren. Dabei entwickelten sich schrittweise die Profiltafeln 4, 5 und 6 (siehe Jahreszahlen auf diesen Tafeln!), bis der Anschluß im W an die geologische Umgebungskarte von Gastein erreicht war.

21. Im stratigraphisch Hangenden der „Trias“ der Schrovin-Einheit

Am Schrovinkopf und Zickenberg sind infolge des großen Bergsturzes des Zickenbergwaldes und Rudnerberges die Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schuppe „C“ der Schrovin-„Trias“ nicht aufgeschlossen (Tafel 4, Profile 2 und 3). Am Sattel zwischen Balonspitze und Grießenspitze liegen auf dieser „Trias“ die Brennkogelserie (Schwarzphyllit und Karbonatquarzit) und Kalkglimmerschiefer der Glocknerserie (siehe Detailprofil auf Seite 50 und schematisierte Darstellung auf Tafel 4, Profil 6). Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer lassen sich nach W weiterverfolgen bis nördlich über dem Murtörl (Basis der Murwand).

Am Großeck und Brettareck fehlt die „Trias“ der Schrovin-Schuppe „C“. Brennkogelserie (Schwarzphyllit, Quarzit, Dolomitbreccie) und Kalkglimmerschiefer liegen hier unmittelbar auf dem Schrovingneis, der allerdings auch einen Schuppenbau mit diesen Schiefeln aufweist. Siehe die folgenden Detailprofile und die schematische Darstellung auf Tafel 4, Profile 4 und 5.

22. Marislwandschuppe

221. „Trias“

Die Marislwandschuppe beginnt mit der „Trias“ auf Großeck, Brettareck und Grießenspitze (Tafel 4, Profile 4, 5 und 6). Das Detailprofil der Grießenspitze ist auf Seite 50 mitgeteilt. Die Detailprofile des Großecks und Brettarecks seien im folgenden genannt:

Detailprofil des Großeck-NNE-Kammes (vom Hangenden zum Liegenden):

Marislwandschuppe:

Gosseneck (P. 1877)	Grünschiefer Kalkglimmerschiefer mit Schwarzphyllitlagen (30 m)
Seehöhe 1945 m	Quarzit (8 m) Kalkglimmerschiefer (2 m) Schwarzphyllit und Quarzit (80 m)
Seehöhe 2015 m	Kalkglimmerschiefer (3 m) Schwarzphyllit (50 m) mit Quarzit (3 m), Serpentin (3 m) und Grünschiefer (2 m)
Seehöhe 2140 m	Kalkglimmerschiefer (20 m) Schwarzphyllit (20 m)
Seehöhe 2170 m	Kalkglimmerschiefer (35 m) Schwarzphyllit (10 m)
Felskopf in Seehöhe 2225 m	Quarzit (40 m) Kalkphyllit (10 m) Schwarzphyllit (25 m)
„Trias“ in Seehöhe 2255 m	Rauhacke (1 m) mit Hellglimmeraggregaten und mit Fuchsit Dolomitmarmor (1 m) und spurenweise Quarzit

Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schrovín-Einheit:

Seehöhe 2295 m	Schwarzschiefer (10 m) mit Albitporphyroblasten Quarzit (1 m)
Seehöhe 2300 m	Kalkschiefer (1 m)

Schrovín-Einheit:

Großeck (P. 2427)	Schrovíngeis (Albit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Gneis)
-------------------	---

Am Fuß der Großeck-N-Flanke im Kar des Feisterbaches in Seehöhe 2000 m schwillt die „Trias“ an der Basis der Marislwandschuppe zu 8 m Mächtigkeit an. In ihrem Liegenden ist die Breccie der Brennkogelserie auf der Schrovín-Einheit gut aufgeschlossen. Wir geben daher das hier beobachtete Detailprofil vom Hangenden zum Liegenden wieder:

Marislwandschuppe:

„Trias“	Kalkglimmerschiefer Schwarzphyllit (20 m) fuchsitführende Rauhacke (2 m) Dolomitmarmor (3 m) Geröllquarzit mit bis 10 cm langen Quarzgeröllen (2 m) Tafelquarzit (1 m)
---------	--

Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schrovín-Einheit:

Seehöhe 2020 m	Schwarzphyllit (8 m) Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer (3 m) Dolomitbreccie (4 m). Die Matrix besteht aus fuchsitführendem Kalkschiefer. Die Komponenten sind graue Dolomitknollen und -linsen (bis 30 cm lang und 8 cm dick) und farblose Quarzitknollen. Es dürfte sich um eine sedimentogene Breccie handeln. Albit-Serizit-Chlorit-Schiefer (2 m) Kalkschiefer (3 m) Schwarzschiefer (6 m)
----------------	--

Schrovín-Einheit:

Schrovíngeis

Detailprofil des Brettdeck-NNE-Kammes (vom Hangenden zum Liegenden):

Marislwandschuppe:

Seehöhe 2130 m	Grünschiefer Kalkglimmerschiefer (10 m) Schwarzphyllit (4 m)
Kocherhöhe (P. 2169)	Quarzit (2-5 m) Kalkglimmerschiefer (15 m) mächtiger Schwarzphyllit mit einer Lage von Albit-Serizit-Chlorit-Schiefer Kalkglimmerschiefer (15 m) Schwarzphyllit (5 m)
„Trias“ in Seehöhe 2240 m	Quarzit, fuchsitführende Rauhwacke und grauer Kalkmarmor (1 m). In Richtung zur Kocher Alm wird diese „Trias“ etwas mächtiger und führt in Seehöhe 1975 m auch fuchsitführenden Dolomitmarmor

Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schrovlin-Einheit:

Seehöhe 2280 m	Kalkglimmerschiefer (30 m)
Seehöhe 2300 m	Schwarzphyllit (10 m) Schwarzphyllit (8 m) mit Graphitquarzit und Kalk- glimmerschiefer

Schrovlin-Einheit:

Seehöhe 2315 m	Schrovingneis 2 m (Albit-Chlorit-Muskovit-Quarz- Gneis)
Scharte in Seehöhe 2305 m	Schwarzschiefer mit kalkigen Lagen (30 m)
Brettdeck (P. 2405)	Schwarzschiefer (20 m) mit Graphitphyllit und Quarzit Schrovingneis

222. Brennkogelserie

Auf der basalen Trias der Marislwandschuppe folgt ein Gesteinspaket, das hauptsächlich der Brennkogelserie („Lias“) zuzurechnen ist. Es streicht von Tafern im Zederhaustal über Großbeck- und Brettdeck-NNE-Kamm (siehe obige Detailprofile und Tafel 4, Profil 4 und 5) und keilt bei der Falltor Alm aus. Charakteristisch sind mächtige Schwarzphyllitzüge mit bedeutenden (bis 40 m mächtigen) und weithin streichenden Quarzit-zügen, die frei sind von Phengit. Es fehlte primär diesen wahrscheinlich liassischen Quarziten der Eisengehalt (Rotfärbung). Deshalb bildete sich bei der alpidischen Metamorphose kein Phengit. Den Schwarzphylliten und Kalkglimmerschiefern ist ein Serpentinzug eingelagert, der bei Zäuner im Zederhaustal zu 15 m Mächtigkeit anschwillt.

In diesem Serpentinzug fand ich im Sommer 1966 einen, wahrscheinlich aus der Renaissance-Zeit stammenden Serpentinsteinbruch mit geschränten, von Hand bearbeiteten Wänden vom Typus Judenbrücke im Mölltal (A. KIESLINGER 1937; Ch. EXNER 1964, p. 96) auf. Der Steinbruch befindet sich an der Zederhauser Talstraße am rechten Ufer des Zederhausbaches, und zwar 140 m nordwestlich der Straßenbrücke Karbach bei Tafern. Etwas Gebüsch und eine vorgebaute Holzhütte verstecken den Steinbruch, der sich nur wenige Schritte neben der Hauptverkehrsstraße des Zederhaustales befindet. Der Serpentin ist hier 10 m mächtig. Er fällt nach NW und ist in Kalkglimmerschiefer eingeschaltet. Die geschränte Steinbruchwand ist 6 m hoch. Da nun dieser Steinbruch aufgefunden ist, läßt sich auch ableiten, daß die zahlreichen Renaissance-Ziersteine im Lungau wohl zu einem großen Teil von hier stammen.

Ein gewöhnlicher moderner Steinbruch außer Betrieb findet sich im 6 m mächtigen, phengitfreien Quarzit („liassische“ Brennkogelserie) unweit der Zederhauser Talstraße am rechten Ufer des Zederhausbaches, 650 m westnordwestlich Brücke 1107 bei Fell.

223. Glocknerserie

Über dem unscharf abgegrenzten Gesteinspaket der Brennkogelserie folgen Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferzüge. Einige erreichen bedeutende Mächtigkeiten und lassen sich längs der gesamten Strecke verfolgen. In den Kalkglimmerschiefern stellen sich zahlreiche und mächtige Serpentinzüge, die meist von Schwarzphylliten begleitet werden, ein. Einige Serpentinshollen finden sich auch im Grünschiefer.

Zunächst folgt über der Brennkogelserie der Kalkglimmerschieferzug Kocherhöhe—Murtörl. Er verläuft von Gritschbühel im Zederhaustal zum Gosseneck-SSW-Kamm auf die Kocherhöhe, zur Griebenspitze-S-Wand, Marislwandscharte und schwenkt in die Kalkglimmerschieferbänder im Hangenden der Schrovins-Einheit ein, die bis nördlich Murtörl zu verfolgen sind.

Darüber streicht sehr konstant der bis einige hundert Meter mächtige Grünschieferzug Gosseneck—Murwand (Steilwand nördlich Murtörl). Sein Verlauf ist: Güterweg westlich Gritschbühel im Zederhaustal—Gosseneck—Kocherhöhe (NNE-Kamm)—Reinfrank Alm—Müllner Alm—Griebenspitze—Zoponitzen—Lanschütz—Roßfallgraben (P. 2041)—Fleischbänke—Murtal (P. 1667)—P. 2322—Stofflerwand—Murtal (P. 1782)—Murwand. Der Grünschiefer ist in der Stofflerwand erzführend (Typus Großarlal). Ich fand in dieser Wand in Seehöhe 2080 *m* einen konkordanten Erzausbiß, mehrere Stollen in der Wand und eine kiesführende Halde am Wandfuß. Fuchsitführend erweist sich der Grünschiefer südwestlich Silberplatten in Seehöhe 2320 *m*. Serpentin führt der Grünschiefer in einem Zuge, der folgendermaßen streicht: Reinfrank Alm—Müllner Alm—Griebenspitze (NNE-Grat)—Marislwand (SE-Kamm). Die von V. HILBER aus Blockwerk beim Stefflbauer gesammelten und von F. ANGEL (1930) beschriebenen Antigoritserpentin-Proben („Mottenflügelformen“ des Antigorits) haben ihr Anstehendes wohl jedenfalls in diesem Serpentinzuge im Karthäusental. Der Serpentinzug ist 3 *km* lang und erreicht in der Griebenspitze-E-Flanke in Seehöhe 2090 *m* eine maximale Mächtigkeit von 25 *m*. Vor Niedergang des Bergsturzes bei der Reinfrank Alm dürfte anstehender Serpentin noch mächtiger gewesen sein, da sich umfangreiches Serpentinblockwerk in diesem Bergsturz befindet. Talkschiefer (3 *m* mächtig) findet sich am Griebenspitze-NNE-Grat in Seehöhe 2390 *m*, Strahlsteinfels am Marislwand-SE-Kamm in Seehöhe 2440 *m*. Das Gestein des Grünschieferzuges wurde in den frischen Aufschlüssen am neuen Güterwege westlich Kapelle Gritschbühel (P. 1202) im Zederhaustal als Hornblende-Biotit-Chlorit-Karbonat-Prasinit bestimmt.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I und II. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Epidot (hellgelb bis grüngelb), Hornblende (hellgelb bis grün), Biotit (hellgelb bis braungrün), Chlorit und Karbonat. Ferner: Titanit und Opazit.

Darüber folgt der Kalkglimmerschieferzug der Marislwand. Er ist der mächtigste Kalkglimmerschieferzug unseres Gebietes. Da er jedoch von zahlreichen Schwarzphyllit-Karbonatquarzit-Serpentin-Zügen des Typus Brennkogelserie durchspickt ist und auch einige geringmächtige Grünschieferzüge enthält, wird man nicht mit der Annahme fehlgehen, daß er teilweise eine tektonische Anschoppung von Brennkogel- und Glocknerserie darstellt. Vielleicht stellen die Elemente der Brennkogelserie hier von oben eintauchende Antiklinalkerne des Faltenbaues dar, sodaß wir am ehesten hier die Fortsetzung der Gaißbarkopf-Falte der geologischen Umgebungskarte Gastein vermuten möchten.

Der also ziemlich heterogen zusammengesetzte Gesteinszug der Marislwand wird mehrere hundert Meter mächtig und bildet braun anwitternde, die Landschaft beherrschende Kalkglimmerschieferwände und Bratschenhänge. Er streicht folgendermaßen: Zederhaustal (Brettstein, Brugger, Kraglerau)—Wabenspitze—Marislwand—Kreuzhöhe—Pleißnitzscharte—Pleißnitzkogel—Silberplatten—Röthspitze—Griebnerkar—Göll Alm—Stickler Alm—Milchleiten—Hiasbauer Alm—Kleines Reinkar—Murwand (P. 2393) und Falscheck (P. 2506). Es handelt sich teils um Kalkglimmerschiefer, teils um Kalkphyllite. Liegendfalten im Dezimeter-Bereich zeigt der Kalkglimmerschiefer

an der Straße im Murtal bei der Mündung des Abrahamgrabens bei Brücke P. 1718 zwischen Zalussen- und Stickler Alm.

Schwarzphyllite (Brennkogelserie) sind besonders im Gebiete Wabenspitze—Kreuzhöhe—Pleißnitzkogel in diesem Kalkglimmerschieferzug der Marislwand angeschoppt. Sie begleiten auch meist die Serpentine und führen Lagen von phengitfreiem („liassischem“) Quarzit und Karbonatquarzit.

Ein solcher Karbonatquarzit wurde im Steinbruch Kraglerau im Zederhaustal gebrochen. Er liegt dort auf Kalkglimmerschiefer und ist 10 m mächtig im Steinbruch erschlossen. Er bildet prächtige tektonische Walzen um flach WNW fallende Achse. Das Gestein hat grüne Farbe. Es zeigt Chlorit und Serizit auf s; im Längs- und Querbruch farblose Kalzit-Quarz-Lagen.

Es handelt sich um Serizit-Chlorit-Karbonat-Quarzit mit hauptsächlich präkristalliner Deformation. Die Accessorien sind Epidot, Titanit, Apatit und Opazit. Stellenweise enthält hier dieser Karbonatquarzit mehrere Zentimeter dicke Lagen von grünem Serizit-Chlorit-Schiefer mit Quarz, Albit (Plag I, häufig automorph gegenüber Serizit und Chlorit), Titanit (brauner Kern mit farbloser Hülle) und Epidot.

Infolge Unterschneidung der hangparallel NW einfallenden Schieferplatten durch den Steinbruchbetrieb entstand ein Bergrutsch, der das darunter befindliche Haus des Steffelbauern bedroht und durch Absicherungsarbeiten zum Halten gebracht wurde.

Die Serpentinzüge, die, wie schon hervorgehoben, meist von Schwarzschiefer mit Quarziten (auch Graphitquarziten) begleitet sind, lassen sich von der Marislwand bis ins Großarlal verfolgen. Talkschiefer erreicht an der Pleißnitzscharte 8 m Mächtigkeit. Am Pleißnitzkogel-ESE-Kamm finden sich in Seehöhe 2480 m im Talkschiefer 1.5 cm große, braun anwitternde Karbonatporphyroblasten (wahrscheinlich Breunnerit) zusammen mit Serpentin und Ophikalzit. Im Profil des Pleißnitzkogels lassen sich drei Serpentinzüge kartieren. Der nördlichste ist im Kühkar (180 m nordwestlich des Buchstabs „a“ des Wortes „Kühkar“ der Österreichischen Karte 1:50.000) als bemerkenswert fuchsitreicher Antigorit-Talk-Schiefer entwickelt mit besonders großen Fuchsitafeln. Auf der Röhspitze (Tafel 5, Profil 3), deren N-Grat und im Soliesingkar liegt der Serpentin (bis 70 m mächtig) auf Kalkmarmor, welcher teilweise zu Ophikalzit mit Fuchsit umgewandelt ist. Bemerkenswerterweise fehlt hier die Schwarzphyllit-Begleitung des Serpentin. Im Soliesingkar finden sich zwei Stollen auf erzführendem Serpentin. Die drei Serpentinzüge streichen bis ins Griebnerkar. Dort keilen die beiden tieferen Serpentinzüge im Rahmen eines prächtigen Faltenbaues aus. Nur der obere Serpentinzug (Fortsetzung des Serpentin der Röhspitze) streicht ins Murtal weiter. Er bildet nun in Begleitung von Schwarzschiefer den bis 40 m mächtigen Serpentin der Göll Alm in Begleitung von Asbest, Talkschiefer und Chloritfels. Dort ist er erzführend: Stollen und Galerie in Seehöhe 2050 bis 2060 m mit erzführender Halde und Gebäuderesten. Eine vierte, noch höhere Serpentinlage befindet sich südlich des Göllsees in Seehöhe 2210 m. Diese beiden Serpentinzüge erreichen das Murtal bei der Stickler Alm (Tafel 6, Profil 1), wobei der untere westlich des Abrahamgrabens 45 m Mächtigkeit besitzt und auch an der neuen Straße zur Sticklerhütte aufgeschlossen ist. Es folgen die bekannten Vorkommen der „Pfeifenberger Alm“ (teilweise Bronzitserpentin) bei der Sticklerhütte (O. M. FRIEDRICH 1936, p. 123 und 1968, p. 66; F. THALMANN 1963) mit den Stollen und erzreichen Halden (drei Stollen westlich und südwestlich Sticklerhütte und Pinge mit reicher Erzhalde südwestlich Brücke 1753). Die weitere Fortsetzung befindet sich südlich Hiasbauer Alm, ferner nördlich P. 1772 und in den Wänden der Hiasbauerstellen (nordöstlich P. 1972, mit Strahlstein- und Chloritfels), um im Großarlal wieder zu erscheinen: Kree Heim Alm, Karkogel (Geologische Umgebungskarte Gasten).

Die hangendste Partie der Marislwandschuppe wird von geringmächtigem Grünschiefer und Grünphyllit aufgebaut, z. B. bei P. 2343 am Pleißnitzkogel-N-Grat (Tafel 5, Profil 2).

23. Zederhausschuppe

231. „Trias“

Der basale „Trias“-Zug der Zederhausschuppe streicht mit Unterbrechungen von Steinitzen zum Pleißnitzkogel-N-Grat und über den SE-Kamm der Plankovitsspitze zur Göll Alm und ins Murtal nordwestlich Hiasbauer Alm.

Auf der Steinitzen ist die „Trias“ 2 m mächtig und liegt in einer gemischten Schieferserie (Tafel 4, Profil 6). Folgendes Detailprofil vom Hangenden zum Liegenden wurde hier aufgenommen:

Zederhausschuppe:

Steinitzen (P. 2151 m)

Grünschiefer
Kalkglimmerschiefer (8 m)
Grünschiefer (5 m)
Kalkglimmerschiefer (10 m)
Schwarzphyllit (2 m)
Serizit-Chlorit-Phyllit = Grünphyllit (5 m)
Dolomitmarmor (2 m)

„Trias“

Marislwandschuppe:

Seehöhe 2210 m

Seehöhe 2260 m

Kalkglimmerschiefer (15 m)
Schwarzphyllit (80 m) mit Kalkglimmerschiefer
und Karbonatquarzit
Kalkglimmerschiefer

Wabenspitze (P. 2359)

Nördlich Pleißnitzkogel erreicht die „Trias“ durch lokale Anschoppungen 10 bis 20 m Mächtigkeit. Ein nach oben ausspitzender Keil aus Dolomit- und Kalkmarmor steht im Pleißnitzkar, 500 m südsüdwestlich Pleißnitzhütte an. Am Grat (Pleißnitzkogel-N-Grat) bildet die „Trias“ eine von oben eintauchende Schuppe in Grünphyllit (Tafel 5, Profil 2). Das Detailprofil ist hier von oben nach unten folgendermaßen beschaffen:

Zederhausschuppe:

Gratzacken, Seehöhe 2310 m

Grünphyllit
Kalkglimmerschiefer (2 m)
Grünphyllit (1 m)
Kalkglimmerschiefer (2 m)
Kalkmarmor (0·5 m)
Dolomitmarmor (4 m)
Rauhwanke (1 m)
Kalkmarmor (1 m). s: N 45 E/60 N. Lineation alt
(Elongation der Glimmer): N 120 E/42 W. Achse
der jungen Knitterung: N 15 E/60 N.
Schwarzphyllit (2 m)
Rauhwanke (0·5 m)

„Trias“

Marislwandschuppe:

P. 2343

Grünphyllit. s: N 78 E/48 N. Lineation:
N 95 E/20 W.

Auch am SE-Kamm der Plankovitsspitze liegt die „Trias“ (bloß 1·5 m mächtig) zwischen Grünphyllit. Das Detailprofil lautet hier vom Hangenden zum Liegenden:

Zederhausschuppe:

Plankovitsspitze (P. 2412)

Grünschiefer (15 m)
Schwarzphyllit (5 m)
Kalkglimmerschiefer (5 m)
Grünschiefer (10 m)
Kalkglimmerschiefer (6 m)
Grünschiefer und Grünphyllit (15 m)
Dolomitmarmor (1·5 m)

„Trias“

Marislwandschuppe:

Grünphyllit (2 m)
Karbonatquarzit (3 m)
Kalkglimmerschiefer (15 m)

Südwestlich des Gällsees ist dieser „Trias“-Zug in Seehöhe 2225 *m* mit 3 *m* Mächtigkeit in derselben tektonischen Position anzutreffen und besteht aus Quarzit, Kalkmarmor und Brecciendolomit.

Eine isolierte, 10 *m* mächtige Dolomitlinse (grau bis farblos) im Grünschiefer südwestlich P. 1922 bei der Hiasbauer Alm im Murtal bildet das letzte Vorkommen dieses „Trias“-Zuges auf unserem Kartenblatt. Auf der geologischen Karte der Umgebung von Gastein entspricht seiner Fortsetzung die „Trias“ nordwestlich der Vorderen Kaser Hochalm im Hubalpentäl (südlich Hüttschlag).

Hingegen ist die 1·5 *m* dicke Dolomitlinse in Begleitung von Kalkphyllit und Schwarzphyllit in Seehöhe 2415 *m*, 170 *m* südsüdöstlich Jägerspitze wegen ihrer hohen tektonischen Lage im Zederhauser Grünschieferzug als eine lokale Sekundärschuppe zu betrachten. Ihr entspricht auch die kleine Dolomitlinse im Schwarzphyllit, 300 *m* nordwestlich der Plankovitzspitze. Beide wurden auf der Übersichtskarte Tafel 1 nicht eingetragen, um die Übersichtlichkeit zu wahren. Sie weisen aber auf einen komplizierten Faltenbau innerhalb der Zederhausschuppe hin.

232. Zederhauser Grünschieferzug

Der Zederhauser Grünschieferzug ist der mächtigste Grünschieferzug unseres Gebietes und dürfte, wie schon erwähnt, wegen seiner Einschaltungen von „Trias“, Schwarzphyllit, Karbonatquarzit und Kalkglimmerschiefer aus mehreren Teilalten und Teilschuppen zusammengesetzt sein. Vom Zederhaustal bei der Ortschaft Zederhaus und Posegg streicht er über Steinitzen, Retzenberg, Schober, Veit Alm, Bloßkogel, Pleißnitzkogel-N-Grat, Nahendfeldtal, Plankovitzspitze, Reinkar Lacke, Nebelkareck, Jägerspitze ins Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte, wo auch tatsächlich bei Hüttschlag und Hirschgruben Alm seine Verfallung mit Kalkglimmerschiefer aufs Beste sichtbar ist. So ist die absonderlich große Mächtigkeit im Gebiete Nebelkareck—Jägerspitze (800 *m*) als sekundäre tektonische Anschoppung zu verstehen.

In der Wand südöstlich der Veit Alm ist der Grünschiefer als Biotit-Chlorit-Prasinit entwickelt, der gut gebändert ist (epidotreichere und epidotärmere Lagen). Die chloritreichen Lagen sind reich an Kalzit. Solche Lagen enthalten bis 1 *m* mächtige Kalkspatlinsen. Außerdem ist zeilenförmig angereicherter Magnetit mitunter im Längs- und Querbruch des Gesteines megaskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I und II), Epidot, Biotit (hellgelb bis braungrün) und Chlorit. Nebengemengteile: Magnetit und Kalzit. Accessoria: Apatit und Titanit.

Grünschiefer mit 3 *mm* großen Magnetitporphyroblasten steht am Sommerleitenskapf-ESE-Kamm in Seehöhe 2390 *m* an.

Als Ergänzung zu O. M. FRIEDRICH's Beschreibung (1936, p. 123 bis 124) der Kiesvorkommen Reinkar und Jagerspitzel (= Jägerspitze) konnte ich folgendes beobachten: Das Mundloch des Unterbaustollens befand sich anscheinend im Kar nördlich der Jägerspitze in Seehöhe 2125 *m* und zwar in 560 *m* Horizontaldistanz westsüdwestlich Prabitschkopf. Ich fand dort ein verbrochenes Mundloch mit starkem Wasseraustritt, Schneekrägen und Gebäuderesten. So finden die sehr beträchtlichen Schlackenhalde bei der Unteren Essl Alm (zugehörige Aufbereitung) ihre Erklärung, da die kleinen Stollenanlagen in der Gipfelregion der Jägerspitze wohl nicht allein solche Fördermenen liefern konnten und einer älteren Periode des Bergbaues angehören dürften.

Am W-Abhang der Jägerspitze zum Nebelkar findet sich am Grat in Seehöhe 2450 *m*, und zwar 60 *m* nordwestlich des Gipfels ein 0·5 *m* mächtiger, konkordanter Erzausbiß im Grünschiefer. Hier sind verbrochene Stollen (O. M. FRIEDRICH), Mauerreste und eine kiesführende Halde vorhanden. Tiefer unten in Seehöhe 2390 *m* befindet sich in der Wand die von O. M. FRIEDRICH genannte, weithin sichtbare blaugrüne Ausfällung sekundärer Kupferminerale durch austretende Grubenwässer. Südlich davon ist in der Rinne zwischen Seehöhe 2350 und 2300 *m* eine Bergbauhalde mit Erz, Holzresten und Holzkohle vorhanden. In Seehöhe 2240 *m* und 2210 *m* befinden sich Stollen und Pingen an einer Verwerfung im Grünschiefer. Die Verwerfung streicht N 100 E und steht saiger. Ihr S-Flügel ist um 6 *m* abgesunken, was sich aus der Verstellung eines im Grünschiefer befindlichen Kalkglimmerschieferbandes ablesen läßt.

In der steilen SE-Flanke der Jägerspitze gegen das Kleine Reinkarl zu liegen drei große kiesführende Bergbauhalden zwischen Seehöhe 2450 und 2400 m mit den zugehörigen Stollenmundlöchern. Die höchsten befinden sich knapp südlich unter dem Gipfel der Jägerspitze und lassen Erzausbisse erkennen. Zwei andere Stolleneingänge erkennt man in Seehöhe 2455 m in der Grünschieferwand südöstlich vom Gipfel (mit grünen Ausfällungen sekundärer Kupferminerale). Zwei anscheinend noch befahrbare Stollen mit Erzausbissen münden unmittelbar neben dem Fußsteig in Seehöhe 2420 m, südsüdöstlich vom Gipfel. Weiter abseits, 320 m ost-südöstlich der Jägerspitze befinden sich in Seehöhe 2410 m ein befahrbarer und zwei verbrochene Stollen mit einer 0,5 m mächtigen, konkordanten verkiesten Grünschieferlage und mit einer kiesführenden Halde. Die Bezeichnung „Schmalzgrube“ und tiefer unten „Schmalzgraben“ für das Murtal mögen eventuell mit einstiger Aufbereitung des Erzes dieser Stollen während der älteren Bergbauperiode im Zusammenhang stehen, doch konnte ich keine Schlackenhalde finden.

233. Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Grünphyllit

Diese Gesteine folgen über dem Zederhauser Grünschieferzug längs des Streifens: Zederhaustal (bei den Weilern Marislbach und Brückdorf)—Pleißnitzhütte—Nahendfeldtal—Scharte P. 2350 (zwischen Plankovitzspitze und Barleitenkopf)—Stierkarl—Jägerspitze (N-Flanke).

Der Karbonatquarzit wird im Steinbruch des Veitbauern (= Veitbauern Steinbruch), 250 m südwestlich König im Zederhaustal gebrochen. Im Steinbruch sind prächtige Liegendfallen um die flach westnordwestlich einfallende Achse, der auch die Lineation des Gesteines folgt, zu sehen. Neben Serizit und Chlorit ist an dem ebenflächig-parallel-schieferigen Gestein mit farblosen Quarz- und Kalzitlagen mitunter auch etwas Biotit megaskopisch erkennbar. Es handelt sich um Serizit-Chlorit-Karbonat-Quarzit wahrscheinlich „jurassischen“ Alters. Er ist frei von Phengit.

Hauptgemengteile: Serizit, Chlorit, Kalzit und Quarz (Böhmsche Lamellen. Als Quarz-in-Kalzit-Gefüge nicht undulös). Ferner: Albit (Plag I. Als Albit-in-Kalzit-Gefüge nicht undulös), Biotit, Epidot, Titanit (in Begleitung des Chlorits) und Apatit. Siehe auch Petrographie, chemische Untersuchung und technische Daten bei A. KIESLINGER 1964, p. 75 bis 78. Auf einer gemeinsamen Exkursion im Juli 1970 machte mich Herr Kollege Dr. W. FRANK sehr richtig darauf aufmerksam, daß das Gestein wegen seines hohen Karbonatgehaltes eigentlich eher in die Gruppe der Kalkglimmerschiefer zu stellen sei. Und zwar kennt W. FRANK analoge chloritreiche, gut gebänderte Kalkglimmerschiefer bis Kalkglimmermarmore in ähnlicher tektonischer Position, nämlich in den höchsten Lagen der Oberen Schieferhülle, nahe den aufliegenden Schwarzphylliten der Nordrahmenzone in den Mittleren Hohen Tauern. FRANK (mündliche Mitteilung) weist ganz richtig darauf hin, daß das Gestein den „Aptychenkalken“ des Unterostalpins (Tarntaler und Radstädter Berge) verblüffend ähnlich sieht.

Grünphyllite treten in den tektonisch hohen Lagen der Zederhausschuppe in Begleitung echter Grünschiefer auf (z. B. Steinitzen, Bloßkogel, Pleißnitzkogel-N-Grat, Jägerspitze-N-Flanke). Es handelt sich um diejenigen Untergruppen der Grünphyllite, die genetisch mit den Grünschiefern der Bündnerschiefer enge verwandt sind (siehe Seite 91!).

24. Quarzlager und junge Störungen

Konkordante Lagerquarze sind vor allem in den Schwarzphylliten sehr häufig. Einige größere Vorkommen wurden kartiert. Hier sei nur der auffällige, 3 m mächtige, steile Quarzlageregang am Gipfel der Silberplatten (P. 2473) genannt. Er füllt die Fuge zwischen Schwarzphyllit und Serpentin aus und ragt als weiße Mauer in die Höhe, den Namen des Berges bedingend.

Eine Rechtsseitenverschiebung von einigen Metern Verschiebungsbetrag wurde bei P. 2060 (Kuppe östlich Roßfallgraben) kartiert. Ablesbar ist die Verschiebung der Folge (vom Hangenden zum Liegenden): Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit, Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer, Chlorit-Serizit-Albit-Schiefer (Schrovingneis). Die auf der Österreichischen Karte 1 : 25.000 und 1 : 50.000 eingetragene Quelle (60 m nordnordöstlich P. 2060) tritt an der Störung aus.

Beschreibung einer kartierten Verwerfung nordwestlich Jägerspitze siehe Seite 86.

F. Nördliche Rahmenzone und Unterostalpine Schollen

Wie schon im einleitenden Kapitel über die Gesteinsserien der Hafnergruppe hervor-gehoben wurde (Seite 15 bis 16), zeigt dieser nördlichste Zipfel unseres Gebietes, der sich bereits im Übergangsbereich zu den Radstädter Tauern befindet, ungemein komplizierte tektonische Strukturen.

Schwarzphyllite als Fortsetzung des oberen Schwarzphyllitzuges der geologischen Umgebungskarte Gastein (Fischer Phyllit) bauen die Hauptmasse der nördlichen Rahmenzone auf. Ihnen sind Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite, Karbonatquarzite, Quarzite, Serpentine, Grünschiefer und progressiv metamorphe Grünphyllite (Chlorit-Serizit-Quarzphyllite) eingeschaltet. Diese Serie kann als hochpenninisch bezeichnet werden.

In der hochpenninischen Serie (obere Schwarzphyllitzone oder Zone der Fischer Phyllite) konnte ich zahlreiche, lang hinstreichende „Trias“-Schollenzüge kartieren. Auf Tafel I sind aus Übersichtsgründen nur die mächtigsten „Trias“-Dolomitlinsenzüge in der Nördlichen Rahmenzone eingetragen. Sie entsprechen den „Trias“-Schollen, die auch auf der Umgebungskarte Gastein südlich der Tappenkarberge in den Oberen Schwarzphylliten schwimmen. Die Schollenzüge zeigen einen komplizierten tektonischen Schuppenbau der hochpenninischen Schieferserie an. Die Schollenzüge bestehen im vorliegend untersuchten Gebiet nicht nur aus Dolomit, sondern auch aus diaphthoritischem altkristallinem Gneis, aus wahrscheinlich paläozoischem, diaphthoritischem Quarzphyllit (regressiv metamorpher Chlorit-Serizit-Quarzphyllit mitsamt zugehörigen Schwarzschiefern, Graphitquarziten, Quarziten, Kalkschiefern und Grünschiefern) und aus Quarzit, Rauhwacke und Kalkmarmor („Trias“).

Es handelt sich also nicht bloß um „Trias“-Schollenzüge des Hochpenninikum, sondern auch um Schollenzüge mit unterostalpinem Altkristallin und Quarzphyllit, mithin um tektonische Schollen, die bereits dem Unterostalpin der Radstädter Tauern zuzurechnen sind.

Damit ergibt sich hier auf Grund meiner geologischen Neuaufnahme eine innige tektonische Mischung hochpenninischer und unterostalpiner Serien. Analoges kennen wir sehr gut aus der Matreier Zone im Süden der Hohen Tauern. Das Resultat meiner Beobachtungen ist, daß Nördliche Rahmenzone und Matreier Zone analog aufgebaut sind. Ich komme also auf Grund eingehender Untersuchung des kleinen, aber sehr kompliziert gebauten nördlichen Zipfels der Hafnergruppe zu einem Ergebnis, das für mich persönlich sehr eindrucksvoll und neu war, und auf das Allerbeste mit den großtektonischen Auffassungen führender Alpengeologen in benachbarten Bereichen der Glocknergruppe und der Radstädter Tauern übereinstimmt.

Die beiden großen unterostalpinen Trias-Schollen des Weißecks und der Rieding- spitze (Lumachellen fand ich im wahrscheinlich oberladinischen bis karnischen Dolomit des Ödenkars am Weißeck) verhalten sich tektonisch ähnlich wie die genannten „Trias“-Schollenzüge in der Nördlichen Rahmenzone. Sie bilden tektonische Walzen um westlich eintauchende Faltenachse. Dementsprechend werden sie von den Schiefen der Nördlichen Rahmenzone umhüllt. Sie tauchen tunnelförmig unter diese Schiefer gegen W unter. Die Weißeckscholle spitzt zu einem nach W lang hinstreichenden „Trias“-Schollenzug innerhalb der hochpenninischen Schiefermasse aus. Damit ist der unmittelbare Übergang der unterostalpinen Großscholle zu einem dünnen Schollenzug der oben genannten Art nachgewiesen.

Somit ist eine scharfe Abtrennung eigentlicher hochpenninischer „Trias“-Schollenzüge von den fossilführenden unterostalpinen Triasschollen der Radstädter Tauern im bearbeiteten Bereich kaum durchführbar. Ich behandle deshalb im folgenden Texte der Detailbeschreibung die Nördliche Rahmenzone und die Unterostalpinen Schollen zusammen.

Wir beschreiben die Gesteinszüge wiederum in ihrer Anordnung von S nach N. Zunächst besprechen wir die „Trias“-Schollenzüge und Schiefer südlich des Weißecks. Sie stellen eine ungemein komplizierte, enge geschuppte, tektonische Mischserie hochpenninischer und unterostalpinier Elemente dar. Mancher Leithorizont dieser Schollenzone läßt sich im Streichen 10 km lange verfolgen vom Zederhaustal östlich des Weißecks zum obersten Abschnitt dieses Tales (oberstes Zederhaustal = Hinteres Riedingtal) westlich des Weißecks (Tafel 1) und ins Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte. Darüber folgt die Dolomitwalze des Weißecks mit ihrer spornförmigen W-Fortsetzung und mit den einhüllenden Schiefeln (Tafel 1 und 6). Noch komplizierter gebaut, weil aus mehreren Dolomitschollen mit dazwischen ein-spießenden Schiefeln bestehend, ist der weiter nördlich befindliche Schollenkomplex: Riedingspitze und Tiefenbachtal mit einem analogen W-Sporn und mit einhüllenden Schiefeln.

I. „Trias“-Schollenzüge und Schiefer südlich des Weißecks

Im Hangenden der Bündnerschiefer der Zederhausschuppe folgen vier „Trias“-Schollenzüge mit jeweils auflagernden Schiefeln. Erst darüber befindet sich die Weißeckscholle mit ihren Begleitgesteinen. Die tektonische Mischserie über den Bündnerschiefern der Zederhausschuppe und unter der Weißeckscholle ist zu einem Stapel von etwa 1000 m Mächtigkeit angeschoppt. Zu Übersichtszwecken beziffere ich die kartierten „Trias“-Schollenzüge dieses engeren Bereiches vom Liegenden zum Hangenden mit den Ziffern 1 bis 4 (Tafel 5 und 6). Nummer 4 ist jene „Trias“, die sich im Liegenden des weithin streichenden mächtigen Breccienzuges (südlich des Weißecks) befindet. Ich nenne diese Breccien kurz Reicheschbreccie, weil sie den Gipfel des Großen Reicheschkogels aufbaut. Sie hat nachtriadisches Alter und dürfte der Schwarzeckbreccie der Radstädter Tauern nahestehen. In diesem Schollenzug Nr. 4 tritt erstmals eindeutig erkennbarer diaphthoritischer Gneis des unterostalpinen Altkristallins auf. Somit ist der Schollenzug 4 bereits dem Unterostalpin zuzuordnen. Für die Schollenzüge 1 bis 3 ist die tektonische Zuordnung, ob hochpenninisch oder unterostalpin, vorläufig kaum klärbar. Es treten in ihrem geologischen Verbands diaphthoritische Grünphyllite (postkristallin deformierte Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllite) auf, von denen zumindest ein Teil sehr wahrscheinlich zum unterostalpinen Quarzphyllit der Radstädter Tauern gehört. Es ist somit für die Schollenzüge Nr. 1 bis 3 jedenfalls die Mitbeteiligung paläozoischen oder noch älteren Quarzphyllits wahrscheinlich.

Ein vollständiges Profil der hier zu behandelnden Serie liefert der Kamm: Sommerleitenkopf—Kleiner Reicheschkogel—Großer Reicheschkogel (Tafel 6, Profil 2). Hier können wir die Schollenzüge 1 bis 4 und die zwischenlagernden Schiefer übersichtsmäßig betrachten, und zwar vom Hangenden zum Liegenden:

- Reicheschbreccie (Großer Reicheschkogel)
- „Trias“ Nr. 4 (im Verbands mit altkristallinem Gneis und Quarzphyllit)
- Schiefer
- „Trias“ Nr. 3 (nahe der Scharte zwischen Großem und Kleinem Reicheschkogel)
- Schiefer
- „Trias“ Nr. 2 (Kleiner Reicheschkogel)
- Schiefer
- „Trias“ Nr. 1 (nordwestlich Reinkarlacke)

Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle: Zederhausschuppe (Sommerleitenkopf und Jägerspitze).

Wir behandeln nunmehr im Detail die einzelnen „Trias“-Schollenzüge und die jeweils auflagernden Schiefer.

1. „Trias“-Schollenzug Nr. 1

Über den Bündnerschiefern der Zederhausschuppe setzt dieser „Trias“-Zug als Quarzit und Kalkmarmor am orographisch rechten Hang des Zederhaustales gegenüber dem Gehöft Gory ein und streicht durch den steilen Zliemwald auf den Kamm südlich Jagdhütte P. 1905. Die Fortsetzung von Quarzit und Kalkmarmor findet sich nördlich Lechner Alm und auf der Nahendfeld Alm. Als recht mächtiges, zweigeteiltes Gesteinsband überschreitet der Kalkmarmor den Barleitenkopf-SE-Kamm. Bis hierher handelt es sich um Quarzit und Kalkmarmor (Tafel 5, Profile 1, 3 und 4). Weiter westlich stellt sich im Stierkarl neben Kalkmarmor auch Dolomit ein, der dann nördlich der Stickler Hütte im Steilhang als 4 m mächtiger Brecciendolomit (grauer bis gelber Dolomit, rotbraun verwitternd, von Quarzadern durchzogen) zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit im Liegenden und Grünphyllit im Hangenden durchzieht (Tafel 6, Profil 1). Nördlich und nordwestlich der Reinkarlacke finden sich in seiner Fortsetzung postkristallin deformierter Quarzphyllit, stellenweise mit dem Habitus diaphthoritischen altkristallinen Muskovitgneises, und im Grünphyllit steckende Dolomitschollen, bis 6 m mächtig, nach Art des Eisendolomites von Quarzadern durchsetzt, intensiv mit Kalkmarmor verfaultet (siehe Tafel 6, Profile 2 und 3). Der „Trias“-Dolomitschollenzug Nr. 1 ist somit auf einer streichenden Länge von 9.6 km verfolgbar.

2. Die Hauptmasse der Grünphyllite über der „Trias“ Nr. 1

Die Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 1 zeichnen sich dadurch aus, daß in ihnen die Grünphyllite in besonders mächtigen Zügen entwickelt sind. Die Hauptmasse der Grünphyllite des von mir bearbeiteten Gebietes sind hier gelegen.

Als Grünphyllit bezeichne ich Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllite, die teils glänzende s-Flächen aufweisen und progressiv metamorph sind (progressive alpidische Metamorphose = Tauernkristallisation), teils jedoch matt grau-grünliche, unfrisch erscheinende, gequälte s-Flächen besitzen, regressiv metamorph sind und den unterostalpinen Quarzphylliten gleichen oder zumindest nahe an diesen bekannten Gesteinstypus (Radstädter Quarzphyllit, Katschbergschiefer, Innsbrucker Quarzphyllit) herankommen, wobei die grüne Farbe dann mehr in dunkelgraue Farbtöne übergeht.

Mit dem Wörtchen Grünphyllit bezeichne ich mehr den erstgenannten, progressiv metamorphen, glänzenden Typus, während ich mich bemühe, den zweitgenannten, regressiv metamorphen Gesteinstypus als „diaphthoritischen Quarzphyllit (wahrscheinlich unterostalpinen Paläozoikum) mit unscharfen Übergängen zu penninischem Grünphyllit der Nordrahmenzone“ auf der geologischen Karte, in den Profilen und in der Beschreibung auszuscheiden.

Da sämtliche Übergänge zwischen dem erstgenannten und dem zweitgenannten Gesteinstypus in meinem Gebiete existieren und sogar sehr häufig sind, ist diese Unterscheidung sehr wenig exakt. Den großen Mengen und mächtigen Aufschlüssen der mittleren Typen, die zwischen den beiden zuordenbaren Extremtypen stehen, müßte man mit viel spezielleren Methoden beizukommen trachten als es mir praktisch möglich war. Ich denke an geochemische Untersuchungen, Schwermineraluntersuchungen, radio-metrische Untersuchungen und statistische petrographische Reihenuntersuchungen an umfangreich zu sammelnden, systematisch in kurzen Abständen voneinander dem Anstehenden zu entnehmenden Gesteinsproben, kombiniert mit Gefügeuntersuchungen. Dies bleibe einem späteren Bearbeiter überlassen. Ich muß gestehen, daß ich mich bei meiner Bearbeitung dieser Gesteine hauptsächlich auf den megaskopischen Habitus gestützt habe.

Schon W. SCHMIDT (1924) kämpfte anscheinend mit diesem Problem (Abgrenzung des Pennins gegen seine „Phyllite unbestimmbaren Alters“ und deren Abgrenzung wiederum gegen „Quarzphyllit und Quarzit, Pinzgauer Phyllit?“). S. PREY (1938) beobachtet bereits die „grünen Phyllite“ und hebt besonders hervor, daß sie auffallend

sind und z. B. am Barleitenkopf (das ist die hier zu behandelnde Schieferzone) breitere Züge bilden und oft mit den Prasiniten verbunden sind. Und andererseits nennt er bereits die „grünen Phyllite“, Quarzite usw., auf denen die Dolomitscholle des Weißecks aufruhrt und entdeckt das „diaphthoritische Altkristallin“ unter der Dolomitscholle der Riedingspitze. Im westlichen Nachbargebiet ist mir bei der geologischen Kartierung der Gasteiner Umgebungskarte das Problem deutlich geworden und ich habe es damals auf „eine zukünftige, mehr die Einzelheiten berücksichtigende Kartierung“ (EXNER 1957, p. 56) hinausgeschoben. F. THALMANN (1962) gliederte dann bereits im Gebiet der nördlichen Hafnereckgruppe „chlorit-serizitreiche“, „chlorit-quarzreiche Phyllite“ und den „Quarzphyllit, Altkristallin“ von den Grünschiefern kartenmäßig ab und beschrieb die betreffenden Gesteine. Ich selbst gelangte im Zuge der vorliegenden Untersuchung, von E nach W in den Bündnerschiefern zwischen Zederhaus- und Murtal fortschreitend zunächst kartierend zu den Grünphylliten in der Zederhausschuppe der Bündnerschiefer und dann zu dem gewaltigen Phänomen der Grünphyllite in der Nördlichen Rahmenzone und schrittweise später in das Gebiet der Quarzphyllite und der altkristallinen Gneise (EXNER, Aufnahmeberichte 1967 bis 1970). Ich biß mich dabei in dieses Problem ziemlich gründlich ein, ohne es lösen zu können. Ich erkannte vielmehr, daß manche Grünphyllite petrographische Konvergenzen folgender sechs genetisch verschiedener Ausgangsgesteine darstellen.

1. Die den Grünschiefern der Bündnerschiefer ähnlichen, glänzenden, progressiv metamorphen Grünphyllite unterscheiden sich durch den hohen Quarzgehalt von den Grünschiefern. Sie sind wohl am ehesten als Tuffite (EXNER, Aufnahmebericht 1967) im Rahmen des basaltischen Vulkanismus (Ophiolithe in den Bündnerschiefern) zu deuten. Da diese vermeintlichen Tuffite in den hangendsten Partien der Bündnerschiefer der Zederhausschuppe und in der Nördlichen Rahmenzone vorkommen, scheinen sie erstens stratigraphisch den jüngsten Partien der Bündnerschiefer anzugehören und zweitens für die hochpenninische Zone (Nördliche Rahmenzone) typisch zu sein.

2. Die alpidische Metamorphose in der Nördlichen Rahmenzone ist sehr schwach (Auftreten von Stilpnomelan an Stelle von Biotit. Reliktische Erhaltung voralpidischer Muskovite), jedoch die Gesteinsdurchbewegung äußerst intensiv. Grünschiefer der Bündnerschieferserie nehmen, wenn sie tektonisch in diese Zone gelangen, örtlich diaphthoritischen Charakter an und nähern sich dem Typus: Grünphyllit.

3. Unterostalpiner Quarzphyllit nähert sich dem Typus: Grünphyllit.

4. Im Unterostalpinen Quarzphyllit erfahrungsgemäß häufige Einlagerungen von Grünschiefern (paläozoische oder ältere Basalte und regressiv metamorphe Amphibolite) sind von regressiv metamorphen Bündnerschiefer-Grünschiefern örtlich kaum unterscheidbar.

5. Eine für die Nördliche Rahmenzone allgemeine Erscheinung ist die Vergrünung der altkristallinen Para- und Orthogneise des Unterostalpins. Biotit ist nicht stabil. An seiner Stelle bilden sich Chlorit und Stilpnomelan. Erfahrungsgemäß sind diese Gesteine alle grün (Chlorit). Sehr intensive Durchbewegung dieser Diaphthorite erzeugt vor allem in den dünnen Altkristallin-Schollenzügen Phyllonite, die sich dem Habitus der Grünphyllite nähern.

6. Altkristalliner unterostalpiner Amphibolit wird in der Nördlichen Rahmenzone regressiv metamorph und nimmt den Charakter von Grünschiefer und von Grünphyllit an.

Als ich diese Erfahrungen in meinem Vortrag im November 1969 vor der Geologischen Gesellschaft in Wien darlegte, machte in der anschließenden Diskussion Herr Kollege Dr. W. DEMMER auf seine Ergebnisse in analogen Serien in der tektonischen Unterlage der Radstädter Tauern im Kleinarltal und nördlich des Kraxenkogels (Ennskraxen) aufmerksam. Diese wertvollen Untersuchungsergebnisse (DEMMER 1961, p. 11 bis 46) waren meiner Aufmerksamkeit bis dahin entgangen und ich fand nun beim Studium der DEMMER'schen Arbeit die allerbeste Übereinstimmung mit meinen, unabhängig gewonnenen Ergebnissen und Interpretationen. Darüber hinausgehend hat DEMMER (1961) betont, daß die progressiv metamorphen penninischen Serizit-Chloritphyllite und Grünschiefer kalkreicher sind,

als die Grünschiefer in der retromorphen Quarzphyllitserie, jedoch sind manche grünliche penninische Kalkphyllite kaum von solchen der Quarzphyllitserie zu unterscheiden. Das diaphthoritische Kleinarler Altkristallin, das DEMMER sehr genau beschreibt, zeigt große Ähnlichkeit mit dem von mir in der nördlichen Hafnergruppe (Unterostalpine Schollen) untersuchten. Sehr wertvolle Beschreibungen gibt DEMMER von der Quarzphyllitserie unter der Ennskraxen. Er nennt karbonatfreie, chloritische Quarzphyllite, die teilweise als phyllonitische Diaphthorite nach altkristallinem plagioklasführendem Zweiglimmerschiefer auf Grund der Relikte von Biotit und polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas (Typ Plag II) deutbar sind. Er beschreibt kalkhaltige bis kalkreiche grünliche Phyllite, die teilweise als regressiv metamorphe variszische Kalkglimmerschiefer mit variszischem Plag II zu interpretieren sind. Sie weisen Übergänge zu dunklen Phylliten, Grünschiefern und zu Serizit-Chlorit-Phylliten auf. Ferner beobachtete DEMMER innerhalb der Quarzphyllitserie feinschichtige kleinkörnige Grünschiefer und quarzische Gesteine, die beide auf die Nähe der grünen Phyllite beschränkt sind. Die Quarzphyllitserie hält DEMMER wohl sehr richtig für die Dachformation des unterostalpinen Altkristallins. Es dürfte sich um eine altpaläozoische Serie aus basischen Vulkaniten, tonig-sandigen Sedimenten und tonig-kalkigen Ablagerungen handeln, wobei jedoch etwa 85% aller Gesteine des DEMMER'schen Untersuchungsgebietes der Quarzphyllitserie Diaphthorit-verdächtig sind. „Die grüne Phyllitserie reicht dadurch hart an den Rand eines nuancierten Wechselspieles zwischen progressiver und regressiver Metamorphose“ (W. DEMMER 1961, p. 46).

All das bestätigt aufs beste und erweitert meine Erfahrungen bezüglich der Grünphyllite, und ich möchte nun wieder in der Lokalbeschreibung der nördlichen Hafnergruppe fortfahren.

Die mächtigen Grünphyllite im Hangenden des „Trias“-Schollenzuges Nr. 1 streichen in Begleitung von Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer, Serpentin und Grünschiefer vom Zederhaustal zwischen Gries und Mühlbach durch das Nahendfeldtal zum Barleitenkopf und über Stierkarl und Kamm südlich vom Kleinen Reicheschkogel zum Prabitschkopf und ins Hintere Riedingtal bei P. 1803.

Progressiv metamorpher Grünphyllit mit glänzenden s-Flächen zeigt Ähnlichkeit zu den Grünschiefern, in die er örtlich übergeht, jedoch hohen Quarzgehalt und graphitische Substanz. Beispiel: Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllit (Fundort: Nördliche Flanke des Zederhaustales, Weg von Anger zur Schiefer Alm, Seehöhe 1350 m).

Hauptgemengteile: Chlorit, Serizit und Quarz. Nebengemengteile: Albit (Plag I, rundliche Porphyroblasten mit unverlegten Einschlüßzügen von graphitischer Substanz, Serizit und Chlorit). Karbonat. Accessorien: Graphitische Substanz, Turmalin und Apatit. Postkinematische Kristallisation des Gesteines bezüglich Albit, Karbonat, Serizit und Chlorit.

Die mächtigen Aufschlüsse in den Grünphylliten in der Mündungsschlucht des Gödernierbaches, an der Straße bei Gries, in der Mündungsschlucht des Nahendfeldbaches und im Abrißgebiet des Bergsturzes westlich Zliemwald zeigen jedoch die ganze Mannigfaltigkeit tektonisch arg gequälter diaphthoritischer Grünphyllite mit selektiven Quarz- und Karbonatkauern und einem Habitus, der von den Grünschiefern der Bündnerschiefer stark abweicht. Er ist auch stofflich gar nicht unmittelbar aus den Grünschiefern der Bündnerschiefer im Zuge isochemischer regressiver Metamorphose ableitbar, da der Quarzgehalt viel zu hoch ist. In der Mündungsschlucht des Gödernierbaches sind es Chlorit-Serizit-Phyllite mit Zwischenlagen feinblättrigen, braun anwitternden Karbonatquarzites. Am Bergfuß westlich Gory sind es Chlorit-Serizit-Phyllite mit kalkhältigen Lagen, am N-Ufer des Zederhausbaches bei der Brücke Gries sind es an der Straße Schwarzphyllite mit Lagen von Serizit-Chlorit-Phyllit und bei der Mündung des Nahendfeldbaches sieht man an der Straße die Wechsellagerung von Chlorit-Serizit-Phyllit mit Schwarzphyllit, echten Grünschiefern und Bändern von Kalkmarmor und Quarzit.

Bei einer Überschreitung des Kammes Plankovitsspitze—Barleitenkopf—Felskar Spitze tritt einem der Unterschied zwischen Grünschiefern (Plankovitsspitze) und Grünphylliten (Barleitenkopf) sehr deutlich entgegen. Einesteils gibt es Übergänge zwischen Grünschiefer und Grünphyllit, dann solche zwischen Kalkphyllit und stark kalkhaltigem Grünphyllit, und endlich quarzphyllitische Grünphyllite mit Übergängen zu dunklen Phylliten mit quarzischen Lagen. Wir geben das Detailprofil dieses Kammes, um die Variabilität der Phyllittypen in der Nordrahmenzone zu zeigen. Es folgen vom Hangenden zum Liegenden (siehe auch Tafel 5, Profil 4):

Nördliche Rahmenzone:

- P. 2536 Reicheschbreccie (Mächtigkeit: 50 m). s: N 80 E/
67 N
Schwarzphyllit (20 m)
Reicheschbreccie (40 m). Faltenachse: N 103 E/
28 W. s: N 60 E/47 NW
- „Trias“ Nr. 4 Rauhwanke (1 m)
Grünphyllit (10 m)
Schwarzphyllit (15 m)
- „Trias“ Nr. 4 Gebänderter Kalkmarmor (2 m). Lineation:
N 103 E/36 W. s: N 103 E/74 N
Grünphyllit (0·3 m)
Schwarzphyllit (1 m)
Grünphyllit (3 m)
Schwarzphyllit (8 m)
Kalkglimmerschiefer (30 m). Faltenachse: N 75 E/
37 W. s: N 50 E/62 NW
Schwarzphyllit (20 m)
Kalkglimmerschiefer
Kalkmarmor
- Felskarspitze (P. 2506) Karbonatquarzit (4 m). Faltenachse: N 105 E/
20 W. s: N 78 E/46 N
Grünphyllit (3 m)
Schwarzphyllit mit Quarzitlagen (20 m)
Karbonatquarzit (3 m)
Schwarzphyllit (10 m)
Karbonatquarzit (4 m)
Kalkmarmor (2·5 m)
Schwarzphyllit (8 m)
Kalkmarmor (3 m)
Kalkphyllit (60 m). Faltenachse: N 113 E/30 W.
s: N 75 E/50 N
Schwarzphyllit (15 m)
Kalkphyllit mit Grünphyllitlagen (20 m)
Grünphyllit (3 m)
Karbonatquarzit (4 m)
Grünphyllit (8 m)
Kalkphyllit (5 m)
Grünphyllit (6 m)
- „Trias“ Nr. 3 grauer Dolomit, teilweise verquarzt (3 m)
kalkhaltiger Grünphyllit (10 m)
Kalkphyllit (4 m)
- tektonische Störung des Abrahamgrabens Mylonit und Quarz-Karbonat-Gang
Grünphyllit (3 m)
- P. 2387 Schwarzphyllit
Grünphyllit (2 m)
- „Trias“ Nr. 2 Serizitphyllit und Quarzit (4 m)
dunkelgrauer geschieferter Dolomit (1 m)
dunkler Phyllit
Grünphyllit. Faltenachse N 98 E/16 W. s: N 65 E/
58 NW
dunkler Phyllit mit Übergängen zu Grünphyllit
Grünphyllit
Grünphyllit mit Grünschieferpartien (Übergänge)
Schwarzphyllit
Quarz-Karbonat-Lager
- Barleitenkopf (P. 2428) Grünphyllit
Schwarzphyllit
- „Trias“ Nr. 1 Kalkmarmor
- Obere Schieferhülle (Zederhausschuppe):
Schwarzphyllit
- P. 2350 Grünschiefer
Kalkglimmerschiefer
Schwarzphyllit

Auch am Kamm der beiden Reicheschkogel sammelt man die analogen Beobachtungen. Hier befindet sich im Grünphyllit, östlich P. 2317 ein kleines Serpentinvorkommen.

3. „Trias“-Schollenzug Nr. 2

Hierher gehört der Dolomit in der Enge des Zederhaustales, der im Steinbruch unmittelbar an der Straße, 280 *m* westnordwestlich Rothenwänder derzeit für Straßenschotter abgebaut wird. Das Profil vom Hangenden zum Liegenden im Steinbruch lautet: Grünphyllit (s: N 60 E/60 N), grauer Bänderkalk (10 *m* mächtig), grauer, massiger, zerklüfteter Dolomit (30 *m* mächtig), Schwarzphyllit (s: N 80 E/67 N). Im Bachbett und am orographisch rechten Ufer des Zederhausbaches findet sich der Dolomit in verrutschtem Zustand.

Er bildet dann zusammen mit Kalkmarmor die Steilwand westlich Mühlbach, in der er bis Seehöhe 1720 *m* westnordwestlich Maurer Alm, noch 10 *m* mächtig, als grauer Dolomit Radstädter Art verfolgt werden kann. Die Fortsetzung wurde dann westlich des Buchstabens „N“ des Wortes „Nahendfeld Mähder“ der Österreichischen Karte 1:25.000 gefunden. Südlich des Mühlbachsees tritt er als 3 *m* mächtiger Eisendolomit in den steilen Bachrissen in Seehöhe 2000 *m* wiederum auf und zeigt schollenförmige Fortsetzungen nach SW, wo er dann den Barleitenkopf-Felskarspitze-Kamm knapp südlich P. 2387 in Begleitung von Quarzit quert (Tafel 5, Profile 1, 3 und 4).

Weiterhin steht der graue Dolomit, 2 *m* mächtig, in Seehöhe 2370 *m*, westlich der Abraham-Störung und noch weiter westlich bei P. 2337 an. Er findet sich dann als grauer, 2,5 *m* mächtiger Dolomit unter dem Weißkarl in Seehöhe 2305 *m*. Als zusammenhängender Zug sind Dolomit und Kalkmarmor von der neuen Jagdhütte (250 *m* nordwestlich P. 2143) bis auf den Gipfel des Kleinen Reicheschkogels verfolgbar. Bei der Jagdhütte (Seehöhe 2190 *m*) hat der Dolomit 1,5 *m*, der Kalkmarmor 1 *m* Mächtigkeit. Am Gipfel des Kleinen Reicheschkogels beobachtet man von N (Hangendes) nach S (Liegendes): Karbonatquarzit, Quarzit (1 *m*), Dolomit (1 *m*), Kalkmarmor (2 *m*), Grünphyllit (siehe Tafel 6, Profile 1 und 2).

Bis hierher ist dieser „Trias“-Schollenzug trotz seiner meist nur geringen Mächtigkeit verblüffend regelmäßig durchzuverfolgen. Das ist vom Steinbruch in der Zederhaustalenge bis auf den Kleinen Reicheschkogel eine streichende Länge von 7 *km*.

Eine westliche Fortsetzung ist nicht mehr exakt angebbar. Es finden sich wohl in der Prabitschkopf-NE-Flanke Dolomitschollen, die in Grünphyllit eingewickelt sind. Sie stellen sich 100 bis 300 *m* südlich der zu erwartenden streichenden Fortsetzung ein.

4. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 2

Es handelt sich um Karbonatquarzit, Schwarzphyllit, eine Serpentinlinse (im Hinterdingtal bei P. 1745), ferner um Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorbänkchen, Kalkphyllit und Grünphyllit.

5. „Trias“-Schollenzug Nr. 3

Dieser „Trias“-Dolomitschollenzug streicht vom Felskarspitze-S-Kamm bis zur westlichen Blattgrenze. Das sind 5,3 *km* streichender Länge.

Am Felskarspitze-S-Kamm besteht er aus grauem Dolomit (3 *m*), der teilweise verquarzt ist. Weiter westlich trifft man ihn nordöstlich P. 2337 in Seehöhe 2410 *m* (Mächtigkeit 1 *m*) an. Den W-Kamm des Weißkarls quert dieser „Trias“-Zug in Seehöhe 2390 *m* (1,5 *m* mächtiger Dolomit und mehrere Meter mächtige Kalkmarmorlagen).

Von hier sind Kalkmarmor und Dolomit zur Scharte zwischen Großem und Kleinem Reicheskogel verfolgbar, wo knapp nordöstlich P. 2306 der Kalkmarmor (3 *m* mächtig) in Begleitung von Dolomit (0.3 *m*) und Quarzit (0.2 *m*) durchstreicht (siehe Tafel 5, Profil 4 und Tafel 6, Profile 1 und 2). Die Fortsetzung des Kalkmarmors ist in der Hintere Rieding bei P. 1980, ferner im Bachbett des Hinteren Riedingbaches und am Ferslesch gut aufgeschlossen (Tafel 6, Profil 3).

6. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 3

Wiederum handelt es sich hier um Schwarzphyllit, Quarzit, Karbonatquarzit, Serpentin, Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Grünphyllit. Quarzit und Karbonatquarzit findet man auf der Gröbnitzen. Karbonatquarzit ist unter dem Mühlbachsee und auf der Felskarspitze gut entwickelt. Ein im Streichen 3 *km* langer Serpentinzug ist von knapp westlich Weißkarl bis zur Örgenhias Alm verfolgbar (Tafel 6, Profile 1 und 2). Er bildet die auffallenden dunklen Felsköpfe und darunter befindlichen abgeglittenen Gesteinsbrocken südlich P. 2371. Dort enthält er auch Reste von Bronzit. Er streicht knapp südlich der Riedingscharte zum S-Kamm des Großen Reicheskogels, den er als Talkschiefer mit Breunnerit (4 *m* mächtig) in Seehöhe 2320 *m* überquert, um dann im Hinteren Rieding als einige Meter mächtiger Serpentin bis zur Örgenhias Alm fortzusetzen.

7. „Trias“ Nr. 4 und Reicheschbreccie

Wie schon eingangs erwähnt, kann man die „Trias“ Nr. 4 und die wohl jedenfalls posttriadische, weil „Trias“-Gesteine als Komponenten enthaltende Reicheschbreccie dem Unterostalpin zuteilen, weil sich im Verbands dieses Gesteinszuges nunmehr eindeutiges diaphthoritisches unterostalpinisches Altkristallin und Quarzphyllit innerhalb der Grünphyllite zu erkennen geben.

Die Reicheschbreccie bildet einen sehr markanten Leithorizont im Liegenden des Weißecks. Die Breccie wurde schon von S. PREY (1938, p. 63) und Ch. EXNER (1957, p. 62 bis 63) erwähnt, von F. THALMANN näher beschrieben und als zusammenhängender Gesteinszug von der Felskarspitze bis östlich Örgenhias Alm kartiert (F. THALMANN 1963, p. 146 bis 147 und geologische Karte und Profile). F. THALMANN stellt die Breccie ins Pennin und weist auf Ähnlichkeit mit Liasbreccien der südlichen Radstädter Tauern hin. Auf Grund ihres polygenen groblockigen Charakters — neben Dolomit- und Kalkkomponenten sind bis 2 *m* lange Quarzitschollen einsedimentiert — und der vorwiegend karbonatquarzitischen Matrix möchte ich sie eher mit Schwarzeckbreccie im allgemeinen der südlichen Radstädter Tauern vergleichen. Lithologisch sieht z. B. die „Schwarzeckbreccie“ (E. CLAR 1937, p. 276, Fig. 13) bei der Rothenkarscharte (= Rottenkarscharte) zwischen Zwillingwand und Gugl der Reicheschbreccie ganz ähnlich wie ich mich auf der Rothenkarscharte überzeugen konnte. Ich gebe aber gerne zu, daß mir gegenwärtig eine umfassende Kenntnis der verschiedenen Breccien in den südlichen Radstädter Tauern noch fehlt. Eine engere lithologische Einstufung der Reicheschbreccie innerhalb der Radstädter Breccien wird also erst später zu geben sein. In das Unterostalpin möchte ich die Reicheschbreccie deshalb stellen, weil sie feldgeologisch mit unterostalpinem Altkristallin und Quarzphyllit zusammen vorkommt. Feldgeologisch konnte ich die Reicheschbreccie auch westlich der Örgenhias Alm noch anstehend antreffen und zwischen Felskarspitze und Seewand Lesesteine der Breccie aufsammeln, die anzeigen, daß sie in reduzierter Mächtigkeit auch noch auf diesem schuttbedeckten Kamm vorhanden ist. Die Reicheschbreccie bildet also einen im Streichen 5 *km* langen und durch lokale Anschoppung bis 90 *m* mächtigen (bei P. 2536, westnordwestlich Felskarspitze) Gesteinszug; (siehe Tafel 5, Profil 4 und Tafel 6, Profile 1, 2 und 3).

Die Reicheschbreccie besteht bei P. 2536, westnordwestlich der Felskarspitze aus Linsen von grauem Dolomit, farblosem Kalkmarmor und farblosem Quarzit mit Durchmesser von 1 *m* bis zu Feinbreccie. Die Matrix ist Karbonatquarzit. Die Länge der

Komponenten parallel zur Faltenachse beträgt 1 : 10 bis 1 : 20 (Durchmesser der Komponenten im ac-Schnitt : Durchmesser der Komponenten parallel b). Siehe auch Detailprofil auf Seite 93.

Am W-Kamm des Weißkarls steht die Breccie zwischen Seehöhe 2425 *m* und zirka 2500 *m* an. Sie zeigt hier dieselbe Einfaltung von Schwarzphyllit wie im vorgenannten Kamm und dürfte hier wie dort tektonisch verdoppelt sein. Mit 50 *m* Mächtigkeit quert sie mit spitzem Winkel zwischen Kammverlauf und Streichen den Kamm bei P. 2371 (östlich Riedingscharte). Von hier gibt THALMANN (1963, p. 146 bis 147) ein Detailprofil. Bei P. 2371 beobachtete ich in der Breccie bis 2 *m* lange Komponenten, die aus reinem Tafelquarzit bestehen.

Vom S-Ende des Riedingsees streicht die Breccie auf den Großen Reicheschkogel, dessen Gipfel und Nordflanke sie aufbaut, und streicht über dessen NW-Kamm bis östlich Örgenhias Alm. Am Großen Reicheschkogel ist die Breccie etwa 80 *m* mächtig und petrographisch, wie oben mitgeteilt (siehe westnordwestlich Felskarspitze), beschaffen. Die Breccie scheint mir daher in ihrer ganzen Erstreckung eine durchaus analoge Beschaffenheit aufzuweisen.

Das neu aufgefundene Vorkommen der Breccie in der W-Flanke des Hinterriedingtales befindet sich 300 *m* westlich Örgenhias Alm in Seehöhe 1790 *m* und darüber. Die Reicheschbreccie ist hier nur noch 8 *m* mächtig und verschwindet höher oben unter Moräne.

Der „Trias“-Dolomitschollenzug Nr. 4 bildet eine recht komplex aufgebaute Schuppenzone im Liegenden der Reicheschbreccie. An seinem Aufbau beteiligen sich neben „Trias“ auch diaphthoritisches Altkristallin, Quarzphyllit und tektonische Späne des Hochpennins mit Grünphyllit, Serpentin und Schwarzphyllit.

Am Felskarspitze-WNW-Kamm besteht die „Trias“ Nr. 4 aus Rauhacke (1 *m*), die sich unmittelbar im Liegenden der Reicheschbreccie befindet, und aus gebändertem Kalkmarmor, der mit Grünphyllit und Schwarzphyllit verschuppt ist (siehe Detailprofil Seite 93).

Am W-Kamm des Weißkarls beobachtet man in Seehöhe 2425 *m* folgendes Profil durch den „Trias“-Zug Nr. 4 vom Hangenden zum Liegenden:

Reicheschbreccie
 Rauhacke (0,5 *m* mächtig)
 Kalk mit Glimmeraggregaten (1 *m*)
 Dolomit (2 *m*)
 Quarzphyllit (15 *m*), eventuell diaphthoritischen Gneis enthaltend
 Kalkphyllit

Auch am Kamm östlich der Riedingscharte befindet sich unmittelbar im Liegenden der Reicheschbreccie wiederum die Rauhacke (2 *m* mächtig); darunter Schuppen von Grünphyllit mit Serpentin, Quarzphyllit, Schwarzphyllit mit Kalkmarmor und wiederum Quarzphyllit.

Zwischen Riedingsee und Großem Reicheschkogel ist die Rauhacke im Liegenden der Reicheschbreccie noch schollenförmig örtlich vorhanden. Hauptsächlich bildet Quarzphyllit hier die unmittelbare Unterlage der Reicheschbreccie. Er ist 230 *m* nord-nordöstlich Riedingscharte (100 *m* östlich vom markierten Touristensteig) und am östlichen Vorgipfel des Großen Reicheschkogels als grünlicher, postkristallin gequälter Quarzitschiefer bis Quarzphyllit mit dem Habitus eines Gneisdiaphthorites ausgebildet. Übergänge zu Grünphylliten sind vorhanden. Liegend davon folgen Grünphyllit, Schwarzphyllit mit Kalkmarmor und nochmals Quarzphyllit.

Die weitere Fortsetzung des „Trias“-Schollenzuges Nr. 4 ist durch einen aus Moräne aufragenden, 4 *m* mächtigen Dolomitzug, der sich im Liegenden der Reicheschbreccie, 400 *m* ost-südöstlich Örgenhias Alm in Seehöhe 1910 *m* befindet, gegeben.

Auf der gegenüberliegenden W-Flanke des Hinteren Riedingtales tritt dieser Dolomit wiederum im Liegenden der Reicheschbreccie zusammen mit Grünphyllit und Schwarzphyllit auf. Im Ferlesch ist er 8 m mächtig. Er streicht nördlich P. 1970 ins Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte, wo er die beiden Dolomitzüge südlich des Wurmkogels aufbaut. Sie sind auf der Gasteiner Umgebungskarte innerhalb von „Grünschiefer (Prasinit) der Bündnerschiefer“ eingezeichnet. Das ist nunmehr richtigzustellen. Es handelt sich nicht um Grünschiefer, sondern um Grünphyllit, Quarzphyllit und um 30 m mächtigen diaphthoritischen Gneis mit Übergängen zu Quarzphyllit und Grünphyllit. Man kann einen Rest dieses sehr deutlichen Gneisdiaphthorites auch noch in dem hier bearbeiteten Bereich des Kartenblattes Muhr anstehend finden, und zwar in einem kleinen, aus der Moräne aufragenden, 3 m dicken Härtlingsrücken östlich P. 1970 in Seehöhe 1940 m.

II. Die Dolomitwalze des Weissecks und die einhüllenden Schiefer

Wie schon F. THALMANN (1962) fand, stellt die unterostalpine Triasscholle des Weißecks eine mehrere 100 m mächtige tektonische Walze dar, die der allgemeinen WNW-Faltenachse mitsamt den sie einhüllenden Schieferrn gehorcht. Diese Faltenachse taucht mit Neigungswinkel um 30°, also recht flach gegen WNW ein. Mitunter beobachtet man auch das Eintauchen der Faltenachse in Richtung nach W bis NW.

Senkrecht zu dieser Hauptfaltenachse ist die Dolomitscholle des Weißecks 3-5 km breit. Sie liegt den Schieferrn der Nordrahmenzone konkordant auf. Das sieht man auf der E-Seite der Walze. Im S macht der Dolomit eine steile, S-konvexe Falte, derselben Faltenachse gehorchend, und legt sich im Gipfelgebiet flach N-fallend um. Ich fand im Gipfelgebiet die umhüllenden Schiefer auf dem Dolomit. Ebenso findet man die umhüllenden Schiefer längs des N-Randes der Dolomitscholle in der Schlucht des Riedingbaches (= Zederhausbaches). Gegen WNW fällt der Dolomit unter die umhüllenden Schiefer ein. Die S-konvexe Walze des Gipfelgebietes taucht tunnelförmig unter das Gewölbe der Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite und Schwarzphyllite des Pfefferkogels. Nur der südlichste Teil der Weißeckscholle, bestehend aus Quarzphyllit, Kalkmarmor und etwas Dolomit, bildet einen nach W ausspitzenden Sporn und baut weiter westlich die Scholle südlich Haselloch (westlich des Hinteren Riedingtales) auf, die in das Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte fortstreicht.

Die Stratigraphie der unterostalpinen Trias des Weißecks wurde schon von W. SCHMIDT (1924) und E. CLAR (1957) angedeutet und von F. THALMANN (1962) eingehend dargelegt. Da die gründliche neue Untersuchung von F. THALMANN (1962) bezüglich des internen Aufbaues der Weißeckwalze mit detaillierter Trias-Stratigraphie ohne Fossilbelege, mit acht Profilen durch die Weißeckwalze und einer geologischen Detailkarte im Maßstabe 1 : 25.000 (F. THALMANN 1963) vorliegt und F. THALMANN seine Studien am Weißeck unter voller Berücksichtigung des Wissensgutes der besten Kenner der südlichen Radstädter Tauern, nämlich der Herren Professoren E. CLAR und A. TOLLMANN auszuführen das Glück hatte, so hielt ich es für gar nicht zweckmäßig und notwendig, den Internbau und die Stratigraphie des touristisch anspruchsvollen Weißecks mit seinen Graten, Steilflanken, Rinnen und Hochkaren nochmals zu kartieren und zu untersuchen, was mich viel Zeit gekostet hätte und wofür ich auf Grund geringer Vorkenntnisse in den Radstädter Tauern auch nicht der geeignete Bearbeiter derzeit gewesen wäre. Ich führte also keine eigene Kartierung des Internbaues der Weißeckscholle aus. Gründlich bearbeitete und kartierte ich den Rand rings um die Scholle. Im Inneren der Scholle machte ich nur einige Übersichtsbegehungen.

Einige Bemerkungen seien mir gestattet:

Daß Wettersteindolomit am Aufbau der Weißeckscholle sehr maßgeblich beteiligt ist, möchte ich glauben. Das Muschelkalkniveau (Kalkmarmor und Rauhwacke; nördlich des Riedingsees auch dunkelgraue Tonschiefer) umgibt die Scholle wie ein Ring,

was schon von W. SCHMIDT in seiner Übersichtskarte (1924) angedeutet und von F. THALMANN wesentlich verfeinert (einschließlich anisischen Dolomitschlierenkalkes und dunklen anisischen Dolomites) bestätigt und dargestellt wurde. Der Wettersteindolomit, umhüllt von Anis und etwas permoskytischem Quarzit, bildet eine große, im S — das ist oben, im Gipfelgebiet des Weißecks — geschlossene Mulde. Im Kern der Mulde erscheinen im Ödenkar und südlich des Rauchkogels Raibler Schichten. Diese hat schon W. SCHMIDT (1924) in seine Übersichtskarte eingetragen und F. THALMANN beschrieb sie genau und konnte noch zahlreiche Vorkommen dazu auffinden und sie kartieren. Ich fand in den Raibler Schichten des Ödenkars erstmals Fossilien, und zwar Lumachellen, hauptsächlich bestehend aus unbestimmbaren Bivalven. Das Gestein dieser Lumachelle ist dunkelgrauer, sandig anwitternder Kristalldolomit, gefunden als Lesestein am Karboden des Ödenkars in Seehöhe 2100 m. Unmittelbar daneben stehen Dolomitschiefer (hellgrau bis farblos; jedoch braun anwitternd) mit grünen, einige Millimeter dicken Schieferlagen an. Herr Kollege TOLLMANN hatte die Freundlichkeit, die von mir von dieser Lokalität mitgebrachten Gesteinsproben auf meinen Wunsch hin zu besichtigen und auf Grund seiner Erfahrungen in den Radstädter Tauern zu beurteilen. Nach seiner freundlichen Auskunft kommt dem Kristalldolomit mit der Lumachelle sehr wahrscheinlich oberladinisches bis karnisches Alter, dem Dolomitschiefer mit den grünen Tonschieferlagen karnisches Alter (Raibler Schichten) zu.

Schon E. CLAR (1957) fand Analogien der Dolomite des Weißecks bezüglich ihrer Ausbildung mit dem Hauptdolomit der übrigen Radstädter Berge. F. THALMANN (1962) hat diesen Gesichtspunkt weiterverfolgt und beträchtliche Partien im Muldenkern der Weißeckwalze als Hauptdolomit beschrieben und kartiert. Von einigen Störungen abgesehen, sollen Raibler Schichten jeweils zwischen Wetterstein- und Hauptdolomit am Weißeck auftreten. Als innersten Kern der Mulde meint THALMANN, im Gipfelgebiet des Weißecks Lias (fossilfrei) aufgefunden zu haben, und zwar Tonschiefer, Kalkmarmor, Quarzit und Breccie. Ich muß gestehen, daß ich nun auf Grund meiner beschränkten Erfahrung vorläufig noch etwas skeptisch bin gegenüber der so regelmäßig vollzogenen Abtrennung des Hauptdolomites vom Wettersteindolomit, da die tatsächliche Ausbildung in den betreffenden Parzellen der geologischen Karte THALMANNs mitunter für das betreffende, dort geforderte Gestein recht untypisch ist. Vielleicht ist die Überlegung im Prinzip richtig, aber die Walztektonik mit tektonischer Verfaltung der beiden Niveaus doch etwas komplizierter. Ich habe auf Tafel 6, Profil 1 (Weißeck) nur einen Dolomit mit der Mulde der Raibler Schichten gezeichnet und möchte die Frage der Internstruktur (Grenze Wetterstein- zu Hauptdolomit) vorläufig offen lassen. Nicht folgen kann ich THALMANN bezüglich des unterostalpinen Lias am Weißeck (Gipfelgebiet). Nach meinen Aufnahmen handelt es sich dabei nicht um unterostalpinen Lias, sondern um die Hüllschiefer, die südlich des Weißecks steil stehen, sich im Gipfelgebiet flach legen und mit dem Dolomit dort verfaltet sind. Beweis für meine Auffassung sind die dort auftretenden Grünphyllite (Chlorit-Serizit-Phyllite, teilweise Diaphthorite), die keinesfalls in den unterostalpinen Lias passen.

1. Ost-, Südrand und Gipfelregion des Weißecks

Grünphyllit, Quarzphyllit, etwas Quarzit, Rauhwaacke und Kalkmarmor (Muschelkalkniveau) bilden als aufrechte Folge sehr regelmäßig die Unterlage der Dolomitwalze längs deren E-Rand.

So folgen in der Höll südlich P. 2260 und südwestlich Seewand zunächst über der Reicheschbreccie Grünphyllit mit diaphthoritischem Grünschiefer, darüber Quarzphyllit, Rauhwaacke, Kalkmarmor und darüber liegt der Dolomit der Weißeckwalze. Dieselbe Schichtfolge ist am S- und E-Fuß des Kempenkopfes aufgeschlossen. Der Quarzphyllit ist hier teilweise als Quarzitschiefer entwickelt. Der farblose, recht massige Dolomit des Kempenkopfes hat das Aussehen von Wettersteindolomit. Er zeigt eine

ausgezeichnete Lineation, die parallel der Hauptfaltenachse der Dolomitwalze des Weißecks orientiert ist: N 110 E/24 W. s: N 42 E/71 NW (siehe Tafel 5, Profil 3).

Vorzüglich ist die aufrechte Basis-Schichtfolge des Weißeckdolomites auch weiter nördlich, am E-Fuß des Rauchkogels und im Höllgraben, nordwestlich P. 1552 aufgeschlossen. Über Kalkglimmerschiefer (P. 1913) folgt 40 m mächtiger Quarzphyllit. Er ist besonders gut an den Felseshrofen in Seehöhe 1700 m, 100 m nordwestlich P. 1770 aufgeschlossen. Über dem Kalkglimmerschiefer folgt dort spitzgefalteter Serizitquarzit, darüber 20 m mächtiger diaphthoritischer Grünphyllit bis diaphthoritischer Quarzphyllit mit arg postkristallin gequälten fuchsitführenden Kalkschieferlagen und mit einem Diaphthorit (eventuell nach altkristallinem Gneis). Darüber folgen 16 m dunkelgrauer Quarzitschiefer (ebenfalls als diaphthoritischer Gneis verdächtig) und Quarzphyllit mit Schwarzschieferlagen. Darüber folgen (nordwestlich P. 1552) Quarz-Serizit-Schiefer mit grauen Kalklinsen, glimmerhältiger Kalkmarmor (4 m), Rauhwanke (1 m), glimmerhältiger Kalkmarmor (1 m) und darüber grauer Dolomit der Weißeckwalze, dem eine fallweise schüttende Karstquelle (300 m ost-südöstlich P. 1540) entspringt.

Südlich des Weißecks (Kamm von der Felskarspitze zum Weißeck, Tafel 5, Profil 4) fehlen in der geforderten Position des Muschelkalkes lokal Kalkmarmor und Rauhwanke. Es folgen dort über der Reicheschbreccie Dolomit (10 m), Grünphyllit (8 m), Schwarzphyllit (10 m), Kalkglimmerschiefer (15 m) und darüber liegt der Dolomit des Weißecks.

Längs der SW-Flanke des Weißecks ist das Muschelkalkniveau wieder sehr deutlich ausgebildet.

So liegt südlich P. 2575, am W-Kamm des Weißkarls (Tafel 6, Profil 1) über der Reicheschbreccie Grünphyllit (5 m), darüber Kalkphyllit (5 m), Rauhwanke und Kalkmarmor (2 m), Dolomit (2 m), Kalkphyllit (5 m), grauer gebänderter Kalkmarmor (8 m) und darüber der Dolomit des Weißecks. Diese Serie ist auch prächtig entwickelt am Weißeck-SW-Grat unterhalb P. 2575, wo man sieht, daß der Kalkmarmor (Muschelkalkniveau) eine S-konvexe Falte um WSW-streichende Faltenachse beschreibt, sich steil stellt und den stratigraphisch hangenden Weißeck-Dolomit einfaßt. Die genannte Gesteinsserie überschreitet an der Scharte, 130 m südwestlich P. 2575 den Weißeck-SW-Grat und streicht durch die große Schuttrinne in Richtung Riedingsee.

Vom Gipfelgebiet des Weißecks habe ich vorläufig nur den Weißeck-SW-Grat (markierter Touristensteig), den Gipfel und das breite Gipfelplateau (bis zu P. 2663) begangen. Ich bilde mir keineswegs ein, die im Gipfelgebiet vorliegende, äußerst interessante geologische Situation detailliert untersucht zu haben, da man dazu auch die steileren Flanken begehen müßte. Da ich nun die grünen Gesteine (diaphthoritischer Quarzphyllit bis Grünphyllit) gefunden habe, die den betreffenden Gesteinen der Weißeckunterlage (unter dem Muschelkalkniveau) durchaus gleichen, so halte ich es für angebracht, meine Beobachtungen kurz mitzuteilen.

Der steilstehende Weißeckdolomit der S-konvexen Walze bei P. 2575, der dort vom Muschelkalk gegen S eingehüllt wird, nimmt höher oben eine flach N-fallende Lagerung an. So steht am Weißeck-SW-Grat in Seehöhe 2630 m Dolomit an, der N 35 E streicht und 45 NW fällt. Er zeigt nicht den Charakter typischen Wettersteindolomits, sondern er ist dunkelgrau, gut gebankt und hat beim Anschlagen bituminösen Geruch. Bevor man noch im Anstieg am SW-Grat zur bekannten Fluoritkluft (Seehöhe 2670 m) gelangt, findet man in Seehöhe 2665 m bereits im Dolomit eine kleine Tonschieferlage und endogene Dolomitbreccie. Höher oben (östlich der Fluoritkluft) trifft man zwei größere Schieferlagen im Dolomit. Sie streichen WNW, konform dem Walzenbau des Weißecks. Sie enthalten endogene Dolomitbreccie, milden dunklen Tonschiefer, Schwarzphyllit, Kalkschiefer, fuchsitführenden Kalkglimmerschiefer und viel diaphthoritisches grünes Gestein (Grünphyllit und Quarzphyllit). Die endogene Dolomitbreccie besteht aus eckig begrenzten, Millimeter- bis einige Zentimeter großen, hauptsächlich dunkelgrauen,

aber auch hellgrauen bis farblosen Dolomitkomponenten in einer hellgrauen feinkörnigen Matrix, die rot anwittert. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Dolomit. Stellenweise ist sie schwach kalkig und braust mitunter schwach mit kalter verdünnter HCl. Das feldgeologische Auftreten der endogenen Dolomitreccie ist ganz auffällig vorwiegend beschränkt auf den Grenzhorizont zwischen Weißekdolomit und dem milden dunklen Tonschiefer. Die endogene Dolomitreccie bildet außerdem über dem Dolomit eine flache Platte mit 250 *m* langem, nordsüdlichem Durchmesser am Gipfelplateau zwischen Weißekgipfel und P. 2663. Da im SW-Sektor des Plateaus der dunkelgraue milde Tonschiefer flach über der endogenen Dolomitreccie lagert, ist anzunehmen, daß auch das ausgedehnte Breccien-Vorkommen dieselbe stratigraphische Grenzposition zwischen Dolomit und dunklem mildem Tonschiefer einnimmt und derselbe größtenteils bereits erodiert ist.

2. Nord-, Westrand und Schiefer im Hangenden der Dolomitwalze des Weißeks

Die Raibler Schichten sind in der E-Flanke des Rauchfangkopfes etwa 80 *m* mächtig. Sie bestehen hauptsächlich aus feinkörnigem, hellgrauem Dolomit, der braun anwittert. Er führt dünne Zwischenlagen von grünem Schiefer und von dunklem Tonschiefer. Es kommen auch endogene Dolomitreccien der oben genannten Art vor. Sie finden sich hauptsächlich am Rande des Dolomits gegen den Schiefer.

Der Gipfel des Bärnleitenkopfes besteht aus hellgrauem massigem Dolomit vom Typus Wettersteindolomit. Im Gebiet Bärnleitenkopf—Rauchkopf ist das umlaufende Streichen der Dolomitbänke, entsprechend einer sekundären, NNE-eintauchenden Faltenachse, zu erkennen. Die Dolomitbänke fallen längs der E-Grenze der Weißekscholle steil nach WNW ein (einschließlich Bärnleitenkopf und südwestlich Siegl), tauchen jedoch in der N-Flanke der Weißekscholle (Rauchkogel, P. 1540, Brünnwand) mittelsteil nach N ein und verschwinden in der Riedingschlucht zwischen Hasscherm und Siegl. In dieser Schlucht wird der Weißekdolomit von Muschelkalk überlagert. Darüber folgt Schwarzphyllit der Nordrahmenserie mit dünnen, eingeschuppten Spänen von Quarzit, Kalkmarmor und Dolomit. Längs der Straße in der Riedingschlucht sieht man dies vorzüglich. Am bequemsten ist dieses Profil einsehbar am markanten Straßeneck in der Riedingschlucht (N-Ufer des Riedingbaches), 120 *m* südwestlich Seppbauer Alm. Dort folgen vom Hangenden zum Liegenden:

	Schwarzphyllit
	Kalkmarmor (0.7 <i>m</i> mächtig)
	Schwarzphyllit (3 <i>m</i>)
	Serizit-Quarzit-Schiefer (1.5 <i>m</i>)
	Schwarzphyllit (2 <i>m</i>)
	Kalkmarmor (1 <i>m</i>)
Straßenniveau	Schwarzphyllit (7 <i>m</i>). s: N 85 E/48 N
	Rauhacke (1 <i>m</i>)
	Kalkmarmor (2 <i>m</i>)
Riedingbach	Weißekdolomit

Eine treffende Beschreibung dieser tektonisch stark geschuppten Schieferserie im Hangenden der unterostalpinen Masse des Weißekzuges in der Riedingschlucht gibt A. TOLLMANN (1965, p. A 52 bis 53).

Längs des NW-Randes des Dolomitkörpers des Weißeks fällt der Weißekdolomit mittelsteil nach WNW ein. Darüber folgt sehr regelmäßig der Muschelkalk (Kalkmarmor und Rauhacke), darüber Quarzphyllit bis Grünphyllit und darüber Schwarzphyllite und Kalkphyllite der Nordrahmenserie. Es handelt sich also wie am N-Rand der Weißekscholle um eine stratigraphisch verkehrte unterostalpine Serie (oben: paläozoischer Quarzphyllit, unten: Triasdolomit und dazwischen das Muschelkalkniveau). Das Ganze wird von den hochpenninischen Schiefen (Schwarzphyllite, Kalkphyllite) überschoben siehe Tafel 6, Profil 1).

So steht am Wandfuß, wo der Rauchfanggraben in Seehöhe 1590 *m* aus der Wand austritt, über hellgrauem Weißeckdolomit zunächst Rauhwacke (3 *m* mächtig) an. s: N 70 E/63 N. Lineation: N 110 E/50 W. Darüber folgt rosa bis gelblichgrauer Kalkmarmor (2 *m*). Weiter südwestlich erreicht dieser Kalkmarmor 10 *m* Mächtigkeit. Er sieht stellenweise so aus wie der rosa Muschelkalk am Radstädter Tauern. Darüber folgt Rauhwacke (1.5 *m*). Darüber folgen Grünphyllite mit Quarz- und Karbonatknauern der Quarzphyllitserie. Auch grünliche Quarzitschiefer sind weiter südwestlich in dieser Quarzphyllitserie vorhanden.

Am Karriegel nordwestlich vom Riedingsee schließen Muschelkalk aus dem Hangenden und Muschelkalk aus dem Liegenden des Weißeckdolomites zusammen. Hier taucht die Weißeckwalze tunnelförmig nach WNW unter den Quarzphyllit und die auflagernden Schwarz- und Kalkphyllite des Pfefferkogels unter. Im einzelnen ist das Faltenbild sehr kompliziert. Es stellt sich im Kartenbild dar und wurde von F. THALMANN (1962, p. 345) auch in Profilen gezeichnet. Am Aufbau der Walze beteiligen sich hier auch permoskythische Quarzite und anisische dunkle Tonschiefer (THALMANN). Der Kalkmarmor des Muschelkalkniveaus bildet prachtvolle Stengeltekonite. Die Verfaltung mit dem Weißeckdolomit ist äußerst intensiv und kompliziert. Über der untertauchenden Weißeckwalze schließen Quarzphyllit und darüber Schwarzphyllite und Kalkphyllite zusammen (siehe Tafel 6, Profil 2).

Ein südlicher Span der Weißeckwalze läßt sich noch einige Kilometer weiter nach WNW verfolgen. Er wird von Quarzphyllit mit Linsen von Kalkmarmor und Dolomit aufgebaut: Riedingsee-W-Ufer, Grat südlich P. 2253, Gelände westlich Boarnlacke und Dolomitscholle bei P. 2373. Der Kalkmarmor setzt dann in der W-Flanke des Hinteren Riedingtales in Seehöhe 1810 *m*, 270 *m* nordwestlich Örgenhias Alm nochmals ein und wird von Grünphyllit umhüllt. In tektonisch etwas höherer Position stecken 300 *m* südlich P. 2135 (Haselloch) muskovitgneis- und amphibolitverdächtige Diaphthoritschollen mit Quarzphyllit und einem 1.5 *m* mächtigen Kalkmarmorband (Tafel 6, Profil 3), das im Bereich der geologischen Umgebungskarte Gastein 3 *m* mächtig wird und die Kalkmarmorplatten beim Wurmkogel aufbaut. Wiederum wurde dort fälschlich der einhüllende Grünphyllit als „Grünschiefer (Prasinit)“ verzeichnet.

Die Schiefer im Hangenden der nach WNW untertauchenden Weißeckwalze beschreiben am Pfefferkogel ein Gewölbe. Über der Weißeckwalze liegen die Schiefer flach (Pfefferkogel-S-Kamm), um dann weiter nördlich wiederum steiler gegen N zu fallen (Pfefferkogel, Gipfelregion). Im Profil des Pfefferkogels liegen über den etwa 50 *m* mächtigen Quarzphylliten, die die Weißecktrias einhüllen, Schwarzphyllit (10 *m*), Kalkphyllit (70 *m*) mit Schwarzphyllitzwischenlagen, darüber Grünphyllit (1 *m*) und Karbonatquarzit (2.5 *m*) am nördlichen Gratzacken des Pfefferkogels. Darüber folgt die Hauptmasse der Schwarzphyllite (etwa 200 *m* mächtig) und darüber Schuppen von Kalkphyllit (10 *m*), Grünphyllit (20 *m*), Kalkphyllit (8 *m*), quarzitischem Grünphyllit (4 *m*), Kalkschiefer (2 *m*), fuchsitführendem Eisendolomit (2 *m*) und bei P. 2193 mehrfache Wiederholungen von Schwarzphyllit, Kalkphyllit und Grünphyllit. Darüber setzt der Triasdolomit der Schwarzkogelscholle ein (siehe Tafel 6, Profil 2).

Die Schwarzphyllite nördlich des Pfefferkogels setzen zu den 300 *m* mächtigen Schwarzphylliten des Haselloches fort (Tafel 6, Profil 3). Ihnen sind am Schiereck Grünphyllit, Kalkphyllit und Karbonatquarzit zwischengeschaltet. Im Grünphyllit des Schiereck-Gipfels erscheinen in dessen E-Flanke wiederum Schollen von Eisendolomit. Nördlich davon folgt der Triasdolomit der Schwarzkogelscholle.

3. Junge NNE-streichende Störungen und Klüfte

Sie hängen ursächlich mit der gleichorientierten jungen Verformungsachse zusammen, welche der Hauptdeformation um WNW-Achse nachgefolgt ist. Darüber hat schon F. THALMANN (1963, p. 175 bis 177) berichtet. Diesem System gehört die bekannte

Fluorit-Kluft am Weißeck-SW-Grat in 2670 *m* Seehöhe an. Sie streicht N 20 E und steht saiger.

In den letzten Jahren haben Mineraliensammler Fluoritklüfte desselben Streichens im Weißeckdolomit am Karriegel nordnordwestlich Riedingsee erschlossen und ausgebeutet. Es handelt sich, abgesehen von kleineren Nebenklüftchen, um vier Klüfte. Die östlichste befindet sich 150 *m* südöstlich P. 2152 (Österreichische Karte 1 : 25.000). Sie bildet eine 4 *m* breite Zerrüttungszone im Weißeckdolomit und streicht N 40 E. Der zerrüttete Dolomit ist von Flußspatadern durchsetzt. Westlich davon durchsetzen 5 bis 20 *cm* dicke Quarzadern mit Bergkristall den Dolomit. Die Quarzadern streichen N—S bis N 35 E und stehen saiger. Die zweite große Flußspatkluft befindet sich 90 *m* südöstlich P. 2152. Sie streicht N 20 E und steht saiger. Sie ist 3 *m* breit. Der zerrüttete Dolomit (Kluftmylonit) ist von Flußspatadern und bis 30 *cm* dicken Quarzadern mit Bergkristall durchsetzt. Die beiden anderen Klüfte verlaufen parallel dazu, und zwar knapp östlich P. 2152, ebenfalls im Dolomit, der wiederum in beiden Klüften zerrüttet und von Flußspat und Quarz durchsetzt ist.

Knapp nördlich des Gipfels des Rauchkopfes streicht im Dolomit eine mit Quarz und Bergkristall erfüllte Kluft N 20 E. Mit Quarz und grobspätigem Dolomit (Dolomitekristalle von 6 *cm* Größe) ausgefüllte Klüfte streichen im hellgrauen Weißeckdolomit der NW-Flanke des Weißecks N—S (z. B. Seehöhe 2130 *m*, 180 *m* nordnordwestlich P. 2193). Der Lösungsumsatz in den Klüften des Dolomits der Weißeckwalze folgte jedenfalls einem interessanten Wechselspiel von Zufuhr aus der silikatischen Umgebung der Walze (Quarz) und Auslaugung aus dem Dolomitkörper (Dolomitekristalle). Das Fluor dürfte ein Mobilisat der alpidischen Stoffumsätze in den Tauerngneisen sein, entsprechend den postkinematischen Turmalinsonnen in den Gneisen (siehe Seite 42) und hier die Fluoritbildung in den jungen Klüften des Weißeckdolomits verursacht haben. Siehe dazu auch: O. M. FRIEDRICH 1968, p. 59.

III. Der Schollenkomplex: Riedingspitze und Tiefenbachtal und die einhüllenden Schiefer

Die Tektonik dieses unterostalpinen Schollenkomplexes ist äußerst kompliziert, gehorcht aber ebenfalls den WNW eintauchenden Faltenachsen. Im S und E liegt der unterostalpine Schollenkomplex auf den Schiefen, die die Weißeckwalze bedecken. Im N umhüllt ein höheres Schieferpaket (südlich Weißgrubenscharte, im Mooskar und am N-Fuß der Steilwände der Riedingspitze) den Schollenkomplex. Im W stellt sich wieder das interessante tektonische Phänomen ein, daß der Schollenkomplex tunnelförmig unter die Schiefer des Kammes: Schiereck—Weißgrubenscharte untertaucht.

Der Schollenkomplex zerfällt in mehrere Teilschollen, die durch Schieferlappen voneinander getrennt sind. Es handelt sich also um mehrere, nach WNW flach geneigte, unterostalpine Walzen, die von den Schiefen der Nordrahmenzone eingewickelt werden. Neben den Triasschichtgliedern bilden polygene Breccien vom Typus der oben beschriebenen Reicheschbreccie Leithorizonte. Außer den genetisch dubiosen Grünphylliten beteiligen sich Quarzphyllite und diaphthoritische unterostalpinen Altkristallin als über 100 *m* mächtige Härtlingspfropfen und als nur meterdicke rosenkranzförmige Boudins am Falten- und Walzenbau. Nachgewiesen sind stilpnomelanführende Paragneise (Plagioklasagneise) mit tektonisch gequälten, grobschuppigen, voralpidischen Muskoviten, ferner stilpnomelanführende Mikroclin- und Schachbrettalbit-Augengranitgneise und Amphibolite mit postkristallin gequälten Hornblenderelikten.

Der westliche Teil dieses Schollenkomplexes (Gebiet: König Alm—Schiereck—Weißgrubenscharte—Tiefenbachgraben) war bisher so gut wie unbekannt, da die schematische Darstellung dieses Teiles auf der geologischen Übersichtskarte von W. SCHMIDT (1924) unzulänglich ist. Der östliche Teil (Gebiet zwischen Hinter- und Vorderriedingtal mit dem Kamm Schwarzkogel—Riedingspitze) hat erst unlängst eine Detailbearbeitung und Kartierung durch F. THALMANN (1962 und 1963) erfahren, sodaß

ich mich für diesen Teil auf ergänzende Beobachtungen beschränke. THALMANN'S Gliederung des Riedingspitze-Dolomites in Wetterstein- und Hauptdolomit möchte ich mangels eigener Erfahrung nicht wiederholen.

1. Schwarzkogel und Riedingspitze (Tafel 6, Profil 2)

Über den oben genannten Schiefen, die die Weißeckwalze überschieben (siehe Seite 101), folgt ein Triasdolomit, der im Hinterriedingtal unter dem Schwarzkogel mehrere Meterzehner Mächtigkeit erreicht. Er liegt einem Grünphyllit auf. Am Schwarzkogel-S-Kamm ist der Dolomit bloß 6 m mächtig und brecciös. Darüber liegt 15 m mächtige, polygene Breccie. Sie besteht aus Dolomit- und Quarzitkomponenten in kalkphyllitischem Bindemittel. F. THALMANN (1963, p. 147) beobachtete in den Breccien um den Schwarzkogel gradierte Schichtung. Demnach zeigt auf Grund seiner Beobachtungen die Breccie südlich des Schwarzkogels aufrechte, die Breccie nördlich des Schwarzkogels verkehrte Lagerung. Darüber folgt Grünphyllit (eventuell diaphthoritischen Quarzphyllit und Altkristallin mitenthaltend) und ein 3 m mächtiger, nach unten auskeilender Dolomitspan.

Darauf sitzt der 200 m dicke, gegen unten zu bedeutend schmaler werdende Altkristallinpfropf des Schwarzkogels. Er besteht aus verschiedenen Varietäten von Diaphthoriten, die ein gemeinsames Merkmal haben: sie sind alle grün (Chloritisierung, „vergrüntes Kristallin“). Bei näherer Betrachtung sieht man an der südlichen Basis (Schwarzkogel-SW-Flanke) feinkörnige Grünschiefer (Diaphthorite nach altkristallinen Amphiboliten und nach eventuell paläozoischen Grünschiefern der Quarzphyllitgruppe) im Verbande mit feinlagigen grünen Quarzphylliten bis diaphthoritischen Gneisen. Dieser diaphthoritische Gneis ist hier megaskopisch zunächst noch untypisch, weil er zu stark geschiefert ist und megaskopisch selten die Muskovitschuppen erkennen läßt, die bei sehr starker postkristalliner Tektonisierung, wie sie hier an der Basis des Altkristallinpfropfens herrscht, mit freiem Auge nur noch stellenweise sichtbar sind. Das mikroskopische Bild zeigt aber bereits die charakteristischen Merkmale des diaphthoritischen altkristallinen Paragneises (Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis mit Plag III, II und I. Plagioklasfüllung Typus B nach CHRISTA. Gequälte Muskovit-Porphyroklaster in kleinblättrigem Serizit-Chlorit-Filz. Accessorien: Opazit, Titanit und Apatit).

Südlich vom Schwarzkogel-Gipfel hat der Paragneis das relativ gesündeste Aussehen. Er ist hier mittelkörnig. Die mehrere Millimeter dicken farblosen Feldspat-Quarz-Zeilen heben sich megaskopisch gut von den Muskovit-Chlorit-Zeilen ab. Die Schieferungsflächen sind wellig. Der Gneis hat eine lentikuläre Textur. Die einzelnen Muskovitblättchen erreichen bis mehrere Millimeter Durchmesser. Sie sind zu Muskovitschuppen aggregiert.

Es handelt sich um stilpnomelanführenden Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis). Plagioklas ist als Plag III, II und I ausgebildet mit Füllungstyp B. Die großen gequälten Muskovit-Porphyroklaster sind häufig quer zu s gestellt. Accessoria: Opazit, Magnetit mit Titanitsaum, Epidot und Titanit.

Nördlich des Schwarzkogel-Gipfels ist der diaphthoritische Gneis mittel- bis feinkörnig und bereits wieder planparallel verschiefert und zeigt eine intensivere dunkelgrüne Farbe. Mit freiem Auge sind die Muskovitschuppen gut erkennbar.

Wiederum handelt es sich um stilpnomelanführenden Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis) mit gequälten Scheitermuskoviten, mit Plag II und I und mit Füllungstypus B. Bemerkenswert sind Klinozoisitbüschel, die mit Stilpnomelan aggregiert sind. Accessoria: Opazit mit Titanitsaum, Haematit, Zirkon (? Monazit) und Apatit.

Steigt man weiter nach N ab, so nimmt dieser Gneis gegen seinen N-Rand feinschieferigen Phyllonitcharakter an. Darüber liegt Serizitquarzit, feinschieferig, farblos bis grünlich (chloritisch).

Darüber folgt an der Schwarzkogel-N-Flanke in Seehöhe 2135 *m*, das ist 40 *m* südlich P. 2115 (Österreichische Karte 1:25.000) ein 5 *m* mächtiger, sonderbar feinkörniger und planparallel feinschichtiger (sehr deutlicher planparalleler Lagenbau!) Chlorit-Serizit-Quarzit. Er wurde anscheinend von den Einheimischen als Wetzstein abgebaut. Gruben und eine verrostete, liegen gebliebene Hacke lassen auf solchen Abbau schließen. Es könnte sich eventuell um einen Dogger-Quarzit handeln. Allerdings ist der Chloritgehalt dieses im Längs- und Querbruch graugrünen, im Hauptbruch grünen Gesteines recht hoch. Es ist mehr Chlorit als Serizit vorhanden. Radio-larienreste wurden nicht gefunden.

Megaskopisch: Sehr feiner Lagenbau im Mm-Bereich. Farblose bis hellgraue quarzreiche Lagen wechseln mit dünneren Chlorit-Serizit-Lagen ebenflächig ab. Kleinste Chlorit- und Serizitschüppchen sind auf *s* erkennbar. Sie bilden eine Lineation (N 92 E, 7 W), die von einer jüngeren Knitterungsachse (N 100 E/27 W), überprägt wird. *s*: N 88 E/52 N.

Mikroskopisch ist die Feinkörnigkeit des Gesteines sehr auffallend. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Chlorit und Serizit. Sie bleiben alle unter 0.08 *mm* Korndurchmesser. Es ist mehr Chlorit als Serizit vorhanden.

Quarz ist nur schwach undulös, einschlußarm, meist einschlußfrei und bildet ein Pflaster rundlicher, xenomorpher Körner. Konoskopisch konnte eindeutig ermittelt werden, daß Feldspat fehlt. Accessorien: Wahrscheinlich Stilpnomelan (0.07 *mm*; Pleochroismus: Goldgelb bis rotbraun; schwach ausgeprägte Spaltbarkeit senkrecht zur Basis; meist kein szintillierendes Auslösen; parallel verwachsen mit Chlorit). Opazit, Haematit (stellenweise idiomorph; mit 0.09 *mm* Durchmesser ist er der größte Gemengteil des Gesteines), Turmalin (hellgelb bis dunkelblaugrün) und Epidot.

Die Schieferzone zwischen Schwarzkogel und Riedingspitze hat einen äußerst komplizierten Bau mit Quetschzonen (tektonische Breccien) und lokal sogar steilachsigen Schlingenbau. An ihrem Aufbau beteiligen sich Schiefer der Nordrahmenzone (Grünphyllit, Schwarzphyllit, Kalkphyllit), unterostalpinen Altkristallin, unterostalpinen Quarzphyllit, Trias und nachtriadische sedimentogene Breccien. Die besten Aufschlüsse weisen die Schluchten der Riedingspitze-W-Flanke auf (westlich und westnordwestlich P. 2013 und westlich Weinkarting). Auf der Scharte zwischen Schwarzkogel und Riedingspitze und am Riedingspitze-S-Kamm ist die Serie verarmt und die Aufschlüsse sind ungünstiger. Westlich der Stier Alm sind die Aufschlüsse recht gut, aber ebenfalls verarmt.

Über dem soeben behandelten Quarzit folgt Eisendolomit (6 *m*), darüber eine Dolomitbreccie, die in der E-Flanke als polygene Breccie ausgebildet ist. Darüber folgen Schwarzphyllit, Grünphyllit und in der E-Flanke ein Dolomitzug und ein Grünschiefer (Chlorit-Albit-Schiefer mit 0.3 *mm* großen Titaniten; eventuell diaphthoritischer altkristalliner Amphibolit).

Darüber folgt ein Trias-Span, und zwar zunächst 10 *m* mächtiger, permoskythischer Tafelquarzit (in der E-Flanke), darüber 10 *m* mächtige Rauhwanne, die der ganzen Länge nach als Leitgestein durchstreicht, darüber Kalkmarmor (Muschelkalkniveau), mehrere Meter mächtig und wechsellagernd mit Rauhwanne und Chloritphyllit (nördlich der Scharte).

Dann kommt eine ganz kompliziert gebaute Schuppenzone mit tektonischen Breccien. Sie ist am Kammprofil nicht entwickelt oder nicht aufgeschlossen. Man findet dort nur Schwarzphyllit-Lesesteine (20 *m*). Erst darüber folgt die Riedingspitze-Teilscholle, beginnend mit Kalkmarmor und Rauhwanne (Muschelkalkniveau) und darüber grauem Triasdolomit (wahrscheinlich Wettersteindolomit) des Gipfels der Riedingspitze.

In der kompliziert gebauten Schuppenzone im Liegenden der Riedingspitze-Teilscholle, die wie erwähnt, im Kammprofil nur durch Schwarzphyllit vertreten ist, beobachtet man in der W-Flanke in Seehöhe 1800 bis 1900 *m* folgendes Profil von N nach S:

Dolomit der Riedingspitze
Kalkmarmor (3 *m* mächtig)
Schwarzphyllit (3 *m*)
Kalkphyllit (2 *m*)

- Schwarzphyllit (4 m)
 Diaphthoritischer Granitaugengneis (2 m). Petrographie siehe unten!
 Schwarzphyllit (3 m)
- Periodisch trockene Wildbachrinne, westnordwestlich P. 2013
- Kalkphyllit (8 m) mit tektonischer Breccie und steiler Faltenachse. Beschreibung siehe unten!
- Rauhwanke (2 m)
 Quarzitschiefer der Quarzphyllitserie (15 m), eventuell diaphthoritischen Gneis enthaltend
 Schwarzphyllit (30 m)
 Kalkphyllit (2 m)
 Breccie (3 m): Dolomitkomponenten in karbonatquarzitischem Bindemittel
- Schlucht nördlich P. 1884 Schwarzphyllit (15 m)
 Leitband des Triasspanes Rauhwanke (10 m). Siehe Anschluß an obige Beschreibung!

Der in diesem Profil genannte diaphthoritische Granitaugengneis bildet eine 2 m dicke und mehrere hundert Meter lange Gneislamelle, die vorzüglich am N-Hang der Wildbachrinne aufgeschlossen ist. Es handelt sich in Seehöhe 1800 m um mittelkörnigen kataklastischen Granitaugengneis, der arg gequält ist. Man erkennt mit freiem Auge 3 mm große Feldspat-Augen, 1,5 mm große Muskovitschuppen, im Längs- und Querbruch Quarz-Feldspat-Zeilen und am Hauptbruch einen feinen Serizit-Chlorit-Belag. Mylonitische Partien sind sekundär verquarzt.

Unter dem Mikroskop gibt sich das Gestein als Muskovit-Chlorit-Plagioklas-Schachbrettalbit-Quarz-Gneis zu erkennen (Granitgneis). Hauptgemengteile: Plagioklas, Schachbrettalbit, Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Accessoria: Epidot und Opazit.

Der Plagioklas hat 0% An-Gehalt. Es handelt sich um leistenförmigen Plag III mit polysynthetischen Lamellen nach Albitgesetz, gefüllt mit Hellglimmer und Klinozoisit nach dem Mengenverhältnis des Typus B (nach CHRISTA). Er zeigt Kornzertrümmerung ebenso wie Quarz und Schachbrettalbit. Porphyroklasten von Quarz und Feldspat schwimmen in der durch Kornzertrümmerung erzeugten, fein granulierten Matrix. Die Hellglimmer bilden teils sperrig angeordnete, große gequälte Porphyroklasten, teils einen feinblättrigen Filz, der in s des Gesteines eingeregelt ist. Feinblättrige Chloritaggregate mit Opazit scheinen Formrelikte nach Biotit darzustellen. Außerdem finden sich Einzelchlorite ohne Opazit-Begleitung.

Im Kalkphyllit (8 m), der in der periodisch trockenen Wildbachrinne obigen Profiles ansteht, sind Triasgesteine und altkristalliner Gneis eingewalzt, die in Seehöhe 1770 m sowie darunter und darüber ein tektonisches Knetgestein (tektonische Breccie mit vorwiegend kalkphyllitischem Bindemittel) erzeugen. Die Faltenachse ist beinahe vertikal. Sie streicht N 40 E und fällt 73 NE. s: 130/73 N. Der Kalkphyllit ist kleingefältelt und enthält parallel zur Faltenachse torpedoförmig gelängte Schollen von Granitgneis des obigen Typus (2 m × 0,5 m Durchmesser), Kalkmarmor, Dolomit und Quarzit. Es ist das die einzige Stelle im Bereich der peripheren Hafnergruppe mit Schlingentektonik um beinahe vertikale Faltenachse. Offensichtlich handelt es sich um ein lokales tektonisches Phänomen, bedingt durch späte Pressung um NE-streichende Achse (Querfaltung) zwischen den relativ starren Schollen des Dolomites der Riedingspitze und des altkristallinen Gneises des Schwarzkogels.

In der NNE-Flanke der Riedingspitze wird der Dolomit in Seehöhe 1810 m (150 m südsüdwestlich P. 1697) durch ein 5 m mächtiges Kalkglimmerschieferband mit grünlichem bis rosa Kalkmarmor unterbrochen. In Seehöhe 1830 m findet sich ein 2 m mächtiges Kalkschieferband, das im Dolomit auskeilt. Der Dolomit unmittelbar über diesen Kalkschiefer-Kalkmarmorbändern ist dunkelgrau, gebankt, bituminös — stinkt beim Anschlagen —, zeigt eine sedimentäre Kräuselung, und es gibt hier Partien von Kristalldolomit (körniger, dunkler, sandig anwitternder Dolomit). Hingegen ist der Dolomit unter den Kalkmarmorbändern massig und farblos (Typus Wettersteindolomit). Die Terrasse westlich des Kalkschieferbandes ist schuttbedeckt (bei P. 1821 und westlich davon). Trotz intensiver Nachsuche konnte ich dort die von F. THALMANN eingetragenen Raibler Schichten nicht finden. Ich fand hingegen auf dieser Terrasse im Schutt erratische Blöcke (Moräne) von Quarzit und altkristallinem grobschuppigem

Muskovitgneis. In der Riedingspitze-N-Wand scheinen Raibler Schichten vorhanden zu sein. Man findet im Schutt den kleinkörnigen, braun anwitternden Dolomit mit grünen Schieferzwischenlagen und endogener Dolomitbreccie, der an die Raibler Schichten am Weißbeck (Ödenkar) erinnert. Der Internbau der Riedingspitz-Scholle scheint mir stratigraphisch noch nicht befriedigend gelöst zu sein.

An ihrem N-Fuß wird die Dolomitscholle der Riedingspitze von Kalkmarmor, Schiefen und Breccien überlagert (Tafel 6, Profil 2). Der Kalkmarmor steht 1 m mächtig, ostnordöstlich P. 1697 an. Er hat wiederum grünliche bis rosa Farbe (wahrscheinlich Muschelkalkniveau) und liegt auf dem Dolomit und unter dem umhüllenden Schwarzphyllit. Auf dem Schwarzphyllit, der auch Kalkphyllitlagen enthält, folgt die mehrere Meter mächtige Breccie südlich der Gruber Alm. Es ist wiederum polygene Breccie mit 0.5 m langen Dolomit- und Quarzitkomponenten in karbonatquarzitischem Bindemittel. Darüber liegt bei der Gruber Alm wiederum Schwarzphyllit.

Daß es sich auch im Hangenden der Dolomitscholle der Riedingspitze um ein recht kompliziert zusammengesetztes tektonisches Schuppensystem handelt, zeigt folgendes Profil, das im Wildbachgraben, 280 m südlich der Unteren Essl Alm, unmittelbar am Rande der Riedingspitz-Scholle aufgenommen wurde, vom Hangenden zum Liegenden:

polygene Breccie (8 m): Dolomit und Quarzitkomponenten in quarzitischem bis karbonatquarzitischem Bindemittel. s: N 105 E/74 N; Faltenachse: N 105 E/15 W
 Schwarzphyllit (0.5 m)
 Kalkmarmor (0.05 m)
 Schwarzphyllit (1.5 m)
 Breccie wie oben (0.2 m)
 Schwarzphyllit (1 m)
 Breccie (5 m) wie oben. Die Komponenten erreichen 1 m × 0.2 m Durchmesser
 Grünphyllit (1 m)
 Schwarzphyllit (1 m)
 Kalkphyllit (2 m)
 Dolomitbreccie mit kalkphyllitischem Bindemittel (1 m)
 Grünphyllit (1.5 m)
 Schwarzphyllit (1.5 m)

Seehöhe 1625 m Dolomit der Riedingspitz-Scholle

2. Tiefenbachtal (Tafel 6, Profil 3)

Es handelt sich um das Gebiet westlich des Hinterriedingtales und südlich des Tiefenbaches mitsamt dem Kamm Schiereck—Weißgrubenscharte.

Der altkristalline Gneispropp des Schwarzkogels hat seine Fortsetzung im Altkristallin des Tiefenbachtals (P. 1850 und Karschwelle bei P. 2237). Darüber hat die Schieferzone zwischen Schwarzkogel und Riedingspitze ihre Fortsetzung im höheren Tiefenbachtal bei P. 2110. Die Triasscholle der Riedingspitze dürfte in der Trias der Mooskarschwelle fortsetzen. Unter den Schiefen des Kammes Schiereck—Weißgrubenscharte taucht der unterostalpine Schollenkomplex achsial nach WNW unter die Gebirgsoberfläche. Nur die höchsten Teilspäne dieser unterostalpinen Walze schauen in der Kammregion als Quarzphyllit bis Grünphyllit und winzige Dolomitschollen aus den umhüllend überdeckenden Schiefen (Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Grünphyllit) noch heraus.

Wir beginnen die Detailbeschreibung bei der Mündung des Tiefenbaches in den Hinterriedingbach bei der Moosbauer Alm. Hier ist die Basis der Schwarzkogelscholle gut aufgeschlossen. Bei der Mündung stehen Kalkphyllite der hochenninischen Schieferserie an. Darüber liegt eine verkehrte Triasfolge, und zwar von unten nach oben: Dolomit, Rauhwacke, Kalkmarmor und Quarzit. Der altkristalline Gneis lagert auf. Die Fuge unter dem Gneis ist in stark verrutschtem Zustand in den Wänden westlich der Prodinger Alm in Seehöhe 1900 bis 1950 m zu studieren. Auf der Trias liegen dort Grünphyllite (30 m mächtig), darüber polygene Breccie (mehrere Meter mächtig) und darüber der Gneis. Im Gneis ist ein Dolomitspan eingefaltet. Das Profil entspricht also

vollkommen dem der Schwarzkogel-S-Flanke. Nur nimmt im Tiefenbachtal die Scholle eine flachere Lagerung ein. Man kann sich gut vorstellen, daß sie flach auf den Schieferen der Nordrahmenzone schwimmt, genauso wie es für die Weißeckscholle zutrifft.

Der Gneis der Schwarzkogelscholle im Tiefenbachtal ist 200 *m* mächtig und besteht aus diaphthoritischen Plagicklasparagneisen und diaphthoritischen Granitgneisen. Die Aufschlüsse in den weiten, vom Eise glattgescheuerten Karschwellen sind prachttvoll gut. Man sieht, daß die Diaphthoritgneise konform mit der Trias und mit den Schiefergesteinen kleingefältelt sind und eine deutliche Lineare (Elongation der Glimmer- und Chloritaggregate und Anordnung der Feldspat-Augen und des Quarz-Feldspat-Zeilengefüges) besitzen, die der Faltenachse parallel orientiert ist. Die Faltenachse fällt flach gegen WNW ein. Falten und Walzen im diaphthoritischen Altkristallingneis rotieren um diese Achse. Man sieht also, daß der altkristalline Gneis alpidisch kräftigst differentiell durchbewegt wurde.

Der Gneis bildet, wie schon eingangs erwähnt, die Felsleiste P. 1850 bis P. 2237, während am Grat nördlich Schiereck (120 *m* südlich P. 2334 und bei P. 2334) nur noch Quarzphyllite bis Grünphyllite anstehen, die allerdings unkenntlich gewordene Diaphthoritreste nach altkristallinem Gneis mitenthalten dürften. Im Gneis findet sich, wie ebenfalls schon erwähnt, die Einfaltung eines Dolomitspanes von mehreren Metern Mächtigkeit, der den Schiereck-N-Kamm mit einer kleinen Dolomitscholle im Quarzphyllit knapp südlich P. 2234 erreicht. Eine zweite Dolomiteinlagerung im Gneis findet sich südlich P. 2237. Polygene Breccie ist bei P. 2237 in den Gneis eingefaltet. Die Trias an der Basis des Gneises streicht als Rauhwaacke und Dolomit zum kleinen See, 300 *m* nordöstlich Schiereck, und keilt nach oben im Quarzphyllit aus. Im Hangenden des Gneises liegen Trias (Rauhwaacke und Dolomit) und polygene Breccie östlich und südwestlich P. 2110. Sie keilen aus und erreichen nicht den Schiereck-N-Kamm. Darüber folgen die Schwarzphyllite, Kalkphyllite und Grünphyllite der Schieferzone bei P. 2110 (trennende Schieferzone zwischen Schwarzkogel- und Riedingspitzscholle). Nur die E-Begrenzung des Gneises ist durch einen großen Hangrutsch (westlich Prodinger Alm) von einer 700 *m* langen, abgerutschten Gneispartie und von Bergsturzblockwerk bedeckt.

Zur Hauptsache ist der Gneis wie am Schwarzkogel (siehe oben) als diaphthoritischer, stilpnomelanführender Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis) ausgebildet. Zu unterscheiden sind wiederum mittelkörnige, lenticulartexturierte, weniger durchschieferete Gneise und die Hauptmasse der stark tektonisierten, klein bis mittelkörnigen Gneise mit ebenflächigem Parallelgefüge. Feldspat-Augen und Muskovittäfelchen haben einige Millimeter Größe. Lokal ist der Muskovit grobfasrig mit 8 *mm* langen Muskovittäfelchen entwickelt. Hellbraune Aggregate von Stilpnomelan sind mit freiem Auge erkennbar.

Untersucht wurden Proben dieses Gesteines von folgenden Punkten: Anstehender Fels nordöstlich Schiereck beim Buchstaben „d“ des Wortes „Wurmfeld“ der Österreichischen Karte 1 : 25.000. Anstehender Fels in Seehöhe 2065 *m*, das ist 150 *m* südsüdöstlich P. 2110. Verrutschte Felspartie südsüdwestlich Prodinger Alm bei P. 1972. Die Proben zeigen folgendes:

Hauptgemengteile sind Stilpnomelan, Chlorit, Hellglimmer, Plagioklas und Quarz. Der Plagioklas ist als gequälter Plag III mit Füllungstypus A bis C entwickelt. Die großen Muskovitscheiter sind infolge Rotation häufig quer zu s des Gesteines gestellt und arg gequält. Serizit bildet feinblättrigen Filz. Stilpnomelan zeigt Pleochroismus von hellgoldgelb bis goldbraun, schwache Spaltbarkeit senkrecht zur Basisfläche und keine szintillierende Auslöschung. Er ist ebenso wie Serizit und Chlorit Neubildung und daher wenig gequält. Accessoria: Rutil (Kniezwillig) mit Titanitsaum, Opazit, Titanit, Zirkon (? Monazit) und Apatit.

Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis) ohne Stilpnomelan steht im Tiefenbachgraben, am Almweg des südlichen Ufers in Seehöhe 1900 *m* an. Das mikroskopische Erscheinungsbild ist bis auf das Fehlen von Stilpnomelan wie oben. Bei den Accessorien tritt hier auch Karbonat auf. Titanit zeigt Zonenbau und es finden sich Opazitkörner mit Titanitsaum.

Diaphthorit nach Granitgneis ist seltener. Solcher findet sich in der verrutschten Gneispartie westlich Prodinger Alm in Seehöhe 1950 m, das ist 100 m nordnordöstlich P. 1972. Das Gestein hat so wie alle diese diaphthoritischen Altkristallingneise grüne Farbe. Hier bewirken Phengit und untergeordnet Epidot die grüne Farbe. Chlorit fehlt dem Gestein. Der Stilpnomelan ist in diesem Gestein am reichlichsten vertreten. Seine goldbraunen Blättchen können als Einzelblättchen mit freiem Auge wahrgenommen werden. Sie sind in Schuppenzügen auf s, parallel der Lineation des Gesteines, die außerdem durch die Längung des Phengites, die Feldspat-Augen und die Anordnung der Quarz-Feldspatzeilen markiert ist, angeordnet. Die Feldspat-Augen erreichen 3 mm, die Phengitblättchen 2 mm Durchmesser. Das Gestein ist als stilpnomelan- und epidot-führender Phengit-Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Gneis (diaphthoritischer Granit-Augengneis) anzusprechen.

Hauptgemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas, Phengit, Stilpnomelan, Epidot und Quarz. Accessoria: Titanit, Opazit mit Titanitsaum, Apatit.

Der Kalifeldspat ist perthitfreier, hart gegitterter Mikroklin. Er bildet Porphyroklasten, die in granuliertem, kornertrümmertem Grundgewebe schwimmen. Es handelt sich bei den im Dünnschliff bis 1·3 mm großen Porphyroklasten um vorwiegend eckige Bruchstücke, die durch Kornertrümmerung aus größeren Individuen aufgesplittert sind und heute wie „vulkanische Einsprenglinge“ im Grundgewebe schwimmen. Diese pseudoporphyrische Struktur geht hier, nachweislich durch Übergänge belegt, nur auf Kornertrümmerung zurück. Das Erscheinungsbild ist analog dem Hauptteil der Gneise der Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe. Allerdings fehlt im Riedingtal die Rekristallisation. So sind die Mikroklingitter häufig verbogen, gequält und der Kalifeldspat zeigt eine staubförmige Trübung, in der rote Hämatitblättchen erkennbar sind.

Der Hellglimmer ist durchwegs als Phengit mit deutlichem Pleochroismus von farblos bis hellgrün entwickelt. Hier, wie auch sonst in den Tauern mehrfach beobachtet, findet sich der Phengit mit verblüffender Regelmäßigkeit in mikroklinreichem Gestein, in welchem der Chlorit fehlt. Zu unterscheiden sind bis 2 mm große Phengitporphyroklasten, die mechanisch gequält sind, und der reichlich vorhandene, feinblättrige, in s eingeregelter Phengit-Filz, der Lagen und Züge bildet.

Der Stilpnomelan ist eine Spätbildung, da er mit radialstrahligen Aggregaten Klüftchen im Gestein ausfüllt und auch in Rissen innerhalb der Feldspate sitzt. Außerdem ist er aber auch lagenförmig in s des Gesteines eingeschichtet. Er bildet meist Aggregate, deren größte Schuppen 0·16 mm lang sind. Pleochroismus: Goldgelb bis braun. Die schwach entwickelte Spaltbarkeit senkrecht zur Basis ist erkennbar. Fehlen einer szintillierenden Auslöschung.

Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt. Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit nach Mengenverhältnis des Typus „B“ von CHRISTA. Die polysynthetischen Lamellen sind häufig gequält. Kalifeldspatisation des Plagioklases (metasomatische Antiperthitbildung) kommt vor.

Epidot zeigt Pleochroismus von grünlichgelb bis grünlichbraun.

Die trennende Schieferzone zwischen Schwarzkogelscholle und Riedingspitzscholle steht bei P. 2110 an (Kalkphyllit und Schwarzphyllit). Sie enthält Triasschollen (Quarzit, Kalkmarmor, Dolomit südlich P. 2110 und Dolomitlinse nordnordöstlich P. 2110) und einen altkristallinen Gneiskeil, der gegen S in den Kalkphylliten und Schwarzphylliten auskeilt. Der Gneiskeil setzt sich aus diaphthoritischem Paragneis (bei der Quelle „Q“ südlich des Wortes „Tiefenbach“ der Österreichischen Karte 1:25.000) und einem Diaphthorit nach altkristallinem Amphibolit am Wasserfall (Seehöhe 2020 m) bei dem Buchstaben „i“ des Wortes „Tiefenbach“ zusammen. Dort ist der Amphibolit über 20 m mächtig und setzt sich auf 350 m langer Strecke gegen SSW fort.

Es handelt sich um chloritisierten Epidotamphibolit. Er zeigt eine Bänderung im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich. Es wechseln nämlich hellere (plagioklas- und quarzreiche) mit dunkleren (hornblende- und chloritreichen) Lagen ab. Stellenweise ist der gebänderte Amphibolit in prächtige Falten gelegt und zeigt Transversalschieferung parallel zur Achsenebene der Falten.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas, Epidot, Chlorit, Titanit, Magnetit und Quarz. Accessoria: Serizit und Apatit.

Hornblende bildet bis 5 mm große Porphyroklasten. Pleochroismus von hellgelb bis bläulichgrün und grün. In stark diaphthoritischen Proben (z. B. Lesesteine am Tiefenbach-Almweg unter der verfallenen Almhütte) bleiben Hornblenderelikte verhältnismäßig gut erhalten und schwimmen als 4 mm lange Trümmer in filzigem Chlorit-Hellglimmergeflecht. Sie bilden auf s des Gesteines zahlreiche dunkle Knoten, was analog von DEMMER (1961, p. 21) im Kleinarler Altkristallin beschrieben wurde.

Plag III ist Oligoalbit. Er zeigt leistenförmige Umrisse. Die polysynthetischen Zwillinglamellen sind gequält. Sie sind mit Klinozoisit- und Hellglimmermikrolithen gefüllt (Füllungstypus C). Plagioklas und Quarz sind häufig granuliert (Kornzertrümmerung). Serizit beschränkt sich zumeist auf dünne Lagen, wo er ein feinschuppiges Geflecht bildet. Magnetit zeigt Titanitsaum.

Die vermutliche Fortsetzung der Riedingspitzscholle bildet eine schön regelmäßig NNE-streichende Faltenmulde zwischen Mooskarriegel und P. 2165. Außen wird sie von Altkristallin (Paragneis anstehend, Granitgneis in Rollstücken) und Quarzphyllit gegen die umgebenden Schwarzphyllite eingerahmt. Das Rauhwackeband ist regelmäßig am W- und E-Schenkel der Mulde ausgebildet. Weiter innen ist Kalkmarmor (Muschelkalkniveau) nur stellenweise vorhanden. Den Kern der Mulde bildet Dolomit. Die Mulde steht verkehrt, das heißt, sie keilt nach oben in den Schiefen aus. Das NNE-Streichen dürfte auf Konto einer Querfaltung um die NNE-Achsenrichtung gehen und steht im Gegensatz zur sonst herrschenden WNW-Achsenrichtung. Im überlagernden Kalkphyllit, südlich P. 2285, sind tatsächlich beide Faltenachsen beobachtbar. Die Elongation der Mineralgemengteile des Gesteines folgt der Hauptfaltenachse und ist flach gegen WNW geneigt. Die jüngere Quer-Faltenachse fällt flach nach N 30 E. Sie bedingt im Kalkphyllit Falten mit der Faltenamplitude von 1 bis 2 *m*.

Zwei tektonisch noch höhere Trias-Schuppen befinden sich in den Schwarzphylliten, Kalkphylliten und Grünphylliten des Kammes südlich der Weißgrubenscharte. Die eine ist die Dolomitlinse südlich P. 2285. Die andere befindet sich zwischen P. 2285 und Weißgrubenscharte und besteht aus Rauhwacke und Dolomit.

G. Erratische Blöcke, Moränen, interstadales Konglomerat, Bergstürze, Bergzerreißungsspalten, postglaziale Erosion, Kalktuff und Gehängebreccie

Es konnten während der geologischen Kartierung in der peripheren Hafnergruppe zahlreiche Originalbeobachtungen ausgeführt werden, die hier kurz, geordnet nach Tälern, genannt seien. Ich beschränke mich dabei strikte auf die hier behandelte periphere Hafnergruppe und möchte die Beobachtungen in der zentralen Hafnergruppe erst später im Zusammenhang mit der entsprechenden Beschreibung des Felsgerüstes der zentralen Hafnergruppe bringen. Auch beschränke ich mich hier auf Kartenblatt Muhr, obwohl ich natürlich auf den angrenzenden Blättern Tamsweg und Spittal an der Drau ebenfalls bereits zahlreiche Beobachtungen über die junge geologische Geschichte dieser Gebiete gesammelt habe. Es ist auch hier nicht beabsichtigt, Literaturhinweise und -vergleiche zu geben, da die meisten meiner Beobachtungen sowieso neu sind und eine entsprechende zusammenfassende Darstellung der Glazialgeschichte, Bergstürze usw. des Gesamtgebietes für später vorgesehen ist.

I. Zederhaustal

Erratische Blöcke sind im Zederhaustal in Form von Blöcken aus Trias und Altkristallin des Unterostalpins auf fremder Unterlage, vom eiszeitlichen Gletscher dorthin verfrachtet, ausgebildet. Es sind dies: Blöcke von altkristallinem Muskovitgneis und Quarz auf der Felsleiste nordwestlich Riedingspitze, und zwar 400 *m* nordwestlich des Gipfels. Blöcke von Triasdolomit (von der Weißeckscholle stammend) auf Schwarzphyllit am Gipfel der Gröbnitzen sowie südwestlich, nordnordöstlich und ost-südöstlich des Gipfels der Gröbnitzen. Diese Dolomitblöcke erreichen bis 4 *m* Durchmesser und zeigen an, daß der eiszeitliche Gletscher aus der E-Flanke des Weißecks plateauförmig die Gröbnitzen (Seehöhe 2128 *m*) überspannt hat. Erratica von Radstädter Triasdolomit gibt es auf den Schwarzschiefern der Nordrahmenzone im Ziemwald in 1550 *m* Seehöhe sowie bei der Esser Alm, im unteren Nahendfeldtal (8 *m* große Blöcke), bei Gries, beim Duller, im unteren Maristal, nördlich Meßner Alm und in Seehöhe 1600 *m* bei der Lenzl Alm (2 *m* große Blöcke); ferner bei Ruden, auf den Atlas Wiesen (Zicken-

bergwald) und nordöstlich darunter. Am Zickenberg befinden sich in Seehöhe 1805 *m* glazial gehobelte Rundbuckel aus Gneis. Der eiszeitliche Gletscher hatte also hier, am W-Ende des Lungauer Beckens beim Zusammenfluß von Zederhaus- und Murgletscher diese gewaltige Höhe. Da der Talgrund des Lungauer Beckens dort eine Seehöhe von rund 1050 *m* aufweist, war der eiszeitliche Gletscher hier mindestens 750 *m* dick. Die Lokalität der betreffenden Rundbuckel befindet sich auf der Rückfallkuppe südwestlich P. 1856 am Zickenberg. Gekritzte Gletscherschliffe im Zederhaustal beobachtet man z. B. auf Kalkglimmerschiefer bei Kraglerau.

Größere Bergstürze im Zederhaustal sind meist teilweise von Moräne bedeckt. Ihre Bergsturz-Aktivität dürfte vor dem Ende der letzten Eiszeit begonnen haben. Dazu gehören der Bergsturz Stieralm-Rauchwald, der heute noch aus der steilen E-Flanke der Riedingspitze Nachschub erhält. Es gehört hierher der äußerst wilde Bergsturz des Höllgrabens: Ein Teil der Dolomitscholle des Weißecks ist hier in sich zusammengebrochen, bildet haushohes Bergsturztrümmerwerk, das vom Gletscher des Daunstadiums überfahren und teilweise zu Moränenwällen gruppiert wurde. Moräne trägt auch der Bergsturz der Maurer Alm, der in starken Quellen mit Kalksinter in Seehöhe 1390 *m*, südlich Mühlbach entwässert. Auch der Bergsturz nördlich Zliemwald trägt Moräne, rutscht jedoch rezent weiter. Abrißklüfte in Vorbereitung künftiger Stürze befinden sich in Seehöhe 1560 *m* im Schwarzphyllit nördlich der Schrift „Zliem Wald“ der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Im Nahendfeldtal gehören die Bergstürze der Diktl Alm und der Pfeifenberger Alm zu dieser von Moräne teilweise bedeckten Gruppe; ferner im unteren Zederhaustal die Bergstürze des Schneiderwaldes, des Karbaches und der ausgedehnte Riesenbergsturz des Zickenbergwaldes, auf dem die Moräne der Atlaswiesen liegt und der wohl wegen seiner enormen Größe und ausgeglichenen Morphologie recht alt sein dürfte (vielleicht interglazial). Er bricht rezent weiter nach. Seine westlichen Teile (Fellerberg und Rudnerberg) sind postglazial und erhalten dauernd Nachschub aus dem Abrißgebiet Schrovinkogel—Grandnasen mit einer 1·1 *km* langen Bergzerreißungskluft und diversen Nebenklüften, welche zukünftige Bergstürze hier vorbereiten. Das enorme Bergsturzareal (über 5 *km* Durchmesser!) entwässert in großen Quellen, und zwar in der Quelle in Seehöhe 1310 *m* (südlich Ruden), ferner in ähnlicher Höhe südlich Krottendorf und in der großen Quelle in Seehöhe 1180 *m* (süd-südöstlich Fell) und bei der idyllischen großen Bergsturzquelle „Waldesrast“ in Seehöhe 1220 *m* (ebenfalls südsüdöstlich Fell) und in mehreren kleinen Quellen des annähernd gleichen Niveaus am Fuße der riesigen Bergsturzmasse. Alle diese Bergstürze folgen dem Prinzip des isoklinalen Abgleitens der Felsmassen über N-geneigten, mehr oder weniger wasserundurchlässigen Schiefen, meist Schwarzphylliten.

Moränenwälle als Rückzugsstadien nach der letzten Hauptvereisung sind im Zederhaustal angedeutet bei Tafern, bei Kraglerau, jedoch wirklich gut kenntlich nur bei der Talleiste von Gries und auf der Terrasse südlich der Nahendfeldmündung (Endmoränenwall). Die etwa 60 *m* tiefen Schluchten des Zederhausbaches und Nahendfeldbaches unter diesen Moränen sind hier als postglazial anzusprechen. Interessant ist, daß die postglaziale Erosion im tief rückwärts im Gebirge gelegenen Hinteren Riedingtal bloß 20 *m* beträgt, was sehr hübsch durch die Schlucht des Hinterriedingbaches unter dem mit Moräne ausgekleideten Trog südwestlich Örgenhias Alm ablesbar ist. Die postglaziale Flußerosion hat diesen rückwärtigsten Teil des Tales bisher nur in bescheidenem Maße erreicht.

Moräne verkleidet die Talleiste Esser Alm—Wald—Höllgrabenmündung. Unter dieser Moräne ist ein Konglomerat aufgeschlossen. Der Aufschluß ist 10 *m* lang und 3 *m* hoch. Er befindet sich am rechten Ufer des Zederhausbaches gegenüber dem Gasthaus Haller in Wald. Obwohl hier keine Moränenwälle mehr vorhanden sind, ist es doch am wahrscheinlichsten, daß die genannte Moräne auf der Talleiste Esser Alm—Wald—Höllgrabenmündung ebenfalls einem Rückzugsstadium nach der letzten Vereisung entspricht. Das darunter befindliche Konglomerat dürfte wohl vorher in einem lokalen

See aufgestaut worden sein. Ich möchte es daher als interstadiales Konglomerat deuten.

An postglazialen Bergstürzen, die nicht von Moräne bedeckt sind, ist das Gebiet sehr reich. Wir nennen bloß einige von ihnen: Rutschgebiet König Alm—Prodingger Alm in der linken, Bergsturzgebiet Weinkarting in der rechten Flanke des Hinterriedingtales. Beide sind aktiv und zeigen lange, dem Berghange parallel streichende Abrißklüfte in Vorbereitung befindlicher Bergstürze. Das Bergsturzblockwerk west-nordwestlich der König Alm besteht aus der polygenen, nachtriadischen Breccie. Östlich vom Weißbeck gehört hierher der kleinere Bergsturz der Rothenwänder Alm. Vorwiegend aus Grünschiefer der Zederhauschuppe besteht die Bergsturzreihe: Grätzer Alm, Veit Alm und Steinitzen-Ostflanke. Diese Bergsturzgebiete sind gegenwärtig sehr aktiv: Im Abrißstadium befindliche Bergzerreißungsklüfte der Bloßkogel-N-Flanke und des Steilhanges südlich Veit Alm. In der Bloßkogel-N-Flanke sind die Spalten mehrere 100 *m* lang und 10 *m* breit. Über der Veit Alm beobachtet man ständiges Nachrutschen. Das Bergsturzareal der Grätzer Alm entwässern mehrere große Quellen in Seehöhe 1530 bis 1500 *m*. Der Bergsturz der Steinitzen-Ostflanke wird von einer Quellenreihe mit Kalksinter über dem S-Ufer des Zederhausbaches südlich Dorf bei Zederhaus entwässert. Auch die Bergstürze des Maristales sind postglazial; ebenso die des Karthäusentales, welches besonders Muren-anfällig ist. Das Abrißgebiet der letzten großen Mure aus dem Jahre 1965 konnte ich westlich der Müllner Alm auskartieren, da der Abriß zur Zeit meiner Kartierung noch frisch war. Diese Mure versperrte das Zederhaustal bei der Mündung des Karthäusenbaches in den Zederhausbach.

An der tiefsten Stelle im Gipfelplateau des Weißbecks befindet sich 100 bis 200 *m* nordwestlich und nördlich des Weißbeckgipfels eine Gehängebreccie. Sie besteht aus grauen bis farblosen Dolomitbruchstücken und untergeordnet auch aus Schieferbruchstücken in einem porösen kalkigen Bindemittel. Die Entstehung dieser Breccie ist als subrezent anzusprechen und sehr leicht zu erklären: Die am Gipfelplateau vorhandenen, wasserundurchlässigen Schiefer stauten Wasserpfützen auf, in denen der Gehängeschutt des Gipfels abgelagert und in kalkhaltigem Schlamm verfestigt wurde.

II. Murwinkel (Murtal)

Die Spuren des eiszeitlichen Talgletschers sind an den Trogwänden der Murwinkel-Sonnseite und wiederum an erratischen Blöcken und polierten und gekritzten Gesteinsoberflächen ablesbar. Massige Gneise, aus dem Inneren des Hochalm-Ankogel-Massivs, und zwar aus dem Liegenden der Silberekserie stammend, bilden zusammen mit den charakteristischen Kalk- und Dolomitmarmoren der Silberekserie Erratica auf fremder Unterlage. Man findet sie im Gebiete um die Stickerlhütte, auf den Talleisten beiderseits der Murschlucht talauswärts der Zalussen Alm und von hier auf der Talleiste über Rotschopf Alm bis zum P. 1916 reichend; ebenso im Moritzental südwestlich und nordöstlich des Jagdhauses, im Murtal auf der Talleiste unter dem Roßfall, auf der Talleiste der Gabreinig Alm, beim Einlaufwerk des Plölitzenstollens und am Weg von Mayerhof zur Mayerhofer Alm bis Seehöhe 1510 *m*. Am zuletzt genannten Wege sind Gletscherschliffe mit Schrammen parallel Murtal am anstehenden Fels zu sehen. Erratica finden sich am Weg von Hemerach zur Aigner Alm bis Seehöhe 1360 *m*. Die Kalkmarmor- und Dolomitmarmorblöcke erreichen als Erratica auch noch im unteren Murwinkel 1-5 *m* Durchmesser.

Dem nördlichen Einfallen der Gesteine entsprechend, ist die Sonnseite des Murwinkels steil und standfest. Es gibt dort nur kleine postglaziale Bergstürze. Hingegen dehnen sich längs der Isoklinalhänge der Schattseite des Murwinkels ausgedehnte Rutsch- und Bergsturzgebiete aus, von denen die meisten und auch der größte (Oblitzen-NE-Flanke) postglazialer Entstehung sind. Bergstürze, die von Moräne teilweise bedeckt sind und daher wahrscheinlich schon vor Ende der Eiszeit aktiv waren, sind

also auf die Schattseite des Murwinkels beschränkt. Es handelt sich um die folgenden größeren unter ihnen: Milchleiten (südwestlich Stickler Hütte), Mayerhofer Alm, Stierkar und nördlich der Ruine des Kareckhauses.

Moränenrandlagen der Rückzugsstadien des letzten Talgletschers im Murwinkel lassen sich vermuten am Talriegel des Murfalles (Moränen nordwestlich Reit und bei Jedl) und am Talriegel über der Murschlucht bei Plölitzen (Moräne am Rundbuckel, der den Stausee beim Einlaufwerk des Plölitzenstollens absperrt). Einen prachtvollen Endmoränenwall schüttete der Moritzengletscher zu einer Zeit auf, als sich der Murgletscher bereits zurückgezogen hatte. Auf dem linken Seitenteil steht die Kapelle Moritzen (P. 1591). Der Moränenwall ist 20 *m* hoch und enthält Geschiebelehm (neuer Straßenanschnitt) und massige Gneisblöcke aus dem Liegenden der Silbereckserie mit Durchmesser von 2·5 *m*. Der rechte Seitenteil dieser Moritzen-Endmoräne wurde durch den postglazialen Bergsturz des Moritzenwaldes (siehe unten) überfahren. Die Randlage des Daunstadiums des Murgletschers könnte man in der Moräne bei P. 1861 im obersten Murtal (Schmalzgraben, südsüdwestlich Jagdhütte Schmalzgraben) vermuten. Ein wenige Meter hoher linker Endmoränenwall ist dort vorhanden. Auf der rechten Talseite ist auffallend grobblockige Moräne mächtig angereichert.

Wiederum beträgt die postglaziale Erosion unter dem Trog der Schmalzgrube in der Murschlucht beim Jagdhaus Schmalzgrube nur einige Meter, jedoch bereits in der Murschlucht unter der moränenbedeckten Talleiste zwischen Zalussen Alm und Moritzen-Einmündung über 100 *m*. Südlich parallel zur letztgenannten Schlucht verläuft eine heute trockene Kerbe, der einst die Mur folgte.

Von den vielen postglazialen Bergstürzen des Murwinkels seien nur die größeren hier aufgezählt. In der Schmalzgrube befindet sich der Bergsturz der Stofflerwand mit einer modellförmigen, 400 *m* langen, in Vorbereitung befindlichen neuen Abrißkluft nordöstlich parallel zur Wand und mit in der 30 *m* tiefen Murschlucht (bei der verfallenen Lenger Alm) prächtig aufgeschlossenen, durcheinandergewürfelten Bergsturmassen. Talabwärts folgt auf der Sonnseite der Bergsturz bei der Hiasbauer Alm, auf der Schattseite das Bergsturzareal südlich und südöstlich der Stickler Hütte. Der Bergsturz des Moritzen Waldes hängt mit jenem der Weidleiten zusammen. Die beiden haben, wie schon oben erwähnt, die Moritzen-Endmoräne teilweise überfahren und branden dazu noch mit einem Riesenblockwerk von 20 *m* Blockdurchmesser auf die gegenüberliegende Talseite (Sonnseite) bis 100 Höhenmeter über dem heutigen Murbett auf. Der Bergsturz hat auch die Moräne am Fuße des Roßfalles überfahren. Am Aufbau des Moritzenwald-Bergsturzes beteiligen sich Mureckgneis und Grobkornamphibolit der Storzserie. Die Abrißnische befindet sich in Seehöhe 1800 bis 1900 *m*. Über den wasserstauenden Schwarzschiefern der Silbereckserie ist der Mureckgneis im Brunnerwald und am Reiterberg eingestürzt. Der große Bergsturz Lippbauer Alm-Brunnerwald wird von starken Quellen südöstlich Blasnerbauer in Seehöhe 1560 *m* und beim Brunner (Quelle ist im Gehöft gefaßt) entwässert. Oberflächenwasser gibt es im Bergsturzterrain unter der Lippbauer Alm ausnahmsweise im Sommer nach sehr starken Niederschlägen. Im Bergsturzblockwerk in Seehöhe 1360 *m* am Reiterberg oberhalb der Bauernhöfe findet sich nicht nur Mureckgneis, sondern auch Kalkmarmor.

Der größte Bergsturz des Murwinkels ist der in der Oblitzen-NE-Flanke, westlich, südwestlich und südlich der Ortschaft Muhr. Seine Ausmaße sind gigantisch (4 *km* Durchmesser). Es ist hier beinahe die gesamte Mur-Sonnseite bis zum wasserscheidenden Grat, der das Mur- vom Liesertal trennt, in sich zusammengesunken und hat unten am Hang riesige Blockfelder gebildet. Dadurch ist eine breite kuppige trockene Landschaft um „Kegeleben“, Gupetz, Hiasler Alm und Adambauer Alm entstanden mit den steilen Blockhalden darunter, die in kräftigen Quellen entwässern: Quelle Mandl Brand in Seehöhe 1300 *m*, Quelle südwestlich Obere Auen in Seehöhe 1270 *m*. Verrutschte Riesen-Felsschollen sind im bewaldeten Gelände durch ihr aberrantes Streichen und Fallen erkennbar. Der neue Güterweg von den Unteren Auen zur Egger Alm gibt guten Ein-

blick in das wild durcheinandergewürfelte, jedoch von kräftiger Vegetation bedeckte Bergsturzblockwerk, das wegen seiner mangelhaften Standfestigkeit bei der Hochwasserkatastrophe im September 1967 beträchtliche Teile der Ortschaft Muhr durch Muren zerstört hat. Ein sehr junger Bergsturz ist der der Karrerspitze-NE-Flanke, der die Moränen des Daunstadiums bei Schönbüchel überrollt hat. Am Gipfel der Storzspitze bereitet sich ein Bergsturz vor. Die Bergzerreißungskluft nördlich des Gipfels ist 300 *m* lang.

Der Bergsturz an der Schattseite des Murwinkels bei Hemerach entwässert mit kräftiger Quelle in Seehöhe 1165 *m*, südwestlich Hemerach. Der von Gneisen der Storzserie zusammengesetzte Kamm zwischen Aigner und Walisch Kar ist in sich zusammengesunken und bildet heute einen Trümmergrat. Zu erwähnen sind dann noch die postglazialen Bergstürze unter der Stöckl Alm und bei der Doktor Alm.

III. Pöllatal (Liesertal)

Das höchste Vorkommen von erratischen Blöcken wurde auf den Eckwiesen in Seehöhe 1980 *m* gefunden. Es handelt sich um massigen grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit der Storzserie in Blöcken bis 1 *m* Durchmesser, welche auf Quarzit der peripheren Schieferhülle (tektonische Schuppen über der Schrovlin-Einheit) aufliegen. Da der Liesertalboden bei Angern heute die Seehöhe 1200 *m* einnimmt, hatte der eiszeitliche Liesertalgletscher hier eine Dicke von mindestens etwa 780 *m*. Blöcke analoger petrographischer Beschaffenheit sind erratische Leitgesteine in den Moränen des Katschberges.

Erratica von Kalkmarmor der Silbereckserie finden sich im Bereiche der Storzserie in den Moränen nördlich Tendl Alm (1 *m* große Blöcke) und in der Moräne, die dem Bergsturz der Zaneischg aufrucht, beim Pöllinger und in den Anschnitten des neuen Zaneischg-Güterweges in Seehöhe 1325 *m* (2 *m* große Kalkmarmorblöcke) zusammen mit massigen Gneisblöcken aus dem Liegenden der Silbereckserie.

Randlagen des sich zurückziehenden späteiszeitlichen Liesertalgletschers sind bei der Tendl Alm als undeutliche Endmoränenwälle an der linken und rechten Talflanke erkennbar. H. NAGL (1967, p. 156) deutet sie als Schlernstadium. Eine Kiesgrube nützt die durch den Moränenwall gestauten Lieser-Alluvionen. Ein anderer Endmoränenwall des Liesertalgletschers streicht NE—SW, also quer zum Liesertal. Er befindet sich westlich vom Jagdhaus Pölla und ist auf den Raum südlich der Lieser beschränkt. Der linke, nördliche Flügel der Endmoräne wurde vom Bergsturz der Langen Wand überrollt. H. NAGL (l. c.) teilt diese Endmoräne dem Gschnitzstadium zu. Der Wall ist mehrere Meterzehner hoch und führt eisgeschliffene Blöcke von Gneis und Kalkmarmor.

Von Moräne teilweise bedeckt ist der Bergsturz der Zaneischg. Wahrscheinlich ist er interglazial erfolgt, da er ausgeglichene, der Trogtalform angepaßte Formen zeigt und von dicken Moränen des Liesertalgletschers mit den oben genannten Erratica verklebt ist. Die Streichrichtung der Gneisbänke ist im anstehenden Fels der Bergsturz-nische größtenteils N—S bis NE mit Einfallen der Schichten gegen E und SE. Isoklinales Abgleiten der Felsmassen nach SE war mithin möglich und löste den Bergsturz im glazial unnatürlich steil ausgestalteten Gelände (siehe die heutigen Steilwände bei der Veithütte!) aus. Während des Daunstadiums lag in der Bergsturz-nische ein Gletscher, der auf den Zaneischg Wiesen lang hinstreichende Endmoränenwälle aufbaute. Die Entwässerung des oberflächlich trockenen Bergsturzgeländes erfolgt durch die großen Quellen bei der Strafr Alm und nordöstlich Zaneischg.

Die übrigen großen Bergstürze des Pöllatales sind postglazialen Alters. Mureckgneis und Storzserie, die über den quergefalteten Schiefen der Silbereckserie eingebrochen sind, bilden das äußerst wilde Bergsturzareal unter der Langen Wand. Die Riesenfelschollen, welche die Ausbruch-nische unter der Langen Wand ausfüllen, zeigen aberrantes Streichen und Fallen und werden von neuerlich aufreißenden, lang

hinstreichenden, tiefen Bergzerreißungsspalten in Vorbereitung neuerlicher Einstürze durchzogen. In den darunter befindlichen Blockfeldern herrscht intensive rezente Bewegung und ein Block-Gepolter nach größeren Niederschlägen im Sommer. Die sogenannte Gifthütte, das ist das Gemäuer der Ruine des alten Arsenik-Poch- und Röstwerkes, dessen Betrieb im Jahre 1809 eingestellt wurde (R. M. ALLESCH 1959), befindet sich in Seehöhe 1390 *m* am linken Ufer der Lieser, knapp westlich der Mündung des Eissigbaches und ist von 2 *m* großen Gneisblöcken des Bergsturzes bereits weitgehend zugedeckt. Auch der nebenbei befindlichen Schlackenhalde ist es in den inzwischen vergangenen 160 Jahren ähnlich ergangen. Im Karbonatquarzit in der Steilflanke gegenüber Pölla-Jagdhaus reißt die tiefe und lange Abrißfuge eines künftigen Bergsturzes auf.

Postglazial sind auch die Bergstürze nordöstlich P. 2517, der Pfarr Alm und der Girlitz Alm. Die Abrißnische des zuletzt genannten folgt den gleitfähigen Talkschiefern der Storzserie östlich vom Gipfel der Girlitzspitze. Das große Bergsturzareal der Girlitz-W-Flanke ist trocken. Um die Almwirtschaft aufrechterhalten zu können, bauten die Einheimischen mit Erfolg im Blockwerk in Seehöhe 2240 *m* in der Nähe der Abrißfuge des Bergsturzes einen Stollen zum Wasser. Die Stelle befindet sich 450 *m* nordöstlich Girlitzspitze. Der Stollen ist heute bereits wieder verfallen. Die Reste der Metallrohrwasserleitung bis zum Almboden sind noch vorhanden. Die Almwirtschaft ist derzeit eingestellt. Rund um das große Girlitz-Bergsturzareal treten am Fuße des Bergsturzes starke Quellen aus: Quelle beim Jagdhaus Lassörn, Quelle beim Lassörn-Almweg in Seehöhe 1680 *m*, Quelle beim Lassörn-Wasserfall und Quellen über dem rechten Ufer der Lieser, südlich Alm 1307. Im obersten Lassörn bildet die Semannwand-SE-Flanke einen in sich zusammengesunkenen und als Bergsturz auseinandergelassenen Blockgrat. Ein in Vorbereitung befindlicher Bergriß befindet sich westlich der Scharte zwischen Girlitzspitze und P. 2546.

Vor dem Daunstudium rutschte der Bergsturz (Schrovingneis) auf den Schwarzschiefern der Murtörlserie bei der Oberen Peitler Alm ab. Das Bergsturzblockwerk wurde vom Gletscher des Daunstudiums zu Endmoränenwällen zusammengestaucht. Postglaziale Bergstürze erzeugten die brettebenen Isoklinallänge der Bündnerschiefer der W-Flanke des Wolfsbachtals. In ihnen gibt es auch Bergzerreißungsspalten für künftige Bergstürze: Im Grünschiefer, 500 *m* westsüdwestlich Unterer Peitler Alm, im Kalkglimmerschiefer bei der Stampatzspitze und mehrere Staffeln von Spalten im Grünschiefer der Poisnegg-ESE-Flanke in Seehöhe 2220 bis 2140 *m*.

H. Kritische Bemerkungen zur Literatur

Die folgenden Bemerkungen sollen dazu beitragen, Literaturstellen, die nach meiner gegenwärtigen Erfahrung der Natur nicht gerecht werden, zu kennzeichnen. Damit wird der Wunsch verknüpft, daß man sie tatsächlich diskutiert, bevor sie kritiklos in alle Ewigkeit fortgepflanzt werden. Es gibt kaum etwas Langlebigeres als falsche Literaturstellen. Ich möchte mit der genauen Durchsicht der Arbeiten meiner Vorgänger meine Verehrung und Dankbarkeit diesen Forschern gegenüber bekunden. Außerdem wurde auch Selbstkritik gegenüber eigenen, älteren Publikationen geübt.

Zu F. BECKE 1908, p. 386: Die Feldspat-Augen im Mureckgneis sind nach meinen Beobachtungen überwiegend Kalinatronfeldspat und Schachbrettalbit, nicht primärer Plagioklas.

Zu p. 386 und 387: Die Mächtigkeitenangaben (600 bis 700 *m*) für den Mureckgneis sind zu hoch. Nach meinen Beobachtungen überschreitet seine Mächtigkeit nicht 300 *m*.

Zu F. BECKE 1909 b, p. 207: Die Moräne im Murtal bei der Einmündung des Rotgüldenbaches reicht nur bis 500 *m* östlich Blasnerbauer. Die Hügel weiter östlich bis zum Gehöft Brunner bestehen aus Bergsturzblockwerk.

Zu p. 209: Der Autor erkennt nicht die ausgedehnten postglazialen Bergsturzmassen südwestlich Muhr (Adambauer und Hiasler Alm) und im Altenbergtal.

Zu H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS 1932, p. 162: Richtiggestellt sei die Meinung der Autoren, daß „die Phyllite, welche den wesentlichen Bestandteil der Breccie bilden, am ganzen Gipfelbau des Weißecks nicht anstehen“. Mit dieser unzutreffenden Meinung wird ein tertiäres Relief konstruiert, das die Gehängebreccie erzeugt hätte. Tatsächlich steht aber der Phyllit am Gipfelplateau an und liefert subrezent die Gehängebreccie. Ein tertiäres Alter der Gehängebreccie ist somit eindeutig abzulehnen. Wahrscheinlich lag, wie so häufig im Sommer, der betreffende Bereich mit anstehendem Phyllit am Gipfelplateau beim Besuch der beiden Autoren unter Schnee.

H. FROSS-BÜSSING (1935) hatte, ohne die Gehängebreccie gesehen zu haben, sich bereits aus theoretischen geomorphologischen Erwägungen heraus gegen die Existenz von tertiärer Gehängebreccie am Gipfel des Weißecks ausgesprochen und auch sehr richtig das nicht tertiäre, sondern quartäre Alter der von obigen Autoren zum Vergleich herangezogenen Gehängebreccie am Kreuzjoch im Tuxer Tal erwähnt. Diese wurde zuletzt von W. FRISCH (1968, p. 331 bis 332) vortrefflich beschrieben und als pleistozän erkannt.

Die angeblich „tertiäre Gehängebreccie am Gipfelplateau des Weißecks (2709 m)“ hatte dann zu Schlußfolgerungen geführt bezüglich tertiärer Altflächen in den Hohen Tauern (H. P. CORNELIUS 1950, p. 164 bis 165; A. WINKLER-HERMADEN 1957, p. 602 bis 605). Da eine tertiäre Gehängebreccie am Gipfelplateau des Weißecks eindeutig nicht existiert, haben die Schlußfolgerungen ihre wichtigste Stütze verloren.

Zu Ch. EXNER 1939, p. 298: Die Ausdrücke „albitinjizierter Glimmerschiefer“ und „mit Feldspat injizierter Quarzit“ sind, da eine Injektion an den betreffenden Gesteinen nicht wahrnehmbar ist, durch die rein beschreibenden Bezeichnungen: Albitblastenschiefer, feldspatführender Quarzit und Phengit-Mikroklin-Gneis zu ersetzen.

Zu p. 299: Was ich damals als „Buntphyllit“ bezeichnete, entspricht den penninischen Grünphylliten.

Zu p. 300: Nach heutiger Kenntnis wird man die Grobkörnigkeit und den Pyritreichtum des Dolomitmarmors an der Grenze zum Serpentin beim Peitler (oberhalb St. Peter) auf kräftigeren Lösungsumsatz an der Gesteinsgrenze und nicht auf magmatische Kontaktmetamorphose zurückführen.

Zu Ch. EXNER 1940, p. 270: Das Marmorband im Steilhang nördlich Jagdhaus Pölla ist nicht „eine von Gneis rings eingeschlossene, also gänzlich isolierte Scholle“, sondern dürfte unter dem Bergsturz der Langen Wand mit der Silbereckserie im W im Zuge eines komplizierten Querfaltenbaues zusammenhängen. Nach E reicht es bis zum Schutt des Liesertales, unter den es eintaucht.

Zu p. 290: In den „Lagengneisen“ der Storzserie konnten ebenso wie im Mureckgneis nunmehr Falten im 100 m-, 10 m-, 1 m- bis 0.1 m-Bereich beobachtet werden.

Zu p. 294: Druckfehler. Statt „Oststeiermark“ soll es heißen Ostmark (damalige offizielle Bezeichnung für Österreich).

Zu Ch. EXNER 1942, p. 59, 63 und 94: Die Tatsache des Vorkommens von Albitblastenschiefer, feldspatführendem Quarzit und Gneis in einem Niveau der Schieferhülle, das tektonisch merklich höher liegt als die Basisserie, deutete ich damals bereits tektonisch. Ich sprach von der „Wandspitzschuppe“, die in der Falte der Wandspitze aus der Basisserie hervorgehen sollte und bis zum Schrovinkopf nach N reicht. Nunmehr hat sich eine noch viel weitere Ausdehnung dieser Serie ergeben, die ich nun im Anschlusse an R. STAUBS (1924) „Schrovindecke“ als Schrovini-Einheit bezeichne, sodaß der Ausdruck „Wandspitzschuppe“ fallengelassen werden kann.

Zu p. 64: Zeilen 7 und 6 von unten: Die „albitinjizierten Glimmerschiefer (Wandspitzschuppe)“ sind an dieser Stelle Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer, die eventuell tuffitische Lagen in den Bündnerschiefern darstellen.

Zu Ch. EXNER 1961 bis 1969. Mehrere Druckfehler in den Aufnahmsberichten sind auszubessern. Verhandlungen Jahrgang 1963, p. A 15: Soll heißen Gfrerer Karl statt „Gferer Karl“. — Verhandlungen Jahrgang 1966, p. A 23, Zeile 21 von unten: Soll heißen diaphthoritischem statt „diaphthorischem“. — Verhandlungen Jahrgang 1968, p. A 23, letzte Zeile: Soll heißen Verstellungen statt „Vorstellungen“. — Verhandlungen Jahrgang 1969, p. A 23, 6. Zeile von unten: Soll heißen Prabitschkopf-NE-Flanke statt „Prabitschkopf-NW-Flanke“; ebenda p. A 24, 18. Zeile von unten: Soll heißen 1920-Wall statt „1820-Wall“. Verhandlungen Jahrgang 1970, p. A 24, 15. Zeile von oben: Soll heißen Graphitquarzte statt „Graphitquarze“.

Zu W. FRANK 1969, p. 99: Der Autor meint, verallgemeinern zu dürfen, daß die N—S-Faltenachsen der Glocknerdepression im Übergangsbereich zu den mehr E—W orientierten Faltenachsen der Umgebung stets die älteren seien. Das ist nicht der Fall im Übergangsbereich zwischen den NW-Achsen der Sonnblick-Walz-Struktur und den N—S-Achsen der Glocknerdepression im Bereiche des Krumlkeeskopfes und der Zirknitzscharte. Siehe: Ch. EXNER 1964, p. 13 und Tafel 3.

Zu G. FRASL (Osthälfte des Panoramas) aus G. FRASL und W. FRANK 1969, p. 112 bis 113: Die Ausdrücke „Hohes und Niederes Modereck“ dürften dem Hinteren und Vorderen Modereck des Panoramas und der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt 154) und 1 : 25.000 (Blatt 154/3) entsprechen. Das Panorama, welches beide Autoren so vorzüglich ausgeführt haben, zeigt nun doch im alten Aufnahmegebiete von Herrn Prof. FRASL eine Interpretation, welche ich kritisieren möchte. Es handelt sich um den recht gewaltigen, mehrere Meterzehner mächtigen und weit hinstreichenden und auf den

Kartreppen sehr schön aufgeschlossenen, sogenannten „Bündnerschiefergneis“ dieses Autors in der W- und SW-Flanke des Vorderen Moderecks. Auf dem Panorama (Osthälfte) ist er im Hintergrunde des Wustkogels, und zwar beiderseits des Wustkogel-Gipfels sehr deutlich eingezeichnet. Geländebegehung und Mikroskopie der gesammelten Gesteinsproben konnten mich wirklich nicht davon überzeugen, daß man hier „die ursprünglichen primärsedimentären Übergänge dieser Arkosegneise in Kalkglimmerschiefer sowie quarzitishe und phyllitische Bündnerschiefer im zusammenhängenden Aufschluß erkennen kann“. Tatsächlich handelt es sich um gut abgrenzbaren Mikroklin-Augengranitgneis (Mikroklin-Albit-Quarz-Phengit-Gneis) und Albitporphyroblastenschiefer. Ich vermute, daß es sich um die walzenförmige, am Hauptkamm nicht anstehende, den Berg tunnelförmig durchspießende Fortsetzung der Gneislamelle Nr. 3 der Sonnblickgruppe handelt. Freilich wäre zur Beurteilung dieser Sachlage ein baldiges Erscheinen der geologischen Karte Prof. FRASLS sehr erwünscht.

Zu A. KIESLINGER 1964, p. 18: Da zur Zeit der Abfassung seines Buches ein alter Schräg-Steinbruch in anstehendem Serpentin des Lungaus noch nicht bekannt war, leitete der Autor „alle Serpentinarbeiten, die wir im Lungau finden, ... aus ... Eiszeitfindlingen“ ab. Mein Fund eines solchen Steinbruches (siehe Seite 82) verändert nun die Situation.

Zu L. KOBER 1922, p. 202: Es ist schade, daß die vom Autor genannten und benützten geologischen Einzeldarstellungen von F. BECKE und F. SEEMANN, die sich auf Teile der Hafnergruppe bezogen, niemals publiziert wurden und so der Nachwelt verloren gingen. Ich mußte im Gebiete des Schrovinkogels und seiner Fortsetzung (zwischen Zederhaus- und Murtal) praktisch neu anfangen.

Zu p. 230: Die Kalke am Schrovinkogel (zwischen Zederhaus- und Murtal) sind keine „gewissermaßen Ausstrahlungen der Angertalmarmore“ und auch keine Teile der „Radstädter Decken (Tektonogramm)“.

Zu H. MOHR 1912, p. 651 und 1913, p. 330, 331, 338, 339: Der Autor gab erstmals gegenständliche Vergleiche zwischen den albitreichen Schiefen des niederösterreichisch-steirischen Wechselgebietes und den damals durch BECKE und seine Mitarbeiter gesammelten und beschriebenen albitreichen Schiefen der östlichen Hohen Tauern. Er verglich Wechselgneis mit Albitporphyroblastenschiefer der Murtörlserie (vom Seebauern im Großarlal) und ferner Grünschiefer des Wechselgebietes mit Prasiniten der Oberen Tauernschieferhülle (am Mallnitzer Tauern, auf der Mauternitzscharte und in der Mallnitzschlucht). Nun läßt sich aber auf Grund der Neubearbeitung des Wechselgebietes (P. FAUPEL 1969, G. HUSKA 1970 und andere, noch unpublizierte Arbeiten aus dem Geologischen Institut der Universität Wien) und des Vergleiches mit den Gesteinen der Hohen Tauern die Analogie etwas anders und noch bedeutend gegenständlicher formulieren als dies H. MOHR möglich war. Es entsprechen nämlich bis in Einzelheiten und auch bezüglich der Genese der Wechselgneis (Albitgneis und Grünschiefer) der Kareckserie (Albitgneis und Prasinit) und ferner die Serie der Liegenden Wechselschiefer Teilbereichen der Murtörlserie.

Zu F. THALMANN 1963. Es handelt sich um eine vorzügliche und neue Bearbeitung eines großen Teilbereiches des oberen Mur- und Zederhaustales. Es ist ganz selbstverständlich und wird in ähnlich gelagerten Fällen immer so sein, daß der Nachfolgende in der Arbeit seines Vorgängers allerlei Details auffindet, die er glaubt, kritisieren zu müssen. Im folgenden führe ich Details an, die ich zur Diskussion stellen möchte:

Zu p. 130: Ich kann dem Autor nicht beistimmen, daß die Bildung richtiger Weißschiefer im Mureckgneis fehlt, da ich typische Weißschiefer (Quarz-Muskovit-Schiefer und Quarz-Phengit-Schiefer) als Gneisphyllonite im Mureckgneis häufig antraf.

Zu p. 132: Der Autor beobachtete im Granitgneis des Frischinghöhe-N-Grates Plag III mit verhältnismäßig hohen Anorthitgehalten zwischen 15 und 18% An. In drei von mir aufgesammelten und untersuchten Gesteinsproben dieses Granitgneiskörpers fand ich Plag III mit bloß 2 bis 4% An.

Zu p. 142: Der Autor nennt zwei kleine Dolomitlinsen (siehe auch seine geologische Karte, Tafel 7) östlich der Gröbnitzen auf den Nahendfeld Mähdern. Diese beiden Dolomitvorkommen sind erratische Blöcke.

Zu p. 146 bis 148, 162 und 172: Die Reicheschbreccie reiht der Autor ins Pennin und deutet sie als Liasbreccie, weil ihr Grünschiefer als Komponenten fehlen und sie mithin älter als der Grünschiefer-Magmatismus sei. Ich glaube, das ist ein zwar möglicher, aber nicht unbedingt verbindlicher Schluß. Ich möchte die Reicheschbreccie auf Grund ihres feldgeologischen Verbandes mit unterostalpinen Schollen eher ins Unterostalpin einreihen und mit der Schwarzzeckbreccie vergleichen.

Zu p. 158: „Das Fehlen jeglicher karbonatführender Gesteine als primär sedimentäre Einschaltung“ in der Murtörlserie möchte ich nicht unterschreiben, da in dieser Serie Kalkphyllite in bescheidenem Ausmaße auftreten. Sie sind mit den Schwarzphylliten durch Übergänge primär sedimentär verknüpft.

Zu p. 167: Hier ist ein Druckfehler unterlaufen. Ich nahm niemals an, daß das Sedimentbecken der Oberen Schieferhülle „südlich des unterostalpinen Geosynkinalraumes lag“, sondern natürlich nördlich davon.

Zu p. 170: Die grünen metamorphen Quarzitgerölle der Riedingspitze-N-Flanke in Seehöhe 1850 m, über der Hoisl Alm, könnten Erratica sein, da ich dort auch Erratica aus unterostalpinem Altkristallin-gneis fand.

Zu p. 174: Die „kleine Granitgneislinse . . . östlich der zerstörten Murhütte“ steht nicht an, sondern es handelt sich um Bergsturzblockwerk aus Mureckgneis. Ferner: Statt „Exner 1932“ sollte es richtig heißen: Exner 1939.

Zu p. 175: Auf Grund meiner Bearbeitung der Grünphyllite möchte ich schon meinen, daß in ihnen auch Quarzphyllit vorhanden ist. Ich kann deshalb dem Autor nicht beistimmen, wenn er meint, daß die „Quarzphyllit-Zone . . . im Raume der Riedingspitze und des Weißsecks . . . zwischen den penninen und unterostalpinen Serien“ fehle.

I. Literaturverzeichnis

- ALLESCH, R. M.: Arsenik, seine Geschichte in Österreich. — Archiv für vaterländische Geschichte und Topographie, 54, Klagenfurt 1959.
- ANGEL, F.: Notizen zur Morphologie des Antigorites. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 67, Graz 1930.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 13, Innsbruck 1952.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 117, 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 118, 1909 a.
- BECKE, F.: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, 3, Berlin 1909 b.
- BECKE, F.: Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 75, IV, 1912.
- BECKE, F.: Ostrand des „Iepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis (Exkursionsführer). — Geol. Rundschau, 3, Leipzig 1912.
- BECKE, F.: Stoffwanderung bei der Metamorphose. — Tschermaks min. u. petrograph. Mitt., 36, Wien 1923.
- BERAN, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen. — Tschermaks min. u. petrograph. Mitt. (3. Folge), 13, Wien 1969.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 146, 1937.
- CLAR, E.: Geologische Aufnahmen 1956 in den Radstädter Tauern (Zederhaustal). — Verh. Geol. B. A., 1957, Wien.
- CLAR, E.: Bericht 1957 der Arbeitsgruppe Geol. Institut der Universität Wien über Aufnahmen in den Radstädter Tauern und im Salzkammergut. — Verh. Geol. B. A., 1958, Wien.
- CLIFF, R. A.: The Age of Tonalites in the South-east Tauernfenster, Austrian Alps. Rubidium/Strontium Whole Rock Ages on Some Associated Leucogranites. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968, Stuttgart.
- CORNELIUS, H. P.: Zum Betrag der jugendlichen Hebung der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges., 92, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). — Abh. Zweigst. Wien, Reichsstelle Bodenf., 25, 1939.
- CORNELIUS, H. P. & FURLANI-CORNELIUS, M.: Die Breccien auf dem Gipfel des Weißsecks in den Radstädter Tauern. — Verh. Geol. B. A., 1932, Wien.
- DEL-NEGRO, W.: Salzburg, 2. Auflage. — Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie, Wien 1970.
- DEMME, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarltales). — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 1961.
- DEMME, W.: Geologische Beschreibung des Reißbeckgebietes. — Führer der Reißbeck-Kreuzeck-Höhenbahnen-Ges. m. b. H., 2. Auflage, Klagenfurt 1968.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. (I. Teil.) — Jahrb. Zweigst. Wien, Reichsstelle Bodenf., 89, 1939.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. (II. Teil.) Bewegungsbild der Silbereckmulde. — Mitt. Reichsstelle Bodenf. Zweigst. Wien, 1, 1940.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil.) — Mitt. Geol. Ges. Wien, 35, 1942.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil.) — Tschermaks min. u. petrograph. Mitt. (3. Folge), 1, Wien 1949.

- EXNER, Ch.: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. — Radex-Rundsch., Radenthein 1953.
- EXNER, Ch.: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus (Exkursionsführer). — Carinthia II, 63, Klagenfurt 1953.
- EXNER, Ch.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. — Jb. Geol. B. A., 97, Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000 (Ausgabe 1956). — Geol. B. A., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in den Jahren 1958 und 1959 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Verh. Geol. B. A., 1959 u. 1960, Wien.
- EXNER, Ch.: Aufnahmsberichte für die Jahre 1960 bis 1969 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe bzw. auf Kartenblatt Muhr. — Verh. Geol. B. A., 1961 bis 1970, Wien.
- EXNER, Ch.: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. — Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. Société géologique de France, Paris 1963.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. — Geol. B. A., Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Tauern — Westalpen. — Ein Vergleich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 1966.
- EXNER, Ch., TOLLMANN, A. & FRASL G.: Exkursion H 9: Östliche und mittlere Hohe Tauern und die Radstädter Tauern. — Vervielfältigter Exkursionsführer, Geol. Ges. Wien, 1958.
- FAUPEL, P.: Geologische Studien an den kristallinen Schiefen des südlichen Wechselgebietes im Raume von Bruck a. d. Lafnitz, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1969, Wien.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 21, München 1969.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kaliefeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granite und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B. A., 97, Wien 1954.
- FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Joanneum, Min. Mitt., 1957, Graz.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 101, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau. — Aufschluß, Sonderheft 15, Heidelberg 1966.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Bemerkungen zum zweiteiligen geologischen Panorama von der Edelweißspitze (Großglockner-Hochalpenstraße). — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 21, München 1969.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. — Berg- u. Hüttenmännisches Jb., 83, Wien 1935.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 145, 1936.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Goldlagerstätte Schellgaden. — Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, 8, Leoben 1968.
- FRIEDRICH, O. M. & MATZ, K. B.: Der Stüblbau zu Schellgaden. — Berg- u. Hüttenmännische Mh., 87, Wien 1939.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, Wien 1968.
- FROSS-BÜSSING, H.: Die Morphologie des nördlichen Lungau. — Geogr. Jb. aus Österreich, 18, Wien 1935.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). — Verh. Geol. R. A., 1892, Wien.
- GEYER, G.: Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. — Verh. Geol. R. A., 1893, Wien.
- HUSKA, G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. — Verh. Geol. B. A., 1970, Wien.
- KIESLINGER, A.: Der Serpentin von der Judenbrücke (Mölltal, Kärnten) und seine Verwitterung. — Zbl. Min., Abt. A, 1937, Stuttgart.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. — Verlag „Das Bergland-Buch“, Salzburg/Stuttgart 1964.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 98, 1922.
- LAMBERT, R. St. J.: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster. — Verh. Geol. B. A., 1964, Wien.

- MEDWENITSCH, W. & SCHLAGER, W., mit Beiträgen von EXNER, Ch.: Ostalpenübersichtsexkursion. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964.
- MEIXNER, H.: Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg, sowie dort neu aufgefundener Molybdänlanz und Zirkon. — Zs. f. angew. Mineralogie, 1, Berlin 1938.
- MEIXNER, H.: Ein Besuch der Talklagerstätte Schellgaden im Lungau auf der Vorexkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft am 22. August 1938. — Fortschr. Min., Krist. u. Petrographie, 23, Berlin 1939.
- MEIXNER, H.: Zur Landesmineralogie von Salzburg, 1878—1962. — „Die naturwissenschaftliche Erforschung des Landes Salzburg“, Salzburg 1964.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 88, 1912.
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 82, 1913.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über den Bergbau im Lungau. Eine geographisch-historische und geologisch-montanistische Einführung. — Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, 107, Salzburg 1967.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. — Geogr. Jb. aus Österreich, 31, Wien 1967.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps. — Verh. Geol. B. A., 1966, Wien.
- PREY, S.: Aufnahmsbericht über das Blatt St. Michael (5151). — Verh. Geol. B. A., 1938, Wien.
- PREY, S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. Beitrag zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — Geol. B. A., Wien 1964.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 99, 1924.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — Beiträge zur geolog. Karte Schweiz, N. F. 52, Bern 1924.
- STEIGER, E.: Zur Geologie des östlichen Tauernfensters. Das Gebiet westlich vom Katschberg. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 1953.
- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. — Jb. Geol. R. A., 5, Wien 1854.
- SUESS, F. E.: Nachruf auf F. SEEMANN. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3/4, 1914.
- TERMIER, P.: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der Geologischen Vereinigung. — Geol. Rundschau, 4, Leipzig und Berlin 1913.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weißecks (Blatt Mosermannl 156/1; südwestliche Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B. A., 1962, Wien.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle-Pennin). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 1963.
- THIELE, O.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). — Verh. Geol. B. A., 1960, Wien.
- THIELE, O.: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). — Verh. Geol. B. A., 1961, Wien.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermannlgruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B. A., 101, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — Geol. Rundschau, 52 (1962), Stuttgart 1963.
- TOLLMANN, A.: Exkursion I/4. Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1964 über den SW-Teil der Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr). — Verh. Geol. B. A., 1965, Wien.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 117, 1908.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 1909.
- WIEBOLS, J.: Zur Tektonik des hinteren Großarl-Tales. — Jb. Geol. B. A., 93, Wien 1948.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. — Springer Verlag, Wien 1957.

Abgedeckte geologische Übersichtskarte der HAFNERGRUPPE und ihrer Position in den östlichen Hohen Tauern

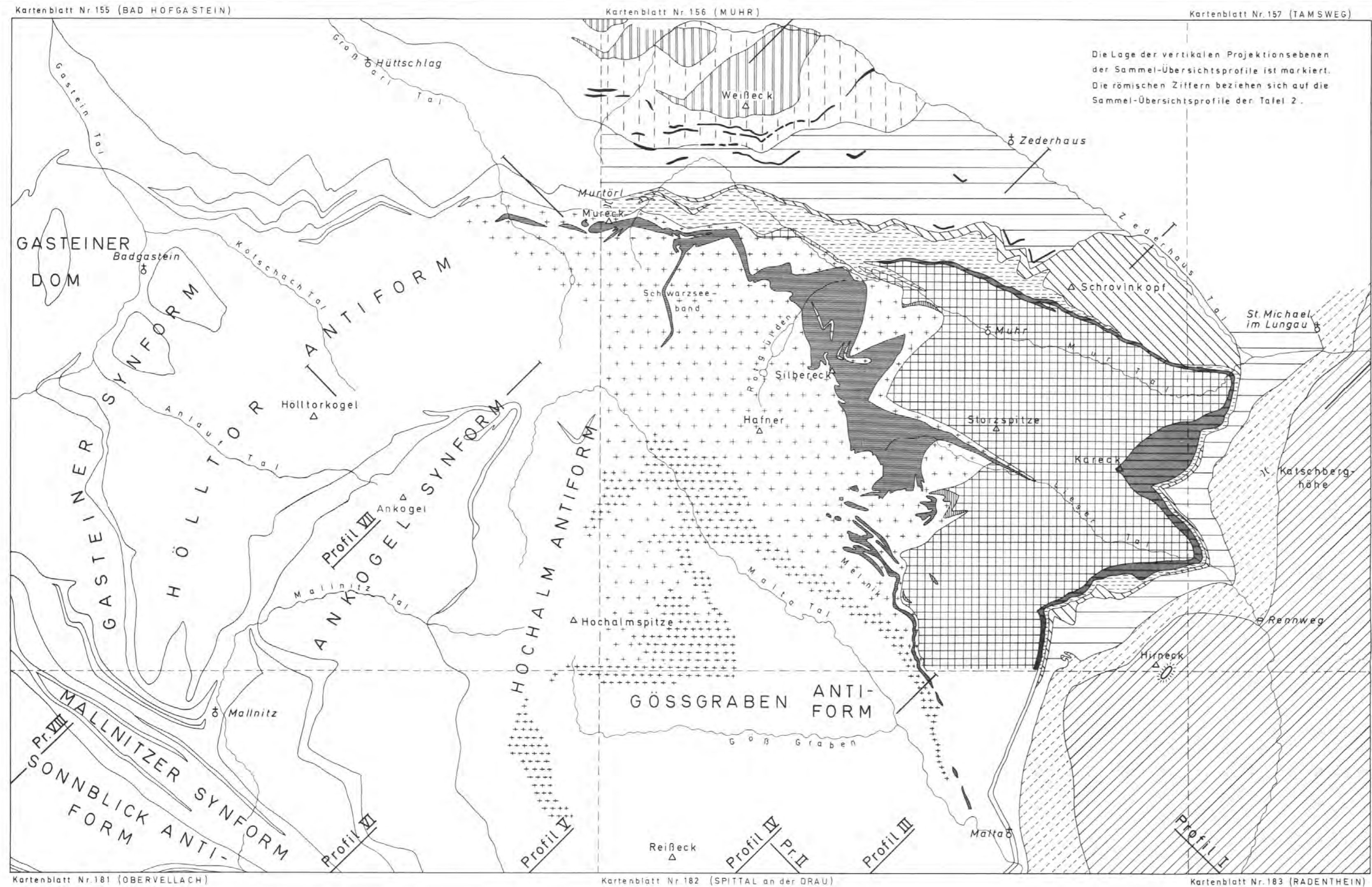
Ch. EXNER 1969



Legende:

- DOLOMITKEIL DES HIRNECKS
- OBEROSTALPINES ALTKRISTALLIN D. NOCKGEBIETES
- KATSCHBERG-ZONE
- RADSTATTER TAUERN: UNTEROSTALPINE SCHOLLEN D. WEISSECKS, D. RIEDINGSPITZE UND DES WEISSGRUBENKOPFES
- NORDLICHE RAHMENZONE
- TRIAS-DOLOMITLINSENZÜGE IN DEN HÖHEREN LAGEN DES DECKENSYSTEMS DER OBEREN SCHIEFERHÜLLE U. IN D. NÖRDL. RAHMENZONE
- BÜNDNERSCHIEFER DES DECKENSYSTEMS DER OBEREN SCHIEFERHÜLLE
- SCHROVIN-EINHEIT
- MURTÖRL-SERIE
- SILBERECK-SERIE
- SCHIEFER ZWISCHEN MURECKGNEIS U. STORZSERIE SOWIE INNERHALB DER STORZSERIE
- KARECK-SERIE
- PARAGNEIS, AMPHIBOLIT UND MIGMATIT DER STORZSERIE
- TONALITGNEIS
- GRANITGNEIS, GRANOSYENITGNEIS UND MIGMATITE

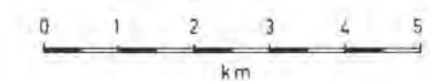
Die Lage der vertikalen Projektionsebenen der Sammel-Übersichtsprofile ist markiert. Die römischen Ziffern beziehen sich auf die Sammel-Übersichtsprofile der Tafel 2.



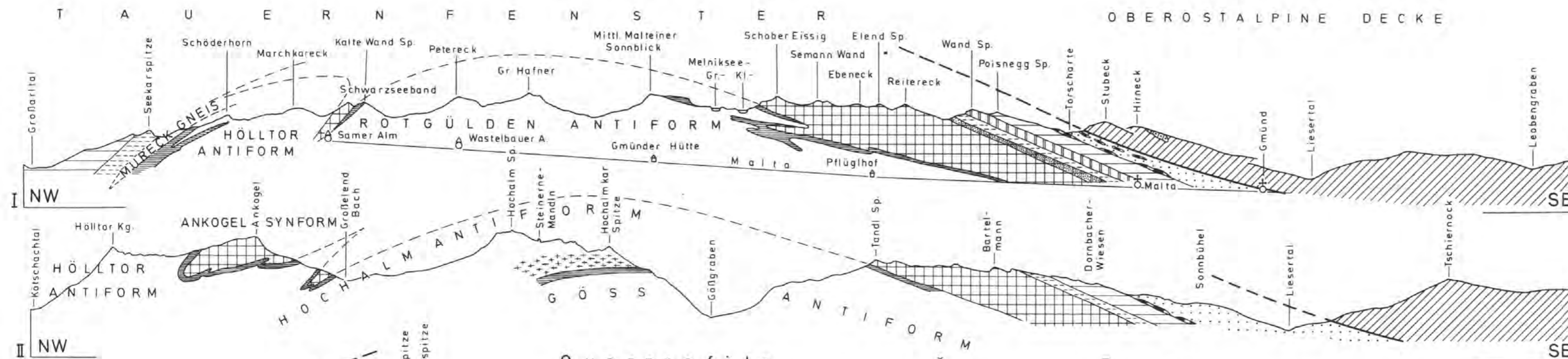
Tafel 2

ÜBERSICHTSPROFILE durch die HAFNERGRUPPE und Umgebung

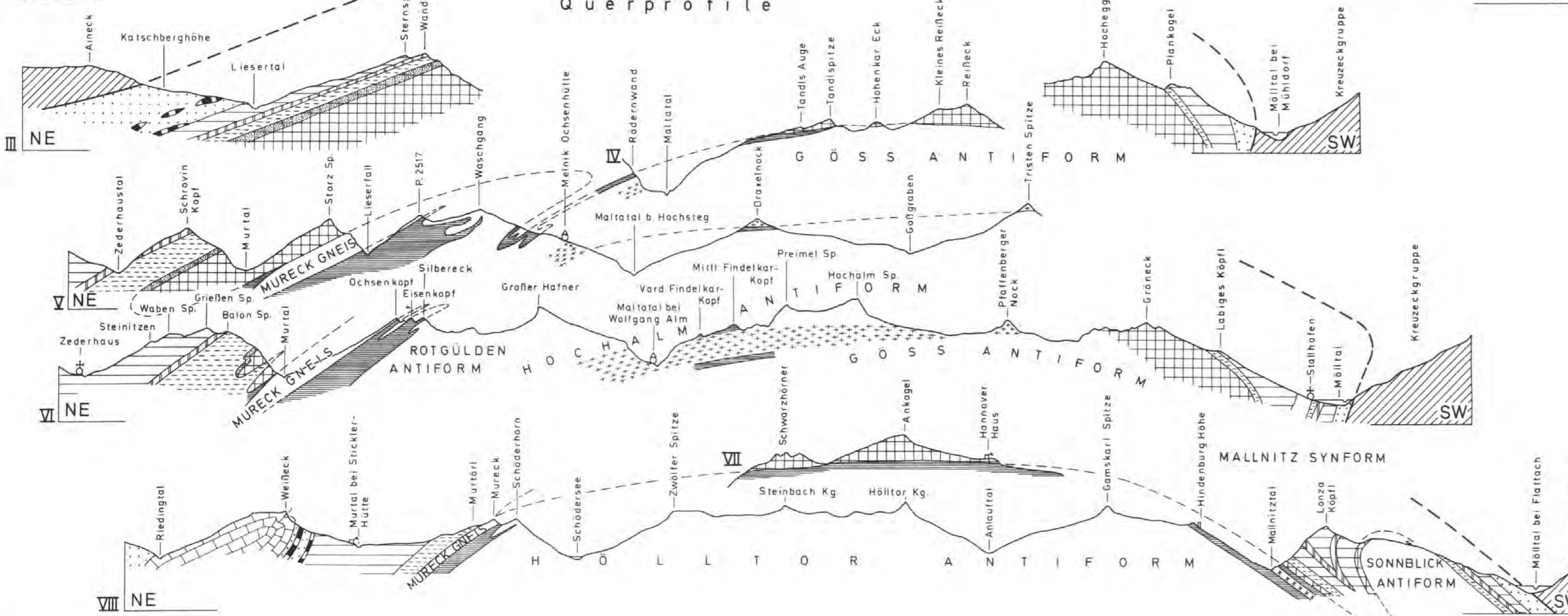
Ch. EXNER 1970



Längsprofile



Querprofile



-  Dolomitteil des Hirnecks
-  Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes und der Reißbeckgruppe
-  Trias des Weißtals (Unterostalpin)
-  Unterostalpinen "Trias"-Linsenzüge und Begleitgesteine
-  Nördliche Rahmenzone, Katschbergzone und Matreier Zone
-  Bündnerschiefer der peripheren Schieferhülle
-  Schrovin-Einheit und Gneislamelle Nr. 4 der Sonnblickgruppe
-  Murtalserie und basale periphere Schiefer des Möll- und Mallnitztals
-  Silbereckserie und zentrale Schiefer des Hochalm-Ankogel-Massivs
-  Kareckserie
-  Altkristallin in den Hohen Tauern. Altes Dach des Zentralgranits und davon abgescherte Decken Storzserie und Gneislamelle Nr. 1 der Sonnblickgruppe
-  Tonalitgneis
-  Granosyenitgneis
-  Granitgneis und Migmatite

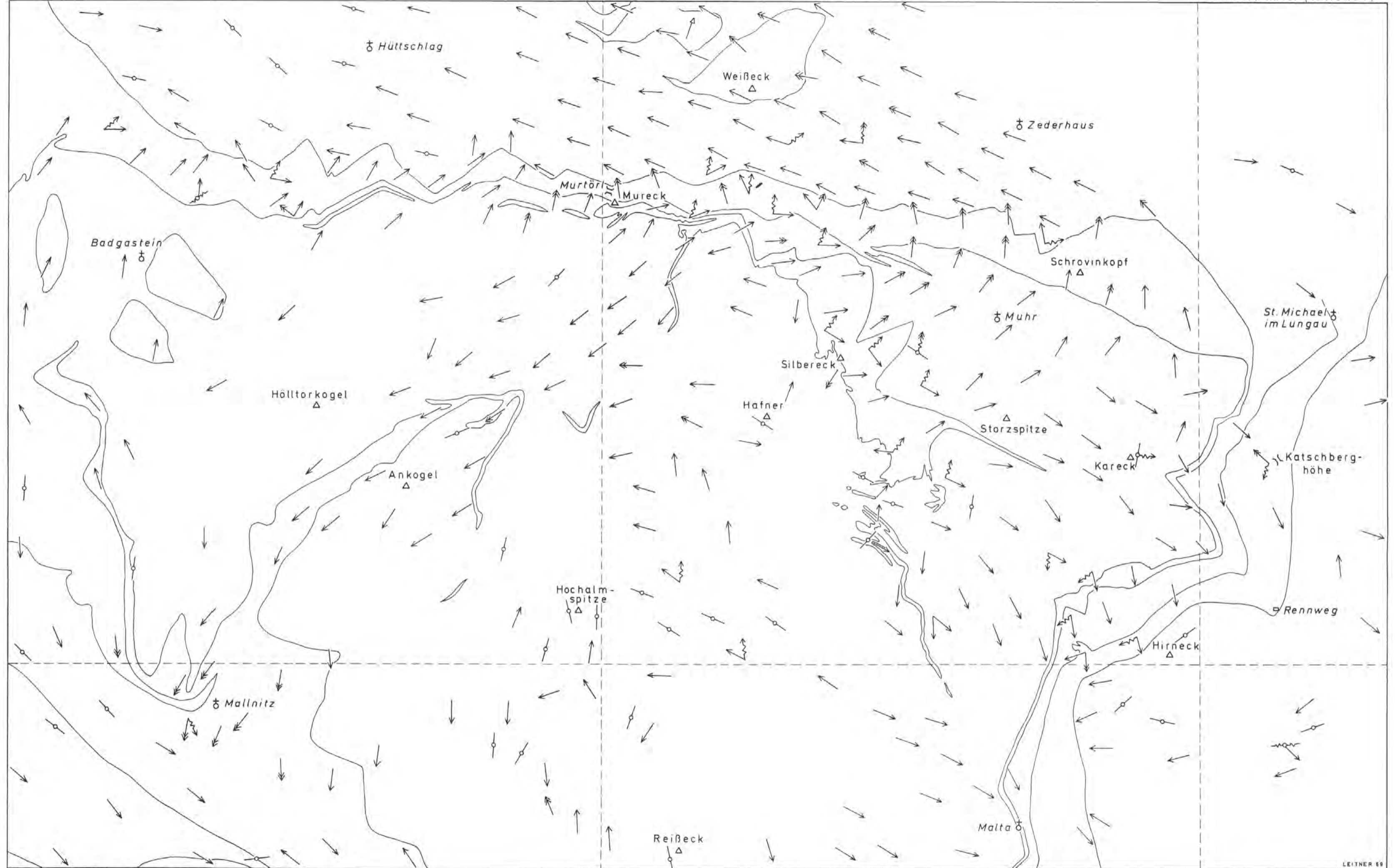
STRUKTURKARTE der HAFNERGRUPPE

und angrenzender Teile d. östlichen Hohen Tauern u. ihres Rahmens
Ch. EXNER 1969

Kartenblatt Nr. 155 (BAD HÖFGASTEIN)

Kartenblatt Nr. 156 (MUHR)

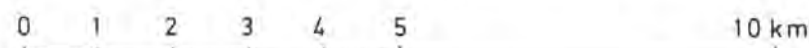
Kartenblatt Nr. 157 (TAMSWEG)



Kartenblatt Nr. 181 (OBERVELLACH)

Kartenblatt Nr. 182 (SPITTAL an der DRAU)

Kartenblatt Nr. 183 (RADENTHEIN)



Lineationen (meist ident mit der Hauptfaltenachse):

- horizontale Lage
- ← 6°-30° Neigung
- ↙ 31°-60° Neigung
- ↘ 61°-84° Neigung

↖ Prägung zweier Lineationen ohne erkennbaren Altersunterschied

↗ Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lineation
 ↘ jüngere Lineation (sekundäre Knitterung ohne zugehörige Elongation der Gesteinsgemengteile)
 ↙ ältere Lineation (meist ident mit der Hauptfaltenachse und mit der Elongation der Gesteinsgemengteile, z. B. Glimmer, Hornblende, Quarz und Feldspate)

LEITNER 69

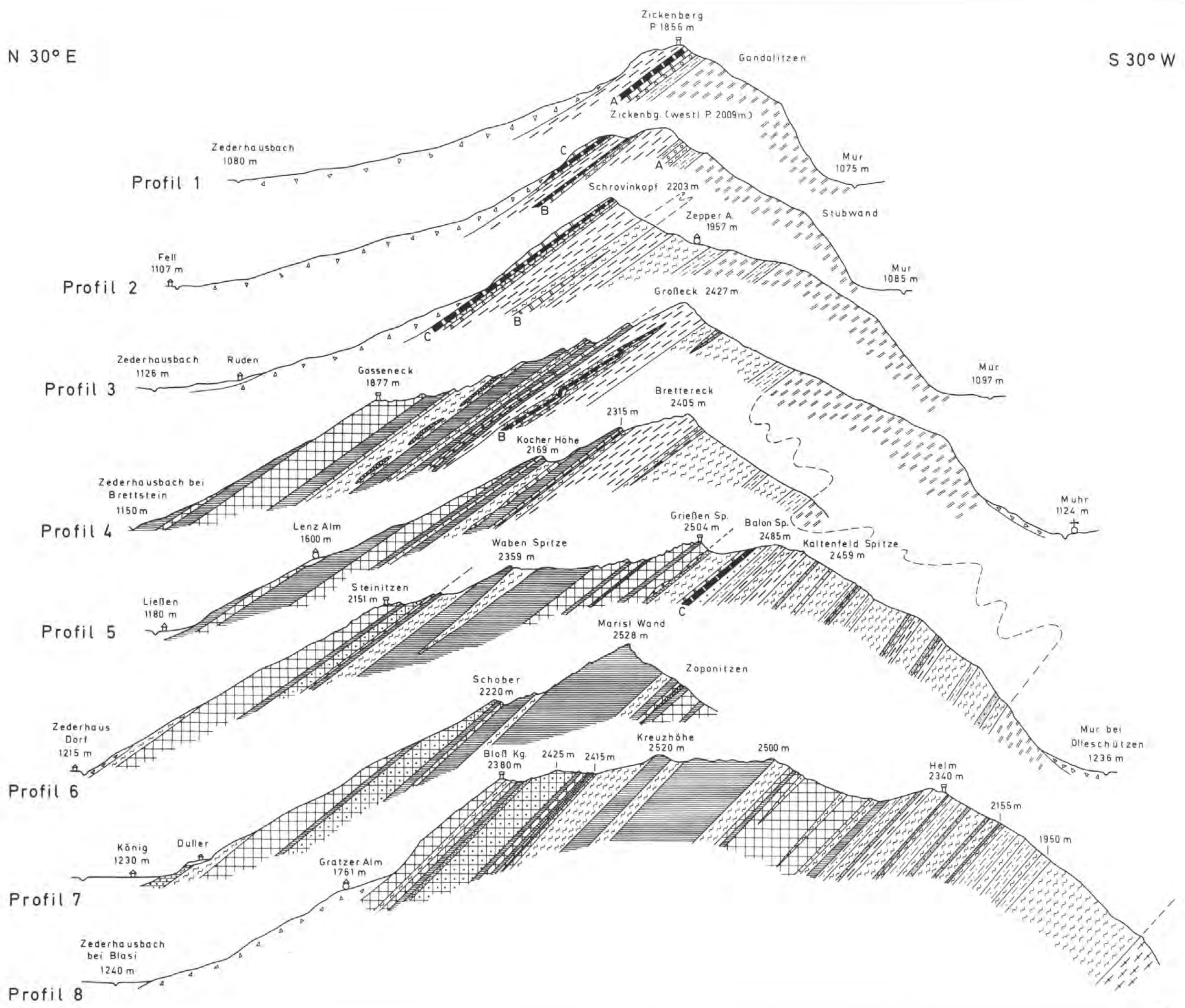
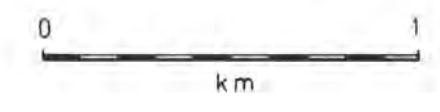
N 30° E

S 30° W

Tafel 4

PROFILE DURCH DIE PERIPHERE TAUERN-SCHIEFERHÜLLE ZWISCHEN MUR-UND ZEDERHAUSTAL ÖSTLICH VOM PLEISSNITZKOGEL

Ch. EXNER 1966

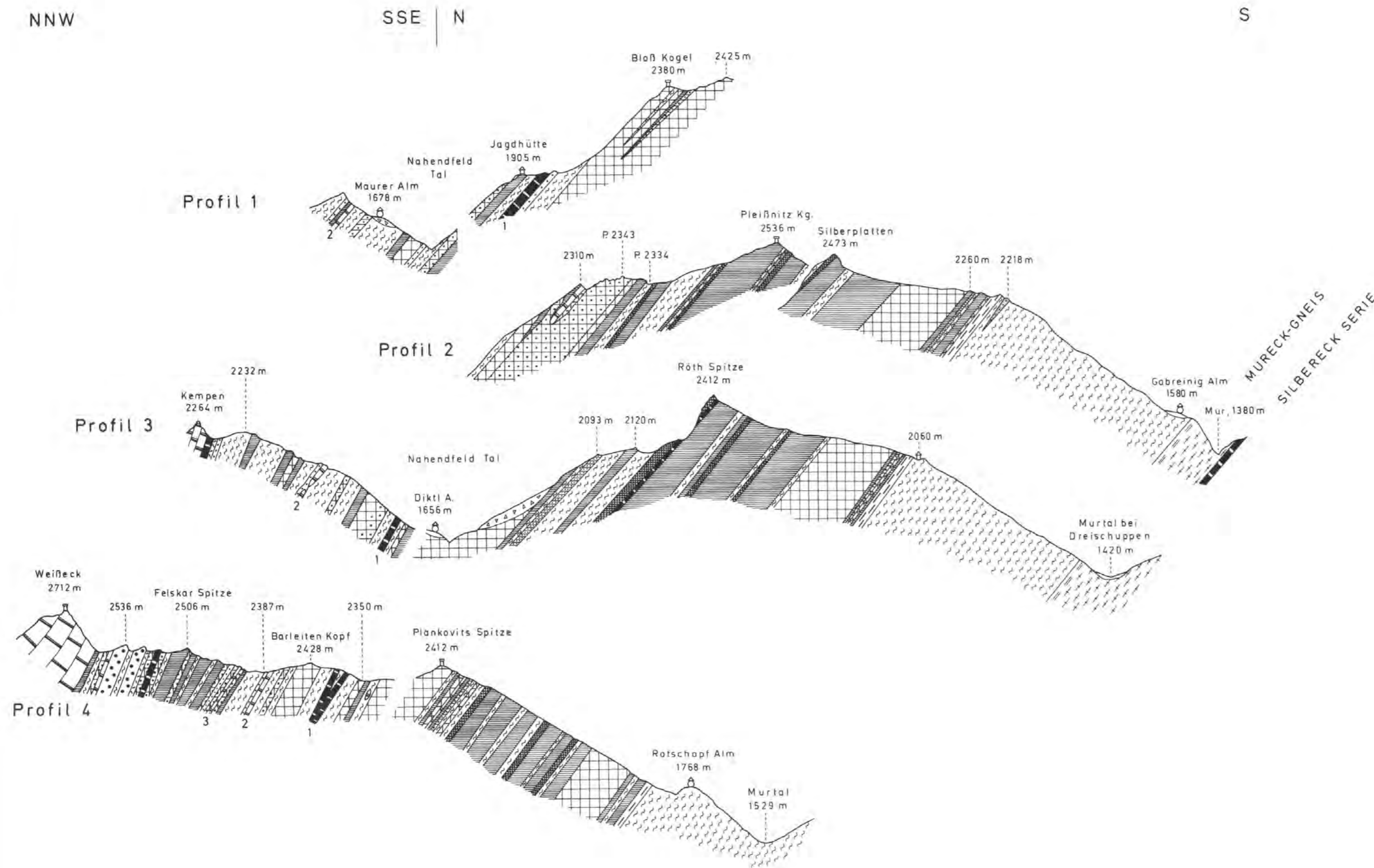


- Alluvium und Moräne
- Bergsturz
- Chlorit-Serizitphyllit (tuffitischer Grünschiefer, teilweise Quarzphyllit und Diaphthorit)
- Grünschiefer
- Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit- und Aktinolithschiefer)
- Karbonatquarzit
- Kalkglimmerschiefer und Kalkpyllit
- Breccie (Dolomit- und Quarzitlinsen in Bindemittel von Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit)
- Schwarzphyllit
- Raibler Schichten
- Dolomitmarmor und Dolomit
- Kalkmarmor
- Rauhwacke (metamorph)
- Quarzit mit Quarzgeröllen
- Quarzit
- Schrovingneis: Granitgneis, Albitgneis, Arkose-quarzit etc.
- Schwarzphyllit und Albitschiefer
- Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit
- Graphitquarzit
- Paragneis, Amphibolit und Migmatit
- Granitgneis
- diaphthoritischer Quarzphyllit


Tafel 5

PROFILE DURCH DIE PERIPHERE TAUERN-SCHIEFERHÜLLE ZWISCHEN MUR-UND ZEDERHAUSTAL IM BEREICH DES NAHENDFELDTALES UND UMGEBUNG

Ch. EXNER 1968

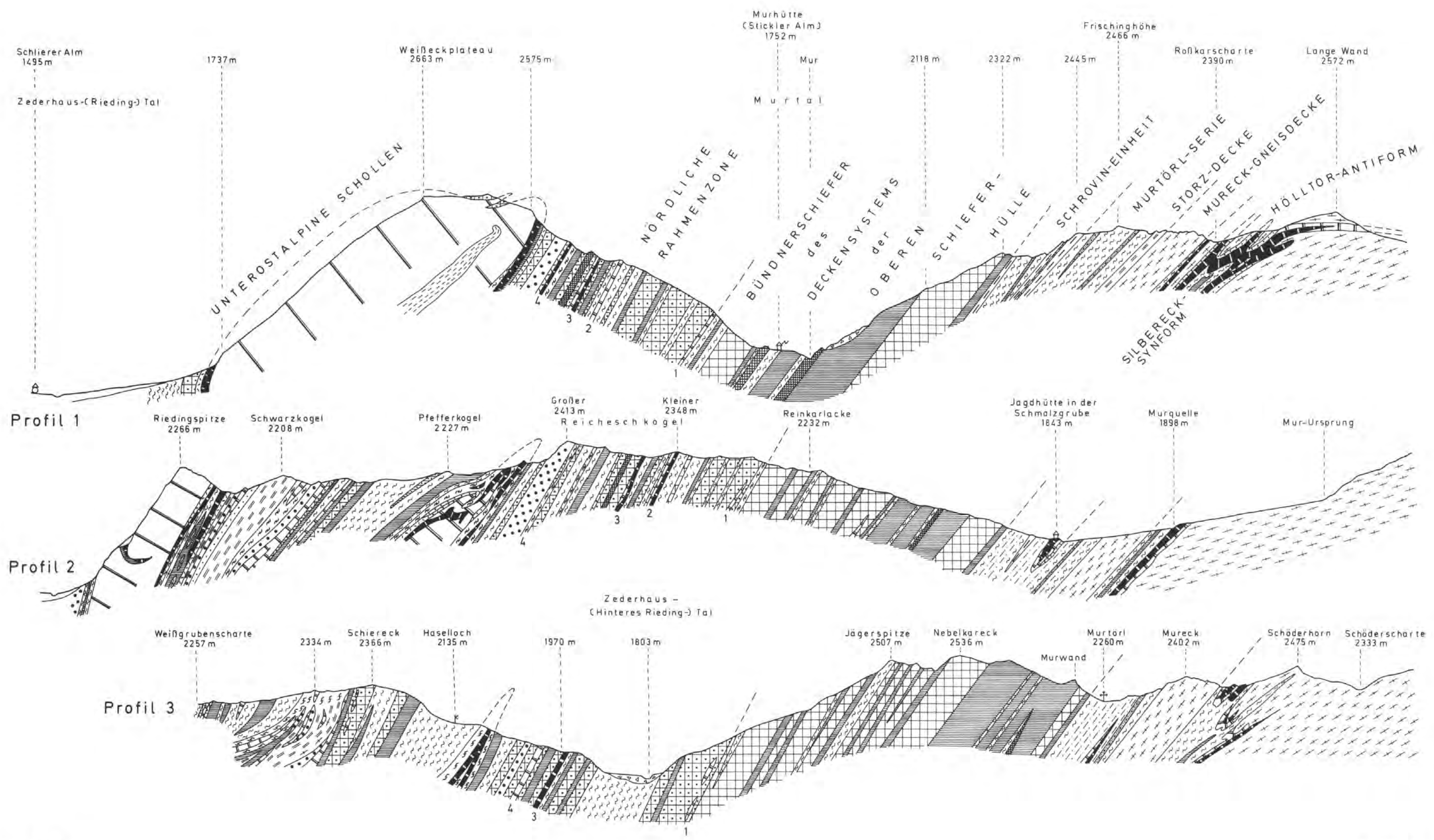


MURECK-GNEIS
SILBERECK SERIE

-  Alluvium und Moräne
-  Bergsturz
-  Chlorit-Serizitphyllit (tuffitischer Grünschiefer, teilweise Quarzphyllit und Diaphthorit)
-  Grünschiefer
-  Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit- und Aktinolithschiefer)
-  Karbonatquarzit
-  Kalkglimmerschiefer und Kalkpyllit
-  Breccie (Dolomit- und Quarzitlinsen in Bindemittel von Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit)
-  Schwarzphyllit
-  Raibler Schichten
-  Dolomitmarmor und Dolomit
-  Kalkmarmor
-  Rauhwacke (metamorph)
-  Quarzit mit Quarzgeröllen
-  Quarzit
-  Schrovingsgneis: Granitgneis, Albitgneis, Arkose-quarzit etc.
-  Schwarzphyllit und Albitschiefer
-  Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit
-  Graphitquarzit
-  Paragneis, Amphibolit und Migmatit
-  Granitgneis
-  diaphthoritischer Quarzphyllit

Tafel 6
PROFILE DURCH DIE PERIPHERE TAUERN-SCHIEFERHÜLLE IM QUELLGEBIET VON MUR-UND ZEDERHAUSTAL

Ch. EXNER 1970



- Alluvium und Moräne
- Bergsturz
- Chlorit-Serizitphyllit (tuffitischer Grünschiefer, teilweise Quarzphyllit und Diaphthorit)
- Grünschiefer
- Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit- und Aktinolithschiefer)
- Karbonatquarzit
- Kalkglimmerschiefer und Kalkpyllit
- Breccie (Dolomit- und Quarzitlinsen in Bindemittel von Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit)
- Schwarzphyllit
- Raibler Schichten
- Dolomitmarmor und Dolomit
- Kalkmarmor
- Rauhwacke (metamorph)
- Quarzit mit Quarzgeröllen
- Quarzit
- Schrovinegneis: Granitgneis, Albitgneis, Arkose-quarzit etc.
- Schwarzphyllit und Albitschiefer
- Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit
- Graphitquarzit
- Paragneis, Amphibolit und Migmatit
- Granitgneis
- diaphthoritischer Quarzphyllit

N 10° E

S 10° W

Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Risseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps

A series of papers by R. A. CLIFF¹, R. J. NORRIS², E. R. OXBURGH and R. C. WRIGHT

Edited by E. R. OXBURGH

Dept. of Geology and Mineralogy
Parks Road, Oxford,
England

With 4 Plates ("Beilagen 7—10") and 63 Figures

Schlüsselswörter
Ostalpen
Tauernfenster
Zentralgneis
Schieferhülle
Metamorphose
Strukturuntersuchungen
Geochronologie

Contents

I. Introduction by E. R. OXBURGH, R. A. CLIFF and R. J. NORRIS	125
History and Purpose of Present Study	125
Methods of Work	126
Abbreviations used in the text	127
Outline of the Regional Geology	127
Previous Work in and around the Area Mapped	129
Acknowledgements	133
II. Field Relations and Petrography of the Main Rock Groups by R. J. NORRIS, R. A. CLIFF and E. R. OXBURGH	133
Introduction	133
The Zentralgneis	135
Introduction	135
Relatively undeformed Granites	136
Tonalite and Granodiorite	136
Leucogranites	140
Late discordant Veins	142
Fine-grained Porphyritic Granite	142

¹) present address: Dept. of Planetary and Space Science, University of California, Los Angeles, California 90024, U.S.A.

²) present address: Dept. of Geology, University of Otago, P.O. Box 56, Dunedin, New Zealand.

	Seite
Granite Gneisses	144
Introduction	144
Augen-Gneiss	145
Biotite Augen-Gneiss	146
Leucocratic Granite Gneiss	148
Shear Zones	149
Discussion	150
The Inner Schieferhülle	151
Introduction	151
Banded Gneisses	152
Veined Gneisses	153
Amphibolite Group	155
Garnet Mica Schists	159
Schistose Gneisses	160
Migmatite	160
The Peripheral Schieferhülle	163
Introduction	163
The Zentralgneis of the Sonnblick Lamella	164
The Calcareous Group of Lithologies	165
Black phyllites	165
Calc-phyllites and Calc-schists	165
Calcite Marble	165
Dolomite Marble	165
Petrography of the Carbonate Rocks	166
Quartzite and Dolomite-quartzite-breccia	167
Mica Schists	168
Weisschiefer	175
Amphibolites	175
Serpentinites	178
Summary	179
Fissure Mineralisation	179
III. Metamorphism by R. A. CLIFF, R. J. NORRIS and E. R. OXBURGH	180
Introduction	180
Amphibolites	181
Serpentinites	181
Calc-silicates and Marbles	183
Pelitic Rocks	184
Quartzofeldspathic Lithologies	189
General Statement	189
Development of Metamorphic Textures	189
K-feldspar Reactions	190
Structural State of K-feldspar	192
Plagioclase	192
Myrmekite	196
Conditions of Alpine Metamorphism	197
IV. Structure by R. J. NORRIS, E. R. OXBURGH, R. A. CLIFF and R. C. WRIGHT	198
Introduction	198
Peripheral Schieferhülle	199
Mesoscopic Scale	199
Microscopic Scale	203
Macroscopic Scale	206
Basement	210
Mesoscopic Scale	210
Microscopic Scale	218
Macroscopic Scale	225
Descriptive Synthesis	229

V. Geochronology by R. A. CLIFF and E. R. OXBURGH	235
Introduction	235
The Age of the Zentralgneis	235
The Alpine Metamorphism	239
Interpretation of Mineral Ages	242
Isotopic Data from Other Parts of Tauernfenster and its Surroundings	244
A Model for the Thermal History of the Tauernfenster	245
VI. Conclusions by E. R. OXBURGH, R. J. NORRIS and R. A. CLIFF	248
Appendix I. Aerial Photograph Interpretation by R. C. WRIGHT	255
Appendix II. Methods of Calculation of Rock Strain by R. J. NORRIS	258
References	264

Summary

An area of about 250 km² extending from the Mölltal on the south east margin of the Tauern Window to the Hochalm in the window centre has been the subject of a structural, metamorphic and isotopic age study, and a map is presented at a scale of 1 : 25,000. The area mapped lies entirely within the Pennine Zone of the Eastern Alps. An intensely deformed "cover" sequence of metasedimentary rocks overlies an older basement complex. Although generally distinguishable on lithological grounds the basement and cover are also distinguished by the following criteria: (1) the basement rocks commonly display evidence of more than one episode of intense folding; the cover shows only one main folding episode although locally a later group of gentle flexures is developed; (2) the basement rocks are virtually free of carbonate while it is a common constituent of the cover rocks; (3) the basement is commonly injected by aplitic veins; these are not found in the cover.

The basement comprises two main lithological units: (a) banded gneisses, amphibolites, paragneisses and schists, here termed the Inner Schieferhülle; (b) the Zentralgneis — a more or less homogeneous and gneissose group comprising granodiorites with subsidiary leucogranites and tonalites; a few members of this group are virtually unfoliated and have igneous textures.

The cover sequence comprises greenschists, amphibolites, calc-schists, pelitic schists, marbles dolomites and quartzites and is known as the Peripheral Schieferhülle. The cover sequence is thought to be largely Mesozoic in age while the basement is pre-Mesozoic. Isotopic evidence (Rb/Sr whole rock) indicates the intrusion of large granodioritic bodies in the Permian and these seem to be among the youngest basement rocks; they cut an earlier sequence of metamorphosed igneous and sedimentary rocks which had by that time already undergone one or more major folding deformations.

The cover sequence may have been deposited, at any rate in part, on top of the basement complex; alternatively it may have been carried onto it in Tertiary times. The main Tertiary deformation affected different units differently. There appears to have been an important horizontal component to the deformation associated with the overriding of the NE-moving East Alpine nappes; superimposed on this was a series of differential vertical movements of the basement which were partially contemporaneous with the horizontal movements but continued after them. The basement complex was sheared into a number of schuppen which were transported over each other in a northeasterly direction. The schuppen were themselves folded both on a scale of kilometres and on smaller scales — early folds were intensified and new folds developed with NW—SE trending axes and SW dipping axial surfaces. Most of the Permian intrusives acquired a foliation at this time although in a few places the Tertiary deformation had little effect and pre-Mesozoic intrusive relations are clearly preserved. The Göss-graben Kern is a domical structure within the thrust slices which brings to the surface a synformal body of metasediments surrounded by orthogneisses.

The cover rocks are nowhere intimately interfolded with the basement and the contact is everywhere a zone of intense shearing; the basement rocks record strains of over 80% in this region by comparison with values of 40 to 70% away from the contact. Within the cover, isoclinal folding overturned to the NE is common on a mesoscopic scale; on a larger scale, however, the Peripheral Schieferhülle appears to have undergone extreme tectonic disordering; few lithological units may be traced any great distance along strike and the sequence has the appearance of a tectonic mélange. Late vertical movements of the Basement produced a series of irregular domes (Kernen) and basins (Mulden).

After the main folding movements were complete the region reached a thermal peak for metamorphic recrystallization and the cover rocks reached the greenschist to amphibolite grades of regional metamorphism; staurolite, chloritoid and kyanite bearing mineral assemblages are locally developed. The temperature and pressure of metamorphism at the cover/basement interface in the area is estimated at 550° C and 5 kb. This pressure was reached at a time of maximum burial under the East Alpine allochthonous thrust sheets which are today eroded in the area of the Tauern Window but are exposed around its margins; ophiolitic extrusions excepted, no igneous activity of Mesozoic or Tertiary age is known within the Tauern Window.

In the late ? Miocene the region underwent rapid uplift and faulting occurred along the line of the present-day Mölltal to delineate the margin of the Tauern Window. K/Ar cooling ages on micas give values close to 20 my.

Zusammenfassung

Es wurde ein 250 km² großes Gebiet, welches vom Mölltal, der SE-Begrenzung des Tauernfensters, bis zur Hochalm Spitze in dessen Zentrum reicht, in Hinblick auf Tektonik, Metamorphose und isotopische Altersbestimmungen untersucht. Eine Karte im Maßstab 1 : 25,000 wurde erstellt. Das kartierte Gebiet liegt gänzlich im Pennin der Ostalpen. Eine intensivst durchbewegte „Hülle“ von Paragesteinen überlagert ein älteres Grundgebirge. Dieses unterscheidet sich bereits lithologisch von den Hüllserien, ist aber darüber hinaus durch folgende Kriterien charakterisiert:

1. Der Basalkomplex läßt allgemein mehr als eine intensive Faltungsphase erkennen. Die Hüllgesteine zeigen bloß eine Hauptfaltung, nur lokal sind gewisse jüngere Flexuren entwickelt.
2. Die Basalserie ist praktisch frei von Karbonat, während dieses ein verbreiteter Bestandteil der Hüllgesteine ist.
3. Der Basalkomplex ist allgemein aplitisch injiziert, nicht aber die Hüllserien.

Der Basalkomplex umfaßt zwei Lithoeinheiten: a) Bändergneise, Amphibolite, Paragneise und Schiefer, welche hier Innere Schieferhülle genannt werden; b) der Zentralgneis — eine Gruppe mehr oder weniger homogener Gneise, die Granodiorite mit untergeordneten Leukograniten und Tonaliten umfaßt; einige wenige Gesteine dieser Gruppe sind praktisch ungeschiefert und zeigen Erstarrungsgefüge.

Die Hülle wird allgemein als Periphere Schieferhülle bezeichnet. Sie umfaßt Grünschiefer, Amphibolite, Kalkschiefer, phyllitische Schiefer, Marmore, Dolomite und Quarzite. Das Alter der Hülle wird als überwiegend mesozoisch aufgefaßt, das der Basalserie als vormesozoisch. Absolute Altersbestimmungen (Rb/Sr Gesamtgestein) zeigen, daß im Perm große Granodioritkörper intrudiert sind, die anscheinend die jüngsten Gesteine des Basalkomplexes darstellen. Sie durchschlagen eine Folge metamorpher Eruptiv- und Sedimentgesteine, die damals bereits eine oder mehrere Faltungsphasen mitgemacht hatten.

Die Hüllserie wurde, zumindest z. T. auf dem Basalkomplex abgelagert, oder aber während der Gebirgsbildung im Tertiär aufgeschoben. Die tertiäre Hauptbewegungsphase hat die einzelnen Einheiten unterschiedlich beeinflußt. Im Zusammenhang mit der Überschiebung der Ostalpinen Decken gegen NE war anscheinend eine starke Horizontalkomponente bei der Deformation wirksam; diese Deformation war ihrerseits von einer Serie von vertikalen Differenzialbewegungen des Basalkomplexes überlagert, welche z. T. gleichzeitig mit den Horizontal-Bewegungen erfolgten, diese aber überdauerten. Der Basalkomplex wurde in eine Reihe NE-gerichteter Schuppen zerlegt. Diese wurden selbst noch in Falten bis zur Kilometer-Größenordnung gelegt — ältere Falten wurden verstärkt und neue Falten entwickelten sich nach NW—SE-Achsen und SW-fallenden Achsenebenen. Die meisten permischen Intrusiva erhielten hierbei ihre Schieferung; dennoch war an einigen wenigen Stellen der Einfluß der tertiären Durchbewegung so schwach, daß der vormesozoische Intrusivverband deutlich erhalten geblieben ist. Der Gössgraben-Kern — ein den Schuppen eingeschaltetes domartiges Gewölbe — bringt einen von Orthogneis umgebenen synklinalförmigen Paragesteinskörper empor.

Die Hüllgesteine sind nirgends mit dem Basalkomplex innig verfaltet, sie grenzen stets an einer Zone starker scherender Durchbewegung aneinander. In dieser Zone zeigen die Gesteine der Basalserie eine über 80prozentige Verformung, während fern der Grenzfläche nur Werte von 40 bis 70% festzustellen sind. In der Hülle sind NE-gerichtete Isoklinalfalten von Handstück- bis Aufschlußgröße verbreitet; im großen betrachtet, hat die Periphere Schieferhülle aber eine extreme tektonische Durchmischung mitgemacht. Wenige Lithoeinheiten können über größere Entfernungen im Streichen verfolgt werden, und die Gesteinsfolge macht den Eindruck einer tektonischen Mischserie. Junge Vertikalbewegungen des Basalkomplexes haben eine Reihe unregelmäßiger domartiger Kerne und Mulden erzeugt.

Nach Beendigung der Hauptfaltung erlebte das Gebiet ein Wärme-Maximum. Die Regional-metamorphose erreichte in den Hüllgesteinen die Grünschiefer- und Amphibolit-Fazies. Örtlich sind Staurolith, Chloritoid und Disthen-führende Mineralvergesellschaftungen entwickelt. Die P/T-Bedingungen der Metamorphose werden an der Grenze zwischen Hülle und Basalkomplex auf 550° C und 5 Kb geschätzt. Dieser Druck wurde zur Zeit maximaler Bedeckung durch die Ostalpinen Schubmassen erreicht. Heute sind diese im Bereiche des Tauernfensters wegerodiert, in seiner Umrahmung sind sie aber erhalten. Im Tauernfenster ist, abgesehen von den Ophiolithen, keine magmatische Aktivität während des Mesozoikums und Tertiärs bekannt.

Im jüngeren (?) Miozän wurde das Gebiet rasch gehoben, und es kam zur Bruchbildung entlang des heutigen Mölltales, dem Rande des Tauernfensters. K/Ar-Abkühlungsalter von Glimmern ergeben Werte nahe 20 Millionen Jahren.

I. Introduction

by E. R. OXBURGH, R. A. CLIFF and R. J. NORRIS

History and Purpose of Present Study

The 'Oxford East Alpine Research Project' had its origin in 1961 when one of the present authors (ERO) visited the Eastern Alps in the company of his colleague Dr. R. St. J. LAMBERT with a view to discovering the possibilities for work by English geologists in the region. Through the kind offices of the then Director of the Geologische Bundesanstalt, Prof. Dr. H. D. KÜPPER, they were fortunate enough to be invited to join a Geologische Bundesanstalt field excursion in the Hohe Tauern on which they met many of the geologists working in the Tauern. During the following winter after consultation with Professor E. CLAR and Professor Ch. EXNER of the University of Vienna, the decision was made to begin field mapping in the area described in the series of papers which follows.

The purpose of the study was to make a detailed investigation of part of a young and well exposed orogenic belt by means of a multi-disciplinary approach; it was hoped to combine the traditional methods of field mapping with work on the geochronology, metamorphic petrology and structural analysis, in the conviction that when these approaches are employed together the return from each of them is many times greater than when used on their own.

The area selected was one in which one of the oldest controversies in the Eastern Alps could be examined — the controversy concerning the existence of the Tauern Window. If the tectonic window was real, this region offered an opportunity to study a young metamorphic area which had undergone overthrusting by old basement rocks on a scale documented nowhere else in the world. The first objective was therefore to see whether it was possible to devise any new tests for the existence of the Tauern Window and then, if appropriate, to see how this large scale overthrusting related to the deformational and metamorphic characteristics of the rocks beneath and to their subsequent uplift. In essence the study involved making a detailed time and motion study of the behaviour of a small segment of the earth's crust over a period of several hundred million years. It was hoped not only to examine times and rates of motion of material but heat transfer processes too. This has been attempted, but many gaps remain to be filled.

From a practical point of view the area selected had a number of advantages; about two and a half kilometres of relief allowed a reasonable three-dimensional control of the large-scale structural relationships. Although mountainous, the country was for the most part very strenuous rather than very difficult of access; it proved possible to do the geology of nearly all the ridge crests without serious climbing. In addition there was virtually nothing in the way of modern geological maps of the area.

OXBURGH began mapping in the summer of 1962 and that year completed a reconnaissance of much of the present area. During the following summer he was assisted in the field by CLIFF and in 1964 CLIFF undertook a detailed study of the petrology and geochronology of granite gneisses in an excellently exposed, but relatively inaccessible high part of the area (Plate 1); CLIFF's studies continued until 1968 when he was granted his doctorate. In 1966 NORRIS began work in an area south and west of that studied by CLIFF; he concentrated initially on understanding the structural relationships which are clearer there than elsewhere in the region. Subsequently he extended his work to detailed petrological and fabric studies. He received his doctorate in 1970. WRIGHT became associated with this work first in 1968 and participated in field mapping in 1968 and 1969. Subsequently he did detailed work on air photographs and map preparation.

The authors were fortunately able to spend some time in the field together in the summer of 1969 and were then able to settle most points of contention. The papers which follow represent an attempt to synthesise and reconcile the views of the contributors who have mapped the different parts of the area.

Methods of Work

In all, over a hundred weeks have been spent in the field (R. A. C. 34; R. J. N. 36; E. R. O. 41). Mapping was carried out on 1:10,000 enlargements of the standard 1:25,000 and 1:50,000 maps (Österreichische Karte) of the area, although a few parts were mapped at smaller or larger scales. Extensive use was made of aerial photographs and in much of the high ground, off the ridges, stations at which observations had been made could be located more rapidly and accurately on the air photographs than on maps. The photographs were, however, of relatively little value for the interpretation of the geology, other than the mapping of mega-joints and fracture zones and the accurate delineation of superficial deposits. In general, except in the Göss Graben Kern, structure is not well expressed in the topography which is largely controlled by the interaction of the foliation and the jointing with the subsequent glaciation.

In very steep areas it often proved more useful to record information on detailed photographic panoramas; these were taken with a telephoto lens from distant ridges to minimize distortion effects.

Measurements of structural elements were made with the CLAR Gefügekompas. About 1800 rock samples were collected and taken to OXFORD for more detailed study and nearly half of these were examined in thin-section.

A wide variety of other laboratory studies were undertaken on restricted numbers of specimens for particular purposes. These included chemical and isotopic analysis for geochronological purposes, x-ray diffraction, x-ray fluorescence and electron microprobe work during study of the metamorphic parageneses. There was also a small amount of wet chemical analysis.

Plagioclase compositions were measured in thin section on the Universal stage, following the method of TURNER (1947), or on the fixed stage by the MICHEL-LEVY method, and by comparing the refractive index with Canada Balsam and quartz. This latter method was found to give rapid and useful results for the range of compositions encountered. In addition, some garnets and some plagioclase compositions were determined on the electron micro-probe.

A limited number of modal analyses were made by point counting. (1400—2000 points).

Abbreviations used in the text

ab	— albite	ky	— kyanite
acc	— accessories	liz	— lizardite
act	— actinolite	mg/ank	— magnesite/ankerite
antig	— antigorite	mic	— microcline
bi	— biotite	mt	— magnetite
cc	— calcite	mu	— white mica
chd	— chloritoid	olig	— oligoclase/andesine
chl	— chlorite	phl	— phlogopite
di	— diopside	plag	— plagioclase (general)
dol	— dolomite	qz	— quartz
ep	— epidote/clinozoisite	sph	— sphene
gt	— garnet	st	— staurolite
hb	— hornblende	tc	— talc
ht	— haematite	tr	— tremolite
ksp	— K-feldspar	zo	— zoisite
U-stage	— Universal Stage (δ axis)	b	— bars
R. I.	— refractive index	kb	— kilobars

P — pressure; T — temperature; P_{vap} — vapour pressure; P_f — fluid pressure; ΔV — change in volume; X_{CO_2} — partial molar-volume of CO_2 ; ε — natural strain; σ_1 , σ_2 , σ_3 — maximum, intermediate and least principal stresses. RN 13, C 125 etc. — sample numbers in the Oxford collection.

All structural and fabric observations illustrated are plotted on equal area, lower hemisphere, stereographic projections with north at the top.

Outline of the Regional Geology

The Eastern Alps form an east—west chain of mountains which are continuous at their western end with the Central and Western Alps of Switzerland and at their eastern end bifurcate to enclose the Hungarian Plain, the northern bifurcation being made by the Carpathians and that to the south by the Dinarids (Fig. I—1). To the north the Eastern Alps abut against the flank of the Hercynian Bohemian Massif from which they are separated in surface outcrop by thick deposits of mid- to late-Tertiary Molasse shed from the flanks of the rising Alps. The southern margin of the Eastern Alps is taken as the Gailtal line, a pronounced east—west trending topographic lineament which must correspond to a fault of regional importance; the Southern Alps which lie to the south of this line have a stratigraphy and geological history which is distinctly different from that of the Eastern Alps.

Within the Eastern Alps themselves it is possible to recognize two broadly defined east—west trending zones — the Northern Zone and the Axial Zone. The Northern Zone which is bounded to its north by the Molasse is essentially an elongate synformal basement depression within which lies a piled series of allochthonous and parautochthonous thrust sheets. The rocks comprising these thrust sheets range in age from Cambrian to Cretaceous; the Mesozoic rocks are unmetamorphosed but some of the Palaeozoics show low greenschist grade of metamorphism (phyllites of the Grauwackenzone). These thrust sheets are of two origins: some represent the original sedimentary cover of the foreland (Bohemian Massif) which has been imbricated and horizontally displaced northwards by Alpine movements from the south; others (especially the Northern Calcareous Alps) represent the highest structural levels and original cover of the Axial Zone. These cover rocks slid northwards from a zone of net basement elevation to a zone of net basement depression in a series of movements culminating in the Miocene.

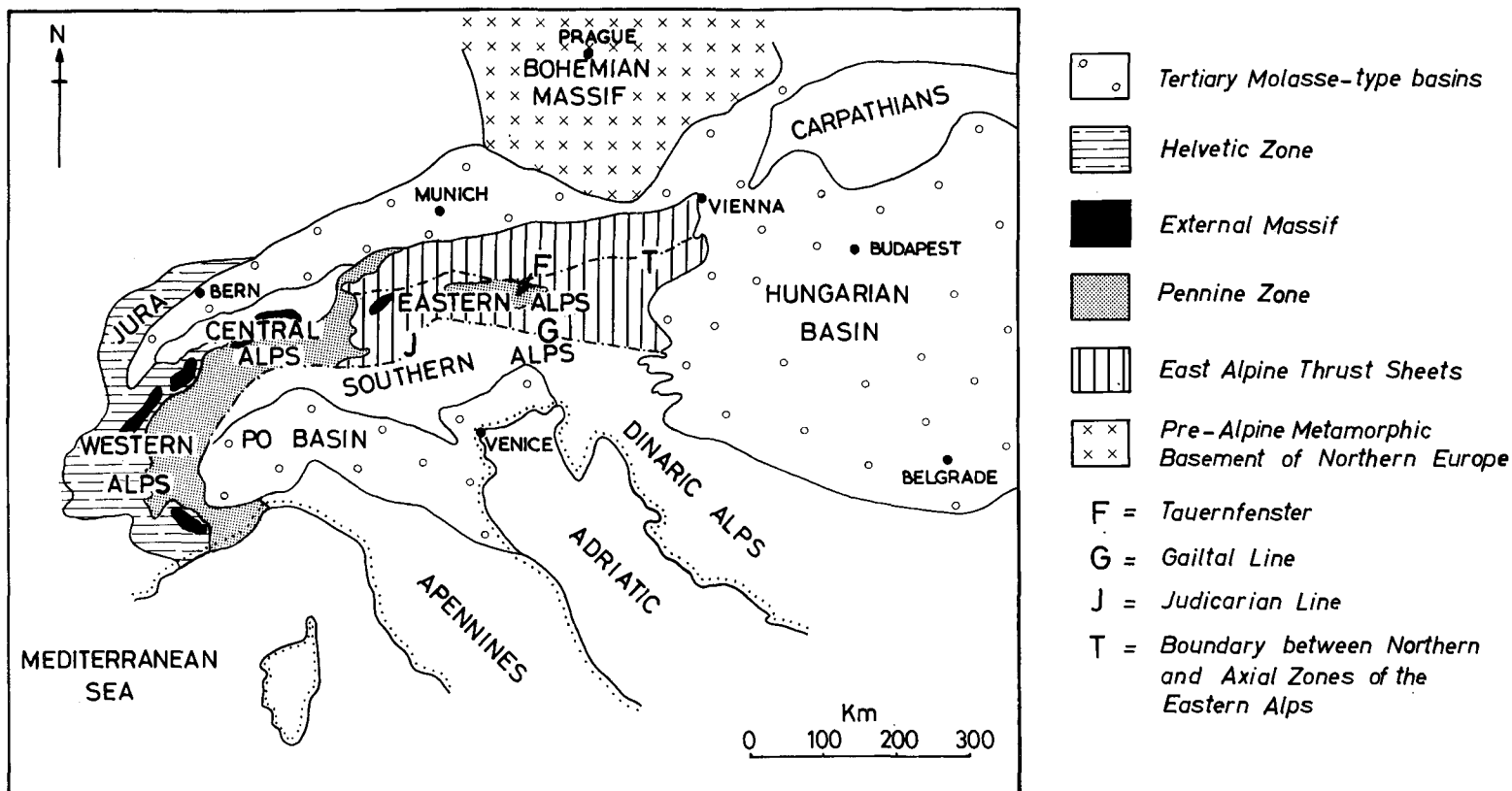


Fig. I - 1 The main features of the Alps; note that ornament has been lost from the Helvetic zone south of Bern in the Central Alps and that the small black area by the 'E' of Eastern Alps should be omitted.

In contrast to the Northern Zone the Axial Zone is an elongate region of anti-formal elevation. Here too the structure is characterized by a pile of thrust sheets but in this case the regional upwarping is later than the movement of the sheets within it. There is good stratigraphic and structural evidence that the direction of transport of the sheets was more or less northwards over the rocks beneath. Virtually all rocks of the Axial Zone have undergone regional metamorphism. Differential erosion through the pile of thrust sheets has given rise to tectonic windows. The largest of these is the Tauernfenster (Tauern Window), some 160 *km.* from east to west and 50 *km.* from north to south. In and around the Tauernfenster all the important units of the Axial Zone are exposed.

The lowest unit is the autochthonous or parautochthonous Hercynian basement which together with its metasedimentary cover (largely Mesozoic) comprises the Penninikum or Pennine Zone. These rocks are thought to be laterally continuous with the Pennine Zone of the Central and Western Alps. The internal structure of the Penninikum is complicated by the presence of both Hercynian and Alpine fold structures and extensive Alpine thrusting. The Penninikum is in many places overlain tectonically by the Unterostalpindecke (Lower East Alpine sheet or nappe); this is a unit of complex internal structure and extremely variable thickness; it comprises fossiliferous Mesozoic, and possibly late Palaeozoic, slates, marbles and sands along with thin slivers of their metamorphic basement. The unit is most clearly exposed and best developed in the Radstädter Tauern. It is in turn tectonically overlain by the areally most extensive unit in the Eastern Alps, the Oberostalpindecke (the Upper East Alpine sheet). There is some disagreement as to whether this should properly be regarded as a single tectonic unit and it has been suggested that there is a very important low angle zone of differential movement within it. If this is so, there are profound tectonic and palaeogeographic implications. This has led some authors to split this unit into two parts, designating only the upper part as the Oberostalpindecke and introducing the term Mittelostalpindecke for the lower part. For a more extensive discussion of this problem in English and for the Austrian references see OXBURGH 1968 (a). The Mittelostalpindecke is a sheet comprising schists and gneisses of probably pre-Carboniferous age; these have not undergone extensive Alpine penetrative deformation but have ridden as a relatively inert mass over rocks beneath; they appear to have carried on top of them some Mesozoic sedimentary rocks which now occur as isolated patches, strongly deformed and recrystallized (Central Alpine Mesozoic). The overlying Oberostalpindecke (in the restricted sense) comprises phyllites and other low grade metamorphic rocks overlain unconformably by an unmetamorphosed, weakly folded, Permo-Mesozoic sedimentary sequence (the Drauzug) which has very strong stratigraphic affinities with the Northern Calcareous Alps; this similarity has led many workers to classify the Northern Calcareous Alps as part of the Oberostalpin.

The region with which we are concerned lies entirely within the Penninikum and extends from what is probably one of the deepest levels exposed within the Penninikum to the edge of the window where the Penninikum is in direct contact with the Mittelostalpindecke.

Previous Work in and around the Area Mapped

No attempt will be made here to give a complete or comprehensive account of the early work in the southeast corner of the Tauernfenster. This has already been done by ANGEL and STABER (1952) and EXNER (1957, 1964). We shall here concentrate on the main geological features of the region and mention some of the more modern studies which have a bearing on the problems with which we are concerned.

The main structural features of the southeast part of the Tauernfenster are shown in Fig. I—2. Of special interest is the Mölltal line; this is the topographic lineament which is defined by the valley of the lower Möll and the river Drau between Möllbrücke and Villach. This lineament trends nearly southeast and runs straight for some 70 km.; as discussed below, the same line is continued northwards for another 25 km. by the Mallnitzer Mulde. The significance of this lineament is not clearly understood and will be considered later; here we note that it appears to affect both the rocks of the Penninikum within the Tauernfenster and the higher tectonic units surrounding the window. Between Obervellach and Möllbrücke the line corresponds to the margin of the window; along this portion of the margin, the Ober(mittel)ostalpindecke lies directly against the Penninikum and the Unterostalpin does not intervene; this could be the result of normal faulting along the Mölltal line. A most interesting discussion of the line has been given by EXNER (1962).

The mountains of the Kreuzeck and Polinik Groups, south west of the Mölltal line (i.e. making the edge of the Ober[mittel]ostalpin), comprise a complex of schists and orthogneisses (OXBURGH, 1964) which are quite clearly truncated at the Mölltal line. The details of their contact with the rocks within the window are unfortunately obscured by glacial and alluvial deposits along the Möll valley. The contrast in geology across the Mölltal line is substantiated by a significant difference in the thermal histories of the two sides as shown by their contrasting patterns of K/Ar ages (OXBURGH et al., 1966).

Considering now the rocks within the Tauernfenster we find two main lithological groups: a 'basement' complex of orthogneisses, paragneisses and amphibolites and a 'cover' series of metasedimentary rocks with subsidiary volcanics which are in the greenschist to amphibolite facies of regional metamorphism.

The general distribution of basement and cover rocks (Fig. I—2) has been known for many years and has given rise to numerous tectonic hypotheses for the structure and tectonic evolution of the eastern Tauern. In general the approach was very similar to that which had proved so successful in the Central and Western Alps; orthogneissic and paragneissic masses were regarded as crystalline nappe cores and intervening schist zones (Mulden) were interpreted as "nappe dividers" (e.g. KOBER, 1922; STAUB, 1924).

There were, however, complications. The age of the orthogneisses was in dispute; while some regarded them as metamorphosed Alpine intrusions (e.g. ANGEL and STABER, 1952); others regarded the orthogneisses as Variscan intrusions and the paragneisses as the Palaeozoic country rock into which the orthogneisses (as granites) had been intruded (e.g. EXNER, 1957, 1964; FRASL, 1957). Yet others believed both Alpine and Variscan intrusions to be present (e.g. SANDER, 1912, 1921; KARL, 1959). The cover sequence of low grade metasedimentary rocks was generally regarded as predominantly Mesozoic in age by analogy with fossiliferous rocks from the Pennine Zone of the Central Alps and comparison with the Unterostalpindecke. A number of distinct questions gradually emerged as fundamental to the understanding of the evolution of the central part of the Eastern Alps.

- (a) The age of intrusion and age of metamorphism(s) of the orthogneisses (the, so called, Zentralgneis).
- (b) The clear distinction between the paragneiss series, closely associated with the Zentralgneis (known as the Inner Schieferhülle, or Altkristallin) and the cover metasedimentary series (the Peripheral Schieferhülle). Unless these were clearly distinguished the significance of a metamorphic 'nappe divider' of sedimentary origin could not be clear because its age, and thus the age of the structures it defined, would be uncertain.

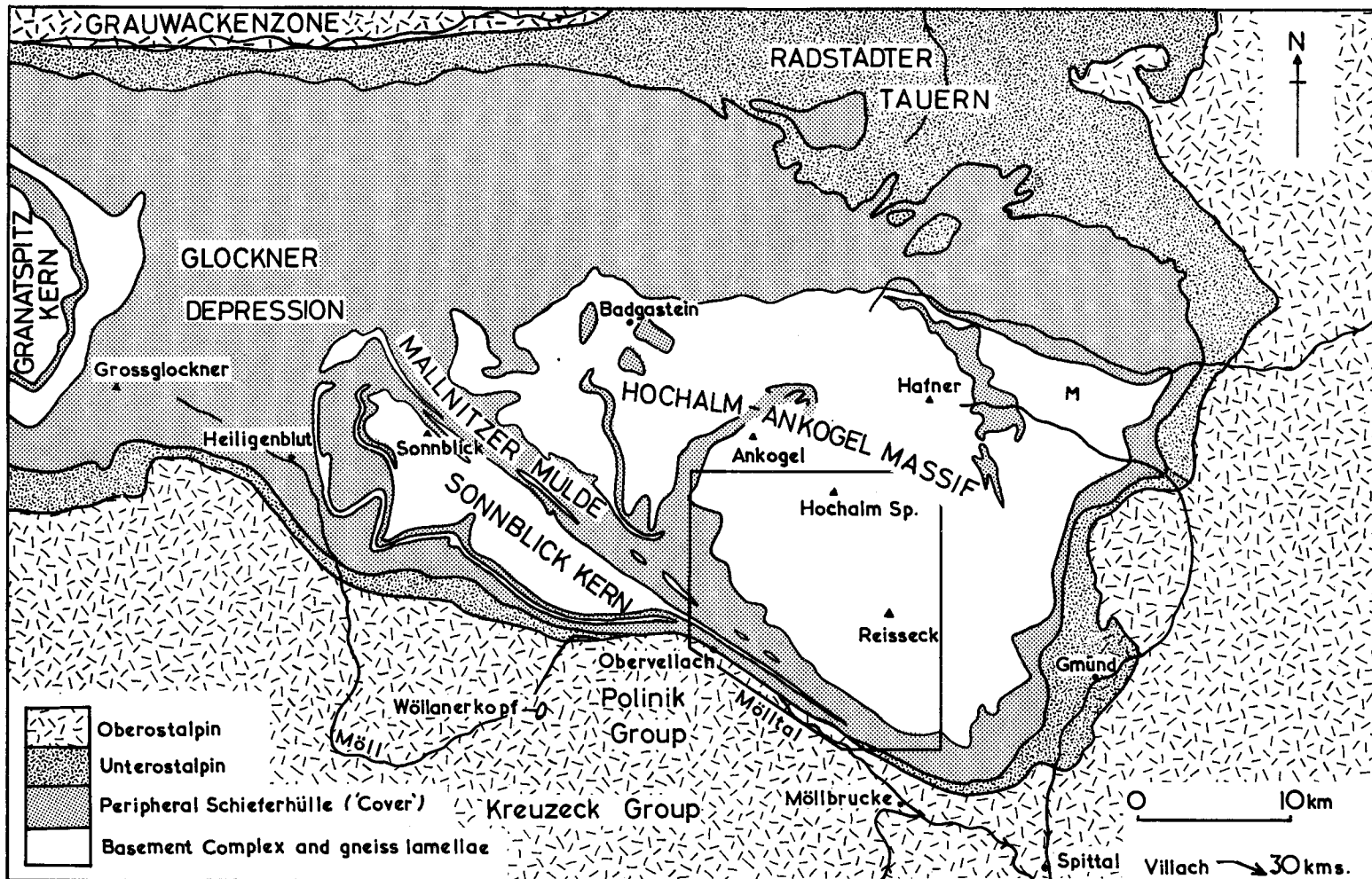


Fig. I - 2 The eastern part of the Tauernfenster showing outline of the area mapped; M = Mureckdecke.

- (c) The Mesozoic age of the Peripheral Schieferhülle required substantiation and a more detailed stratigraphic classification was needed.
- (d) The form of the metasedimentary zones needed to be accurately known in three-dimensions; only then could their role as nappe dividers be properly assessed.

These, and many other important questions could be answered only by careful and detailed field mapping. In a series of papers over a period of more than thirty years Ch. EXNER (e.g. 1940, 1953, 1954, 1957, 1964) has provided a great deal of information of this kind which has gone far towards solving these problems in the South East Tauern. A lead in this approach had been given by the classic work of CORNELIUS and CLAR (1939) in the Glockner Group of the central Tauern where they made a most detailed and systematic study of the Schieferhülle. This was further elaborated by an important regional analysis of Schieferhülle stratigraphy by FRASL (1957).

Figure I—2 shows that much of the high ground in the Eastern Tauern is made by the Zentralgneis; the Peripheral Schieferhülle generally occupies structural depressions (Mulden) between zones of basement elevation (Kernen) while the Inner Schieferhülle has an irregular distribution around the margins and within the Zentralgneis. The Hochalm—Ankogel Massif is the main Zentralgneis Massif in the Eastern Tauern and may be subdivided into a number of smaller units between which there has been differential vertical movement; in general, however, the Peripheral Schieferhülle dips away from the Hochalm—Ankogel Massif on all sides. On its southwest side the massif is bounded by the Mallnitzer Mulde, a rectilinear elongate synform occupied by Peripheral Schieferhülle which, as noted earlier, continues northwestward the trend of the Mölltal line. Southwest again of the Mallnitzer Mulde is a second, considerably smaller and rather elongate gneiss massif, the Sonnblick Kern. This massif has the form of a northwestwards trending, strongly asymmetrical antiform facing northeast. At its southeastern end the gneiss body tapers into an elongate tongue, the Sonnblick Lamella; with vertical sides and flanked by Peripheral Schieferhülle, this body of gneiss extends for some 15 *km.* along the Mölltal parallel to the edge of the Tauernfenster. More remarkable still, EXNER (1962) has shown that several other thin lamellae of gneiss also occur within the Peripheral Schieferhülle which overlies and flanks the Sonnblick Kern; fragments of these lamellae may be found parallel to and on the northeast side of the Sonnblick lamella, apparently pinched back on themselves in a near isoclinal synform which is the southeastward continuation of the Mallnitzer Mulde.

As EXNER has on many occasions pointed out, the structures in this area are largely non-cylindrical; the reasons for this are discussed in a later chapter but it will be clear from Fig. I—2 that it is not possible to draw a single representative cross-section through the region.

Figure I—2 also shows the limits of the present map area in its regional setting: it lies in the eastern half of the Hochalm—Ankogel Massif and extends from close to the mid-point of the Massif southwards to the edge of the Tauernfenster. There has been very little detailed mapping published within this area. On its northwest side the map adjoins the Sonnblick sheet mapped by EXNER (1964) while on its northern side our map overlaps that of ANGEL and STABER (1952). EXNER (1962 and 1964) has published some profiles and a map of the Mölltal, i.e. along the southwestern side of the map area, and in 1954 a sketch map of the area east of it. DEMMER (1968) has also published several profiles across part of the south eastern part of the map; these profiles arise from work done in course of a survey for a hydroelectric scheme.

Acknowledgments

This work would never have been undertaken without the kind cooperation of the Geologische Bundesanstalt, and the Geologisches Institut of the University of Vienna. From the year 1962 until his retirement in 1969 Prof. Dr. H. KÜPPER, Direktor of the Geologische Bundesanstalt, supported this work by all the means at his disposal and provided continuous encouragement. His successor, Direktor Dr. A. W. RUTTNER, has continued to assist us and we are most grateful to him also. To Professors E. CLAR and Ch. EXNER we are also very grateful; they encouraged our work in a region in which they themselves had for many years had an interest, and made us welcome in their Institute on many occasions. We thank them for many valuable discussions. Dr. G. FUCHS very kindly translated the abstract into German.

This work could not have been carried out in the field without the help of many local people in the area mapped; we are particularly grateful to the Familie Hausenberger and Familie Suntinger in Obervellach and to the Wardens of the Arthur von Schmid Haus, the Giessner Hütte and the Reisseck Hütte.

We also wish to thank the Österreichische Draukraftwerke A G for logistic assistance, for allowing us access to various parts of their underground workings and for accommodating us from time to time in their work huts.

A number of undergraduates from Oxford have come out to Austria for periods of varying length and have assisted in the fieldwork; N. L. BANKS, R. D. BECKINSALE, R. H. FINDLAY, J. D. HOLROYD-DOVETON, J. W. PETT, J. P. PLATT and R. C. WRIGHT are all thanked for the many metres of height they have ascended, the many kilos of rock they have carried and for their company and their help in the mountains.

R. C. WRIGHT, in addition to helping in the latter stages of the mapping, has been responsible for much of the detailed analysis of air photographs. He has also drafted many of the illustrations for the final text.

The writers also wish to express their thanks to Dr. R. St. J. LAMBERT who has retained an interest in this project from its outset. He has visited Austria on several occasions and we thank him for most valuable discussions. Dr. M. S. BREWER carried out geochronological and mapping studies in an area adjacent to that described here and we are grateful for many helpful discussions with him.

We also wish to record our thanks to various others who have assisted us in many ways namely Dr. B. PLÖCHINGER, Dr. H. HOLZER and the Familie Schneider in Wien.

One author (ERO) acknowledges with thanks grants from the Royal Society and the Natural Environment Research Council which have supported various parts of this work, while the other two (RAC and RJN) acknowledge with thanks the Natural Environment Research Council Studentships which they held during much of their work on this project, and subsequent grants from the Burdett Coutts Fund. Part of the geochronological work was carried out at the Laboratorium für Geochronologie in the University of Heidelberg by RAC. Support for this work from the Michael Foster Memorial Scholarship and the Royal Society of London, and help and encouragement from Dr. Hans LIPPOLT in Heidelberg are gratefully acknowledged.

II. Field Relations and Petrography of the Main Rock Groups

by R. J. NORRIS, R. A. CLIFF and E. R. OXBURGH

Introduction

Within the southeastern part of the Tauernfenster lies a series of metamorphosed and deformed igneous and sedimentary rocks showing complex relationships to each other. These rocks are subdivided as follows:

1. Peripheral Schieferhülle
2. Basement Complex comprising:
 - (a) Zentralgneis (Central Gneiss)
 - (b) Inner Schieferhülle.

The term Peripheral Schieferhülle is here used to denote a severely deformed metasedimentary and metavolcanic series which normally

(i) shows only one principal phase of folding deformation, although locally a subsequent warping and flexuring associated with joint development may occur;

(ii) shows a variety of low-temperature, hydrothermal vein-fillings (e.g. albite-chlorite or calcite) but seldom or never contains aplite veins;

(iii) has abundant calcareous units throughout the sequence.

As discussed below, when the Peripheral Schieferhülle is considered in more detail, there are other diagnostic characteristics but these are of relatively less importance. On litho-stratigraphic evidence, the Peripheral Schieferhülle is believed to be largely Mesozoic in age although it could in part be late Palaeozoic.

The Peripheral Schieferhülle surrounds, overlies and occupies depressions within the Basement Complex. Within the complex the Inner Schieferhülle is interfolded with and locally intruded by some of the variously metamorphosed igneous rocks which form the Zentralgneis. Both Inner Schieferhülle and Zentralgneis generally:

(i) show two or more principal phases of folding deformation (note, however, that folding is rarely seen in the Zentralgneis and that parts may show the effects of only one deformation);

(ii) show locally abundant, deformed, or apparently undeformed, aplite veins of one or more generations;

(iii) are typically non-calcareous.

The Inner Schieferhülle is taken to include all metasedimentary rocks, paragneisses, amphibolites and banded gneisses within this complex while the term Zentralgneis is reserved for the quartzofeldspathic rocks (i.e. igneous rocks and orthogneisses, ranging in composition from diorite, through tonalite to granite) which are largely unbanded. No general age distinction is made between the Inner Schieferhülle and the Zentralgneis. The units are in many places intimately interfolded with each other but it is clear that the Zentralgneis represents a series of igneous intrusions of different ages and that some of these post-date at least some metasedimentary rocks of the Inner Schieferhülle, while others could be earlier. Isotopic evidence on the age of some of the younger parts of the Zentralgneis suggest that the Zentralgneis — Inner Schieferhülle complex is Variscan in age, but parts may be older.

These empirical criteria which have been used to distinguish the Basement Complex from the Peripheral Schieferhülle cannot, of their nature, be entirely satisfactory. But the general subdivision of units which they permit is consistent with, and substantiates a subdivision based on lithological criteria. The complexities of variation in metamorphic grade, and in degrees of deformation, and overlapping chemical composition make a subdivision based on lithology alone somewhat hazardous, but when it is substantiated by other criteria such as those employed here, the subdivision carries a much higher degree of confidence.

In so far as the Basement Complex displays aplitic injection not found in the Peripheral Schieferhülle and has also undergone at least one additional episode of deformation, it is clear that if the Peripheral Schieferhülle is autochthonous or paraautochthonous it is younger than the Variscan Basement Complex which today it overlies. This is consistent with the stratigraphic evidence for a Mesozoic age for the Peripheral Schieferhülle mentioned above.

The Zentralgneis

Introduction

For the purposes of this paper the Zentralgneis is defined as comprising all the essentially unbanded, quartzo-feldspathic rocks of the Basement Complex. These rocks are thought on account of their texture and/or mineralogical composition to be variously metamorphosed plutonic rocks. The name 'granite' is used in the subsequent description as a general compositional term to describe them, although their mineralogical compositions in fact range from quartz-diorite to alkali-granite. Almost all of the rocks of the Zentralgneis have some kind of metamorphic fabric but the intensity of its development varies greatly; the term '-gneiss', qualified as granite-gneiss and augen-gneiss is used where the metamorphic fabric, either foliation or lineation, is prominent in hand specimen; the majority of augen-gneisses exhibit a blastomylonitic texture in thin section.

The Zentralgneis includes a wide range of lithologies some of which occur as large, more or less homogeneous units which can be readily traced on the ground and can be shown at the scale of the present map. A large part of the Zentralgneis, however, is made up of granite-gneisses which are very inhomogeneous on a scale of tens of metres: different lithologies are intercalated or may grade into one another. It is impossible to show such variations at the scale of the main map and some of the variation, particularly textural variation, is so complicated that it is very difficult to represent it at anything less than natural scale.

Our first aim, therefore, has been to identify and describe those parts of the Zentralgneis that form relatively homogeneous, mappable units, to recognize their field relations to other units and to relate them to the overall plutonic and tectonic evolution of the south-east Tauern. Elsewhere in areas of physical inaccessibility or limited exposure the granitic rocks have simply been mapped as 'undifferentiated granite-gneiss'.

Before discussing the lithologies of the Zentralgneis in detail, certain aspects of interpretation should be mentioned. Although an attempt has been made to describe the lithologies and their field relations, so far as possible, without involving genetic considerations, the latter necessarily influence the approach to field work and the collection of data. Some concepts involved in the interpretation are therefore summarised below; detailed discussion is to be found later in the paper.

While the mineralogical composition of the Zentralgneis is rather variable, by far the most striking variations are in texture. In so far as it is clear that on a somewhat larger scale, deformation has profoundly modified original field relations, these variations in texture are thought largely to result from differing amounts and/or conditions of deformation.

This leads to the concept of tectonic facies within the Zentralgneis i.e. the idea that rocks of similar composition, and related possibly to a single plutonic event, may today exhibit quite different textural characteristics on a mesoscopic and microscopic scale, simply as a result of different deformational histories. Conversely, some rocks which in less deformed facies can readily be distinguished from one another become virtually indistinguishable when strongly deformed. This phenomenon of 'tectonic convergence' is not restricted to the Zentralgneis and can also lead to confusion between rocks that properly belong to the Zentralgneis and parts of the Inner Schieferhülle.

The divisions of the Zentralgneis shown on the map fall into two groups:

1. Relatively undeformed granites: granites of variable composition and grain size, in which a granitic texture is partially preserved and which, at least locally, exhibit relatively undeformed contact relations with one another and with parts of the Inner Schieferhülle. This group includes:

- (i) tonalite
- (ii) granodiorite
- (iii) coarse leucogranite
- (iv) fine leucogranite
- (v) fine porphyritic granite

In addition, the Zentralgneis and parts of the Inner Schieferhülle are cut by discordant aplite and pegmatite veins which can in part be related to this group.

These granites constitute only a small part of the Zentralgneis.

2. Granite-gneisses: gneissose rocks of variable composition and with a variety of textures among which augen-gneiss is prominent. The contacts of this group with other lithologies are generally tectonic or strongly deformed. Their age relations with the Inner Schieferhülle may only be determined indirectly. The following groups are recognised:

Biotite augen-gneiss	{	coarse-grained
		fine-grained
		undifferentiated
Leucocratic granite-gneiss	{	augen-bearing
		fine-grained
		undifferentiated

Relatively Undeformed Granites

Tonalite and Granodiorite

These two lithologies are characterised by a very distinctive texture defined particularly by the biotites which occur in clots several millimetres across; they differ only in the higher K-feldspar content and somewhat lighter colour of the granodiorite.

In hand specimen the tonalites and granodiorites are of essentially granular appearance and are characterised by the sharp contrast between the clots of biotite and the milky-white feldspar; in the granodiorite the K-feldspar is prominent as megacrysts up to two centimetres long. A slight foliation is usually discernible and in some areas a more intense foliation is developed; locally this is so strong that the tonalite resembles a feldspathic biotite schist. Where the granodiorite is intensely foliated it becomes an augen-gneiss (see below). The essential minerals are quartz, plagioclase, biotite and, in the granodiorite, K-feldspar. Clinzoisite and white mica are important minor constituents and sphene, apatite, zircon, allanite and magnetite occur as accessories. Quartz occurs as aggregates of 0.5 mm. grains showing somewhat undulose extinction. In the poorly foliated tonalites, the quartz occurs as patches of strained grains, not having an equilibrium texture. With increasing deformation, the quartz aggregates become strung out into streaks, and partially incorporated into the plagioclase mosaics.

Oligoclase occurs as large tablets which are packed with clinzoisite and white mica microlites ('gefüllte Plagioklas'); in most samples these tablets have been largely replaced by a fine-grained polyhedral mosaic of inversely zoned, untwinned oligoclase (Table II—1).

Both large and small grains are effectively of the same composition. In some of the small zoned grains no significant difference was found between core and rim, although in others the rims were upto 8% more calcic than the cores. The variation of composition from grain to grain within a single sample is probably real, and is less than that found by some workers (e.g. HUNAHASHI et al., 1968).

The presence of relict oscillatory zoning, simple twinning and igneous habit in the large plagioclase tablets is good evidence that they represent the original igneous plagioclases, somewhat modified in composition (cf. KARL, 1959).

TABLE II—1
Anorthite content of plagioclase in Tonalite

No. and Locality	Microprobe		U-stage Gefüllte grains
	Gefüllte grains	Small grains	
RN 329 Grübelwand	26, 28, 30, 29, 28, 27	29	34, 33, 34, 31
RN Villacherhütte	28, 30, 31, 25, 28, 30, 18	27, 31	31, 28, 28, 29
RN 396 U. Rieken Graben	25, 26, 25, 27, 18, 15	30, 30, 30, 32	
RN 375 Villacherhütte	29, 29, 29, 30, 30		29, 31, 30, 35
RN 388 Villacherhütte			31
RN 392 Villacherhütte			22, 26, 25, 31, 27, 28
A 327	22, 23, 24, 24, 22, 22	22(31), 22(—), 22(26), 19(22), 23(27), 21(29), 22(25), 22(—)	34, 28, 30, 31, 31
A 220	26, 23, 23, 23, 23, 22	22(—), 22(—), 21(—), 21(—), 22(—), 23(—), 22(24), 23(25)	
A 306	25, 25, 23, 24, 22, 24, 24	18(20), 20(21), 20(—), 21(—)	
A 313	19, 21, 20, 19	18(—), 19(—), 20(—), 21(—), 19(—)	
A 227	24, 23, 24, 23, 23, 24, 23, 24	19(—), 24(—), 23(—), 25(—), 21(—), 24(—), 22(24), 22(25), 22(23), 20(—), 20(25)	
A 335	24, 27, 25	26(—), 26(—), 29(—), 23(28), 26(29), 26(29)	

Note: where separate determinations were made on rims and cores of small grains, the core value is given first, followed by the rim value in brackets ().

K-feldspar is monoclinic and, except in very strongly foliated samples, occurs exclusively as megacrysts; occasionally K-feldspar also occurs as antiperthitic intergrowths with oligoclase. Plate 3, a, b shows thin section sketches of tonalite and granodiorite and modal analyses are given in Table II—2.

The outcrop of the tonalite and granodiorite is shown on Fig. II—1. Together they form a semi-continuous outcrop which extends from the Mühdorfergraben in the south, northward to the Schneewinkelspitze and then eastnortheast to the Villacherhütte; from here the outcrop continues northward, beyond the map area. The granodiorite occurs at several localities along the western contact of the tonalite and locally, as in the upper part of the Kaponig Graben, it forms more extensive bodies; it also forms much of the outcrop below the Trippkees. There is a continuous gradation between granodiorite and tonalite and on the map a boundary is drawn arbitrarily at 10% modal K-feldspar. In the area around the Villacherhütte which was not mapped in detail the granodiorite may be more extensive than shown.

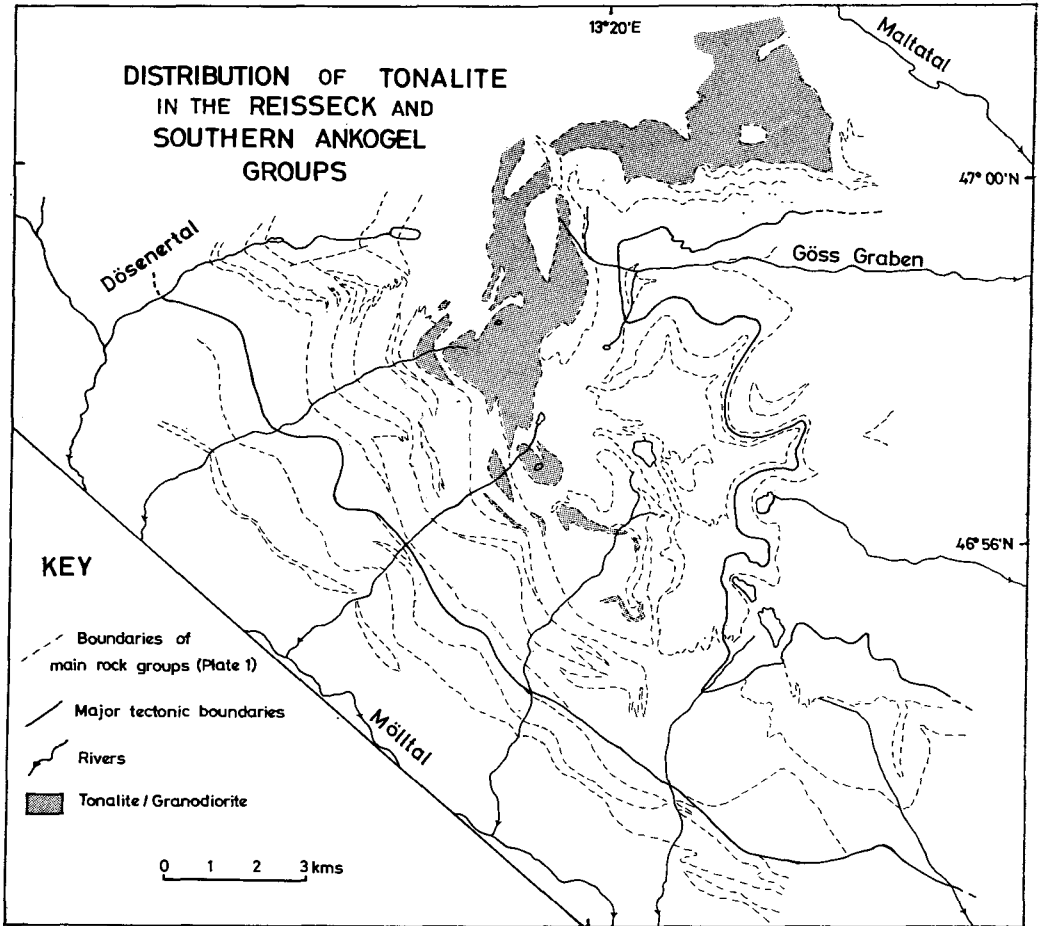


Fig. II - 1

The shape of the tonalite-granodiorite mass is uncertain; it has contacts both with older and younger rocks and at many localities these contacts are probably tectonic (Plate 1). The mass is probably an irregular sheet which is thicker in the north than in the south.

Along the western margin of the outcrop the tonalite/granodiorite is in contact with augen-gneiss as far south as the Zwenberger Ochsnerhütte; locally the contact is sharp (e.g. immediately south of the Ebeneck) but where the granodiorite occurs no sharp boundary can be drawn and, indeed, it is probable that parts of the augen-gneiss represent more strongly deformed granodiorite (see section on augen-gneisses). Some of the augen-gneisses, however, are clearly not related to the granodiorite, but there is no clear evidence whether they are older or younger than the tonalite/granodiorite.

The eastern contact is against mica schists and leucogneisses along most of its length; below the Trippkees a band of very sheared banded gneisses separates the granodiorite from the micaschists and leucogneisses. South of Tristenspitzte, however, the tonalite is in contact with the younger fine-grained granite-gneiss. The smaller masses of tonalite in the Rieken- and Mühlendorfergrabens are also cut off by the fine-grained granite-gneiss.

Small masses of mica schist, criss-crossed by numerous granite veins and containing diffuse patches of quartzofeldspathic rock are distributed throughout the tonalite outcrop; typically they are only one to two metres thick and several tens of metres long. The contacts with the tonalite are usually quite sharp and they are probably rafts of country rock; in part the lithologies resemble those along the eastern contact, although feldspathic biotite schist similar to that found in the banded gneisses is more abundant.

In addition, the tonalite and granodiorite contain numerous smaller, ellipsoidal xenoliths of biotite schist ranging from a few centimetres to one metre long; they are rather uniform in composition and differ from the rafts of schist described above in having a generally higher biotite content and the absence of leucocratic veins; they show a strong preferred orientation parallel to the local foliation and/or lineation; the long axis may reach ten times the length of the shortest axis. They closely resemble supposed cognate dioritic xenoliths in other tonalite plutons (e.g. Adamello, Bergell).

TABLE II—2
Modal Analyses of Tonalite

	RN 392	A 330	A 155	A 323	A 325	A 326	A 327	A 335	A 83	A 91	A 109	A 297	A 182	RN 329	RN 388
Plagioclase	47	47	50	49	52	51	47	54	58	60	54	50	63	49	46
K-feldspar	a	3	1	—	4	4	a	5	7	4	5	5	a	4	4
Quartz	31	29	22	31	19	24	13	23	21	22	24	32	21	32	20
Biotite	18	18	20	19	24	19	36	17	14	11	16	12	14	12	19
White Mica	4	1	—	—	a	a	a	—	—	—	—	—	a	—	5
Epidote	1	a	7	a	2	2	a	a	a	3	a	a	1	a	6
Sphene	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	—	—	a
Apatite	a	a	a	a	a	a	2	a	a	a	1	a	a	a	a
Zircon	—	—	—	a	a	a	a	a	—	—	—	a	—	—	a
Ore	a	—	a	—	a	a	a	a	a	a	—	—	—	a	a
Chlorite	1	—	a	a	—	—	—	—	a	—	—	—	—	—	a

Modal Analyses of Granodiorite (A) and Gneisses derived from it (B)

	A				B			
	A 197	A 275	A 294	A 277	A 161	A 207	A 319	A 395
K-feldspar	13	26	33	12	26	21	29	24
Plagioclase	32	32	54	53	} 62	} 66	24	} 70
Quartz	50	33	11	16			39	
Biotite	6	10	2	17	11	11	8	5
White Mica	a	—	1	—	1	a	1	2
Epidote	a	a	a	2	a	a	a	a
Sphene	—	a	a	a	—	—	—	a
Apatite	a	a	a	a	a	a	a	a
Zircon	—	—	—	a	—	—	—	a
Ore	—	—	a	a	—	—	—	—
Chlorite	—	—	a	a	—	—	—	—

a: less than 1⁰/₀

The tonalite and granodiorite are cut by numerous small intrusions of coarse leucogranite and fine-grained porphyritic granite (see below) as well as by numerous, largely undeformed aplites and pegmatites.

Leucogranites

Small masses of extremely leucocratic granite occur in a variety of situations throughout the area of Zentralgneis and Inner Schieferhülle. They vary considerably in texture and grain size; many of the rocks described below as leucogneiss have identical mineralogy and are thought to be deformed equivalents of the leucogranites.

Over much of the map area it is possible to distinguish two main types of leucogranite, although subordinate amounts of intermediate types also occur: (a) coarse leucogranite (b) fine leucogranite.

(a) Coarse leucogranite is characterised by a grain size of 2—5 mm. and occurs as small irregular intrusions in the tonalite and granodiorite. There are numerous xenoliths of tonalite and the contacts with the country rock are sharply discordant and appear to be undeformed (Fig. II—2; see page 140). Similar granites occur in the leucogneisses and schists immediately adjacent to the eastern contact of the tonalite in the Hohes Gösskar and between the Zwenberger Seen.



Fig. II - 2 Angular blocks of tonalite intruded by coarse Variscan leucogranite; note the pre-leucogranite aplitic vein in the tonalite and the undeformed character of the block margins; near the Kaponig Törl. Zentralgneis.

Here they contain numerous large xenoliths of mica schist and migmatite. Over much of this part of the area the exposure is not good enough to establish the form of the leucogranite bodies — they may well be isolated lenses as suggested on the map or they may form an interconnecting network within which blocks of leucogneiss, schist and migmatite are “floating”.

Generally a very weak foliation is present which crosses the sharp intrusive contacts. Near the contact with the augen-gneisses south of the Ebeneck a stronger foliation is developed and the leucogranite bodies occur in fold cores within the augen-gneisses; these strongly foliated leucogranites are discussed below as coarse leucogneisses.

The coarse leucogranites consist of quartz, K-feldspar and oligoclase with about 2% (occasionally up to 4%) biotite and up to 2% white mica (modal analyses are given in Table II—3). Accessory clinzoisite is ubiquitous and garnet, allanite and zircon are common. An opaque mineral (usually magnetite) is often present and may be more abundant than biotite. The texture is granular; in thin section, however, only the K-feldspar is as coarsely grained as it appears in hand specimen; the quartz occurs as aggregates of irregular 1 mm. grains and the oligoclase forms fine-grained polyhedral mosaics.

TABLE II—3
Modal Analyses of Leucogranite

	A 104	A 112	A 188	A 189	A 219	A 324	A 334	A 336	A 307	A 417
Plagioclase	24	25	11	19	28	16	13	15	29	31
K-feldspar	38	34	29	43	37	32	43	41	30	35
Quartz	38	38	59	37	36	49	42	41	34	30
Biotite	a	2	1	1	3	1	1	3	4	1
White Mica	a	2	a	a	a	1	a	a	1	3
Clinzoisite	a	a	a	a	a	1	a	a	a	1
Sphene	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatite	—	a	—	—	—	—	—	—	a	—
Zircon	—	—	a	—	a	—	a	—	a	—
Opagues	a	a	a	a	—	a	a	a	a	a
Chlorite	—	—	a	a	—	—	—	—	—	—
Garnet	—	a	a	a	a	—	—	—	a	a

a: less than 1%.

(b) Fine-grained leucogranites are associated with the augen-gneisses and the Inner Schieferhülle. Locally they are clearly discordant but they frequently form concordant bodies. They are often foliated and grade into fine-grained leucogneisses; the foliation is generally concordant with that in the country rock but in the discordant bodies foliation parallel to the margins of the intrusion is commonly developed.

In the amphibolites on the north side of the Gössgraben the fine-grained leucogranites form intrusive sheets, from a few centimetres to 2 metres thick; they are strongly discordant to the banding in the amphibolites but have subsequently undergone folding into buckles or boudinage along with the amphibolites (Fig. II—3; see page 142). Similar discordant relationships are also seen in the amphibolites of the Riekener Sonnblick—Reisseck area. The leucogranites at these localities have very little biotite, but garnet and opaque minerals are prominent accessories; they are characterised by patchy variations in the grain size. Similar leucogranites also intrude leucogneisses and the fine-grained granite-gneiss; this suggests that they are probably the youngest plutonic rocks of the map-area; since some of the leucogneisses probably formed by deformation of very similar fine-grained leucogranites, it is possible that there was more than one period of intrusion of fine-grained leucogranite.

Fine-grained leucogranite also occurs as a thin sheet along the contact between the biotite augen-gneiss and banded gneisses around the Kleine Mühldorfer See, and in a similar situation between fine granite-gneiss and biotite augen-gneiss on the east side of the Hohe Leier. It is characteristic of the fine-grained leucogranite that whereas the contacts against the Inner Schieferhülle are sharp, those against the biotite augen-gneiss are often diffuse: at the first locality mentioned above there is a transition zone of several metres in the augen-gneiss which is unusually leucocratic; this contrasts with the upper contact where the same leucogranite body sends off numerous veins into the banded gneiss which is itself relatively unaltered. (Elsewhere the contacts with augen-gneiss may be fairly sharp as on the east side of Hohe Leier.) A similar apparent alteration of biotite augen-gneiss is observed in the upper Hinterregen



Fig. II - 3 Fragments of amphibolite containing isoclinally folded veinlets, intruded by fine-grained leucogranite; on the Winterleitengrat. Inner Schieferhülle.

Graben where several bodies of leucogranite are surrounded by extensively altered augen-gneiss; these leucocratic parts of the augen-gneiss typically contain garnet and locally show replacement perthite textures.

Late discordant veins

In addition to the relatively large bodies of leucogranite described above, parts of the Zentralgneis and Inner Schieferhülle are cut by numerous late discordant veins. These are petrographically rather variable and include aplites, granites, both biotite and muscovite pegmatites, as well as monomineralic feldspar veins and vein quartz. Some of the granite veins contain abundant magnetite and pyrite. There is good evidence that these veins were emplaced in several episodes. In the Pfaffenberger Seen area one group clearly predates the fine porphyritic granite while others are later; the ore-bearing veins are confined to the first group. Vein quartz forms the latest veins seen. In the gneisses of the Gössgraben and Maltatal there is also evidence for several episodes of vein emplacement; here some early veins have undergone two episodes of folding, whereas others cut these veins and are affected by only the second folding, while yet a third group is undeformed and cuts across all structures, apparently following a major joint pattern. At one locality immediately south of the Seeschartl, thicker leucogranitic bodies also apparently follow the major joint directions. At two localities metamorphosed lamprophyre veins with hornblende and biotite phenocrysts were found.

Fine-grained porphyritic granite

A fine-grained granite with randomly oriented subhedral megacrysts of simply twinned K-feldspar forms numerous small intrusions into the tonalite and granodiorite. These intrusions occur principally in the area between the Zwenberger-Ochsnerhütte

and the Ebeneck; the field relations are especially well shown in the slabs on the north-west flank of Tristenspitze.

The individual intrusions seldom exceed 20 metres across but their shape is extremely complicated; nowhere is the porphyritic granite free of angular xenoliths of tonalite (Fig. II—4; see page 143) and there are areas where tonalitic country-rock is criss-crossed by a network of fine porphyritic granite dykes. These dykes cut many of the aplitic and pegmatitic veins in the tonalite but are themselves cut by later veins. Locally the fine porphyritic granite cuts coarse leucogranite.



Fig. II - 4 A xenolith of tonalite in fine-grained porphyritic granite. Zentralgneis. The dark coin is 2.5 cm in diameter.

In hand-specimen the random orientation and rather uniform size (1—2 *cm.*) of the subhedral megacrysts is the most striking feature of the rock type. The fine-grained matrix has scattered flakes and small clots of biotite and generally shows at least a weak foliation. Where the foliation is stronger the megacrysts tend to have a distinct preferred orientation and the rock is a fine-grained augen-gneiss (see below). The foliated varieties have a wider distribution and occur outside the area of tonalite outcrop (e.g. south of the Seeschartl).

The petrography of the fine porphyritic granite is illustrated in Plate 3 and by modal analyses in Table II—4.

TABLE II—4

Modal Analyses of fine grained porphyritic Granite (A) and Gneisses derived from it (B)

	A			B			
	A 383	A 92	A 387	A 49	A 62	A 81	A 351
K-feldspar	30	14	22	24	15 (g)	29 (g)	39
Plagioclase	35	43	} 67	} 64	45	40	} 50
Quartz	25	32			30	21	
Biotite	10	10	9	8	9	7	5
White Mica	a	a	1	4	1	3	5
Epidote	a	a	a	a	a	a	a
Sphene	a	a	a	a	a	a	—
Apatite	a	—	a	a	a	a	a
Zircon	—	—	—	—	—	—	—
Ore	—	—	—	—	—	a	—
Chlorite	—	—	—	—	—	—	—
Garnet	—	—	—	—	—	—	—

(g) = groundmass K-feldspar only.

Granite-Gneisses

Introduction

On the map the subdivisions of the gneissose granitic rocks are based on colour index (i.e. biotite content), grain size and the presence or absence of augen. The following groups are distinguished

Biotite augen-gneiss	{	coarse-grained
		fine-grained
		undifferentiated
Leucocratic granite-gneiss	{	augen bearing
		fine-grained
		undifferentiated and leucogneiss

The two undifferentiated classes include regions which are transitional in character or which have intercalations of the other lithologies or where exposure is limited or where more detailed mapping was impracticable. A rather more detailed subdivision of these lithologies was used in the field but it is not practicable to show this for the whole area on the scale at which the main map is presented.

The biotite augen-gneisses differ from the second group in that they contain more (about 10%) biotite and have very little white mica except as partial sheathes around the augen. Both groups are essentially granodioritic in composition and contain roughly equal quantities of quartz, K-feldspar and plagioclase. The coarse augen-gneisses contain K-feldspar megacrysts up to 5 *cm.* in length and commonly 2—3 *cm.*, while the megacrysts in the fine augen-gneisses rarely exceed 2 *cm.* and mostly range from 1—1.5 *cm.*

Leucogneisses nowhere form mappable units but they occur as common intercalations in other lithologies. Typically they are rather variable in composition but contain largely quartz and feldspar and have very little white mica and no biotite. Some are deformed equivalents of fine leucogranite but others are demonstrably older. Certain coarse leucogneisses are probably related to the coarse leucogranite.

Augen-Gneisses

Four of the six lithologies mentioned above carry augen and although they are of polygenetic origin, it is convenient to discuss some of the characteristics which the augen-gneisses have in common before dealing with the lithological groups separately.

These gneisses comprise a wide variety of rocks of broadly granitic composition in which K-feldspar megacrysts ("augen") are set in a well foliated ground-mass composed of quartz, feldspar and mica. While many of the augen are indeed eye-shaped, euhedral megacrysts are also common. In some places augen-gneisses can be traced with decreasing intensity of foliation into granites with little or no foliation; in contrast to these less foliated rocks, the augen-gneisses rarely preserve recognizable original contact relationships at their margins.

Within the gneisses there are marked variations in the size, shape and distribution of augen, and also in the grain size and composition of the ground-mass, and in the nature of its foliation. These variations are illustrated in Plate 3. The augen range from a few millimetres to ten centimetres in length; in some lithologies they are of rather uniform size but in others there is much variation even within a single hand specimen. The shape varies from euhedral to oval; euhedral crystals make up at least a proportion of the augen in all but the most strongly foliated gneisses. The long axis, or longest diagonal, of the augen is generally parallel to the foliation of the matrix but in a few localities the augen orientation, and a crude banding defined by the augen distribution, defines a foliation oblique to the foliation in the ground-mass. The augen generally contain numerous inclusions of plagioclase oriented parallel to crystallographic directions in their host; these are sometimes subhedral but often show extensive corrosion. Biotite is also a common inclusion. Myrmekite occurs in nearly all the augen-gneisses but is restricted to the margins of the augen where it forms excrescences or semi-continuous streaks and patches.

In the less strongly foliated augen-gneisses the foliation of the matrix is defined principally by the mica orientation; in the coarser varieties this results from the elongation of aggregates of biotite, and in finer varieties from parallel orientation of scattered individual biotite flakes (Plate 3). Both quartz and plagioclase occur as more or less equant aggregates made up of a polyhedral mosaic of grains; plagioclase mosaics are usually appreciably finer than those of quartz (Plate 3, c). In the more strongly foliated varieties the foliation is defined by mica orientation and by parallel orientation of segregations of quartz which are from 0.1 to 0.5 *mm.* wide and up to 10 *mm.* long (Plate 3 c). In these more foliated varieties biotite no longer occurs concentrated into irregular clots.

With progressively more intense development of the foliation there are changes in the micas; in the less foliated varieties, biotite is commonly the main ground-mass mica and white mica is restricted to envelopes around the augen; as the foliation becomes more pronounced white mica becomes important in the ground-mass also (Plate 3 c, d, e); in some extremely foliated examples white mica and a little chlorite occur and biotite is not found. In some cases, however (e.g. the leucoeratic augen-gneiss), muscovite is present in all varieties from the least to the most deformed.

The plagioclase occurs mainly as small (0.02—0.5 *mm.*) polyhedral grains, but there are occasional larger gefüllte grains, which are apparently relicts from an earlier fabric. The composition is An_{20-30} . The quartz forms aggregates of strained grains, and

smaller recrystallised grains within the feldspar mosaic. In the strongly deformed examples, elongate aggregates of sutured quartz develop, wrapping around the augen. The K-feldspar occurs as megacrysts of varying size, and also as smaller grains in the ground-mass. The megacrysts are sometimes micro-perthitic, with strings and patches of exsolved albite, usually on a fine scale, and sometimes scarcely discernible. Simple twinning, usually on the Carlsbad law, is common. Cross-hatch twinning is abundant in the ground-mass K-feldspar, but in the augen, is generally confined to the margins and to the highly strained zones, and is quite often altogether lacking. The $2V$ varies from 65° to 90° , in some cases from the centre to the margin of a single megacryst. Single feldspar megacrysts from 22 augen-gneisses were investigated by means of X-ray diffraction. All examples except one exhibited strong (131) peaks of orthoclase. Two thirds of the samples also yielded subsidiary peaks on either side, which were attributed to microcline (131) and ($\bar{1}31$). The grains appear to have broken down into parts some of which are triclinic, while others retain their monoclinic symmetry. The triclinic domains appear to be associated with a straining of the grain.

In addition to the inversion to microcline, partial recrystallisation has commonly occurred, particularly in zones of high strain. Myrmekite is ubiquitous at the margins of the large K-feldspar megacrysts. Inclusions of tablet-shaped grains of plagioclase are common, these are usually filled with epidote microlites, and are frequently oriented parallel to the margins of the K-feldspar. In many examples they have very narrow rims of clear albite, presumably due to perthite exsolution. Inclusions of biotite, muscovite and allanite are also common; the allanite inclusions frequently lack epidote rims, whereas these are ubiquitous in grains within the ground-mass.

In the more strongly developed augen-gneisses, envelopes of white phengitic mica develop around the augen. They appear to be produced by reaction between K-feldspar and biotite (see Chapter III).

The subhedral shape, and lack of preferred orientation of the K-feldspar megacrysts in the less deformed augen-gneisses, and their demonstrable equivalence in some cases to K-feldspar phenocrysts in undeformed granites suggests that they originated during the igneous crystallisation of the rocks. Other data supporting this conclusion are:

(a) The low trilinearity and simple twinning

(b) The oriented inclusions of gefüllte plagioclase. VOLL (1960) has suggested that oriented inclusions may arise during metamorphism by preferential preservation of favourably oriented grains. However, the volume of plagioclase inclusions in some of the K-feldspars makes this unlikely in this case. The fact that the inclusions are of gefüllte plagioclase means that the growth of the K-feldspar must have occurred before the breakdown of the calcic plagioclase (FRASL, 1954).

(c) The perthitic nature of most of the K-feldspars suggests that they must have formed at sufficiently high temperatures to contain an appreciable amount of albite in solid solution.

Within the ground-mass, however, K-feldspar frequently occurs as narrow films along grain boundaries indicating that a limited amount of intergranular diffusion occurred during the later stages of metamorphism.

Biotite augen-gneiss

Coarse biotite augen-gneiss: this group forms extensive rather homogeneous outcrops in the area of the Mühlendorfer Seen and in the Mühlendorfergraben to the south-west; it also forms the Grubelwand. Near the Obere Thomanbauer Alm the same rocks form a small outcrop which is the tip of a large mass exposed in the northern 2000 *m.* of the tunnel (Gössstollen) between the Gössgraben and the Riekengraben. In addition to their coarse grain size (ground-mass 1—2 *mm.*) these gneisses are characterised by large, commonly euhedral augen, without the typical white mica envelopes. They are cut by discordant pegmatites and apaites.

Around the Mühlendorfer Seen near the contact with fine-grained leucogranite the augen-gneiss becomes much more leucocratic; the K-feldspars show better developed cross-hatch twinning, and the quartz more undulose extinction than usual. In several places the augen-gneiss is traversed by discordant shear zones along which it shows stronger foliation parallel to the margins, smaller augen and increasing abundance of white mica; in extreme cases along the shear-surface itself a white mica, quartz schist is developed.

A further variety of biotite augen-gneiss occurs within and near the margins of the tonalite and granodiorite — a coarse biotite augen-gneiss which, where strongly

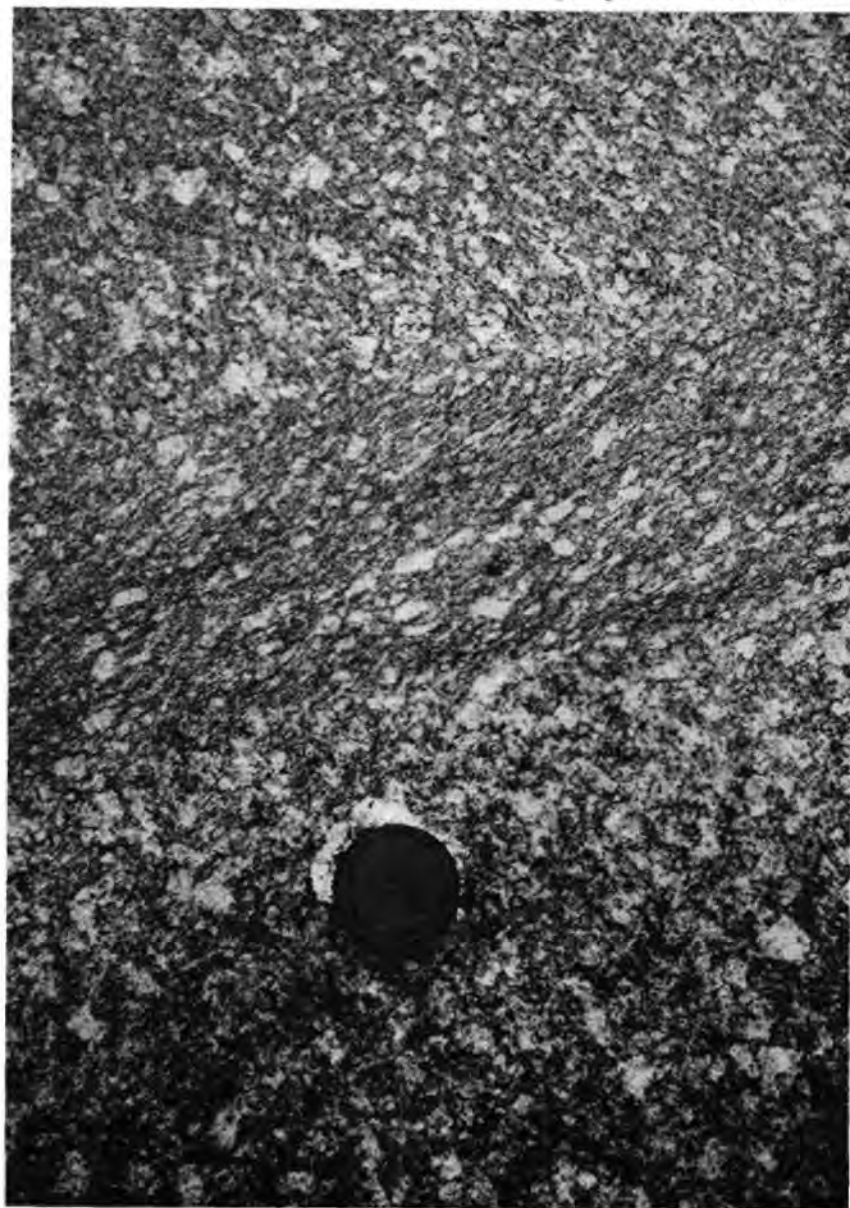


Fig. II . 5 A small-scale demonstration of the development of a gneiss: augen-gneiss developed along a 15 cm. wide kink-band in granodiorite; 2600 m. on the Schwarzenburgerweg. Zentralgneiss.

foliated, is indistinguishable from parts of the biotite augen-gneiss described above but shows a transition through less foliated varieties into the granodiorite. As noted earlier the granodiorite seems to occur principally as a marginal facies along the western limit of tonalite; this transition from granodiorite into augen-gneiss makes the line shown as the contact on the map rather arbitrary. Small zones of augen-gneiss also occur along shear zones within otherwise poorly foliated granodiorite (Fig. II—5; see page 147). In all but the most foliated varieties these gneisses display concentrations of biotite in clots similar to those commonly found in the tonalite-granodiorite lithologies.

Fine biotite augen-gneiss: a further lithology commonly associated with the tonalite and granodiorite, is a fine-grained augen-gneiss with biotite dispersed through the matrix; the augen are of uniform size close to 1 *cm.* in length. This rock can be traced laterally and gradationally into fine porphyritic granite; a good example of such a transition occurs immediately south of the Kleine Gössspitze. Xenoliths of tonalite are abundant and as the foliation in the porphyritic granite becomes more intense so does that in the xenoliths and they become more elongate. Elsewhere (e.g. upper Mühldorfergraben) occasional xenoliths of tonalite occur within the fine biotite augen-gneiss. It is possible, but not certain, that all the fine biotite augen-gneiss is derived from the fine porphyritic granite.

Biotite augen-gneiss: the main mass of undifferentiated biotite augen-gneiss forms an extensive arcuate area of outcrop intercalated with other lithologies and extending from the flanks of the Hohegg in the south, where it is in contact with the Peripheral Schieferhülle, northwestward and then northward across the Schober, Kampeck and Gröneck ridges. On the north side of the Kaponiggraben the field relations are very complex; there are extensive intercalations of other lithologies. The gneisses continue northeastward through the Säuleck and across the Trippkees to the map edge near the Villacherhütte.

The gneisses themselves are rather inhomogeneous and of variable grain size and have numerous intercalations of leucogneiss and banded gneiss. Some of the lithologies are identical to the two varieties of biotite augen-gneiss already described. The coarse parts, however, usually have prominent white mica envelopes around the augen and commonly show streaks of quartz (Plate 3). In addition a fine-grained augen-gneiss with a finer ground-mass and rather uniform (1 *cm.*) Carlsbad-twinned augen may occur as concordant-intercalations; rare discordant contacts and inclusions indicate that this latter rock is younger than the coarser augen-gneiss.

Leucocratic Granite Gneiss

Fine-grained leucocratic granite-gneiss: In the areas shown on the map as undifferentiated leucocratic granite-gneiss, the fine-grained leucocratic granite-gneiss commonly occurs intercalated with a variety of other lithologies. Elsewhere, however, it does form clearly defined homogeneous outcrops, e.g. in the Hohes Gösskar; another body extends from the Schönangersee across to the Gamelnigspitze and down into the Riekengraben; rocks of this latter body also crop out in the Gösstollen hydroelectric tunnel.

In these outcrops the rock is a massive fine-grained, muscovite-biotite granite-gneiss; it is typically very homogeneous but the grain size varies from 0.1 to 2.0 *mm.* and locally small K-feldspar augen are dispersed through the rock. Xenoliths are generally rare but in the Hohes Gösskar they occur near the contacts with coarse biotite augen-gneiss and fine-grained biotite augen-gneiss or porphyritic granite. Below the Törlspitze also there is a raft of tonalite in the fine-grained leucocratic granite-gneiss. These xenoliths suggest that the fine-grained leucocratic granite-gneiss is one of the

youngest lithologies of the Zentralgneis. This is confirmed by the contacts of the body as a whole which are characteristically discordant. There is, however, considerable local variation in the nature of the contacts, which seems to be controlled at least in part by the lithology of the country rock. Examples are again taken from the Gösskar; in the north where contacts are with tonalite, granodiorite and biotite augen-gneiss the contact is sharp and clearly discordant; along its eastern margin the intrusive displays a coarser, more leucocratic facies which has sharp contacts against the granodiorite and the biotite augen-gneiss. A subsidiary dyke of leucocratic gneiss extends northeastward into the granodiorite for 100 *m.*; beyond this it is obscured by moraine; southward the contact becomes difficult to define in the field. Along the western contact, there is a gradual transition from homogeneous leucocratic granite-gneiss to leucogneiss with variable proportions of mica schist. A similar contact is seen near the Zwenberger Seen. This complete gradation suggests that the leucogneiss schist mixture may represent a contact facies of the leucocratic granite-gneiss. The contact relations are also well exposed some distance to the south where a sharp, apparently concordant, contact against the banded gneisses was mapped at an elevation of 2100 to 2300 *m.*, north of the Riekener Sonnblick. Above 2300 *m.* and extending across to Riekenkopf and down into the Riekengraben, leucocratic augen-gneiss overlies the fine-grained leucocratic granite-gneiss. No sharp contact is seen; the two lithologies are intercalated on scales from 1 *cm.* to several meters. In places the two rocks are distinguished only by the presence or absence of augen; but generally leucocratic augen-gneiss has a somewhat coarser matrix. Similar relations between these two lithologies are found in the Radlgraben and in the region between the Ritteralm and Tröska Alm. At all of these localities there are small fragments of the leucocratic augen-gneiss in the fine-grained leucocratic granite-gneiss and it seems likely that the relation is an intrusive one, the augen-gneiss being the older. In the Riekengraben the fine-grained leucocratic granite-gneiss is again in contact with banded gneisses and has a sharp, locally strongly discordant contact.

The contact with the tonalite south of Tristenspitze is concordant with the general trend of the foliation and the two rocks are interfolded on a small scale; deformation has here left no trace of the original contact relations. Other important outcrops of the fine-grained leucocratic granite-gneiss occur between the Obere Mooshütte and Schoberspitze; they also extend from the Radlsee around to the Ritteralm. In the latter area the leucocratic granite-gneiss contact cuts obliquely across a weak banding in the biotite augen-gneiss.

Leucocratic granite-gneiss with augen: As noted above this lithology is intimately associated with the fine-grained leucocratic granite-gneiss. Together they form coherent bodies of granite-gneiss within the Inner Schieferhülle and over large areas it was not possible to show them separately at the scale of the map.

A relatively homogeneous sheet underlies the Riekener Sonnblick/Reisseck amphibolites. The Tröska Alm is also in fairly uniform leucocratic augen-gneiss, but on the ridge dividing it from the Ritteralm it is intercalated with fine-grained leucocratic granite-gneiss as noted above. The Ritteralm itself is made up largely of the same rock but intercalations of other granite-gneisses, leucogneisses and banded gneiss are more abundant.

Shear-Zones

As described in chapter III, shear zones are quite widespread in the Zentralgneis, and mineralogical changes seem to have occurred within them. Three typical examples are described.

The first is at the base of the body of leucocratic granite-gneiss west of the Mühl-dorferseen, along the line of the proposed thrust at the margin of the Gössgraben Kern. The gneiss becomes richer in white mica towards the contact, and an 0.5 *m.* thick zone of a micaceous rock with nodular feldspar occurs at the base. In thin section (RN 440) the feldspar is seen to be largely chess-board albite occurring as large (5 *mm.*) tablets. A second generation of plagioclase (An₂₀₋₃₀), occurring as smaller (1 *mm.*) untwinned grains, with irregular, rounded margins, appears to be replacing the albite.

The large albite grains are somewhat fractured and deformed, and are partially recrystallised to the later plagioclase. The rock contains practically no K-feldspar. About 20—30% of quartz occurs as small (0.5 *mm.*) grains with the smaller plagioclases, and white mica and biotite make up 10—15%. The white mica has a very pale green pleochroism, suggesting a phengitic composition. Thus K-feldspar seems to have been replaced by chess-board albite and phengite, albite later recrystallising and being replaced by oligoclase.

The second example is at the base of the sheet of biotite augen-gneiss south of the Rosскоп (RN 473). The augen-gneiss grades into about 1 metre of white mica phyllonite at the contact.

The third example (RN 153) occurs at the margin of a small body of leucogranite in the upper Hinterregengraben. The leucogranite grades over about 5 *cm.* into a 10 *cm.* thick, white mica + quartz phyllonite. The white mica forms fairly large (5 *mm.*) strain-free flakes, having a good preferred orientation, and appears to replace K-feldspar, plagioclase and biotite until only white mica and quartz remain.

These latter two examples are similar to the phyllonites at the margins of the Sonn-blick lamella.

Discussion

From the descriptions of the petrography and field relations which have preceded, a number of provisional conclusions may be drawn. The Zentralgneis is composed in large part of granodioritic gneissose rocks within which a number of varieties may be distinguished; in general the distinctions are reflected in texture and fabric rather than in composition. A number of the gneissose rocks may locally be traced laterally into relatively weakly deformed facies which retain many of their original intrusive textural features and in which original contact relations with other rock groups are also commonly preserved. Why deformation should have affected these rocks so inhomogeneously is not clear; the problem is discussed in more detail in a later chapter. It is, however, in part related to the distribution of the large metasedimentary units into which the igneous rocks were intruded.

On the basis of relationships established in the less deformed facies, particularly the existence of discordant intrusive contacts and the presence of xenoliths of one lithology in another, it has been possible to establish their relative ages; these age relationships within the less deformed rocks may, subject to certain limitations, be extended to those more deformed lithologies into which the less deformed show gradational transitions. Difficulties arise, however, because of the frequent occurrence of 'tectonic convergence': many of the highly gneissose lithological groups are polygenetic and although virtually identical today, have been derived from various lithologies which were originally distinct — this is probably true of the leucogneisses, some very sheared augen-gneisses and, in the Inner Schieferhülle, the banded gneisses (see below). Furthermore, it appears that although some of the very deformed groups may have been derived from lithologically similar parent rock types, these parents were of differing age: the best example is the coarse biotite augen-gneiss which is, in part, the deformed equivalent of the granodiorite, while elsewhere its fabric relation-

ships show it to be older. Clearly an age relationship established for part of one of these strongly deformed gneisses cannot necessarily be extended to the whole. The proposed correlation for the more deformed lithologies is given in Table II—5.

TABLE II—5

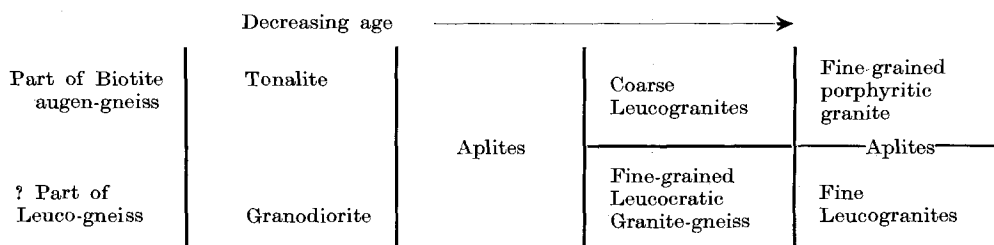
Summary of igneous rock types and their deformational derivatives

Undeformed	→	Deformed
Tonalite	→	"Biotite schist"
Granodiorite	→	Coarse-grained biotite augen-gneiss
Fine porphyritic granite	→	Fine-grained biotite augen-gneiss
Coarse leucogranite	→	} "various leucogneisses"
Fine leucogranite	→	

The age relations of the various parts of the Zentralgneis deduced in this way are shown in Table II—6. It is shown in Chapter V that some parts of this intrusive sequence including the youngest parts, are Variscan. Other parts could be significantly older but there is no evidence. The suite of granitic lithologies of the Zentralgneis could, however, easily have been part of a single, granodioritic-tonalitic, polyphase Variscan intrusive series; such series characterize certain orogenic belts today, e.g. the Sierra Nevada batholith of the western cordillera of North America (BATEMAN et al., 1963).

TABLE II—6

Age relations in the Zentralgneis



Note: these relationships would also hold for the deformed equivalents of these rocks.

The Inner Schieferhülle

Introduction

The Inner Schieferhülle represents, at any rate in part, the country rocks into which the Zentralgneis was intruded. Evidence is presented in later chapters that these rocks had already undergone an amphibolite facies regional metamorphism and at least one phase of folding before the intrusion of much of the Zentralgneis. In the central Tauern FRASL (1958) recognizes two main pre-mesozoic metasedimentary groups, the Habach series and the Altkristallin. The rocks described here as Inner Schieferhülle have more in common with FRASL's Altkristallin than the Habach Series, which he describes as having undergone little folding and only mild metamorphism at the time of intrusion of the Zentralgneis. Rocks laterally continuous with the Inner Schieferhülle have been termed Central Schieferhülle by EXNER (1964) in the area covered by his Gastein map.

In the area of the present map, the main outcrop of the Inner Schieferhülle forms the "Reisseck Mulde", a nearly flat-lying, wedge-shaped body of schists, banded gneisses and amphibolites overlying the gneisses of the "Gössgraben Kern" which outcrop to the east and underlying a large body of Zentralgneis which outcrops to the west. This latter body of gneiss is termed the Hochalm Kern by EXNER. Similar lithologies to those of the Reisseck Mulde also occur closely intercalated with each other in a narrow

band along the northeast flank of the Mölltal where in most places they lie between the Peripheral Schieferhülle and the main part of the Basement Complex. These rocks have generally undergone more intense deformation than those of the Reisseck Mulde; they and the associated very sheared parts of the Zentralgneiss have been termed Randgneiss by EXNER (1954). We here consider the banded gneiss, schist and amphibolitic parts of the Randgneiss along with the Inner Schieferhülle, which they closely resemble except in intensity of deformation.

Banded Gneisses

Banded Gneisses make up a large portion of the Inner Schieferhülle. In the present work, any gneiss having a banded or striped appearance in the field is termed a banded gneiss, and a non-genetic classification based on the nature of banding will be used. It is to be noted that these rocks are quite distinct from migmatites, as discussed later. Two major types occur:

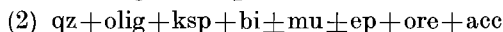
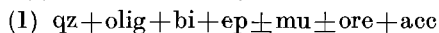
(1) Finely banded gneisses: these are characterised by leucocratic (plagioclase+quartz) and melanocratic (plagioclase+quartz+mica+epidote) layers, interbanded on a 0.5—10 *cm.* scale. The origin of the banding is not known, but as it occasionally exhibits two phases of folding, there is presumably a considerable deformational element in its production. The banded gneisses within the Randgneiss unit (Fig. II—6; see page 152) are more finely banded, and frequently develop small (1—2 *mm.*) porphyroblasts of plagioclase, giving the rock a 'knobby' appearance. However, these are also included as finely banded gneisses.



Fig. II - 6 Fine banded gneiss; note both boudinage and tight isoclinal folding, low centre right; Randgneiss in the Riecken Graben. Field of view 1.3 *m.* high. Inner Schieferhülle.

(2) Grey banded gneisses: these are grey biotite gneisses interbanded on a 10—100 *cm.* scale. Some layers contain dispersed augen, usually small (0.5—1 *cm.*) but up to a maximum of 2 *cm.*, and always strongly deformed as eyes within the foliation. Other layers consist of a very fine-grained biotite-plagioclase-quartz gneiss totally lacking augen; locally, as in the Hohes Gösskar and around the Villacherhütte the development of grey banded gneiss through deformation of intercalated granite-gneisses with cross-cutting leucocratic veins, can be demonstrated. Much of the grey banded gneiss, however, appears unrelated in space to any of the main masses of Zentralgneis and, in any case, exhibits relict structures pre-dating much of the latter. Consequently these rocks seem best considered as a separate lithology, and of uncertain, probably polygenetic, origin. The differences between them and the fine banded gneisses are: (1) the layers are thicker and (2) the layers are much less strongly contrasted in colour and composition. Thin lenses of amphibolite are occasionally found within this lithology. At a number of localities, the two types of banded gneiss just described, together with thin units of amphibolite and leucogneiss are interlayered on such a scale that it is not practicable to distinguish them on a map. In these cases the lithology is shown, simply, as banded gneiss.

Petrographically the banded gneisses are fairly monotonous; the following assemblages appear to be in equilibrium:



The quartz and plagioclase generally occur as a fine-grained (0.1—0.4 *mm.*) polygonal mosaic, with 120° triple junctions. The plagioclase tends to exhibit weak zoning and a little twinning. If it is zoned, the inner zone is generally around An₂₀ and the outer zone An_{25—30}. Occasionally, larger grains of plagioclase or quartz may occur, and are partially recrystallised to smaller grains. K-feldspar is abundant only in the augen-bearing portions of the grey-banded gneiss. Here it forms large (10 *mm.*) crystals, rather deformed and largely recrystallised to a polygonal mosaic. Weak cross-hatch twinning is common. In other gneisses with assemblage (2), the K-feldspar forms less than 10%, and occurs as intergranular growths, and as patches and films parallel to cleavage and composition planes in the plagioclase. Myrmekitic intergrowth of quartz and plagioclase occurs in the K-feldspar rich rocks. White mica is most abundant in the K-feldspar bearing rocks but is generally less than 10%. Biotite usually displays a greenish pleochroism (X = light yellow, Y = olive green to green-brown, Z = dark green/brown), and may vary from 1% in the light layers to 30—40% in some of the dark layers.

Epidote commonly occurs as rounded, moderately to highly birefringent grains similar to, or smaller than, the plagioclase in size. Frequently they contain optically disoriented, brown pleochroic cores of allanite, suggesting two stages of epidote growth.

In the banded gneisses of the Randgneis, the plagioclase tends to form large (5 *mm.*) porphyroblastic grains, generally untwinned, and containing pools and stringlets of quartz (e.g. RN 421). Similar porphyroblastic plagioclase also occurs in the amphibolites of the Randgneis, and seems restricted to this unit.

The principal ore minerals are magnetite and haematite, the latter occasionally containing remanent sulphide cores.

Veined Gneisses

Any one of a number of lithologies may be cut by distinct veins of aplite, microgranite and pegmatite. Most lithologies contain concordant and discordant leucocratic veins, but these are not usually sufficiently abundant to warrant treatment as a separate unit. However, in the Maltatal above Pfüglhof, in the floor of the middle-

upper part of the Gössgraben, and at a number of other rather more restricted localities, extensively veined rocks are abundant. In the Maltatal and Gössgraben, the rock is essentially a grey banded gneiss, with numerous irregular layers of amphibolite and biotite schist, which have been strongly folded by two phases of folding and intensively veined by three phases of aplites and pegmatites (Fig. II—7; see page 154). No detailed study has been made of this group but one set of veins appears to predate the early folds, and some veins apparently postdate the folding altogether. At most of the other localities, the veining is fairly clearly associated with the intrusion of leucocratic granite-gneiss and leucogranite. The term migmatite is reserved for lithologies in which distinct veins are not seen, and the leucocratic material forms a greater part of the rock as a whole.



Fig. II - 7 Veined gneisses of the Göss Graben; three generations of cross-cutting veins occur in a biotite quartzo-feldspathic paragneiss host. Exposure about 4 m high. Inner Schieferhülle.

Amphibolite Group

The amphibolite group as shown on the map is a heterogeneous collection of rock types, among which amphibolites make up about 90%. The remaining 10% may include leucogneiss, banded gneisses, biotite schists and garnet-mica schists. However, these all occur in quantities too small to be represented individually on the map.

The amphibolites themselves consist of a variety of types, the principal ones being:

(1) Fine-grained banded amphibolite: this is predominantly a homogeneous black, fine-grained amphibolite consisting of about 50% hornblende, together with plagioclase, and subsidiary epidote and biotite. These form an even-grained texture, with a grain size of around 1 *mm.* or less. These are inter-layered with thin (0.5—5 *cm.*) bands richer in feldspar or epidote.

This lithology typically occurs in the Hohes Gösskar, on the south side of the Gössgraben, and above the Stapniksee.

(2) Coarse feldspar amphibolites: these consist of short, stubby prisms of hornblende, between 3 and 10 *mm.* long, in a plagioclase matrix, with subsidiary biotite and epidote. The ratio of hornblende to plagioclase is rather variable. In some examples, about equal proportions of the two form a coarse, even texture, while in others, small grains of hornblende are associated with plagioclase in a fine-grained matrix in which much larger (0.5—1 *cm.*) prisms of hornblende occur. This type forms most of the amphibolite outcrop between the Riekentörl and the Stapniksee, but appears to die out to the north. They are also found to the south of the Riedbock, and in the upper Hinterregengraben. They are sometimes interbanded with the fine-grained amphibolites, but are more usually associated with the types described below.

(3) Coarse massive biotite amphibolites: these may contain up to 90% hornblende, with subsidiary plagioclase, although there is a gradation into type 2. Large porphyroblastic flakes of biotite up to 1.5 *cm.* long are characteristic of this type of amphibolite, and the hornblende grains themselves may reach similar dimensions, although generally they are a little smaller. Within other lithologies such as the grey banded gneiss, they occur as pods, or more commonly as concordant lenses and boudinaged layers within the feldspar amphibolite. At a number of localities, for instance above the Stapniksee, angular fragments of massive biotite amphibolite occur embedded in feldspar-rich amphibolite. Interpretation of this relationship is difficult. It is unlikely to have been produced by disruption of the biotite amphibolite within the feldspar amphibolite during deformation, as the fragments are angular and include occasional mica-schists, a lithology which is not found locally. These rocks are rather restricted in distribution as they are known only from single outcrops and cannot be traced to neighbouring exposures. This could represent an intrusive relationship between the two rocks, although there is no other evidence for the intrusive character of the feldspar amphibolites. A further possibility is that if the amphibolite group is a sequence of metavolcanics, the fragmental rock is some form of metamorphosed volcanic breccia.

(4) Garnet amphibolites: these are rather rare throughout the northwestern part of the area, although somewhat more abundant in the Randgneis. They consist of small, 2 *mm.* diameter, garnets set in a fine-grained amphibole and plagioclase groundmass. Garnets are occasionally found in the feldspar amphibolites, but are not common.

(5) Actinolite amphibolites: these are composed of almost 100% actinolite, which has an equant rather than acicular habit, producing a pale green, granular appearance in hand specimen. They are not common, but occur in two localities — between the Sonnblick and the Hohegg, and on the Rosskopf. Here they take the form of thin (50 *cm.*) bands and lenses in the feldspar and biotite amphibolites. At both these localities, they are associated with the next lithology.

(6) Serpentinite: three small, oval bodies, about 10 *m.* by 5 *m.*, occur in the amphibolite group of the upper Hinterregengraben. One is on the south side of the Sonnblick, one in the valley near to the Ochsen Alm, and one on the east face of the Rosskopf. The banding in the gneiss and amphibolite appears to wrap around the body near the Alm, and a talc envelope is developed at its margin. Although a little carbonate is associated with the serpentinites, this does not reach the proportions found in the Peripheral Schieferhülle.

Petrography of the amphibolites: assemblages recorded are:

- (1) antig + tc + dol + mt + ht
- (2) hb + olig + bi ± ep ± qz ± ore + acc
- (3) hb + bi + ep ± qz ± ore + acc
- (4) hb + olig + acc
- (5) hb + olig + bi + ksp + ep + ore + acc
- (6) hb + olig + bi + gt ± ep ± ore + acc
- (7) act + acc
- (8) hb + di + plag + ep ± ore + acc
- (9) hb + olig + bi + chl ± gt ± ep ± ore + acc
- (10) olig + phl + chl + mu ± hb ± gt ± ore + acc

In the absence of evidence to the contrary, assemblages 2—7 are considered to be equilibrium assemblages. Textural evidence strongly suggests that assemblages 8—10 are in disequilibrium.

Assemblage (1) is that of the serpentinite bodies in the upper Hinterregengraben described above. Although the assemblage is similar to that found in the serpentinites of the Peripheral Schieferhülle the textural relationships and proportions are quite different. Antigorite makes up practically 90% of the rock. The carbonate occurs as small (0.2—0.4 *mm.*) rounded grains within the serpentine, while the talc occurs as a few large (0.5—2 *mm.*) porphyroblasts, generally kinked and fractured. The textures do not suggest that either of these minerals are replacing the serpentine.

Assemblages (2), (3) and (4) are those typical of the bulk of the amphibolites of the Reisseck Mulde. Of these, the coarse feldspar amphibolites are the most abundant. The amphibole in these is a blue-green hornblende (X = pale yellow, Y = green, Z = blue green), usually with a deeper pleochroism than those in the Peripheral Schieferhülle. Hornblende occurs both as small (0.3 *mm.*) grains within the ground-mass, and larger megacrysts (up to 5 *mm.* long) usually in the form of short stubby prisms. In many rocks (e.g. RN 189, A 346) the latter appear to have an inner zone full of minute opaque inclusions, and an outer clear zone (this has also been described in metamorphosed pre-Alpine dykes in the Sonnblick Kern by EXNER, 1964). The larger grains also frequently exhibit fractures filled by the quartz, plagioclase and epidote of the ground-mass.

In addition, the large grains show the development of low-angle sub-boundaries, along which new grains have nucleated, until eventually the larger grain is replaced by an aggregate of smaller grains. If the grain was disrupted during deformation, it may now be represented by an elongate aggregate or string of small grains within the foliation.

The plagioclase within the feldspar amphibolites also occurs in two generations. The earlier grains are large (2—4 *mm.*) grains, frequently exhibiting polysynthetic twinning, and full of microlites of epidote or clinozoisite, suggesting a compositional adjustment from a higher An content (gefüllte Plagioklas). These have partially or completely recrystallised to a fine-grained (ca. 0.03 *mm.*) polygonal mosaic. In many rocks, however, there are no large grains and it is difficult to discover whether they ever existed.

The composition of the "gefüllte" grains appears to range from An_{18} to An_{25} . The smaller grains are usually zoned, with up to three zones being present. The intermediate zone usually has the highest refractive index, but either the centre zone or outside zone may be missing. In many grains, the centre zone has sharp, irregular boundaries and exhibits twinning not reflected by the outer zones, suggesting that it might be a remnant of an earlier grain. The compositions of these smaller grains within the feldspar amphibolites, ranges from An_{23} to An_{40} , with a concentration between An_{25-30} . Fig. II—8 is a histogram of feldspar compositions from all types

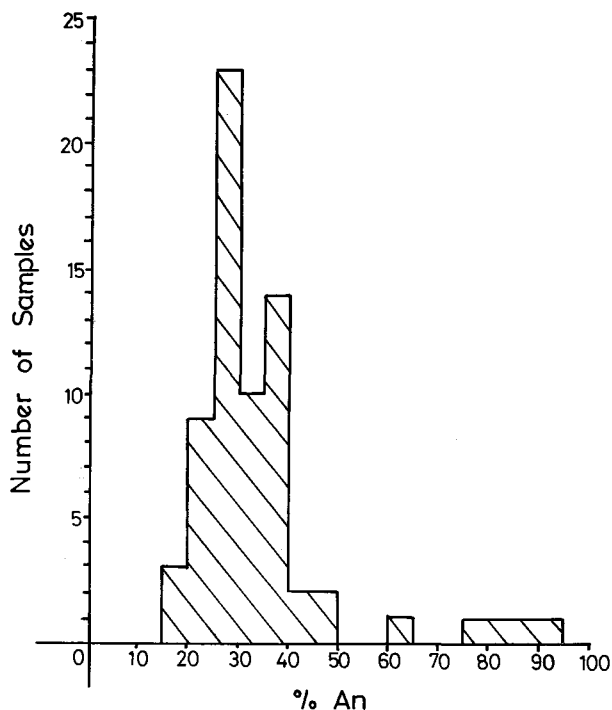


Fig. II - 8 Histogram of anorthite contents of plagioclase from the Inner Schieferhülle.

of amphibolite within the Risseck Mulde. Modal analyses of a few typical feldspar amphibolites are presented in Table II—7.

TABLE II—7

Modes of feldspar Amphibolites

	RN 38	RN 65	RN 458	RN 339 (schist in shear zone)
Hornblende	20	31	37	1
Plagioclase	47	40	38	31
Quartz	15	1	—	—
Biotite	16	12.5	9.5	63
Epidote	1.5	14	14	acc
Ore	} 0.5	—	0.2	1.5
Acc (sphene, apatite)		1.3	2.5	0.5
Chlorite	—	—	—	3

The banded amphibolites are similar in mineralogy but more fine-grained than the feldspar amphibolites, with no large hornblendes or biotites. The banding is defined by variable proportions of hornblende and plagioclase. In the coarse, massive amphibolites, the hornblendes, which usually have rather pale pleochroism ($Z =$ pale blue-green) suggesting an approach towards actinolite in composition, may reach up to 1 *cm.* in length, and make up over 80% of the rock. They are frequently fractured and partially recrystallised to smaller grains, especially around the margins. Quartz and plagioclase have crystallised interstitially, but biotite frequently forms large (0.5—1 *mm.*) poikiloblastic flakes. The pleochroic scheme of the biotite varies, but the two commonest are: $X =$ pale yellow, $Y =$ olive green, $Z =$ green-brown and $X =$ pale yellow, $Y = Z =$ yellow-brown. Green pleochroic biotite is quite abundant, in contrast to the Peripheral Schieferhülle.

Epidote occurs in two forms: as small, weakly birefringent microlites (0.1—0.2 *mm.*) within the plagioclase, and as highly birefringent (2nd order green) rounded grains 0.5—1 *mm.* in diameter. These latter grains frequently exhibit a very pale yellow pleochroism. This, together with the birefringence, suggests that they are rich in ferric iron.

Sphene and apatite are practically ubiquitous as accessory minerals, and the former may occasionally reach 1 or 2%. Rutile also commonly occurs, and in some rocks, is rimmed by sphene. The principal ore minerals are magnetite and haematite. Occasionally, haematite may have a yellow reflective core suggesting alteration of a sulphide.

Assemblage (8) occurs in two rocks, both from near to the Obere Zwenbergersee.

One such rock is a thin (2 *cm.*) vein of diopside-hornblende-plagioclase-epidote bearing rock enclosed in a feldspar amphibolite. The diopside forms very large (1—2 *cm.*) rectangular grains, somewhat fractured and granulated around the margins. It is slightly altered to a very pale green amphibole at its margins and along fractures but is otherwise quite fresh. At the sides of the vein, however, the pyroxene forms smaller grains rather altered to pale green actinolite and a dusty material, which under high power, appears to consist of tiny needles of clinzoisite. Amphibole grains occur within the vein, and many of these appear to have rather patchy cores of brownish amphibole. These were analysed using the electron microprobe. The results are given in Table II—8.

TABLE II—8

Microprobe analyses of Amphiboles

	RN 249		RN 248 (average of 5)
	Brown core (average of 3) wt%	pale green rim (average of 3)	
Al ₂ O ₃	9.6	3.3	7.5
FeO	11.8	10.3	9.5
MgO	10.6	16.3	18.2
TiO ₂	0.63	0.17	0.3
CaO	12.6	13.2	12.7

At. proportions based on Ca = 2

Ca	2.00	2.00	2.00
Al	1.63	0.54	1.31
Mg	2.59	3.47	4.00
Fe	1.48	1.21	1.16
Ti	0.07	0.02	0.04

The rims are actinolite in composition, containing only 0.54 atoms per formula unit of Al (DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1963). The cores are of hornblende composition, and also contain more Fe, Ti and considerably less Mg than the rims. The plagioclase in the vein is in the form of a polygonal mosaic (0.5 mm. diam.) with 120° triple junctions. Nearly all the grains are, however, strongly zoned, the inner zone being in general of higher An content than the outer zones. The centres of most grains contain abundant needles of clinozoisite, suggesting an adjustment from a high An content. The composition was determined by three different methods; the results are set out in Table II—9 for comparison.

TABLE II—9

Michel-Levy method	U-Stage	Electron microprobe
	(after TURNER 1947)	
An 47	An 38 to An 45	An 30 to An 46
(Maximum extinction angle)	(real variation)	(range of 21 grains or zones)

The probe results confirm that the cores tend to have a higher An content; the average for the core is An₄₂ while that for the outer zone is An₃₇.

The surrounding feldspar amphibolite (RN 248) contains aggregates of small grains of pale blue-green hornblende (see Table II—8), suggesting recrystallisation from larger grains, set in a fine-grained (0.1 mm.) mosaic of plagioclase and epidote. The plagioclase grains are full of tiny needles of clinozoisite, which crowd every feldspar/feldspar boundary. These also, were investigated with the microprobe. The compositions show a considerable variation, but cluster into two groups, An_{58—65} and An_{76—94}, with no compositions in between. The plagioclase is clearly adjusting from a higher An content by the production of epidote, the discontinuity in the An contents may reflect a compositional gap in the plagioclase series (e.g. NISSEN, 1968).

A second diopside-bearing rock occurs as a 20—60 cm. thick band of coarse feldspar amphibolite within fine-grained amphibolite. Pale blue-green hornblende is in two forms: large (3—6 mm.) rectangular prisms, and small (0.1—0.3 mm.), though frequently euhedral, grains. The larger grains are in the process of recrystallising to the smaller grains. The diopside occurs as remnants and small grains within the amphiboles and is clearly being replaced by the latter. As in the other example, the plagioclase forms a mosaic (0.2—0.5 mm.) absolutely full of minute clinozoisite needles. The composition is An_{35—57} (by the maximum extinction method). A similar diopside-bearing rock was recorded from a raft of amphibolite in the tonalite.

Garnet-bearing amphibolites occur occasionally within the Reisseck Mulde and commonly in the Randgneis. The garnets occasionally exhibit two phases of growth; those in the Randgneis are frequently fractured and partially replaced by chlorite, biotite or epidote, and atoll forms are common.

Chlorite is often present as an accessory mineral; it has green pleochroism, anomalous interference colours and is clearly a late stage alteration of the biotite. In contrast to the Peripheral Schieferhülle, it does not occur as part of the normal assemblage.

Garnet Mica Schists

At many localities these are associated with, and grade into, the migmatites discussed below. Xenoliths of this lithology are found within the tonalite to the north of the Villacher Hütte. These are fairly fine-grained quartz-mica schists studded with small (2 mm.) garnets, which are usually abundant. Below the main tonalite outcrop at this locality and also further south, similar garnet schists and mica schists occur, here containing lenses and veins of quartzo-feldspathic material concordant to the foliation,

and developing garnets up to 5 mm. diameter. Apart from thin layers within the migmatites, the other main occurrence is in the Randgneis. The petrography of these rocks is discussed below. Locally the mica schists contain thin, banded, locally graphitic layers of quartzite.

Schistose Gneisses

These are an extremely fissile series of mesocratic rocks which are transitional in their properties between fine-banded gneisses and mica schists. The main area of outcrop of these rocks is in the northwestern corner of the map area where they occur on Sicker Kopf and south of it. The rocks are medium-grained, quartzofeldspathic, micaceous, locally finely banded, platy gneisses. At many horizons they carry garnets which may show peripheral retrogression to chlorite. With increasing mica content they grade into mica schists; with decreasing mica content and the development of compositional banding they grade into finely banded paragneisses; they may carry either muscovite or biotite or both. The petrography of these rocks is discussed below.

Migmatite

The use of this term is hazardous, because of the variety of meanings it has carried. SEDERHOLM (1923) used it to designate metasediments invaded by granitic material producing a 'mixed rock' with both metamorphic and igneous components. Since then it has been used to include rocks undergoing partial melting (BARTH, 1962) and commonly to signify that partial melting has occurred. The term is used here non-genetically to refer to a 'mixed rock' in the sense of SEDERHOLM. This does not mean that the 'igneous component' has necessarily been introduced by magmatic intrusion, but merely that it has a magmatic appearance.

The main belt of migmatites crosses the head of the Gössgraben, runs across the Zwenbergerkar, and is found on the Gamolnigspitze—Kamplleck ridge, and less abundantly on the Schoberspitze.

In all these localities, the rock consists of approximately 50% leucocratic granite gneiss and 50% schistose material, although locally, it tends to grade towards garnet-mica schist on the one hand and granite-gneiss on the other. The granitic component does not form distinct veins or lenses (cf. the veined gneisses) but forms an interconnected matrix in which wisps of schist occur. However, within the granitic part, one finds rather patchy variation in composition, such as biotite-rich patches, occasionally with garnets, suggesting destruction of an original schist fragment. On passing towards zones richer in schist, the granite occurs as more distinct veins and patches.

The origin of these rocks, whether by granite intrusion, granitisation or partial melting, is not clear. They seem to be everywhere associated with the leucocratic granite-gneiss. In some cases, (e.g. on the Zwenbergerkar), they are clearly the marginal zone of the granite and pass gradationally into it; possibly volatile-rich magmatic solutions permeated the schist, finding penetration easy along the foliation; it is not clear that this could cause partial melting.

Petrography of Mica schists and Migmatites and schistose gneisses: The following have been recorded:

- (1) qz + olig + bi + ep + ore + acc
- (2) qz + olig + bi + mu + chl + gt ± ep + ore + acc
- (3) olig + bi + mu + chl + gt ± ep + ore + acc
- (4) qz + olig + bi + mu + ksp + ep + gt + ore + acc
- (5) qz + olig + bi + mu + chl + ep + gt + ky + ore ± cc + acc
- (6) qz + olig + bi + mu + chl + gt + ky + st + ore + acc

Of these only (1) is clearly an equilibrium assemblage. The rest exhibit signs of textural disequilibrium. Assemblage (1) occurs in thin biotite schist layers in the banded gneisses, and in schist xenoliths in the tonalite of the Zentralgneis.

Assemblage (5) occurs in two specimens from the Villacher Hütte area. In one (RN 390), leucocratic lenses occur in mica schist. The quartz forms a well recrystallised polygonal mosaic; the plagioclase is also recrystallised but rather sericitised (An_{25-30}). The garnets are large (2—7 mm. diam.) and fragmentary. Anomalously birefringent chlorite, and biotite occur along the cracks, together with haematite, which sometimes completely rims the grain. The garnets are also honeycombed with plagioclase. The reactions, garnet \longrightarrow plagioclase + biotite + haematite, and biotite \longrightarrow chlorite, appear to have taken place.

The kyanite occurs as rather ragged blades altering to white mica. This would suggest some mobility of K^+ and water. In the second specimen, the rather sparse prisms of kyanite are apparently unaltered, although the garnet is again very fractured, the cracks being filled with plagioclase, biotite and chlorite. In this rock chlorite occurs both as highly birefringent (1st order white) grains with the micas, and anomalously birefringent flakes replacing the biotite. The rock also contains abundant (10%) patches of small equant grains of a light-brown carbonate material (? ankerite).

The migmatites around the Zwenberger Seen and on the Schoberspitze contain a large amount of garnet-mica schist, somewhat invaded by leucocratic granite. At an exposure near to the Obere Zwenbergersee, three specimens of a garnet-mica schist showing progressive amounts of invasion were collected.

The first comes from a small body of mica schist containing practically no granitic material. Biotite (20%) and muscovite (60%) are the principal constituents. The biotite is a deep red-brown variety. The muscovite consists of large flakes which are beginning to break down into mats of tiny flakes with a large number of small prisms of zoisite as inclusions. The plagioclase (An_{28}) also contains a large number of zoisite needles and flakes of white mica. Garnet makes up about 2% and forms rounded grains about 1—1.5 mm. in diameter usually surrounded by a rim of biotite.

The second sample is from a similar lithology making a thin (20 cm.) layer enclosed in the granite material while the third consists of wisps of the schist within the leucocratic granite. The large (1—2 mm.) garnets occur within the granite and have the appearance of xenocrysts. The changes are described in Table II—10.

Thus, with increasing introduction of granitic material, quartz and plagioclase increase in quantity, K-feldspar appears, the large flakes of muscovite break down, and new garnets are produced at the expense of biotite. These changes are seen to occur in all the samples of migmatite examined, from the Schoberspitze to the Kaponigtörl. In some examples (e.g. RN 313) patches of a very fine chlorite and clinozoisite mesh appear to be pseudomorphing some earlier porphyroblastic mineral.

Garnets in three of these rocks (RN 245, 311, 313) were studied using the microprobe (Fig. II—9 a, b, c, d). The first sample is from the Obere Zwenbergersee area, while the other two are from the Schoberspitze. The four large garnets scanned show identical patterns of zoning which are, however, very unlike the majority of published examples. The most prominent zoning is that of manganese, but this element increases in concentration towards the margins, the opposite of the normal situation. One of the garnets has an inner zone richer in inclusions and this shows a sharper change in concentration — others are more continuously zoned. Ca tends to be higher in the centre, as are Fe and Mg, while Ti is lower. Because accurate counts could not be made, only estimates of the composition are presented. Both the zoning pattern and the composition differ from the garnets in the Peripheral Schieferhülle. As these garnets are frequently altered and deformed, and occur as xenocrysts in the granitic component

of the migmatites, their formation is Pre-Alpine. In some examples (e.g. RN 345) they contain an internal planar fabric at an angle to that outside.

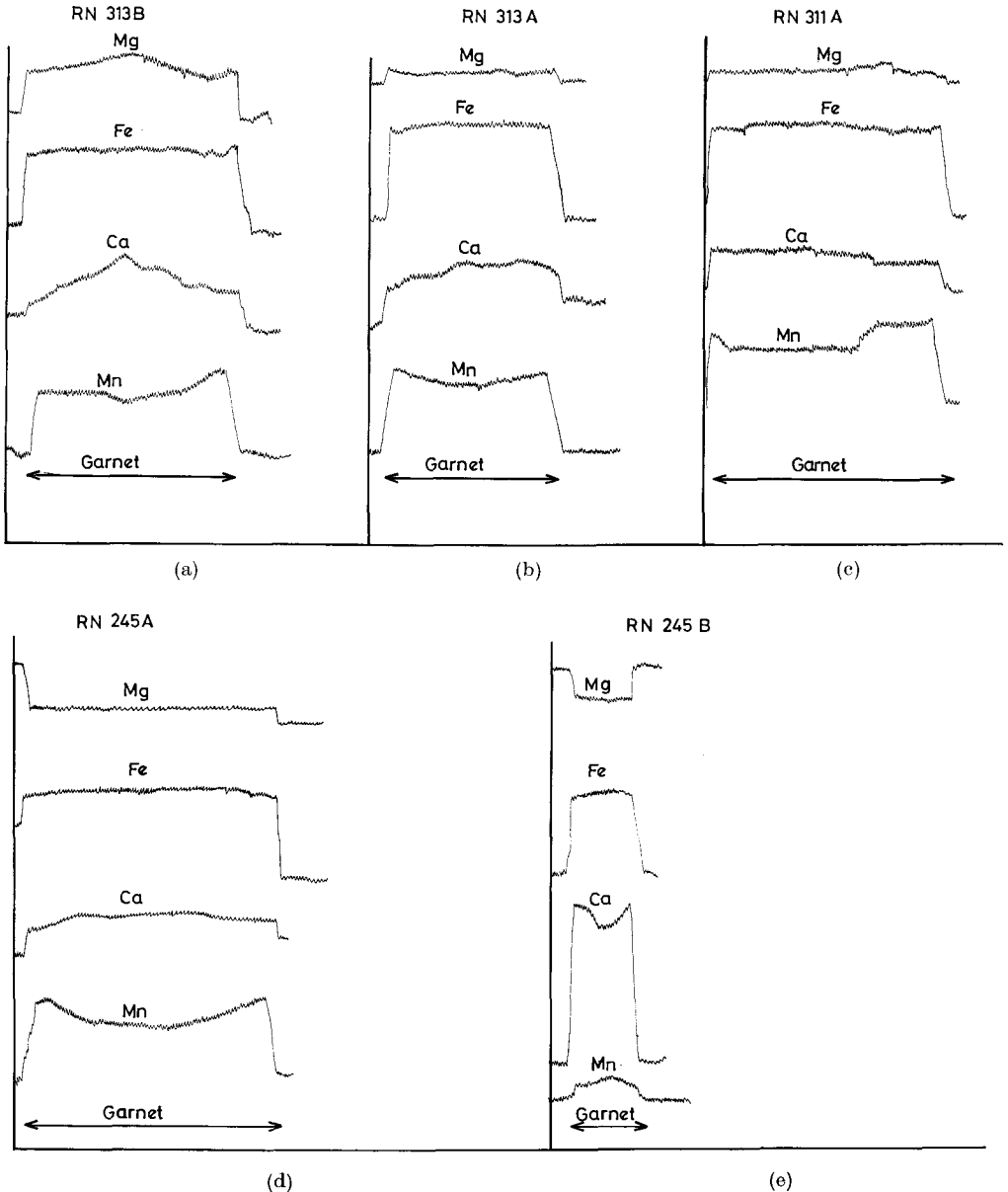


Fig. II - 9 Electron-microprobe scans across garnets from the migmatites of the Inner Schieferhülle.

The fact that the mats of mica delineate the F_A^1 folds, suggests that at least the minerals they are replacing are pre-Alpine also.

The garnets replacing the biotite are mostly too small to study by scanning. One larger grain of this generation was scanned, however (Fig. II-9 e), and it exhibits a somewhat different zony pattern and composition. Mn is higher in the centre,

TABLE II—10

Progressive invasion of Migmatites, Oberer Zwenbergersee

'Normal' garnet-mica schist (RN 245)	Schist Lens in Granite (RN 246)	Wispy Schist Patches in Granite (RN 247)
Large (1—2 mm.) gt in matrix of 1—2 mm. long flakes of bi+mu. A small amount of plag An 25—30	2 generations of gt i) large (1—2 mm.) grains as in RN 245 ii) tiny (0.01 mm.) grains rimming and replacing bi. Mu flakes broken down partially or completely to fine-grained mesh of mu+chl. 30% plag (An 28) irregularly shaped grains partially recrystallized to fine (0.01 mm.) mosaic. Abundant inclusions of mu+ep; qz appears as 1 mm. grains.	2 generations of gt i) large (1—2 mm.) as before; appear as xenocrysts in granite ii) small gts replacing bi; Mu completely replaced by fine-grained mu+chl mesh. Elongate needles of zo within these meshes, especially where meshes are partially replaced by and invaded by plag+qz. 30% plag (An 27); lobate boundaries with qz. Qz 40—45% large (6 mm.) unstrained grains ksp appears as irregular patches around mu+chl meshes.

but its total concentration is much lower. Ca is lower in the centre, but its total concentration is much greater. Thus the later generation does seem to differ chemically from the earlier one.

It is in one of these samples (RN 313) that assemblage (6) occurs. The kyanite forms rare, narrow blades, relatively unaltered, whereas the staurolite, also very sparse, occurs as small grains rather altered to biotite.

The age of the minerals in the migmatites is difficult to ascertain. The older garnets have been discussed already. The kyanite and staurolite could be either Alpine or pre-Alpine. Kyanite also occurs in schists incorporated in the tonalite west of the Kaponigtörl, where it has been altered, first to albite and subsequently to white mica; again there is no indication of the age of these reactions.

The age of the biotite to garnet reaction is also open to speculation. The fact that it is seen only in the migmatites suggests that it is in some way connected with the introduction of the granitic material.

In many of the schists, two generations of mica occur; the first is sharply folded and mimetically recrystallised in the F_A^1 crenulation cleavage, while the second tends to grow parallel to the axial plane. In one example (RN 31), the first generation of biotites have a pale yellow to yellow green pleochroism, are folded into F_A^1 folds and form an intricate myrmekite-like intergrowth with quartz, whereas the second generation is pale yellow to deep reddish brown in colour and is in the form of elongate flakes parallel to the axial plane.

The Peripheral Schieferhülle

Introduction

The Peripheral Schieferhülle may be distinguished in the field from the Inner Schieferhülle by the criteria listed at the beginning of this chapter. It is found in the lower parts of the steep-sided valleys on the northeast flank of the Mölltal. The strike is generally parallel to the Mölltal, and the dip steep over much of the outcrop, so that good sections may be observed in the bottoms of these valleys. Most of the observable sequence lies between the Sonnblick lamella and the main outcrop of the Basement Complex, thus forming a southerly continuation of the Mallnitzer Mulde, although here there is no symmetrical arrangement of lithologies suggestive of a simple synform.

The sequence may, however, be followed more or less directly into the Peripheral Schieferhülle of the Sonnblick group, with which very close lithological comparisons can be made: there is thus little doubt that the rocks here termed Peripheral Schieferhülle are the same as those described by EXNER (1964), and as those of FRASL (1958) — Seidlwinkl Trias and Bündnerschiefer — in the type localities of the Glockner depression, with which they are in continuation around the Sonnblick Kern.

The Zentralgneis of the Sonnblick Lamella

The Sonnblick lamella is a thin tongue of Zentralgneis extending down the NE flank of the Mölltal. Northwards, it can be traced into the Knappenhauswalze (EXNER, 1962, 1964) which is thought to be part of the Sonnblick Kern. In the lower Kaponigraben, the lamella is approximately 300 *m.* thick; in the Riekengraben it is only 200 *m.*, and by the Mühdorfergraben, the thickness is no more than 20 *m.* This is the furthest south that it can be traced. The river bed of the Riekengraben immediately above the railway viaduct exposes a good section through the lamella. At the downstream contact there are one or two metres of phyllonite, grading over about five metres of very sheared gneiss into recognisable augen-gneiss. The phyllonite consists largely of phengite and quartz with remnants of K-feldspar and plagioclase. The latter minerals increase in amount through the zone of sheared gneisses until, in the augen-gneiss, each is approximately equal in proportion to the quartz. The augen-gneiss itself, however, contains very little biotite and is exceptionally rich in phengite. The K-feldspar augen may reach four to five centimetres although the average size is somewhat less. They frequently retain sharp corners, although usually having well developed tails. In thin-section they are seen to be microcline perthites, with well developed cross-hatch twinning and abundant fracturing and recrystallisation and are usually partially replaced by chessboard albite. Small (1—10 *cm.*) biotite-rich inclusions are fairly abundant, as in the Zentralgneis. Two types of larger (1—3 *m.*) inclusion occur. The first is a fine-grained quartzo-feldspathic rock occurring as discontinuous patches in the augen-gneiss, while the other is a melanocratic rock containing hornblende, epidote, biotite and chlorite as mafic minerals, with 1—2 *mm.* porphyroblasts of albite. This latter occurs as irregularly shaped inclusions in the gneiss; in thin-section and hand-specimen, it closely resembles basic dykes recorded by EXNER (1964) as intruding the gneiss of the Sonnblick Kern. At the upstream contact, the augen-gneiss again passes through two or three metres of highly sheared gneiss into a metre-thick quartz-phengite phyllonite; here, however, a small amount of banded gneiss also occurs in the contact zone. In the Kaponigraben, for instance in the exposures below the Laskitzer viaduct, the gneiss has a similar appearance. In the Mühdorfergraben, all the gneiss is very sheared, and resembles the highly sheared zone at the margins, but is still clearly recognisable as augen-gneiss.

There can be little doubt that the Sonnblick lamella is indeed a thin tongue of Zentralgneis extending 20 *km.* down the northeast flank of the Möll, surrounded on all sides by Mesozoic Schieferhülle; it is almost certainly not a metamorphosed arkose in the Schieferhülle sequence as suggested by FRASL (1958) for gneiss lamellae in the Glockner depression. A little below the lower contact of the Sonnblick lamella in the Riekengraben, EXNER records another such tongue of gneiss, the Rote Wand—Modereck lamella. This is represented by a couple of metres of very sheared quartzo-feldspathic rock, however, and is more problematical. No other lamellae are found in the Riekengraben but further north the present authors have mapped another between the Sonnblick lamella and the main outcrop of the Basement Complex (see also EXNER, 1964); here again the rock is very sheared and gneissose, with occasional augen, and appears to be in the form of discontinuous lenses rather than a continuous layer.

The argument for these latter being thin tongues of Zentralgneiss is reasonable but not indisputable, but there is no other reasonable interpretation of the Sonnbliek lamella and its existence adds credibility to the existence of others.

Mineral assemblages found in rocks thought to belong to gneiss lamellae are:

- (1) $qz + mic + mu \pm ab \pm bi \pm ep \pm cc + ore + acc$
- (2) $qz + mic + mu \pm olig \pm bi \pm ep \pm cc + ore + acc$
- (3) $qz + mu + cc \pm bi + ore + acc$

The Calcareous Group of Lithologies

Within this group are included calc-phyllites, calc-schists, black phyllites and marbles. The phyllites and schists exhibit all gradations and it is difficult to represent them on the map as separate units (e.g. FRASL [1958, p. 400] "... the normal boundaries, at least between calc-phyllite and black phyllite, are not always very sharp in nature ... the question is then paramount, at what percentage of $CaCO_3$ should one draw the line ..."). For this reason and because the exposure in the lower parts of the area is poor and the structure complex, these individual lithologies are not distinguished on the map. At nearly all localities where this group is shown, most of the following lithologies occur.

Black phyllites

These are fine-grained dark rocks composed principally of quartz, mica, chlorite and opaque carbonaceous material, together with a variable amount of calcite. In one or two localities, they are garnet-bearing. They are gradational into calc-schists and form no recognisable outcrop pattern on a map, but would have to be shown as discontinuous patches and lenses within the calc-schists. They are therefore included in the calcareous group of lithologies.

Calc-phyllites and calc-schists

These are the dominant lithologies within the group. The calcite content varies from 15% to 70%, grading one way into phyllitic schist and the other way into marble. However, the average calc-schist probably contains 30–50% calcite. Other minerals are quartz, epidote or zoisite, and white mica. The rock rarely shows any colour banding, but layers richer in mica are frequently folded while the mica flakes themselves are oriented parallel to each other defining a good mineral foliation. Very occasionally within the calc-schists, small pods (ca. 0.5 m. long) of calc-silicates occur, developing tremolite or actinolite, talc and epidote. A similar development is found in the calc-schists surrounding serpentinite bodies.

Calcite marble

These rocks contain between 70% and 90% calcite, with subsidiary quartz, zoisite and white mica. They may form bands up to 10 m. thick, of homogeneous blue marble in the calc-schists; elsewhere they exhibit a pronounced white/pale-yellow/blue-grey colour-banding and are interlayered with calc-schists. In some localities, marble layers about 10 cm. thick are regularly intercalated with more schistose material. The shape of these marble bodies is not clear, however, as it is not possible to correlate them from one outcrop to another.

Dolomite marble

Very occasionally, thin bands of buff-weathering dolomite marble are found within the calc-schists. Although only of the order of one metre thick, they may be traced for one or two hundred metres laterally. They do not, however, appear to be continuous for distances much greater than this, so that their value as marker horizons is limited.

Petrography of the Carbonate Rocks

In general these rocks are very similar to those described by EXNER (1964).

The following assemblages have been noted:

- (1) $cc + qz + mu \pm ep \pm bi \pm chl \pm ore + acc$
- (2) $cc + qz + chl + bi + olig + acc$
- (3) $cc + ep + olig + hb \pm qz \pm ore + acc$
- (4) $dol + tr \pm mu \pm ep \pm cc \pm ore$
- (5) $Mg/ank + tc$

The vast majority of the calc-schists and marbles exhibit assemblage 1. Biotite and chlorite, if present, are usually accessories only. The ore minerals are generally pyrite and pyrrhotite, while other accessories include apatite and tourmaline. Calcite generally makes up between 40 and 90% of the rock. Occasionally it has an annealed fabric, but more frequently, the grains are elongated (1—2 mm. length) within the foliation and exhibit abundant lamellar twinning, the composition planes tending to be sub-parallel to the foliation. RN 398 is a sample from the calc-phyllites in the Lower Rieken-graben, south of the Sonnblick Lamella; EXNER (1964) attributes this series to the Unterostalpin. The sample consists of calcite, quartz and white mica. The fabric is highly strained, with large grains of quartz fractured, strained, and recrystallising into a very fine-grained mosaic. Within the rock, thin layers of fibrous calcite occur, with the fibres perpendicular to the sides of the layers (Fig. II—10; see page 166). It is possible that these represent highly deformed fossils, which have not been totally obliterated. Most of the other assemblages have only limited occurrence.

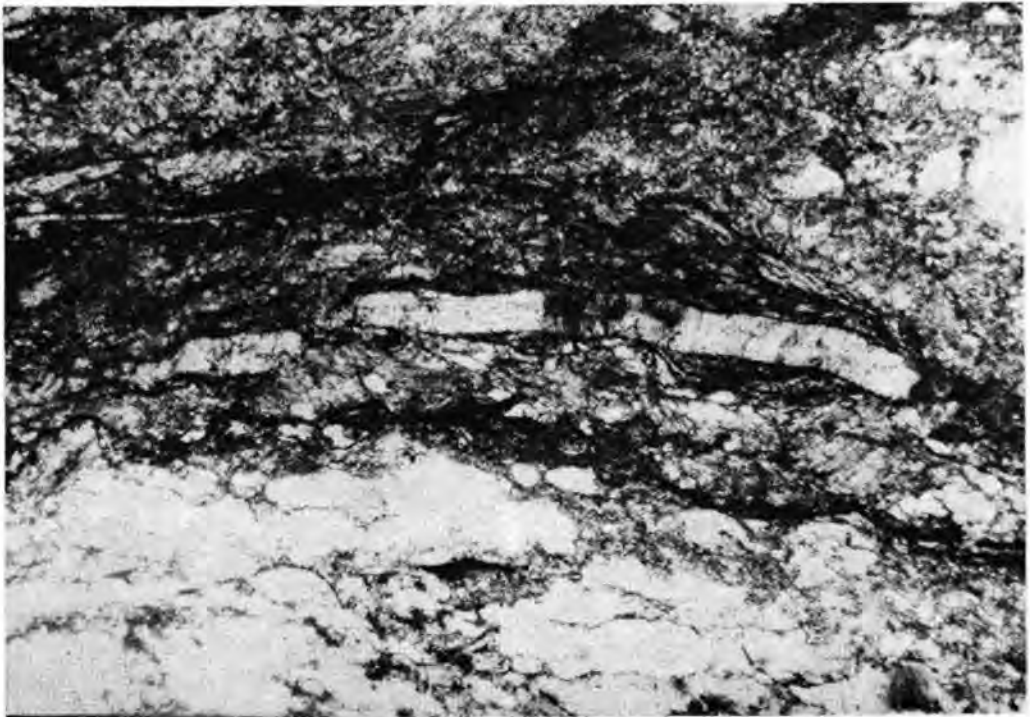


Fig. II - 10 Photomicrograph of calc-phyllite in the lower Riecken Graben; note thin layers of fibrous calcite possibly representing deformed shell debris. X 10. Peripheral Schieferhülle.

The thin dolomite marbles contain 90—95% dolomite, with occasional later veins of calcite, while the remaining 5% or so consists of tremolite, white mica and clinozoisite. This is similar to the assemblages recorded in some of the greenstones although with different proportions.

Assemblage 5 occurs in a thin (0.5 m.) layer in the calc-schists of the Mühldorfergraben (RN 429). Large (5—10 mm.) grains of the carbonate are set in a fine-grained talc matrix.

Quartzite and Dolomite-quartzite-breccia

In the Kaponiggraben there are good outcrops, on the logging road up the north flank of the valley, of a quartzite containing strongly deformed dolomite pebbles. The carbonate tends to weather out on the surface leaving cavities which give the rock a honeycomb appearance in the field. The pebbles are in the form of elongate cylinders forming a well defined linear feature parallel to the local fold axis. They vary in size from about 1 to 10 cm. in length and a tenth of that, or less, in diameter.

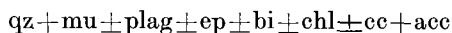
There is a tendency for the pebbles to form regular bands within the quartzite (Fig. II—11; see page 167), possibly with a gradation in pebble size from large through small into a dolomitic quartzite. However, such is the state of deformation, that in sections parallel to the lineation, one can see no clear pebbles at all, but only alternating white and buff streaks, and it is only in sections perpendicular to the long axes of the pebbles that the rock may be clearly recognised as a breccia. In thin-section the matrix consists of 95% quartz with minor amounts of white mica and sericitised feldspar, while the pebbles are formed of a fine-grained equant mosaic of dolomite.



Fig. II - 11 Dolomite-quartzite breccia near Kaponig. Note massive beds of quartzite with highly deformed pebbles of dolomite weathering out along certain horizons. Peripheral Schieferhülle.

This lithology appears to take the form of a number of large lenses floating in the calcareous lithologies. In the outcrops in the Riekengraben, there are very few recognisable dolomite pebbles although locally the rock is dolomitic and grades into calc-schists. What few recognisable patches of dolomite there are tend to be flattened discs or smears within the foliation rather than elongate cylinders. Besides the white and yellow weathering quartzite, dark grey graphitic quartzites also occur in the sequence. Some of these contain layers rich in pyrite which are folded, suggesting that the development of pyrite represents an original compositional inhomogeneity in the rock. In the Riekengraben and to the south, the calcareous lithologies in the vicinity of the quartzite contain a large proportion of black phyllite. The quartzites, however, are somewhat thinner here, and disappear completely further south.

The mineral assemblages found in the quartzites are covered by



They consist of between 60% and 90% quartz, so that most of the other constituents are accessories. The quartz usually forms a mosaic of slightly elongate grains (ca. 0.5 mm. long) with rather sutured margins; they show undulatory extinction and abundant basal deformation lamellae. Often the larger grains are partially recrystallised around the margins to smaller grains.

White mica is generally the most abundant secondary mineral, and plagioclase, in many cases, is being replaced by clinozoisite.

Mica Schists

All mica schists, apart from the distinctive "Weiss-schiefer" are mapped as one unit, although there is some variation within the group. The principal varieties are garnet-two mica-chlorite schists and chlorite-white mica-albite schists. The latter contain porphyroblasts of albite up to 5 mm. in diameter, although frequently oligoclase is also present in the rock. The remainder of the rock is made up of quartz, chlorite and white mica, with subsidiary epidote and calcite. The garnet-mica schists, which make up the larger part of this unit, are principally composed of quartz and abundant white mica. Some also contain chlorite, while in others, both chlorite and biotite occur. Small amounts of plagioclase are usually present, and accessory epidote or clinozoisite is ubiquitous. In some rather unusual schists in the Mühldorfergraben, large porphyroblasts of zoisite completely replace plagioclase and form a major part of the rock. The garnets range in size from 1 to 10 mm. in diameter. They are usually black or dark red in colour, and are irregularly dispersed throughout the rock. In much of the schist, quartz forms thin (1 mm. or less) lenticular laminae within the foliation. These are not quartz pods or discrete lenses, but merely zones relatively richer in quartz and low in mica. Carbonate is nearly always present as an accessory mineral, but it largely occurs along grain-boundaries and in-filling fractures, suggesting that its introduction was late.

Tourmaline is frequently present in small amounts, and in one or two localities, staurolite, kyanite and chloritoid also occur. The relationships of the mica schists to the other lithologies are difficult to establish. The group forms a continuous outcrop down the flank of the Mölltal, but the shape is very irregular along strike. Its contacts with the other lithologies are usually clear and abrupt, although it can be seen to be interfolded with the greenstones and bands of greenstone are enclosed by schist (e.g. in the Mühldorfergraben). Deformation is, however, intense and all contacts are extremely sheared; it is therefore impossible to know whether the present day relations between rock groups have any original stratigraphic significance.

In thin-section the following mineral assemblages are recorded:

- (1) qz + ab + mu ± ep ± chl ± bi + ore + acc
- (2) ab + chl + cc
- (3) qz + ab + gt + bi + cc
- (4) qz + ab + olig + chl + mu ± gt ± bi ± ep + ore + acc
- (5) qz + olig + mu ± chl ± bi ± ep + ore + acc
- (6) qz + olig + mu + gt ± chl ± bi ± ep + ore + acc
- (7) qz + olig + mu + gt + bi + zo + cc + ore + acc
- (8) olig + mu + gt + bi + zo + cc + ore + acc
- (9) qz + olig + chl + bi + cc + ore + acc
- (10) gt + chl + bi + mu + ore + acc
- (11) qz + mu + ep + ky + ore + acc
- (12) qz + mu + gt + chd + ore + acc
- (13) qz + olig + mu + gt + chl + bi + ep + chd + ore + acc
- (14) qz + olig + mu + gt + chl + bi + st + ore + acc
- (15) qz + olig + mu + gt + chl + bi + zo + st + tr + ore + acc

Numbers 1—12 probably represent equilibrium, and numbers 13—15 disequilibrium, assemblages.

White mica, biotite, and chlorite coexist in most of the rocks, and the local absence of any one of these minerals is probably due to chemical control rather than to a change in metamorphic conditions (e.g. ALBEE, 1965). The chlorite tends to have a lower birefringence and to become optically negative in the western (higher) parts of the Peripheral Schieferhülle, but that in the lower section, near the contact with the Zentralgneis, generally has a birefringence of 0.005—0.007 +ve, suggesting a higher Al and Mg content.

The biotite generally exhibits rather pale pleochroic colours, although some may be a deeper, red-brown; green pleochroic biotites are not found. In the majority of the rocks chlorite is equal to, or greater than, biotite in abundance.

White mica is practically ubiquitous; in many rocks particularly the Weisschiefer, it has a distinct greenish tinge, suggesting a phengitic composition.

In many specimens, the micas exhibit an intense crenulation in thin section suggesting the deformation of an earlier foliation. The present grains, however, are not themselves bent but have crystallised mimetically. In one or two cases, later cross-cutting biotite grains overgrow this second foliation, suggesting three phases of mica growth. The early foliation is also defined by lines of opaque particles. These are intensely folded and overgrown by large (0.5—5 mm.) porphyroblasts of albite or plagioclase (Fig. II—12; see page 170). However, the included fabric may be rotated with respect to the external S, and in one case (C 212) a plagioclase grain has grown round the earlier folded fabric, been deformed itself, and then undergone further growth. It is noteworthy that the internal fabric very rarely includes large grains of mica.

A sharp break in plagioclase compositions, between An₀₋₅ and An₂₀, is found in the pelitic rocks and a similar break will be described below in the basic rocks. The albite-bearing rocks occur to the southwest of those with oligoclase. In the intermediate zone, oligoclase is found rimming and replacing the porphyroblastic albite. The oligoclase may form similar porphyroblasts to the albite, but in many cases it forms smaller, elongate patches of recrystallised grains. These tend to be sericitised, and quartz frequently nucleates on grain boundaries, forming strings and pools within the plagioclase. It is possible that during grain growth quartz may become incorporated into a plagioclase grain as pools and strings, forming the myrmekite-like intergrowth frequently found in these K-feldspar-free rocks.

The composition of the plagioclase is more variable than in the greenstones described below, An₄₂ being the highest anorthite content recorded. It is interesting to note that in the zoisite-rich rocks, in which there is very little plagioclase, its composition is andesine.

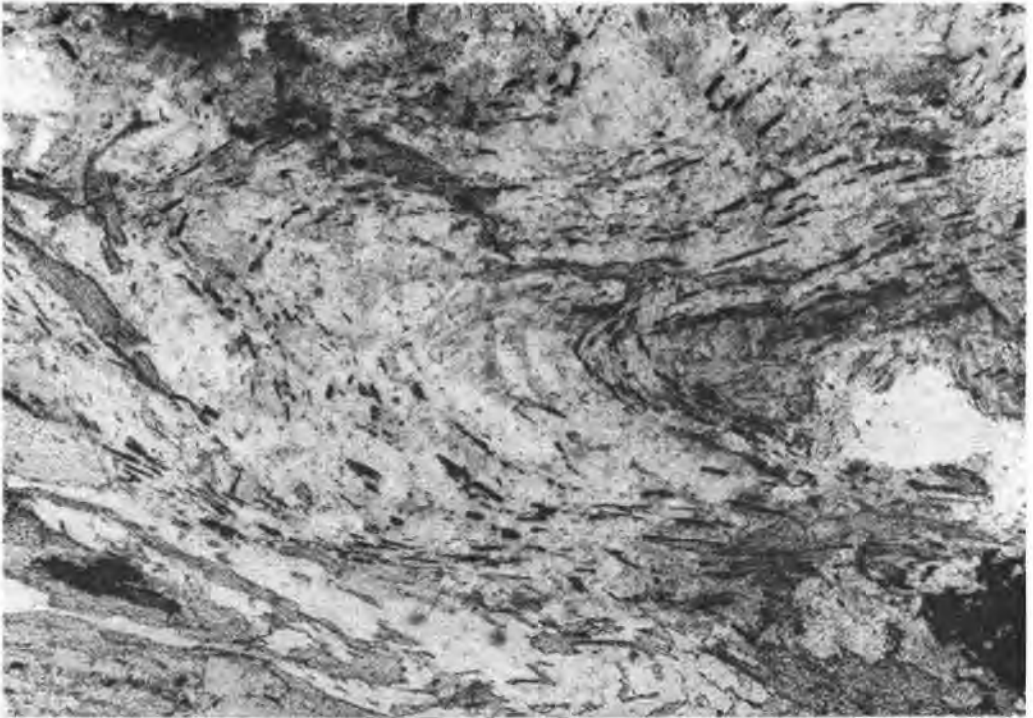


Fig. II - 12 Large grains of albite overgrowing folds in the foliation defined by small opaque particles. Note that the mica flakes define an axial plane foliation. A mica-schist from the Peripheral Schieferhülle X 10.

The garnets tend to be large (2—7 mm.), and rather sparsely and irregularly distributed. Many of the garnets, particularly those in rocks nearer the Möll (e.g. RN 419) have a curved internal fabric mainly of fairly large quartz grains. The amount of curvature, however, is compatible with a flattening of the foliation around the growing garnet (e.g. RAMSAY, 1963). In places the outer part of the garnet has grown along quartz grain boundaries, producing a fish-net texture (Fig. II—13). However, in several



Fig. II - 13 Garnets in sample RN 414; note rotated internal S, and the late intergranular growth of garnet on the right. Matrix of quartz and white mica. Inner Schieferhülle near contact with Zentralgneis, Riecken Graben. For analysis of garnet on left see Fig II - 16.



Fig. II - 14 Zoned garnets from the Inner Schieferhülle; see Fig II - 16 for analysis of upper crystal (RN 431).

specimens, particularly from the eastern part of the Peripheral Schieferhülle, the garnets exhibit two distinct zones. The inner zone contains only fine inclusions, forming curved inclusion trails, while the outer zone contains quartz grains of a similar size to those of the ground-mass and grades into a fish-net texture. This is particularly well shown by RN 431, where there is a sharp discordance between the two zones (Fig. II—14). In other examples, the inner zone is itself bent into an S-shape (e.g. RN 441, 414, Figs. II—13, 15).

The mica fabric tends to wrap around all garnet grains, and quartz-rich pressure shadows are present, suggesting that some flattening of the foliation occurred after the growth of the garnet.

These textures suggest that the inner zone grew in a fine-grained matrix and was subjected to a rotation during growth, while the later growth occurred by intergranular diffusion in a coarser, recrystallised ground-mass, principally during flattening perpendicular to the foliation. Garnets which have grown in a plagioclase mosaic (e.g. RN 427) have not grown along the boundaries but in a regular lattice-type texture parallel to the feldspar cleavages. This suggests that in plagioclase, diffusion occurred through the grains rather than along grain boundaries as in quartz.

Many studies have been made on garnets in recent years using the microprobe (e.g. ATHERTON and EDMUNDS 1966, HENLEY 1968, BETHUNE et al 1968, BROWN 1968, DRAKE 1968, LINTHOUT and WESTRA 1968), and compositional zoning has been de-

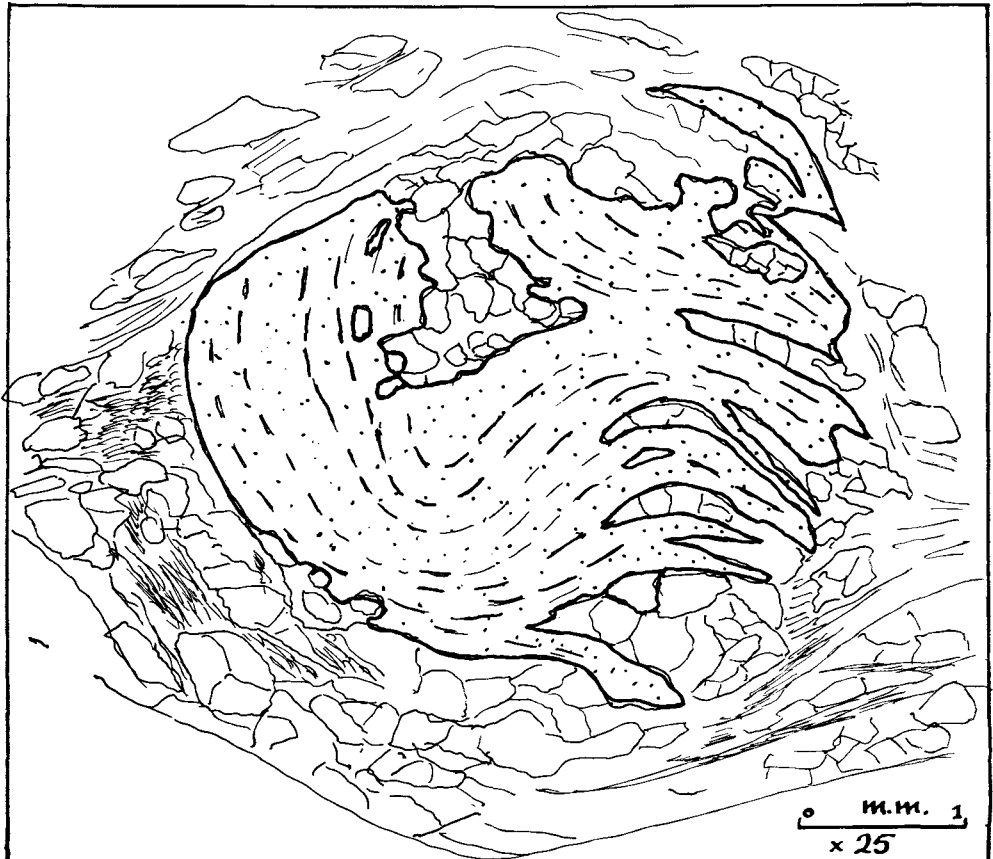


Fig. II - 15 Garnet RN 441 showing rotated internal S and late intergranular growth. Inner Schieferhülle of the Mühdorfer Graben. Analysis Fig II - 16.

monstrated in most garnets from low and intermediate grade metamorphic rocks. Garnets from only three rocks were examined in this way because of operational difficulties. The rocks were RN 414, RN 431 and RN 441 A. The first two have assemblages (14) and (15) respectively, and occur practically at the contact with the Zentralgneis, while the third has assemblage (5) and occurs some distance west of the contact. All garnets exhibit some degree of optical zoning, those of RN 431 having the greatest discordance between the two zones. Because the garnets were large and sparsely distributed, only four could be investigated. The results are shown in Fig. II—16. Note

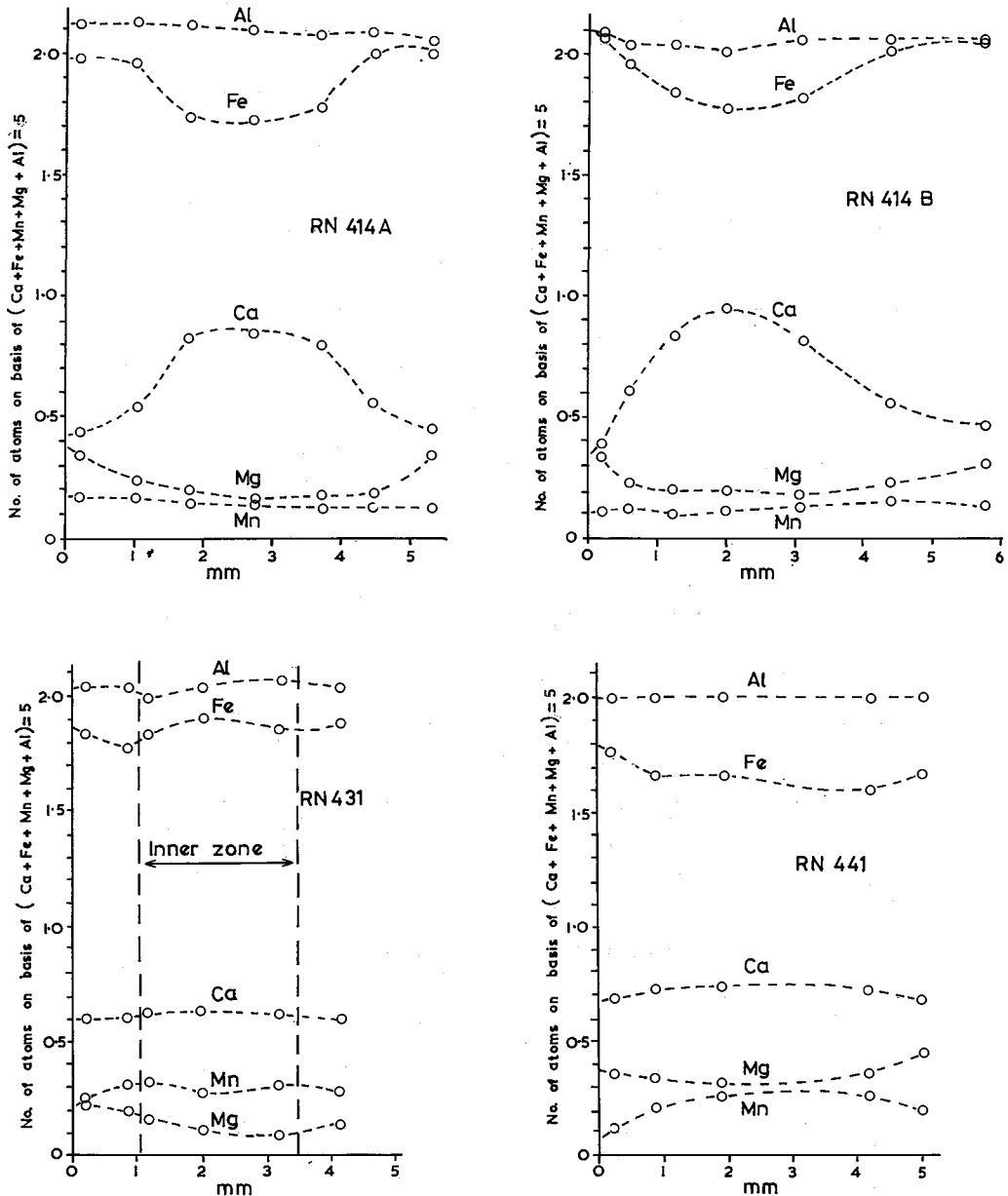


Fig. II - 16 Electron micro-probe analyses of garnets from the Peripheral Schieferhülle.

that atomic proportions of the elements on a basis of $(\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Al}) = 5$, have been used. All the garnets contain between 50% and 70% of the almandine molecule. Only those from RN 414 exhibit a strong chemical zonation; note that Ca, Fe and Mg show considerable variation whereas Al and Mn (the element which usually exhibits the strongest zoning) are practically constant. The garnet in RN 441 displays a similar, but much weaker zonation, and has a lower proportion of almandine. Strangely the garnet with the most marked optical zoning (RN 431) shows practically no chemical zoning at all. The interpretation of these results will be left until the next chapter.

Epidote minerals occur in most of the rocks. Usually they form less than 5%, but in a few (e.g. RN 431, 432, 433) large crystals (up to 1 *cm.* long) of zoisite make up 40—50%. They overgrow folded trains of inclusions, and in RN 431 zoisite grains overgrow small garnets equivalent to the centre zones of the larger garnets. This suggests that the large zoisite porphyroblasts post-date most of the rotational deformation, and are broadly equivalent in time of formation to the outer zones of the garnets. Most of the epidote minerals present in the Peripheral Schieferhülle have fairly low birefringence, suggesting a composition near to clinozoisite. In most rocks they are zoned, up to three zones being present (e.g. C 111), with the outer zone generally having the lowest birefringence.

Kyanite was found only in one specimen from the Peripheral Schieferhülle (C 111). This is a quartz-mica schist (assemblage 11), about five metres thick, in a marble sequence in the lower Zwenbergergraben. The kyanite occurs as short stubby grains, about 0.5 *mm.* long, parallel to the foliation. There is no sign of retrogression and the assemblage appears to be in equilibrium. Although practically identical rocks have been found elsewhere, no kyanite was discovered. It may be that because C 111 comes from a thin layer of schist within thick marbles, the partial pressure of CO_2 depressed $P_{\text{H}_2\text{O}}$ sufficiently to allow kyanite to form under conditions which would otherwise have given rise to hydrous alumino-silicates.

Chloritoid was recorded from three localities. In two of these assemblage (12) seems to be in equilibrium. The third occurrence (RN 427) has assemblage (13). This is the typical garnet-mica schist assemblage (6), with the addition of chloritoid. The chloritoid, however, occurs only as inclusions (0.1—0.5 *mm.* long) within the large garnets. Chloritoid may, therefore, not be a stable phase but a relict from an earlier assemblage. The first two examples of chloritoid occur close to the albite-oligoclase transition as does the kyanite-bearing rock, while the third specimen with chloritoid (RN 427) occurs in the oligoclase-bearing rocks.

Staurolite has been found at two localities (RN 414, RN 431) both very close to the contact with the Zentralgneis. RN 414 comes from the Riekengraben, and exhibits assemblage (14) while RN 431 is from the Mühldorfergraben and exhibits assemblage (15). RN 414 contains about 40% quartz and 20% of rather sericitised plagioclase. The staurolite occurs as a few small (0.1—0.3 *mm.* diam.) grains, exhibiting rather weak pleochroism ($Z = Y =$ pale yellow; $X =$ colourless). It appears to be undergoing alteration to biotite and chlorite. In places biotite also seems to be altered to white mica + chlorite + ore. The garnets in the rock are slightly retrogressed along fractures to biotite and chlorite. However, it is probable that assemblage (14), possibly with the exception of chlorite, represents an equilibrium assemblage, which has subsequently undergone partial retrogression.

The other staurolite-bearing rock, RN 431 is rather complex. Plagioclase which forms only 1 or 2%, is about An_{40} , and appears to have some kind of reaction relation with zoisite. This latter mineral forms 1 *cm.* square plates making up 40—50% of the rock, and is somewhat altered to calcite. Biotite forms large pale-brown flakes, while chlorite is present only as an accessory, and is probably retrogressive in origin. White

mica forms about 20% of the rock, and in many places is replaced by a slightly pleochroic (very pale brown) mica-like mineral, with a higher refractive index and a low birefringence (1st order orange) (? margarite). The staurolite is very scarce, and forms larger (1—1.5 *mm.* long) grains than in RN 414; it is somewhat altered to white mica + pale biotite + quartz + ore. Again the pleochroism is rather weak. Tremolite also occurs as aggregates of small grains, rather altered to white mica. In both RN 414 and RN 431, the ore minerals are pyrrhotite and pyrite, together with a little ilmenite. In addition, some non-reflective opaque material occurs, especially within the garnets.

Pyrrhotite and pyrite are the principal ore minerals in the majority of the pelitic rocks, although in some, they are partially altered to haematite. Ilmenite also occurs and is commonly rimmed by sphene. Tourmaline is practically ubiquitous as an accessory mineral, as are apatite and sphene. Calcite occurs in all rocks, but often as a subsidiary intergranular precipitate.

Weisschiefer

The Weisschiefer is a distinctive lithology which, despite its fairly restricted occurrence, can be mapped separately. The rock contains between 70% and 90% white mica, almost certainly a phengite judging by its very pale green pleochroism. The other principal component is quartz. Tourmaline is a common accessory. On the western flank of the Kampleck there is a large body of Weisschiefer, which dies out abruptly in both directions along strike.

South of the Riekengraben, the only occurrence recorded is to the east of Kolbnitz railway station, where a small body is completely enclosed in calc-schist and marble.

The Weisschiefer seems to be restricted to zones of intense shearing and is almost certainly derived metasomatically from the other pelitic rocks and possibly impure quartzite units of the Peripheral Schieferhülle.

Amphibolites

Greenstones, consisting of pale, blue-green hornblende, chlorite, epidote, plagioclase and a little biotite, are fairly abundant within the Peripheral Schieferhülle sequence. The thicker units may be traced over distances of a kilometre or so, but do not appear to be continuous for much greater distances along strike. The thinner bodies are clearly discontinuous layers and lenses within the other lithologies. The bulk of the amphibolites are within, in contact with, or close to the mica-schists, although thin (5—10 *m.*) bands of greenstone occur within the calc-schist sequence. Some of these thin bands (e.g. in the lower Riekengraben) are interbanded with the calcareous material on the scale of a few centimetres.

Similar greenstones within the Peripheral Schieferhülle in the less metamorphosed areas of the Tauern (e.g. parts of the Glockner depression, FRASL, 1958) have been found to contain relict pyroxenes and brown hornblendes suggestive of an igneous origin. No such minerals have been found in the present area, but nevertheless, the greenstones are likely to be of a similar origin to those in the Central Tauern. A suggestion by ORVILLE (1969) that certain amphibolites in Switzerland may represent metasomatised calcareous layers within a pelitic sequence is difficult to apply to the Tauern, as varying thicknesses of greenstone occur enclosed within both pelitic and calcareous lithologies.

Two further types of amphibolite are also found only in the upper Riekengraben. The first is a lens-shaped body of a coarse, massive amphibolite with plagioclase porphyroblasts up to 3 *mm.* diameter, and containing about 10% of biotite in flakes up to 1 *mm.* long. At its margins against the calcareous lithologies, there is apparently a metasomatic aureole, with a zone of tourmalinisation developed along the contact.

The second type is a garnet-bearing amphibolite, a few metres of which occur close to the locality described above. The garnets are less than 1 *mm.* diameter and fairly evenly distributed throughout what is otherwise a normal greenstone. In the upper Mühldorfergraben, garnets are also found in the amphibolites, but here they occur in pods up to 10 *cm.* long consisting almost entirely of red almandine garnet, with rims of clinozoisite and bright blue-green hornblende. The remainder are fine-grained, dark green rocks, the hornblendes of which are acicular in habit, either lying within a well-developed foliation or forming a prominent linear structure.

In marked contrast to the amphibolites of the Inner Schieferhülle, all amphibolites in the Peripheral Schieferhülle have an intense, penetrative, anisotropic fabric.

The mineral assemblages recorded in the basic rocks of the Peripheral Schieferhülle are:

- (1) Hb + ep + olig ± ab ± bi ± chl ± qz ± cc ± ore + acc
- (2) Hb + gt ± ep + olig ± bi ± chl ± qz + ore + acc
- (3) Hb + ep + olig + mu + bi
- (4) Act + hb + ep + olig + ore + sph + acc
- (5) Act + olig + qz + bi + sph + acc
- (6) Act + ep + ab + olig + bi + cc + sph + acc
- (7) Act + cc + ore

These are thought, on textural grounds, to represent equilibrium assemblages, with the following exceptions: hornblende, biotite and garnet may be partly replaced by a green chlorite exhibiting anomalous interference colours. This appears to be a late alteration effect, however, and is possibly related to fracture-fillings which commonly contain a similar chlorite with quartz and carbonate. The relationship between plagioclase and epidote is not always clear. In some rocks, plagioclase appears to be replacing epidote, but in others, particularly those adjacent to or containing calcite-bearing lithologies, epidote and calcite appear to replace plagioclase. In the majority, however, both epidote and plagioclase appear to coexist in equilibrium.

Most of the greenstones depicted on the map exhibit assemblage (1). The names tremolite, actinolite and hornblende have been used with reference to the pleochroic scheme of the amphibole in thin-section. Tremolite has been reserved for colourless (non-pleochroic) clino-amphiboles, actinolite for those with *Z* = pale green, and hornblende for *Z* = blue-green. Brown hornblendes have not been recorded. The hornblendes are generally acicular prisms, 0.2—2 *mm.* long, with a strong preferred orientation. In one or two other samples (e.g. RN 440, C 210) there appears to be an earlier development of larger (1—4 *mm.* square), tabular, blue-green hornblendes which have subsequently partially recrystallised to the acicular habit. The latter are bent around and cross-cut the former.

In several samples (e.g. RN 445, C 412, C 249), many of the hornblende grains have distinct pale green cores with a higher birefringence than the rim. In RN 445, separate grains of colourless amphibole are intergrown with the green hornblende. A similar phenomenon, suggesting a compositional gap between actinolite and blue-green hornblende, has been described from Japan (SHIDO and MIYASHIRO, 1959).

Plagioclase generally occurs as poikilitic grains, with patchy inverse zoning and poorly developed twinning. Together with quartz, it may occupy fractures in hornblende and epidote. In most cases, the larger patches of plagioclase have partially recrystallised to an equant mosaic. Quartz tends to nucleate at triple junctions and grow along the grain boundaries producing a myrmekite-like effect. In the majority of samples, the plagioclase is oligoclase (*An* 22—30). In some samples, however, (e.g. RN 450, 447, 404, C 210), albite cores are present. The refractive index is much lower than Canada Balsam and determination by the other methods have shown them to be *An*_{0.5} in composition. There is a distinct break between the albite core and oligo-

class rim and a change in optic orientation. The oligoclase appears to be replacing the albite, and twinned grains of the latter occur within an oligoclase 'matrix'. The degree of replacement varies; in RN 404, large porphyroblasts of albite occur with very thin rims of oligoclase, in RN 450, the relative amounts are 1:1, while in C 210, only a few small cores of albite remain. The albite-bearing samples occur closest to the Mölltal; i.e. structurally higher in the present succession.

Epidote occurs as small (0.1—0.3 *mm.*) grains, as larger aggregates of small grains or as larger (0.5—2 *mm.* diameter) single grains. The latter especially, are usually zoned, with more highly birefringent interiors and weakly or anomalously birefringent margins.

Chlorite is usually equal to or greater than biotite in abundance. In samples from the easterly part of the succession, the birefringence is around 0.004 to 0.007 +ve, but there is a tendency for this value to decrease towards the Mölltal, suggesting a decrease in Al or an increase in Fe, or both. Note that the later chlorites replacing hornblende, biotite or garnet, have a birefringence of 0.000 to 0.004 —ve and a higher refractive index, suggesting a lower Al and higher Fe content (ALBEE, 1962; DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1963).

Pyrrhotite, pyrite, magnetite and haematite occur as ore minerals. The pyrite usually occurs as cores to the pyrrhotite, which forms large (0.1—1 *mm.*) diameter grains. The haematite is usually found only as rims to the other ore minerals.

Modal analyses of typical greenstones exhibiting assemblage (1) are given in Table II—11.

TABLE II—11

Modal analyses of assemblage (1) Greenstones

Mineral	RN 404	RN 411	RN 425	RN 418	RN 440	RN 447	RN 450
Hornblende	20	58	30.5	66.5	47.5	45.5	45
Albite and Oligoclase	35	27	15	22.5	14	21	31.5
Epidote/Clinzoisite	6.5	3.5	17	2.7	16	15	3.5
Quartz	2.5	—	17.5	3.1	6	5.6	—
Biotite	} 30	10	1	—	0.5	—	—
Chlorite		—	1	—	11.5	2	15
Calcite	—	—	16	3.2	4	7	0.5
Ore	Acc	1	2	} 2	} 0.6	} 4	} 4.5
Sphene	5.0	} 0.2	} 1.5				
Accessories	0.4						

Garnet-bearing amphibolites (assemblage [2]) are rather restricted in occurrence and occur in the eastern (lower) half of the succession. The garnets are generally small (0.1—1 *mm.* diameter) and ragged, frequently exhibiting atoll forms. Although only a small proportion by volume, they are, with a few exceptions, evenly distributed through the rock, suggesting a homogeneous nucleation (contrast with the pelitic rocks).

The actinolite-bearing lithologies do not form major units, but frequently occur as pods and lenses in the calcareous lithologies. Actinolite may form 60—80% of the rock. Sphene is often abundant, occurring as large (0.5—1 *mm.*) grains. Biotite is pale yellow-brown in colour, suggesting a magnesium-rich variety. Two types of carbonate occasionally occur; one is normal calcite, while the other occurs as oval patches, with a higher refractive index than calcite (? dolomite) and honey-combed with a brown opaque material (siderite?, goethite?) and usually mantled by tremolite/actinolite or talc (e.g. RN 415, RN 440, C 200, C 110).

Serpentinities

In most of the valleys on the northeast flank of the Mölltal, serpentinite bodies are found. These can be traced out in the field, and are clearly in the form of small lenses, perhaps 100 m. in diameter and 10—20 m. thick. They are nearly always enclosed by calc-schists and develop a zone of talc, and occasionally actinolite, at the margins. One example where these are clearly seen is in the Mühldorfergraben (Fig. II—17). The serpentinite, about ten metres wide at the stream level, demonstrably wedges out upwards into the calc-schists. The contacts, which dip away in opposite directions, are zones of brecciation, with platy, sheared serpentinite and slivers of calc-schist intermixed in a talc-schist matrix. The serpentinite itself contains a considerable amount of light brown carbonate which often appears as distinct rhombs in hand-specimen. In thin-section, the serpentine is partly replaced by talc. This development of talc and carbonate is characteristic of the serpentinites in the Peripheral Schieferhülle and probably arises from their being completely enclosed by calcareous lithologies during the Alpine metamorphism.

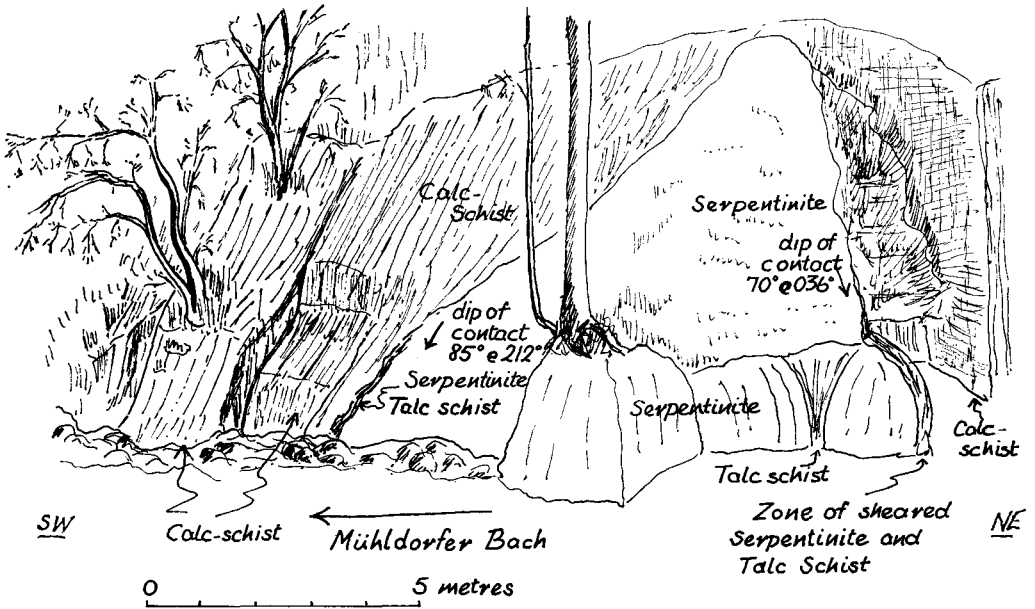


Fig. II - 17 Serpentinite body in the Mühldorfer Graben; from a field-sketch. Peripheral Schieferhülle.

The mineral assemblages recorded in the serpentinite bodies are:

- (1) Antg + tc + dol + mt
- (2) Liz + antig + tc + dol + mt
- (3) Liz + antig + tc + dol + chl + tr + mu + mt

None of these are equilibrium assemblages, as in every case, the serpentine minerals are being replaced by talc + dolomite.

These latter minerals usually make up over 50% of the rock. In assemblage (3) (specimen C 201, upper Kaponiggraben) the tremolite has been largely replaced by talc + dolomite, as have the serpentine minerals. However, in part of the thin-section, the serpentine is being replaced by Mg-chlorite + white mica + carbonate. The lizardite occurs as parallel ribbons, with the length-slow fibres perpendicular to the margins of the ribbons. It appears to be altering to an antigorite mesh. Most of the serpentinites, however, have assemblage (1).

Summary

A detailed discussion of the metamorphism will be presented in Chapter III. The mineral assemblages suggest, however, an Alpine metamorphism ranging from greenschist to amphibolite facies, followed by a slight retrogression. The table below relates the phases of mineral growth to the main phases of movement discussed in Chapter IV.

TABLE II—12

Growth of Minerals during Alpine Metamorphism, in Peripheral Schieferhülle, with respect to phases of deformation

Mineral	FA ¹	Time →	FA ²
Hornblende	— ? —	—————	
Biotite	—————	—————	—————
White mica	—————	—————	—————
Chlorite	—————	—————	—————
Albite	—————	—————	—————
Plagioclase		—————	
Zoisite		—————	
Kyanite		—————	
Chloritoid		—————	
Garnet	—————	—————	
Staurolite		—————	

Fissure Mineralisation

Along joint planes and fissures, a late stage mineralisation has occurred. The minerals have usually grown from the fissure walls without being deformed. The fissures range in width from a few millimetres to a metre. The wider examples usually contain a fault breccia, with the minerals growing around the rock fragments.

The following assemblages were recorded:

Zentralgneis and Inner Schieferhülle

- (1) Quartz
- (2) Quartz + chlorite + epidote ± specular haematite ± adularia ± zeolites
- (3) Quartz + dolomite
- (4) Calcite + dolomite
- (5) Calcite + specular haematite + clouded plagioclase
- (6) Albite + chlorite
- (7) Quartz + white mica
- (8) Quartz + biotite
- (9) Quartz + pyrite-goethite
- (10) Quartz + tourmaline
- (11) Calcite + tourmaline

Peripheral Schieferhülle

- (1) Calcite
- (2) Quartz
- (3) Quartz + chlorite ± tourmaline ± pyrite

In the older rocks, quartz is almost ubiquitous as a fissure mineral; the quartz-deficient assemblages have been recorded in very few localities. Assemblage (4) occurs along a fault which cuts the main ridge to the south of the Reisseck. Dolomite surrounds the fragments of fault breccia while calcite occurs as small rhombohedral grains in cavities. The albite-chlorite assemblages generally occur in the amphibolites. The chlorite is a green pleochoric, anomalously birefringent variety (? high Fe, high Si)

and occurs as a fine-grained, infilling material, as a thin, platy covering on fissure walls, or most commonly, as small (1 *mm.*) sheaves of radiating flakes. Specular haematite is the commonest ore mineral found. The quartz-muscovite assemblage is usually confined to the granitic rocks; the fissure walls are often bleached, with sericitisation of the plagioclase and the replacement of the biotite by white mica. Assemblages (10) and (11) occur only in the Randgneis and outer parts of the Basement Complex.

The assemblages found in the Peripheral Schieferhülle are considerably different. Quartz and calcite are the most abundant filling materials, but chlorite, tourmaline and pyrite are also frequently found. The restriction of tourmaline to the Peripheral Schieferhülle and margins, and specular haematite to the older rocks is particularly noteworthy.

This mineralisation indicates the existence of hydrothermal fluids at a late stage in the history of the area. The difference in the assemblage from place to place, and particularly the differences between older and younger rocks suggests that much of the material was locally derived. The nature of the mineralisation is very similar to that described from the Western Alps (PARKER, 1960; FAGNANI, 1960; GRIGORIEV, 1960) and other areas of Alpine deformation. This fissure mineralisation is widespread in the Tauern, and gold-bearing quartz veins have been recorded in the Sonnblick group, where they were once worked economically, and in the present area (DAMM and SIMON, 1966). At other localities iron ores and magnesite have been worked in the past.

III. Metamorphism

by R. A. CLIFF, R. J. NORRIS and E. R. OXBURGH

Introduction

This chapter elaborates on those aspects of the petrography and mineralogy that provide information on the variation of metamorphism in time and space. Some of the reactions inferred from the petrographic evidence have been the subject of hydrothermal experiments. Using the results of such experiments, limiting values for pressure and temperature are estimated and the possible role of additional variables is examined. In a later chapter the PT conditions deduced in this way are related to the geochronological results in order to propose a possible thermal history of the south-east Tauern.

In considering the metamorphism of the map-area the possibility that there were several independent phases of metamorphism, possibly under differing conditions, must be taken into account. An Alpine metamorphic event is well established both in the map-area and in the rest of the Tauernfenster, since the Mesozoic lithologies of the Peripheral Schieferhülle were affected. In much of the Tauernfenster this metamorphism produced greenschist facies assemblages, but lower amphibolite facies assemblages also occur, the most extensive occurrence being in the southeast. Relatively little attention has in the past been given to the possibility that there was more than one independent phase of metamorphism within the Peripheral Schieferhülle of the Tauernfenster. However such features as the sporadic occurrence of glaucophane indicate that a closer investigation is called for; in the Western Alps, outside the zone of highest grade metamorphism, several phases have been recognized (BEARTH, 1962; VAN DER PLAS, 1959). In the Inner Schieferhülle and parts of the Zentralgneis, Variscan metamorphic assemblages may be partially preserved; the possibility that a significant part of the amphibolites may comprise Variscan minerals is strengthened by the structural analysis, and the small number of old K/Ar dates on hornblendes.

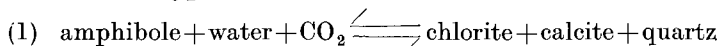
The discussion deals first with the main lithological groups that were sensitive to metamorphism; subsequently the variation in composition of plagioclase, which occurs in virtually all lithologies, is discussed.

Amphibolites

In the Peripheral Schieferhülle the mineral assemblage in the amphibolites to within a short distance of the lower contact is albite-epidote-hornblende. In the lowest part of the Peripheral Schieferhülle and in the Inner Schieferhülle the assemblage is plagioclase-epidote-hornblende \pm almandine.

The amphibole of both the Peripheral and Inner Schieferhülle is typically a blue-green hornblende. In the Peripheral Schieferhülle actinolite may also be present either as distinct acicular crystals or as more highly birefringent cores within rims of blue-green hornblende. In the Inner Schieferhülle the blue-green hornblende tends to be more deeply coloured than in the Peripheral Schieferhülle; in a few cases grains have inner zones packed with minute opaque inclusions surrounded by somewhat paler inclusion-free rims, and in one case a patchy core of brown hornblende is surrounded by actinolite. No systematic variation of the hornblende optical properties with grade was noted; this is consistent with general experience that amphibole composition in the lower amphibolite facies is controlled mainly by whole rock composition (ENGEL and ENGEL, 1962; SHIDO and MIYASHIRO, 1959).

Chlorite is present in most of the Peripheral Schieferhülle amphibolites but is absent from those in the Inner Schieferhülle. Within the Peripheral Schieferhülle the birefringence increases toward the contact with Basement Complex, indicating increased Mg and Al content. The absence of chlorite in the Inner Schieferhülle is probably not associated with the upper stability limit of chlorite. ALBEE (1965) has shown that magnesian chlorite can persist well into the amphibolite facies. More likely a reaction of the type



was driven to the right by high P_{CO_2} in the Peripheral Schieferhülle, but not in the carbonate-poor Inner Schieferhülle.

Biotite occurs in all the amphibolites; its pleochroism changes from yellow-brown in the Peripheral Schieferhülle, to green or green-brown in the Inner Schieferhülle. This suggests a higher Fe^{3+} in the latter, reflecting higher oxygen fugacity in the Inner Schieferhülle.

Epidote shows a similar effect with greater amounts of pistacite in solid solution in the Inner Schieferhülle epidotes, in contrast to the clinozoisite of the Peripheral Schieferhülle. However the picture is complicated by ubiquitous zoning from pistacitic cores to clinozoisite rims. The observations of KEITH et al (1968) in the Salton Sea geothermal system suggest that this may indicate a change in P_{O_2} with time rather than a temperature effect as suggested by MIYASHIRO and SEKI (1958). LAMBERT (1963) has attributed differences in epidote composition between Lewisian inliers and enclosing Moine schist to variation in P_{O_2} . The opaque mineral assemblages add further supporting evidence: in the Inner Schieferhülle both magnetite and haematite occur and rutile is quite common, whereas in the Peripheral Schieferhülle pyrrhotite, pyrite and ilmenite predominate, suggesting a higher P_{O_2} in the basement.

Serpentinites

Within the serpentinites of the Peripheral Schieferhülle, serpentine is partially replaced by talc+dolomite. JOHANNES (1967, 1969) has investigated the following reactions experimentally:

- (2) $2 \text{ forsterite} + 2 \text{ H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = 1 \text{ serpentine} + 1 \text{ magnesite}$
- (3) $4 \text{ forsterite} + 1 \text{ H}_2\text{O} + 5 \text{ CO}_2 = 1 \text{ talc} + 5 \text{ magnesite}$
- (4) $2 \text{ serpentine} + 3 \text{ CO}_2 = 1 \text{ talc} + 3 \text{ magnesite} + 3 \text{ H}_2\text{O}$
- (5) $1 \text{ talc} + 3 \text{ CO}_2 = 4 \text{ quartz} + 3 \text{ magnesite} + \text{H}_2\text{O}$

He demonstrates that serpentine is stable only at low P_{CO_2} and that at CO_2 contents of the fluid phase exceeding 2–6 mol%, reaction (4) will occur. Fig. III—1 is taken from JOHANNES (1967) and shows the relationship between the reaction curves, tem-

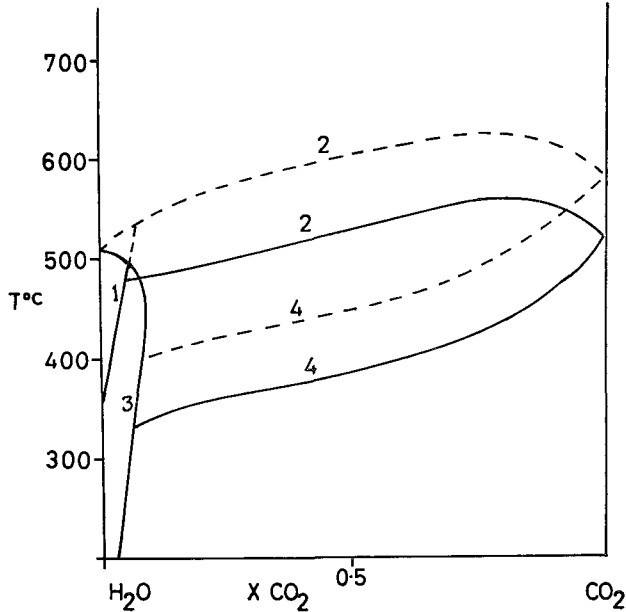


Fig. III - 1 Experimentally determined equilibria after JOHANNES (1967, 1969)

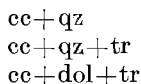
- (1) $2 \text{ forsterite} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons 1 \text{ serpentine} + 1 \text{ magnesite}$
 (2) $4 \text{ forsterite} + \text{H}_2\text{O} + 5\text{CO}_2 \rightleftharpoons 1 \text{ talc} + 5 \text{ magnesite}$
 (3) $2 \text{ serpentine} + 3\text{CO}_2 \rightleftharpoons 1 \text{ talc} + \text{magnesite} + 3\text{H}_2\text{O}$
 (4) $1 \text{ talc} + 3\text{CO}_2 \rightleftharpoons 4 \text{ quartz} + 3 \text{ magnesite} + \text{H}_2\text{O}$
 Solid curves: $P_f = 4\text{kb}$; dashed curves: $P_f = 2\text{kb}$.

perature and composition of the vapour phase at $P_f = 2 \text{ kb}$. In his 1969 paper, he presents experimentally determined equilibrium curves for reactions (3) and (5) at a number of different pressures. The dashed lines in the diagram represent these two curves at $P_f = 4 \text{ kb}$. From these relationships, some broad temperature limits can be placed on the reaction, for although the reaction is incomplete; it is mainly governed by P_{CO_2} rather than by temperature. With a confining pressure of 4 kb and X_{CO_2} (partial molar volume) from 0.05 to 0.5, the temperature of reaction probably lies between 430° and 500° C . However, it is not known when either the formation of the serpentine or its subsequent metasomatism occurred. This range of temperatures is in accordance with the predominantly upper greenschist facies assemblages in the surrounding rocks. The relationships in the serpentinites of the Inner Schieferhülle would suggest a low and fairly constant P_{CO_2} as serpentine+talc+carbonate occur without any obvious replacement textures (cf. TURNER, 1968).

The alteration of serpentinites to talc+carbonate is a fairly common phenomenon (e.g. NALDRETT, 1966), and is particularly widespread in the Peripheral Schieferhülle of the Tauern (ANGEL, 1939; JOHANNES, 1967).

Calc-silicates and Marbles

The stable assemblages in the calcareous lithologies of the Peripheral Schieferhülle are:



The reactions involving these assemblages have been studied fairly extensively but their interpretation in terms of temperature and total pressure is complicated by the role of CO_2 as a third variable. From the data available, the general form of the equilibrium curves over a range of pressures, temperatures and fluid phase compositions for reactions involving siliceous carbonate lithologies is shown in Fig III—2 (based on WINKLER, 1967; METZ, 1967; and JOHANNES, 1969). The reaction calcite + quartz = wollastonite + CO_2 is very sensitive to P_{CO_2} (cf. TROMMSDORF, 1968), but even at a P_{CO_2} as low as 500 b, the assemblage calcite + quartz would be stable up to 600° C. At 4 kb the reaction dolomite + quartz + H_2O = talc + CO_2 would take place at temperatures between 450° and 500° C for X_{CO_2} between 0.1 and 0.9. It is probable that the equivalent reaction producing tremolite would occur at similar temperatures (WINKLER, 1967).

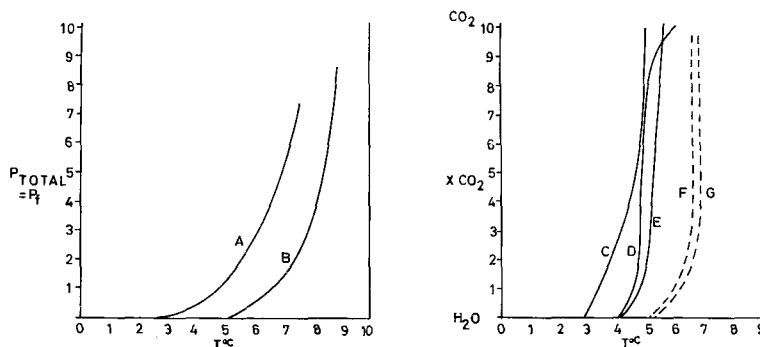


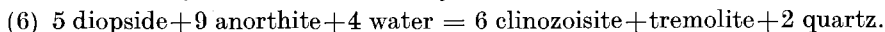
Fig. III - 2 The system $MgO-CaO-SiO_2-H_2O-CO_2$ (after WINKLER, 1967; METZ, 1967; JOHANNES, 1967)

- A: tremolite + calcite + quartz \rightleftharpoons diopside + H_2O ; for $P_{H_2O} = P_{CO_2}$
 B: calcite + quartz \rightleftharpoons wollastonite + CO_2 ; for $P_{CO_2} = P_{total}$
 C: dolomite + quartz + H_2O \rightleftharpoons talc + calcite + CO_2 ; for $P_f = 2$ kb.
 D: magnesite + quartz + H_2O \rightleftharpoons talc + CO_2 ; for $P_f = 4$ kb.
 E: tremolite + calcite + quartz \rightleftharpoons diopside + CO_2 + H_2O ; $P_f = 1$ kb.
 F, G: estimated positions of curve E for $P_f = 4$ kb and 5 kb respectively.

The reaction tremolite + calcite + quartz = diopside + H_2O + CO_2 has been used by WINKLER (1967) to define the base of the amphibolite facies in carbonate lithologies. At high fluid pressure and high P_{CO_2} , however, the stability field of tremolite + quartz + calcite may be extended. For instance, TROMMSDORFF (1966) has described the progressive metamorphism of siliceous carbonate rocks from the Swiss Alps, and finds that the appearance of the assemblage tremolite + calcite is coincident with the appearance of staurolite and kyanite in pelitic rocks, whereas the reaction to produce diopside does not take place until almost into the sillimanite zone. He suggests that the diopside-calcite isograd in these rocks lies between 570° and 620° C, which is well above the lower boundary of the stability field of staurolite + quartz. If $P_{H_2O} = P_{CO_2}$, the temperature of the tremolite/diopside reaction would be about 650° C at 5 kb. Thus high P_{CO_2} would explain the sequence of facies recorded by TROMMSDORFF (note that if this also obtained in the pelitic rocks, the concomitant lowering of P_{H_2O} would also lower the temperature at which staurolite became stable

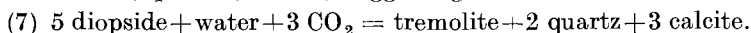
[see later discussion]). In the Peripheral Schieferhülle of the present area, tremolite+calcite assemblages appear before staurolite, but do not give way to diopside-bearing assemblages, suggesting a P_{CO_2} greater than about 500 b total pressure (Fig. III—2). However, the curve has not been determined over a wide range of values of P_{CO_2} and total pressure, and from the results at 1000 b, it would seem that the reaction is not very sensitive to X_{CO_2} between 0.1 and 0.9 mole %. If this holds true at higher pressures, values of P_{CO_2} as low as 250 b may be sufficient.

Diopside occurs in four samples from the Inner Schieferhülle. In three of them reaction to produce actinolite from pyroxene and epidote from calcic plagioclase is observed; this may be accounted for by the reaction



But an older brown hornblende is rimmed with actinolite and may be involved in the reaction.

In the fourth sample the diopside is also unstable, but here the reaction products are tremolite+quartz+calcite, suggesting that the reaction was



In this rock the texture also suggests that two generations of amphibole are present, one of which may have coexisted with the diopside.

The prominent reaction texture, coupled with the assemblages in the associated rocks indicate that pyroxene was unstable in the main phase of Alpine metamorphism. There is no direct evidence to show whether the pyroxene crystallised in an early Alpine metamorphism or still earlier in the Variscan. However the arguments presented in favour of partially preserved Variscan assemblages in the amphibolites suggest that the latter is more probable.

Pelitic Rocks

The pelitic lithologies of the Schieferhülle show a sequence of mineral assemblages corresponding broadly to the Barrovian zones. The southernmost part of the Peripheral

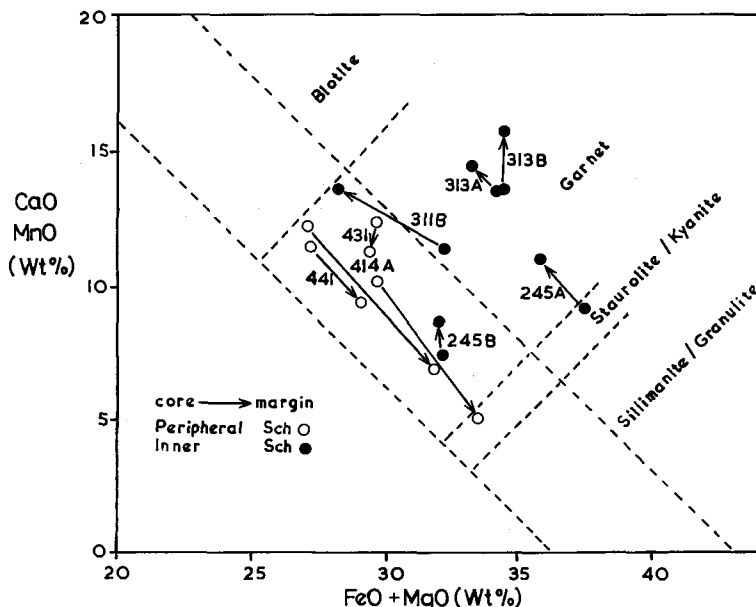


Fig. III - 3 Plot of garnet compositions from Schieferhülle by method of STURT (1962). Dashed lines indicate STURT's garnet fields.

Schieferhülle contains chlorite-white mica-quartz-albite schists; approaching the contact with the Basement Complex these are succeeded by two-mica schists, garnet-mica schists and at a few isolated localities kyanite- and staurolite-bearing assemblages occur. Chloritoid is also found in a few samples.

Garnetiferous schists are among the most abundant pelitic rocks, and chemical study of the garnets in selected samples demonstrates variations in composition both within single grains and from one sample to another. In all cases the garnet is predominantly almandine.

MIYASHIRO (1953) suggested that with increasing metamorphic grade, the Mn^{+2} content is replaced by Fe^{+2} and Mg^{+2} , and suggested that these substitutions may be controlled by the decreasing molar volume of the garnets with increasing grade, ions with smaller ionic radii being preferred at higher grades.

LAMBERT (1959) found that the CaO content of garnets in pelitic schists also shows a systematic decrease with increasing grade. Similar results have been reported by other workers (e.g. HIETANEN, 1969). STURT (1962) has suggested that there is a regular pattern of substitution of (Fe+Mg) for (Ca+Mn) with increasing grade of metamorphism (ionic radii 0.83, 0.78, 1.06, 0.91 Å respectively) and that Fe/Mg and Ca/Mn ratios are largely determined by bulk composition whereas the Fe+Mg/Ca+Mn ratio depends on grade. He plots some 60 published garnet analyses from pelitic schists at various grades of metamorphism on a graph of (FeO+MgO) against (CaO+MnO) and demonstrates that they form a linear array in order of increasing grade. The microprobe analyses of garnets quoted in chapter II have been recalculated as weight-percent oxides and are set out in table III—1. Only the centre and edge values of the zoned garnets have been taken.

TABLE III—1

Garnet compositions measured with the microprobe; weight % oxides

Inner Schieferhülle

	RN 311 B		RN 313 A		RN 313 B		RN 245 A		RN 245 B	
	(migmatite, ass. 2)		(migmatite, ass. 6)				(migmatite, ass. 2)		(2nd generation gt.)	
	centre	edge	centre	edge	centre	edge	centre	edge	centre	edge
Al ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg O	2.6	1.7	2.1	2.7	4.9	4.9	3.3	3.3	2.3	2.3
FeO	29.6	26.5	32.0	30.6	29.4	29.4	34.4	32.8	29.6	29.6
CaO	3.4	2.0	1.4	1.1	3.7	2.4	1.3	1.1	6.7	7.6
MnO	8.0	11.7	12.3	13.7	9.9	14.2	6.7	9.9	1.0	0.7

Peripheral Schieferhülle

	RN 414 A		RN 414 B		RN 431		RN 441	
	(Gt-mica schist, ass. 14)				(Gt-mica schist, ass. 15)		(Gt-mica schist, ass. 6)	
	centre	edge	centre	edge	centre	edge	centre	edge
Al ₂ O ₃	22.0	22.0	22.2	22.1	21.8	21.8	21.3	21.5
Mg O	1.2	2.9	1.7	2.8	0.9	2.0	2.65	3.0
FeO	26.0	29.0	28.0	30.6	28.75	27.4	24.9	26.2
CaO	9.8	5.1	8.1	3.2	7.6	7.1	8.5	8.1
MnO	2.5	1.8	2.0	1.8	4.7	4.1	3.0	1.4

ass. = assemblage quoted in chapter II.

n.d. = not determined

Figure III—3 is a similar diagram to that of STURT, with the analyses of table III—1 plotted. The two dashed lines represent the boundaries of the analyses plotted by STURT, with the approximate metamorphic grades indicated. The garnets from the Peripheral Schieferhülle fall largely within the garnet grade, with the centres plotting close to the biotite grade field and the edges towards the higher grades. The margin of one garnet (RN 414) actually falls within the staurolite grade field; this rock happens to be one of the few samples from the area which contain staurolite.

The garnets from the Inner Schieferhülle are completely different. Only the small, second generation garnet (RN 245 B) plots close to those from the Peripheral Schieferhülle. The large first generation garnets plot above the field defined by STURT, and their margins are at a lower apparent grade than the centres. In every case, the centres have a higher content of FeO+MgO, for the same CaO+MnO content, than those of the Peripheral Schieferhülle. The mean value of (FeO+MgO+CaO+MnO) for the latter is 39.7 whereas for the Older Schieferhülle garnets it is 44.5. The microprobe does not differentiate between ferrous and ferric iron, and one possible explanation is that the garnets from the Inner Schieferhülle contain an appreciable amount of ferric iron substituting for Al; unfortunately, Al analyses were not made for these garnets.

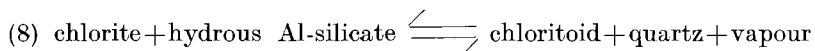
The most commonly recorded chemical zoning in garnets is a systematic decrease in Mn content towards the margin. HOLLISTER (1966) has suggested that this does not necessarily imply an increase in grade of metamorphism, but may also be explained by a progressive local impoverishment in Mn during the growth of the garnet. He demonstrates that concentration profiles of Mn across garnets correspond fairly closely to theoretical profiles calculated assuming a Rayleigh fractionation model. Mn is particularly sensitive to this type of process because it is concentrated in the garnet. HENLEY (1968) has demonstrated two types of zoning pattern in garnets from the Sulitjelma metamorphic complex. In both, MnO decreases outwards, but in one, CaO is constant with FeO increasing outwards, while in the other FeO is constant with CaO increasing outwards. HENLEY suggests that the core composition is determined largely by the Ca and Mn contents of the rock, while the margin composition is controlled mainly by metamorphic grade for Fe, Mg and Mn, but by host rock composition for Ca. DRAKE (1968) has measured the zonation profiles of 67 garnets, together with the compositions of coexisting minerals, from pelitic schists in the garnet and staurolite zones of regional metamorphism. He concludes that in the garnet zone, garnet grows according to a depletion model with chlorite acting as an Mn reservoir, but that in the staurolite zone, the depletion model is no longer applicable, and the Mn content increases with grade. BROWN (1968) has also studied this problem, and concluded that two controls on garnet composition operate; one is the depletion of Mn from the environment during garnet growth while the other is the increase in the amount of almandine stable in the garnet with increased grade. However, he suggests that the second is the more important at grades above the biotite isograd. Thus there is no simple interpretation of garnet zoning. The suggestion that Mn increases at high grades does not seem to be borne out by published analyses of high grade garnets (cf. STURT, 1962). The most reasonable conclusion seems to be that the initial Ca and Mn ratios are determined by the rock composition, and their total content by metamorphic grade, that the Mn content is a function both of its depletion in the immediate environment and of metamorphic grade while Fe and Mg increase with increasing grade.

The garnets in the present study do not have zonation profiles like those recorded in the literature. In the Peripheral Schieferhülle, Mn shows little or no variation. Calcium zonation does occur, but as the garnets occur in rocks containing epidote or zoisite, plagioclase, calcite and other calcium-bearing minerals, it is unlikely that this zonation is due to a depletion process (cf. BUTLER, 1967): it is concluded that the zonation profiles of the garnets in the Peripheral Schieferhülle reflect increasing grade of metamorphism.

The garnets from the Inner Schieferhülle are more difficult to interpret. They have very high Mn contents, and Mn increases towards the margin while Fe and Ca decrease. One explanation is that the garnets grew during a decrease in grade. However, three of the four specimens show continuous Mn zonation, and it seems unlikely that garnets of this size would grow entirely during falling temperature without any growth having occurred during the prograde period. Another possibility is that during a later phase of metamorphism at a lower grade, further growth occurred together with a partial homogenisation of Mn, so that it is now largely distributed according to a diffusion gradient. The difference in Ca and Mn contents between the one small second generation garnet investigated and the larger ones is considerable, and would suggest a much lower availability of Mn during the growth of the former. A third possibility is the release of Mn into the system during metamorphism, through the breakdown of some other Mn-bearing phase, or possibly by its introduction from outside.

The rocks in which these Inner Schieferhülle garnets occur have a complex metamorphic history. The larger garnets have probably experienced three phases of metamorphism; the first during which they originated, the second associated with the introduction of granitic material, and finally the main Alpine metamorphism. Zonation profiles established during the first or second phases may have been considerably modified during the third by diffusion although further growth may not have occurred. Clearly more data are required for the solution of this problem, but this must be obtained with the microprobe, as bulk chemical analysis of garnet separated from these rocks would furnish meaningless results.

Chloritoid was recorded in three rocks and in two it is apparently in equilibrium; in the third it is enclosed in a garnet. Although rare, chloritoid occurrence is important in view of the narrow stability range demonstrated by experimental studies (HOSCHEK, 1967; 1969; GANGULY and NEWTON, 1968; GANGULY, 1968). The major uncertainty in the application of the experimental results is the sensitivity of the reactions involved to P_{O_2} , although this problem may be alleviated to some extent by the presence of graphite in the assemblages concerned. The reaction curve suggested by HOSCHEK for



is close to the pyrophyllite breakdown curve of KERRICK (1968). This is in agreement with the field occurrence of kyanite and chloritoid in adjacent localities.

Staurolite occurs at two localities in the Peripheral Schieferhülle, although probably not in equilibrium assemblages. It does appear, however, that at some stage during the Alpine metamorphism quartz and staurolite were in equilibrium together. This probably represents the highest temperature mineral assemblage recognized within the Peripheral Schieferhülle. It is, however, difficult to derive absolute temperatures from it because of the uncertain effects of P_{O_2} (GANGULY, 1968; HOSCHEK, 1969) and uncertainties of compositional control in the staurolite (RICHARDSON et al., 1968).

Kyanite occurs in five samples, four from the Inner Schieferhülle and one from the Peripheral Schieferhülle. It has also been recorded at many other localities in the Tauernfenster and is the only aluminium silicate polymorph found.

In one of the samples from the Inner Schieferhülle the kyanite has been extensively replaced by plagioclase. An original assemblage comprising quartz, biotite, kyanite and, possibly, chlorite has been replaced by a new assemblage in which kyanite is embayed and locally completely replaced by oligoclase with trails of white mica running through it. It is possible that the chlorite first crystallised with the plagioclase and white mica at the expense of biotite. However it is difficult to envisage conditions under which this reaction would occur at the same time as calcic plagioclase was forming at the expense of kyanite. It seems more probable that the reaction involved only the reaction of kyanite with metasomatically introduced sodium and calcium.

In this case all the evidence is consistent with Alpine metamorphism within the stability field of kyanite. The wide range of P T conditions determined experimentally for the aluminium silicates in early experiments has been reduced in the most recent work and it now seems possible to place reasonable limits on the location of the triple point (ALTHAUS, 1967 a; MATSUSHIMA et al., 1967; FYFE, 1967; RICHARDSON et al., 1968; HOLDAWAY, 1968; RICHARDSON et al., 1969; ANDERSON and KLEPPA, 1969); ROSENFELD (1969) has presented indirect evidence for the pressure of the triple point. The role of minor elements such as Fe^{3+} may account for much of the remaining scatter of results; ALTHAUS' (1969) demonstration of differing results using his own and RICHARDSON'S starting materials is of great significance in this context.

The evidence available indicates the triple point lies at $600^\circ \pm 30^\circ \text{ C}$ and $6.0 \pm 0.5 \text{ kb}$ (Fig. III—4).

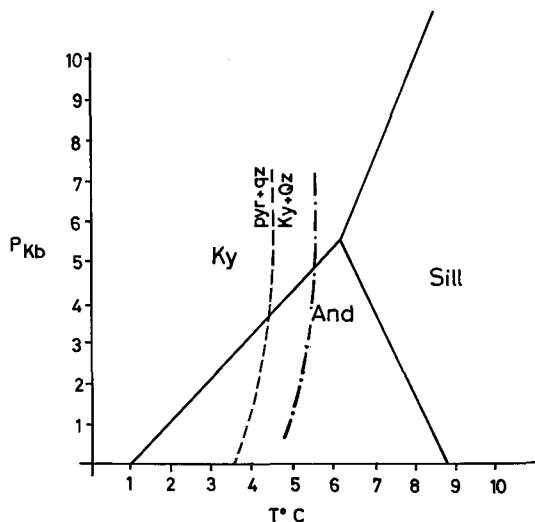


Fig. III - 4 Stability fields of the Al_2SiO_5 polymorphs after RICHARDSON et al. (1968, 1969) and the pyrophyllite break-down curve after KERRICK (1968) — dashed line, and ALTHAUS (1966, 1967) dot-dashed line. Temperature in hundreds of degrees C.

The lower temperature limit of anhydrous aluminium silicates is, under hydrous conditions, determined by the upper limit of pyrophyllite. This has been investigated by KERRICK (1968) and ALTHAUS (1966, 1967 b); their results differ by about 100° C (Fig. III—4). ALTHAUS' results (Fig. III—4) suggest that for $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ the kyanite field is completely masked at 4.5 kb total pressure — the value suggested below for Peripheral Schieferhülle metamorphism. For the moment accepting KERRICK'S results, we conclude that metamorphism of the Peripheral Schieferhülle occurred within temperature limits of 430° and 550° C . Using ALTHAUS' results would clearly raise the lower limit. If, however, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ was less than P_{tot} , the pyrophyllite field would have been reduced and the lower temperature limit lowered. There is some indication that the latter may have been the case as the kyanite-bearing schist from the Peripheral Schieferhülle is intercalated with marbles, and a high local P_{CO_2} may have lowered the partial pressure of water.

If the P_{tot} for the metamorphism of the Inner Schieferhülle was 6.5 kb, a maximum temperature of 670° C is indicated.

Quartzofeldspathic Lithologies

General Statement

Granitic rocks are not particularly sensitive to regional metamorphism in the sense that few new major phases form. However, metamorphism does produce changes in texture and in the composition of some minerals. In the Zentralgneis the textural changes were extensive, and reactions involving the feldspars were widespread.

The granites that formed the Zentralgneis are probably all pre-Alpine (Chapter V), and some of them may have already been deformed and metamorphosed to granite-gneisses during Variscan metamorphism. In general, however, the relation of the deformational fabric to mesoscopic structures (Chapter IV) indicates that Alpine recrystallisation was responsible for the present textures in the Zentralgneis.

The nature of the recrystallisation of the Zentralgneis varies greatly with the intensity of deformation, and the latter, in part at least, seems to be controlled by the modal composition of the rock being deformed. For this reason certain distinctive textures are restricted to specific lithologies.

Accompanying the textural modifications the plagioclase throughout the Zentralgneis acquired a near uniform composition. In most of the K-feldspar bearing rocks the formation of myrmekite was also common. In some rocks phengitic micas crystallised at the expense of K-feldspar.

Development of metamorphic textures

Discussions of metamorphic textural evolution and its analysis in terms of a general tendency to approach a thermodynamic equilibrium, characterised by minimum interfacial free energy, have been presented by several authors (VOLL, 1960; RAST, 1965; McLEAN, 1965; KBETZ, 1966 and VERNON, 1968). These workers were, however, concerned mainly with metasediments in which metamorphism was accompanied by a general increase in grain-size. The Zentralgneis presents a rather different problem since the original textures seem to have been close to equilibrium and the net result of metamorphism and deformation has been a general decrease in grain size. Other factors being equal, the smaller the grain size the higher the interfacial free energy.

The complex nature of the quartz-feldspar textural relations has been recognised throughout the Tauernfenster and many authors have described the occurrence of several textural varieties of each mineral. SANDER (1912) and KARL (1959) have employed a simple two-fold division into an older generation, representing relict grains from the original granitic texture, and younger grains crystallised during Alpine metamorphism. EXNER (1949, 1957, 1964) and his students have adopted a three-fold classification, in which porphyroblastic Alpine feldspars are also recognised.

The striking variations in intensity of foliation in the Zentralgneis were described in Chapter II. Almost unfoliated facies are found in the tonalite, leucogranite, granodiorite, and fine porphyritic granite.

In the tonalite, plagioclase is nearly always partly recrystallised to a fine-grained polyhedral mosaic but a few examples were found in which the original large, subhedral tablets were almost completely preserved. In many cases plagioclase recrystallisation is complete even though no foliation is apparent in hand specimen. As the intensity of foliation increases the aggregates of plagioclase which in the less deformed rocks retain the general form of the original subhedral grains, become flattened in the plane of foliation. In addition, the characteristic clots of biotite are destroyed and the mica becomes evenly distributed through the fabric, oriented parallel to the foliation plane. Grain size is reduced as the foliation becomes more intense and in the extreme, along shear zones, the tonalite can be traced continuously into a feldspathic biotite schist.

The sequence of changes in the granodiorite is very similar to that in the tonalite, except that the K-feldspar remains as megacrysts even when the ground-mass has become strongly foliated, thus giving rise to an augen-gneiss. Many of the augen have retained euhedral outlines, but in other cases they have been deformed and their ends recrystallised and drawn out as 'tails' in the direction of a mineral lineation. The development of fine-grained augen-gneiss from the fine porphyritic granite follows the same course. In both cases there is a tendency for the quartz and plagioclase to occur in monomineralic streaks; these are most pronounced in the coarser augen-gneiss derived from the granodiorite and are probably produced by deformation from large original grains.

In the coarse leucogranite the response to progressive deformation was different. As in the tonalite, the mineral most susceptible to recrystallisation was plagioclase; in the more intensely foliated facies, however, the quartz has remained coarse-grained, whereas the K-feldspar has recrystallised to a fine-grained polyhedral mosaic, similar to the plagioclase. This different response may reflect the different initial texture and mineral composition. The K-feldspar in the granodiorite occurs as large grains set in a relatively mica-rich matrix and deformation should have readily been accommodated by intergranular slip in the matrix. In the leucogranite on the other hand, the K-feldspar was originally no coarser than the quartz and plagioclase and, in addition, the mica content is too low to have been very effective in facilitating deformation.

In addition to these lithologies which occur both in highly deformed and relatively undeformed facies, there are several granite-gneiss lithologies that have no identifiable undeformed equivalents. These include some augen-gneisses which show the same textural relationships as those already described, and the fine-grained granite-gneiss which in hand-specimen has an even-grained texture with oriented flakes of biotite and white mica scattered throughout the rock. In thin-section this apparently simple texture is seen to be extremely complex. Unlike the other granitic lithologies there seems to be no tendency for quartz-plagioclase interfaces to be less common than quartz-quartz. Quartz occurs in two distinct types of grain: as irregular grains similar in size to the majority of the feldspar grains, and as tiny droplets entirely enclosed in feldspar. The K-feldspar occurs as crudely polyhedral grains but the grain boundaries are generally concave and have finger-like extensions reaching out between adjacent quartz and plagioclase grains. It is not clear how this texture developed since its original nature is unknown. In some places it seems that extreme deformation of the augen-gneiss can lead to this kind of texture, but the fine-grained granite gneiss locally contains relatively undeformed xenoliths suggesting that this is not a general explanation.

K-feldspar Reactions

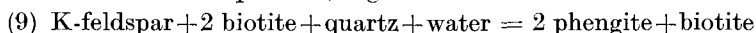
The K-feldspar augen have been regarded by some authors as evidence of potash metasomatism accompanying the Alpine metamorphism, while others have concluded they are relict phenocrysts from porphyritic granites. FRASL (1954, 1957) has argued that the frequent occurrence of rings of oriented plagioclase inclusions is proof of a magmatic origin, and his argument was subsequently accepted by EXNER (1957, 1964). However, similar rings of inclusions are common in other areas and can also be explained as the result of reactions in the solid state. VOLL (1960) and RIEDERER (1967) have suggested possible mechanisms, which do not, however, explain the great abundance of inclusions in the present case.

A pre-metamorphic origin of the K-feldspar augen is supported by their deformation during the main Alpine movements, as shown by the way the ends of certain augen are drawn out in spindles parallel to the mineral lineation. Also the reaction to produce

phengite, discussed below, indicates that K-feldspar became unstable during the Alpine metamorphism. It is possible the K-feldspar augen did form originally as porphyroblasts by potash metasomatism but if so, this is more likely to have been associated with Variscan metamorphism.

The formation of phengite from K-feldspar is observed in most of the augen-gneisses of the upper structural levels of the Zentralgneis; it seems to be less widespread in the lower levels of the Gössgraben Kern. Phengite occurs as sheaths surrounding the augen so that a reaction involving K-feldspar seems to be well established. On the other hand there is no textural evidence, in the majority of cases, that biotite was involved in the reaction. In shear zones, however, the amount of phengite is very great and here direct replacement of biotite by phengite is seen. The general increase in the amount of phengite with degree of deformation (i.e. with the intensity of the foliation) suggests that the reaction may depend upon mechanical granulation of K-feldspar and accessibility to a fluid phase.

Partial analyses of three phengite samples show 2.0 to 2.5% MgO and 3.5 to 4.0% Fe as Fe_2O_3 ; these are very similar to compositions reported by other workers for lower amphibolite facies rocks (LAMBERT, 1959; BUTLER, 1967; SCHWANDER et al., 1968). The problem in the phengite-bearing augen-gneisses where there is no evidence for reaction of biotite, is the source of the iron and magnesia for the phengite reaction. Presumably a certain amount of biotite must have reacted despite the lack of textural evidence for this. Possibly a reaction occurred in which biotite participated both as reactant and product, e.g.



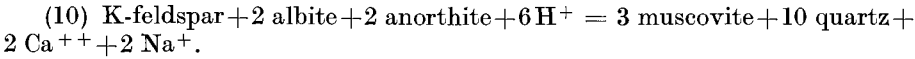
This reaction balances if oxidation occurs in going from left to right.

Phengite is the typical white mica formed during Alpine metamorphism throughout the Tauern (EXNER, 1965; FRISCH, 1970). In other areas it has frequently been associated with low-temperature, high-pressure metamorphism in the glaucophane schist facies (ERNST, 1963). Several studies have recently shown that it is also the typical white mica of Barrovian-type greenschist facies metamorphism (LAMBERT, 1959; GRAESER and NIGGLI, 1967; HUNZIKER, 1966; SCHWANDER et al, 1968). BUTLER (1967) presented analytical evidence for a general decrease in the phengite content of white mica with increasing metamorphic grade, although GUIDOTTI (1969) showed that BUTLER's data could in part be explained by the control of white mica composition by bulk rock composition. In the Ticino Alps the high grade limit of phengite corresponds approximately to the calcite-diopside isograd in calc-silicate rocks (TROMMSDORFF, 1968).

The only hydrothermal data available (VELDE, 1965) serve chiefly to demonstrate the complexity of the system. The phengite structure apparently discriminates against ferrous iron so that iron and magnesia operate as independent components; also ferric iron can readily enter the phengite lattice so that phengite-producing reactions are likely to be affected by oxygen fugacity. A further complication is apparent from some of the analyses of SCHWANDER et al (op. cit.) which show appreciable paragonite solid solution with phengite. In general, therefore, the stability field of phengite found by VELDE (op. cit.) for 30% MgAl celadonite should be affected by Na and Fe contents and P_{O_2} . This work indicated an upper stability limit at 6 kb of about 500° C.

As noted above, in shear zones the amount of phengite present increases appreciably. This is the first stage in the development of Weisssschiefer from quartzofeldspathic rocks. Weisssschiefer are composed of quartz and one or more mica phases which vary from one locality to the next. Typically the mica is phengite but this may be accompanied by a very pale biotite (phlogopite) or a second non-pleochroic white mica, which may be paragonite. At one locality in the Badgastein area a meter thick zone of pure paragonite Weisssschiefer occurs.

These rocks have developed by complete reaction of plagioclase and K-feldspar with the fluid phase to produce mica+quartz. The reaction between feldspars and a fluid phase containing alkali chloride has been discussed by GRESSENS (1967); mica formation is favoured by high pressures (P_{H_2O}) and low pH (H^+/K^+ ratio). In the shear zones of the present map-area a reaction of the following form seems to have occurred



Structural State of K-feldspar

Optically the K-feldspars in all the granitic rocks are intermediate between microcline and orthoclase. Individual crystals are frequently inhomogeneous; extinction varies patchily from place to place and some parts show indistinct cross-hatch twinning whereas others are apparently untwinned. The presence of both monoclinic and triclinic domains within single crystals was confirmed by x-ray diffraction of powders prepared from single augen; these showed peaks corresponding to Or (131) as well as to microcline (131) and (131). The triclinicity values indicated ranged up to 0.74 (MACKENZIE and SMITH, 1960) but the values are only approximate since possible apparent wavelength shift resulting from the adjacent orthoclase peak was not taken into account.

In the coarse leucogranite some interstitial K-feldspar has better developed cross-hatched twinning and may approach maximum microcline.

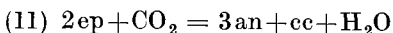
Maximum microcline with well-developed cross-hatch twinning is observed only in the gneiss lamellae in the outer zones of the Peripheral Schieferhülle.

Plagioclase

The distribution of plagioclase compositions is shown in Fig. III—5. In much of the Peripheral Schieferhülle the plagioclase is albite; passing inward toward the Zentralgneis there is a discontinuous transition to oligoclase with anorthite contents in excess of 20%. The break is observed in basic, and pelitic lithologies; in granitic rocks too, a distinct break would be expected but there are no outcrops of granitic rocks between the albite-bearing gneiss lamellae and the oligoclase-bearing main mass of Zentralgneis. In some rocks albite and oligoclase coexist, with oligoclase rimming the albite. Within the oligoclase zone there is no systematic change of composition with grade, but there is a tendency for the anorthite content in carbonate-bearing lithologies to be higher.

Similar changes in plagioclase composition have been observed in other metamorphic regions (e.g. DE WAARD, 1959; WENK, 1962; WENK and KELLER, 1969). The sudden change in composition has been attributed to the effect of the peristerite solvus, and several workers have demonstrated the coexistence of albite and oligoclase in the same rock (EVANS, 1964; CRAWFORD, 1966); CRAWFORD suggests that the two phases are in equilibrium and has shown that the composition of both phases varies systematically with grade. On the basis of her results from New Zealand and Vermont she proposed a general form of the peristerite solvus; others (e.g. SMITH and RIBBE, 1969) doubt the existence of a true solvus and favour a kinetic compositional control. The general increase in anorthite content has usually been attributed to the breakdown reactions of calcite and epidote (RAMBERG, 1952; NOBLE, 1962; KRETZ, 1963).

Of the many possible reactions the only one for which textural evidence is observed is:



This reaction will be strongly influenced by the relative values of P_{CO_2} and P_{H_2O} . In the carbonate-bearing rocks the anorthite content is generally higher than in the surrounding rocks, presumably because high P_{CO_2} has driven the above reaction to

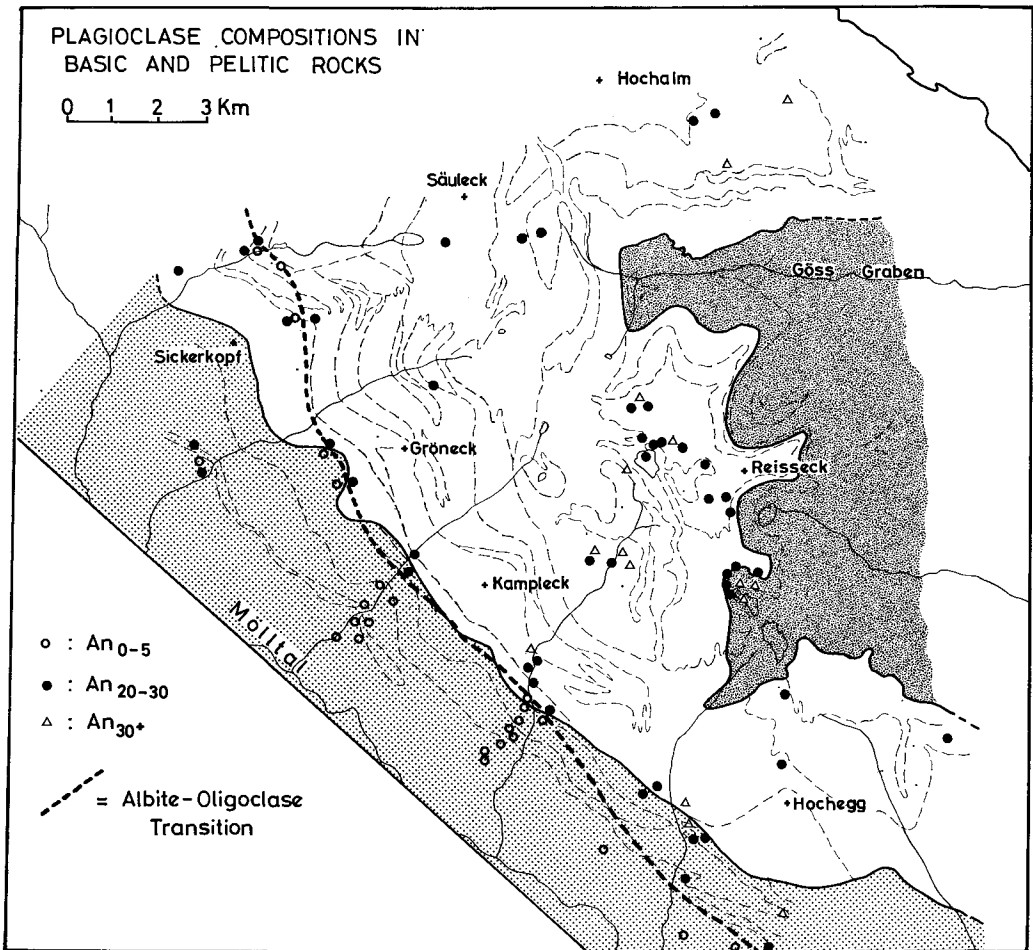
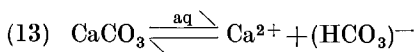
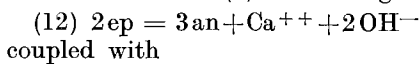


Fig. III - 5

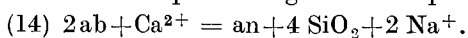
the right. A similar effect was noted by WENK (1962) and WENK and KELLER (1969) in the Ticino Alps. In many cases the textural evidence indicates the reaction has proceeded in the opposite direction; this may reflect a drop in P_{CO_2} during the course of metamorphism.

The lack of textural evidence for reactions producing oligoclase in the majority of rocks may be explained if reactions were primarily between the solid reactants and a fluid phase. Evidence for this type of reaction has been presented by CARMICHAEL (1968) and the experimental work of ORVILLE (1963) and WINKLER (1967) shows that reaction between feldspars and a chloride bearing fluid phase may be rapid.

Thus reaction (9) above might occur as

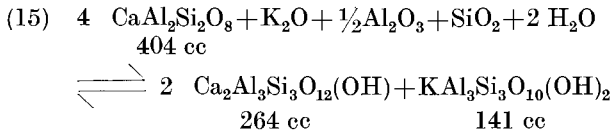


Reaction of preexisting albite to produce oligoclase may be described by

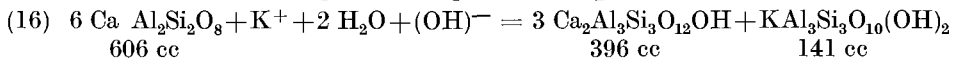


ORVILLE has shown that the composition of alkali feldspar varies continuously with the composition of the fluid phase, except for one composition, unique at a given temperature, at which two alkali feldspars coexist. He also predicts the effect of varying K/Na ratio on feldspar compositions in the ternary system. There are no experimental data relating fluid Ca/Na ratio to that of the coexisting plagioclase. In general, a high Ca/Na ratio may be expected to yield a higher anorthite content, but the effect is more complicated than in the alkali feldspars since the reaction is not a simple substitution.

As noted above the plagioclase composition throughout the Zentralgneis is remarkably uniform. In part this may reflect an originally uniform composition, but in the case of the tonalite and granodiorite, it is clear that oligoclase has been produced by reaction of an originally more calcic plagioclase. In those samples of the tonalite in which the original large subhedral tablets of plagioclase are preserved, the interior of each grain is packed with microlites of white mica and clinozoisite forming the well-known "gefüllte Plagioklas" texture that is found throughout the Tauernfenster. Both in the present area and elsewhere (FRASL, 1953; KARL, 1959), the microlites of clinozoisite are often arranged concentrically, strongly suggesting an original oscillatory zoning; KARL demonstrated the striking resemblance between these rings of microlites and the oscillatory-zoned plagioclase from the Periadriatic tonalites. This feature suggests that the reaction has occurred without strongly disrupting the lattice and probably without a large volume change. The reaction usually suggested is



Clearly this involves extensive introduction of extraneous reactants and is unlikely to preserve the subtleties of original zoning. A more probable reaction is



($\Delta V = 11\%$ for An_{100} ; 5% for An_{50}).

After completion of this reaction in most of the tonalite and granodiorite, the plagioclase recrystallised to a fine-grained mosaic. The composition of this mosaic was compared with that of the earlier large grains by means of the microprobe. The results (Table II—1) demonstrate that there was no large-scale change in composition accompanying the recrystallisation. However, the plagioclase in the mosaic shows quite strong inverse zoning. The unrecrystallized plagioclase has a composition of $\text{An}_{23\pm 2}$ whereas the fine mosaic is usually zoned from $\text{An}_{22\pm 4}$ in the cores to $\text{An}_{23\pm 3}$ at the rims. Similar inverse zoning is observed throughout the Zentralgneis. In the past it has generally been interpreted in terms of recrystallization under conditions of rising temperature or falling $P_{\text{H}_2\text{O}}$, the composition being controlled by reaction with epidote. Considering the relationship to metamorphic grade demonstrated by CRAWFORD (1966), other interpretations are possible: if the observed plagioclase compositions do delimit a true solvus, then inverse zoning could result from crystallisation under falling temperature; alternatively it could equally well develop at constant temperature as a result of changing fluid composition. In nature neither parameter is likely to be constant and plagioclase zoning will depend on epidote and other solid phases reacting with the fluid phase, and on temperature.

As noted earlier the plagioclase in the Zentralgneis is of rather uniform composition; oligoclase is found both in lithologies with little or no epidote, such as the coarse leucogranite, as well as in the epidote-rich tonalite and granodiorite. This uniformity of composition is readily understood if the plagioclase composition was controlled by the fluid phase composition, since the fluid phase in the small leucogranite bodies may have approached equilibrium with that in the enclosing tonalite. Thus plagioclase

in the leucogranite may have become more calcic in the course of metamorphism, through the operation of reaction (14); if the silica released by this reaction were precipitated in situ the anomalously high quartz content of some of the leucogranites could be explained. The principal objection to this explanation is the lack of textural evidence for crystallisation of new quartz in the leucogranite although it is possible that this occurred as overgrowths on pre-existing grains. In the fine-grained granite gneiss on the other hand there is textural evidence for new quartz in the form of tiny droplets inside plagioclase grains but these rocks are not among those with unusually high modal quartz. The plagioclase of the Peripheral Schieferhülle and Randgneis contains abundant quartz droplets and myrmekitic intergrowths which would be consistent with an origin by reaction of albite with a fluid phase.

Supposing that plagioclase composition is indeed controlled through the fluid phase, it is important to establish what reactions may buffer the composition of this phase. As discussed above, the epidote-breakdown reactions are likely to be important; in addition, carbonate equilibria and the alkali feldspar/fluid phase equilibrium will also affect the Ca/Na ratio of the fluid phase. Several epidote reactions have been investigated experimentally: NEWTON (1965, 1966) has investigated the following equilibria:

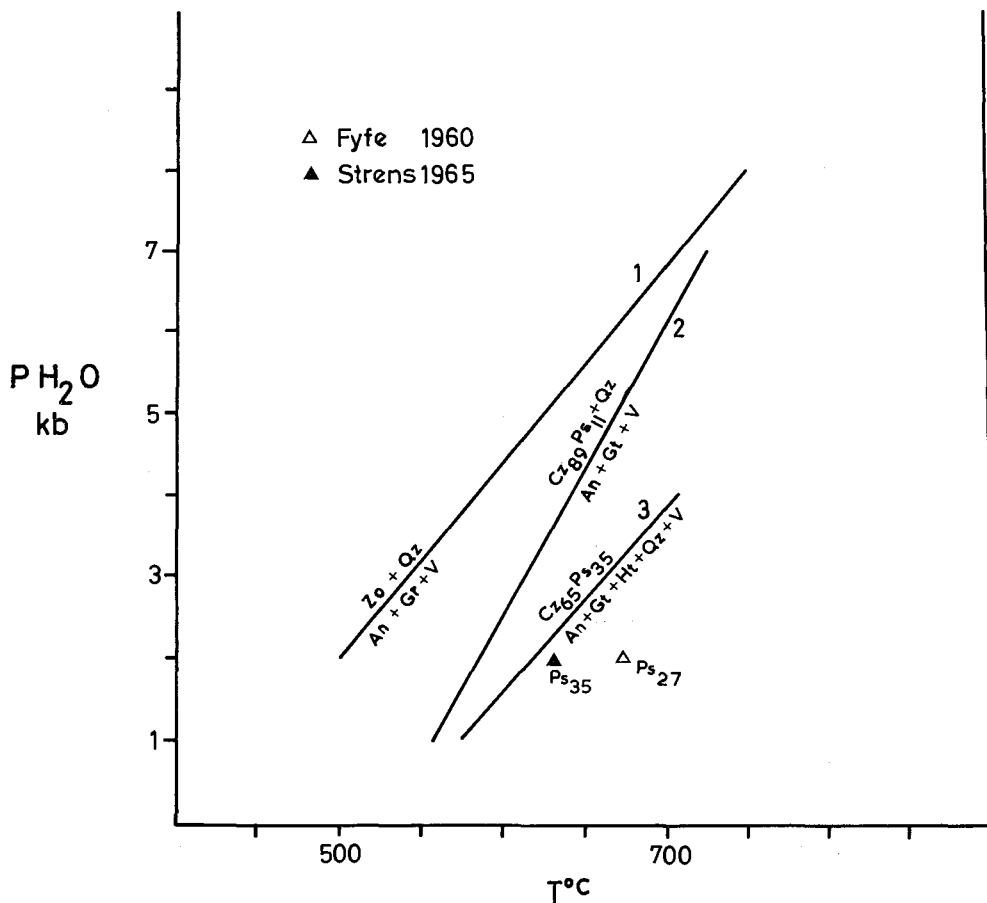
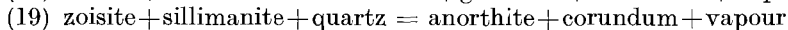
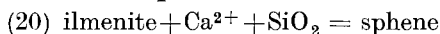


Fig. III - 6 Experimental data on epidote stability: (1) NEWTON (1966); (2) HOLDAWAY, 1965 and (3) 1967.



In addition the breakdown of some iron-bearing epidotes has been studied by Fyfe (1960), Holdaway (1965, 1967), and Strems (1965). A synopsis of these results is presented in Fig. III—6. None of the reactions studied is likely to have occurred in the rocks of the present map-area since grossular garnet was not recorded, but the data emphasise the strong pressure dependence of these reactions involving epidote and a vapour phase by comparison with other dehydration reactions; the reaction curves in Fig. III—6 have slopes of about 40° C/km. which would make a low angle intersection with possible geothermal gradients. This suggests that the temperature of the epidote break-down might vary rapidly from one area to another with slight fluctuations in the thermal gradient. On the other hand the albite-oligoclase reaction seems to occur at a fairly constant temperature as shown by its successful use to define the base of the amphibolite facies in basic rocks (Fyfe et al, 1958; Turner, 1968; Winkler, 1967). At lower pressures the plagioclase reaction might be inhibited from occurring if the fluid phase Ca/Na ratio, which increases through the breakdown of epidote, is held below the critical value for oligoclase crystallisation by a third reaction possibly involving garnet or amphibole, although amphibole compositions generally change little at this facies boundary (Engel and Engel, 1962). The commonly observed reaction in amphibolites



would also tend to lower the Ca/Na ratio.

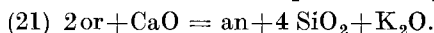
Myrmekite

Myrmekitic intergrowths of quartz and plagioclase are widespread in all lithologies of the Zentralgneis. Recent literature has contained many discussions of the formation of this texture and has increasingly favoured exsolution of both quartz and plagioclase from a supersilicated feldspar phase. This theory was originally proposed by Schwantke (1909) and found support in the experimental work by Carman and Tuttle (1963). Several features of the myrmekite in the Zentralgneis, however, are inconsistent with this explanation.

a) In several cases myrmekite occurs in K-feldspar along cracks which clearly developed after the exsolution of perthite.

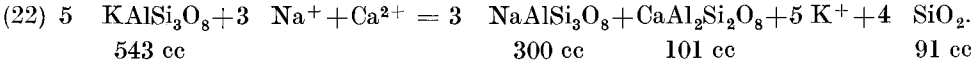
b) The amount of myrmekite in a single grain is highly variable and often in excess of what might reasonably be contained in solid solution. In a few cases K-feldspar grains have been almost completely replaced by myrmekite.

In addition to these features, a satisfactory theory of myrmekite formation must explain its general association with K-feldspar and its rare occurrence independently; the similarity of composition of myrmekite and other ground-mass plagioclase, and the vermicular form of the quartz. Various theories have been reviewed by Shelley (1964, 1967); Becke's (1908) theory of metasomatic attack of alkali feldspar, however, accounts for most features observed in the Zentralgneis and in addition Becke was able to demonstrate the appropriate relationship between plagioclase composition and the relative amounts of quartz and plagioclase demanded by his proposed reaction



In common with other theories, however, it does not explain the vermicular form of the quartz. This could result from the interfacial free energies associated with quartz/plagioclase and quartz/K-feldspar grain-boundaries. As noted in the general discussion of metamorphic textures above, there is a pronounced tendency in the augen-gneisses for quartz and plagioclase to occur as monomineralic segregations, and it was suggested that the rarity of quartz/plagioclase interfaces might be explained by a relatively high interfacial energy. Furthermore, a relatively low interfacial energy for interfaces

involving K-feldspar can be inferred from the concave boundaries and intergranular, almost reticulate habit of K-feldspar, noted in the fine-grained granite-gneiss. Given a plagioclase/K-feldspar interface at which quartz is crystallising the shape of the growing quartz crystal may therefore be expected to maintain the area of quartz/K-feldspar interface at a maximum and the area of quartz/plagioclase interface at a minimum. If the myrmekitic plagioclase is An_{25} the reaction is



Since approximately four volumes of plagioclase crystallise for every volume of quartz a grain of quartz once nucleated will be constrained to maintain an interface with the K-feldspar, rather than grow to a more equant form. As suggested above, the droplets of quartz occurring in the plagioclase of the fine-grained granite-gneiss might be the result of the analogous reaction with sodic plagioclase, where, assuming anisotropy to be insignificant, the lowest interfacial energy would be achieved by spherical grains. This reaction would also explain the frequent myrmekitic character of the oligoclase in the Peripheral Schieferhülle as having developed during the replacement of albite.

Conditions of Alpine Metamorphism

In most of the map-area the metamorphic assemblages can be attributed to the amphibolite facies. Greenschist facies rocks, defined by presence of albite in basic lithologies, are largely restricted to the Peripheral Schieferhülle. The transition from albite- to oligoclase-bearing rocks is narrow and in the northwest, falls within the Randgneis of the Basement Complex, suggesting that the metamorphic grade of the Peripheral Schieferhülle increases to the southeast. This is consistent with the retrogression of garnets in the Randgneis in the north, and with the restriction of staurolite-bearing lithologies to the southern part of the area.

Estimates of total pressure during the Alpine metamorphism can be based on the supposed thickness of the overburden. The Peripheral Schieferhülle could have been overlain by three major tectonic units at the time of its metamorphism — the Unterostalpin thrust sheet, the Altkristallin (metamorphic) rocks of the Ober-(Mittel-)ostalpin sheet, and the Northern Calcareous Alps possibly with some of the Grauwackenzone rocks beneath them; the thickness of all of these units is rather uncertain. The northern Calcareous Alps and Grauwackenzone are unlikely to have exceeded 4 km.; the Unterostalpin is several kilometers thick in the Radstädter Tauern but appears to thin southwards, say 1 km. Addition of 6 km. for the metamorphic rocks of the Altkristallin gives a figure of 11 ± 4 km., which is roughly equivalent to 3 ± 1.5 kb pressure at the top of the Peripheral Schieferhülle.

The thickness of the Peripheral Schieferhülle itself could have been very variable because it was presumably deformed by the over-riding Ostalpin thrust masses. There is evidence today for a thickness of 5 km. or more in tectonic depressions (e.g. Glockner-depression, Fig. I—2) but such great thicknesses may not be typical of all the Tauern if formation of the depressions began before the conclusion of the overthrusting.

We therefore assume the following pressures during the main Alpine metamorphism

Top of the Peripheral Schieferhülle	—3 kb
Base of the Peripheral Schieferhülle	—5 kb
Deepest present day exposure of the Zentralgneis	—6 kb

These estimates are also consistent with pressure-estimates from the occurrence of kyanite (Fig. III—4).

Temperature estimates are rather difficult to make because of uncertainty about the variation of the partial pressures of water, carbon dioxide and oxygen, and the magnitude of the effects these would have on stability relations. A relative lowering of P_{H_2O} was deduced in the carbonate lithologies of the Peripheral Schieferhülle and in the non-calcareous lithologies contained in them. The partial pressure of oxygen was

of P_{H_2O} was deduced in the carbonate lithologies of the Peripheral Schieferhülle and in the non-calcareous lithologies contained in them. The partial pressure of oxygen was lower in the Peripheral Schieferhülle than in the Inner Schieferhülle, as indicated by the preponderance of sulphides among the opaque minerals of the former; in the latter, oxides predominate and higher ferric iron contents in the epidote also suggest higher P_{O_2} . These differences persisted throughout the metamorphism and are reflected in the fissure mineral assemblages.

In the serpentinites of the Peripheral Schieferhülle, a temperature between 430° and 500° C is indicated. The occurrences of kyanite, as described earlier, probably require temperatures of over 400° C. The staurolite and chloritoid assemblages probably require rather higher temperatures but are subject to large uncertainties; possibly a temperature close to 550° C is reasonable for the formation of staurolite at the base of the Peripheral Schieferhülle. For conditions of $P_{H_2O} = P_{tot}$, a maximum temperature could be established from the absence of partial melting in the Zentralgneis, which would begin at approximately 650° C.

There is little indication of more than one main phase of crystallisation during the Alpine metamorphism. The majority of porphyroblastic minerals crystallised or recrystallised after rotational deformation had ceased although in the higher-grade rocks two stages of garnet growth are inferred. Some of the mica must also have originally crystallised before the folding. In the Zentralgneis the two-stage crystallisation of plagioclase, especially in the tonalite suggests that metamorphism may have started before the main deformation but the uniformity of plagioclase composition argues against a significant change in conditions between the two stages.

In the discussion of feldspar compositions the possibility of relatively high mobility of calcium, potassium and sodium was suggested on the basis of very similar feldspar compositions in widely differing lithologies. The widespread occurrence of myrmekite, and the general occurrence of inversely-zoned oligoclase can be explained by reactions between plagioclase and a fluid phase analogous to those established for alkali feldspars by ORVILLE (1963). ORVILLE'S results might also explain the antipathetic relation between chess-board albite and myrmekite recorded by EXNER (1961). In the deeper parts of the Zentralgneis the fluid phase composition was probably mainly controlled by epidote-breakdown reactions, resulting in a low Na/Ca+K+Na ratio; in the highly sheared upper parts of the Zentralgneis and particularly in the gneiss-lamellae, on the other hand, the fluid phase composition was more likely to have been influenced by the composition of the fluid phase in the adjacent metasediments. Within the stability field of epidote the latter would be characterised by a high Na/K+Ca+Na ratio so that reaction of K-feldspar to albite would be expected.

In conclusion it is important to note that from the present work there is no evidence that in this part of the Tauern the main Alpine metamorphism was associated with higher pressures than the typical Barrovian series (ANGEL, 1939; DEN TEX, 1965); nor is there any indication of an earlier low temperature/high pressure metamorphism, such as occurs in the eastern part of the Swiss Pennine Alps and might be inferred for the Tauern on the basis of occurrences of glaucophane and eclogitic bodies recorded elsewhere within the Peripheral Schieferhülle.

IV. Structure

by R. J. NORRIS, E. R. OXBURGH, R. A. CLIFF and R. C. WRIGHT

Introduction

For the purpose of a structural analysis of the area, three principal units may be considered. These are:

(a) The Peripheral Schieferhülle. As this is thought to be largely Mesozoic in age, by correlation around the Sonnblick Kern with the type localities in the Glockner depression, it may be expected to exhibit only Alpine structures.

(b) The Inner Schieferhülle. As this is a pre-Mesozoic metamorphic series, and was intruded by Variscan granites (see chapter V), it may exhibit several phases of deformation, both Alpine and pre-Alpine in age.

(c) The Zentralgneis. Much of the Zentralgneis is late Variscan in age (Chapter V), although some parts may be rather older. Hence it may in places exhibit pre-Alpine deformation, while not in others.

The latter two units comprise the pre-Mesozoic basement and will be discussed together. Because of the age relationships discussed above, folds of various ages may be present in some parts of the area and not in others. Because of this, the usual system of numbering fold phases (i.e. F_1 , F_2 , etc.) is difficult to apply, as some fold episodes may predate some of the rocks. Faced with a similar problem in the Western Alps, CHADWICK (1968) used a letter of the alphabet as a qualifying subscript. The disadvantage with this system is that the subscripts give no immediate indication of the relative age of the folds. The system employed here is to use a letter to signify the major period of deformation and a number to signify the particular phase within that period. Thus pre-Alpine folds will be F_V and Alpine folds F_A . Two phases of Alpine folding, say, will be designated as F_A^1 , F_A^2 etc. Foliations produced during a phase of folding will be identified by the same subscripts as the fold phase.

In the area mapped, the Peripheral Schieferhülle exhibits two phases of deformation, F_A^1 and F_A^2 while the Inner Schieferhülle exhibits three or more phases; at least one of these is pre-Alpine, and they are termed F_V , F_A^1 and F_A^2 . These symbols will be introduced into the discussion after the evidence for their recognition and correlation has been described.

Peripheral Schieferhülle

Mesoscopic Scale

The nature of the principal planar feature in the Peripheral Schieferhülle varies according to the lithology; the mica-schists and calc-schists exhibit a mineral foliation while the foliation in the marbles is defined largely by a colour banding, although any mica flakes lie parallel to it. Lineations are not strongly developed in the Rieken-graben and Mühlendorfergraben, although further north, in the Kaponiggraben, strongly lineated dolomite-quartzite breccias occur. A mineral lineation is occasionally present, especially in the amphibole-bearing lithologies, but in the southern part of the area, the planar element is dominant. Another linear feature more frequently seen is an intense crenulation of the foliation. In the mica-schists, it is generally only visible in thin-section. In the calc-schists and marbles, however, it clearly corresponds to the hinge-lines of tight to isoclinal folds which are occasionally found. From evidence such as this it becomes clear that the principal planar feature is parallel to the axial surfaces of these folds, the limbs being rotated into parallelism, and the hinges gradually destroyed by shearing to produce a new foliation (e.g. BALK, 1936).

Figure IV—1 (see page 200) shows a large mesoscopic fold in banded marbles in the Taborgraben. The fold profile becomes tighter upwards along the axial surface, while the hinge of the synform on the left has become sheared out. In the core of the

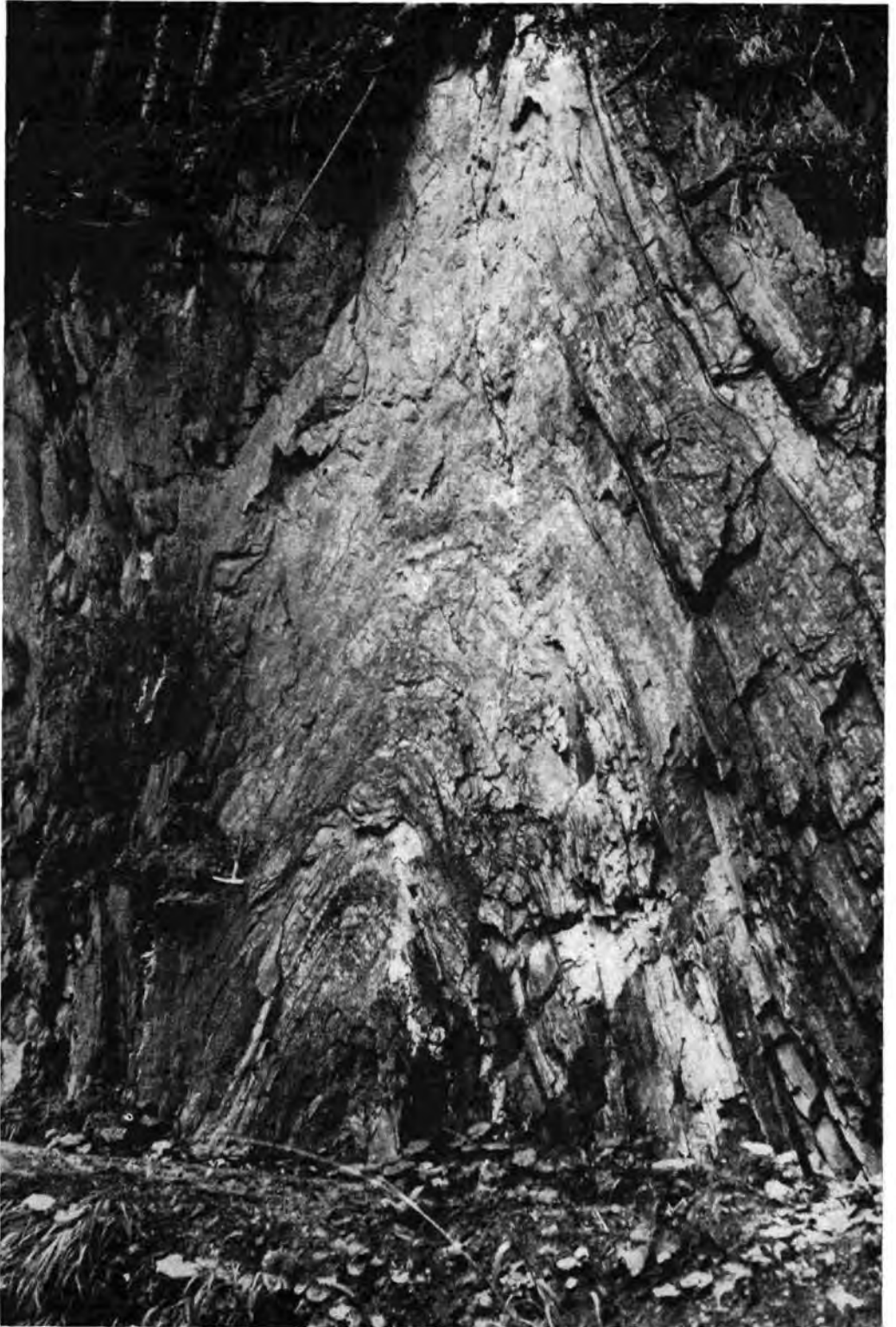


Fig. IV - 1 Large subisoclinal fold in banded marbles of the Peripheral Schieferhülle; Tabor Graben; hammer for scale. For detail see Fig. IV - 2.

fold a small-scale crenulation of the finer bands occurs which in many places becomes so intense as to define a new planar feature parallel to the axial surface (Fig. IV—2; see page 201).



Fig. IV - 2 Development of an axial planar foliation in tightly folded banded marbles and calc-schists; Tabor Graben; hammer for scale, Peripheral Schieferhülle.

Within the calc-schists, the folds are commonly less well preserved and the principal planar feature is parallel to the axial surfaces (Fig. IV—3; see page 202). The flakes of white mica are parallel to this foliation, fold hinges being defined by layers richer in this mineral. In the schists and amphibolites, folds are rarely seen, although occasionally, quartz laminae may be intensely crenulated. The banding in the marbles and the micaceous layers in the calc-schists probably represent original sedimentary bedding although re-oriented and repeated by the deformation.

Folds are tight to isoclinal (i.e. with an interlimb angle of less than 30° [FLEUTY, 1964]) and have an amplitude/wavelength ratio greater than 2/1. The profiles of the folds approach the perfect similar model (constant thickness measured parallel to the axial surface — class 2 of RAMSAY, 1967). However, there are small deviations from



Fig. IV - 3 Tightly folded calc-schists near Kaponig; calcite segregations parallel to S; the tip of the hammer handle is a few *cm* to the right of a fold-core. Peripheral Schieferhülle.

this style which may be demonstrated by constructing isogons (lines joining points of equal slope on the two folded surfaces [RAMSAY, 1967]) for a series of folded layers, whereby a pattern of alternately diverging and converging isogons is obtained. In many of the folds, the limbs are of unequal thickness, the thinner one frequently passing into a shear zone. A sense of asymmetry is rarely observable as few folds may be traced over sufficient distance, but those most frequently encountered are Z-folds (RAMSAY, 1962 b) when viewed in a northwesterly direction (e.g. the greenstones of the Riekenbach).

A later set of structures is related to the development of fractures, faults and joints. In the Peripheral Schieferhülle, such features are much more abundant than in the older units. The calc-schists frequently exhibit closely spaced conjugate shear surfaces, breaking the rock up into small rotated packets. (Fig. IV—4.) Tension gashes and related boudinage develop in the banded marbles, whereas kink-bands are plentiful in the micaceous schists. Locally, these are sufficiently closely-spaced to define a new foliation. Flexures, associated with movement on joint planes, are abundant; their

axes are steep as both the foliation and the fractures are sub-vertical. Quartz and carbonate commonly occur within the fractures.

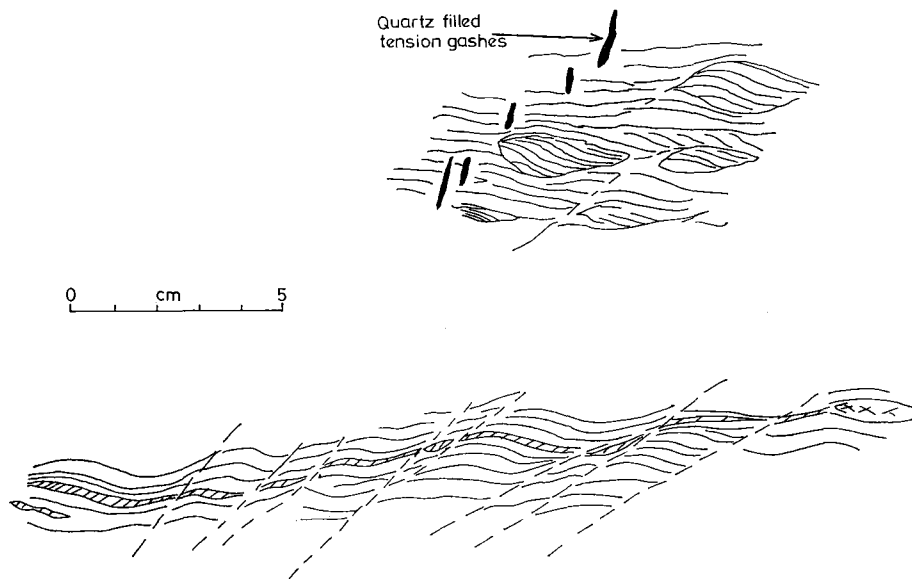


Fig. IV - 4 Closely spaced shear planes associated with joints in calc-schists of the Mühdorfer Graben; Peripheral Schieferhülle.

From specimens of the dolomite-quartzite breccia in the Kaponiggraben, the axial ratios of a number of pebbles were measured (see Appendix II for details). The mean axial ratios (determined by calculating the geometric mean [cf. RAMSAY, 1967; DUNNET, 1969; GAY, 1969]) are 9.6 : 2.1 : 1. The long axes of the pebbles are parallel to the local fold axis, and this particular locality is probably situated in the hinge zone of a large asymmetric fold. The pebble measurements may represent an elongation parallel to the fold axis of 270% (natural strain $[\epsilon] = 1.4$). However, other rocks nearby exhibit a predominantly planar fabric, suggesting that such a nearly uniaxial elongation may be of local significance only. Various mechanisms of producing elongate pebbles parallel to a fold axis are discussed in Appendix II. From this, limiting values of $\epsilon = 1.5$ and 2.5 may be placed on the total flattening perpendicular to the foliation in these rocks. Despite the difficulty of interpretation, these measurements indicate that the Peripheral Schieferhülle has undergone a very great strain, in excess of 75% flattening. A strain of this magnitude would also be likely to modify initially concentric folds to such an extent that they would be scarcely distinguishable from perfect similar folds.

Microscopic Scale

In thin-section, most rocks from the Peripheral Schieferhülle possess a metamorphic fabric, in which the long axes of the mineral grains lie within the foliation. Folding on a microscopic scale is generally restricted to the phyllites and schists. In some of these rocks folds in thin-section are commonly defined by trains of opaque particles. Occasionally, flakes of mica also follow the fold mimetically. The axial surfaces of these small-scale folds lie parallel to the dominant foliation, as do those of the larger folds. They are overgrown by porphyroblasts of albite, oligoclase, and zoisite. In many cases, however, these minerals have themselves been somewhat deformed, suggesting that their growth began after the initiation of folding but continued during deformation.

In some of the higher grade rocks, an early growth of garnet is indicated, as many garnets exhibit cores containing rotated trains of inclusions. These inclusions are generally small and comprise quartz, calcite, mica or an opaque mineral (usually graphite). Marginally, the garnets have grown along the grain-boundaries of a coarser quartz fabric producing a fish-net texture. This suggests that garnet growth began during the rotational movements, and continued after the development of a coarse metamorphic quartz fabric. In some rocks (e.g. RN 431), a distinct 'unconformity' separates the inner and outer zones of the garnet (Fig. II—14). In some of the lower grade rocks (e.g. RN 419), the garnets have a curved internal fabric of fairly large quartz grains. The amount of curvature, however, is compatible with a flattening of the foliation around the growing garnet (cf. RAMSAY, 1962 a). The outer part of this garnet has grown along quartz grain boundaries, to give a fish-net texture.

Randomly oriented biotite and chlorite grains occur in some rocks and are probably related to the late-stage mineralisation. This has occurred principally along the joint planes, which are frequently filled with quartz, calcite and chlorite. Thus growth of metamorphic minerals continued until a very late stage in the structural development of the area.

Measurement of quartz c-axis and calcite c-axis orientations from five specimens within the Peripheral Schieferhülle, were made in order to determine the relationship between the microscopic and the mesoscopic fabric. Equal numbers of measurements were made in two sections cut approximately at right angles.

Two of the specimens investigated (RN 480, RN 484) were strongly lineated rocks from the Kaponigraben, whereas the other three were strongly foliated rocks from the Riekengraben (RN 405, RN 406) and Mühldorfergraben (RN 436); see Fig. IV—19, 20. Specimen RN 480 is from the strongly lineated (Fig. IV—5; see page 205, dolomite-quartzite breccia in the Kaponigraben, the lineation being defined by the elongation of dolomite fragments. The quartz c-axes are symmetrically oriented with respect to this lineation forming what appears to be a crossed girdle or large-radius, small-circle distribution. Sub-basal lamellae are fairly abundant in the quartz grains in this specimen, and these have a strongly preferred orientation with two maxima symmetrical to the weak foliation. Sub-basal lamellae have been produced experimentally by CHRISTIE et al. (1964) and HOBBS (1968), and shown to be due to slip parallel to the basal plane. If such lamellae form late in the deformation history (NAHA, 1959) and represent only an infinitesimal amount of strain, they may be used to determine the principal stress directions in the rocks (e.g. FRIEDMAN, 1964; CARTER and RALEIGH, 1969; SYLVESTER, 1969). In the present example, the orientation of the lamellae would suggest that σ_1 was oriented perpendicular to the weak foliation and σ_2 was parallel to the lineation. Lamellae are quite common in quartz from rocks near to the Mölltal, while they are rare within rocks belonging to the basement. As lamellae tend to be annealed at fairly low temperatures, this suggests that the rocks near to the Mölltal underwent a low temperature deformation at a late stage in their metamorphic history.

Specimen RN 484, also a strongly lineated rock from the Kaponigraben, is a calcite marble with elongate lenses of quartz. The quartz c-axis orientation is somewhat similar to that of RN 480, but with a number of concentrations within the small circle distribution. Calcite c-axes from the same rock exhibit a maximum at a low angle to the pole to the foliation, and a considerable spread in a girdle normal to the prominent lineation.

Specimen RN 405 is from the Sonnblick lamella in the Riekengraben, and RN 406 from a quartzite occurring immediately southwest of the railway viaduct. Both are strongly foliated rocks, and both exhibit similar preferred orientations of quartz c-axes. These are concentrated into a broad zone perpendicular to the foliation; within the zone, two maxima occur which are the normals to two planes, the acute angle between which is bisected by the foliation.

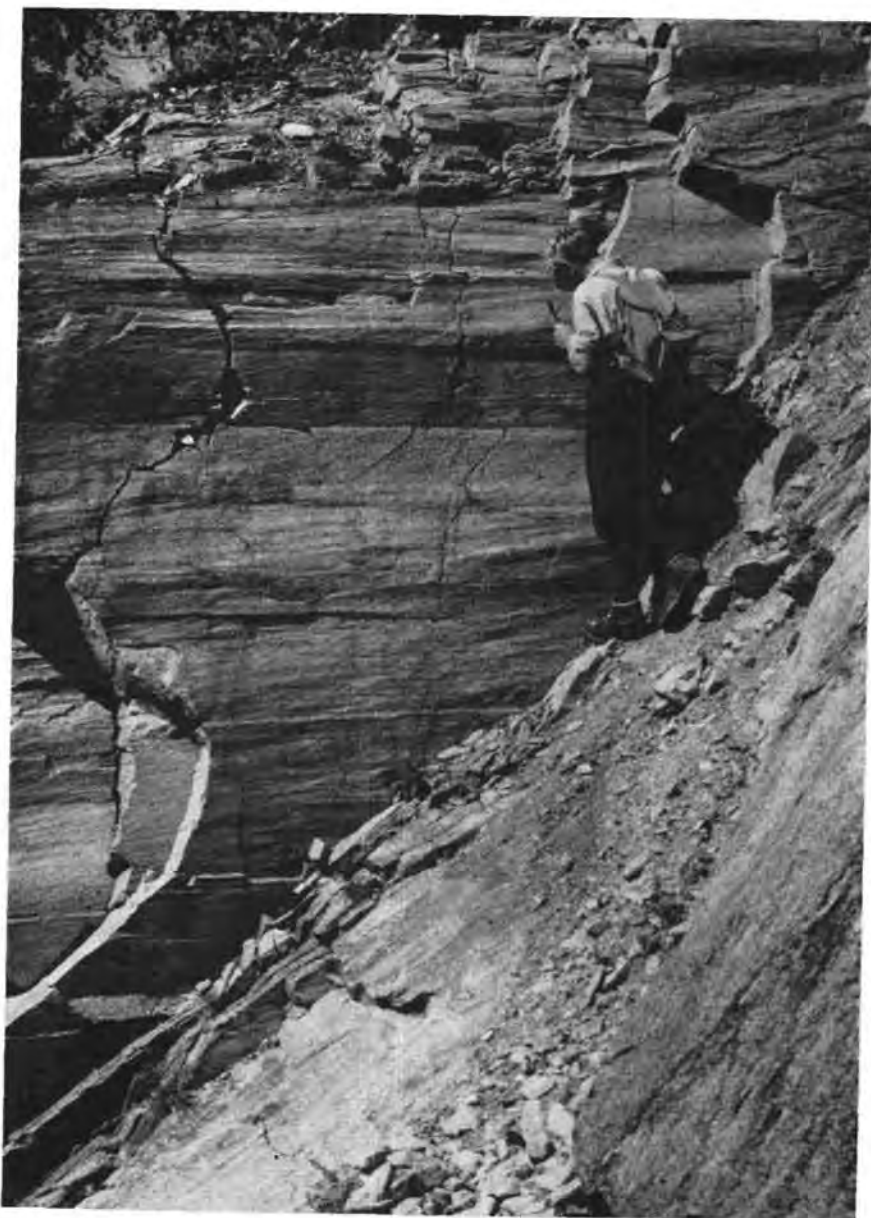


Fig. IV - 5 Strong lineations (microfolds) in dolomite quartzite breccia; Kaponig Graben; see also Fig. IV - 7. Peripheral Schieferhülle.

Specimen RN 436 is from a strongly foliated calcite marble in the Mühlendorfergraben. The *c*-axes exhibit a strong maximum at approximately 30° to the normal to the foliation. Poles to *e*-twins within these grains have a similar preferred orientation. Such twins have been used to determine principal stress directions within rocks (e.g. CARTER and RALEIGH, 1969). However, TURNER and WEISS (1963) have pointed out that as *e*-twins form late in the deformation period, their orientation may be controlled by a previously developed grain orientation as well as by the deforming stresses. In the present example, calculated compression and tension axes do not fall into two clearly defined fields, suggesting that this is the case here.

Macroscopic Scale

The Peripheral Schieferhülle forms an elongate southwestwards dipping belt along the southwest side of the map area. The principal planar feature in the Peripheral Schieferhülle, which in most instances is a foliation parallel to the axial surfaces of the mesoscopic folds, steepens southwestwards until it becomes vertical and in places dipping to the northeast. This is the case as far south as Mühlendorf, where the strike swings round to the east, and the dip becomes shallower, until in the Hinterregengraben, it is only 35° to the south.

The foliation in sub-areas 3 and 5 (Plate 4) has a mean dip of 50° to the northeast, whereas that in the adjoining sub-areas 2 and 4 is approximately vertical. The former two sub-areas cover the steep southwest sloping flanks of the Mölltal, where the outcrops are usually small crags projecting through the cover of boulder clay and vegetation, whereas in the latter two sub-areas exposures are principally found in the Rieken- and Mühlendorfergrabens. In some of the larger exposures in sub-areas 3 and 5, there is clear evidence of extensive hill-creep, and it is suggested that this is the most likely explanation of the discrepancy between the mean attitude of the foliation on the valley sides and in the valley bottoms.

In only three places were sufficient minor structures seen to suggest the probable geometry of large-scale folds. In the Kaponigraben, a section along the logging road was recorded, particular attention being paid to the sense of asymmetry of the mesoscopic folds. A suggested interpretation of the structure is shown in Fig. IV—6. The

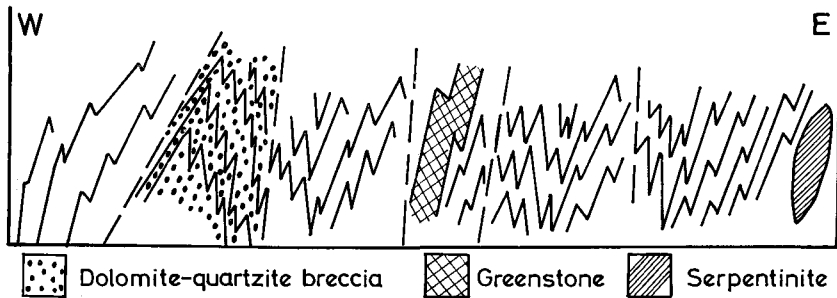


Fig. IV - 6 Interpretation of the structure of the northwest side of the Kaponig Graben; Peripheral Schieferhülle. That part of the section which is unornamented is calc-schist. The section is about 800 m. long. Peripheral Schieferhülle.

second place of interest is in the Riekengraben, where the thick band of greenstones crossing the river is folded into a series of asymmetric folds climbing to the northeast. The garnet-mica schists also exhibit this folding, but at the northeast margin of the latter, a thin dolomite horizon occurs which can be traced northwards up the hillside for two hundred metres or so without any evidence of folding. To the south, however, it is no longer found. The garnet-mica schists end abruptly at this junction and their place is taken by calc-schists and marbles, suggesting that the dolomite occurs along a major structural discontinuity. An interpretation of the structure is shown in Fig. IV—7.

In the calcareous lithologies along a logging road in the Taborgraben, the same pattern of asymmetric folds climbing to the northeast and cut by strain discontinuities is seen (Fig. IV—8). It is interesting that in all three cases where there is sufficient exposure of mesoscopic structures to indicate the character of the larger structures, these are similar.

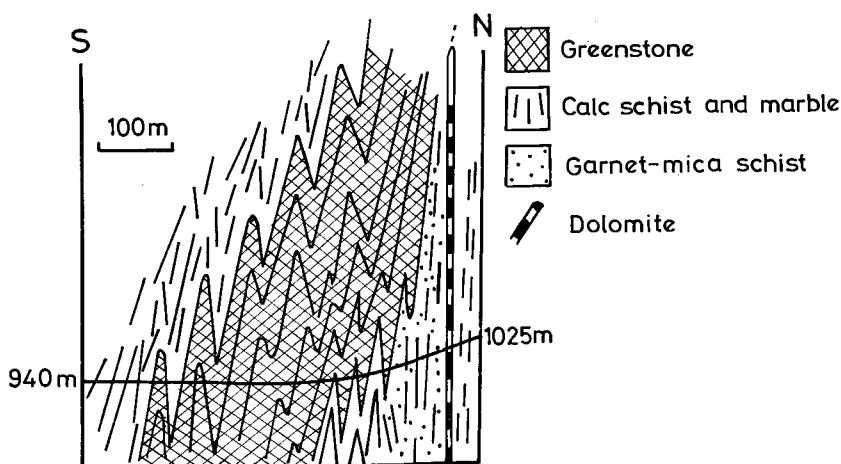


Fig. IV - 7 Section showing the structural relations of greenstones in the Rieken Graben; horizontally-trending line indicates height of the river-bed. Peripheral Schieferhülle.

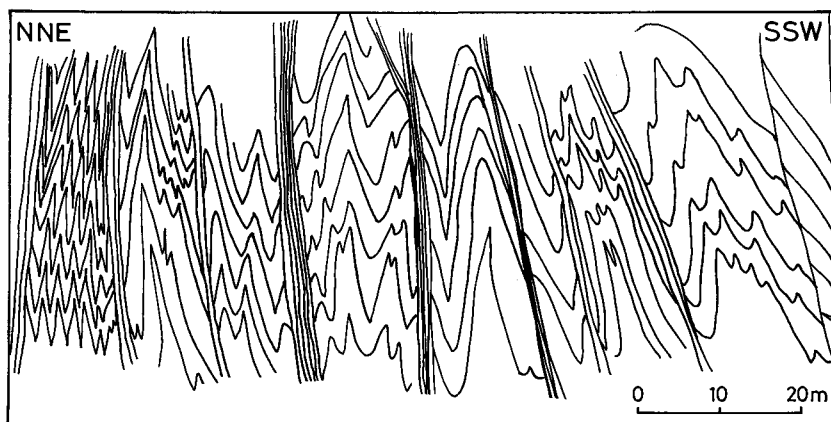


Fig. IV - 8 Structures in calc-schists and marbles along the east side of the Tabor Graben; note vertical shear zones, Peripheral Schieferhülle.

Lithological mapping within the Peripheral Schieferhülle has failed to reveal the character of any large scale structures. Only two lithological groups exhibit much lateral continuity; these are the calcareous group and the mica-schist group, which may be traced the length of the Mölltal. However, these groups are themselves composed of a variety of lithologies, such as marbles, black phyllites and different types of mica-schist, which individually are laterally discontinuous. Also, the outcrop patterns of these two units, although semi-continuous, are very difficult to relate to any large-scale structures which are consistent with the observed small-scale structures. The other lithologies are discontinuous laterally. On a large scale the dolomite-quartzite breccia and associated quartzites form a "pinch and swell" structure, breaking up further south into a series of lenses. The greenstones occur as a series of layers and lenses within both calc- and mica-schists. The Weisssschiefer clearly shows rapid variations in thickness along strike having the form of large lens-shaped bodies. Although the serpentinites tend to occur along strike from each other at about the same position in the sequence (see later discussion), they are clearly in the form of small pods, and may have been introduced tectonically. The continuity of strata within the Peripheral

Schieferhülle of the map area therefore, appears to have been severely disrupted. A similar conclusion may be drawn for many of the lithological units in the Peripheral Schieferhülle of the Mallnitzer Mulde in the Sonnblick Group (EXNER, 1964). FRASL (1958) and FRASL and FRANK (1966) have put forward a stratigraphic scheme for the Mesozoic Schieferhülle based on work in the Glockner Depression. They recognise a basal Permo-Trias unit comprising phengite quartzites, dolomite and Rauhwaacke. These lithologies, however, are not found at the base of the Peripheral Schieferhülle in the present area. Here the contact with the basement has clearly been the site of much shearing and is characterised by a somewhat mineralised zone of phyllonite up to several meters thick, and containing occasional slivers of basement rocks. At some localities, however, thin discontinuous layers of dolomite do occur within lithologies typical of FRASL's Jurassic Bündnerschiefer series. FRASL (1958) has advised caution in interpreting all lenses of dolomite as tectonically emplaced slivers of Trias, and suggests that many such bodies of dolomite within the Bündnerschiefer could be due to a resedimentation of Triassic dolomite during the Jurassic. In the present area, the amount of deformation is so great that sedimentary relationships are not preserved on a mesoscopic scale, and it is generally not possible to determine whether the dolomite slivers are autochthonous or allochthonous with respect to the surrounding rocks. The contact between the mica-schists and calc-schists in the Riekengraben (see previous discussion), where one such sliver of dolomite occurs, is, however, almost certainly a zone of relative movement. In the Mallnitzer Mulde in the Sonnblick Group, EXNER (1964) has mapped similar thin layers of dolomite which are in this case associated with gneiss lamellae. If the gneiss lamellae are accepted as thin slivers of basement, then these dolomite occurrences are also associated with major zones of movement.

In the lower Mölltal, we have the succession from the Hochalm Kern to the Sonnblick Lamella. To the north, this sequence contains up to four other subsidiary gneiss lamellae. Although these pinch out progressively southwards, it is difficult to see how the tectonic dislocations they represent can do likewise. This suggests that major dislocations occur within the Peripheral Schieferhülle on a macroscopic scale, in addition to the abundant structural discontinuities observed on a mesoscopic scale.

Taking the lower Mölltal succession as a whole, its range of lithologies most closely corresponds to the Bündnerschiefer in Glockner Facies (EXNER, 1964; FRASL and FRANK, 1966). According to FRASL (1958), the calc-schists, dolomite-quartzite breccia, and marbles occur in the lower part of the succession, the breccia being Liassic in age. The greenstones and mica-schists form the upper part and probably represent the Upper Jurassic. The serpentinite pods could have been emplaced at practically any time after this, but FRASL (1958) notes that they always seem to occur at approximately the same 'horizon', i.e. within the calc-schists, above the dolomite-quartzite breccia and just below the greenstones. However, if this is the case, then the Peripheral Schieferhülle of the Lower Mölltal must at the very least, be totally inverted. The same applies to the sections across the Mallnitzer Mulde in the Sonnblick Group (EXNER, 1964) where again, serpentinite and mica-schist underlie the calcareous lithologies. In the Sonnblick area, however, a large amount of greenstone is associated in a most complex fashion with the calc-schists; this is inconsistent with FRASL's scheme in which the major part of the greenstones is later than the calcareous lithologies.

During deformation, an original stratigraphy may become increasingly obliterated. Folding which does not involve a large amount of shearing and disruption of beds will still preserve the stratigraphic sequence, although it may possibly invert or repeat it. Deformation leading to a disruption of the sequence may be considered as having two components. One of these is a non-translational homogeneous strain, i.e. a stretching and flattening accompanied by boudinage of the more competent horizons within the less competent lithologies. The other component is a translational inhomogeneous

strain involving disruption of the sequence into a series of sub-units, between which differential movement occurs. The degree to which this latter process destroys the stratigraphic relationships depends upon the size of the sub-units, the magnitude of the movements between them, and the scale at which the stratigraphic sequence is being considered. In the case of the Peripheral Schieferhülle we are dealing with a section from Permo-Trias to Cretaceous and extending about 40 kilometres laterally. Figure IV—9 is an attempt to show diagrammatically a possible sequence for the pro-

Non translational Homogenous Deformation
(involving attenuation and boudinage)

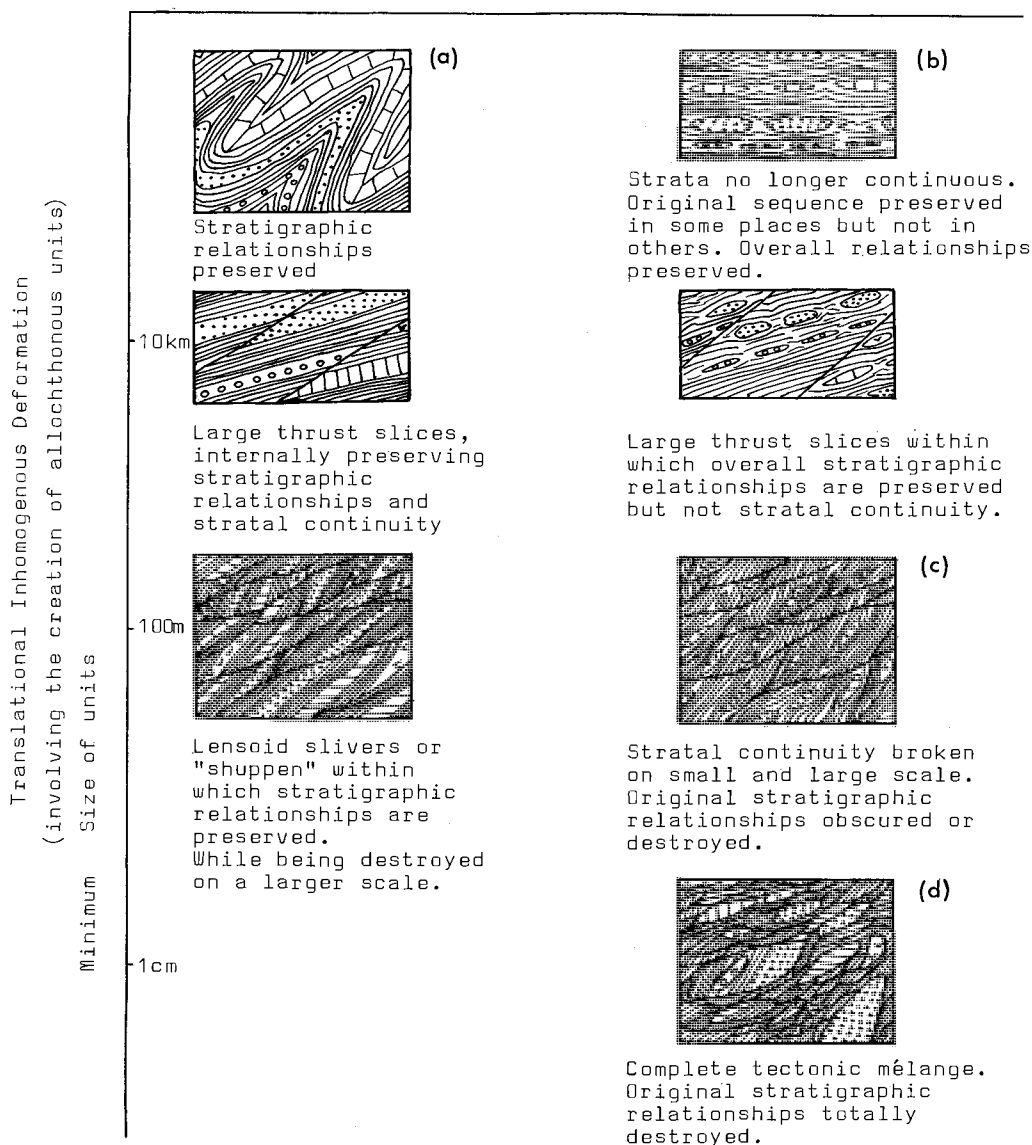


Fig. IV - 9 Diagrammatic representation of the disruption of original stratigraphic relationships.
See text.

gressive disruption of stratigraphic relationships. States a, b, c, d, from the diagram will be considered.

(a) The original stratigraphic relationships are preserved.

(b) The original stratigraphic relationships are modified by deformation, so that the more competent rocks are boudinaged within a less competent matrix producing a series of broken strata. On a small scale, the sequence may be disrupted, but the overall relationships are still preserved.

(c) The competent strata are boudinaged and broken as in (b), but in addition, major dislocations break the sequence up into a number of large lensoid units. These units are tectonically intercalated, so that the sequence is no longer continuous on a large scale. Due to the homogeneous strain, the sequence is also discontinuous within the units, so that the original stratigraphic relationships are obscured or obliterated.

(d) Large and small lensoid fragments of the original rocks are tectonically inter-mixed within a ductile matrix, producing a tectonic *mélange* in which the original stratigraphy has been totally destroyed (as described by Hsu (1968) and Hsu and OHRBOM [1969] in the Franciscan rocks of California).

In the first two cases, the usual rules of original stratal continuity and stratigraphic superposition still apply. Where such assumptions are valid, stratigraphic mapping is useful in determining the overall structure even in complicated areas (e.g. the Moine series of Scotland [LAMBERT, 1959; LAMBERT and POOLE, 1964]). In the case of (c) and (d), however, these 'laws' are not valid, as pointed out by Hsu (1968).

The evidence discussed earlier would suggest that the Peripheral Schieferhülle within the area has suffered a large homogeneous strain leading to boudinage and disruption of the more competent lithologies, and in addition, structural discontinuities are abundant on both macroscopic and mesoscopic scales, so that in the Lower Mölltal at least, it no longer exhibits stratal continuity or normal stratal superposition. A distinction between cases (c) and (d) would be difficult to make due to the large amount of deformation; however, the Peripheral Schieferhülle of the Lower Mölltal cannot be viewed as an autochthonous sequence folded and deformed *in situ* while preserving the original stratigraphic relationships.

Basement

Mesoscopic Scale

As described previously, the major part of the Inner Schieferhülle exhibits a compositional banding of one sort or another, and this forms the principal planar feature in outcrop. In most places, the basal planes of the platy minerals and the long axes of quartz and epidote pods lie within this foliation, so that the mineral foliation and compositional banding are parallel. At a few localities, isoclinal hinges are seen within the banding (e.g. Fig. II—6; see page 152). The amplitude of these folds is generally many times the wavelength. In most cases, however, the hinges have become isolated from the limbs thus producing the present banding parallel to their axial planes (cf. BALK, 1936). In most places, therefore, the principal planar feature is a compositional banding, formed in its present orientation by the rotation of an earlier banding in the limbs of isoclinal folds. The isoclinal folds range from a few centimetres in amplitude to several metres.

The most abundant folds seen on a mesoscopic scale are asymmetric tight to open folds with subhorizontal axes (Figs IV—10, 11; see page 211). The profiles of the folds frequently vary considerably along the axial surface, and layers are often folded disharmonically suggesting a buckling mechanism. This conclusion is supported by measurements of the orthogonal thickness of the folded layers in the manner suggested by RAMSAY (1967); on this basis, the majority contain layers belonging to class 1C of RAMSAY, suggesting that such folds contain a buckling component. The shallow limbs

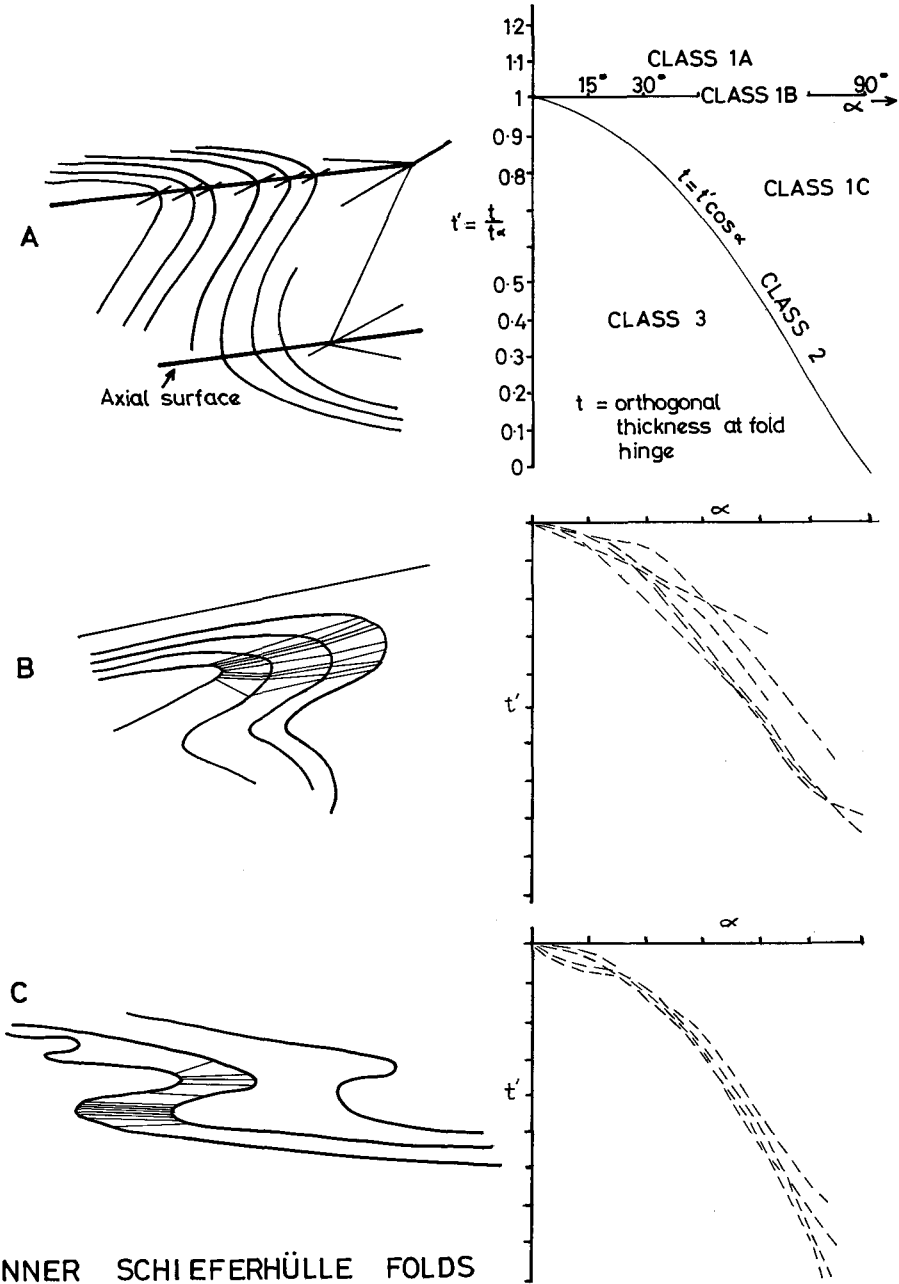


Fig. IV - 10 F^1A folds in banded gneisses with amphibolites near the head of the Göss Graben; note that the lower limb of the fold is sheared out, along the line of the hammer head; note also dis-harmonic elements, Inner Schieferhülle.



Fig. IV - 11 F^1A fold in fine banded gneisses near the Schönangersee; note the marked change in fold amplitude along the axial surface; the field of view is about 10 m. high, Inner Schieferhülle.

are thinner than the steep limbs, so that the axial surface, defined as the locus of the hinge lines, does not bisect the interlimb angle but is closer to the shallow limb (Fig. IV—12). In the shallow limb, therefore, the banding is close to the axial plane



INNER SCHIEFERHÜLLE FOLDS

Fig. IV - 12 Forms of F¹A folds in the Inner Schieferhülle. A shows the departure of the axial surface from the line bisecting the limbs (left) and on the right shows the fold classes of RAMSAY (1967); B and C (left) show examples of specific folds with isogons constructed and (right) plots of t' against α after RAMSAY (1967) for these folds. $t\alpha$ = the orthogonal thickness of a bed at a point where the tangent to the bed makes an angle, α , with the normal to the axial surface of the fold.

in orientation; in the steep limb, however, it is usually folded into minor folds (M-folds of RAMSAY, 1962 a) and crenulations. In the micaceous lithologies, a crenulation or strain-slip foliation is formed parallel to the axial surfaces of the micro-folds, and a penetrative linear feature is generated by the hinge lines. With increasing deformation, the micas are rotated and recrystallised into the new foliation and the finer banding is disrupted. This intense crumpling in the steep limbs and hinge zones of the folds produces a mullion structure or rodding parallel to the fold axis (cf. WILSON, 1953; TURNER and WEISS, 1963). The hinge zones of the larger folds are frequently characterised by a strong development of this structure, due to a disruption of bands and a transposition of the fragments into the later foliation.

In several localities, these later folds are seen to refold the early isoclinal within the principal foliation, producing an interference pattern of Type III (RAMSAY, 1962 b; 1967). This suggests that the orientations of the two sets of fold axes were sub-parallel. Good examples of fold superposition are found on the south side of the Riekener Sonnblick, and in the amphibolites and banded lithologies to the west of the Kleine Mühlendorfersee. There is occasionally a linear element (e.g. a mineral lineation) associated with the early folds. In the amphibolites especially, amphibole prisms sometimes exhibit a preferred orientation which is folded by later folds. These early lineations are poorly preserved, and it has not been possible to collect sufficient measurements from any one outcrop to establish their geometry completely; it is clear, however, that the deformed lineations do not lie within a plane, but tend to scatter around the later axial direction (Fig. IV—13). The earlier folds are generally best preserved within the steep limbs of the later folds where the respective axial surfaces are at a high angle so that the early folds are refolded, rather than merely tightened and sheared out. In a few examples, two generations of early isoclinal folds, both refolded by the later asymmetric folds, are noted. Thus the early group of folds may contain folds of several generations; however, because they are of a similar style and are rarely observed together, it is impracticable to distinguish them.

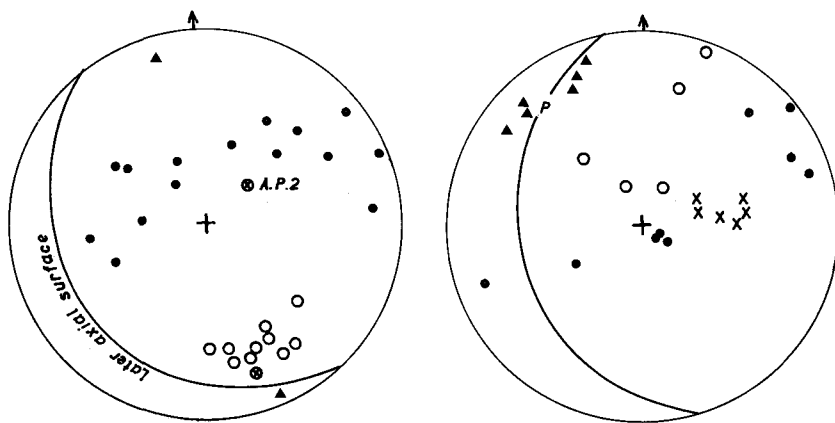


Fig. IV - 13 Equal area stereographic plots of refolded mineral lineations in the Inner Schieferhülle. Old lineations, L_v , are shown by circles; the axial surfaces of the F^{1A} folds folding L_v are shown by solid lines, and in the plot on the left the pole to the axial surface is marked A. P. 2; L^A lineations and fold axes are shown by triangles; poles to the pre-Alpine compositional banding are shown by dots, and poles to the F^{1A} axial plane schistosity by crosses. For the fold on the left, L^A is close to $L^A = \beta$ (circle with cross). In that on the right, L_v is much more scattered.

The Zentralgneis occurs both as large and small bodies. The principal fabric elements on a mesoscopic scale are a mineral foliation and a lineation of varying intensity. The foliation is defined by a preferred orientation of the micas and by flattened aggregates of quartz and feldspar. A lineation is developed where the mica flakes are

variable in attitude but preserve a common line of intersection. Thus all gradations between lineated and foliated rocks occur. Mica lineations of this kind may be associated with mineral aggregates of a more elongate shape.

In the larger areas of granite gneiss (e.g. Pfaffenbergerkar, Gössgraben Kern and Villacherhütte area), the rocks chiefly contain a shallow to moderately dipping mineral foliation, together with an associated lineation. On a regional scale, this foliation is parallel to the axial surfaces of the later folds in the surrounding areas of Inner Schieferhülle, and the associated lineation to their axial direction. In very few places is there any evidence of an earlier phase of deformation in the granite gneisses, and the same fabric orientation is shared both by strongly deformed gneisses, and rocks still preserving a granitic texture. Occasional patches of augen-gneiss within the granite-gneisses, however, show clear evidence of a well-developed earlier foliation, which is absent in the surrounding rock, and which is rippled or microfolded by the later fabric. The margins of many of the smaller bodies, veins and lenses of leucocratic granite-gneiss and leucogranite intruding the Inner Schieferhülle, are discordant to the compositional banding in the latter and veins and apophyses intrude across it. In one or two examples, they are also seen to be discordant to the early isoclines within this banding. Nowhere have veins from the granite-gneisses been seen defining early folds within the foliation of the banded lithologies. However, smaller intrusive bodies and veins are clearly folded together with the banded lithologies into the asymmetric folds with horizontal axes representing the later phase of folding in the Inner Schieferhülle. On a larger scale also, the bodies of granite-gneiss are demonstrably affected by this set of folds. These granite-gneisses are known on isotopic evidence to be of pre-Alpine and probably Variscan age (Chapter V), and on field evidence to be younger than the early set of folds; the latter, which will be hereafter termed F_V , are therefore pre-intrusion and hence pre-Alpine, whereas the younger set of buckle folds (termed F_A^1 after the principles discussed at the beginning of this chapter) are post-intrusion, and thus may be Alpine in age. The penetrative fabric developed in most of the Zentralgneis may be correlated with this later phase and together with related planar and linear features in the Inner Schieferhülle, will be termed S_A^1 and L_A^1 for foliation and lineation respectively.

In the smaller bodies and veins of granite-gneiss, the foliation tends to form parallel to the margins. Where these are folded, the foliation in the outer arc of the fold develops parallel to the margin, passes into a lineation parallel to the fold axis in the centre of the hinge zone, and becomes oriented parallel to the axial surface in the core of the fold. If mineral foliations develop parallel to the plane of maximum elongation (i.e. the XY plane of the strain ellipsoid), then the strain distribution closely resembles that determined theoretically for a buckled viscous layer in a less viscous medium (RAMSAY, 1967; DIETERICH and CARTER, 1969; DIETERICH, 1969) and established from the results of experiments on model materials (MUKHOPADHYAY, 1965).

Discontinuities and inhomogeneities in the pattern of deformation are abundant within the Zentralgneis on all scales. These may take a variety of forms, but in general terms they are all represented by shear zones along which there is an intensification of the foliation, a shearing out of veins, bands, etc. in the adjacent lithologies, and frequently growth of a new mineral assemblage (Chapter III). In some cases such zones may separate areas which have very similar deformational fabrics, e.g. zones with a very intense development of foliation frequently transect the granite-gneiss terranes. In other cases, however, the deformation pattern may be radically different on either side of the zone, e.g. such a sheared zone is usually present at the contacts of the granite-gneisses with the Inner Schieferhülle; the granite-gneiss may be homogeneously deformed with little or no folding whereas the Inner Schieferhülle lithologies may be highly crumpled and sheared. Within the latter, some shear zones may be clearly recognisable as thrust faults (Fig. IV—14; see page 215); in other cases, any indications of relative movement may be obscured. In all of these various cases, the



Fig. IV - 14 Shear zone with "floating" isoclinal hinges forming the lower limb of an F_1 fold in banded gneisses of the Göss Graben. Hammer for scale. Inner Schieferhülle.

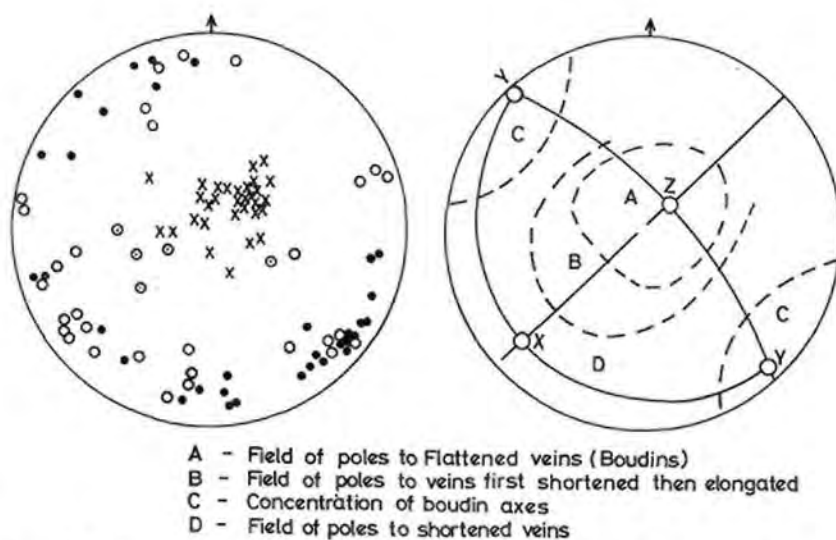


Fig. IV - 15 Left (a): an equal-area stereogram of deformed veins from the Reisseck synform; crosses are poles to boudinaged veins; circles are poles to buckled veins; dots within circles are poles to boudinaged and buckled veins and dots are boudin axes. Right (b): suggested interpretation of vein orientation observations; X, Y and Z are the inferred regional strain axes.

thrust plane, shear zone, crush zone, etc., represents a break or discontinuity in the strain pattern. Thus the term "strain discontinuity" will be used for all such zones, irrespective of their precise mode of origin. Consideration of such discontinuities is important in assessing the overall distribution of strain within the area.

The strain within the basement is clearly inhomogeneous on a large scale, as igneous textures and contact relationships are preserved within the Zentralgneis in some places and more or less obliterated in others. The Inner Schieferhülle on the other hand usually shows abundant mesoscopic F_A^1 folds and is strongly deformed, and much of the strain within the basement as a whole seems to have been taken up by the Inner Schieferhülle. Within the larger masses of Zentralgneis, the deformation is usually concentrated in the marginal areas and along irregularly distributed strain discontinuities; thus in the centre of such bodies (e.g. the Pfaffenbergerkar) intrusive relationships and igneous textures may be preserved relatively undeformed.

TABLE IV—1
Strain measurements on buckled veins (See Appendix II)

Locality	Rock Types		(natural strain = $\log \sqrt{\lambda}$)		R (γ/η)	
	vein	host	without allowance for initial shortening	after allowance for initial shortening	Before	After
(1) Hochkedl ridge	Aplite	Bi-qz schistose gneiss	-0.75	-1.29	2.3	ca. 12
(2) Obere Mooshütte	Aplite	Bi-qz gneiss	-0.4	-0.86	4.7	ca. 12
(3) -do-	Aplite	-do-	-0.3	-0.84	3.3	ca. 12
(4) -do-	Aplite	-do-	-0.42	-0.92	2.8	ca. 12
(5) Stapniksee	Aplite	Bi-qz gneiss	-0.39	-1.17	ca. 1	ca. 5
(6) Zwenbergerkar	Aplite	leucogranite gneiss	-0.62	-1.20	ca. 1.8	ca. 8
(7) Hochedl ridge	Aplite	Bi-qz schistose gneiss	-0.52	-1.14	ca. 1.8	ca. 10
(8) -do-	Aplite	-do-	-0.57	-1.14	ca. 1.8	ca. 9
(9) -do-	Aplite	-do-	-0.86	-1.20	ca. 6	ca. 14
(10) Villacherhütte area	Pegmatite	Tonalite	-0.61	-1.21	ca. 1.8	ca. 9
(11) Stapniksee	Aplite	Hornblende mica schist	-0.67	-1.13	ca. 9	ca. 20—25
(12) Riekener Sonnblick ridge	Qz rich layer	Banded gneiss	-0.84			
(13) Top of Hinterregen Graben	Qz rich layer	Grey banded gneiss	-1.05			
(14) Riekener Sonnblick	Qz vein	Amphibolite	-0.72			
(15) Stapnik summit	Aplite	Hornblende schist	-0.74			

Few potential strain indicators, such as deformed pebbles, are present within the basement. There are, however a number of deformed veins of aplite and microgranite, particularly within the banded gneisses and amphibolites. Several authors have suggested ways in which such veins may be analysed in order to provide information about the total strain of the rock (e.g. RAMBERG, 1959; FLINN, 1962; WATTERSON, 1968; RAMSAY, 1967). Veins may be divided into those which have only been shortened, those which have been shortened and then elongated, and those which have only been elongated. By plotting poles to these veins, the fields of shortening and elongation may be determined, and from this the orientation of the finite strain ellipsoid derived. This method can only be applied with any precision for volumes of rock within which the strain is homogeneous at the scale of the strain indicator. In the present area, as discussed earlier, the strain within the basement is not homogeneous. However, in the same way that geometrically inhomogeneous structures may be statistically homogeneous if analysed over a large area, strain axes may exhibit a preferred orientation over a larger area, although in detail they may be inhomogeneous. Figure IV—15 a is an equal area plot of all deformed veins measured in the synformal structure (Reisseck synform) extending from the Hinterregen Graben to the Zwenbertörl. The poles to buckled veins are clearly concentrated around the margins of the net, the poles to boudinaged veins in the centre, and the extension directions of boudinaged veins perpendicular to the regional fold axis. The suggested strain axes for the F_A^1 deformation are shown in Fig. IV—15 b. The mean axial surface orientation is perpendicular to the Z-axis, and the mean fold axial direction parallel to the Y-axis. Boudinaged veins may be extended in various directions within the XY plane, showing that extension may occur parallel to the Y-axis. However, the boudins within the Inner Schieferhülle are usually axially symmetric structures, about an axis parallel to the local fold axis, suggesting that the strain was not an uniaxial flattening.

TABLE IV—2

Strain measurements on boudinaged veins (See Appendix II)

Locality	Rock types	Natural strain, ϵ , perpendicular to plane of boudinage	
		less homogeneous strain	with homogeneous strain
(1) Hochkedl ridge	Qz boudins in Qz/Bi schistose gneiss	—0.76	—0.84
(2) Reisseck	Aplite in banded gneiss	—0.83	—1.06
(3) Riedbock	Aplite boudins in Grey banded gneiss	—0.44	—0.54
(4) Above Hohenbahn Terminal	Aplite boudins in banded gneiss	—0.69	—0.85
(5) Riekener Sonnblick	Qz boudins in Amphibolite	—0.62	—0.76
(6) N. of Gamolnig Spitze	Aplite boudins in Amphibolite	—0.77	—0.95
(7) Riekengraben Randgneis	Qz boudins in Amphibolite		—2.30
(8) Riekengraben Randgneis	Aplite boudins in fine banded gneiss	—1.38	—1.70
(9) —do—	—do—	—1.57	—1.93
(10) —do—	—do—	—1.70	—2.11
(11) —do—	—do—	—1.96	—2.40

Detailed localities for observations given in Norris (1970).

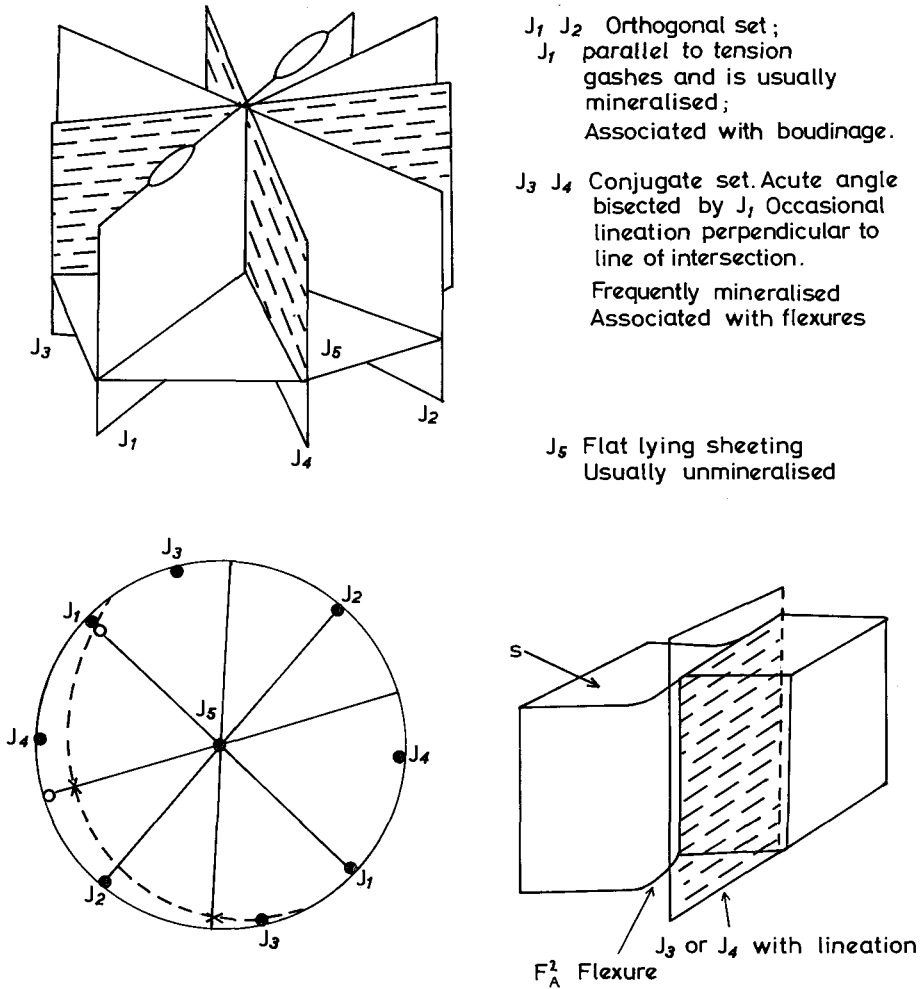
In addition to studying the orientations of deformed veins, it may also be possible to calculate the amount of shortening or elongation parallel to a vein. These studies require a number of assumptions, so that the results cannot be regarded as accurate measurements of strain, but nevertheless, give some idea of the order of magnitude. The mechanics of buckling layers of contrasting rheological properties have been discussed by RAMBERG (1959, 1964), BIOT (1961), CHAPPLE (1968, 1969) and SHERWIN and CHAPPLE (1968). Although several theories of the formation of ptygmatic veins have been put forward (KUENEN, 1968), it is now generally accepted that they form by compression of a more competent layer within a less competent matrix. Details on the method and results of strain calculations on buckled and boudinaged veins within the area are given in Appendix II. Tables IV—1,2 show the range of values obtained. Despite the uncertainties and the inhomogeneous nature of the strain, the results are surprisingly consistent, and suggest that the banded lithologies and amphibolites of the Inner Schieferhülle have undergone a flattening of between 40 and 70% ($\epsilon = 0.5$ to 1.3) in the central area, and in excess of 80% ($\epsilon = 1.7$ to 2.4) in the marginal zone near to the contact with the Peripheral Schieferhülle (Fig. AII—1).

A further set of mesoscopic-scale structures are found in both the Inner Schieferhülle and the Zentralgneis. These are a series of gentle flexures and kinks related to the development of joints and fractures (Fig. IV—16). Normally three or four vertical or nearly vertical fractures are developed, three of which are frequently quartz-filled. Evidence of movement, in the form of flexuring of the foliation and near horizontal slickensiding on the joint surfaces, is associated with two of the joints (J_3 , J_4). These are usually at an angle of 60° to 90° to each other, and the acute angle is bisected by a third joint which is frequently in the form of quartz-filled tension gashes (J_1). The fourth joint (J_2) forms perpendicular to these gashes. A fifth joint, in the form of a shallowly dipping sheeting, is also fairly common, particularly in the Zentralgneis. This generation of structures will be referred to as FA².

Microscopic scale

In thin section, the basement rocks show more evidence of annealing than the Peripheral Schieferhülle. Deformation lamellae are very rarely found in quartz, and the plagioclase usually exhibits an equilibrium polygonal mosaic. The K-feldspar megacrysts in the augen-gneisses show abundant evidence of deformation and partial recrystallisation along shear zones within the grains. The larger amphibole grains in the amphibolites are also strained and partially recrystallised. In general, the amphiboles in the Inner Schieferhülle have a short prismatic habit and exhibit much weaker preferred orientation than those in the Peripheral Schieferhülle.

A number of analyses of lattice orientations of quartz and mica from granitic rocks of the Zentralgneis were made in order to determine their relationship to the mesoscopic structures. The results are shown in Figs IV—17 to 21. In most of the samples, the quartz exhibits a partially recrystallised habit (cf. CARTER et al., 1964; HOBBS, 1968) with smaller, equant, unstrained grains apparently recrystallising from the larger strained grains. Where possible, these have been plotted separately. The small, recrystallised grains have a weaker preferred orientation than the strained grains although the overall pattern is similar. However, individual maxima for the strained grains tend not to coincide with the c-axes of the later grains. This behaviour was noted in naturally deformed quartz crystals by PHILLIPS (1965) and in experimentally recrystallised quartz by HOBBS (1968).



SUMMARY OF JOINT GEOMETRY ON A MESOSCOPIC SCALE

Fig. IV - 16 Joint relationships shown diagrammatically and on a stereogram. The numbering system J_1 , J_2 etc. is intended only to distinguish different joint directions and not to imply an age sequence. See text for discussion.

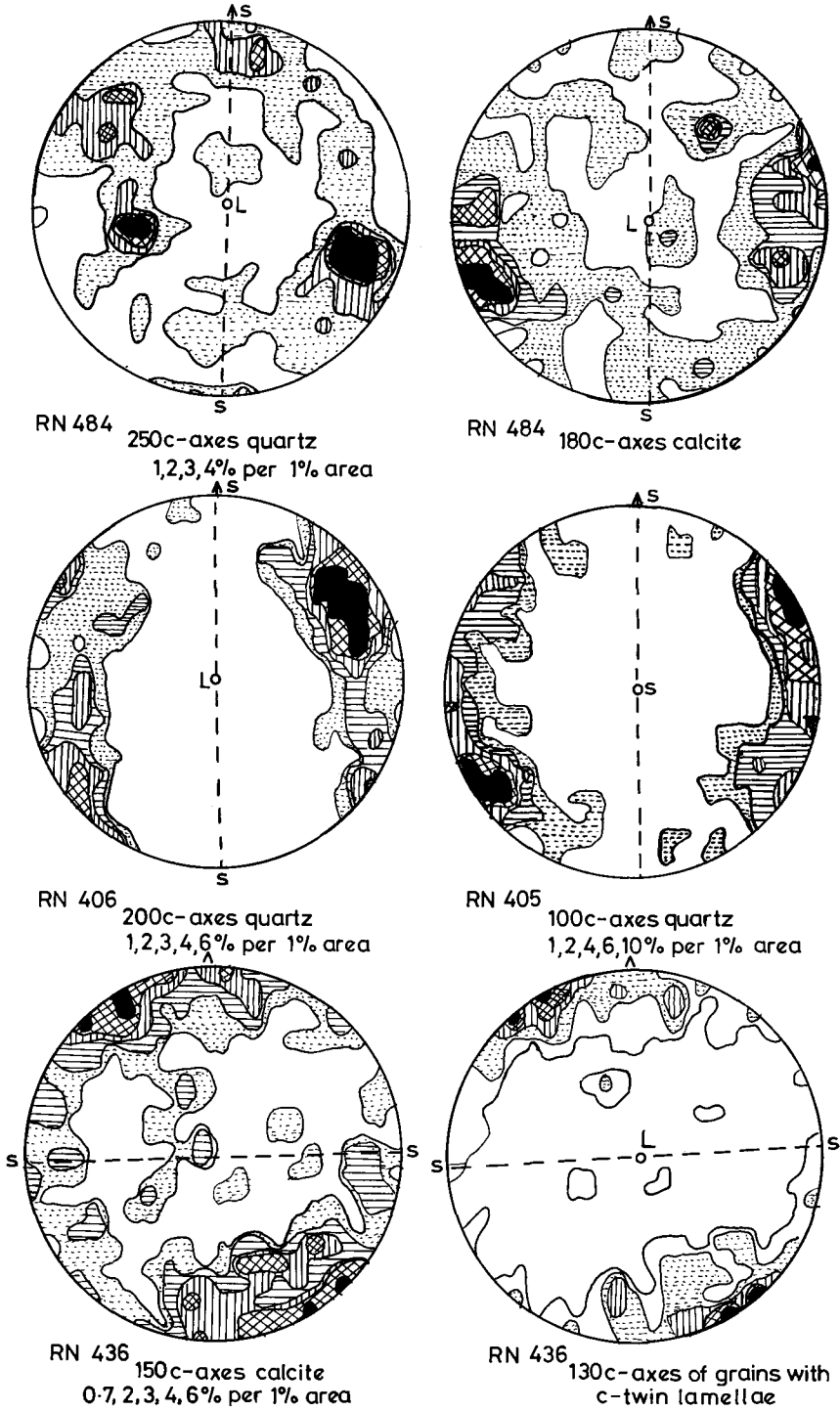


Fig. IV - 17 Various Peripheral Schieferhülle fabric elements; S indicates the main foliation and L the lineation. Equal area lower hemisphere projection. For RN 436 see also Fig. IV - 21.

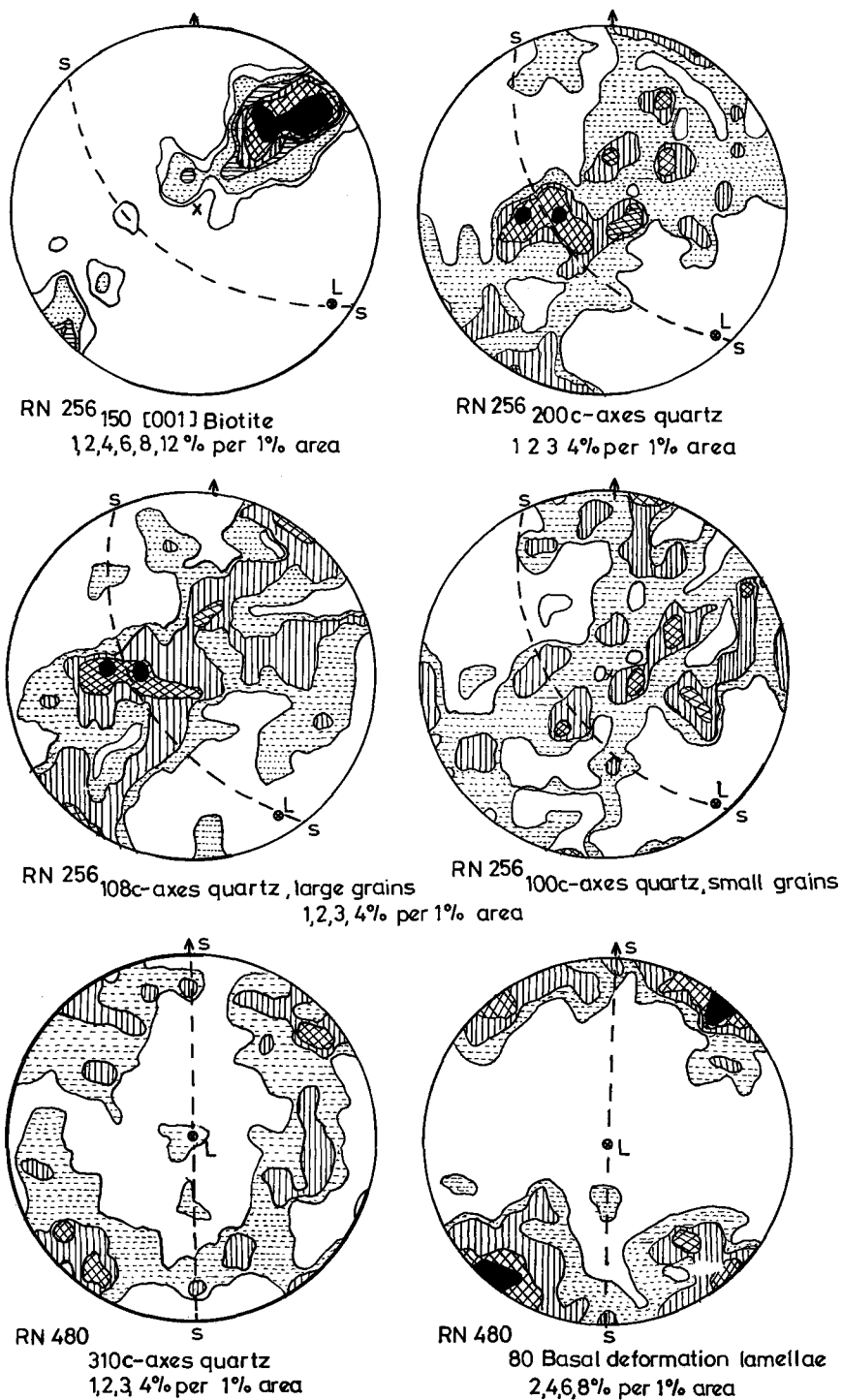
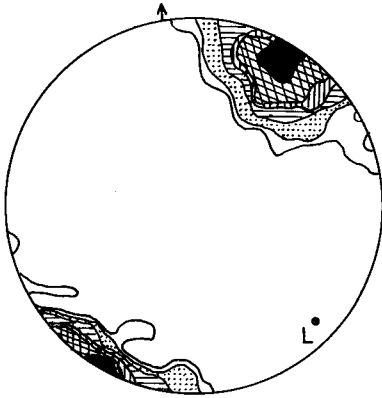
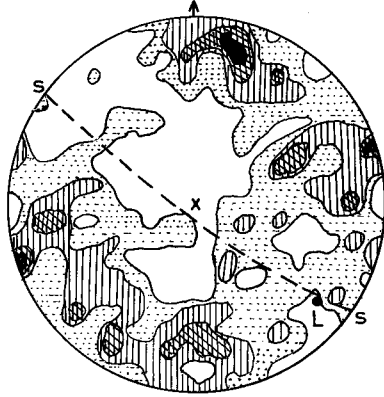


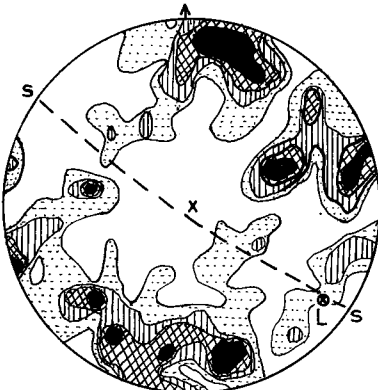
Fig. IV - 18 Various Zentralgneis (RN 256) and Peripheral Schieferhülle (RN 480) fabric elements; S indicates the main foliation and L the lineation.



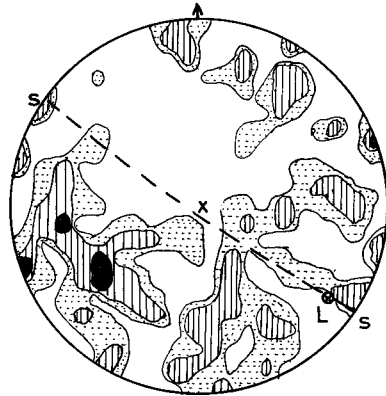
RN 202 150 [001] Biotite
1,2,4,6,8,12% per 1% area



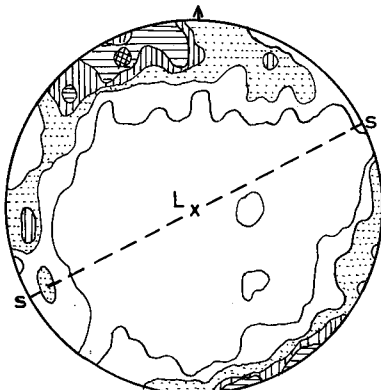
RN 202 250 c-axes quartz
1 2 3 4% per 1% area



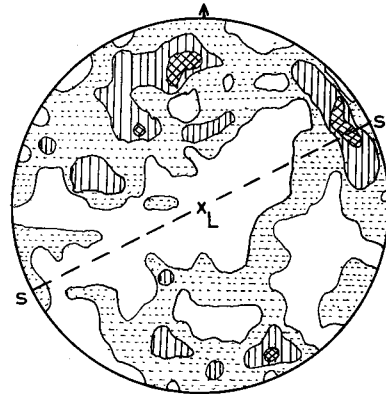
RN 202 100c-axes quartz, large grains
1,2,3,4% per 1% area



RN 202 150 c-axes quartz, small grains
1,2,3,4% per 1% area



RN 235 150 001 Biotite
1,2,4,6,8% per 1% area



RN 235 200 c-axes quartz
1,2,3,4% per 1% area

Fig. IV - 19 Various Zentralgneis fabric elements; S indicates the main foliation and L the lineation.

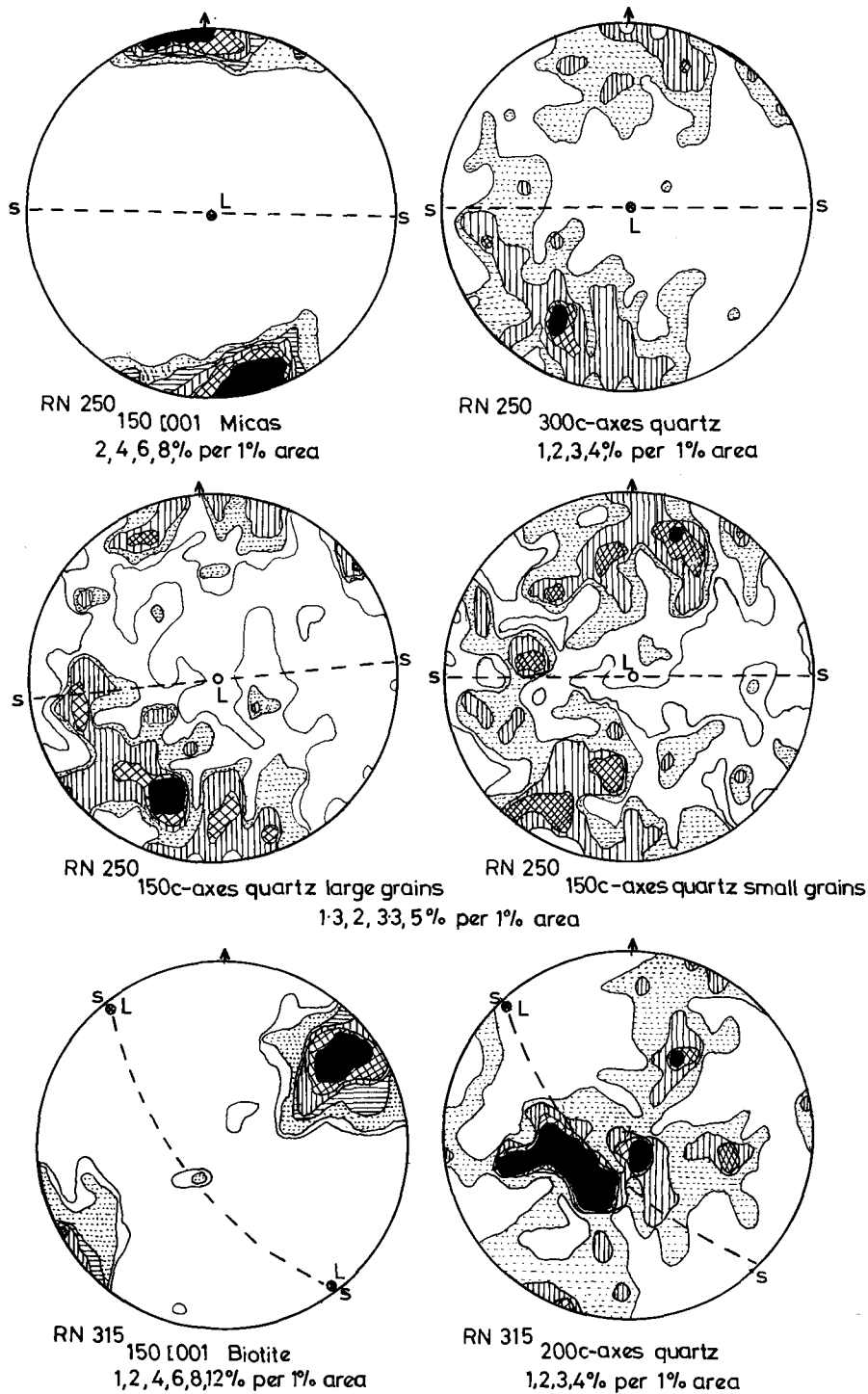
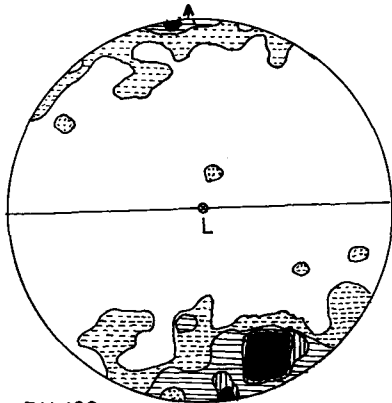
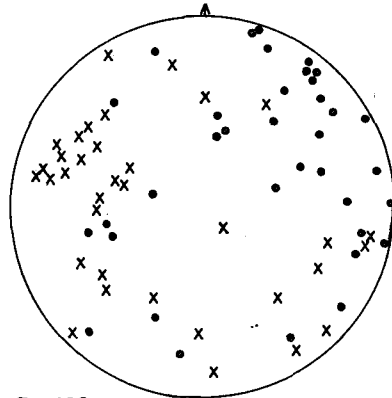


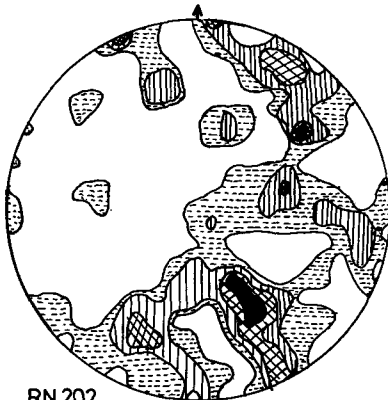
Fig. IV - 20 Various Zentralgneis fabric elements; S indicates the main foliation and L the lineation.



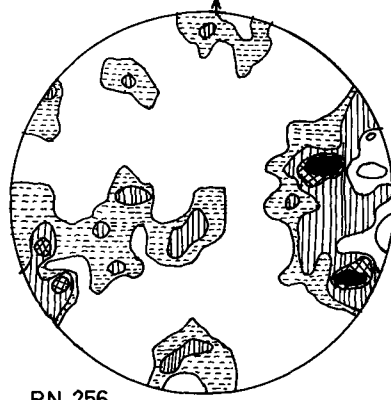
RN 436
97c-lamellae, calcite
2.4, 6.8% per 1% area



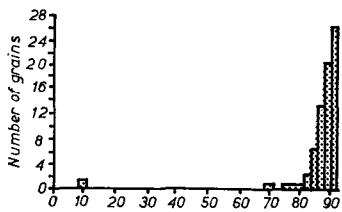
RN 436
Calculated compression (•) and
tension (x) axes from 40 grains



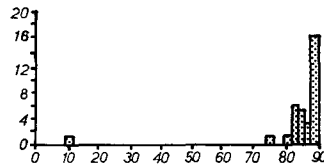
RN 202
77 poles to low angle sub-boundaries,
quartz 13, 2.7, 4, 5.3% per 1% area



RN 256
55 poles to low angle sub-boundaries,
quartz 2, 4, 6, 8% per 1% area



RN 202. Angle between c-axis
and pole to sub-boundary



RN 256. Angle between c-axis
and pole to sub-boundary

Fig. IV - 21 Various Zentralgneis (RN 202, RN 256) and Peripheral Schieferhülle (RN 436) fabric elements; S indicates the main foliation and L the lineation.

The *c*-axes are generally symmetrically related to the mesoscopic fabric elements. RN 235, 256, and 315 are rocks with a fairly well-developed mineral lineation. The *c*-axes are preferentially oriented in the plane perpendicular to this lineation (L). A maximum tends to form perpendicular to L within the foliation defined by the (001) planes of the micas. It is possible to interpret the patterns as crossed girdles, with maxima at the girdle intersections (cf. SYLVESTER and CHRISTIE [1968]), but it would be equally possible to describe them as large-radius, small-circles about the lineation, or simply as poorly defined single girdles.

The *c*-axis distribution for RN 250 is not quite symmetrical to L or S, as defined by the mica subfabric. A similar case was described from Anglesey by WEISS (1955) and ascribed to a slip direction lying oblique to the foliation. A similar explanation, not involving a slip mechanism, would be a situation in which the direction of maximum elongation (X-axis of the strain-ellipsoid) was oblique to the axis of rotation (the fold axis).

RN 202 has an S-fabric on a mesoscopic scale. The principal concentrations fall approximately on small circles about the poles to the foliations. There is no girdle distribution about the local fold axial direction, and the only girdle-like spread of the *c*-axes is about a direction within the foliation at right angles to this.

The results suggest that the quartz in the granitic lithologies was strained and recrystallised during and after the F_A^1 phase of folding.

The general pattern of preferred orientation developed in foliated and lineated rocks resembles those found in the Peripheral Schieferhülle, although they are less pronounced.

Macroscopic Scale

The principal macroscopic structural feature of the area is a dome-shaped structure with its culmination under the Reisseck. The centre of this structure is composed mainly of granite-gneisses of various types; biotite augen-gneiss is predominant in the area around the Mühldorferseen and the Radlsee, but is replaced by leucocratic granite-gneiss in the Gössgraben. This dome-shaped body of gneiss has been termed the Gössgraben Kern (EXNER, 1954). Included in the Gössgraben Kern is the thin unit of banded gneisses immediately overlying the granite-gneisses. This shows a similar dome-shaped structure and is not folded up into the overlying structures. The foliation in the gneiss and banded lithologies dips northwards in the Gössgraben, southwards around the Mühldorfersee area, southwards in the Hinterregengraben and eastwards on the Tandlspitze, thus defining the dome. Beneath the Reisseck, the foliation is horizontal.

The trend of the contact between augen-gneiss and the overlying banded gneisses is broadly parallel to the mineral foliation in the gneiss, but locally, it can be seen to be more irregular (e.g. on the west side of the Radlmauer. Tight F_A^1 minor folds are found within the banded gneisses, although they are not well developed on a large scale. This is also illustrated by the plots of poles to foliation (Plate 4, subareas 12 and 13) which show very poorly developed girdles, but distinct maxima coincident with the poles to the axial surfaces of the F_A^1 folds. The F_A^1 fold axes and associated linear features are also rather dispersed within their axial planes.

The margins of the Gössgraben Kern are marked by a structural discontinuity. This is clearly seen at the south-east end of the Grosse Mühldorfersee (Fig. IV—22) and west of the Hochkedl, where augen-gneiss of a higher unit is thrust over the Kern, folding the marginal leucogranite and banded lithologies into a gently inclined synform, the thrust-plane taking the place of the upper limb. Minor structures in the rocks on either side of this thrust-plane suggest a relative movement of the overlying rocks to the north-east. On the north-west side of the Mühldorfer Graben, the thrust is

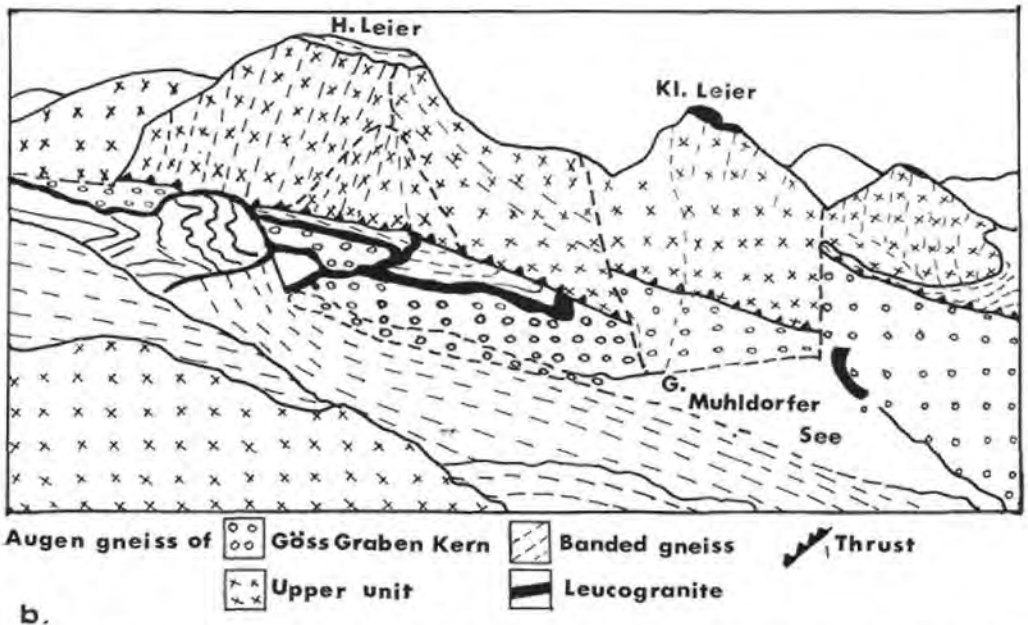


Fig. IV - 22 (a) — view of the Hohe Leier showing a shear-zone at upper contact of Göss Graben Kern; (b) — a geological sketch of the view in (a).

found at the base of the leucocratic granite-gneiss unit; further north, however, although a structural discontinuity is still present, it is no longer clearly identifiable as a thrust fault.

In the overlying rocks, a zone of Inner Schieferhülle extends from the Hinterregen Graben to the Villacher Hütte; this has been termed the Reisseck Mulde (cf. EXNER, 1954). Within this unit, a zone of asymmetric F_A^1 folds, overturning to the north-east, runs northwards from the Upper Hinterregengraben to the Zwenberger Törl. To the east, the lithological contacts are flat-lying and show little macroscopic folding, as may be seen on the north face of the Reisseck and on the Tandlspitze. The folded zone corresponds to the splitting up of the large body of granite-gneiss forming the Kammwand and Gamolnigspitze, into a number of tongues and lensoid bodies intruding

the Inner Schieferhülle, and here has the overall form of an asymmetric synform closing to the south-west. Because of the irregular shape of the granite bodies, and because they have behaved in a more competent fashion than the country rocks, the resulting fold geometry is inhomogeneous. The diagrams in Plate 4 show that although a girdle is defined by the poles to the foliation, there is a considerable scatter of fold axes even within the subareas. However, the general trend of the fold axes is between north-west and north and with axial surfaces dipping to the southwest and west at angles of between 0° and 35° .

This synform passes westwards into a complimentary antiform. On the west limb of this structure (subareas 6, 17 & 19, Plate 4), folds are seen rather infrequently, and tend towards being isoclinal so that the rocks develop a strong foliation parallel to the axial surfaces of the mesoscopic folds. This foliation steepens to the west and at the contact with the Peripheral Schieferhülle, it may locally be close to vertical. The name Reisseck synform and Hochalm antiform are proposed for these structures. The steepening of the south-west limb of the Hochalm antiform also warps the axial surfaces of the F_A^1 folds and therefore presumably occurred after the initial development of these structures.

South of the Mühldorfer Graben (sub-areas 8, 9, Plate 4), the cascade of asymmetric folds representing the continuation of the Reisseck synform begins to die out and it is here partly defined by a large body of augen-gneiss, which appears to thin to the southwest and south (Fig. IV—23). The orientations of the minor fold axes gradually change from southeast to east, and the strike of the axial surfaces does likewise. The southwest limb of the structure is overlain by a large sheet of granite-gneisses. At the base of this unit and within it, numerous strain discontinuities occur, suggesting that it represents a thrust slice or series of slices, thrust over the Reisseck synform.

North of the Zwenberger Törl, the banded lithologies of the Reisseck Mulde are overlain and replaced by tonalite and granite-gneisses. Their foliation dips consistently 40° to the west, and the large scale antiformal and synformal structures appear to die out. In the Villacherhütte area, banded gneisses and mica-schists appear below the tonalite and are folded on east-west axes into a northwards-facing set of asymmetric folds. Clearly, the wedge of Inner Schieferhülle, the Reisseck Mulde, is not a simple synform. It is perhaps better thought of as a zone of folded, inhomogeneous, Inner Schieferhülle within which structures may die out or appear on a variety of trends. The direction of dip of the axial surfaces swings to the northwest in the Hohes Gösskar and to the north in the Villacherhütte area (Plate 4) consistent with a doming over the Gössgraben Kern.

At the contact of the schists and the tonalite in the Hohes Gösskar, an extremely complex zone resembling a tectonic *mélange* occurs, and is thought to represent a thrust contact. The lower contact of the tonalite in the Zwenbergergraben is perfectly sharp and concordant to the foliation, suggesting that it too is tectonic in origin. At the contact with the schists below the Villacherhütte a few metres of phyllonite occur and the tonalite becomes extremely sheared. Similar zones occur within the tonalite, and at its upper contact below the Preimlspitze, it is separated from the augen-gneiss by about 30 m. of intensely deformed, banded gneisses. Discordant veins in the tonalite become sheared out at the margins of the zone. These strain discontinuities are evidence of discontinuous deformation, and possibly thrusting, but the magnitude of the displacement cannot be ascertained. One difficulty is that the configuration of the original contact between the granitic rocks and the Inner Schieferhülle was probably rather complex; as there is an intrusive relationship between the two, there is no reason to believe that the latter everywhere initially overlay the former. Therefore although a considerable amount of shearing has occurred at the margins of the tonalite, it does not necessarily represent an allochthonous thrust-sheet.

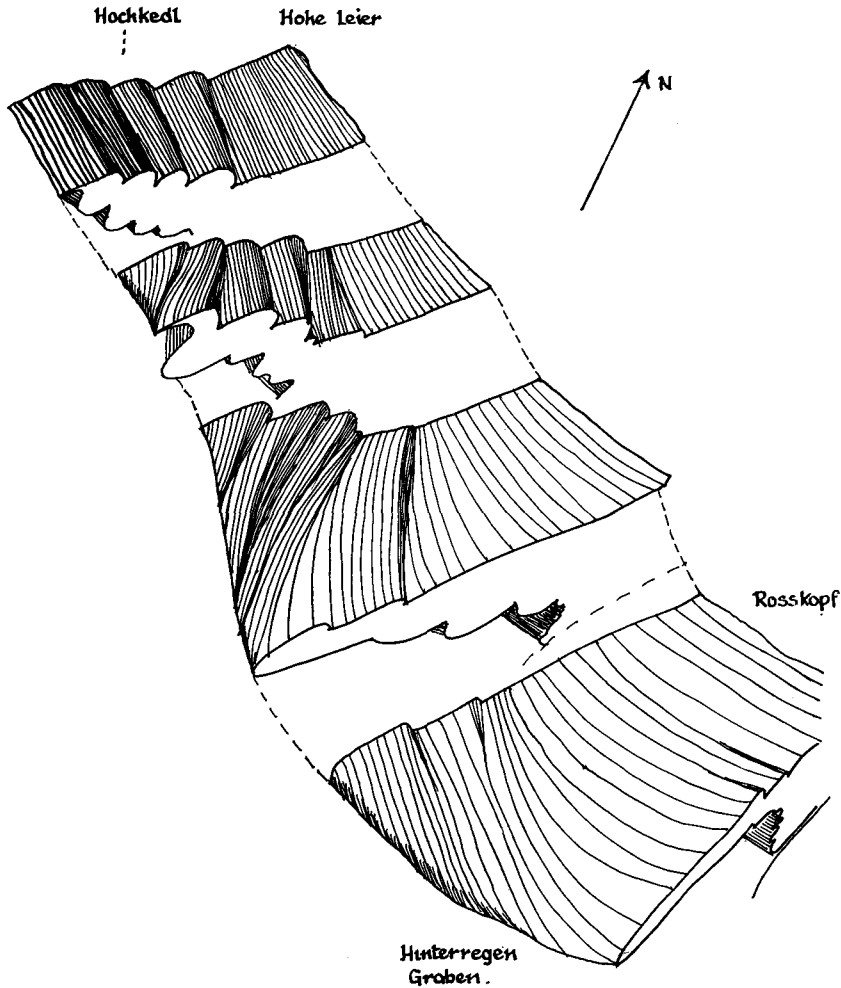


Fig. IV - 23 A three-dimensional drawing of the biotite augen-gneiss body which trends north-west from the upper Hinterregen Graben.

These considerations emphasise the fundamental difference between the "Mulden" involving Peripheral Schieferhülle, such as the Mallnitzermulde, and those involving Inner Schieferhülle. In the former case, the basement/cover contact can be assumed to have been initially sub-horizontal, so that any present day relief on this interface is attributable to the Alpine deformation. In the latter case, however, the contact was an intrusive one and probably highly irregular, so that the present shape represents the superposition of the Alpine deformation onto an initially complex configuration. Within such a "Mulde", structures may occur which are not continuous with each other and whose forms are largely governed by the initial complexities of the contacts. Used in this way, the term "Mulde" simply refers to a zone of Inner Schieferhülle without necessarily implying anything about the shape of its margins.

To summarise, the basement is a deformed intrusive complex, within which lithologies of different physical properties are irregularly distributed, and whose contacts were irregular before the onset of the F_A^1 deformation. The granitic rocks appear to have behaved in a more competent fashion than the Inner Schieferhülle and this has

led to an inhomogenous strain and a complex geometry. Discontinuous deformation is prominent and strain discontinuities are abundant on all scales, particularly within the granitic rocks and around their margins.

Descriptive Synthesis

Plate 4 shows the variation in geometry of the mesoscopic features over the area.

The latest phase of deformation in both the basement and cover is related to the development of joints and faults. All but sub-areas 10, 11, 12 & 13 & 24 show the same joint pattern, except that in some sub-areas, certain directions are less well developed than in others. Two maxima (J_3 & J_4) represent planes intersecting at an angle of 60° to 90° and correspond to fractures in the field having evidence of displacement along them (such as flexuring, faulting, sub-horizontal slickensiding, etc.). These are bisected by another plane (J_1) corresponding to tension gashes. A fourth maximum (J_2) represents a plane at right angles to this last direction. This latter fracture is only rarely filled with quartz, and there is some field evidence of vertical movements along this fracture. The reason for its apparent non-development in the Peripheral Schieferhülle is probably that it is sub-parallel to the compositional banding and is not easily recognised. The same geometry is shared by both basement and cover and these structures may be confidently correlated as the F_A^2 phase of deformation. The pattern of fractures is very similar to that described by several workers from other areas of folding (e.g. MUECKE and CHARLESWORTH, 1966; PRICE, 1966).

Because jointing affects rocks exhibiting brittle properties, and because the magnitude of the total finite strain is relatively small, experimental work on the fracturing of rocks (e.g. BRACE, 1964; PRICE, 1966) is relevant to this aspect of rock deformation, and a reasonable attempt may be made to relate a single set of fractures to the stresses responsible. The Coulomb-Mohr criterion of failure predicts that the principal compressive stress should bisect the acute angle between a conjugate pair of shear fractures. In the present area, J_3 and J_4 are thought to be conjugate shear joints and are bisected by J_1 , a tension joint. These three joints are frequently mineralised; their line of intersection is vertical, suggesting that the intermediate principal stress was also vertical.

The joints from the Gössgraben Kern (sub-areas 10, 11, 12 & 13) have a slightly different pattern, exhibiting only two maxima representing orthogonal planes approximately parallel to the J_1 and J_2 joints. In the field, however, mesoscopic fractures with these orientations exhibit horizontal lineations and are associated with flexures. That is, they have the appearance of shear joints. The angle between them is nearly 90° . By analogy with experiment (BRACE, 1964), this may mean that σ_2 (least principal stress) was greater in this area.

If stress trajectories are calculated for the area on the basis of the joint pattern, the pattern obtained (Fig. IV—24) is very similar to that figured by ODÉ (1957) for the stress trajectories around a domical uplift superimposed on a regional stress field. Since the joints are developed late in the deformation history, it is suggested that they formed during the uplift of the Gössgraben Kern. Joint J_2 is only infrequently mineralised, and probably formed a little later than the other three; evidence of vertical movement on this fracture suggests that it may have been initiated when the principal compressive stress was vertical. The low-angle sheeting joint (J_5) is probably a true relaxation joint formed during the final stages of uplift and unloading.

On the basis of style and orientation, it has been possible to identify the latest phase of deformation, F_A^2 in both basement and cover rocks. This leaves the F_A^1 phase in the basement to be correlated with the main phase of deformation in the Peripheral Schieferhülle, which is of Alpine age. This correlation is based on the age relationships, and on the similarity in orientation of the axial surfaces. Within the basement, a pro-

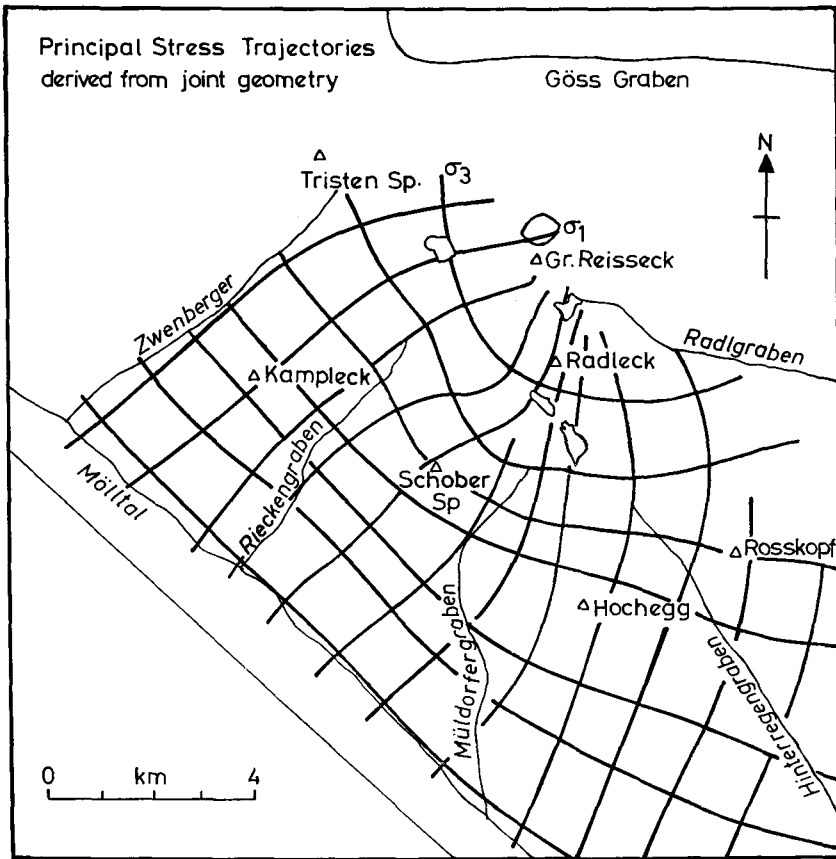


Fig. IV - 24 for discussion see text.

gression from the more open F_A^1 folds, characteristic of the Inner Schieferhülle, to sub-isoclinal folds typical of the Peripheral Schieferhülle is seen as the contact with the latter is approached.

The few strain measurements available suggest that the strain associated with the sub-isoclinal folding and strongly developed axial surface foliation of the most south-westerly parts of the Inner Schieferhülle (the Randgneis) and Peripheral Schieferhülle is very much greater than that associated with the more open folds and weak crenulation cleavage of the Reisseck Synform. This is also indicated by the degree of flattening of the folds and other qualitative strain markers. Thus it would appear that in the map area, the cover rocks have suffered a much greater strain than the basement rocks (except the Randgneis), which have deformed in an inhomogeneous and discontinuous fashion.

Both mesoscopic and macroscopic F_A^1 folds exhibit a strong sense of asymmetry, suggesting an important rotational component of the F_A^1 movements. HANSEN (1966) has suggested that such a rotational component may be described by relative movement of rocks on one side of the axial surface with respect to those on the other. The sense and direction of this movement may be determined by plotting the axes of the folds and their senses of rotation. The points will define a partial great circle girdle corresponding to the axial surface, while their rotations will be opposite on either side of a mirror plane of symmetry. The pole to this plane is the rotation axis; its line of intersection with the axial surface defines the direction of movement while its sense

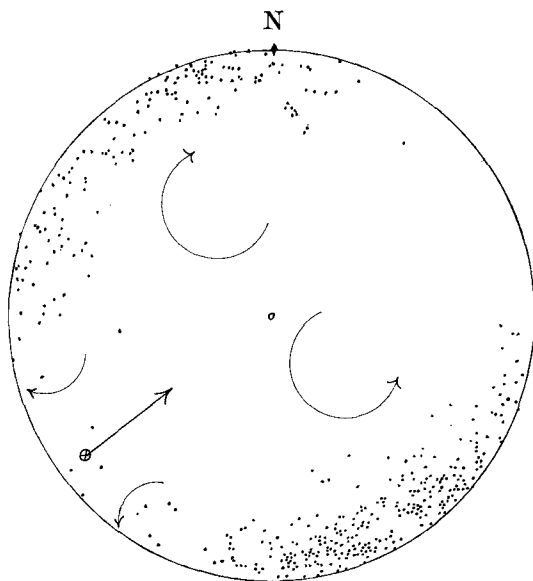


Fig. IV - 25 A stereographic plot of 450 F_A^1 fold axes from the basement rocks; senses of rotation shown; note that the axes define a plane dipping gently southwest; senses of rotation are derived from fold asymmetry; axes in the northwest half of the diagram show clockwise rotation (viewed down axis) and those in the southeast anticlockwise. The straight arrow lies in the plane of symmetry and has as its origin (circle with cross), the direction of tectonic transport; see text.

is defined by the sense of asymmetry of the folds (cf. HOWARD, 1968). Figure IV—25 is a plot of F_A^1 fold axes from the Inner Schieferhülle and Zentralgneis. Despite the large variation in orientation, a unique mirror plane of symmetry is exhibited defining a northwest-trending axis of rotation and a northeast direction of tectonic transport. This direction is also indicated by the sense of movement on thrusts and strain discontinuities described previously.

The steepening of the south-west limb of the Hochalm antiform appears to have occurred between phases F_A^1 and F_A^2 and was presumably associated with uplift on

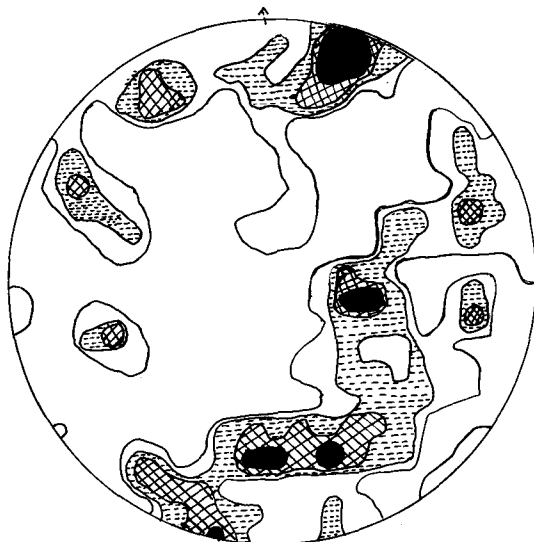


Fig. IV - 26 A stereographic plot of 93 F_v fold axes and lineations from different parts of the map area; contours 4, 3, 2, 1% area.

the north-east side of the Mölltal; this movement was probably responsible for the non-annealed fabrics of the Peripheral Schieferhülle immediately adjacent to the Mölltal.

Not a great deal can be deduced about the original form of the pre-Alpine F_V folds in the Inner Schieferhülle, as the granitic intrusions have largely obliterated any large-scale structures. Figure IV—26 is a plot of F_V fold axes from the Inner Schieferhülle. There is a marked tendency for the points to define a small circle distribution about the predominantly north-west trending F_A^1 axis. Figure IV—27 gives plots of F_V

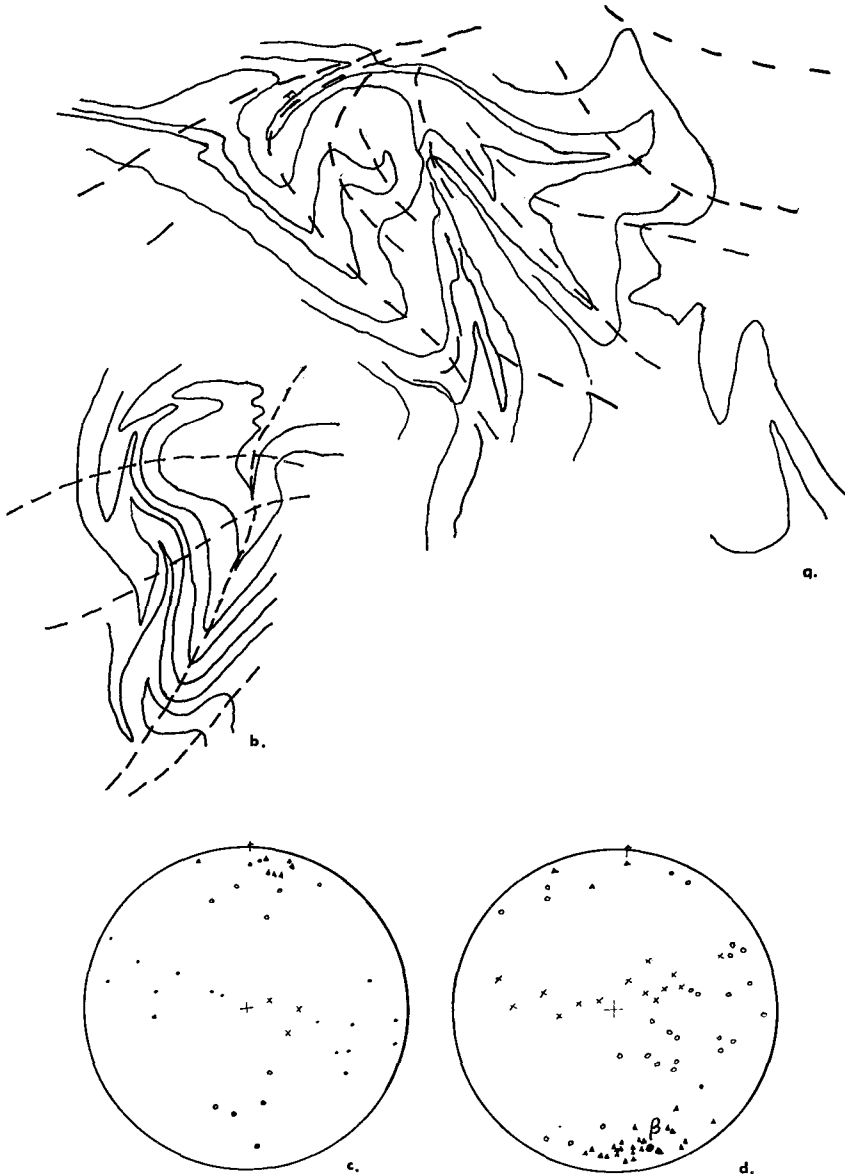


Fig. IV - 27 Two mesoscopic scale fold interference patterns from the Riekener Sonnblick; dashed lines show axial surfaces; c is an equal-area plot of observations made on a and b while d is a plot of similar information from a fold-complex west of the Kleine Mühdorfersee. Dots give poles to compositional banding; crosses give poles to the axial surfaces of the second folds; circles give the axes of the earlier folds; triangles give the orientation of rodding parallel to the later fold axes.

fold axes at two localities of refolded F_V folds, the Riekenen Sonnblick east ridge, and west of the Kleine Mühlendorfersee. At the former locality, where the local F_{A^1} axis is approximately north-south, the F_V axes form a small-radius spread about this direction. In the latter area, where the dominant F_{A^1} axis is northwest-southeast, they form a larger-radius circle. The orientation common to both distributions is north-northeast, and a strong maximum occurs in this position in Fig IV—26. It is tentatively suggested that this represents the most likely orientation for the F_V fold axes; a general northerly direction is also suggested by the type of interference pattern observed.

To summarize, the banded gneisses and amphibolites of the Inner Schieferhülle, or their pre-orogenic equivalents, were folded during at least two phases of deformation prior to 250 my (Middle Permian). Some granitic intrusion may have occurred before this time. The folds produced during these periods of deformation are not generally distinguishable, at present, and are grouped together as F_V , or pre-Alpine, structures. The latest phase of F_V folds was probably developed on northnortheast trending axes. The Inner Schieferhülle was then intruded by a plutonic suite ranging from tonalite to leucogranite in composition, and forming a series of irregular bodies and veins both concordant and discordant to the pre-existing structures. These were subsequently uplifted and eroded, and presumably formed a basement for Mesozoic sedimentation.

The F_{A^1} phase affected both basement and cover and produced folds on a variety of axes, but predominantly northwest-southeast in orientation. These folds have the same sense of asymmetry on all scales, and therefore, the strain has an important rotational component. This rotational component may be described by a north-east relative movement on the upper side of the axial surface. The basement, especially the granitic lithologies, appears to have behaved relatively more competently than the cover rocks, and the strain associated with the Alpine deformation increases considerably within the latter. Following the development of the F_{A^1} structures, but possibly beginning before these movements were complete (see Chapter VI), there began a phase of differential basement uplift. This resulted in the development of an irregular pattern of basement domes and depressions. Figure IV—28 is a tentative attempt to delineate this "basement topography" and contours show the present heights (in some cases projected) of the cover/basement interface; this interface was presumably sub-horizontal before the F_A movements began. The development of the Gössgraben Kern as a domical structure occurred as part of these vertical movements. It is also possible that uplift occurred along the northeast side of the Mölltal at this time causing a steepening of the S_{A^1} foliation on the southwest flank of the Hochalm antiform although this could have occurred a little later.

During the later stages of uplift, the F_{A^2} structures, comprising flexures, joints and faults, developed. Thus the F_{A^1} structures are related to rotational movements developing a regional pattern of antiforms and synforms, whereas the F_{A^2} structures are related to essentially vertical movements.

It is, however, important to distinguish two distinct kinds of vertical movements: those which on a local scale produced the pattern of domes and depressions in the basement (Fig. IV—28) and those which gave rise to the regional uplift of the Tauern. As shown in Chapter V there had been time for local thermal equilibration between basement and cover after the development of the basement relief, and before the regional uplift and denudation of the Tauern as a whole.

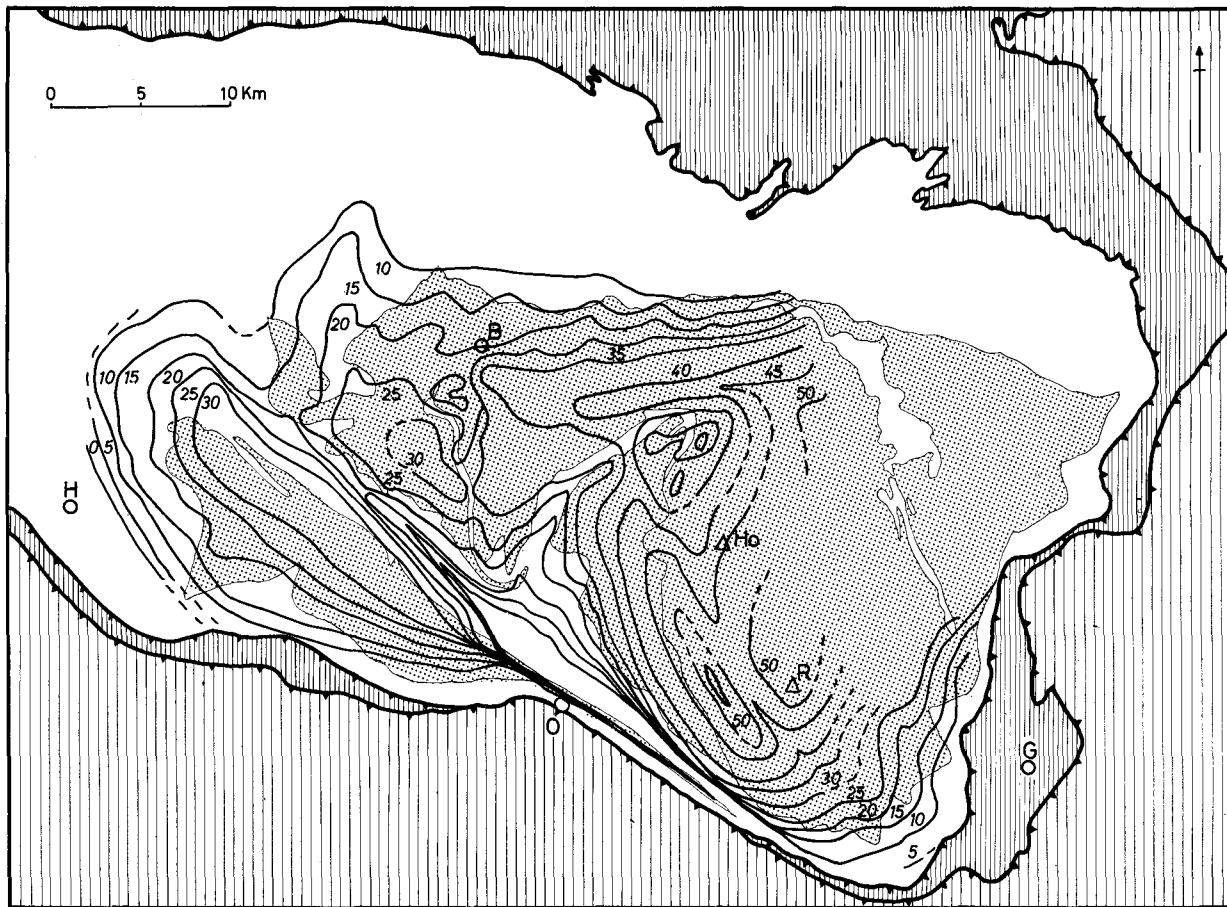


Fig. IV - 28 The eastern part of the Tauernfenster: contours showing the height or projected height of the basement-cover interface in hundreds of metres above sea-level. Basement, stippled; cover, blank; Unterostalpin, close ruling; Oberostalpin, wide ruling; H Heiligenblut; B — Badgastein; O — Obervellach; G — Gmünd; Ho — Hochalm; R — Reisseck.

V. Geochronology

by R. A. CLIFF and E. R. OXBURGH

Introduction

Isotopic studies on the geochronology of the map area have been presented in several papers [OXBURGH et al. (1966), CLIFF (1968 a and b and in preparation), and BREWER & OXBURGH (1972)]; in addition LAMBERT (1964, 1970) and BREWER (1969, 1970) have presented data from the surrounding area. The interpretation of these and other unpublished data are here reviewed, and an attempt is made to use them along with other geological results to establish a coherent thermal history for the south-east part of the Tauernfenster.

The isotopic data are summarised in Tables V—1, 2, 3 and 4; the Rb/Sr whole rock data from Table V—1 are also presented graphically in strontium evolution diagrams in Figs V—1 and 2. The mineral data are subdivided into Rb/Sr results, K/Ar results on micas and K/Ar results on other samples. Standard analytical techniques were used and are described fully in the original papers; rubidium and strontium were determined by isotope dilution; the 87/86 Sr ratio was measured on an unspiked aliquot as well as in an 84 Sr-spiked run in the majority of cases; argon was measured by isotope dilution and potassium by flame photometry. The constants used to correct the analytical results and calculate the ages are indicated in the tables.

For interpretive purposes the results can be divided into two groups:

1. Results bearing on the Zentralgneis — mainly Rb/Sr whole rock data, but also certain mineral ages.
2. Results which provide information on the Alpine metamorphism and subsequent cooling — mineral ages, chiefly on micas.

The age of the Zentralgneis

Rubidium-strontium whole rock ages have been measured on two granitic lithologies from the map-area — the fine-grained leucocratic granite-gneiss and the coarse leucogranite. In addition reconnaissance measurements were made on the fine-grained leucogranite.

The fine-grained leucocratic granite-gneiss has a well established position in the sequence of intrusions that make up the Zentralgneis and is particularly important in view of its well defined relation to the major folding episodes (Chapter IV). The results of CLIFF (1968 a) are reproduced in Fig. V—1; unfortunately the Rb/Sr ratios are rather low and with the large analytical uncertainty associated with this suite of measurements, the data do not allow precise calculation of the age. An estimate is given by the best fit straight line, which corresponds to an age of 208 ± 60 my.

Despite the high error the results demonstrate the pre-Alpine age of the fine-grained granite-gneiss. Since this is one of the youngest lithologies recognised in the Zentralgneis (only the fine grained leucogranite is younger) the greater part of the Zentralgneis is clearly pre-Alpine. As discussed elsewhere this result also demonstrates that the two earliest fold episodes recognised in the map-area are pre-Alpine.

The reconnaissance analyses of two samples of the fine-grained leucogranite showed that the Rb/Sr ratios in this lithology are too low to allow precise determination of its age; the results obtained indicate an age of 150 ± 50 my assuming that the isochron

model can be applied to the two samples. There is no evidence that this assumption is correct and the significance of the results is uncertain — they are, however, more easily reconciled with a Variscan age for the intrusion of the fine leucogranite than with an Alpine age.

TABLE V—1
WHOLE ROCK DATA
Coarse Leucogranite

Sample No.	Distance from Contact	uMRb ⁸⁷	uMSr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
6702	500 cm.	0.607	0.00685	88.6	1.022
				±2.4	±0.001
6701	500 cm.	0.533	0.00627	85.0	1.008
				±2.3	±0.002
6703 i	500 cm.	0.563	0.00750	75.1	0.9922
				±2.0	±0.0014
					*0.9932
					±0.0009
ii		0.549	0.00756	72.6	0.9883
				±2.0	±0.0018
6712 i	70 cm.				*0.8466
					±0.0002
ii		0.470	0.0122	38.4	0.8497
				±1.0	±0.0016
					*0.8467
					±0.0017
iii		0.453	0.0122	37.6	
				±1.0	
6707	35 cm.	0.409	0.0168	24.3	0.8053
				±0.7	±0.0016
6706	—	0.518	0.0325	15.9	0.7700
				±0.4	±0.0019
					*0.7697
					±0.0009
6713	10 cm.	0.419	0.0482	8.60	0.7406
				±0.2	±0.0014
					*0.7402
					±0.0009
6709	30 cm.	0.496	0.0762	6.52	0.7316
				±0.2	±0.0014
					*0.7320
					±0.0007
6711 i	5 cm.	0.408	0.0727	5.61	0.7280
				0.15	±0.0014
					*0.7295
					±0.0010
ii		0.375			*0.7275
					±0.0007
iii		0.392			
6708 L 4					
6708 L 1	1 cm.	0.602	0.184	3.28	0.7230
				±0.1	±0.0016
					*0.7209
					0.0007

*) indicates ratio measured on unspiked aliquot

TABLE V—1 (continued)

Fine-grained Leucocratic Granite-gneiss

Sample No.	$\mu\text{M Rb}^{87}$	$\mu\text{M Sr}^{86}$	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$
A 310	0.880	0.115	7.67	0.7344 ± 0.0036
A 312	0.802	0.118	6.77	0.7271 ± 0.0036
A 341	0.687	0.182	3.77	0.7190 ± 0.0036
A 337	0.466	0.606	0.75	0.7116 ± 0.0035
Fine Leucogranite				
A 414	0.016	0.361	0.04	0.7097 ± 0.0010
A 417	0.693	0.216	3.2	0.7169 ± 0.0010

TABLE V—2 Rb-Sr MINERAL DATA

Sample	Mineral	Lithology	Rb ppm	Sr ppm	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Age
A 379	Mu	pegmatite	1832	0.89	5932.0	21.5	206 ± 15
C 6712	Mu	leucogranite	542	5.07	310	0.8932	15.1 ± 2
	All		n.d.	n.d.	—	0.8244	
	WR		142	10.8	38.0	0.8474	
C 6711	Mu	leucogranite	393	17.9	63.5	0.7447	17 ± 4
	Bi		644	14.0	132.7	0.7564	14 ± 3
	Plag		17.7	55.9	0.9	0.7250	
	WR		120	64.6	5.61	0.7284	
C 6710	Bi	tonalite	418	37.2	32.5	0.7169	14.5 ± 3.6
	Ap		0.7	739	0.002	0.7105	
	Plag		17.7	55.9	0.15	0.7086	
C 6716	Bi	tonalite	339	62.3	15.8	0.7125	15.9 ± 8
	Ap		n.d.	143	—	0.7094	
	Ep		3.9	2201	0.005	0.7074	
	Plag		11.0	323	0.1	0.7096	

WR = whole rock

The coarse grained leucogranite has a wide spread of Rb/Sr ratios and yielded a much more precise age. Preliminary data were published by CLIFF (1968 b); subsequent analyses on new and larger samples confirm an age within the error limits quoted in the earlier work, although the new results require a radically different interpretation of the detailed response of strontium isotopes to the Alpine metamorphism (CLIFF in preparation). The best-fit isochron calculated with the exclusion of high-Sr samples (CLIFF, 1970) by the method of YORK (1966) has an age of 244 ± 6 my, with an initial ratio of 0.7141 ± 0.0033 my; the data are plotted on Fig. V—2. The data show a reasonably close fit to the isochron, in spite of resetting of the mineral ages during the Alpine metamorphism. The coarse leucogranite is younger than most of the Zentralgneis and the results thus confirm the less precise ages discussed above. In particular the coarse leucogranite is demonstrably younger than the tonalite which had been suggested by KARL (1959) as a possible Alpine intrusion.

TABLE V—3 K-Ar DATA ON MICAS

Mesh Fraction 40—80

Mineral	Sample	Lithology	At. % K	Ar ⁴⁰ * cc STP/g × 10 ⁻⁵	%radio- genic	Age
Biotite	} Gr	mu-bi-augen gn.	6.47	0.493	50	19.0 ± 0.5
Muscovite			7.87	0.744	74	23.5 ± 0.5
Biotite	} Tr	augen gneiss	6.75	0.683	84	25.2 ± 0.5
Muscovite			8.70	0.751	67	20.9 ± 0.5
Biotite	A 346	amphibolite	7.59	1.491	85	48.6 ± 1.0
Biotite	C 308	bi-augen gneiss	5.94	0.892	75	37.0 ± 2.0*
Biotite	C 213	coarse augen gneiss	6.69	0.596	84	22.0 ± 0.5*
Biotite	Z 162	bi gneiss	6.51	0.570	72	21.9 ± 0.5
Biotite	Z 160	bi gneiss	7.08	0.609	76	21.5 ± 0.4
Biotite	C 18	aplitic gneiss	7.12	0.553	82	19.5 ± 1.0*
Biotite	C 212	bi pegmatite	7.10	0.558	81	19.5 ± 0.5*
Biotite	Z 150	bi gneiss	7.41	0.517	79	17.5 ± 0.2
Biotite	Z 151	bi gneiss	7.19	0.462	72	16.1 ± 0.2
Biotite	Z 159	bi gneiss	7.23	0.461	72	16.0 ± 0.3
Muscovite	C 422	mu. sch.	8.48	0.746	58	22.0 ± 1.0*
Muscovite	C 55	mu. sch.	7.99	0.704	79	22.0 ± 0.5*
Muscovite	C 495	mu.qz.sch.	8.74	0.755	51	21.5 ± 1.0*
Muscovite	O VI	mu.dol.qztz.	7.67	0.646	82	21.0 ± 0.5*
Muscovite	C 315	mica sch.	8.49	0.721	61	21.0 ± 1.0*
Muscovite	C 31	gt.mu.sch.	6.97	0.486	78	17.5 ± 0.5*

*) from Oxburgh et al. 1966; other data unpublished results of M. S. Brewer and E. R. Oxburgh.

TABLE V—4 K-Ar DATA ON AMPHIBOLES AND WHOLE ROCKS

Mesh Fraction 40—80 unless otherwise indicated

Mineral	Sample	Lithology	At. % K	Ar ⁴⁰ * cc STP/g × 10 ⁻⁵	%radio- genic	Age my
Amphibole	A 346†	biotite amphib. 40—80	0.312	0.789	94	597 ± 12
		80—120		0.874	86	546 ± 10
Amphibole	A 233	amphibolite 80—120	0.365	0.741	89	450 ± 9
				0.161	64	183 ± 4
Amphibole	A 300	amphibolite 80—120	0.853	0.344	88	98.3 ± 2.1
Amphibole	A 225	amphibolite 80—120	0.796	0.177	69	54.9 ± 1.3
Amphibole	C 250	amphibolite 80—120	0.27	0.046	33	42.9 ± 2.2
Amphibole	C 170	amphibolite 80—120	0.244	0.032	21	32.7 ± 2.8
WR	C 523	kyanite schist	4.02	0.300	24	18.5 ± 2.0*
WR	L 122	phyllite	1.68	0.122	53	18.2 ± 0.5**
WR	L 52	calc-phyllite	3.47	0.163	69	11.7 ± 0.2**

*) from Oxburgh et al. 1966.

**) unpublished analyses by M. S. Brewer;
other data, unpublished results of E. R. Oxburgh and J. G. Simons.

†) (Note coexisting biotite age: 48.6 my).

The data from the map-area are consistent with the bulk of the Zentralgneis being Variscan in age, although the presence of older rocks is not excluded. Data from other parts of the Tauernfenster support this inference: LAMBERT (1964) determined an isochron of 243 ± 11 my for the Zentralgneis in the Badgastein area. JÄGER et. al. (1969) report a similar age for the augen-gneisses of the Venedigergruppe, and the tonalite from the same area has yielded K/Ar hornblende ages between 292 and 358 my (BESANG et al. 1968). A single sample from the Granatspitzenkern indicates a Rb/Sr whole rock age of 296 ± 15 my assuming 0.708 for the initial ratio (CLIFF, unpublished result).

At present there is no indication from isotopic studies that there was any Alpine granitic magmatic activity within the Tauernfenster. The nearest Alpine intrusions are the Rieserferner tonalite and the small granodiorite stock of Wöllaner Kopf; the latter has yielded K/Ar biotite ages of 31–44 my (OXBURGH unpublished results).

It would still be possible for some of the late undeformed aplite and pegmatite veins in the Zentralgneis to be of Alpine age; however, a single Rb/Sr age on a pegmatitic muscovite gives 206 ± 25 my (CLIFF, unpublished result).

The Alpine Metamorphism

With few exceptions even those minerals which originally crystallised before the Alpine orogeny have had their isotopic ages modified by the Alpine metamorphism. The most resistant systems (e.g. K/Ar in hornblendes and Rb/Sr in pegmatitic muscovite) have suffered incomplete daughter loss during the metamorphism. The micas, which account for the bulk of the samples analysed from the map-area, either crystallised or recrystallised during the metamorphism and continued to lose their daughter isotopes for some time afterward.

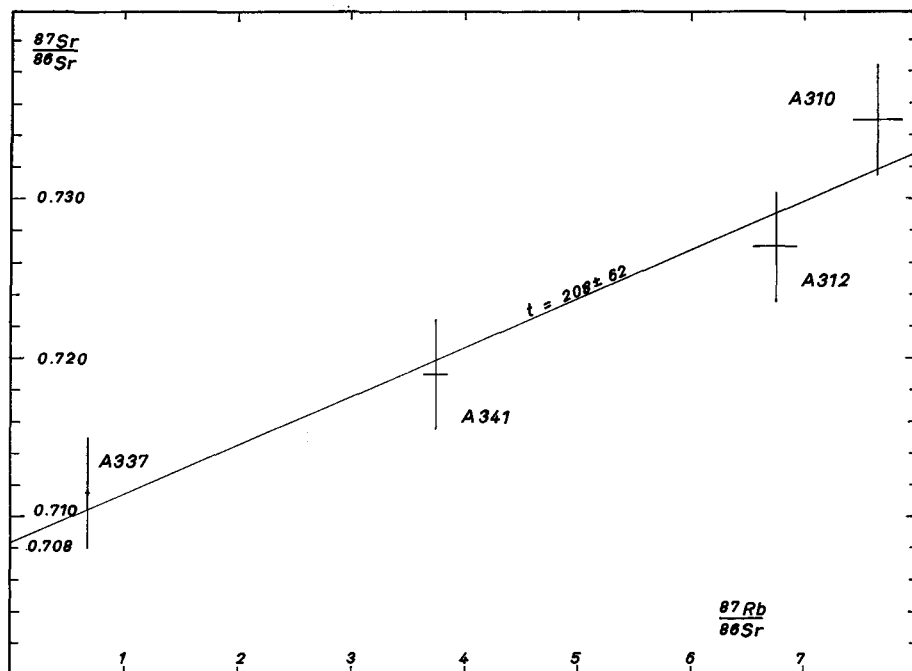


Fig. V - 1 A strontium evolution diagram for the fine-grained leucocratic granite-gneiss.

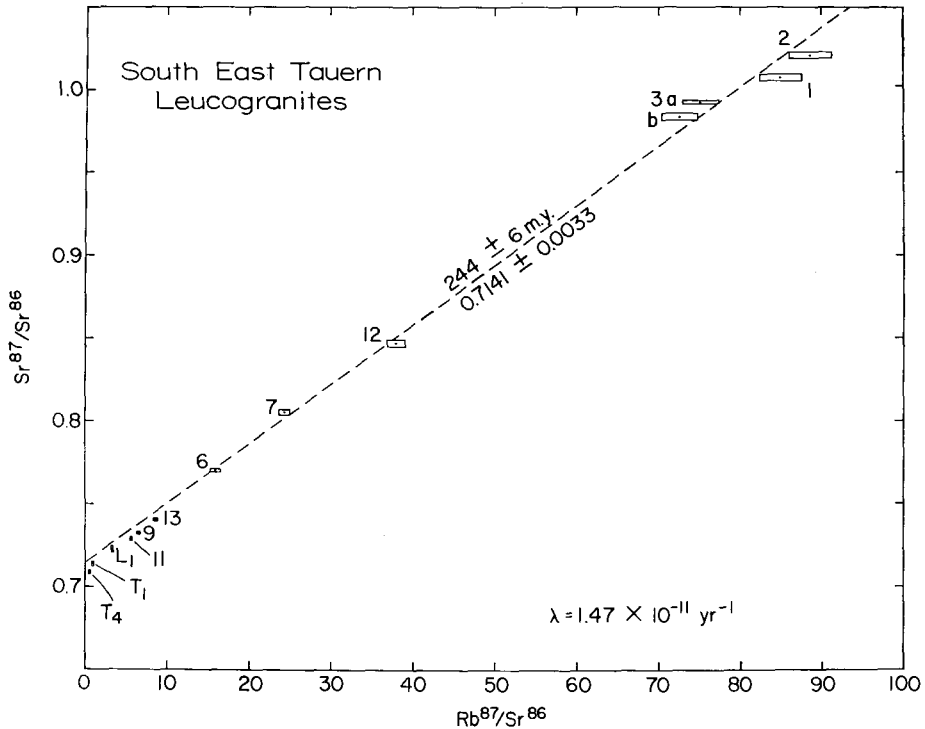


Fig. V - 2 A strontium evolution diagram for the coarse leucogranites. Samples T 1 and T 4 are from a tonalite across a leucogranite contact while L 1, 9, 11 and 13 are within the leucogranite but contaminated by strontium from the tonalite. All of these samples are excluded from the calculation of the isochron. A more detailed discussion will be published by R. A. C. elsewhere.

Only a few micas have been analysed with the Rb/Sr method and the following discussion is concerned principally with the results of K/Ar analyses on biotites and muscovites by OXBURGH et al. (1966), OXBURGH (1968 unpublished results) and BREWER and OXBURGH (1972). The geographical distribution of the analysed samples is shown in Figs V—3, 4. The muscovite analyses within the area mapped show a fairly narrow range of ages, around 22 ± 1.5 my, with one exception (17.5 my), and there is no apparent correlation between the variation in age and tectonic position.

The biotite ages on the other hand show a much wider spread. Disregarding the two oldest samples, which are discussed individually below, the ages range from 16 to 25 my. There are too few samples to establish any systematic variation of age with tectonic position. However, there is a suggestion that the biotite ages from the northern part of the map-area are older than those from the south: in the north the biotites give ages of about 22 my, (muscovites from the same area give about 21 my); by contrast the biotites in the south range from 16 to 19 my while the muscovites are again about 21 my. Unfortunately there are only two coexisting biotite-muscovite pairs among the analyses — one from the southern area confirming the general pattern with the biotite 4.5 my younger than the muscovite (note, however, that a second biotite sample from very close by yielded the anomalous 37 my age); the second pair, from the northern part of the map-area shows the inverse relationship. In the case of the suite of samples from the Gösstollen the transition from young to high biotite ages is apparently abrupt, and can be tentatively correlated with a structural break across a fault that cuts the tunnel.

The anomalous 37 my biotite age of sample C 308 is very difficult to explain. OXBURGH et al. (1966) suggested there might possibly be an outlier of Altkristallin (Oberostalpin) on the peak of the Gröneck but this has not been substantiated by subsequent field work and biotite from a second sample collected later from approximately the same locality yielded an age of 19 my.

The highest biotite age measured was 48.6 my from biotite in amphibolite A 346. No obvious explanation for this high age is apparent. The temperature reached during

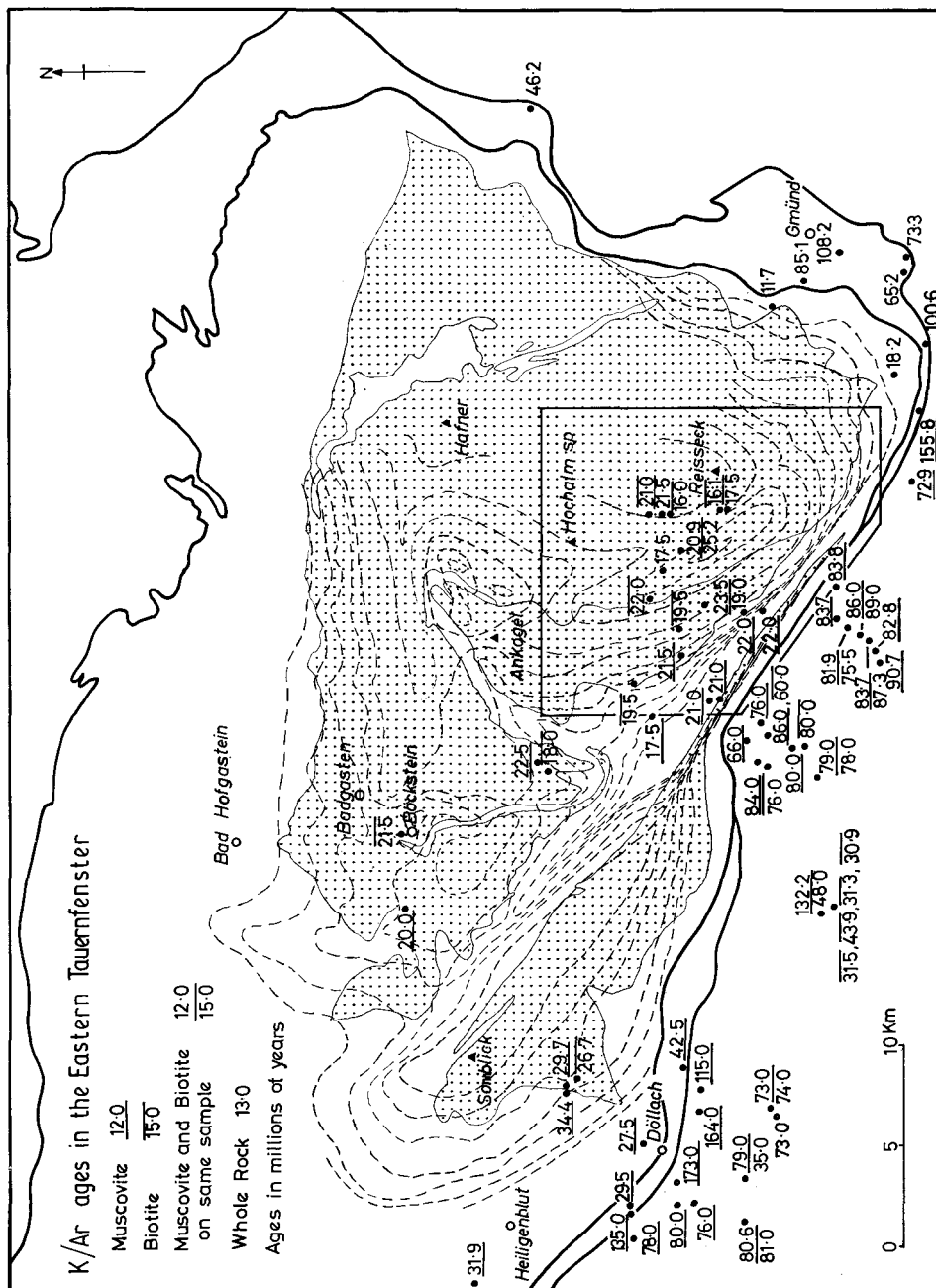


Fig. V - 3 For discussion see text.

the Alpine metamorphism of this part of the map-area was certainly higher than that normally necessary to outgas biotite. Although the other hornblende data are discussed below, it is appropriate to mention here the hornblende from A 346 which also has an anomalously high age: repeated determinations on two size-fractions gave an age of 597 ± 12 my (546 ± 10 my on second aliquot) on the coarse fraction, while the finer fraction gave an age of 450 ± 9 my. There is petrographic evidence of two hornblende generations in the sample and it seems likely that the size-fractions represent mixtures of these two generations in different proportions. Petrographically the younger generation seems more abundant so that it is likely that both generations are pre-Alpine. The high age of the biotite might be explained by its enclosure in more resistant amphibole, and its occurrence as large (15 mm.) poikiloblastic grains.

The six hornblende ages (Table V—4, Fig V—4) range from 597 my to 33 my. In view of this wide scatter and the small amount of data, the results are not very significant, especially if, as suggested above, there is more than one generation of pre-Alpine hornblende. It is likely that the majority of the hornblendes crystallised in the Variscan metamorphism; this suggestion is supported by their alignment parallel to the Variscan fold axes at several localities. It appears, however, that none of the hornblende ages records the date of the Variscan metamorphism: either the Variscan hornblendes were only partially outgassed in the Alpine metamorphism or the analysed samples represent mixtures of young and old hornblendes. Apart from A 346 which it is thought may contain pre-Variscan hornblende, none of the samples show petrographic evidence for more than one generation, so that partial outgassing seems more likely. In this case a wide spread of ages in a small area may provide a maximum limit for the age of the Alpine metamorphism, since if some hornblendes from a single small area were incompletely outgassed it is unlikely that any samples from the same area could have remained above the critical temperature range for very long. Thus the youngest measured age in such a suite of hornblende ages should be greater than the age of the metamorphism. Samples A 346 and A 233 were collected from the same amphibolite outcrop, while A 225 comes from a locality approximately 2 km. further south. This group of samples would therefore indicate a maximum age for the Alpine metamorphism of 55 my.

Three isolated whole-rock K/Ar ages add no critical information: the two higher ages are not greatly different from biotite ages in the area; the significance of the 11.5 my age is impossible to evaluate in the absence of more data.

Several Rb/Sr mineral ages were determined in connection with the detailed study of the coarse leucogranite (CLIFF, in preparation). The biotite ages are appreciably younger than the K/Ar results from the same area: C 6711 yields an age of 14 ± 2 my and within the limits of error the two biotites from the tonalite are consistent with this age. The muscovite from C 6711 is older at 17 ± 4 my, but that from C 6712 has a calculated age of 14 ± 3 my (see Fig. V—4).

Interpretation of Mineral Ages

The accumulation of daughter isotopes in K/Ar and Rb/Sr mineral systems may be interrupted and previously accumulated strontium and argon lost, either as a result of reaction during metamorphism, or by continuous volume diffusion if the temperature becomes sufficiently high. The accumulation of the daughter isotopes does not begin again until the metamorphic reaction is complete and/or the temperature has fallen sufficiently that rates of diffusive loss are small. Several studies have indicated that the temperatures at which such diffusion becomes important lie somewhat below the maximum temperature believed to have been reached in the course of regional metamorphism in the Tauern. They also show that the activation energies are such

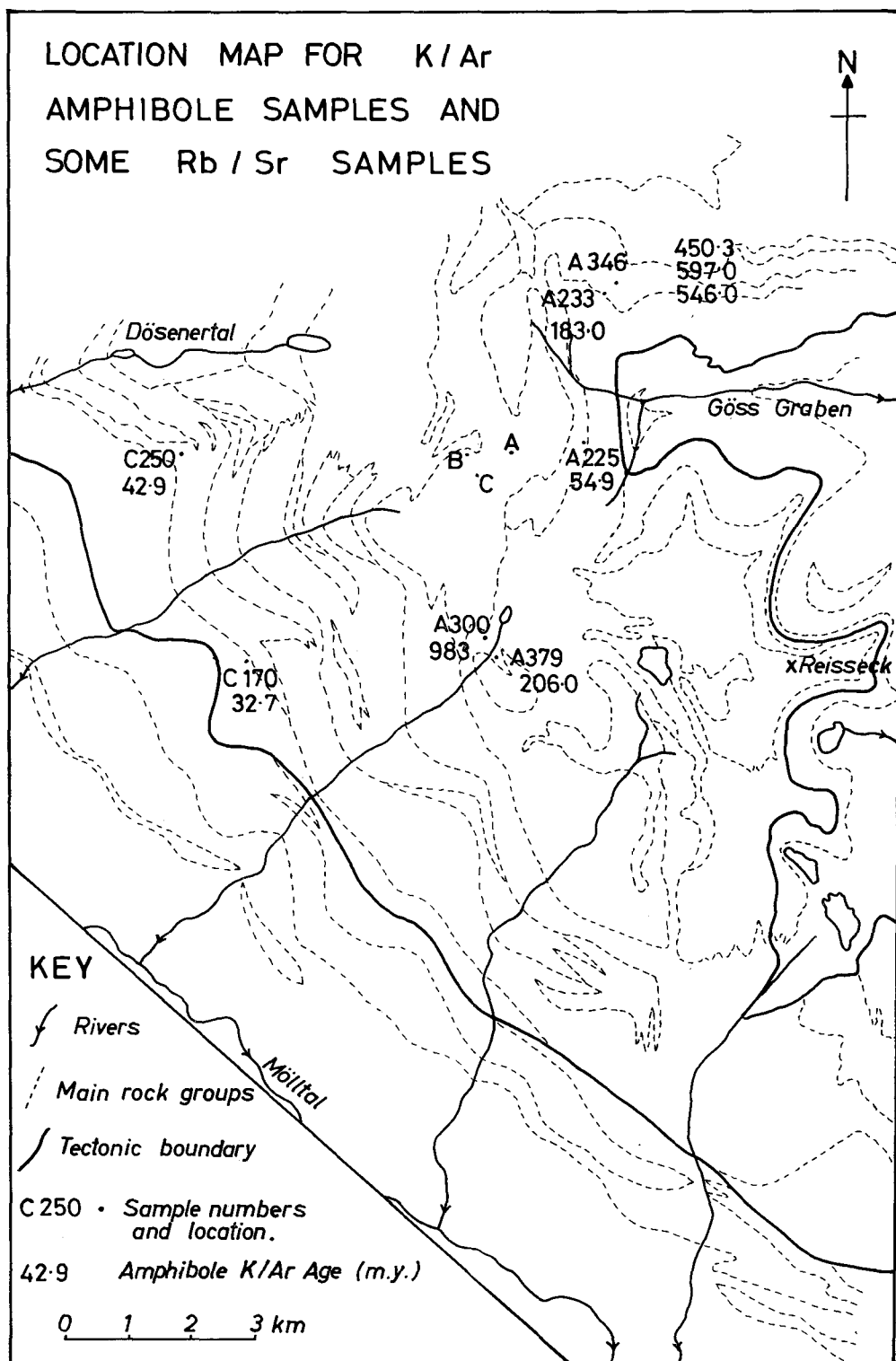


Fig. V - 4 For discussion see text; A = locality for 67 - 1 to 5; B = 67 - 7 to 9; C = 67 - 6, and 10 to 16.

that the transition from a state where diffusion is negligible to one where it is important, should occur in a fairly narrow temperature interval (TILTON & HART, 1963; HURLEY et al., 1962; EVERNDEN and CURTIS, 1965; and JÄGER et al., 1967), sometimes loosely called the critical temperature. Uncertainties about the transport mechanisms operating both under natural conditions and in experiments, require that extrapolated values for diffusion coefficients at low temperature, based on experimental values for activation energies, be applied with caution. Nevertheless the studies cited above indicate that a cooling biotite crystal does not become a closed system with respect to the diffusion of radiogenic argon and strontium until a temperature somewhere in the range 200° to 350° C is reached, while for muscovite the equivalent temperature interval may be as much as several hundred degrees higher. In most field studies the critical temperatures for strontium and argon appear to have been similar, but in some cases other external factors e.g. high $P_{Ar^{39}}$, have been more important than temperature in controlling diffusion; such factors will in general operate differently on argon and strontium.

To summarise, mica ages in high or medium grade metamorphic rocks do not generally record the actual time of metamorphism but rather a stage in the subsequent cooling. The measured mica ages for the map area, which concentrate around 20 my thus indicate a minimum age for the Alpine metamorphism of the area and at the same time indicate a period in which cooling and therefore presumably uplift were occurring.

It is to be expected therefore that these mica ages place a lower limit of 25 my on the age of the Alpine metamorphism while an upper limit of 55 my is provided by the hornblende ages discussed above.

Isotopic Data from Other Parts of the Tauernfenster and its Surroundings

Mineral ages have been measured in several other areas within the Tauernfenster, and the results conform in general with those from the map-area. In the Badgastein area OXBURGH et al. (1966) found K/Ar mica ages between 18 and 26 my and from the same area LAMBERT (1964) reported an approximate mineral Rb/Sr isochron age of 20 ± 10 my. In the Döllach area on the south-west flank of the Sonnblick Kern LAMBERT (1970) determined four muscovites from 28 to 34 my and a single biotite at 27 my. Further west in the Venedigergruppe BESANG et al (1968) found K/Ar ages in the range 19 to 30 my on biotite and muscovite from the Zentralgneis; Rb/Sr analyses on the same minerals gave generally concordant values although some results were higher and some lower than the K/Ar values. Amphiboles from two samples of tonalite gave K/Ar ages ranging from 392 my to 293 my depending upon the size fraction analyzed. Coexisting biotites gave 341 (K/Ar) and 30 (Rb/Sr), and 317 (K/Ar) and 39 my (Rb/Sr) respectively.

These mica data are significant in setting a higher minimum age for the metamorphism of the Peripheral Schieferhülle; the higher ages found by LAMBERT could indicate either that his samples come from a relatively high tectonic level in the Peripheral Schieferhülle and thus, on uplift, cooled earlier than the deeper zones, or that uplift and cooling actually occurred earlier in the Döllach region than further east. JÄGER et al. (1967) found similar results in the Swiss Alps.

The area immediately surrounding the Tauernfenster can also provide information on the conditions during the Alpine metamorphism in the window, in particular in establishing how much additional cover was transposed on to the Tauern area as a result of overthrusting of the Ostalpin, and when this occurred. For the area immediately adjacent to the map-area, OXBURGH et al. (1966), BREWER (1969, 1970), and BREWER and OXBURGH (1972) have presented a large number of K/Ar mica analyses; the general pattern of distribution of these results is indicated on Fig. V—3. Their interpretation is complicated by the established occurrence of excess argon, at least

in the biotites, in part of the area, (BREWER, 1969). Elsewhere around the window both mica species record ages close to 80 my; in general the muscovite ages are near 86 my whereas the biotites are around 80 my old. Three Rb/Sr determinations on biotite indicate an age of 65 ± 5 my.

In any case the most striking feature of this pattern is that there is a sharp discontinuity in the age pattern corresponding exactly to the edge of the Tauernfenster along the Mölltal. This means that the present structural relationship between the rocks inside the window and higher units south-west of the Mölltal cannot be more than about 20 my old. Had the present relationship existed before the rocks within the window cooled, at least the lower parts of the higher units should have experienced partial outgassing and there would have been a gradation in the K/Ar ages across the edge of the window. As discussed elsewhere there is other evidence suggesting significant differential vertical movement along the Mölltal associated with the main uplift of Tauern in Miocene times.

Further away from the map-area, SCHMIDT et al. (1967), MILLER et al. (1967), HARBE et al. (1968), GENTNER et al. (1963) and LAMBERT (1970) have all determined ages on minerals from the Ostalpin close to the edge of the Tauernfenster. In every case ages close to 80 my were found and a cooling at this time seems well established; on the basis of BREWER's Rb/Sr results it seems that cooling may have continued from this time until after 65 my ago.

A Model for the Thermal History of the Tauernfenster

The geochronological data discussed above are consistent in indicating a regional metamorphism within the Tauernfenster before 36 my ago, and possibly later than 55 my ago. During this metamorphism temperatures were attained at which greenschist facies assemblages crystallised in much of the Peripheral Schieferhülle and part of the basement complex. Where temperatures were higher, however, in the south-east, amphibolite facies assemblages were stable. This suggests that temperatures may have been in the vicinity of 450°C possibly reaching 550°C in the Reisseck area.

Between 25 and 15 my ago the region cooled through critical temperatures for argon and strontium diffusion in both muscovite and biotite. The absence of a well-defined difference between the muscovite and biotite ages suggests that cooling was rapid and that by 15 my ago the temperature had probably fallen to approximately 250°C . The difference between the K/Ar and Rb/Sr ages suggests that external environmental factors may have influenced diffusion in one or both of these systems, since in cases where volume diffusion into an infinite reservoir might be postulated the ages are generally very close (e.g. ARMSTRONG et al., 1966).

It is known that about 15 my ago (see stratigraphic evidence below) the Alps underwent relatively rapid uplift and erosion. Such erosion exposes or brings nearer to the surface rocks previously deeply buried and in consequence they cool much more rapidly than had they simply experienced conductive loss of heat from their original depth of burial. This means that in an area which is undergoing differential uplift, the distribution of isotherms and thus the pattern of mineral cooling ages will be controlled by rates of vertical movement and their variation from place to place. It is very interesting that the distribution of ages within the eastern part of the window suggests a general uplift and that there seems to be little evidence for a difference in time of cooling between the Zentralgneis domes and the intervening depressions occupied by Schieferhülle as predicted by OXBURGH et al. (1966). For instance the similarity of mica ages in the Badgastein (near the centre of the window) area and at the edge of the window is surprising if this were the case. This implies that there was sufficient time for thermal equilibration to take place after the elevation of the gneiss domes and before a more general uplift which was responsible for the cooling of the Tauern.

The difference in mica ages of similar grade rocks between the map-area and Döllach area (LAMBERT, 1970) is more significant (Fig. V—3) and perhaps indicates earlier uplift of the Sonnblick dome — this suggestion is supported by structural evidence (Chapter IV) that this uplift occurred while northward translational movements were still continuing.

In contrast to the rocks within the Tauernfenster the Ostalpin around the edge of the window appears to have undergone a cooling some 80 my ago. Little is known of this cooling or of the heating which presumably preceded it. At the western end of the Tauernfenster (the Brenner area) a late Mesozoic metamorphic event affected the Ostalpin, and the Mesozoic cover rocks reached biotite grade. It is not known whether the 80 my cooling in the present area was immediately preceded by a metamorphic event, because its effects would be difficult to distinguish from those of the pre-Mesozoic metamorphism. If there was such an event, the almost unmetamorphosed state of the Unterostalpin (e.g. in the Radstädter Tauern) suggests that it occurred before translation of the Ostalpin thrust sheets over the Tauern area. It is suggested following BREWER (1970) that the overthrusting took place about 65 my ago with consequent rapid cooling of the base of the Ostalpin thrust sheet (see also below).

A possible model for the Alpine metamorphism in the Tauern thus supposes burial of the area under the Ostalpin thrust masses about 65 my ago, followed by an increase in the temperature of the buried rocks sufficient for greenschist to amphibolite facies regional metamorphism between 55 and 36 my, and subsequent cooling to the critical temperature for biotite between 25 and 15 my ago. This model does not preclude the possibility of continuing horizontal movements within the Ostalpin or between it and the underlying Pennine Zone. The recent stratigraphic synthesis of OBERHAUSER (1968) suggests that overthrusting of the Tauern began as early as 80 my and was completed only in the Eocene (55 my — Table V—5).

With the increasing availability of information on the physical properties of rocks, the conditions under which metamorphic reactions can occur, and the time intervals available for metamorphism, it should become possible to extend the suggested model and draw up a thermal balance sheet for this segment of the earth's crust during the Alpine orogeny. Indeed model calculations for the post-metamorphic cooling stage in the Tauern Railway Tunnel at the western edge of the map area, have already been presented in a most interesting paper by CLARK and JÄGER (1969). These calculations were based on the assumption of a relatively simple initial temperature distribution, and subsequent heat transfer by conduction. Neither of these important assumptions, can, however, be accepted without reservation.

As discussed in the next chapter, large-scale horizontal movement can disturb the geothermal gradient in complex ways and may even cause it to change sign (this almost certainly happens after regional overthrusting). In consequence the assumption that the Tauern geothermal gradient was a monotonic function of depth during the Tertiary is somewhat doubtful.

Conduction may not have been the only significant mechanism of heat transfer. The abundance of open fissures with hydrothermal mineral fillings, including high temperature gold mineralisation, suggest that convective heat transfer may have been important. Various localities in the eastern Tauern are today noted for their hot springs.

CLARK and JÄGER have clearly separated the many variables upon which the evolving thermal structure of an orogenic region depends, and their analysis could relatively easily be extended to take account of the first problem (the initial thermal gradient) if it proved necessary — this would depend upon the extent of thermal equilibration after the main horizontal movements and before the final episode of uplift. The problem of convective heat transfer however, is less tractable because the geological evidence is less complete; it amounts to introducing a thermal conductivity which is a function both of depth and time.

TABLE V—5

my	Time Scale (Geological Society of London, 1964)	Events based on Strati- graphic Evidence (after Oberhauser, 1968)	Events based on Radio- metric Evidence	Observed Radiometric Ages
0	Pliocene			
10	Miocene			Bi Rb/Sr ages in Tauernfenster
20		Main Molasse deposition		Bi K/Ar ages in Tauernfenster
30	Oligocene	Increased sedimentation in Molasse	Uplift of Hohe Tauern, cooling of Pennine rocks	Mu K/Ar ages in Tauernfenster
40	Eocene	Oldest Molasse	Main Alpine Metamorphism	
50				A 225 Hb K/Ar age in Tauernfenster
60	Palaeocene	Tauern area overthrust		
70	Maestrichtian Campanian		Tauern area overthrust	Bi Rb/Sr age in Ost- alpin-Altkristallin
80	Santonian	Ultrapienidische Rücken overthrust		
90	Coniacian		Beginning of over- thrusting, uplift & cooling of Ostalpin- Altkristallin	Bi K/Ar ages in Ost- alpin-Altkristallin
100	Turonian Cenomanian	Thrusting within N. Calcareous Alps		Mu K/Ar ages in Ost- alpin-Altkristallin
	Albian		? Metamorphism in Altkristallin	

VI. Conclusions

by E. R. OXBURGH, R. J. NORRIS and R. A. CLIFF

In this chapter we attempt to synthesise the observations and conclusions drawn in the earlier chapters, and to reconstruct the outlines of the geological history of the region mapped, within the broader setting of the Southeastern Tauern.

Relatively little may be said of the pre-Mesozoic history. Parts of the Inner Schieferhülle show evidence of one or more pre-Mesozoic episodes of metamorphism and deformation; the garnet-mica schists and amphibolites had both undergone at least one phase of folding before the intrusion of leucogranites at about 244 my. At that time the schists had already undergone regional metamorphism — isolated, partially digested, fragments of garnet schist occur as xenoliths within the leucocratic igneous intrusives. The age and character of this early phase of regional metamorphism is not well established; coarse retrogressed kyanite occurs in some of the schists and pyroxene is occasionally found in the amphibolites; the former could, however, be the product of Alpine metamorphism and the latter could be a relict igneous pyroxene from an original basalt or dolerite. At least some of the schists pre-date the tonalites which are themselves older than the main group of leucocratic igneous intrusives.

There is some indication from the limited K/Ar data available on amphiboles that the amphibolites could be of Cambro-Ordovician age and whereas this would not be inconsistent with other information, the data are too few and too ambiguous to be taken very seriously.

It is, however, clear that in Permian times there was an episode of intrusion of granodioritic magma on a regional scale, closely followed by the intrusion of leucogranites. Some parts of the granodiorite may be pre-Permian for they already possessed a mica foliation before the Permian intrusive episode ended. At the level of present-day erosion, rocks of generally granodioritic composition make up about two thirds of the area of outcrop of the basement complex. The banded gneisses, schists and amphibolites (and possibly a small part of the granodiorite and tonalite) represent screens and pendants of roof rock into which the main suite of granodioritic intrusions penetrated. Before the Alpine deformation, this Hercynian intrusive complex may have resembled some of the major Mesozoic batholithic complexes of western North America (e.g. Sierra Nevada, BATEMAN et al., 1963). Mapping in the present area has established that the intrusive relationship between the Inner Schieferhülle and Zentralgneis was geometrically complex. Relationships were in many places not stratiform and were produced by several different intrusive phases. Variation in thickness, orientation and distribution of the igneous bodies have exerted a strong influence on the orientation and intensity of later structures.

From the evidence available within the area mapped, the early Mesozoic history of the basement complex described above is rather uncertain. The Mesozoic, metasedimentary Peripheral Schieferhülle sequence which overlies it today has undergone very intensive deformation. Nowhere is it interfolded with the basement rocks on a mesoscopic scale; rather it occupies the major structural depressions within the basement surface and any original stratigraphic relationship between basement and cover has been obliterated by shearing. Thus here, as in much of the Tauern, there is no direct evidence of autochthonous Mesozoic deposition, although on general palaeogeographic considerations this is generally assumed to have occurred (e.g. KOBER, 1955; TOLLMANN, 1963; EXNER, 1964; OBERHAUSER, 1968). The possibility that in the present area the Peripheral Schieferhülle is entirely allochthonous, cannot be eliminated.

Whether autochthonous or allochthonous, the Peripheral Schieferhülle represents deposition of sediment in a wide variety of sedimentary environments varying from shallow-water shelf conditions which were presumably necessary for the deposition of

the limestones and quartzites (a few of these might, however, represent meta-cherts) to somewhat deeper water for the formation of black, calcareous shales associated with mafic and ultramafic igneous rocks. Estimates have been made for the stratigraphic thickness of the Peripheral Schieferhülle, but in view of the very high degree of internal disorder of these rocks and the extreme flattening which was discussed in Chapter IV, these estimates cannot be regarded as very reliable. TOLLMANN (1963) has estimated a stratigraphic thickness of 2 *km*. In the Glockner depression the present vertical thickness, with tectonic repetition, is over 5 *km*.

The next major event in the geological history of the area must have been the overriding of the Hercynian basement and its autochthonous cover by the relatively northeast-moving Ostalpin thrust sheets. The time at which this took place, and whether these movements were episodic or continuous, rapid or relatively slow, are at present all matters for speculation. The stratigraphic evidence is ambiguous; TOLLMANN (1963) and CLAR (1965) have favoured a late Cretaceous age for the movements while OBERHAUSER (1968) has presented arguments for the movement of the Oberostalpin over the Tauern during the Eocene. Observations made during the present study have not contributed to the solution of this problem. Radiometric ages in Ostalpin rocks surrounding the Tauernfenster have provisionally been interpreted as indicating that the main northward movements occurred at about 65 my (BREWER, 1969; BREWER and OXBURGH, 1972). It is also of considerable importance to establish the age of the detrital metamorphic minerals which have been recognized in the unmetamorphosed Mesozoic and Tertiary formations on the flanks of the Alps (WOLETZ, 1967). In particular OBERHAUSER (1968) draws attention to the widespread occurrence of detrital glaucophane in the Walserberg sandstone (Cenomanian of Salzburg); if this were the product of some Mesozoic metamorphic episode in the Eastern Alps, it would have far-reaching implications for the history of the Tauern.

The thickness of the overriding Ostalpin thrust sheets was probably of the order of 11 *km*. (Chapter III). The Peripheral Schieferhülle which underlies them shows evidence of only one main episode of folding; on a regional scale a single direction of rotation (to the northeast) is recognized and the amount of strain is much greater than in the basement; in so far as it is difficult to imagine the northward movement of the Ostalpin not having an important deformational effect on the rocks beneath, we conclude that this movement was responsible for the folding of the Peripheral Schieferhülle, i.e. that the thrusting of the higher units was responsible for the F_A^1 deformation as whole, flattening existing folds in the Inner Schieferhülle, locally generating new ones, and in many places imprinting a foliation on the Zentralgneis. The orientation of F_A^1 fold structures show that the movements of the Ostalpin were towards the northeast rather than the north. Pre-Alpine structures are commonly preserved within the Inner Schieferhülle, modified to varying degrees. Less commonly they are found in the Zentralgneis.

The Alpine structures developed in the basement rocks are very variable both in their orientation and in the intensity of their development. As discussed above this results from the irregular distribution of Inner Schieferhülle and Zentralgneis within the basement and the differences in their deformational behaviour. Even within the larger Zentralgneis bodies it is clear that they did not everywhere undergo a thoroughgoing, penetrative Alpine (F_A^1) deformation; certain zones, behaving almost like the augen within augen-gneiss, persist today as relatively undeformed masses surrounded by zones of much more intense Alpine deformation. The basement in the area mapped is furthermore cut by important low-angle shear zones and it may be that the basement in the Eastern Tauern is a series of imbricated slices, piled upon each other. There is little direct evidence, but the similarity in lithology and pre-Mesozoic geological history throughout this part of the basement suggests that the movement between such slices is unlikely to exceed a few kilometres.

It is notable that nowhere within the area mapped is the Peripheral Schieferhülle interfolded with the basement complex on a small scale, although mesoscopic and smaller-scale F_A^1 structures are found both in the Peripheral Schieferhülle and in the basement; wherever the contact between the two is seen, it is a relatively smooth surface and a zone of shearing, with the foliation of units both above and below the contact, parallel to the contact and to each other. The contact zone is apparently one of intense movement. On a larger scale the contact defines the complex three-dimensional form of domes and depressions already discussed in Chapter IV (Fig. IV—26).

The Sonnblick Kern is a northwest-trending basement antiform protruding from beneath the Peripheral Schieferhülle. It has the appearance of a "proto-nappe" — an incipient nappe which never developed an allochthonous nose; its southeastern, tapering extension, however, the Sonnblick lamella of the Mölltal, is extremely flattened and could have had a thin tongue-like allochthonous continuation northeastwards over the Tauern.

Although the basement and Peripheral Schieferhülle are not interfolded, certain large-scale intercalations do occur. Perhaps the most interesting are those represented by the gneiss lamellae within the Schieferhülle of the Mallnitzer Mulde (Chapters I and IV) which appear to represent thin, allochthonous basement slices derived from the south and carried northwards along with the Peripheral Schieferhülle. Indeed their existence is a powerful argument in favour of the allochthonous nature of at least all the Peripheral Schieferhülle which overlies them. Any northward continuations of these lamellae over the Tauern have today been removed by erosion.

Other major intercalations of cover rocks within the basement occur within the Eastern Tauern. These support the concept of allochthonous gneiss units. A good example is the gneiss mass forming the most northeasterly basement outcrop within the Tauernfenster (Fig. I—2). This mass, which has been termed the Mureck Decke by EXNER (1940), dips northwards and eastwards beneath cover rocks, but is apparently also underlain by the cover rocks of the Silbereck Mulde which separate it from the main basement units of the present map area. EXNER's mapping suggests that the Mureck Decke is the northern part of an allochthonous sheet which previously extended southwards over the Tauern.

As was noted earlier the gneiss lamellae are folded down into the Mallnitzer Mulde synform, indicating that they had been transported over the area of the eastern Tauern before the development of the present pattern of zones of elevation and depression.

We thus derive the following generalized sequence of events:

(1) Mesozoic deposition upon an eroded, inhomogeneous Variscan basement probably containing pre-, syn- and post-tectonic intrusive elements.

(2) In the late Mesozoic or early Tertiary, horizontal movements of the Ostalpin allochthonous thrust-masses over the Tauern. These were possibly accompanied by the partial or complete "tectonic erosion" of any autochthonous sedimentary cover in the Tauern, and the "tectonic deposition" of an intensely deformed and stratigraphically disordered Mesozoic sequence derived from the southwest. It appears that the intense folding of this Peripheral Schieferhülle sequence was associated with horizontal movements which transported it to its present situation. Subordinate 'basement slices' were also dragged northward (or rather northeastward) at this time. The main phase of metamorphic crystallization did not occur until these movements were largely complete.

(3) Differential vertical movements within the basement led to the formation of the present irregular pattern of domes and intervening depressions. In the present area these movements must largely postdate the horizontal movements because on a regional scale the F_A^1 axial surfaces are somewhat rotated; associated small scale structures do not seem to have been developed. It is, however, noteworthy that the

trend and sense of asymmetry of the Sonnblick Kern antiform are the same as those of the F_A^1 folds in the Peripheral Schieferhülle. This could indicate that the elevation of the Sonnblick antiform had begun before the conclusion of the horizontal movement of the Ostalpin. Even in the present area vertical movements may have begun before the horizontal movements were complete; if this is the case, greater thicknesses of Peripheral Schieferhülle may have accumulated tectonically in tectonic depressions than above rising domes. Because of the absence of associated smaller scale structures, the relationship of these vertical movements to the main metamorphism is unclear. Further information on the form of the albite-oligoclase isograd surface should clarify this problem.

So far the discussion has centred on the transfer and movement of material; we now turn to the problems of temperature distribution and the transfer of heat. In this context there are several observations of importance.

(1) It was shown in Chapter V that the K/Ar age pattern is apparently not related to the tectonic relief on the basement/cover interface (Fig. V—3). This implies that there was time for some degree of thermal equilibration after the development of the gneiss domes etc.

(2) This conclusion is supported by the behaviour of the albite/oligoclase isograd (Fig. III—5) which does not parallel the basement/cover interface but in the north-west part of the area swings out of the Peripheral Schieferhülle into basement rocks.

(3) There is no evidence of Mesozoic or Tertiary intrusive igneous activity within the Tauernfenster; thus, at the present level of erosion, magmas did not play any part in the processes of heat transfer. The late mineralization along joints in both basement and cover must, however, have involved the passage of hydrothermal fluids.

(4) South of the Tauernfenster igneous intrusions of Tertiary age are found within the Ostalpin; the most northerly of these is the small granodiorite plug at Wöllaner Kopf, just four kilometres south of the edge of the window.

In a region as strongly affected by large-scale movements as the eastern Tauern, the thermal history is likely to be complex. The temperature profile of the region at any instant in time reflects a shifting balance between, on the one hand, the general tendency of processes of thermal conduction to establish an equilibrium in which isotherms are broadly parallel to fixed-temperature boundaries (e.g. the surface of the earth) and thermal gradients parallel to such boundaries are small; and on the other hand, departures from this state caused by large-scale and relatively rapid, tectonic movements and any localized transfer of heat by magmas within the crust.

We consider first how the vertical temperature profile within the area mapped, may have varied with time (Fig. VI—1). Let (a) represent the situation in late Cretaceous times immediately before the overriding by the Ostalpin; a linear thermal gradient of $15^\circ/km.$ (a "normal" geothermal gradient) is assumed. Immediately after burial of the basement by the Ostalpin and by any other material carried along beneath or above it, the profile appears as in (b); the profile contains a sharp minimum at the interface between the allochthonous material and the basement. With time, this minimum decays by thermal conduction (c) both upwards and downwards (note that initially the temperature of the lower part of the allochthon may fall). Assuming uniform conductivities throughout, and a constant flux of heat to the base of the system, the profile will slowly evolve through stages t_1, t_2, t_3, t_4 and t_5 . Ultimately, if the system undergoes no further perturbations the mean temperature of the autochthon will have risen about $200^\circ C$ and the temperature at the base of the allochthon will have returned to its initial value (case b [II]) or exceeded it (case b [I]).

It has been shown, however, that shortly before the main horizontal movements were complete, differential vertical movements within the basement were initiated which finally gave rise to more than 5 km. of relief on the interface between basement and

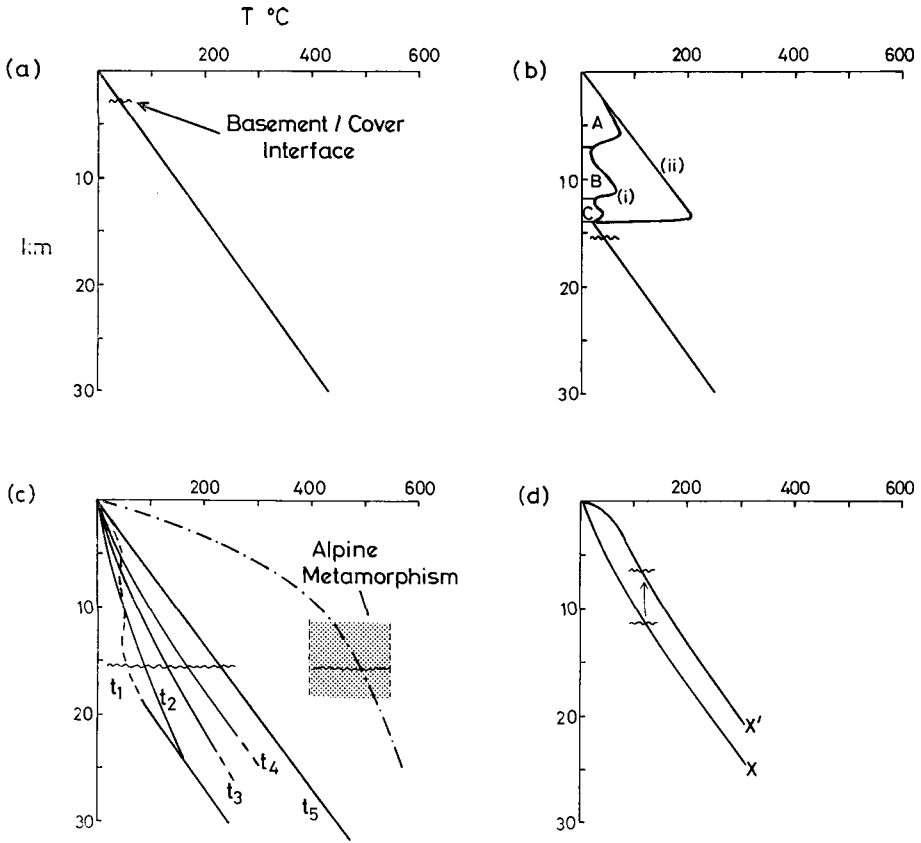


Fig. VI - 1 (a) Temperature distribution with depth in cover and basement before overthrusting, for a geothermal gradient of $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$. (b) Temperature distribution immediately after overthrusting by (i) a series of three thrust-sheets (A, B, C) and (ii) a single thick sheet; prethrusting thermal gradient in allochthonous material $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$.; the temperature in the autochthon, i. e. material below C, is the same in either case. (c) a schematic representation of the stages (t_1 — t_5) by which the crust might return to conductive equilibrium after overthrusting (b); t_2 is the earliest stage and follows from b(i); the earliest stages would be somewhat different for b(ii). In either case the final equilibrium gradient is t_5 , i. e. $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$. in both allochthon and autochthon. (d) the effect of uplift in a hypothetical situation; provided that uplift occurs at a rate which is high by comparison with the conductive transfer of heat (say, more than a few mm/yr) the thermal gradient (X) is, in the short term, unaffected at depth, and is simply displaced upwards (X') and "beheaded" giving relatively higher temperatures at shallow depths.

cover (Fig. IV—26). These movements may have had their expression on the upper surface of the overlying Ostalpin and brought about erosion of the elevated areas, resulting in the "beheading" the thermal gradient in the elevated areas (d). It does appear, however, that these movements either occurred very slowly so that departures from conductive equilibrium in the near surface areas were rather small or were at any rate followed, by a period of relative quiescence long enough for such equilibrium to be restored. That such an equilibrium had been attained by the Miocene, i. e. the time of uplift of the Tauern, is demonstrated by the pattern of K/Ar ages; as discussed in Chapter V the absence of systematic differences in cooling ages between domes and intervening depressions, indicates that before the final phase of uplift there was time for the restoration of thermal equilibrium after the tectonic movements which produced this relief. The same conclusion is suggested by the behaviour of the albite/oligoclase isograd as discussed earlier.

One implication of the model presented so far is that the Peripheral Schieferhülle never reached a temperature higher than about 250° C and attained that temperature only after a very long time (ca. 20 my). For the regional metamorphism of the Peripheral Schieferhülle, however, the combination of temperature and pressure indicated in Fig. VI—1 c is required (Chapter III). Our model suggests that this situation will never be attained; the model is therefore in some way deficient. There are broadly three possibilities (1) the mean thermal gradient for the whole region during the late Mesozoic and Tertiary was higher than assumed i.e. 30—40°/km. rather than 15°/km. (2) that the depth of burial and the amount of post-metamorphic erosion was much greater than assumed. (3) that there was an additional and transient source of heat available to the system during the mid-Tertiary (e.g. EXNER, 1954).

Detailed calculations will be presented elsewhere but it can be shown that although (1) is theoretically possible, rates of attainment of thermal equilibrium by conduction are so low that unless the gradient assumed is unreasonably high, in the time available it is not possible to attain the appropriate temperatures at the required depth. For the reasons given in Chapter III we regard (2) as unlikely. We therefore favour alternative (3). This more or less implies the emplacement of magmatic bodies beneath the Tauern during the Tertiary. Although they are not exposed at the present level of erosion, the local occurrence of thermal springs, the mineralization along steep joints and the high heat-flux measured at the surface (CLARK, 1961; BOLDIZSAR, 1968), may reasonably be attributed to them. Our conclusions may be compared with those of CLARK and JÄGER (1969) discussed in Chapter V.

So far little has been said of horizontal variations in temperature. Less information is available but there is some suggestion of a general increase in temperature laterally towards the south. This is indicated by (1) the presence of the Peri-Adriatic tonalitic intrusives in the Ostalpin south of the Tauern; these intrusives were emplaced after the main movements northwards and at about the time of the main metamorphism in the Tauern (Chapters III and V). Even though a much deeper tectonic level is exposed in the Tauern than further south, no such intrusives are found; this implies that during the mid-Tertiary magmatic transfer of heat to shallow depths was taking place only south of the Tauern and therefore that there the temperature at any given depth was likely to be higher in the south than in the north.

This is consistent with the variation in metamorphic grade within the Peripheral Schieferhülle. Figure VI—2 shows the distribution of the main metamorphic minerals recorded in the eastern Tauern. It appears that only at the base of the Peripheral Schieferhülle on the south side of the Tauern have temperatures high enough for the growth of staurolite been attained.

A lateral variation in temperature may also be reflected in the differences in behaviour of the basement complex. From northeast to southwest three different types of deformational behaviour may be recognized:

(i) the relatively inert basement massifs of the north within which our map area lies; the basement is cut by shear zones and may be imbricated; in most places an Alpine foliation is seen but locally it is very weak and virtually only the quartz fabric is affected.

(ii) the Sonnblick antiform: here too EXNER (1964) has shown that some pre-Alpine features may remain relatively undeformed, but the form and asymmetry of the antiform as a whole suggests that its physical state allowed it to participate more fully in the Alpine movements; at its southeastern end the Sonnblick lamella appears to have been derived from the main antiform by more extreme penetrative deformation.

(iii) the gneiss lamellae of the Mölltal: these must have been derived from south of the Tauernfenster beneath the Ostalpin; they have suffered intense internal de-

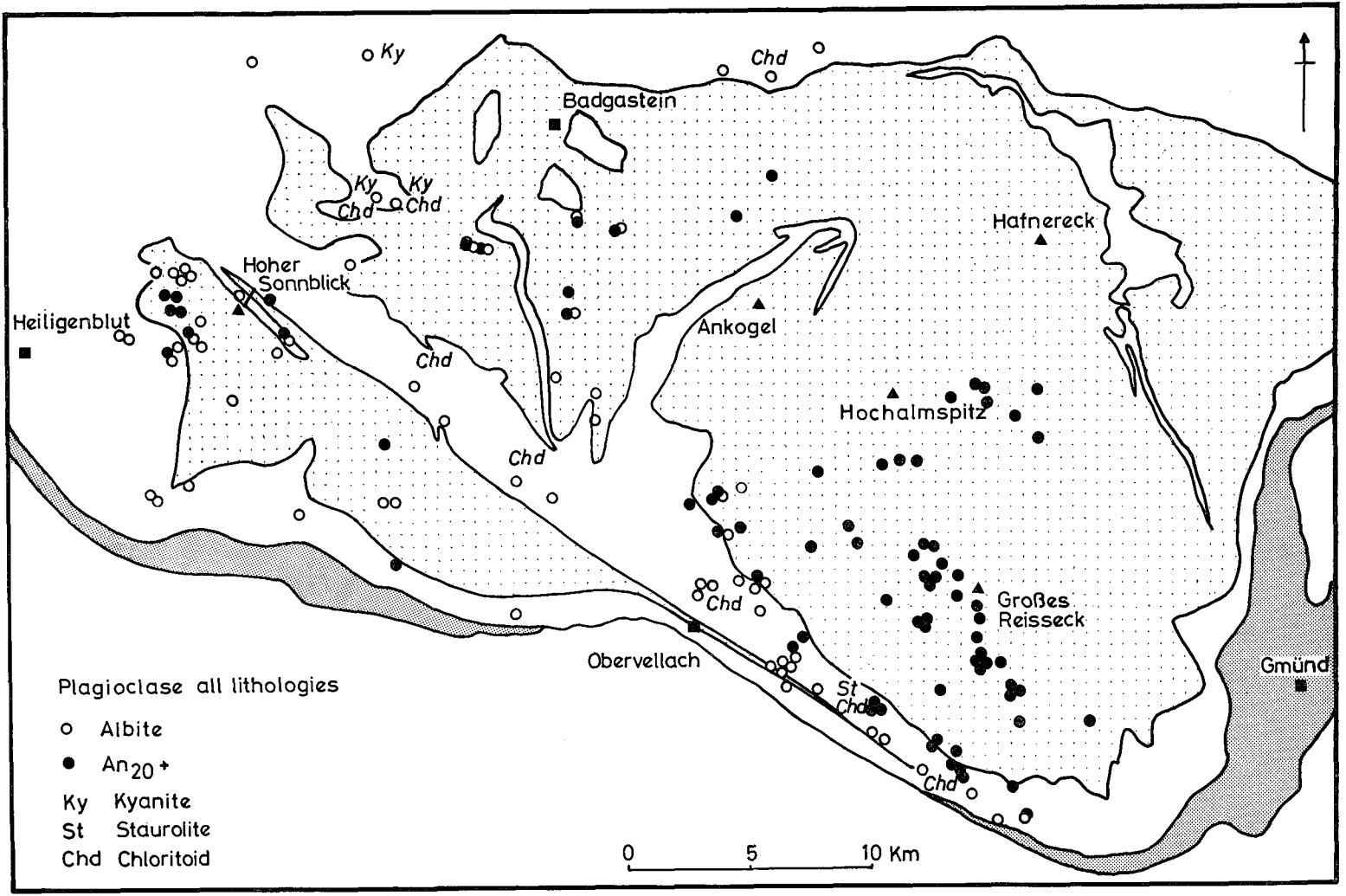


Fig. VI - 2 The distribution of some significant metamorphic minerals in the eastern Tauernfenster from the authors' observations and the literature. In addition there are kyanite and chloritoid occurrences 4 km due east of Obervellach and a staurolite locality close to the most southeasterly chloritoid occurrence.

formation and could represent the attenuated cores of nappes derived from basement highs similar to the Sonnblick antiform, but situated further south, and today buried beneath the Ostalpin.

These apparent differences in response of the basement to the horizontal movements of the Ostalpin could reflect a general increase in ductility southwards corresponding to an elevation in temperature; alternatively they could simply reflect the earlier formation of basement 'highs' in the south and their consequent greater involvement in horizontal movements.

One might speculate that the equivalent of the Lepontic zone of Central Alps (characterized by very high temperature regional metamorphism) is to be found in the Penninikum buried beneath the Ostalpin rocks of the Kreuzeck Group and the Drauzug. Such high temperatures were not reached in the Tauern and at the thermal maximum between 55 and 35 my ago mineral assemblages varying from the greenschist facies of regional metamorphism to amphibolite facies were developed, depending upon depth.

Some ten million years later, in the Miocene, important vertical movements began to affect the Tauern. The pattern of K/Ar ages suggests that these began earlier to the west of the present map area and extended eastwards. Over much of the Tauern the uplift may have been accomplished by a broad regional warping. This, however, was not the case along the easternmost part of the southern margin of the Tauernfenster where the edge of the window corresponds to the Mölltal line. This part of the window margin is delimited by a steep vertical fault which appears to bring a relatively high-level in the Ostalpin rocks on the south side of the Mölltal against Peripheral Schieferhülle. This steep fault probably extends some distance to the southeast as the Mölltal line, but once outside the Tauernfenster it merely causes a displacement within the Ostalpin; although it is difficult to demonstrate such a displacement from geological observations, BREWER (1970) has shown that an important break in the Ostalpin pattern of K/Ar ages occurs along the line.

These late vertical movements took place in rocks at relatively low temperatures, and unannealed basal strain lamellae are common in quartz grains from the Mölltal Schieferhülle.

As the Tauern rose and were domed up, a regional pattern of joints developed facilitating the passage of mineralizing fluids. The detritus from the rising mountain chain was shed into shallow water basins to both north and south and the changing heavy mineral content of the sediments with time reflects the progressive unroofing of deeper and deeper tectonic levels within the Tauern.

Appendix I

Aerial Photograph Interpretation

by R. C. WRIGHT

The map-area is covered by an overlapping mosaic of 210 aerial photographs (scale approximately 1:17,000). In this study, aerial photographs have been used for four main purposes: location whilst in the field, interpretation of geology, study of lineaments, and mapping of geomorphological features.

The value of using aerial photographs as a location technique, especially on high ground with local topographical change, has already been pointed out (Chapter I). The use of aerial photographs to interpret the geology has been limited, chiefly because few of the rock-units have sufficient contrasting photographic tone to be recognised individually. However, some success was achieved by using aerial photographs in conjunction with fieldwork to map structures in the Peripheral Schieferhülle of the steep and heavily-forested Mühldorfer Graben—Plankogel—Taborgraben area in the extreme southern part of the map.

The main value of the aerial photographs has been in the mapping of the lineament pattern and the geomorphology. Detailed analysis has been made on stereoscopic pairs of photographs, covering the map-area. Prominent linear depressions in areas of bare rock, areal stream and gully alignments in areas of dissected topography, and major changes in slope on the main valley sides have been mapped as indicators of the lineament pattern. On the sides of the Mölltal, changes in vegetation were of limited value as lineament indicators. In mapping from the photographs, however, areal constancy of lineaments, and possible lineaments, was always a very important consideration. The study of the geomorphology using the aerial photographs involved the demarcation of glaciers and permanent snow-fields, moraine, boulder fields, scree chutes, stream debris-cones and -fans, and river alluvium.

Some 948 lineaments have been recognized from the aerial photograph cover of the map-area, and their lengths range from 100 m. to 4 km. (e.g. the major lineament running northeast-southwest from the head of the Radl Graben to the Mühldorfer Graben). The results of the study are shown on Fig. A I—1, and have been summarised in the form of rose-diagrams (Fig. A I—1, A I—2).

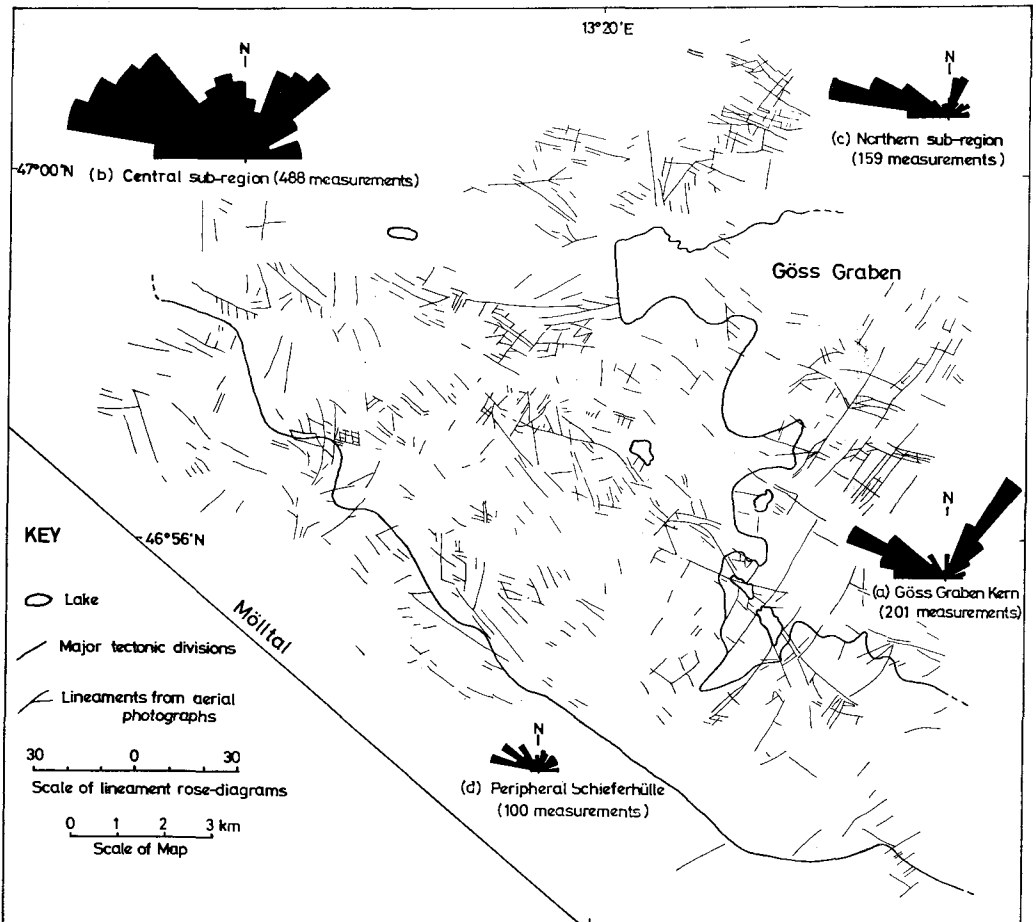


Fig. AI - 1 Lineament distribution pattern and rose-diagrams for major sub-regions.

The results of the geomorphological study are incorporated in the main geological map (Plate 1); the areas of glacier and snowfield, Mölltal alluvium, and moraine, boulder fields, scree and debris-fans are distinguished by a series of dashed and dotted lines. Although it was generally possible to distinguish moraine, boulder-scree, debris-cones etc. on the aerial photographs, their relationships were in many areas complex and it proved impracticable to show these distinctions on an already complex map. The majority of superficial deposits have, therefore, been grouped together. The map does show, however, the major areas where the solid geology is concealed by superficial deposits.

Interpretation of the results of the lineament study is based upon comparisons of rose-diagrams of the different sub-regions. The sub-regions were chosen to correspond to the major tectonic units, (i.e. Göss Graben Kern, Hochalm Kern and Reisseck Mulde, and Peripheral Schieferhülle). In addition, the Hochalm Kern/Reisseck Mulde unit was arbitrarily subdivided across the head of the Göss Graben to the Dösenner See, to give a northern sub-region (Hochalm Sp. and Villacher Hütte area) and a central sub-region (Dösenertal to Hintereggen Graben).

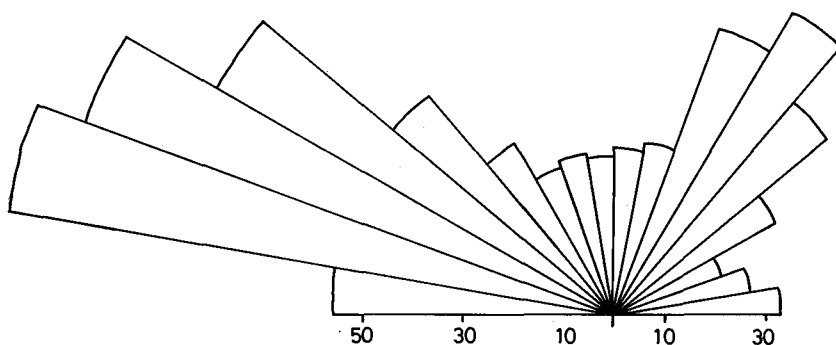


Fig. AI - 2 Rose-diagram showing total lineament pattern (948 measurements).

The rose-diagram of the lineament pattern showing total measurements (Fig. A I—2) indicates a broad overall westnorthwest-eastssoutheast and northeast-southwest conjugate set of lineaments. Within the Göss Graben Kern (Fig. A I—1 [a]), this conjugate set is well-developed, but there is a dominance of northeast-southwest lineaments. The Hochalm Kern and Reisseck Mulde of the central sub-region (Fig. A I—1 [b]), on the other hand, show a dominance of westnorthwest-eastssoutheast lineaments over the northeast-southwest trend, and in addition, a set of northnorthwest-southsoutheast lineaments is developed. The northern sub-region (Fig. A I—1 [c]) shows the west-northwest-eastssoutheast and northeast-southwest conjugate set of the overall lineament pattern, with a marked dominance of the former trend. Lineaments in the Peripheral Schieferhülle (Fig. A I—1 [d]) show a very broad westnorthwest-eastssoutheast and northeast-southwest pattern, with an important development of lineaments which parallel the Mölltal Line.

Thus, all tectonic units in the map-area show a development of the westnorthwest-eastssoutheast and northeast-southwest conjugate set of lineaments. The development of this basic set of lineaments presumably postdates virtually all other movements, and certainly lineaments are seen to cut straight across the major low-angle faults and shear zones marking the main tectonic divisions. In local areas, one lineament trend can appear to truncate other trends; elsewhere it seems this trend is itself offset by the others; but very often neither trend appears to be affected at a crossing-point: thus there is no consistent truncation of one trend by another over any large area.

Within the different tectonic units, the two main trends are developed to different degrees. Within the Göss Graben Kern, high, bare rock plateau areas (e.g. Tröska Alm

and Hohenkar) tend to record a dominance of northeast-southwest lineaments, whilst very similar topography in the northern sub-region of the Hochalm Kern (e.g. Hochalm Kar, southwest of the Villacher Hütte) records a marked dominance of west-northwest-east-southeast lineaments. From a general consideration of the map showing the lineament distribution pattern (Fig. A I—1), it can be seen that the observed north-east-southwest lineaments dominate the whole eastern and south-eastern area of the map, and that elsewhere this trend is only apparent to a lesser degree. In some areas, other lineament trends overprint the basic set to give a more complex rose-pattern, e.g. the development of lineaments parallel to the Mölltal Line in the Peripheral Schieferhülle (Fig. A I—1 [d]), or the development of northnorthwest-southsoutheast trends in the central sub-region (Fig. A I—1 [b]).

In any study of lineament pattern, consideration of large-scale topographical alignment is very important. In the map-area it is of interest to note that the Dösen, Kaponig, Zwenberger, Rieken, Mühldorfer, Ritter and Tröska Alm valleys all tend to parallel the northeast-southwest lineament direction, whereas the Radl and, to a lesser extent, the Hintereggen valleys parallel the westnorthwest-east-southeast lineaments and the Mölltal Line.

The study of the lineament pattern from the aerial photographs provides information about the most recent stress environment to which the rocks of this part of the South-East Tauern have been subjected. The development of a westnorthwest-east-southeast and northeast-southwest conjugate set of lineaments can probably be related to the final uplift of the Tauern, with local stress field variations causing local lineament pattern variations (e.g. trends paralleling the Mölltal Line). It will be of considerable interest to compare these lineament trends with those developed in the higher tectonic units which overlie the Pennine Zone and surround the Tauernfenster.

Appendix II

Methods of calculation of rock strain

by R. J. NORRIS

Dolomite Quartzite Breccia

RAMSAY (1967) and DUNNET (1969) have criticised calculations of strain based on arithmetic means of axial ratios of deformed pebbles. They consider the deformation of a set of generally ellipsoidal, randomly oriented particles, and show that if the axial ratio is plotted against the angle between the long axis of the particle and some chosen direction within the reference plane, a symmetrical figure will result. The line of symmetry of the figure is parallel to the long axis of the strain ellipse within the plane, and the true axial ratio of the strain is given by

$$R_t = \sqrt{R_T \max R_T \min} \quad (\text{RAMSAY, 1967. p. 210})$$

where R_t = Strain axial ratio $\frac{X}{Y}$ within plane

R_T = pebble axial ratio

If the ellipsoids initially had a preferred orientation, the distribution will be asymmetric.

DUNNET (1969) concludes that at least 40 measurements are required to define this distribution adequately, but unfortunately in the present study, it was not possible

to collect this number of measurements. GAY (1969) shows, however, that even a crude calculation based on a small number of measurements may give results surprisingly close to those obtained after a much more detailed analysis.

Despite the paucity of measurements, it was considered that a rough calculation based on geometric means might indicate the order of magnitude of strain. For the dolomite quartzite breccia of the lower Kaponigtal the axial ratios of the pebbles were measured on sections sawn parallel and perpendicular to the pebble elongation and the strain axial ratios calculated from the geometric means. Each one was then calculated from the other two, the average value taken, and the process repeated until agreement to within 0.1 was reached. In fact, very little adjustment was necessary, suggesting that the measured values were fairly representative. The results are:

Number of measurements	Arithmetic mean	Std. Dev.	Geometric Mean
Y/Z	17	2.05	2.1
X/Y	9	4.9	4.6
X/Z	12	10	9.6

Axial ratio of strain ellipsoid = 9.6 : 2.1 : 1

$$K = 3, \text{ where } K = \frac{Z(X-Y)}{Y(Y-Z)}$$

This result is in marked contrast with other strain indicators in the Peripheral Schieferhülle. The fabric suggests that the strain has been predominately an unilateral flattening. Two methods of producing elongated pebbles parallel to the fold axis have been considered. During a rotational strain, the axes of each successive strain increment are not parallel to the axes of the finite strain ellipsoid. It is possible for the long axis of the latter, during progressive deformation, to be rotated through the surface of no infinitesimal strain and so be shortened again. In such a situation, for instance in the short limb of an asymmetric fold, the net result will be an elongation parallel to the rotation axis. This is what happens to an irregularly shaped lump of putty when it is rolled beneath the hand against a hard flat surface. Consider a flattening type strain ($K = 0$, FLINN, 1962) in which the principal quadratic elongations are $\lambda_x, \lambda_x, \frac{1}{(\lambda_x)^2}$. If a rotation parallel to the Y axis is occurring, only in this direction will the strain be the same as in the case of no rotation. However the principal compression, $\frac{1}{(\lambda_x)^2}$ may still be calculated from this. In the present case, the elongation parallel to the fold axis may represent the effect of rotation of the short limb of an asymmetric fold within a unit undergoing a flattening type strain. In this case $\lambda_2 = \frac{1}{(\lambda_y)^2} = 0.064$ or $\epsilon = -2.50$ (in logarithmic strain).

An alternative mechanism is suggested by RAMSAY (1967, p. 220), namely that the pebbles were initially disc-shaped, lying within the plane of the bedding, and subsequent compression parallel to the bedding has produced elongated pebbles.

Consider a disc-shaped pebble, radius r and thickness t , let the axes of the pebble before strain be A, B, C, and after strain be A', B', C', where C is perpendicular to the

bedding and B is parallel to the long axis of the strain ellipse within the bedding. The pebble is now deformed by a flattening-type strain, with $\lambda_x = \frac{1}{(\lambda)^{1/2}} = \lambda_y$, $\lambda_z = \lambda$ where λ_x is parallel to C, λ_y to B and λ_z to A.

Then,

$$(1.) \quad \begin{array}{ll} A = r; & A' = \frac{r}{(\lambda)^{1/2}} \\ B = r; & B' = \frac{r}{(\lambda)^{1/4}} \\ C = t; & C' = \frac{t}{(\lambda)^{1/4}} \end{array}$$

The calculated extension parallel to B', assuming (mistakenly) an initially spherical article, will be

$$(2.) \quad (\lambda_B)^{1/2} = \left(\frac{r}{t}\right)^{1/2} \cdot \frac{1}{(\lambda)^{1/4}};$$

Let $p = \frac{C'}{A'}$, then

$$(3.) \quad \left(\frac{r}{t}\right)^{1/2} = \frac{1}{(p)^{1/2}} \cdot \frac{1}{(\lambda)^{1/4}}$$

$$(4.) \text{ from eqn. (2),} \quad (\lambda_B)^{1/2} = \frac{1}{p} \cdot \frac{1}{(\lambda)^{1/2}}$$

$$(5.) \text{ i.e.} \quad (\lambda)^{1/2} = \left(\frac{1}{p}\right)^{1/2} \cdot \frac{1}{(\lambda_B)^{1/2}}$$

In the present case, $\frac{C'}{A'} = 2.1$, and $(\lambda_B)^{1/2} = 3.55$

so that $(\lambda)^{1/2} = 0.22$ ($\epsilon = -1.50$).

Thus limiting values of $\epsilon = -1.50$ (in the case of RAMSAY's theory) and $\epsilon = -2.50$ (in the case of the rotation theory) may be set.

Strain Calculations from Buckled and Boudinaged Veins

In the veins measured in this investigation, the thickness at the hinges of the folds was greater than on the limbs. This is due to a component of homogeneous strain. By measuring the orthogonal thickness (s) of the vein in various directions at an angle, φ_1 , to a given direction, the initial thickness may be derived by plotting the polar co-ordinates (s, φ). The resulting figure is symmetrical about two orthogonal axes, the axes of the homogeneous strain ellipse, and is described by the relation

(6.) $s^2 = p^2 (\lambda_1 \cos^2 \varphi + \lambda_2 \sin^2 \varphi)$ (RAMSAY, 1967 p. 412; NORRIS, 1970) where p = initial thickness, φ = angle between thickness vector and X axis of strain ellipse, λ_1 and λ_2 = principal strains. In cartesian co-ordinates,

$$(7.) \quad \begin{aligned} x &= p (\lambda_1 \cos^2 \varphi + \lambda_2 \sin^2 \varphi)^{1/2} \cos \varphi \\ y &= p (\lambda_1 \cos^2 \varphi + \lambda_2 \sin^2 \varphi)^{1/2} \sin \varphi \\ \text{when } \varphi &= 0, x_0 = p(\lambda_1)^{1/2}; \text{ when } \varphi = 90^\circ, y_0 = 0 (\lambda_2)^{1/2} \\ \text{so that } (x_0 y_0)^{1/2} &= p(\lambda_1 \lambda_2)^{1/4} \end{aligned}$$

if the strain is a pure shear, $\lambda_1 = \frac{1}{\lambda_2}$

$$(8.) \quad \text{i.e. } (x_0 y_0)^{1/2} = p$$

Measurements were made on photographs taken at right angles to the fold axes. All the veins examined (from within the Reisseck synform) showed little or no folding or boudinage parallel to the fold axis. All were approximately perpendicular to the S_A^1 foliation, and as they are related to the granite intrusions, record only the subsequent strain. The cross-sectional area was measured (A), and the original length calculated from $l_0 = \frac{A}{p}$. The present orthogonal length of the vein (l_1) was measured, and the strain, $(\lambda)^{1/2} = \frac{l_1}{l_0}$, calculated.

However, the viscosity ratios calculated from the BIOT equation (BIOT, 1961) were very low, suggesting that a considerable amount of layer shortening during the early stages of buckling has taken place. This problem has been discussed by SHERWIN and CHAPPLE (1968) and use was made of their method of calculating this component. The measurements of dominant wavelength, thickness and amplitude substituted into their equations, were first recalculated to remove the later homogenous strain. The results are given in Table IV—1.

Boudinaged veins may also be used to estimate the amount of elongation. The cross-sectional areas (A) of each boudin may be measured together with the maximum thickness (h), and the "initial" length (l_0) found. By adding these together, and measuring the present length of the vein, the elongation parallel to it may be calculated from $(\lambda)^{1/2} = \frac{l_1}{\sum l_0}$ where $l_0 = \frac{A}{h}$.

This does not allow for a homogeneous stretching of the layer prior to failure or for any homogeneous flattening of the boudins after rupture. It is not possible to allow for any initial stretching without a detailed knowledge of the behaviour of the rocks during deformation, their physical properties and other parameters such as the rate of strain. With regard to a homogeneous flattening of the boudins after rupture, GAY (1968) has investigated the behaviour of viscous ellipsoidal particles during a pure shear deformation, and derived the following relationship:

$$(9.) \quad \ln \left(\frac{a}{b} \right) = \ln \left(\frac{a_i}{b_i} \right) + \left[\frac{5}{(2R+3)} \right] \ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{1/2} \quad (\text{GAY, 1968, eqn. 16})$$

where a_i, b_i, a and b are the initial and final semi-axial lengths of the particle cross-section, $R = \frac{\eta}{\eta_1}$ = viscosity ratio, and λ_1 and λ_2 are the principal quadratic elongations.

Let $\frac{l_1}{\sum l_0} = (\lambda_s)^{1/2}$; then

$$(10.) \quad \ln \lambda_t = \ln \lambda_v + \ln \lambda_s$$

where λ_t = total elongation, λ_v = homogeneous strain since onset of necking, λ_s = strain calculated from separation,

also, $\frac{a}{a_1} = \frac{b_1}{b} = (\lambda_v)^{1/2}$, and for pure shear, $\lambda_1 = (1/\lambda_2) = \lambda_t$

Eqn. (9) then becomes:

$$\begin{aligned}
 \ln \lambda_v &= \left[\frac{5}{(2R+3)} \right] \ln \lambda_t = \left[\frac{5}{(2R+3)} \right] (\ln \lambda_v + \ln \lambda_s) \\
 \ln \lambda_v &= \left[1 - \frac{5}{(2R+3)} \right] \ln \lambda_s \\
 \ln \lambda_v &= \left[\frac{5}{(2R-2)} \right] \ln \lambda_s \\
 \text{or} \quad \epsilon_v &= \left[\frac{5}{(2R-2)} \right] \epsilon_s \quad (\epsilon = \frac{1}{2} \ln \lambda)
 \end{aligned}
 \tag{11.}$$

Thus by assuming a value for R, the viscosity ratio, a value for the homogeneous strain since necking may be calculated. A value of R = 12 has been assumed for the present calculations, based on the values obtained from the measurement of buckled veins. In most of the Reisseck synform, as already mentioned, the boudins are elongate structures parallel to the axial direction. Measurements were made in the plane perpendicular to this direction, and a plane strain ($\lambda_1 = \frac{1}{\lambda_2}$) assumed in calculating the principal compression. Towards the contact with the Peripheral Schieferhülle, measurements were made in two directions at right angles, and in the marginal zone, an uniaxial compression [$\lambda_1 = 1 (\lambda_2)^{1/2}$] was assumed as the boudins here are disc-shaped. The principal compression was calculated for comparison between these localities. The results on boudinaged veins are given in Table IV—II and all results are shown in Fig. AII—I. It is clear that the strains in the marginal zone are considerably greater

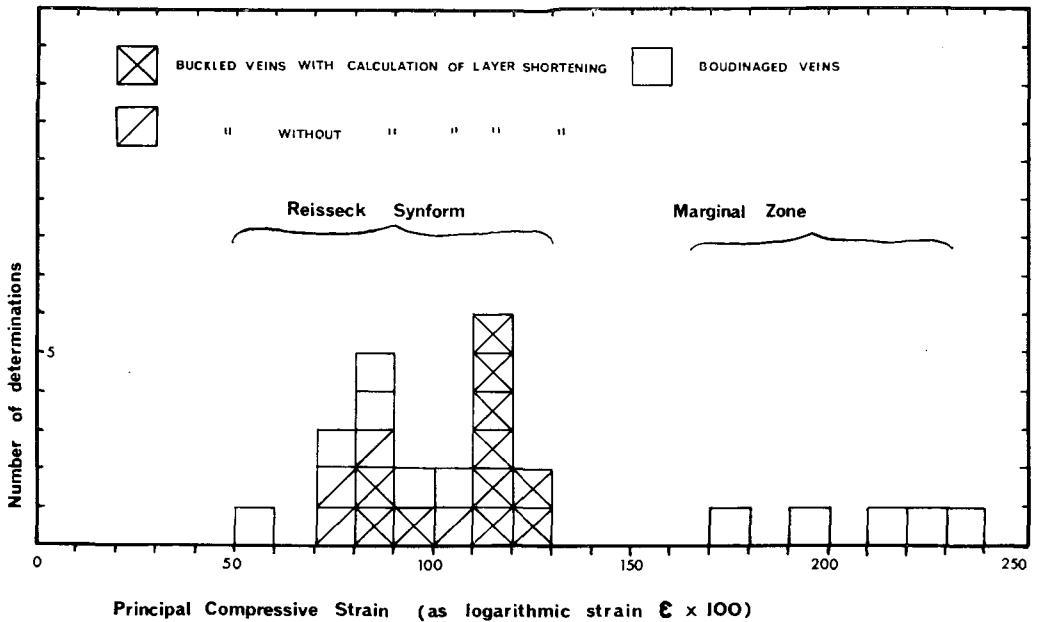


Fig. AII-1 Histogram of compressive strains measured on the Inner Schieferhülle by different methods.

than those in the Reisseck synform. Within the Reisseck synform, the measurements are fairly consistent, those of boudinaged veins overlapping those of buckled veins. As a group, however, the boudin measurements tend to be lower in value. The explanation for this is probably twofold:

(1.) the strain is not planar, so that there is some extension perpendicular to the plane of measurement which has not led to boudinage.

(2.) homogeneous elongation of the layer occurred prior to necking, analogous to the layer-shortening during the early stages of buckling. This element of strain is probably the main reason for the discrepancy, and thus the measurements of boudinaged veins must be considered as minimum estimates only.

The limits of accuracy of these measurements are difficult to estimate as the method depends upon certain assumptions which, if incorrect, would seriously diminish the accuracy of the results.

With regard to buckled veins, these assumptions are:

(1.) that the veins were of uniform thickness and have been deformed by a buckling process. Initial irregularities of thickness have, however, been partly allowed for by the method of thickness calculation.

(2.) that the materials followed a linear viscous model (as is assumed in the layer shortening equations). However, CHAPPLE (1969) has investigated the behaviour of viscous-plastic materials (which are more probable analogues for natural rock materials) and concludes that the validity of the layer shortening equations is unlikely to be affected, as the dominant wavelength is established at low strains while the material is behaving in a linear viscous fashion.

(3.) That the strain within the vein approximated to a plane strain. The initial thickness actually measured is $p(\lambda_1 \lambda_2)^{1/4}$, so that only if $\lambda_1 = \frac{1}{\lambda_2}$ will this be strictly correct. In the veins measured, there was no inhomogeneous deformation parallel to the fold axis. Note that the wave number is unaffected by a non-planar strain.

(4.) that the calculated wave number, which is substituted into the layer-shortening equations, is the dominant wave number. SHERWIN and CHAPPLE (1968) suggest that every fold within a layer should be counted in calculating the wave number. This assumes a normal distribution of individual wavelengths about the dominant wavelength, and is the best approach for layers containing a large number of folds. In veins such as those in the present study, with relatively few complete wavelengths, a single fold which is strongly atypical may completely upset the calculation and this part of the calculation becomes a serious potential source of error. Because of this, small, low-amplitude buckles were not counted, so that the strains calculated here may be too low. As this will increase the viscosity ratios, it will also have the effect of reducing the values calculated from the boudinaged veins for which this ratio was used. However, a genuine minimum as presented here is probably of more value than one which could be considerably too large.

References

- ALBEE, A. L.: Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. — *Am. Miner.*, *47*, 851—70, Menasha, Wis., 1962.
- : A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. — *Am. J. Sci.*, *263*, 512—36, New Haven, 1965.
- ALTHAUS, E.: Die Bildung von Pyrophyllite und Andalusit zwischen 2000—7000 bar H₂O Druck. — *Naturwissenschaften*, *53*, 105—6, Berlin, 1966.
- : Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren I Mitteilung: Experimentelle Untersuchungen. — *Contr. Min. Pet.*, *13*, 31—50, Berlin, 1967 b.
- : The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. — *Contr. Min. Pet.*, *16*, 29—44, Berlin, 1967 a.
- : Experimental evidence that the reaction of Kyanite to form Sillimanite is at least bivariant. — *Am. J. Sci.*, *267*, 273—77, New Haven, 1969.
- ANDERSON, P. A. and KLEPPA, O. J.: The Thermochemistry of the Ky-Sill Equilibrium. — *Am. J. Sci.*, *267*, 258—90, New Haven, 1969.
- ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — *Jb. Univ. Graz*, *1939*, 251—304, Graz, 1939.
- ANGEL, F. and STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* *13*, 112 S. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 1952.
- ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E., and EBERHARDT, P.: A comparison of K/Ar and Rb/Sr ages on Alpine biotites. — *Earth & Planet. Sci. Ltrrs.*, *1*, 13—19, Amsterdam, 1966.
- ATHERTON, M. P. and EDMUNDS, W. M., An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. — *Earth & Planet. Sci. Ltrrs.*, *1*, 185—93, Amsterdam, 1966.
- BAILEY, A. R., The structure and strength of metals. — 122 S. Metallurgical Services, Betchworth, 1967.
- BALK, R., Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. — *Bull. geol. soc. Am.* *47*, 685—774, New York, 1936.
- BARTH, T. F. W., Theoretical petrology. — 416 S. Wiley, New York, 1962.
- BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., HUBER, N. K., MOORE, J. G., and RINEHART, C. D.: The Sierra Nevada Batholith — a synthesis of recent work across the central part. — *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 414—D, 46 S, Washington D. C., 1963.
- BECKE, F. Uber Myrmekit. — *Tsch. min. pet. Mitt.*, *27*, 377, Wien, 1908.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. and WENDT, I.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — *Jb. Geol.* *86*, 835—44, Wien, 1968.
- BETHUNE, P., LADURON, D., MARTIN, H. and THEUNISSEN, K.: Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Prov. de Novara Italie). — *Schweiz min. pet. Mitt.* *48*, 437—54, Zürich, 1968.
- BIOT, M. A.: Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. — *Bull. geol. soc. Am.*, *72*, 1595—620, New York, 1961.
- BOLDIZSÁR, T.: Geothermal Data from the Vienna Basin. — *J. geophys. res.* *73*, 613—8, Richmond, Va., 1968.
- BORG, I. Y. and HANDIN, J., Experimental deformation of crystalline rocks. — *Tectonophys.* *3*, 249—368, Amsterdam, 1966.
- BRACE, W. F., Brittle fracture of rocks in W. R. Judd (Ed). *State of stress in the earth's crust.*—Elsevier, New York, 1964.
- BREWER, M. S., Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. — *Earth & Planet. Sci. Ltrrs.*, *6*, 321—31, Amsterdam, 1969.
- : K-Ar age studies in the Eastern Alps — the Oberostalpindecke of Kärnten. — Unpub. D. Phil. thesis, Oxford, 1970.
- BREWER, M. S. and OXBURGH, E. R.: The thermal history of the South East Tauern. — manuscript for publication 1972.
- BROWN, E. H.: Interpretation of zoned garnets from the greenschist facies. — *Geol. Soc. Am. ann. meeting Abstr.*, *1968*, 39, New York, 1968.

- BUTLER, B. C. M.: A chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area Scotland. — *J. Petrology*, 8, 233—67, Oxford, 1967.
- CARMAN, J. F. and TUTTLE, O. F.: Experimental Study on the Origin of Myrmekite. — *Geol. Soc. Am. ann. meeting Progr.* 1963, 29 A, New York, 1963.
- CARMICHAEL, D. M.: Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. — *Geol. Soc. Am. ann. meeting Abstr.*, 1968, 47, New York, 1968.
- CARTER, N. L., CHRISTIE, J. M. and GRIGGS, D. T.: Experimental deformation and recrystallisation of quartz. — *J. Geol.* 72, 687—733, Chicago, 1964.
- CARTER, N. L., and RALEIGH, C. B.: Principal stress directions from plastic flow in crystals. — *Bull. geol. soc. Am.*, 80, 1231—64, New York, 1969.
- CHADWICK, B.: Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. — *Bull. geol. soc. Am.*, 79, 1123—49, New York, 1968.
- CHAPPLE, W. M.: A mathematical theory of rock folding. — *Bull. geol. soc. Am.* 79, 47—68, New York, 1968.
- : Fold shape and rheology-folding of an isolated viscous-plastic layer. — *Tectonophys.*, 7, 97—116, Amsterdam, 1969.
- CHRISTIE, J. M.: Dynamic interpretation of the fabric of dolomite from the Moine thrust-zone in North-west Scotland. — *Am. J. Sci.*, 256, 159—70, New Haven, 1958.
- CHRISTIE, J. M., GRIGGS, B. T. and CARTER, N. L.: Experimental evidence of basal slip in quartz. — *J. Geol.* 72, 734—57, Chicago, 1964.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G*, 11—35, Wien, 1965.
- CLARK, S. P.: Heat flow from the Austrian Alps. — *Geophys. J. Roy. astronom. soc.*, 6, 54—63, London, 1961.
- CLARK, S. P. and JÄGER, E.: Denudation Rate in the Alps from Geochronologic and Heat Flow Data. — *Am. J. Sci.*, 267, 1143—60, New Haven, 1969.
- CLIFF, R. A.: Geologic studies in the South East corner of the Tauern window, Austria. — Unpub. D. Phil. thesis, Oxford, 1968 a.
- : The age of tonalites in the South-east Tauernfenster, Austrian Alps — Rb/Sr whole rock ages on some associated leucogranites. — *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* 11, 655—63, Stuttgart, 1968 b.
- : Strontium Isotope Distribution across a Regionally Metamorphosed Granite Contact, South-East Tauern Window, Austria. — *Trans. Am. Geophys. Un.* 51, 455, Washington D. C., 1970.
- CORNELIUS, H. P., and CLAR, E.: Geologie des Grossglocknergebietes. — *Abh. d. Rst. f. Bdf.*, 1, 1—305, Berlin, 1939.
- CRAWFORD, M. L.: Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont U. S. A. and South Westland N. Z. with inferences about the peristerite solvus. — *Contr. Min. Pet.*, 13, 269—94, Berlin, 1966.
- DAMM, B., and SIMON, W.: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Hohen Tauern — Das Tauerngold. — 98 S. Der Aufschluss, Heidelberg, 1966.
- DEER, W., HOWIE, R. and ZUSSMAN, J.: The rock forming minerals. — 5 vols. Longmans, London 1963.
- DEMME, W.: Geologie, 7—11, in Reisseck, Mölltal, Kärnten. — 70 S, Reisseck, Kreuzeck Hohenbahnen Ges. m. b. H., Klagenfurt, 1968.
- DEN TEX, E.: Metamorphic lineages of orogenic plutonism. — *Geol. Mijnb.*, 44, 105—56, 's-Gravenhage, 1965.
- DE WAARD, D. D., Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic crystalline schists as related to metamorphic zoning in the Usu Masif, Timor. *Am. J. Sci.*, 257, 553—62, New Haven, 1959.
- DIETERICH, J. H.: Origin of cleavage in folded rocks. — *Am. J. Sci.* 267, 155—65, New Haven, 1969.
- DIETERICH, J. H. and CARTER, N. L.: Stress history of folding. — *Am. J. Sci.*, 267, 129—54, New Haven, 1969.
- DRAKE, J. C.: Garnet growth in staurolite and garnet zone regionally metamorphosed schists. — *Geol. Soc. Am. ann. meeting Abstr.*, 1963, 81, New York, 1963.
- DUNNET, D.: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. — *Tectonophys.*, 7, 117—36, Amsterdam, 1969.

- ENGEL, A. E. J. and ENGEL, C. G.: Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, N. W. Adirondack Mts., New York. — *Bull. geol. Soc. Am.* 73, 1499—514, New York, 1962.
- ERNST, W. G.: Significance of phengitic micas from low grade schists. — *Am. Miner.*, 48, 1357—73, Menasha, Wis., 1963.
- EVANS, B. W.: Coexisting albite and oligoclase in some schists from New Zealand. — *Am. Miner.*, 49, 173—9, Menasha, Wis., 1964.
- EVERNDEN, J. F. and CURTIS, G. H.: The potassium-argon dating of late Cenozoic rocks in East Africa and Italy. — *Current Anthropol.* 6, 343—84, Chicago, 1965.
- EXNER, Ch., Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal II Teil. Bewegungsbild der Silbereckmulde. *Abh. d. Rst. f. Bdf.* 4, 241—306, Berlin, 1940.
- : Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den südöstlichen Hohen Tauern. *Tsch. min. pet. Mitt. F.* 3, 1, 197—284, Wien, 1949.
- : Zum Zentralgneis — Problem der Östlichen Hohen Tauern. *Radex Rundschau*, 7/8, 417, Wien, 1953.
- : Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. *Jb. Geol. B.-A.* 97, 17—38, Wien, 1954.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. 168 S. *Geol. B.-A.*, Wien, 1957.
- : Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohen Tauern. *Livre a la Mémoire du Prof. Paul Fallot, Mem. Soc. Geol. France*, 2, 503—15, Paris, 1960.
- : Schachbrettlalbit und Myrmekit. Eine Verteilungsregel in Hochalm-Ankogelmassiv. *Verh. Geol. B.-A.*, 1961, 59—63, Wien, 1961.
- : Sonnblicklamelle und Mölltallinie. *Jb. Geol. B.-A.*, 105, 273—86, Wien, 1962.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. 170 S. *Geol. B.-A.*, Wien, 1964.
- : Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. *Carinthia II*, 75, 80—89, Klagenfurt, 1965.
- FAGNANI, G., Alpine fissure minerals and their relationship to the minerals of Baveno, 59—63 in *Symposium on Alpine fissure materials. Instituto "Lucas Mallada"*, 1960.
- FLEUTY, M. J., The description of folds. *Proc. Geol. Ass.*, 75, 461—92, London, 1964.
- FLINN, D.: On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. geol. soc.* 118, 385—433, London, 1962.
- FRASL, G.: Zum Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspaten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen, 255—272 in *Hollinek ed., Skizzen zum Antlitz der Erde*, Wien, 1953.
- : Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums aus den grossen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. *Jb. Geol. B.-A.*, 97, 71—131, Wien, 1954.
- : Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. *Min. Mitt. Joanneum*, 2, 41—64, 1957.
- : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. *Jb. Geol. B.-A.*, 101, 323—472, Wien, 1958.
- FRASL, G. and FRANK, W.: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Hohen Tauern — Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. 58 S, *Der Aufschluß*, 15, Heidelberg, 1966.
- FRIEDMANN, M.: Petrofabric techniques for the determination of principal stress directions in rocks 451—552, in *State of stress in the Earth's crust ed. Judd.* 732 S, Elsevier, Amsterdam, 1964.
- FRISCH, W.: Geologie und Petrographie des Felbertauern-Straßentunnels (Osttirol). *N. Jb. Geol. Paläont.* 134, 267—82, Stuttgart, 1970.
- FYFE, W. S.: Stability of epidote minerals. *Nature*, 187, 497, London, 1960.
- : Stability of Al_2SiO_5 polymorphs. *Chem. Geol.*, 2, 67—76, Amsterdam, 1967.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J.: Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 73, Washington D. C., 1958.
- GANGULY, J.: Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-O_2$. *Am. J. Sci.*, 266, 277—98, New Haven, 1968.
- GANGULY, J., and NEWTON, R. C.: Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petrology*, 9, 444—66, Oxford, 1968.

- GAY, N. C.: The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. *Tectonophys.* 5/2, 81—8, Amsterdam, 1968.
- : Analysis of strain in the Barberton mountain land, Eastern Transvaal, using deformed pebbles. *J. Geol.*, 77, 377—96, Chicago, 1969.
- GENTNER, W., LIPPOLT, H. J., and SCHAEFFER, O. A.: Argonbestimmungen an Kaliummineralen-XI Die Kalium-Argon-Alter der Glaser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 191—200, Oxford, 1963.
- GRAESER, S. and NIGGLI, E.: Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. 89—104, in *Etages Tectoniques*, Colloque de Neuchâtel, avril 1966, Neuchâtel, Suisse, 1967.
- GRESENS, R. L.: Tectonic-hydrothermal pegmatites: 1. The Model. *Contr. Min. Pet.*, 15, 345—55, Berlin, 1967.
- GRIGORIEV, D. P.: The origin of quartz as a fissure mineral of the Alpine type with special reference to the occurrences in the USSR. 63—77 in *Symposium on Alpine fissure minerals*, Instituto "Lucas Mallada", 1960.
- GUIDOTTI, C. V.: A comment on "Chemical Study of Minerals of the Moine Schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland", by B. C. M. Butler, and its implications for the phengitic problems. *J. Petrology*, 10, 164—70, Oxford, 1969.
- HANSEN, E.: Structural Geology — in particular the determination of slip plane orientations from the geometry of folds. *Ann. rep. Director, Geophys. Lab.*, 386—410, Washington D. C., 1966.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MULLER, P., WENDT, I. and SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar. Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen), *Jb. Geol.* 86, 797—826, Wien, 1968.
- HART, S. R.: The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Ranges, Colo. *J. Geol.* 72, 493, Chicago, 1964.
- HENLEY, K. J.: The Sulitjelma Metamorphic Complex. Unpublished Ph. D. thesis, University of London, 1968.
- HETANEN, A.: Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in Aluminium-rich schist in various metamorphic zones North of the Idaho Batholith. *Am. J. Sci.*, 267, 422—56, New Haven, 1969.
- HOBBS, B. E.: Recrystallisation of single crystals of quartz. *Tectonophys.*, 6, 353—401, Amsterdam, 1968.
- HOLDAWAY, M. J.: Hydrothermal stability of clinozoisite plus quartz. *Trans. Am. geophys. Un.* 46, 181, Washington D. C., 1965.
- : Stability of epidote. *Trans. Am. geophys. Un.*, 48, 225, Washington D. C., 1967.
- : Stability of andalusite. *Geol. Soc. Am. ann. meeting Abstr.*, 1968, 140, New York, 1968.
- HOLLISTER, L. S.: Garnet zoning — an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647—51, New York, 1966.
- HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Min. Pet.*, 14, 123—62, Berlin, 1967.
- : The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Min. Pet.*, 22, 208—32, Berlin, 1969.
- HOWARD, K. A.: Flow direction in triclinic folded rocks. *Am. J. Sci.*, 266, 758—765, New Haven, 1968.
- HSU, K. J.: Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. geol. soc. Am.*, 79, 1063—74, New York, 1968.
- HSU, K. J., and OHRBOM, R.: Melange of San Francisco peninsula-geologic reinterpretation of Type Franciscan. *Bull. Am. ass. petrol. geol.*, 53, 1348—67, Tulsa, 1969.
- HUNAHASHI, M., KIM, C. W., OHTA, Y., and TSUCHIYA, T.: Co-existence of plagioclases of different compositions in some plutonic and metamorphic rocks. *Lithos*, 1, 356—73, Oslo, 1968.
- HUNZIKER, J. H.: Zur Geologie und Geochemie der Gebiete zwischen Valle Antigorio (Prov. di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin). *Schweiz min. pet. Mitt.*, 46, 473—552, Zürich, 1966.
- HURLEY, P. M., HUGHES, H., PINSON, W. H. Jr., and FAIRBAIRN, H. W.: Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine fault uplift in New Zealand. *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, 67—80, Oxford, 1962.
- JÄGER, E.: Das Alter von Graniten und Gneisen. *Tsch. Min. Pet. Mitt.*, 11, 304—16, Wien, 1966.

- JOHANNES, W.: Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talk, Serpentin, Quarz und Magnesit im System $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Contr. Min. Pet.*, 15, 233—50, Berlin, 1967.
- : An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Am. J. Sci.*, 267, 1083—104, New Haven, 1969.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-Graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 1—192, Wien, 1959.
- KEITH, T. E. C., MUFFLER, L. J. P., and CREMER, M.: Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea Geothermal system, California. *Am. Miner.* 53, 1635—44, Menasha, Wis., 1968.
- KERRICK, D.: Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 Kb and 3.9 Kb P H_2O . *Am. J. Sci.*, 266, 204—14, New Haven, 1968.
- KESLER, S. E. and HEATH, S. A.: The effect of dissolved volatiles on magmatic heat sources at intrusive contacts. *Am. J. Sci.*, 266, 824—39, New Haven, 1968.
- KNOWLES, C. R., SMITH, J. V., BENICE, A. E. and ALBEE, A. L.: X-ray emission microanalysis of rock-forming minerals: VII garnets. *J. Geol.*, 77, 439—51, Chicago, 1969.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. *Denkschr. Ak. wsch. Wien, math.-nat. Kl.* 98, Wien, 1922.
- : Bau und Entstehung der Alpen. 379 S. Deuticke, Wien, 1955.
- KRETZ, R.: Note on some equilibria in which plagioclase and epidote participate. *Am. J. Sci.*, 261, 973—82, New Haven, 1963.
- : Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *J. Petrology*, 7, 68—94, Oxford, 1966.
- KUENEN, P. H.: Origin of Ptygmatic features. *Tectonophysics*, 6, 43—58, Amsterdam, 1968.
- LAMBERT, R. St. J.: The mineralogy and metamorphism of the Moine schist of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 63, 553—88, Edinburgh, 1959.
- : Mineral reactions under polymetamorphic conditions at Lewisian-Moine contacts, 177—88 in *The British Caledonides*, Ed. Johnson and Stewart, 280 S, Edinburgh, 1963.
- : Isotopic age determinations on gneisses from the Tauernfenster. *Vh. Geol. B.-A.*, 1964, 16—27, Wien, 1964.
- : A Potassium-Argon study of the margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. *Ecl. Geol. Helv.*, 63 in press, Basel, 1970.
- LAMBERT, R. St. J., and POOLE, A. B.: The relationships of the Moine schists and Lewisian gneisses near Mallaigmore, Inverness-shire. *Proc. Geol. assoc.*, 75, 1—14, London, 1964.
- LINTHOUT, K. and WESTRA, L.: Compositional zoning in Almandine-rich garnets and its relation to the metamorphic history of their host rocks. *Kon. Nederl. Akad. van Wetenschappen. Proc. Ser. B.*, 71, 297—312, Amsterdam, 1968.
- MACKENZIE, W. S. and SMITH, J. V.: Experimental Evidence for the Stability of Alkali Feldspars. *Curs. y. Conf. d. Inst. "Lucas Mallada"* 8, 64, 1960.
- MCLEAN, D.: The science of metamorphism in metals 103—18 in *Control of Metamorphism*, ed. Pitcher and Flinn, 368 S., London, 1965.
- MCNAMARA, N. J.: Chlorite-biotite equilibrium reactions in carbonate free system. *J. Petrol.*, 7, 404—13, Oxford, 1966.
- MATSUSHIMA, S., KENNEDY, G. C., AKELLA, J. and HAYGARTH, J.: A study of equilibrium relation. in the systems $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $Al_2O_3-H_2O$. *Am. J. Sci.*, 265, 28—44, New Haven, 1967s.
- METZ, P.: Die Obere Stabilitätsgrenze von Tremolit bei der Metamorphose von Kieseligen Karbonaten. *Contr. Min. Pet.*, 15, 272—80, Berlin, 1967.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. and SCHMIDT, K.: Rb/Sr-Alterbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten, des Brenner Mesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Öztaleralpen). *Ecl. Geol. Helv.*, 60, 537—41, Basel, 1967.
- MIYASHIRO, A.: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 179—208, Oxford, 1953.
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y.: Enlargement of the composition field of epidote and piedmontite with rising temperature. *Am. J. Sci.*, 256, 423—30, New Haven, 1958.
- MUECKE, G. K. and CHARLESWORTH, H. A. K.: Jointing in folded Cardium sandstones along the Bow River, Alberta. *Can. J. of Earth Sci.*, 3, 579—96, Ottawa, 1966.

- MUKHOPADHYAY, D.: Development of schistosity in flexural folds. *Geol. Mag.*, 102, 415—7, Hertford, 1965.
- NAHA, K.: Time of formation and kinematic significance of deformation lamellae in quartz. *J. Geol.*, 67, 120—4, Chicago, 1959.
- NALDRETT, A. J.: Talc-carbonate alteration of some serpentinised ultramafic rocks south of Timmins, Ontario. *J. Petrol.*, 7, 489—99, Oxford, 1966.
- NEWTON, R. C.: The thermal stability of zoisite. *J. Geol.*, 73, 431—41, Chicago, 1965.
- : Some calc-silicate equilibrium relations. *Am. J. Sci.*, 264, 204—22, New Haven, 1966.
- NISSEN, H. U.: A study of bytownites in amphibolites of the Ivrea-Zone (Italian Alps) and in Anorthosites — a new unmixing gap in the Low Plagioclases. *Schweiz Min. Pet. Mitt.*, 48, 53—5, Zürich, 1968.
- NOBLE, D. C.: Plagioclase unmixing and the lower boundary of the Amphibolite facies. *J. Geol.*, 70, 234—9, Chicago, 1962.
- NORRIS, R. J.: Structural and Metamorphic Studies in the Reisseck Group, the Eastern Alps. Unpublished thesis, Oxford University, 1970.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. *Jb. Geol. B.-A.*, 111, 115—45, Wien, 1968.
- ODÉ, H.: Mechanical analysis of the dyke pattern of the Spanish Peaks area, Colorado. *Bull. geol. soc. Am.*, 68, 567—78, New York, 1957.
- ORVILLE, P. M.: Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. J. Sci.*, 261, 201—37, New Haven, 1963.
- : A model for metamorphic differentiation origin of thin and layered amphibolites. *Am. J. Sci.*, 267, 64—86, New Haven, 1969.
- OXBURGH, E. R.: A brief report on the geology of the hydroelectric tunnels in the neighbourhood of the Reisseck, Mölltal. *Verh. Geol. B.-A.*, 1964, A 72—3, Wien, 1964.
- : An Outline of the Geology of the Central Eastern Alps. *Proc. Geol. Ass.*, 79, 1—46, Colchester, 1968.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. StJ., BAADSGAARD, H. and SIMONS, J. G.: Potassium Argon age studies across the south-east margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. *Vh. Geol. B.-A.*, 1966, 17—33, Wien, 1966.
- PARKER, R. L.: Symposium on Alpine fissure minerals. Instituto "Lucas Mallada", 1960.
- PHILIPS, W. J.: The deformation of quartz in a granite. *Geol. J.*, 4, 391—413, Chicago, 1965.
- PREY, S.: Gedanken über Flysch- und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. *Verh. Geol., B.-A.*, 1960, 197—213, Wien, 1960.
- : Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches. *Verh. Geol., B.-A.*, 1962, 258—263, Wien, 1962.
- PRICE, N. J.: Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon, London, 1966.
- RAMBERG, H.: The origin of the metamorphic and metasomatic rocks. 317 S. Univ. of Chicago Press, 1952.
- : Evolution of Ptygmatic folding. *Norsk Geol. Tids.* 39, 99—151, Oslo, 1959.
- : Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for the simultaneous formation of several orders of fold. *Tectonophysics*, 1, 307—41, Amsterdam, 1964.
- RAMSAY, J. G.: The geometry and mechanics of formation of "Similar" type folds. *J. Geol.*, 70, 309—27, Chicago, 1962 a.
- : Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. Geol.*, 70, 466—81, Chicago, 1962 b.
- : Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. *Proc. geol. assoc.*, 74, 357—91, London, 1963.
- : Folding and fracturing of rocks. 568 S, McGraw Hill, New York, 1967.
- RAST, N.: Nucleation and growth of metamorphic minerals, 73—102 in *Controls of Metamorphism*, ed Pitcher and Flinn, 368 S, London, 1965.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M., and GILBERT, M. C., Kyanite-sillimanite equilibrium between 700—1500° C. *Am. J. Sci.*, 266, 513—41, New Haven, 1968.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C., and BELL, P. M.: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria — the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, 259—72, New Haven, 1969.

- RIEDERER, J.: Kreuzförmige Verwachsungen von Kalifeldspäten mit Plagioklassäumen in Kristallinen Gesteinen des ostbayerischen Moldanubikums. *N. Jb. Min. Abh.*, *4*, 95—110, Stuttgart, 1967.
- ROSENFELD, J.: Stress Effects around Quartz Inclusions in Almandine and the Piezothermometry of Coexisting Aluminium Silicates. *Am. J. Sci.*, *267*, 317—51, New Haven, 1969.
- RUTLAND, R.: Tectonic overpressures 119—39 in Controls of metamorphism, *ed* Pitcher and Flinn, 368 S, London, 1965.
- SANDER, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Jb. Geol. R. A.*, *62*, 219—88, Wien, 1912.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht. *Jb. Geol. B.-A.*, *70*, Wien, 1921.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., and GRÖGLER, N.: Rb/Sr- und U/Pb-Alterbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. *Ecl. Geol. Helv.*, *60*, 529—36, Basel, 1967.
- SCHWANDER, H., HUNZIKER, J., and STERN, W.: Zur Mineralchemie von Hellglimmern in den Tessiner Alpen. *Schweiz min. pet. Mitt.*, *48*, 357—90, Zürich, 1968.
- SCHWANTKE, A.: Die Beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. *Zentralbl. Min.*, *311*, Stuttgart, 1909.
- SEDERHOLM, J. J.: On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of S. W. Finland. *Bull. Comm. geol. Finlande* *58*, 153 S, Helsinki, 1923.
- SHELLEY, D.: On myrmekites. *Am. Miner.* *49*, 41—52, Menasha, Wis, 1964.
- : Myrmekite and Myrmekite-like intergrowths. *Miner. Mag.*, *36*, 491—503, London, 1967.
- SHERWIN, J., and CHAPPLE, W. H.: Wavelength of single layer folds — a comparison between theory and observation. *Am. J. Sci.*, *266*, 167—79, New Haven, 1968.
- SHIDO, F., and MIYASHIRO, A.: Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ.* *II*, *12*, 85—102, Tokyo, 1959.
- SMITH, J. V., and RIBBE, P. H.: Atomic Movements in Plagioclase Feldspars: Kinetic Interpretation, *Contr. Min. Pet.*, *21*, 157—202, Berlin, 1969.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, *52*, 272 S. Geologischen Kommission der Schweiz, Bern, 1924.
- STRENS, R. G.: Stability and relations of Al-Fe epidotes. *Miner. Mag.* *35*, 464—75, London, 1965.
- STURT, B. A.: The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *J. Petrology*, *3*, 181—91, Oxford, 1962.
- SYLVESTER, A. G.: A microfabric study of calcite, dolomite and quartz around Papoose Flat Pluton, California. *Bull. geol. soc. Am.*, *80*, 1311—28, New York, 1969.
- SYLVESTER, A. G., and CHRISTIE, J. M.: The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J. Geol.*, *76*, 571—80, Chicago, 1968.
- TILTON, G. R., and HART, S. R.: Geochronology. *Science*, *140*, 357—66, New York, 1963.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese, 256 S. Deuticke, Wien, 1963.
- TROMMSDORFF, V.: Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine. *Schweiz min. petr. Mitt.* *46*, 431, Zürich, 1966.
- : The Wollastonite reaction in the Western Bergell Alps. *Schweiz min. petr. Mitt.*, *48*, 828—9, Zürich, 1968.
- TURNER, F. J.: Determination of plagioclase with the four-axis stage. *Am. Miner.*, *32*, 389—410, Menasha, Wis., 1947.
- : *Metamorphic petrology*. 403 S. McGraw Hill, New York, 1968.
- TURNER, F. J., and WEISS, L. E.: *Structural analysis of metamorphic tectonites*. 545 S. McGraw Hill, New York, 1963.
- VELDE, B.: Phengite micas; synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.*, *263*, 886—913, New Haven, 1965.
- VERNON, R. H.: Microstructures of high grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. *J. Petrology*, *9*, 1—23, Oxford, 1968.
- VOLL, G.: New work on petrofabrics. *Lpool Manchr. geol. J.*, *2*, 503—67, Liverpool, 1960.
- WATTERSON, J.: Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, south-west Greenland. *Medd. om Grønland*, *175*, 72 S, København, 1968.

- WEISS, L. E.: Fabric analysis of a triclinic tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks. *Am. J. Sci.*, 253, 225—36, New Haven, 1955.
- WENK, E.: Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. *Schweiz min. pet. Mitt.*, 42, 139—52, Zürich, 1962.
- WENK, E., and KELLER, F.: Isograde in Amphiboliteserien der Zentralalpen. *Schweiz min. pet. Mitt.*, 49, 157—198, Zürich, 1969.
- WILSON, G.: Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland. *Proc. Geol. assoc.*, 64, 118—51, London, 1953.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of the metamorphic rocks. 2er Aufl. 237 S., Springer, Berlin, 1967.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. *Geol. Rdsch.*, 56, 308—19, Stuttgart, 1967.
- YORK, D.: Least squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 44, 1079—86, Ottawa, 1966.
- ZEN, E.: *ed*, Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime. 475 S. Interscience, New York, 1969.

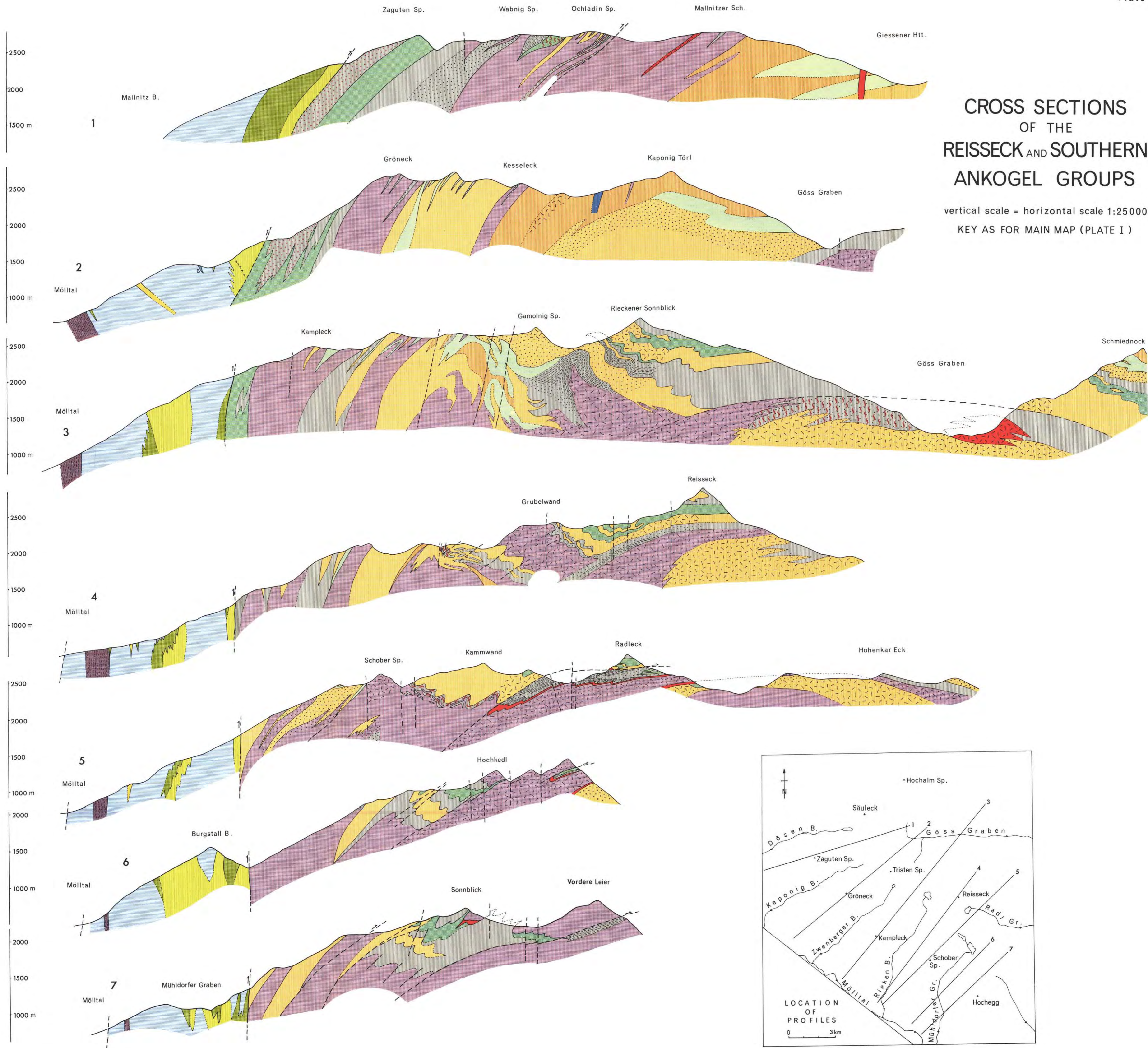


Figure Caption for Plate 3.

PLATE 3—Thin section sketches of Zentralgneiss lithologies. The arrows indicate genetic relationships. The intensity of foliation increases from top to bottom of the plate, the colour index from right to left. Ornament as follows:

- Quartz and plagioclase—white; see individual descriptions.
- "Gefüllte" plagioclase—white with random small dashes.
- Twinned plagioclase—white with faint parallel ruling.
- K-feldspar—dotted ornament.
- Biotite—very dark elongate patches with light streaks.
- White mica—light elongate patches with ornament of parallel dashes.

Larger areas left blank are very fine grained plagioclase mosaic with subsidiary quartz and K-feldspar. The insets are at 5x greater magnification than the main sketches which are at a 8x magnification.

a) Tonalite

Large subhedral grains of gefüllte oligoclase showing fine albite twinning; subsidiary amounts of fine grained plagioclase (1) Quartz occurs in anhedral aggregates with irregular grain boundaries (2) Clots of biotite and accessory minerals are without obvious preferred orientation. (A330/AS17161—mode: qz-29%; sodic oligoclase-47%; K-feldspar-3%; biotite-17%; accessory clinzoisite, allanite, white mica, sphene and apatite.)

b) Granodiorite

Megacrysts of K-feldspar, showing uneven extinction or, rarely, indistinct crosshatch twinning; plagioclase as small gefüllte grains (2) and in a fine polyhedral mosaic (1); small clots of biotite with weak preferred orientation. (A275/AS17167—mode: accessory quartz-33%; oligoclase-32%; K-feldspar-26%; biotite-10%; clinzoisite, sphene and apatite.)

c) Coarse grained Biotite Augen Gneiss

Megacrysts of K-feldspar, partially enclosed in white mica "envelopes"; plagioclase entirely as small untwinned inverse-zoned grains in a polyhedral mosaic (2) also a little K-feldspar in the mosaic; parallel orientation of biotite flakes, rather than clots, elongation of quartz aggregates (1) parallel to mica foliation. (A395/AS17189—mode: quartz-35%; oligoclase-35%; K-feldspar-23%; biotite-5%; accessory white mica, clinzoisite, sphene and zircon.)

d) Biotite Augen Gneiss

Rounded megacrysts of K-feldspar with white mica envelopes; small biotite flakes scattered through fine-grained plagioclase mosaic; quartz as long monomineralic streaks, composed of strings of angle grains (arrow), parallel to the mica foliation and wrapping around the augen. (A159—mode: quartz-35%; oligoclase-40%; K-feldspar-17%; biotite-6%; accessory white mica, sphene, apatite, zircon.)

e) Phengite Augen Gneiss

Very strong foliation defined by phengite (1) orientation and prominent quartz streaks (2); the latter in contrast to (d) are several grains thick; biotite is very rare but some chlorite may represent altered biotite.

f) Fine-grained Porphyritic Granite

Subhedral tabulars of K-feldspar showing Carlsbad twinning occur in a fine grained groundmass composed of quartz (grain boundaries drawn in), oligoclase (left blank on sketch) and scattered flakes and small clots of biotite with no preferred orientation. (A383/AS17176—mode: quartz-25%; oligoclase-35%; K-feldspar-30%; biotite-10%.)

g) Fine-grained Augen Gneiss

Small rounded K-feldspar augen set in a groundmass made up of oligoclase mosaic and irregular quartz aggregates with scattered, well oriented flakes of biotite.

h) Coarse Leucogranite

Irregular granular fabric made up of single anhedral grains of K-feldspar, aggregates of quartz grains with jagged grain boundaries (1) and small patches of fine grained plagioclase mosaic (2); minor mica. (C6712—mode: quartz-45%; K-feldspar-30%; oligoclase-25%; minor biotite, altered partly to chlorite, accessory allanite.)

i) Coarse Leucogneiss

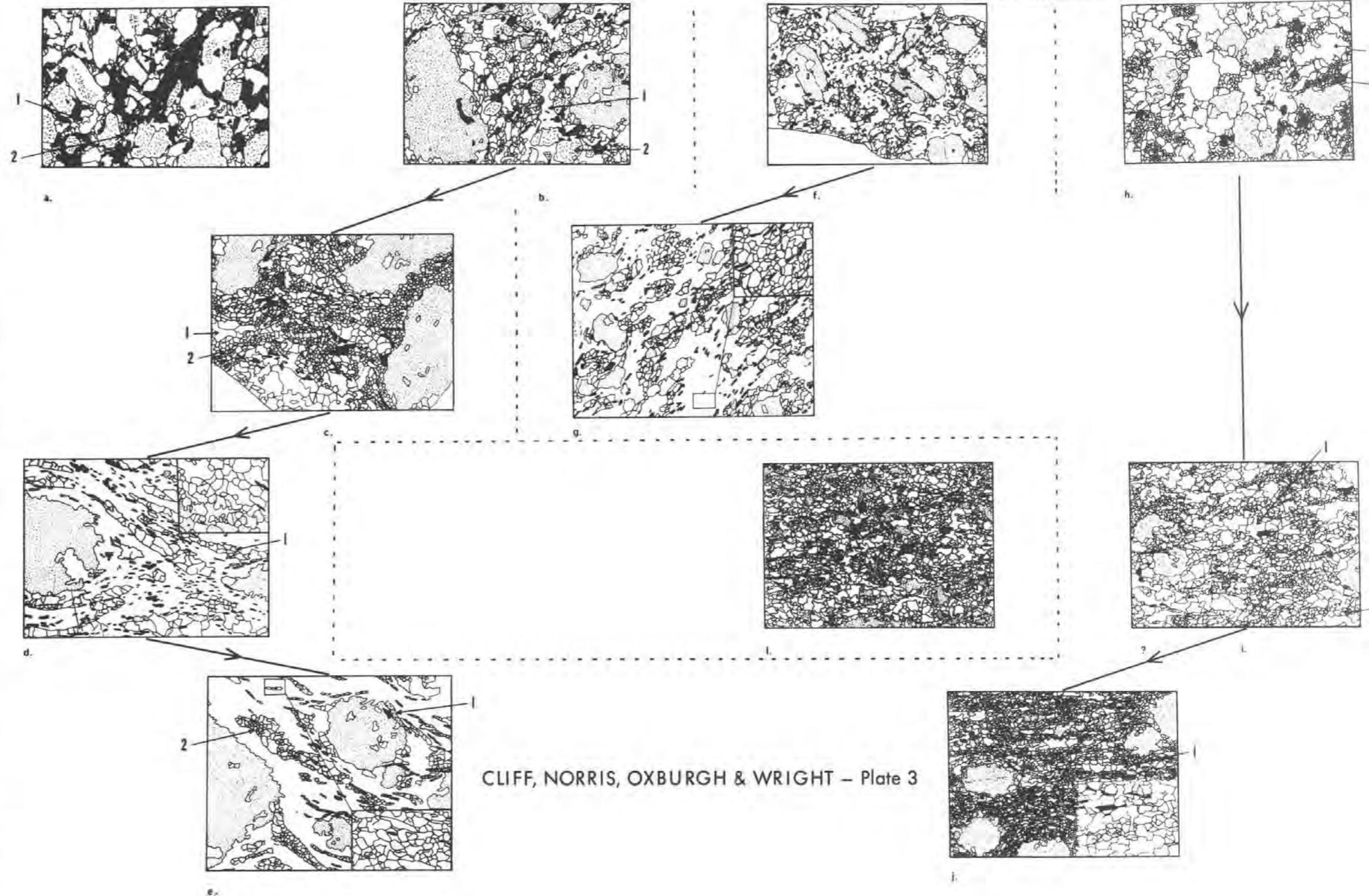
Elongate aggregates of quartz (1) and patches of plagioclase mosaic parallel to the mica foliation; K-feldspar partly as large grains and partly as a fine mosaic (2). (C6709—mode: quartz-40%; K-feldspar-30%; plagioclase-25%; biotite-minor.)

j) Fine-grained Leucogneiss

Foliation defined by alternate strings of quartz grains (1) and an irregular mosaic with about equal amounts of oligoclase and K-feldspar; also parallel orientation of minor biotite flakes. A few larger K-feldspar crystals.

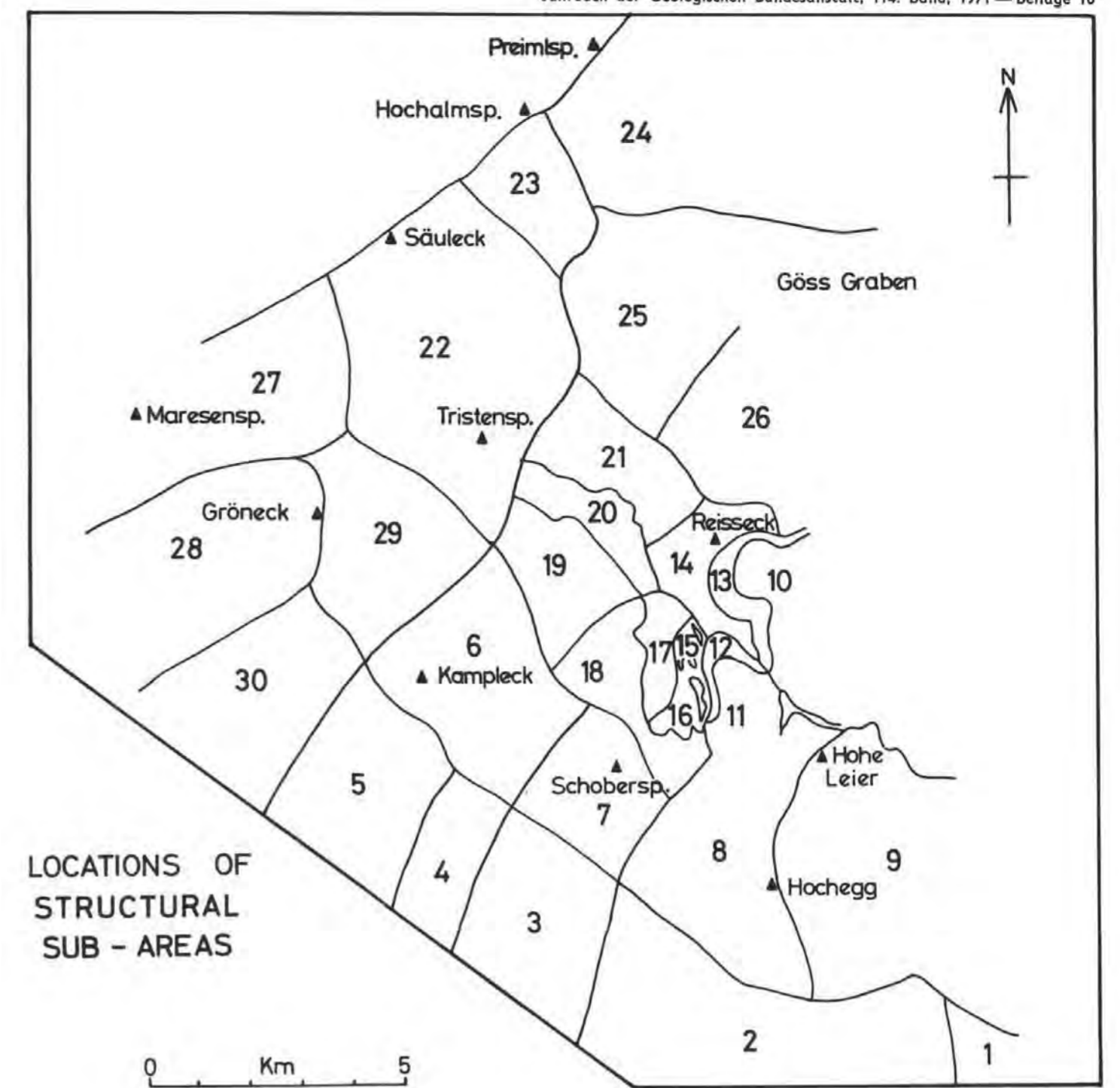
k) Fine-grained Leucocratic Granite-Gneiss

Fairly large flakes of biotite and muscovite define the mica foliation; irregular quartz aggregates (faint parallel ruling) oriented in the same plane. Oligoclase and K-feldspar are distributed in an irregular mosaic of variable grain size. (A337/AS17195—mode: quartz-29%; K-feldspar-26%; oligoclase-40%; biotite-3%; muscovite-2%; accessory chlorite, apatite and clinzoisite.)

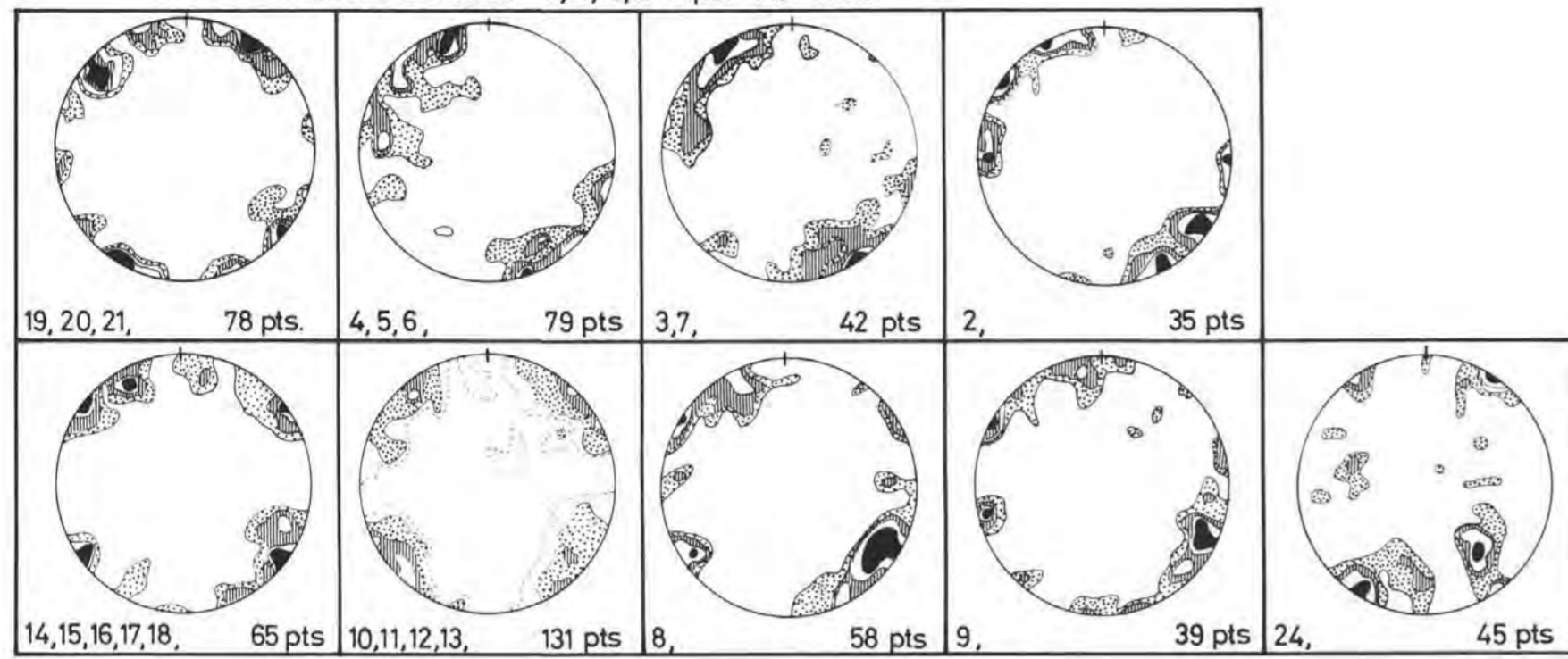


CLIFF, NORRIS, OXBURGH & WRIGHT — Plate 3

STRUCTURAL OBSERVATIONS for the REISSECK and SOUTHERN ANKOGEL GROUPS



Joints. Contours 2, 4, 6, 8% per 1% area

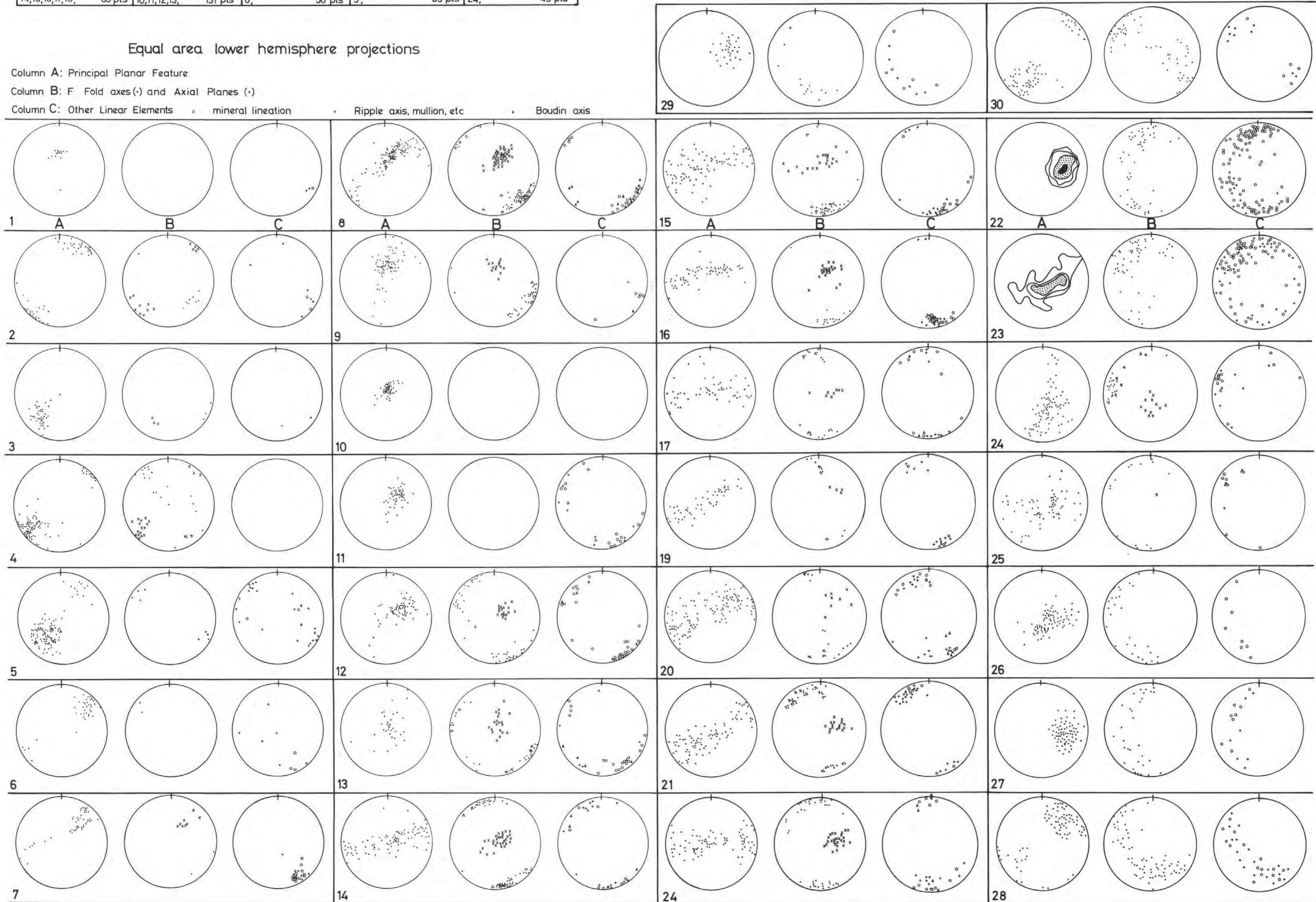


Equal area lower hemisphere projections

Column A: Principal Planar Feature

Column B: F Fold axes (-) and Axial Planes (-)

Column C: Other Linear Elements ○ mineral lineation + Ripple axis, mullion, etc • Boudin axis



Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen

A. TOLLMANN *)

mit 49 Abbildungen und 2 Tafeln (Beilagen 11 und 12)

Schlüsselswörter
Deckenbau-Beweise
Allgäu-Decke
Lechtal-Decke
Inntal-Decke
Krabachjoch-Decke
Nördliche Kalkalpen

„Die Vilser Berge zeigen die besten und ausgedehntesten Überschiebungs- und Deckenbilder der Allgäuer Alpen. Angesichts der Wucht der Erscheinungen wird dort wohl kaum jemand versuchen, aus Norden nach Süden oder von Ost gegen Westen zu schieben. Weitreichende Überschiebungen, teilweise stark verfaltet, lassen sich gerade in den Vilser Alpen auf die Dauer nicht verheimlichen.“ C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1924, S. 82)

„Denn wenn im Kern eines Triassattels als tieferer, ‚falscher‘ Kern eben Jungschichten von Jura und Kreide auftreten, dann liegt kein Einbruch und keine verquetschte Mulde vor, sondern ein geöffneter Deckensattel und ein Fenster. Denn ein Sattel ist keine Mulde.“ M. RICHTER (1930, S. 56)

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	274
Vorwort	275
Abkürzungsverzeichnis zu den Abbildungen	275
Die zentrale Bedeutung des Hornbach-Halbfensters und der Region Luitpoldzone-Bärgündele für den Deckenbau des Bajuvarikums	276
1. Hornbach-Halbfenster	276
2. Luitpoldzone	291
3. Bärgündele	297
Die Grenze Allgäu-Decke-Lechtal-Decke im übrigen Raum zwischen Ammergebirge und Vorarlberg	303
1. Der Bennadeckensattel	303
2. Vilser Alpen	309
3. Der Vorarlberger Abschnitt	320
Der Westrand der Inntal-Decke und die im Westen vorgelagerten Deckschollen	329
1. Der Westrand	329
2. Die Deckschollen in den westlichen Lechtaler Alpen	338
Die Krabachjoch-Decke	348
Die Entwicklung der Vorstellungen vom Bau der Westkalkalpen und die Grundlagen der Idee einer gebundenen Tektonik	351
Literaturverzeichnis	358

Zusammenfassung

An Hand von Abbildungen über die bisher umstrittensten Abschnitte der Deckengrenzen in den westlichen Nordkalkalpen sowie erläuterndem Text dazu wird ausgeführt, daß die von O. AMPFERER seit Beginn unseres Jahrhunderts erarbeitete Auffassung von der Gliederung dieses Raumes in die Allgäu-, Lechtal-, Inntal- und Krabachjochdecke zu Recht besteht und daß die Darstellungen aus den beiden letzten Jahrzehnten, die Vorstellungen gebundener Tektonik neu aufleben ließen, durch das neue Beobachtungsmaterial eindeutig widerlegt werden. Es werden zunächst die eindrucksvollen Beweise für die generelle nordvergente Überschiebung der Jungschichtenzone des Hornbachtals durch die überlagernde Hauptdolomitmasse vor Augen geführt. Die Existenz des neu geprüften Hornbach-Halbfensters als Zeuge für den Fernschub tief im Inneren der Lechtaldecke ist allein bereits vollgültiger Beweis für den Deckenbau des Bajuvarikums. Die Überprüfung der übrigen, weiter im Norden gelegenen tiefen Halbfenster der Lechtaldecke zeigte in jeder einzelnen Struktur ein Abtauchen von Inhalt und Rahmen gegen Osten und kein achsiales oder durch einen Querbruch bedingtes Ausheben, wie die Vorstellung der gebundenen Tektonik postulieren mußte. Auch im Vorarlberger Raum ist eine distinkte Überschiebungsfläche zwischen Allgäu- und Lechtaldecke durchzuverfolgen, wobei es westlich des oberen Lech lokal zu einer Überwältigung der Stirnschuppe der Lechtaldecke durch den Hauptkörper gekommen ist.

Gleichermaßen ließ sich die Bewegungsfläche am Westrand des geschlossenen Körpers der Inntaldecke im Bereich Madautal-Parseeiertal auffinden. Die Ruitelspitz-Halbklippe hebt entgegen neueren Angaben bei der Griebälalm über der Jungschichtenunterlage gegen Westen aus. Die Deckengrenze im Bereich der Memmingerhütte wird nur lokal durch Brüche überlagert, u. zw. SW vom Alblit östlich des Röttales. Die Abgrenzung der Inntaldecke in den übrigen umstrittenen Abschnitten wird kurz erwähnt, sowie die Zugehörigkeit der großen Deckschollen des Flexenpaßgebietes zwischen Griebälaltalerspitze im Osten und Hasenfluh im Westen zur Inntaldecke bestätigt. Neue Beweise für die Existenz der Krabachjochdecke liegen vor.

In Bezug auf den Gesamtbaustil der Westkalkalpen läßt sich feststellen, daß die auf O. AMPFERER zurückgehende Erkenntnis vom Deckenbaustil aus aufrechten, abgescherten Sedimentplatten und nicht aus Überfalten in den Grundzügen wohl zurecht besteht, daß aber daneben streckenweise durch sekundäre Bildung stirnnahe großer liegender Falten und deren anschließende Durchscherung mehrfach im Decken-Vorderrandbereich umfangreiche Verkehrtchenkel entstanden sind. Außerdem ist es vielerorts zu bedeutenden Stirnschuppen-Bildungen gekommen. Streckenweise stark potenzierte Faltung zeigt ein mehrphasiges Geschehen an, das dann gelegentlich etwas schwerer durchschaubare Strukturen geprägt hat.

In historischer Hinsicht wird schließlich noch die Ursache für die eigenartige und bei der Aufgeschlossenheit des Gebietes zunächst unverständliche Erscheinung einer geschlossenen und einheitlichen Mißdeutung des tektonischen Grundstiles in den letzten beiden Jahrzehnten klarzulegen versucht.

Summary

The views of O. AMPFERER on the Deckenbau (nappes-structure) of the western part of the Northern Limestone Alps with their Allgäu-, Lechtal-, Inntal- and Krabachjoch-nappe are proved to be correct. Attempts within the past two decades to explain an autochthonous position are refuted by new observations laid down in numerous illustrations and accompanying text.

New proves for the existence of the Hornbach semi-window and the longer semi-windows of the Vilser Alps are furnished: north verging folds below the southern margins of the semi-klippes and the axially undisturbed submerging of the contents of the semi-windows in eastern direction are the main evidence for the long-distance transport of the Lechtal- over the Allgäu-nappe.

The western margin of the Inntal-nappe in the area north of the Passeier peak in the Lechtal Alps is evidenced by the distinct emerging of this tectonical unit, by the generally north-verging deformation of the basement rocks, by the semi-klippes and the klippes, as well as by the continuous line of boundary all the way round this nappe. Allochthony is ascertained for the group of nappe-outlayers surrounding the Flexen pass. New proves for the existence of the Krabach-nappe are given.

Evidence of shearing is characteristic for the main type of the nappes in the Northern Limestone Alps. Important reversed series appear at different sections near the front of the Lechtal-nappe in such places, where the internal recumbent folds are sheared off behind the frontal lobes.

Finally the main sources of ideas leading to a misinterpretation by explaining the nappe-structure of these mountains to be autochthonous, are shown.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. TOLLMANN, Geologisches Institut der Universität, A-1010, Wien, Universitätsstraße 7.

Vorwort

Die Studien, denen die folgenden Ausführungen zugrunde liegen, entstanden im Sommer 1969 und 1970 im Zusammenhang mit der Revision der kritischen Regionen des tektonischen Bauplanes des westlichen Kalkalpenabschnittes für die Erstellung der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen im Maßstab 1:100.000. Da die Auffassungen der Deckenlehre jenen der gebundenen Tektonik diametral gegenüberstanden und beide Richtungen scheinbar nicht anzweifelbare Argumente ins Treffen führten, war eine Entscheidung der Frage nach dem Grundbaustil nur durch Revision zumindest der wesentlichsten Stellen möglich. Nach der gesamten neueren Literatur schien der Auffassung einer gebundenen Tektonik der unbedingte Vorrang zu gebühren, da in immer weiteren und sehr detaillierten modernen Studien namentlich deutscher Geologen offenbar unwiderlegbare Argumente für eine Bindung der einstigen Decken beigebracht worden waren, die einstigen Gegner dieses Konzeptes aber in neuerer Zeit vollkommen verstummt waren.

Es war daher umso überraschender, daß die in Augenschein genommenen kritischen Stellen im Gelände sehr rasch Abschnitt für Abschnitt die Berechtigung der ursprünglichen, älteren Auffassung vom großzügigen Deckenbau erneut bestätigten. Die Ursache für eine in diesen Fällen sichere Entscheidbarkeit der Frage liegt vor allem in der Aufgeschlossenheit weiter Regionen dieses Raumes, von dessen Westabschnitt M. RICHTER schon 1924, S. VII, so treffend bemerkte: „Es gibt nicht viele Gebiete in den Alpen, wo die alpine Tektonik so klar sichtbar ist und selbst dem Laien so auffällig wird, wie in den Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech.“

Nachdem ich in einer Kurzarbeit (1970 a) bereits im Text über die wesentlichen neuen Beobachtungen zum Thema berichtet habe, möchte ich hier besonders an Hand von graphischem Material die Eindrücke darlegen und dabei den Text auf das Nötigste beschränken, sodaß die hier gegebene Darstellung eine Ergänzung der erwähnten Publikation bildet. Naturgemäß konnte in der zur Verfügung stehenden Zeit nur Wesentliches untersucht werden. In den meisten Fällen aber zeigte die gezielte Beobachtung bereits im Gelände eindeutige Befunde, die dort, wo nötig, durch alters- und gefügemäßige Beobachtungen im Schlift ergänzt worden sind. Ich werde mich bemühen, die für mich klarliegenden Gegebenheiten von den offenbar noch Probleme beinhaltenden Fragen deutlich getrennt zu halten. Für solche Abschnitte sind weitere Untersuchungen vorgesehen. Das Grundkonzept des Deckenbaues aber erscheint nach Überprüfung der kritischen Stellen durch die unmittelbar im Gelände einsichtigen Gegebenheiten besser gesichert als vor Einsetzen des groß angelegten Umdeutungsversuches im Sinne der gebundenen Denkrichtung.

Für die Durchführung der Geländearbeit sowie für Materialuntersuchung war mir die Subventionierung aus dem Jubiläumsfonds der Oesterreichischen Nationalbank eine sehr wertvolle Hilfe, für die ich hier besonderen Dank sage.

Abkürzungen auf den Abbildungen und Tafeln

a	= Adneterkalk	ib	= Brekzie des tieferen Jura
av	= Alpiner Verrucano	id	= Diphyakalk (Malm)
e	= Epsilonkalk (Lias)	ih	= Jurahornstein(kalk), Dogger-Malm
fä	= Ältere Fleckenmergel (Untere- bis mittelliassische Allgäus- schichten)	ik	= Jurakalk (Lias?)
fk	= Stufenkalk (Mittellias)	ikr	= Jura-Kreide
fm	= Mittlere Fleckenmergel (oberliassische Allgäuschichten)	k	= Kreide(-Schiefer)
fy	= Flysch	ka	= Tannheimer Schichten (Oberapt-Oberalb)
i	= Jura i. a.	kb	= Kreide-Brekzie
ia	= Aptychenschichten (Malm-Neokom)	kc	= Alb-Cenoman
		kn	= Kreide-Schiefer

kna = Neokom-Aptychenschichten
 kr = Kreide i. a.
 ks = Kreide-Sandstein
 la = Allgäuschiefer
 lk = Liaskieselkalk
 lph = Landecker Phyllit
 m = Manganschiefer (Oberlias)
 M = Moräne
 ph = Phyllitgneis
 sg = Schiefergneis
 t = Buntsandstein
 t/a = Rhätoliaskalk
 td = Hauptdolomit
 tdk = Plattenkalk (Obenor)
 tdy = Hauptdolomit-Mylonit

tl = Raibler Schichten
 tlk = Karnischer Kalk
 tlrh = Karnische Rauhwacke
 tls = Lunzer Sandstein
 tlsh = Karnische Schiefer
 tp = Partnachschichten
 tpk = Partnachkalk
 tpm = Partnachmergel
 tr = Kössener Schichten
 trk = Oberrhätkalk
 trs = Kössener Schieferlagen
 twd = Wettersteindolomit
 twk = Wettersteinkalk
 v = Schutt
 w = Wiesenbedeckung

Die zentrale Bedeutung des Hornbach-Halbfensters und der Region Luitpoldzone— Bärgünde für den Deckenbau des Bajuvarikums

1. Hornbach-Halbfenster

In dem tief eingeschnittenen Hornbachtal, einem linken Seitental des Lechtals in Tirol, erscheinen in schönen Aufschlüssen im tieferen Gehänge und Talgrund jurassische Gesteinszüge, die gegen W mit der Masse der Allgäudecke zusammenhängen. An zwei Stellen kommt noch im Talgrund Obertrias als Antiklinalkern zutage (Drähüttensattel im Westen, Hagwald—Hochkopf—Doppelsattel im Osten), sodaß sich die Jungschichtenzone als Längsgewölbe zu erkennen gibt. In steilen Felswänden der höheren Gehängepartien aber liegt flach überschoben in überaus eindrucksvoller Weise Hauptdolomit des Allgäuer Hauptkamms im Süden bzw. der Hochvogelscholle im Norden. Einen Überblick über die Lage, Stellung und die tektonische Deutung dieser schon früh als Halbfenster erkannten und erneut durch eigene Beobachtungen bestätigten Struktur des Hornbachgebietes gibt Abb. 1.

Durch die prächtige Aufgeschlossenheit und gute Überblickbarkeit der geologischen Verhältnisse ist bereits früh die Fensternatur dieser Jungschichtenzone im Hornbachtal erfaßt worden und schon O. AMPFERER (1911, S. 551) schrieb darüber: „Hier liegt in wunderbar klaren, einfachen Umrissen ein gegen Westen geöffnetes Fenster der großen Hauptdolomitschubmasse vor, unter der weithin Fleckenmergel, seltener Liaskalke, Obertriaskalke und Kössener Schichten zum Vorschein kommen. Wir haben das vielleicht am deutlichsten und am besten aufgeschlossene Fenster der Nördlichen Kalkalpen vor uns.“ AMPFERER gab bereits damals eine klare Beschreibung der Situation und verwies vor allem auch (S. 552) auf den Kanzberg und die Jochspitze, wo „ein fast ganz abgetrenntes Stück des Scheitels zwischen Hinterhornbach- und Jochbachtal erhalten ist, welches nur noch mit einer schmalen Dolomitfaser an dem breiten Massiv der Wilden hängt, sonst aber allseits frei auf den Fleckenmergeln schwimmt. So besitzt das Fenster des Hornbachtals auch noch einen ganz ausgezeichnet erschlossenen Deckenzeugen“. Die Beschreibung trifft den Kern der Struktur und gilt ohne jede Einschränkung heute ebenso. Ähnlich hat sich auch C. A. HANIEL (1911, S. 21) ausgesprochen, der ferner die Wellenform der Lechtaler Überschiebungsfäche im Bereich des Hornbachtals hervorgehoben hatte.

Eine Reihe weiterer Untersuchungen bestätigte seitdem die Halbfensternatur der Hornbachtalstruktur. Angeregt durch die Negierung der Existenz einer Inntaldecke durch K. BEURLEN (1944, S. 239 ff.) und E. KRAUS (1949, S. 31 ff.) führte C. W. KOCKEL (1953, S. 340), bereits von einer ernsten Krise in der tektonischen Auffassung

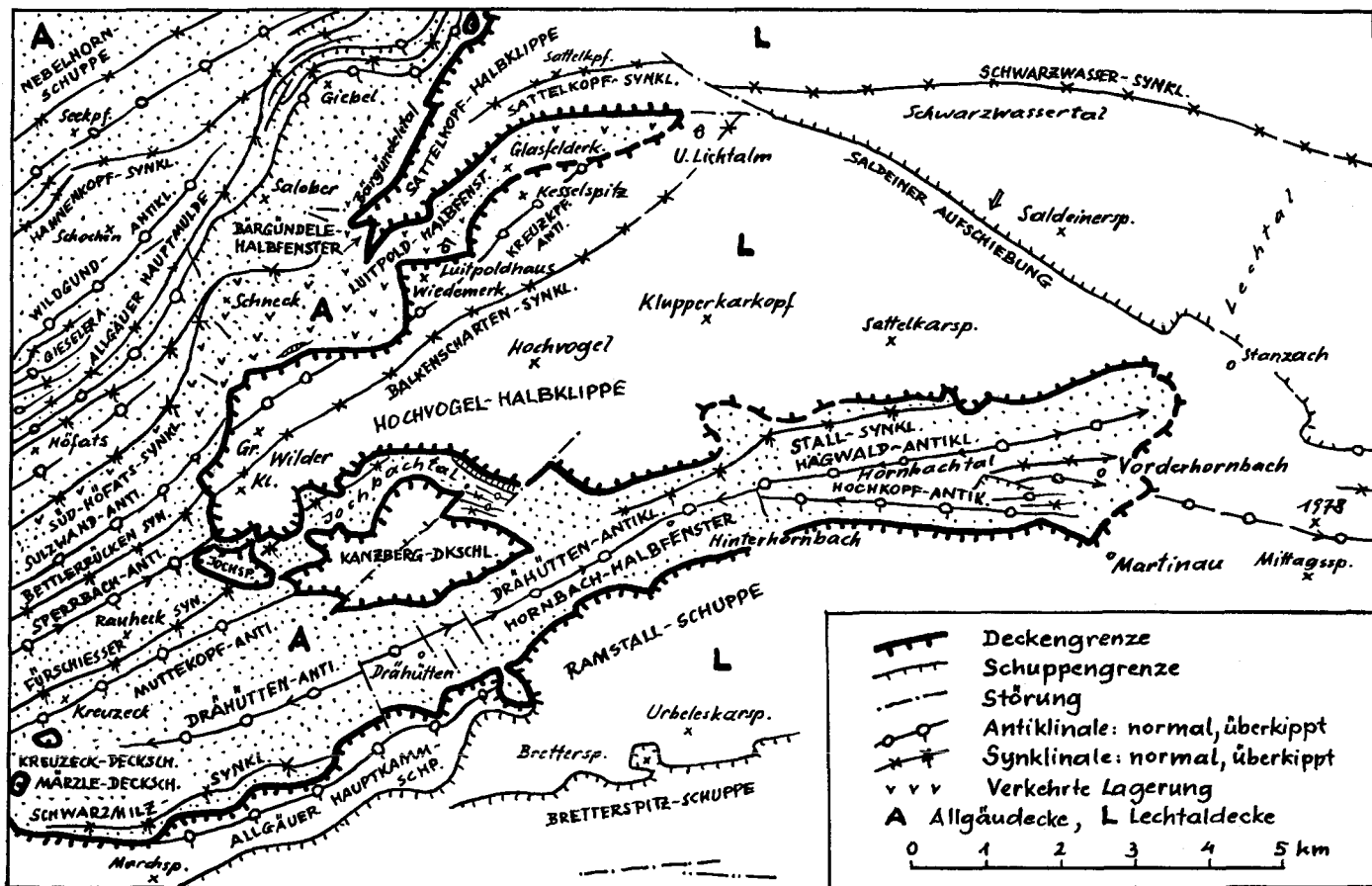


Abb. 1: Tektonische Übersicht über die Region des Hornbachtals, der Luitpoldzone und des Bärgründele in den Allgäuer Alpen.

vom Deckenbau der Kalkalpen sprechend, eine kritische Überprüfung der Fenster-natur der Hornbachregion durch. Er betonte mit Recht (S. 340), daß gerade das Hornbachfenster als sehr südlich gelegenes Element der Allgäudecke besonders weit nach Osten in den Körper der Lechtaldecke eingreift und daher von jeher in erster Linie zur Schätzung der Mindestschubweite dieser Decke herangezogen worden ist. Seine Neuuntersuchung erbrachte aber sechs neue wesentliche Befunde, die im Sinne der Deckenlehre sprachen, sodaß KOCKEL als Ergebnis (1953, S. 345) zusammenfaßt: „Im ganzen ist das Hornbachfenster, bisher schon eines der eindrucksvollsten seiner Art, jetzt noch überzeugender geworden.“ Mit diesem durch weitere Detailbeobachtungen belegten Fensternachweis ist zugleich die Allochthonie der Hochvogel-masse über den Jungschichten der Allgäudecke an ihrem Südrand bestätigt. Knapp danach aber schob KOCKEL unter dem Eindruck eines angeblichen normalstrati-graphischen Zusammenhanges von Allgäu- und Lechtaldecke am Nordrand der Hochvogelscholle, in der Luitpoldzone und im Bärgündele (P. J. HAMANN & C. W. KOCKEL 1957, S. 211 f.), alle bisherigen Untersuchungsergebnisse einschließlich der von ihm selbst 1953 beigebrachten weiteren, sehr wesentlichen Argumente beiseite und erhob ernstliche Bedenken gegen die Fenster-natur des Hornbachtals. In gleicher Denk-richtung schließlich hat sein Schüler V. JACOBSHAGEN (1961, S. 153) nach umfassender Untersuchung die Hornbachzone als gegenläufig überschobenen Muldenzug mit wech-selnder Vergenz dargestellt, im Sinne der bereits bei P. HAMANN & C. KOCKEL (1957, S. 211) wiedergegebenen Abbildung des RICHTHOFEN'schen Gedankengutes von 1862, S. 129 — also aus vordeckentektonischer Zeit. Die Hochvogelscholle wird demgemäß als Pilzfalte bezeichnet. Im gleichen Sinn waren die Profile von V. JACOBSHAGEN (In: R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN 1958, Taf. 5, Fig. A—B) bzw. von V. JACOB-SHAGEN (1966, S. 46, Abb. 5) gezeichnet worden — vgl. Abb. 2.

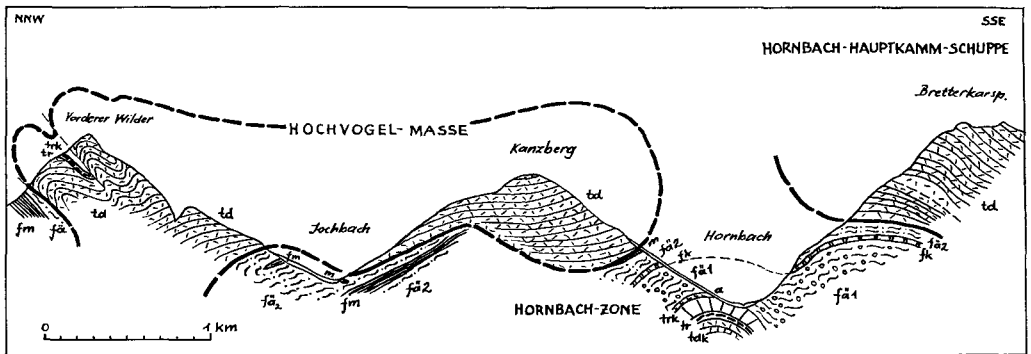


Abb. 2: Profil durch das Hornbach-Halbfenster nach V. JACOBSHAGEN in R. HUCKRIEDE & V. JACOB-SHAGEN 1958, Taf. 5, Fig. B. Die Jungschichtenzone des Hornbachtals wird als eine bivergent zuge-schobene Beutelmulde gedeutet, wobei die Hochvogel-Kanzbergscholle in südvergent gedachter Be-wegung 2-5 km weit gegen S überfaltet (überschoben) sei.

Da sich an diese so dargestellte Bindung von Decke und Untergrund im Raum Bärgündele, Luitpoldzone und Hornbachtal in zwingender Logik auch die Nicht-existenz von allen weiter nördlich gelegenen Teilen einer Lechtaldecke ergibt, so führen bereits P. HAMANN & C. W. KOCKEL (1957, S. 212) in Bezug auf alle übrigen nörd-licheren Abschnitte der Lechtaldecke programmatisch aus: „Alle eingangs angeführten tektonischen Gebilde müssen jetzt bezweifelt, Deckschollen als Pilzsättel, Fenster als Mulden aufgefaßt werden.“ Das ist in der Folge geschehen.

Der Bedeutung dieses Abschnittes für die Frage des Deckenbaues in den west-lichen Kalkalpen Rechnung tragend, wurde mit der Revision der entscheidenden Stellen vom Verfasser hier begonnen und wurden außerdem die Kartierungsübungen

des Geologischen Institutes im Sommer 1969 im Raum Hornbachtal—Luitpoldzone—Bärgündele ausgeführt. Die im Hornbachtal angestellten Beobachtungen sollen demgemäß auch an die Spitze der folgenden Ausführungen gestellt werden.

Zunächst ist festzustellen, daß es bei der Analyse der tektonischen Struktur des Hornbachgebietes nicht um die Frage der überwiegend flachen tektonischen Überlagerung der Hauptdolomitmasse über den Allgäuschichten geht. Dieses Faktum ist zu evident, als daß sich darüber eine Diskussion entwickelt hätte. Es geht vielmehr heute um vier Fragen: a) Als Grundfrage tritt jene nach der Bewegungsrichtung der überschiebenden Hauptdolomitmasse hervor, also die Frage, ob die Hochvogelscholle als Pilz, als eine an ihrem Südrand auf der Nordseite des Hornbachtals südvergent überschobene Masse zu deuten ist, oder ob sie ebenso wie der Hauptdolomit der Südseite des Hornbachtals mit genereller Nordvergenz aufgefahren ist. Wenn der Vergenznachweis in der Verformung des unterlagernden Materials, hier der Allgäuschichten, eindeutig zu führen ist, ist auch die Frage echtes Fenster oder Beutelmulde, einheitliche nordvergente Deckenüberschiebung oder zweiseitiger Zuschub bei gebundener Tektonik entschieden. b) Was zeigt die mitten in der Hornbachzone den Allgäuschichten isoliert auflagernde Kanzbergscholle an, welche Bewegungsrichtung kann an ihr bzw. ihrem Untergrund abgelesen werden. c) Wie endet die Hornbachzone gegen Osten: Schließt hier ein Halbfenster unter achsialem Osttauchen, wie in der früheren Literatur, zuletzt besonders durch C. W. KOCKEL (1953, S. 350) desnäheren ausgeführt, oder hebt die Jungschichtenzone des Talgrundes gegen Osten normal oder etwa an einer Störung, im Sinne von V. JACOBSHAGEN (1961, S. 195) aus. d) Sind verkehrt lagernde Partien im Hauptdolomit am Unterrand der Überschiebungsmasse und Späne von Obertriaskalken an der Überschiebungsfläche als Reste von Mittelschenkeln angrenzender Pilzfalten zu deuten.

a) Die Vergenzrichtung auf der Nordseite des Hornbachtals

Die Vergenzrichtung der Überschiebung der großen Dolomitmasse über die Allgäuschichten ist im Hornbachtal und den Seitengraben dank der vorzüglichen Aufschlüsse in tiefen Schluchten und Wänden exzellent ablesbar. Im Vergleich etwa mit dem wesentlich schlechter aufgeschlossenen Verhältnissen in den östlichen Kalkalpen ist man überrascht über die so unmittelbar überblickbare, so eindrucksvoll erschlossene Faltenvergenz, die die gut verformbaren Allgäuschichten im Liegenden der Dolomitmasse praktisch in jedem der tiefen Quergräben zeigen. Große, schön geschwungene, nach Norden überschlagene Falten mit gegen Nord aushebenden Achsenebenen und mit dem für die Nordvergenz so typischen Bild der Schlepptalten mit langem gegen Norden ansteigendem und nur kurzem, überkipptem, rückläufigem Faltenschenkel lassen zweifelsfrei als Hauptformung eine nordvergente Überschiebung des Hangenden der Allgäuschichten auch in den Gräben nördlich vom Hornbachtal erkennen (Abb. 3—5). In den Felswänden der Schluchten des unteren Jochbachgrabens, des unteren Winterbachtals, des Stützbachtals und anderer nördlicher Seitengraben des Hornbachtals sind ganze Kaskaden solcher nordverschleppter Falten sichtbar. Das ist das Hauptfaltelement, das ohne jeden Zweifel nur durch die Gewalt der Hauptüberschiebung so durchgehend und bis in die Taltiefe hinuntergreifend geprägt worden ist. Alle anderen, Vergenzen anzeigenden Erscheinungen, wie etwa lokal begrenzt auftretende, auch verschieden orientierte Zerschörungen von gefalteten oder ungefalteten Schichtfolgen treten demgegenüber weit zurück und lassen stellenweise ihren sekundären Charakter erkennen. Gegenüber den nordvergent geschleppten Falten treten Falten mit saigerer Achsenebene bereits stark zurück, solche mit steil gegen Süd aushebender Achsenebene sind auf der Nordseite des Hornbachtals nur seltene Ausnahmen.

Es ist nicht verständlich, daß in der ausführlichen Arbeit von V. JACOBSHAGEN (1961), die ja speziell der Frage nach der Anwendbarkeit der gebundenen Tektonik

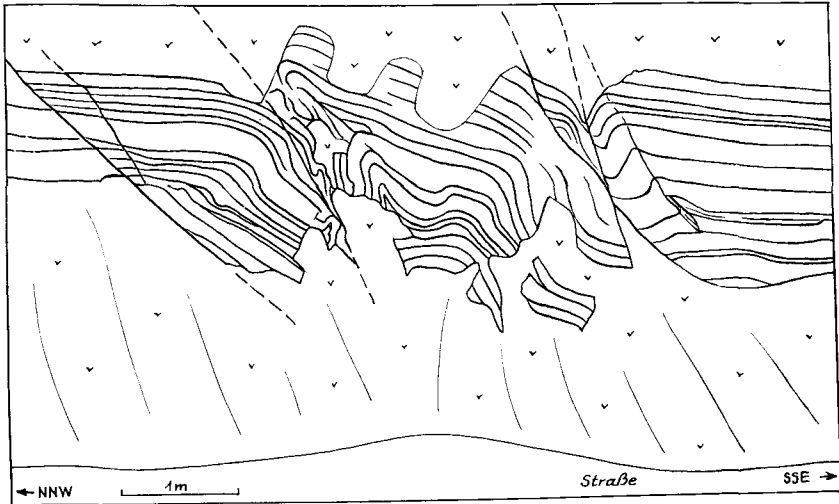


Abb. 3: Typisches Faltenbild von den Älteren Allgäuschichten auf der Nordseite des Jochbachtals entlang der Jochbachtalstraße 175 m straßenaufwärts vom Köpfebründl entfernt, 1,4 km W Hinterhornbach. Das Bild zeigt die herrschende Nordvergenz der Faltung mit langen, gegen N aufsteigenden Schenkeln und kurzen absteigenden verkehrten Schenkeln sowie gegen N aufsteigenden Achsenebenen. Die Achsen tauchen um $270^\circ/10^\circ$.

in diesem Schlüsselgebiet Hornbachtal—Hochvogelmasse gewidmet war, die absolute Dominanz der nordvergenten Faltung unerwähnt geblieben ist. Statt der vielen eindrucksvollen Bilder dieser nordvergenten Fältelung und Faltung werden dort (S. 173, 187, 189) drei Abbildungen von Südvergenz gebracht, von denen die beiden erstgenannten Falten fast senkrecht stehen und nur eine ganz schwach gegen Süden weisende Achsenebene mit oder ohne entsprechende Durchscherung zeigen, die dritte Abbildung ein in der Natur wesentlich anders aussehendes Bild schematisch bringt, das naturgetreu gezeichnet, nichts Sichereres über Vergenz aussagt (vgl. Abb. 7). Ja, es wird entgegen aller sichtbaren Phänomene der Nordvergenz S. 188 sogar behauptet, daß die Hochvogelmasse auf ihrer Südseite nach Süden bewegt worden sei „völlig im Einklang mit der allgemeinen Südvergenz der Falten auf der Nordseite des Hornbachtals“. Dabei werden auf den Übersichtsprofilen der Beilage 3 die nicht sichtbaren Muldenschlüsse auf der Jochbach- und Hornbach-Nordseite gegen Norden geschlossen gezeichnet, werden ferner Luftsättel im Hauptdolomit der Überschiebungsmasse konstruiert, deren Umbiegung aber nirgends vorhanden ist und es wird dann (S. 172) auf dieser Basis von einer augenscheinlichen Südvergenz im Profil eben dieser Beilage gesprochen. Betrachtet man aber vergleichsweise auch nur die übrigen Profile auf den Profiltafeln bei V. JACOBSHAGEN selbst, so erkennt man den inneren Widerspruch der Darstellung: Von Westen her lassen sich die nordvergent überschlagenen großen Faltenstrukturen der Allgäudecke, soweit sichtbar, bis unter die Überschiebungsmasse von Jochspitze und Gr. Wilder verfolgen (s. nordvergente Sperrbach-Antiklinale auf Prof. 5). Wo dann aber gegen Osten hin die Faltenschlüsse im Hornbachtalbereich nicht mehr sichtbar sind, werden sie umgekehrt südvergent gezeichnet.

Nicht nur in den Arbeitsberichten der Kartierungsgruppe des Geologischen Institutes Wien (1969) und bei den eigenen Beobachtungen wurde diese nordvergent verformte Unterlage der Hauptdolomit-Schubmasse in Abbildungen, Fotos und Diagrammen festgehalten, sondern auch alle anderen Bearbeiter des Gebietes bis in die jüngste Zeit haben auf diese Nordvergenz in dem für die Frage der Überschiebung der Hochvogelmasse wesentlichen Abschnitt hingewiesen. Selbst C. W. KOCKEL, der bereits mit Zweifel an der Fensternatur der Hornbachzone diese Region

überprüft hat, beschreibt (1953, S. 344) und zeichnet (1953, Beil.-Taf. 2, Prof. 2, 3) diese nordvergente Faltung des Nordflügels. Schließlich aber existiert ja seit 1960 eine Spezialuntersuchung der Kleintektonik des Hornbachgebietes durch B. ENGELS, der mit der Fragestellung (S. 335) ob freie oder gebundene Tektonik diese Region beherrsche, seine Untersuchungen durchgeführt hat. In dieser sorgfältigen Arbeit werden unter Wahrung absoluter Objektivität an einer großen Zahl von Beispielen von der Nordseite des Hornbachtals alle gut aufgeschlossenen Abschnitte hinsichtlich ihrer Vergenz beschrieben: das absolute Herrschen der nordvergenten Faltung wird im Text dargelegt und anhand von acht Abbildungen erläutert. Ebenso gelangt die lokal auftretende flach südvergent absteigende Zerschering, die Spezialfältelung bewirken kann, zur Abbildung. ENGELS faßt die für unsere Frage sehr wesentlichen Ergebnisse der kleintektonischen Untersuchung im Hornbachtal wie folgt zusammen (S. 356): „Noch eindringlicher als an der Hasenfluh zwingt die generell durchlaufende N-Vergenz im Hornbachgebiet dazu, auf eine entsprechende ununterbrochen anhaltende Relativbewegung des Hangenden nach N zu schließen. Die wenigen Anzeichen für S-Vergenz stellen örtliche Ausnahmen dar Insgesamt deuten die dargelegten Verhältnisse m. E. auf deckenartige Verfrachtung nach N bzw. auf allochthone Herkunft der hangenden Hauptdolomitschollen hin.“ Zu diesen für unsere Frage wesentlichen und aus einem über das gesamte Aufschlußbereich gelegten Beobachtungsnetz stammenden Ergebnissen der einzigen vorliegenden Spezialuntersuchung der Vergenzrichtung an einem Schlüsselpunkt der kalkalpinen Deckenvorstellung hat weder V. JACOBSHAGEN, noch ein anderer Vertreter der relativen Autochthonie Stellung genommen. V. JACOBSHAGEN hatte diese Publikation bei Erstellung seiner Hauptarbeit 1961 bereits zur Verfügung und begnügte sich mit vier allgemein gehaltenen Sätzen über die tektonische Arbeitsweise, die an den Ergebnissen von B. ENGELS vorbeigehen.

Ich möchte daher nicht versäumen, durch Beibringung von weiteren, aus der großen Zahl der selbst aufgenommenen vergenzanzeigenden Strukturen entnommenen Beispielen die Ergebnisse von B. ENGELS zu bestätigen und in ihrer Allgemeingültigkeit zu unterstreichen. Es erscheint zwar bei der Vielzahl der allenthalben sichtbaren, Nordvergenz anzeigenden Schlepplalten fast müßig, weitere Beispiele anzuführen, ist aber scheinbar doch vonnöten. Hiezu sei ferner erwähnt, daß diese nordgetriebenen Falten vielfach das beherrschende, ja in zahlreichen Abschnitten trotz Suchens südvergenter Falten das einzige stets anzutreffende Element waren, das auch bei den Kartierungsübungen des Geologischen Institutes 1969 von den auf der Hornbachtal-Nordseite im Gesamtbereich zwischen Jochbachtal samt Kanzberg-Nordseite im Westen über die Gräben N des Hornbachtals bis hinüber zum Ostende des Hornbachtals stets angetroffen worden ist.

Der Unterabschnitt des Jochbachtals W Hinterhornbach liefert durch die klammartig tief in den dünn-schichtigen Älteren Allgäuschichten eingeschnittenen Flanken wertvolle Einblicke in die Faltenstruktur unter dem für die Frage der Überschiebungsrichtung gerade wesentlichen Südflügel der Hochvogel-Kanzbergmasse. Abb. 4 zeigt die Ansicht der rechten Flanke der Schlucht knapp unterhalb der Wintertal-Mündung. Die Faltenachsen streichen hier $100^{\circ}/10^{\circ}$, die Achsenebene fällt meist 70° gegen S ein. Die langen, ansteigenden, aufgeschleppten Faltenschenkel weisen gegen N. Auf der dieser Talflanke genau gegenüberliegenden Stelle im Straßenanschnitt der Jochbachstraße 175 m Entfernung aufwärts vom Köpflerbründl sieht man gleiche, nordvergente Faltung der Älteren Allgäuschichten mit Achsenlagen $270^{\circ}/10^{\circ}$ (Abb. 3, s. o.). Wo die Allgäuschichten im Wintertal an den Hauptdolomit der Hochvogelmasse (der hier lokal an einem Bruch abgesenkt ist) auf der rechten Talflanke anstoßen, ist die nordvergente Schleppung im angrenzenden Bereich (1320 m) und weiter talabwärts (1280 m) ebenfalls schön aufgeschlossen.

Aus dem für unsere Frage wichtigen Bereich der Jochbachschlucht sei noch der Abschnitt in den Älteren Allgäuschichten vom linken Talhang am Ausgang des Wintertales wiedergegeben (Abb. 5). Wiederum ist hier und im ganzen angrenzenden Raum



Abb. 4: Nordvergente Faltung in den Älteren Allgäuschichten der rechten Seite des Hornbachgrabens unterhalb der Wintertalmündung, 300 m WNW Kote 1220 der AV-Karte. Das Faltensystem streicht direkt unter die Kanzberg-Deckscholle hinein, im Verformungsbild deren nordvergente Überschiebung belegend.

die nordgerichtete Vergenz bei 10° gegen E abtauchender Achsenlage deutlich: Besonders klar z. B. durch die Durchreißung eines Faltenkernes und den Nordvorschub des abgescherten Hangendflügels, die im Bild rechts unten, durch „x“ markiert, im Detail wiedergegeben ist. Diese Abbildung ist insofern lehrreich, da sie zeigt, daß innerhalb einer einheitlich ausgerichteten Faltenfolge gelegentlich auch ausnahmsweise umgekehrte Vergenz auftritt, wie die schwache, gegen S gerichtete Knickfaltung am rechten Bildrand anzeigt. Da solche abweichende Falten in den vereinzelt angetroffenen Beispielen gleiche Achsenorientierung und auch gleichen Faltenstil zeigen, zweifle ich nicht, daß sie im gleichen Akt wie die übrigen, hier nordvergent geformten Falten entstanden sind, wobei lokal bessere Ausweichbedingungen in der entgegengesetzten Richtung gegeben waren.

Eine solche von der Nordrichtung abweichende Vergenz in den gefalteten Allgäuschichten kommt z. B. lokal, aber deutlich, auf der rechten Talflanke des Karlestal in 1320 m Höhe, 2.5 km SW von Hinterhornbach, zum Ausdruck. Auch dieses Beispiel zeigt, daß man regionale Vergenz und lokalen Fall nach einer Vielzahl von Beobachtungen für eine Gesamtauswertung trennen muß, denn für diese Region nahe dem Südrand der Hornbachzone ist eine nordvergente Verschiebung der Hauptdolomitmasse der Hornbachkette bei jeder großtektonischen Deutung, sei es Deckenbau,

sei es Pilzfaltenstruktur, evident. Eine ähnliche Erscheinung trotz nordvergenger Großstruktur im überschiebenden Hauptdolomit ist ja bereits von B. ENGELS (1960, S. 347, Abb. 9) in der östlichen Fortsetzung dieser Südrandzone, aus dem Deisertal, 3 km ENE vom zuvor genannten Abschnitt des Karlestales, erwähnt worden. Auch V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, S. 70) bringen aus der Region der Ostflanke des Karlestales ein Beispiel für südgerichtete, sekundäre Verkeilung des den Allgäuschichten auflagernden Hauptdolomites. Es scheint ein Zusammenhang dieser Störungsregion mit der gewaltigen Aufschleppung des Hauptdolomites zu bestehen, der in einem isolierten Span in einer mächtigen saigeren Aufbruchzone von Älteren Allgäuschichten auf der rechten Seite des Karlestales in 1370 m bis hoch über den Talgrund empor zu beobachten war.

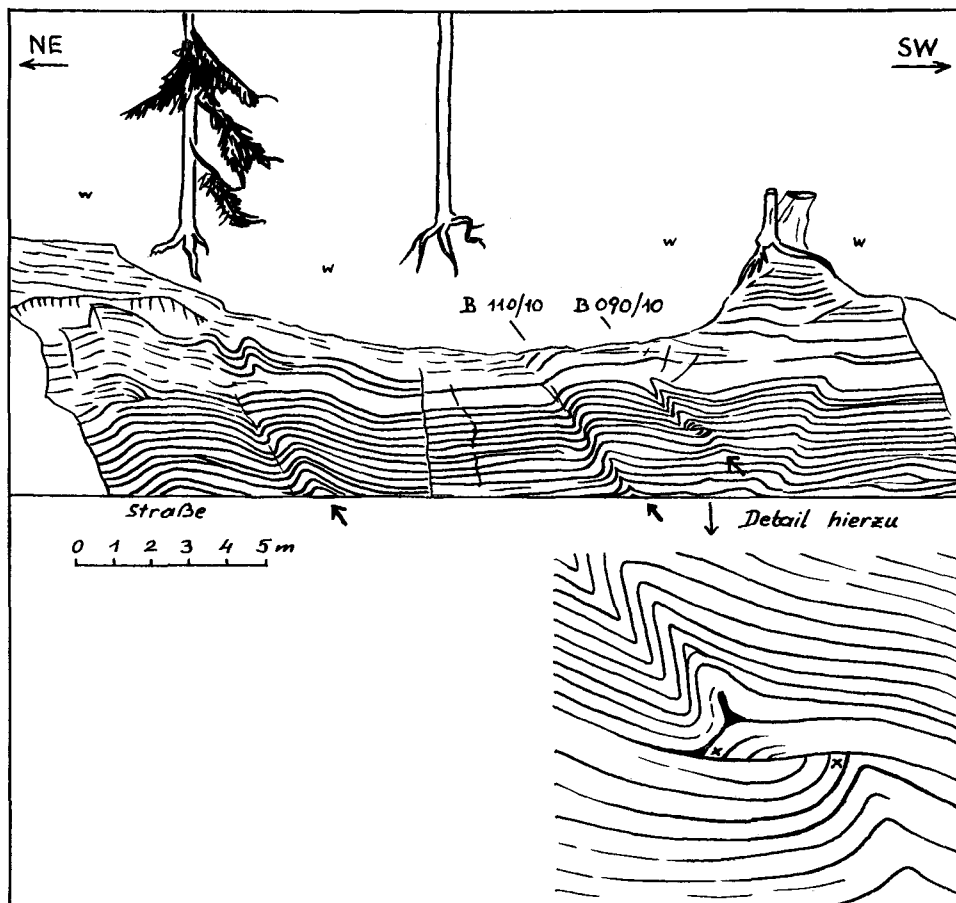


Abb. 5: Nordvergentes Faltenbild in den Älteren Allgäuschichten am Ausgang des Wintertales ab 10 m Entfernung unterhalb der Jochbachtal-Straßenbrücke.

Als wesentlich für die Frage der Überschiebungsrichtung der Hochvogel—Wilder-Scholle sei schließlich noch die Basis des gut aufgeschlossenen SW-Eckpfeilers der Gruppe, der Höllhörner bei der schmalen Unterbrechung der Deckenmasse beim Hornbachjoch erwähnt. Die Grenze vom Hauptdolomit zu den unterlagernden Allgäuschichten liegt hart NW vom Sattel frei. Die oberste Partie der Allgäuschichten zeigt stärkste tektonische Verwalzung und ist von Schleppfalten im Kleinbereich, im *dm*-Bereich, erfüllt. Auch noch im letzten Meter unter der Überschiebung des Haupt-

dolomites ist die Nordvergenz durch die gegen Norden überschlagenen, verschleppten, liegenden, ungleichschenkeligen Kleinfalten mit $B\ 090-130/10^\circ$ augenscheinlich. Weder Südvergenz noch Westvergenz zeichnet sich ab!

Eine gegenüber der Faltung jüngere Zerschering der Serie der Allgäuschichten im Bereich des Hornbachtals zeigt wechselnde Orientierung. Diesbezüglich konnten auch im Nordflügel der Hornbachzone von der primären Tendenz abweichende Bewegungen festgestellt werden: so weist die Schleppung der Schichten an der flach ungefähr W einfallenden Scherflächenschar in 1240 m Höhe in der Wand beim Wasserfall der Schwarzwandbachrinne (linker Seitenbach des Jochbaches oberhalb des Winterales) auf eine gegen SW absteigende Relativbewegung der einzelnen Lamellen hin (Abb. 6). Dabei entstehen kleine Schleppfaltungen mit Achsen, wie sie V. JACOBSHAGEN (1961, S. 159) als B_2 bezeichnet hat.

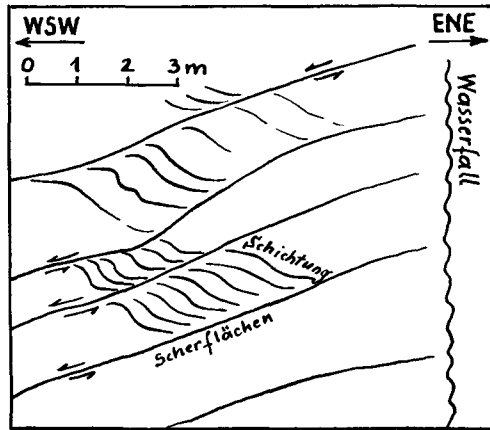


Abb. 6: Gegen SW absteigende Zerschering in den Allgäuschichten der Schwarzwandbachrinne in 1240 m Höhe, 1,9 km W zu N von Hinterhornbach als Beispiel für eine lokale, sekundäre Formung.

Eine Anmerkung ist noch nötig zur Charakterisierung der Bedeutung der von V. JACOBSHAGEN 1961 gegebenen Beispiele für Südvergenz im Hornbachtal-Nordflügel. An dem dort gezeigten Beispiel Abb. 4, S. 173, aus dem oberen Gaissulztal NE Hinterhornbach, an dem man eine Faltung mit sehr steil stehender Achsenebene sieht, kann gezeigt werden, daß solche, um die Vertikale pendelnde Faltenlagen nicht für einen Vergenznachweis herangezogen werden sollen: gerade im Gaissulztal, einem linken Seitengraben des Stützbaches, sieht man nämlich von der Mündung aufwärts kommend, in der ersten Wandstufe 120 m W vom Wasserfall bei einer Achsenlage von $080^\circ/00^\circ$ die gegen N vergierende Schleppfaltung an den ungleich lang entwickelten Faltschenkeln und der Lage der Achsenebene. Gleiche regionale Nordvergenz ist auch im östlich benachbarten Tal, dem oberen Köpfesulztal nahe dem Untertauchen der Allgäuschichten unter den Hauptdolomit sichtbar.

Es ist im Zusammenhang mit der Vergenzbestimmung auch bezeichnend, daß V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, S. 68 ff.) aus ihren Arbeitsgebieten des Allgäuer Hauptkammes und des Hornbachgebietes durch Verkeilung nur die generelle NNW bis WNW gerichtete Primärvergenz des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette durch eine Reihe von Beispielen erwiesen haben, während für eine Südvergenz des Südrandes der Hochvogelmasse kein Beleg durch Verkeilung vorgelegt werden konnte, obgleich ja dieser Nachweis bei der tektonischen Bearbeitung dieser Region im Vordergrund gestanden war.

b) Die Bedeutung der Kanzbergdeckscholle

Westlich von Hinterhornbach, W der Gabelung Hornbach—Jochbach, liegt über den Jurafalten der Taltiefe im Stock des Kanzberges eine Hauptdolomit-Deckscholle auf, zwischen dem Hauptdolomit der Hornbachkette im S und jenem der Hochvogelmasse im N ganz offensichtlich vermittelnd. Die Bedeutung der mitten im Hornbachtal liegenden Deckenscholle ist früh erkannt worden, und O. AMPFERER bezeichnete (1911, S. 552) den Kanzberg, wie erwähnt, als „einen ganz ausgezeichnet erschlossenen Deckenzeugen“.

Besondere Bedeutung kommt diesem Deckenzeugen aber noch im Hinblick auf die in der streckenweise sehr gut aufgeschlossenen Unterlage so klar ablesbare Vergenz der Überschiebung der Scholle zu: hier ist z. B. im Ostabschnitt des Kanzbergsockels die Verformung der Allgäuschichten in den tiefen Schluchten der Bachgabelung Hornbachtal—Jochbachtal in der streichenden Fortsetzung im Querprofil unmittelbar unter dem Mittelteil der Kanzbergsscholle bestens zu beobachten. Bereits B. ENGELS (1960) hatte von diesen wichtigen Abschnitten über die Vergenz der Falten berichtet: Im Hornbachtal SW der Jochbach-Einmündung sind ausgeprägte nordvergente Falten vorhanden (S. 345), im entsprechenden Abschnitt des Jochbachtals ist der „Fleckenmergel von unten bis oben durchlaufend in typisch nordvergente Spezialfalten gelegt“ (S. 348). Wiederum kann diese Feststellung von B. ENGELS nur bestätigt werden, wie die eine hier beigegebene Abbildung von den schönen nordvergenten Faltenbildern von der rechten Seite des Jochbach-Unterabschnittes noch unterhalb der Wintertalmündung vor Augen führt (Abb. 4). Dieser Typus der Faltung, die durchgehend die gesamte Gesteinsmasse prägt, ist ohne jeden Zweifel dem Hauptfaltungsakt zuzuschreiben, durch die Beanspruchung der Unterlage während des Überschiebungsvorganges der Hauptdolomit-Deckenmasse bewirkt. Keine vergleichbare derart tiefgreifende Struktur kann daneben namhaft gemacht werden.

Es ist demnach evident, daß der Kanzberg einen Teil einer von S nach N überschobenen Masse darstellt. Bei einem Versuch einer Deutung der Hornbachzone als Beutelmulde hätte man hier die Muldenachse ins Jochbachtal N des Kanzberges legen müssen, um diesen Fakten Rechnung zu tragen — obgleich dann aber immer noch die Vergenzverhältnisse an dessen Nordrand dagegensprechen. So überrascht daher zunächst, daß V. JACOBSHAGEN (1961, S. 188 und Taf. 3, Prof. 6) den Kanzberg noch als südvergent überschobenen Südflügel der Hochvogelmasse darstellt — vgl. Abb. 2. Der Grund liegt augenscheinlich darin, daß der Kanzberg an seinem Westende — nur durch eine schmale Unterbrechung von der Jochspitze und jenseits dieser beim Hornbachjoch vom Massiv des Wilden getrennt — mit der Hauptmasse der Hochvogelscholle fast zusammenhängt, sodaß dort kein Platz mehr bleibt, die Scheitelumbiegungen von gegeneinander bewegten Hauptdolomit-Pilzfaltenrändern einzzeichnen, wie sie im übrigen in allen Profilen von JACOBSHAGEN durch das Hornbachtal in Form von gegeneinander geneigten Luftsätteln auftauchen, während in der Natur nie Ansätze zu südvergent geschlossenen Sätteln vorhanden sind. Durch den willkürlich angeschnittenen Erosionsrand der Deckschollenränder im Hornbach-Halbfenster würde man ja dann irgendwo einen Rest eines solchen, noch z. T. erhaltenen Sattels erwarten und nicht nur Reste von abgerollten Teilen eines Liegendschenkels.

V. JACOBSHAGEN gibt nun (in R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN 1958, S. 377; bzw. V. JACOBSHAGEN 1961, S. 188) ohne Erwähnung solch eindeutiger Zeugen genereller Nordvergenz eine Stelle an, die für die Südvergenz der Kanzbergsscholle sprechen soll: es ist die Stelle bei Kote 1583, 600 m NNW Drähütten, wo die gefaltete, hier steilstehende Allgäuschichten-Masse durch den überschiebenden Hauptdolomit abgesichert ist. Die dortigen Verhältnisse werden als Rücküberkippung der Älteren Fleckenmergel des Drähüttensattels durch die Südbewegung der Hochvogelmasse bezeichnet und auf Abb. 11 dargestellt. Die Neuzeichnung der Gegebenheiten am Fels-

fuß bei Kote 1583 (Abb. 7) haben gezeigt, daß im Bereich der Überschiebung steilstehende, gefaltete Schichten in verschiedener Art vom überschobenen Hauptdolomit abgeschnitten werden, je nachdem, welche Faltenwellen der steilstehenden Serie gerade an die Abscherungsfläche herankamen. Aus diesem Bild heraus würde ich nicht wagen, eine Vergenz abzulesen, sondern nur den eben genannten Tatbestand der Abscherung einer steilstehenden, gefalteten Serie. Aus den eindeutigen Verformungsbildern im Umkreis der Kanzbergscholle ergibt sich hingegen klar die allgemeine Nordvergenz.

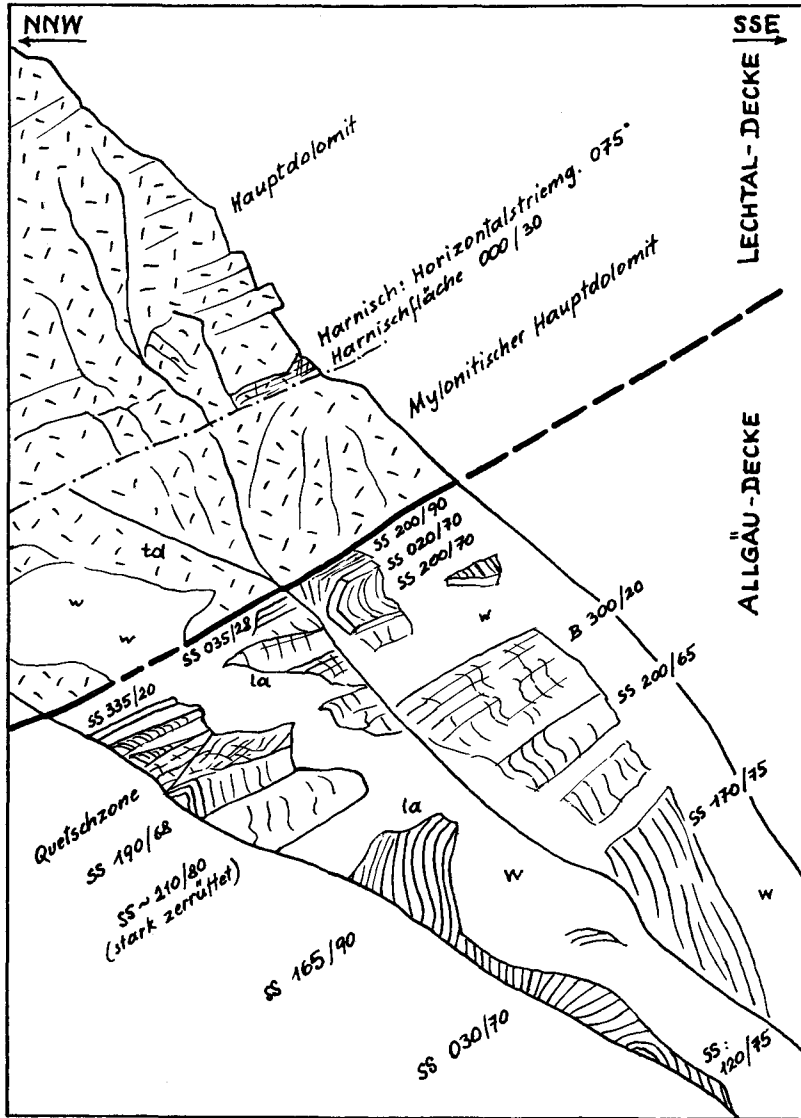


Abb. 7: Die Überschiebungsfläche der Lechtaldecke auf der Kanzberg-Südseite bei Kote 1583 kappt verschiedene Faltelemente der relativ steilstehenden, gefalteten, im großen gesehenen hier hangparallel aufsteigenden Allgäuschichtfolge der Allgäudecke. Eine Vergenzrichtung der Überschiebung ist gerade an dieser, von V. JACOBSHAGEN für Südschub herangezogenen Lokalität, nicht eindeutig ablesbar.

e) Das Ende des Hornbach-Halbfensters im Osten.

Da ein Teil des Ostrand des Hornbach-Halbfensters durch den breiten Streifen der Lech-Alluvionen verhüllt ist, bleibt in der Frage der Ausbildung des Ostrand des Hornbach-Halbfensters für die Diskussion ein gewisser Spielraum. Die Spezialuntersuchung dieser Frage durch C. W. KOCKEL (1953) hat aber bereits die entscheidenden Daten erbracht. Die neuen eigenen Beobachtungen sprechen ganz im Sinne dieser Ausführungen. C. W. KOCKEL hatte zunächst (S. 347) die früher etwas dubiose Stellung des Hauptdolomites im Fensterinneren im Bereich von Vorderhornbach auf der linken Seite des Lech geklärt: der Hauptdolomit von Vorderhornbach geht in den Hauptdolomit des weiter westlich anschließenden Hochkopsattels über, sodaß hierdurch und durch die Erfassung weiterer Vorkommen von Hauptdolomit im Kern der Hornbachtal-Antiklinale (Drähüttensattel) die Zuordnung des Hauptdolomites von Vorderhornbach zur Allgäu-Decke endgültig erhärtet werden konnte. Andererseits aber konnte KOCKEL zeigen (S. 349), daß die auf der Karte von O. AMPFERER 1914 sichtbare trompetenartige Verbreiterung des Hauptdolomites am Halbfensterende N Martinau gegen E, „die immer wieder die widersinnige Verbindung zwischen dem Vorderhornbacher Hauptdolomit und demjenigen E des Lech nahezulegen scheint“, der Überprüfung im Gelände nicht standgehalten hat: „Es besteht vielmehr ein ganz ausgesprochenes NE-Streichen der Schichten und Schichtgrenzen und schließlich der Deckenüberschiebung“, wie dort ausführlich beschrieben wird. Es schwenken also Fensterinhalt und Rahmen beiderseits auf der linken Seite der breit vom Schotter verdeckten Lechtalsole zum Schluß des Halbfensters im E um! Schließlich hat KOCKEL (S. 350) das Untertauchen des Fensterinhaltes gegen E auch durch eine Reihe von Messungen des ebendorthin abtauchenden Hauptdolomites des Rahmens E vom Lech gesichert. Auch die Struktur des Rahmens E vom Untertauchen des Fensterinhaltes zeigt nichts von einer Naht, von der Andeutung der Fortsetzung einer Beutelmulde, sondern nur eine schön geschwungene Antiklinale, die im Profil durch das Tauberspitzenmassiv auch von C. W. KOCKEL (1960, S. 40, Abb. 1 nach V. JACOBSHAGEN 1961, Beil. 3) zur Darstellung gelangt ist.

Allen diesen auf Detailgeländebefunden beruhenden Beobachtungen zuwider postulierte V. JACOBSHAGEN (1961, S. 195) im Zusammenhang mit der Beutelmulden-Theorie das Ausheben des Fensterinhaltes des Hornbachtals über den Hauptdolomitrahmen E des Lech, obgleich er selbst in der gleichen Arbeit weitere Beobachtungen aus der nächsten Umgebung gebracht hatte, die für das östliche Abtauchen in diesem Rahmenstück sprechen (S. 192, S. 194): Ostabtauchen des im NE benachbarten Gewölbes im unteren Namlostal. Als Argumente für eine solche Hypothese des Aushebens der Hornbachzone im E wird 1. (S. 195) auf ein 10° – 20° flaches Achsensteigen der Hauptelemente des Raumes in einem weiter östlich gelegenen Abschnitt hingewiesen, der etwa 3 bis 4 km östlich vom Lech liegt, obgleich erwähnt wird, daß man mit einer Annahme eines einfachen allgemeinen Achsenanstieges gegen E hier nicht argumentieren könnte. Es braucht also wohl nicht näher ausgeführt werden, daß für die Frage des Abtauchens des Fensterinhaltes nur die Lagerungsverhältnisse am Fensterrand, also zu beiden Seiten des Lech-Alluviums im Raume von Vorderhornbach maßgebend sein können, nicht aber in kilometerweit entfernten Abschnitten im E, wo natürlich wiederum Achsenschwankungen der Hauptelemente in der Längsrichtung in verschiedener Art auftreten. Als zweites und hauptsächlich Argument werden (S. 195) N- bis NNE-streichende Störungen im Lechtal gefordert, an denen jeweils der Ostflügel aufgestiegen sei. Solche Störungen müßten allerdings eine ganz gewaltige Sprunghöhe aufweisen, da der Ostrahmen des Halbfensters im Mittagsspitzenmassiv östlich von Vorderhornbach bis zum Hauptkamm und zum Gipfel in 2237 m hinaus aus Hauptdolomit besteht. Wäre eine solche gewaltige Versetzung an einer Querstörung wirklich vorhanden, so müßte man zweifelsohne auch in der die hypothetische Störung kreuzenden Saldeinerstruktur im N oder in der Holzgau-Ler-

mooser Jungschichtenmulde im S noch einen kräftigen Versatz bemerken. Der aber ist nicht vorhanden. Eine im erwähnten Raum sichtbare NS-Störung an der Straße links des Lech 1,4 km NNE Vorderhornbach bringt den vom W heranstreichenden Hauptdolomit ins Talniveau, wo er knapp E der Störung $055^{\circ}/50^{\circ}$ einfällt. Als konkreter Hinweis auf querorientierte, gewaltige, umgekehrt wirksame Versetzung aber im Bereich des Fensters selbst wird von V. JACOBSHAGEN (S. 195) angeführt: „Eine derartige Störung wird durch den kleinen Hauptdolomit-Hügel nördlich Martinau an der Straße nach Vorderhornbach erkennbar, der im W gegen Fleckenmergel der Schwarzmilzmulde grenzt“. Der Besuch des Hügels zeigte aber, daß dort keinerlei derartige Störung sichtbar ist. Beim nochmaligen Lesen des zitierten Satzes erkennt man dann, daß dem Satz eine andere Auslegung gegeben werden muß, als zuerst gedacht, daß nämlich nicht eine Störung sichtbar sei, aber man aus der Existenz des Hauptdolomithügels im Wiesengelände östlich der Fleckenmergel des Hornbach-Halb Fensters eine solche Störung denken könne. Es sind aber durch neue Wegeaufschlüsse die Lagerungsverhältnisse gerade in diesem Raum besser erfaßbar als früher und bestätigen im Abschnitt Martinau das Abtauchen der Allgäuschichten des Fensterinhaltes in der Richtung unter den den Rahmen bildenden Hauptdolomit. Trotz der bereits klaren Darstellung von C. W. KOCKEL (1953) soll daher hier nochmals das Wesentliche über diesen neu geprüften Abschnitt mitgeteilt werden, der in seiner Gesamtheit — unabhängig von den oben geschilderten Vergenzmerkmalen und der Bedeutung der Kanzbergscholle — eindeutig die Auffassung der Muldenatur der Hornbachzone im Sinne von V. JACOBSHAGEN widerlegt.

Zunächst sind es die sehr gut aufgeschlossenen regionalen Verhältnisse in der Hochgebirgsumgebung des Ausgang des Hornbachtals, die gleichsam auf einen Blick das Abtauchen des Rahmens erkennen lassen — trotz der Talbodenverdeckung der Lechtalsole. Allenthalben, wo der schön geschichtete Hauptdolomit im Bergkranz rund um Vorderhornbach entblößt ist, läßt sich dieses regionale Ostabtauchen erkennen: im N und S steiler (z. B. mittelsteil im Ostgehänge der Klimmspitze W des Lech), E vom Lech ist das Abtauchen flacher, bleibt aber ebenfalls noch bis hoch empor im Mittagspitzmassiv erkennbar.

Auch östlich vom Lech kann daher im unmittelbar angrenzenden Bereich das regionale Abtauchen gegen Osten nicht geleugnet werden. Die Behauptung von V. JACOBSHAGEN (1961, S. 196): „Generelles östliches Achsenfallen kann aus den Straßenaufschlüssen keinesfalls abgeleitet werden“ steht im direkten Widerspruch zu den Meßergebnissen von C. W. KOCKEL (1953, Beil. 1, Fallzeichen im Ostrandteil der Karte). Um dieses Faktum ein zweites Mal zu belegen, wird daher nochmals das Ergebnis einer Meßreihe entlang der Hauptdolomitaufschlüsse an der Straße Stanzach—Elmen östlich von Vorderhornbach gezeigt (Abb. 8).

Schließlich aber muß noch auf die gerade im strittigen Abschnitt N Martinau durch neue Wegeaufschlüsse am Spitzigbühel nun besser überblickbaren Lagerungsverhältnisse hingewiesen werden. C. W. KOCKEL (1953, S. 349, Beil. 1) war ja der erste, der das Umschwenken des allgemeinen Streichens vom Fensterinhalt und Rahmen im Raum NW Martinau beschrieben und gezeichnet hat. Das allgemeine Südfallen schwenkt auf SE-Fallen ein. Der im Hügel 300 m N Martinau aus einem verhüllten und durch Wiesen eingenommenen Gelände auftauchende Hauptdolomitmäule ist ein Zeuge des bereits am Westufer des Lech sich hier anbahnenden Halb Fensterschlusses: das Einfallen des Hauptdolomites dieses Hügels weist bereits in Richtung $120^{\circ}/40^{\circ}$. Der 200 m W davon aufragende, aus Allgäuschichten bestehende Spitzigbühel (Kote 1006) aber zeigt in den Güterwegkurven an seiner Ostseite ein Einschwenken des Einfallens von $150^{\circ}/60^{\circ}$ im S auf $120^{\circ}/60^{\circ}$ nahe davon weiter im N. Das Abtauchen des Lias unter dem Hauptdolomitrahmen steht in vollkommener Übereinstimmung mit

den übrigen Abschnitten des Hornbach-Halbfensters, nur daß eben hier am Ostrand das Einschwenken den Fensterabschluß anzeigt. Für die Annahme eines Bruches ist auch in diesem Rahmenabschnitt kein Hinweis gegeben.

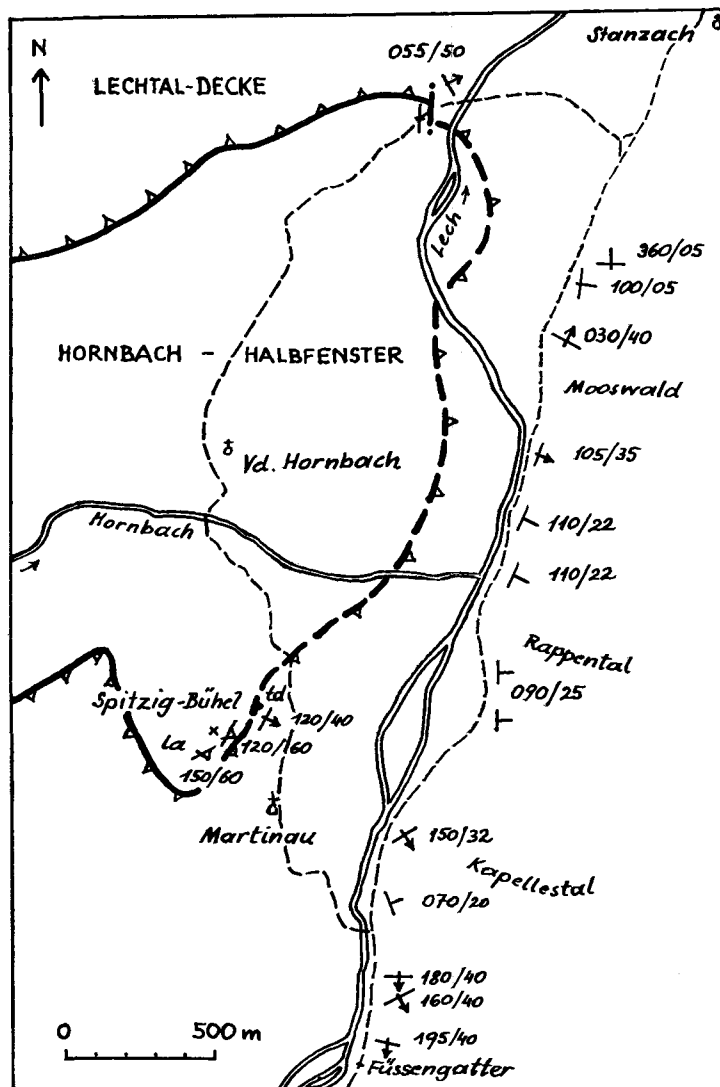


Abb. 8: Das östlich gerichtete Abtauchen des Hauptdolomitrahmens am Oberrand des Hornbach-Halbfensters, gezeigt durch die Lagerungsverhältnisse im gut gebankten Hauptdolomit.

d) Zur Bedeutung der verkehrt liegenden Partien des Hauptdolomites an der Basis der Lechtaldecke im Raum des Hornbach-Halbfensters sowie den Spänen von Obertriaskalk an der Deckengrenze sei Folgendes vermerkt. B. HÜCKEL et al. (1960, Taf. 4) und V. JACOBSHAGEN (1961, Beil. 1 und 3) haben an der Basis des Hauptdolomites der Hochvogelmasse und der Hornbachkette einen schmalen, verkehrt liegenden Saum auf ihren Darstellungen eingetragen. Abgerollte und umgeschlagene Streifen und Schollen im Liegenden der Lechtaldecke stehen durchaus im Einklang mit den Beobachtungen im Allgäuer Hauptkamm. Auch dort gliedert sich die Masse der Lechtaldecke in Schuppen, die aus liegenden Falten hervorgegangen sind und

bei denen lokal noch ausgedehnte Reste eines verkehrten Schenkels vorhanden sind. Die Darstellung der verkehrten Serie aber, wie sie V. JACOBSSHAGEN auf Beil. 1 angibt, entspricht nicht den im Gelände anzutreffenden Verhältnissen. Ein solch gleichmäßig hinziehender verkehrtliegender Saum im Hauptdolomit ist weder im N- noch im S-Rahmen des Hornbachtals vorhanden. Je ein Beispiel vom N- und S-Rahmen sollen diese Bemerkung belegen. Im Nordrahmen zeigt die gut gebankte Hauptdolomitmasse der unteren Schwarzwand nördlich vom Jochbachtal vom W nach E zunehmend steileres Einfallen des Hauptdolomites (Westende flach, Mitte 35° , Ostteil 55° gegen NNW fallend). Bei verkehrter Lagerung dieses Saumes müßte die Grenze bei hier herrschendem ENE-Streichen der Bänke ins Innere der Hochvogelmasse ziehen. Statt dessen wird sie auf Beilage 1 schräg bis quer zur Schichtung entlang der Außenkontur des Hauptdolomites gezogen. Gleiche Verhältnisse liegen auf der Südseite des Hornbachtals z. B. am rechten Hang des 2,2 km W von Hinterhornbach mündenden Karlestales. Das Streichen des gut gebankten Hauptdolomites im Raume der Kote 1626 verläuft quer zum Überschiebungsrand (im Norden N-fallend, im Süden ENE-fallend), die Zone des verkehrt lagernden Hauptdolomites ist aber im Gegensatz zu dieser Beobachtung wiederum dem Überschiebungsrand folgend parallel gezeichnet. Die Lagerungsverhältnisse an der Hauptdolomitbasis dieses Raumes gehören demnach revidiert, um das wahre Ausmaß verkehrt liegender Schollen zu erfassen.

Interesse verdienen ferner die auf der Nordseite des Hornbach-Halbfensters entlang der Deckengrenze an etlichen Stellen auftauchenden Späne eines hellen, stark zertrümmerten, häufig eng von Suturen durchzogenen Kalkes. Diese Quetschschollen folgen mit außerordentlich geringer Mächtigkeit auf kleineren Strecken genau der Überschiebungsfläche, auch wenn der überlagernde Hauptdolomit diskordant an die Bewegungsfläche heranstreicht. Es handelt sich demnach um tektonisch selbständige, an der Bewegungsbahn über den Allgäuschichten mitgeschleppte Schubsplitter, um Schürflinge oder Spurschollen. Besonders auffällig sind diese Späne entlang der unteren Schwarzwand, 2,2 km WNW Hinterhornbach. Hier konnte ich sie am anhaltendsten in Form einer Halb- bis Einmeter mächtigen Lage, die nur N oberhalb der Brücke Kote 1205 auf 6 m Mächtigkeit anschwillt, beobachten. Wo die Kalke nicht tektonisch zertrümmert oder mylonitisiert sind, erinnern sie mit ihrer hellen bis mittelgrauen, dickbankigen, z. T. etwas dolomitischen Ausbildung an obernorischen Plattenkalk. V. JACOBSSHAGEN (1958, S. 377; 1961, S. 201) hat ebenfalls schon auf solche Obertriasalkspäne verwiesen und sie als Reste von Mittelschenkeln lokaler Faltung gedeutet.

Es bleibt die Frage zu beantworten, auf welche Art diese Späne an die Überschiebungsfläche gelangt sind. Natürlich könnten sie von einer weit im S gelegenen, heute verdeckten Obertrias-Antiklinale der Allgäudecke abgewetzt und mittransportiert worden sein. Dann wäre aufrechte Lagerung zu erwarten. Hier aber liegt der Verdacht nahe, daß sie von der ja heute gar nicht so weit im Norden am Südrand der Luitpoldzone vorhandenen stirnartigen Einrollung dieses Teilabschnittes der Lechtaldecke, von der Kreuzkopf-Antiklinale, abzuleiten sind. In dieser an der Stirn durchgerissenen Antiklinale kommen ja die Plattenkalke an die Jungschichtenzone des tektonischen Untergrundes, wie im folgenden gezeigt werden wird. In diesem Fall würde zufolge der Abrollung an der Teilstirn eine verkehrte Lagerung der Schollen zu erwarten sein. Das Einreißen an der Kreuzkopf-Antiklinale, das zu einer Art Teilstirnbildung geführt hat, ist jedenfalls bereits während des Horizontaltransportes der Decke entstanden.

Überblicken wir nochmals zusammenfassend die Verhältnisse der Hornbachzone, die hier auf Grund ihrer Bedeutung etwas ausführlicher behandelt worden ist. Die

nicht nur lokal, sondern absolut dominierende Hauptstruktur der nordvergenten Schleppefaltung der Allgäuschichten unter dem den Nordrahmen bildenden Hauptdolomit der Hochvogelscholle, die ebenfalls klar N transportierte Kanzberg-Deckscholle nahe dem Nordrand des Streifens, nebenbei auch die innere Antiklinal- und nicht Muldenstruktur der Hornbachzone selbst und besonders das regionale Abtauchen von Fensterinhalt und Rahmen am Ostende im Raum Vorderhornbach sprechen allesamt nicht nur für die Halbfensternatur dieser Zone, sondern Vergenz und Abtauchen beweisen diesen Strukturcharakter: Das Hornbach-Halbfenster bleibt eines der klarsten, bestens überschaubaren und zufolge der guten Aufgeschlossenheit in der groß- wie kleintektonischen Formung besser als viele andere vergleichbare Strukturen beweisbaren Halbfenster der Nördlichen Kalkalpen. Gerade an dieser für die Gesamtfrage der Lechtaldecke so wesentlichen Struktur, mit der die Fernüberschiebung der Lechtaldecke steht und fällt, ist eine wirkliche Beweisführung des Fenstercharakters möglich. Wer zur Frage der Existenz der Lechtaldecke in diesem Raum Stellung nehmen will, kann nicht an dem so weit im Inneren gelegenen Hornbach-Halbfenster vorbeigehen.

2. Luitpoldzone

In der Veröffentlichung „Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke“ hatten P. HAMANN & C. W. KOCKEL 1957 den Nachweis für die Nichtexistenz der Lechtaldecke zu erbringen versucht. In diesen beiden Abschnitten N des Hochvogelmassivs sollten Allgäu- und Lechtaldecke durch ungestörte sedimentäre Verände miteinander zusammenhängen, wodurch naturgemäß der Deckencharakter der Lechtaldecke hinfällig wäre. Trotz des Einspruches von W. HEISSEL (1958, S. 107—113), der auf einer Revision der weit von den realen Gegebenheiten abweichenden Kartierung der beiden Autoren beruhte (Richtigstellung in Abb. 2, S. 112), setzte sich die Ablehnung des Deckencharakters der Lechtaldecke in den Arbeiten der deutschen Geologen mehr und mehr durch. Auch in allen späteren Bearbeitungen und Kartierungen von Luitpoldzone und Bärgündele wird trotz der stets wechselnden kartenmäßigen Darstellung der Grundgedanke der relativen Autochthonie beibehalten, ja es verstärkte sich gerade durch die neue Detailkartierung dieser Region noch mehr der Eindruck der Verbindung der beiden ehemals als Decken betrachteten Einheiten. Wenn die neuesten Teilkartierungen dieser beiden Regionen stimmen, etwa die Karte 1 : 25.000 von W. ZACHER 1964, die den von P. HAMANN neu aufgenommenen Abschnitt enthält und die auf breiter Strecke einen ungestörten Verband zwischen Hochvogelmasse und Luitpoldzone zeigt oder besonders die Detailkarte von D. RICHTER (1958, Abb. 1, S. 522) über die Verhältnisse im Bärgündele im Maßstab von etwa 1 : 7.500, die umgezeichnet (1968, S. 371) wiederveröffentlicht worden ist und die einen vollkommen ungestörten Verband vom Hauptdolomit der bisherigen Lechtaldecke über alle obertriadischen und tiefjurassischen Glieder zum Oberjura der Allgäudecke zeigt, so könnte kein Zweifel am Zusammenhang der Einheiten bestehen, der Deckenbau wäre in diesem Abschnitt widerlegt. Das war auch mein Eindruck nach Studium dieser Literatur.

Die Revision des tektonischen Baues der Westkalkalpen war, wie erwähnt, im Hornbachtal begonnen worden. Da nach Studium der dort aufgeschlossenen Gegebenheiten die Überschiebung der Hochvogelmasse in Nord-Richtung über die Jungschichtenzone des Hornbachtals auf Grund des Verformungsplanes und aller regionalen tektonischen Strukturen sich zwingend ergeben hatte, so war es bereits zu diesem Zeitpunkt klar geworden, daß eine über das Hornbachgebiet hinweg verfrachtete Hochvogelmasse an ihrem heute vom Südrand des Hornbachfensters 5 km entfernten Nordrand nicht gleichzeitig mit dem Untergrund verbunden sein kann. Das bedeutet aber, daß von diesem Moment an an der Richtigkeit der Darstellung der entscheidenden

Regionen zu zweifeln war. Wie sehr dieser Zweifel berechtigt war, hat eine Überprüfung aller für diese Belange wesentlichen Kontakte gezeigt. Im Zusammenhang mit dieser Fragestellung waren auch die Kartierungsübungen des Geologischen Institutes im Sommer 1969 in das Gebiet beiderseits der Hochvogelmasse verlegt worden. Die Nordgruppe hat in einer von Herrn Dr. H. BERTLE und Mitarbeitern verfaßten Veröffentlichung über ihre Kartierungsergebnisse im Raum Luitpoldzone und Bärgründele getrennt berichtet (1970, S. 1 ff.).

Wenden wir uns zunächst der Luitpoldzone zu. In der Region des Prinz Luitpold-Hauses NW des Hochvogelmassivs zieht eine SW—NE-gerichtete Zone mit einem Schichtumfang von Obertrias bis zu den Aptychenschichten in überstürzter Lagerung aus dem Bereich der Allgäudecke ins Innere des zur Lechtaldecke gerechneten Hauptdolomites und endet nach einer Länge von 4 km W der Unteren Lichtalm. Dieser Streifen, der als Luitpoldzone bezeichnet wird, umfaßt eine zusammenhängende Serie von Kössener Schichten, Oberrhätalk, Adneter Liaskalk, Allgäuschichten, Jura-radiolarit und Aptychenschichten.

Die zentrale Frage im Bezug auf diese Region lautet: Liegt im S und N der Luitpoldzone ein tektonischer Kontakt zur Hauptdolomitmasse des Rahmens vor oder sind normalstratigraphische ungestörte Zusammenhänge erkennbar. Für den Nordrand ist die Frage rasch beantwortet: die Grenze ist in der gesamten Länge tektonisch geformt, der Hauptdolomit stößt mit mylonitisierter Basis auf der Hauptstrecke an randlich stark gequälten Aptychenkalk, im E kommen Juraradiolarite und Allgäuschichten schräg an die Störung heran. Überraschenderweise ist die tektonische Grenze aber auch am Südrand der Luitpoldzone in allen aufgeschlossenen Abschnitten klar erfaßbar. Die Auffassung von einer normalen Verbindung in dieser Region war nur dadurch zustande gekommen, daß die unter der überschobenen Hauptdolomitmasse verkehrt liegende Serie an ihrem Oberrand einen tektonischen Schrägzuschnitt im Streichen erfahren hat, sodaß streckenweise nicht Jura, sondern Älteres, u. zw. Obertrias, an die Überschiebungsfläche gelangt war und so der stratigraphische Sprung zwischen den Serien streckenweise geringfügig wird. Decke und Untergrund passen dann mehr oder weniger genau zusammen. Aber die tektonische Fläche dazwischen läuft durch, wie das Studium aller Kontaktstellen zeigt.

Beginnen wir die Betrachtung im SW, wo die eindrucksvolle Überschiebungsfläche am Westrand der Hochvogel—Wilder-Scholle aus dem obersten Jochbachtal als durchwegs flache Überschiebungsbahn von Hauptdolomit über den Allgäuschichten der Unterlage durchverfolgt werden kann. Nordvergente Kleinfalten im Untergrund der Höllhörner, nordvergente Großstrukturen im Basalteil des Hauptdolomites des Gr. Wilder, ein Aufbürsten der Jungschichten gegen Norden unter der Überschiebung im Wildenkar (Abb. 9) und nordvergente Strukturen in Decke und Untergrund lassen auf dieser Westflanke des Massivs den regionalen und einheitlich gerichteten Charakter der Überschiebung ausgezeichnet überblicken. Die von der gebundenen Tektonik hier geforderten westvergenten und südvergenten Strukturen, die zur Erklärung einer solch bedeutenden Überschiebung ebenfalls bedeutendes Ausmaß haben müßten, sind nicht vorhanden.

Bereits dieser Blick vom Himmeleck-Sattel auf eine der eindrucksvollsten Überschiebungen der Kalkalpen (Abb. 9) läßt bei Kenntnis der zugeordneten Kleinstrukturen und der Verhältnisse im Hornbachtal keinen Zweifel an der Deckennatur der Hochvogelmasse und gestattet keine Verbindung von Decke und Sockel am Nordrand in der Luitpold- und Bärgründelezone. Die Kraft des Transversalschubes gegen Norden äußert sich imposant an der auf weiten Strecken vollkommen diskordanten basalen Abscherung des weithin steil bis saiger und quer stehenden Hauptdolomites der Decke (Abb. 9).

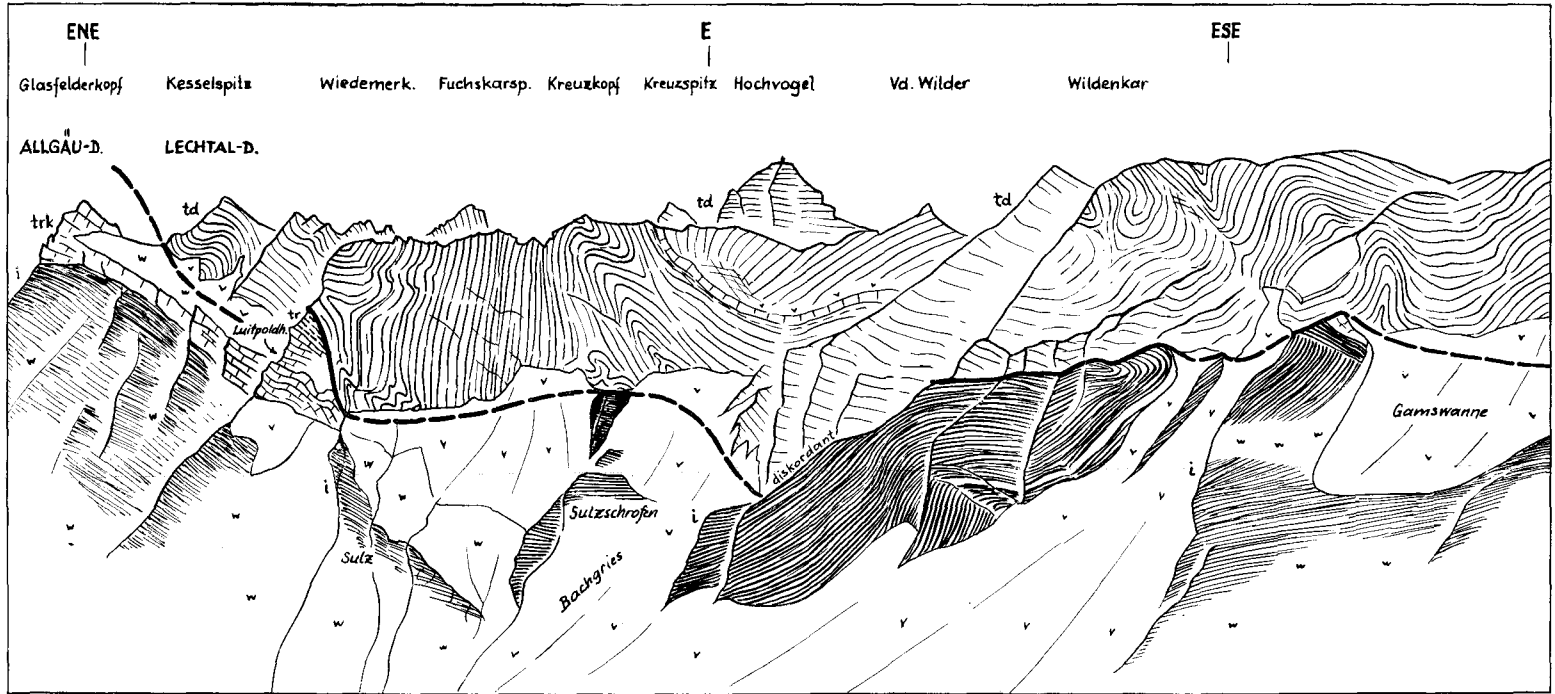


Abb. 9: Ansicht der diskordanten Überschiebung der Lechtaldecke über der Jungschichtenzone der Allgäudecke im Hochvogel-Wilder-Massiv. Blick vom Himmelecksattel (Kote 2004) S Schneck gegen Osten.

Nach dieser weiten Strecke der schönen Überschiebungsfläche von Hauptdolomit über Allgäuschichten treten auf der Westseite des Wiedemerkopfes ähnlich alte Schichten von Decke und steil verkehrt lagerndem Untergrund in Kontakt. Die Decke hat hier in der Stirnregion der Hochvogel-Halbklippe eine Art lokale Stirnfalte gebildet,

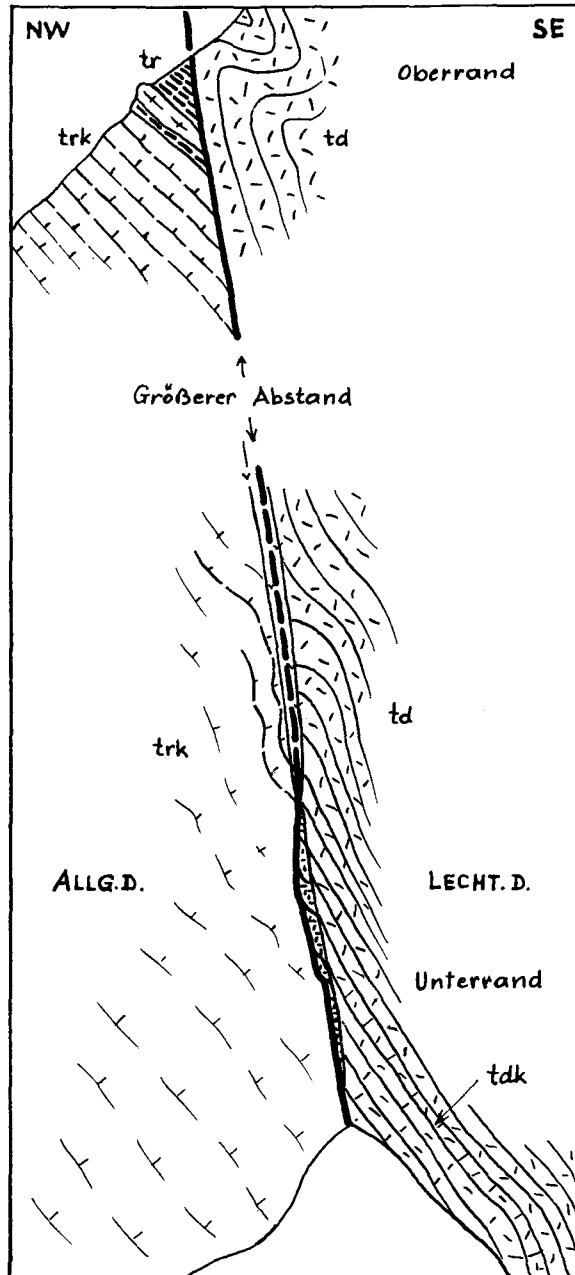


Abb. 10: Unter- und Obergrenze der Störungsfläche auf der Westseite des Wiedemerkopfes am Südrand der Luitpoldzone. Am Oberrand ist die vom Schutt abgedeckte Darstellung durch die Mitverwendung der Beobachtungen hinter der NW-Kante möglich. Die tektonische Natur der Grenzfläche steht außer Zweifel.

sodaß eine steil verkehrte Hauptdolomitserie mit Resten von obernorischem Plattenkalk an der eingerollten Basis mit dem Oberrhätalkalk der verkehrt lagernden Serie des Untergrundes in Kontakt tritt, wobei auf der Nordkante des Wiedemerkopfes noch Reste von Kössener Schichten die verkehrte Serie der Allgäudecke einleiten. Die Grenzfläche in diesem Abschnitt ist allenthalben dort, wo sie nicht von Schutt verdeckt ist, als bedeutende tektonisch beanspruchte Fläche erkennbar. Abb. 10 gibt die Verhältnisse schematisiert wieder: im tieferen Teil der entlang der Grenze emporziehenden Rinne auf der Westseite des Wiedemerkopfes ist eine gute Strecke schutfrei abgeschlossen: Der Hauptdolomit und der schlecht gebankte und nur an tonigen Schlieren und Bestegen in seiner Lagerung erfaßbare Oberrhätalkalk sind beide diskordant abgeschnitten; entlang der steil in Richtung 155° fallenden Bewegungsfläche sind meterbreite Quetschlinien und Späne von tektonisch arg zerstörtem Dolomit eingeschleppt. Nach dem schuttverdeckten Mittelteil ist noch der Kontakt am Oberrand der Grenze auf der Westseite des Wiedemerkopfes unter Weglassung der Schuttverdeckung durch die Mitverwendung der Beobachtungen dieser Zone jenseits der NW-Kante wiedergegeben: Oberrhätalkalk und Kössener Schichten stoßen diskordant an die stark gefaltete, tektonisch auflagernde Hauptdolomitmasse.

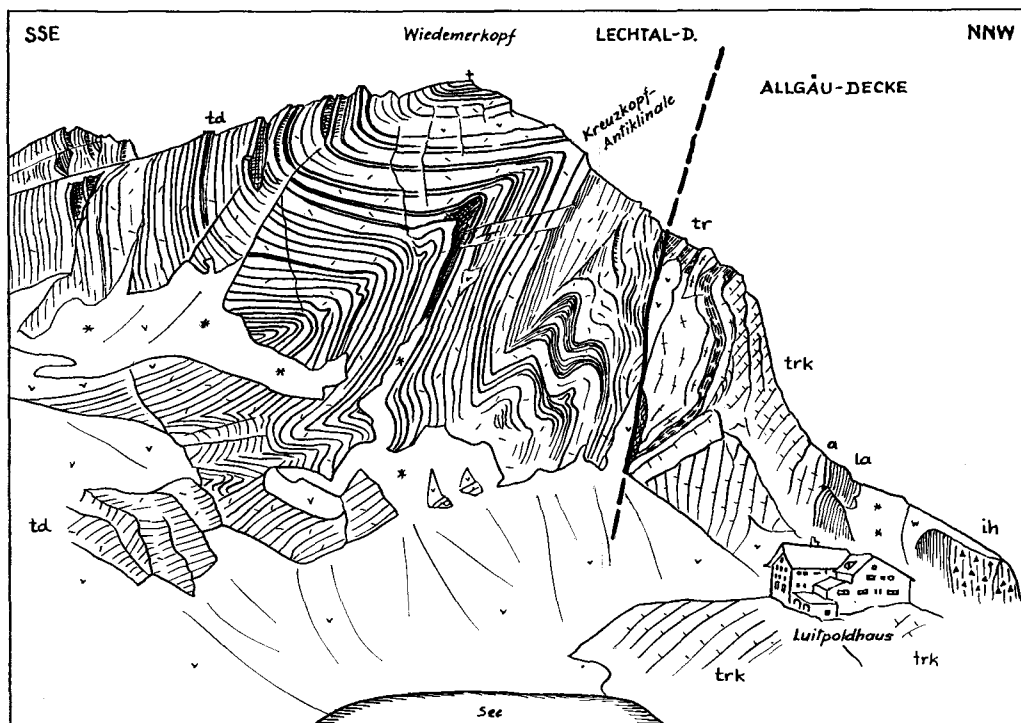


Abb. 11: Die diskordante tektonische Grenze zwischen gefalteter Hauptdolomitmasse der Lechtaldecke und verkehrter Serie der Allgäudecke auf der Ostseite des Wiedemerkopfes beim Luitpoldhaus.

Die Westseite des Wiedemerkopfes zeigt die tektonische Natur der in Frage stehenden Grenzfläche noch wesentlich eindrucksvoller (Abb. 11). Das hat eine ganze Reihe von Autoren seit vorigem Jahrhundert wiederholt beschrieben und gezeichnet, zuletzt W. HEISSEL (1958, Abb. 1, S. 109). Der großartige Faltenwurf der mit mehreren nordvergenten Teilsätteln geformten Kreuzkopf-Antiklinale wird scharf abgeschnitten und kommt mit einer schräg zugestutzten verkehrten Serie aus Kössener Schichten und Oberrhätalkalk in Berührung.

Gleichermaßen eindrucksvoll ist die tektonische Grenzfläche zwischen Luitpoldzone und Hochvogelscholle auf der anderen Seite des Luitpoldkessels, im Bereich des Jubiläumsweges erfaßbar, wenn man die tektonische Gesamtformung dieses Abschnittes ins Auge faßt (Abb. 12). Es zeigt sich, daß die beiden aneinandergrenzenden tektonischen Einheiten in der Glasfelderkopfscharte gleichgeschichtet sind und hier noch dazu ein steil verkehrt lagernder, geringfügige Teile des Plattenkalkes noch mit umfassender Faltenflügel der Hochvogelscholle in Kontakt mit Kössener Schichten der Luitpoldzone tritt. Die Grenze zwischen Plattenkalk und den wohl zu den Kössener Schichten zu stellenden Kalken im südlichen Flachstück des Sattels ist nur sehr schwach diskordant und sieht kaum mehr bewegt aus als die einzelnen Schichten gegeneinander, sodaß man hier auf Grund des lokalen Eindruckes sicherlich keine tektonisch bedeutende Grenzfläche annehmen würde. Der Gesamtüberblick aber zeigt folgendes (Abb. 12):

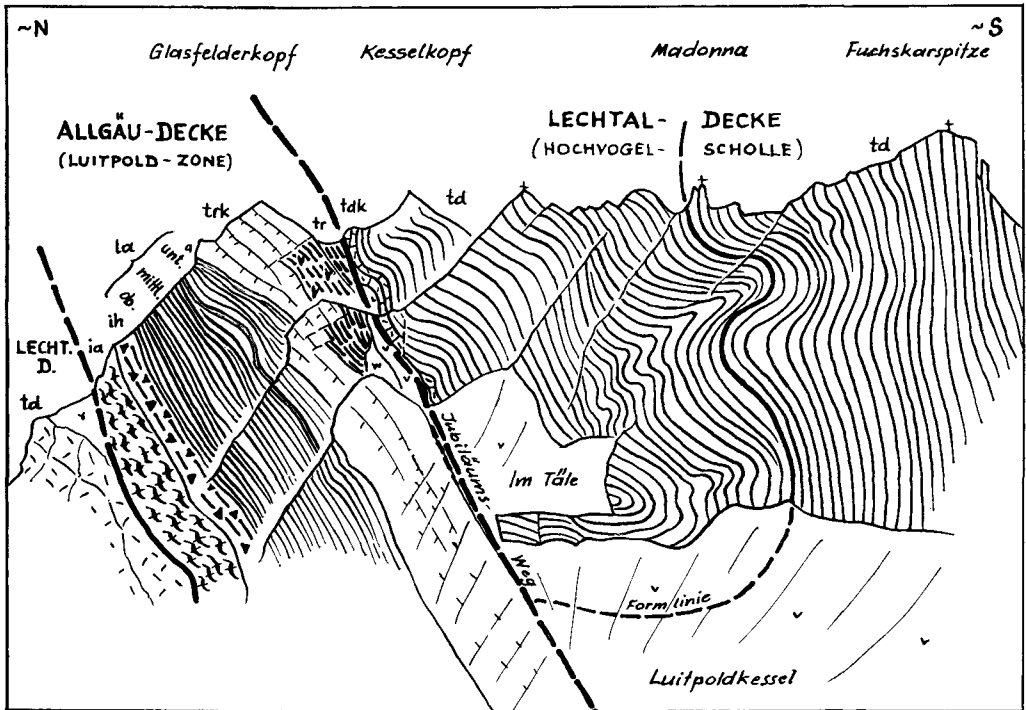


Abb. 12: Die Innenstruktur der großen Hauptdolomitfalte am Nordrand der Hochvogelscholle ist an der bedeutenden, alle Faltelemente schneidenden steilen Störung entlang des Jubiläumsweges NE vom Luitpoldhaus abgeschnitten. Durch die Bewegung ist auch noch der tiefere Teil der im Bild vorhandenen Oberhätalkplatte (trk) in Schollen zerrissen und verdreht, wie das zum Gesamtstreichen quere Einfallen der gebankten Kalkes im Unterabschnitt anzeigt.

Der in der Gipfelpartie des Kesselkopf—Fuchskarspitzkammes saiger bis steil überkippt lagernde Hauptdolomit biegt in der Tiefe des Luitpoldkessels bei der Schwelle „Im Täle“ auf flach normal lagernd zurück und erreicht hier vollkommen diskordant tief unter der Glasfelderkopfscharte die Grenze der verkehrten Jungschichtenserie. Eine auf Abb. 12 (willkürlich) ausgewählte, stärker hervorgehobene Formlinie innerhalb des Hauptdolomites soll die Struktur des Nordrandes der Hochvogelscholle verdeutlichen: die große, steil nordüberkippte interne Antiklinale des Schollen-Nordrandes schlägt in der Tiefe wiederum zurück, der gesamte Faltenwurf ist gerade und steil abgeschnitten, ein Normalverband zwischen den aneinandergrenzenden Einheiten ist auch dort nicht vorhanden, wo die einander berührenden Serien gerade vorübergehend in mehrweniger paralleler Lagerung vorliegen.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Luitpoldzone auch an ihrem Südrand durchgehend tektonisch begrenzt ist. Das Ausmaß der Bewegung an der Grenzfläche kann wie stets nicht an dieser selbst, sondern nur an den regionalen Gegebenheiten abgelesen werden, die auch bereits bei nicht weit ausgreifender Betrachtung eine Zurücknahme der Hochvogelscholle um 5 km bis hinter das Hornbach-Halbfenster erfordern. Bei weiter ausgreifendem Überblick bis zum Stirnrand der Lechtaldecke in diesem Meridian ergibt sich — noch bei Außerachtlassung der Vilser Stirnschuppe — eine Überschiebungswerte von mindestens 23 km (Falkensteinzug—Hornbach-Halbfenster). Die Steilstellung der Grenzen geht auf sekundäre Ausgestaltung zurück, obgleich die starke Verfaltung der Hochvogel-Nordfront und die Anlage der „Teilstirnbildung“ bereits während der Hauptbewegung erfolgt ist.

3. Bäründele

Eine ähnliche Situation wie in der Luitpoldzone wiederholt sich knapp NW davon en miniature im Bereich SW der Oberen Bäründele-Alm (Abb. 13). Wiederum

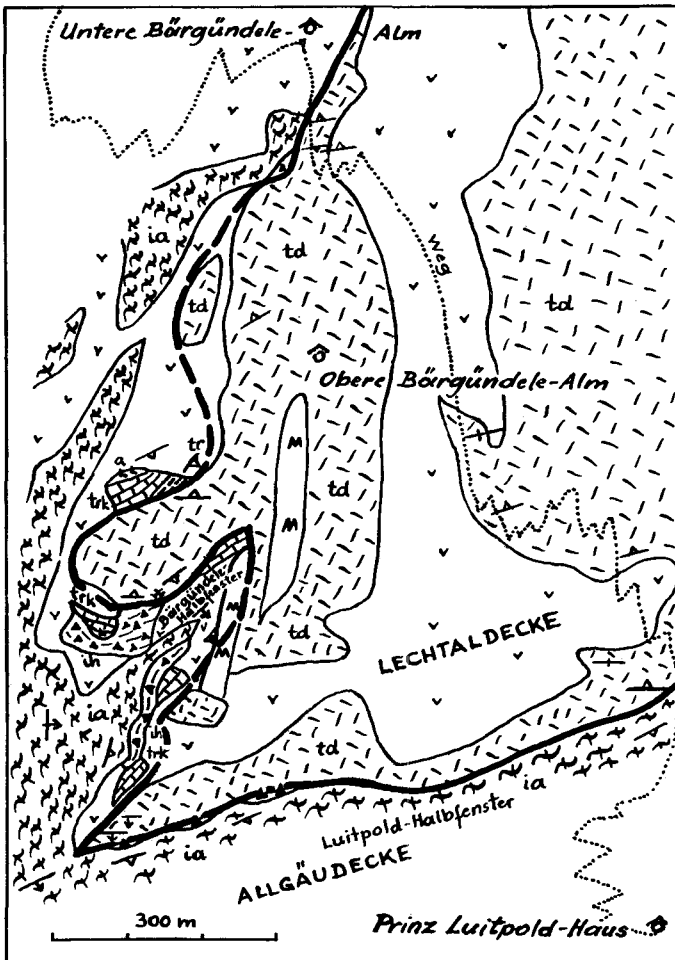


Abb. 13: Skizze der tektonischen Situation im Bäründele NW vom Luitpoldhaus. Die topographische Unterlage bildet die AV-Karte, Blatt Allgäuer Alpen. Der Schuttschleier über dem Hauptdolomit ist nur schematisch dargestellt.

streicht die Jungschichtenzone mit einer Serie von den Kössener Schichten bis zum Aptychenkalk buchtförmig ins Innere der Hauptdolomitmasse der Lechtaldecke hinein. Wiederum liegen Verhältnisse vor, die bei kursorischer Betrachtung einen relativ normalen Zusammenhang nahelegen: von der zentralen Achse in der Längsrichtung der Bucht aus, die aus den aus der Tiefe emporstreichenden Aptychenschichten formiert wird, wird der Schichtinhalt gegen die Ränder der Bucht zu immer älter, bis schließlich stellenweise sogar Oberrhätkalk oder Kössener Schichten an den Hauptdolomit angrenzen. Es kann nicht wundernehmen, daß die Lokalsituation trotz aller tektonischer Zuschnitte und Diskordanzen zwischen Hauptdolomit und den Jungschichten von den Bearbeitern der neoautochthonen Strömung als unlösbare Verbindung der beiden bisherigen Decken gedeutet und auch so kartiert worden ist. Besonders durch die Darstellung von D. RICHTER (1958, S. 522, Abb. 1) wird dieser untrennbare Zusammenhang nahegelegt. Auf dieser Kartenskizze beeindruckt besonders das umlaufende Streichen der als Antiklinalkerne abtauchend gezeichneten Hauptdolomitungen beiderseits der Bärgündelezone und deren fast ungestört regelmäßig angeordnete Ummantelung durch die Jungschichten-Abfolge.

Die Revision der Verhältnisse im Sommer 1969 hat aber folgendes ergeben:

a) Der Hauptdolomit beider Zungen zeigt keine Antiklinalstruktur mit umlaufendem Streichen, sondern der südliche Hauptdolomitkeil und der nördliche Lappen sind diskordant zum inneren Streichen der Bänke zugeschnitten (s. Abb. 13).

b) Die Obertrias-Lias-Ummantelung dieser Hauptdolomitsporne ist keineswegs regelmäßig gebaut, sie ist zerschert, zerrissen, stellenweise vollkommen ausgequetscht, wie z. B. am mittleren Südrahmen des nördlichen Dolomitspornes (Abb. 14), wo man übrigens auch die Unterlagerung des Hauptdolomites durch die Jungschichten erkennt. Die Grenze zwischen dem Hauptdolomit und den älteren Schichtgliedern der Jungschichtenzone ist dort, wo sie aufgeschlossen sichtbar ist, stets tektonisch geformt. Trotz allen tektonischen Ausfalls mancher Schichten ist aber zu betonen, daß vom Hauptdolomit weg allseits grundsätzlich jünger werdende Gesteinszonen vorhanden sind.

c) Der Oberrhätkalk ist unter Ausfall der Allgäuschichten durch eine von W. SCHLAGER bereits bei der Institutsexkursion entdeckte Rotbrekzie mit dem höheren Jura (Radiolarit, Aptychenkalk) verbunden, da die aus der Obertrias hervorgehende Rotbrekzie in ihrem Oberteil bereits Radiolaritschollen einsedimentiert enthält. Das Fehlen der in der weiteren Umgebung hier allgemein mächtigen Allgäuschichten scheint nach dieser Beobachtung der Sedimentärverbindung zwischen Oberrhätkalk und Radiolarit hier primär und nicht tektonisch bedingt zu sein.

d) Die Hauptdolomitkeile verbreitern sich nicht gegen die Tiefe hin, sondern enden gegen unten. Sie werden von der Jungschichtenzone, letztlich der großen Masse der Aptychenschichten unterlagert, wie deren Einfallen und achsiales Streichen am steilen Westhang gegen den Stierbach-Bärgündelebach hin zeigt.

e) Zum Verständnis der eigenartigen Erscheinung der Ummantelung des tektonisch allseits begrenzten und auflagernden Hauptdolomites auf diesem altersmäßig anschließenden Obertriasgürtel gelangt man erst nach der wohl wesentlichsten Erkenntnis, daß die Jungschichtenserie als Ganzes hier verkehrt lagert, bevor sie weiter potenziert verfaltet worden ist: die Aptychenschichten bilden mächtig die tieferen Gehänge der Stierbachflanke, alle übrigen Schichtglieder lagern darüber in verkehrter Reihenfolge auf, wie man etwa schon an den Nordrändern der beiden Haupt-

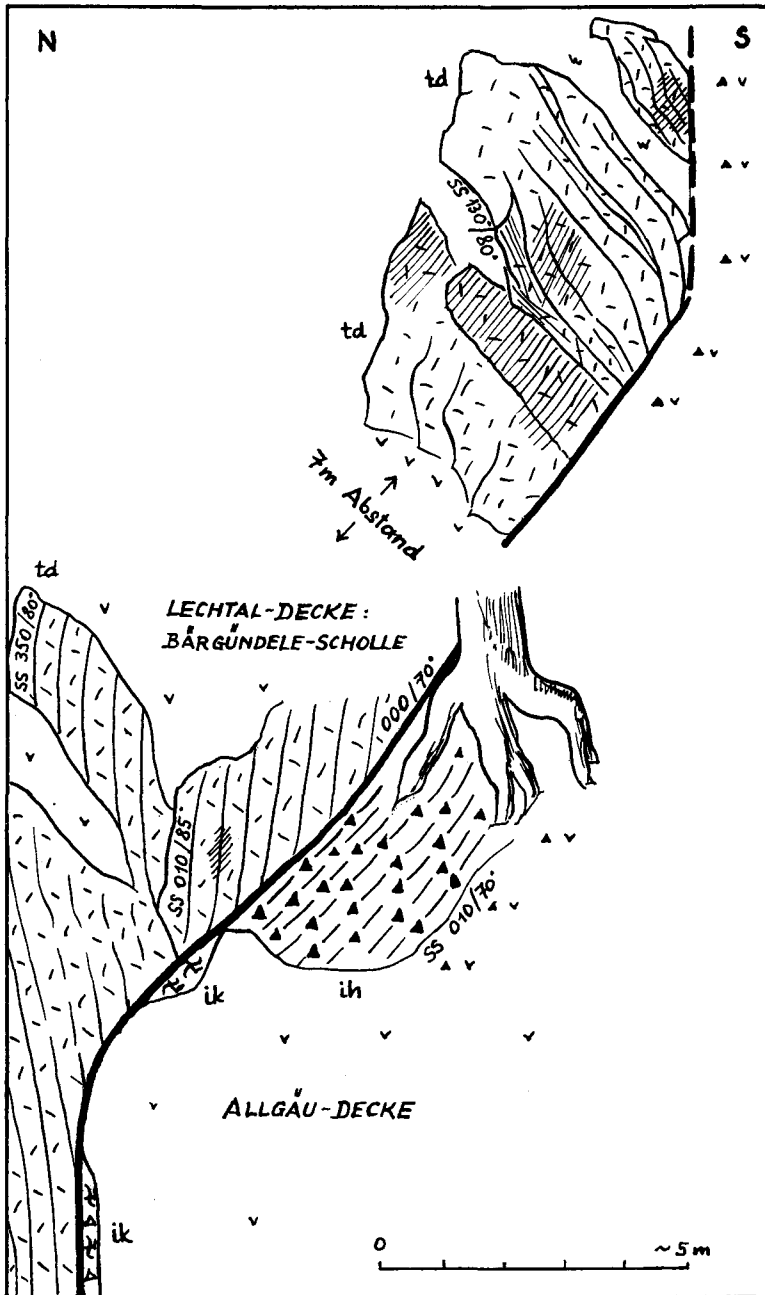


Abb. 14: Ansichtsskizze der diskordanten tektonischen Auflagerung des nördlichen Hauptdolomit-spornes im Bärgünde über Juraradiolarit der Allgäudecke. Die Stelle ist durch eine von D. RICHTER (1968, S. 371) beschriebene Manganvererzung des Hauptdolomites markiert (Schrägschraffur im Hauptdolomitbereich) und dadurch gut auffindbar. Im tieferen Abschnitt schalten sich noch Spuren von rotem Jura (Lias?) -Knollenkalk, z. T. brekziös, zwischen Radiolarit und Hauptdolomit ein.

dolomitsporne sehen kann, während die Serie am Südrand des Nordspornes sekundär überkippt worden ist (Abb. 15).

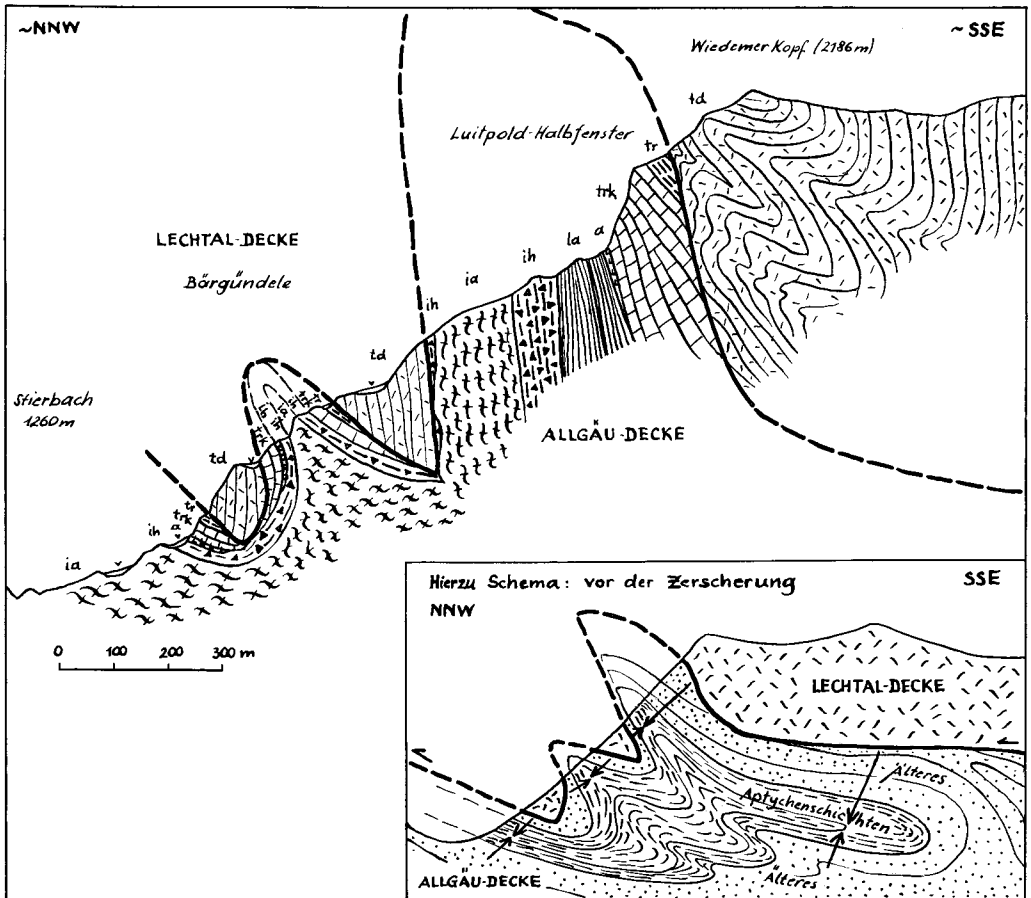


Abb. 15: Profil durch das Luitpold- und Bärgründele-Halfenster in den Allgäuer Alpen. Die komplizierte Struktur entstand durch Abscherung des Normalchenkels einer liegenden Großfalte der Jungschieften der Allgäu-Decke und nachträgliche potenzierte Verfaltung und Zerschering. Die Nebenfigur soll ein Zwischenstadium der Bildung veranschaulichen.

Die Weiterverfolgung der Jungschieftenzone nach Westen zeigt eindeutig die ausgedehnte verkehrte Serie, die hier unter die Hauptdolomitkeile hineinstreicht. Es ist die Höfats-Synklinale, hier bei weitem am bedeutendsten, die eine derart tief überschlagene Mulde zeigt und welche mit Kreidieschiefern im Kern N vom Schneek durchstreicht und bis ins Stierbachtal hinunterreicht. Die gesamte Serie SE des Kernes der Höfatsmulde, die den NW-Sockel unter dem Hohen Wilder bildet und eben auch in die Luitpoldzone hineinstreicht, liegt regional verkehrt. Das zeigt auch schon die Karte von O. AMPFERER 1914, jene von W. ZACHER 1964, die Profiltafel bei V. JACOBSEN (1961, Taf. 3, Fig. 5—6) usf. Gegenüber dieser gewaltigen, tiefen Einfaltung zeigen südlicher liegende Falten, wie die Sulzwandantiklinale, Bettlerrückenmulde, Sperrbachantiklinale, Fürschießermulde usf., keinen so großen Tiefgang, sodaß auf weiten Strecken die nordvergenten Strukturen sich oberflächlich nur in den Allgäuschiefern selbst zeigen. All diese Elemente streichen unter die Hochvogel-Halbklippe hinein. Die gesamte Situation, wie sie durch Projektion der Verhältnisse im Westen in die Tiefe der Hochvogel-Halbklippe zu erwarten ist, zeigt Taf. 12.

Auf Grund der Erkenntnis der ausgreifenden verkehrten Lagerung der Jungschichtenserie der Allgäudecke in diesem Abschnitt der Allgäuer Hauptmulde läßt sich aber die wirklich sonderbare Erscheinung des Zusammentreffens von Hauptdolomit der höheren Decke mit den an den Rändern jeweils hier scheinbar dazupassenden älteren Jungschichten befriedigend erklären: Die Lechtaldecke hat nach bereits früher erfolgter eigener Internfaltung (Burkopfantiklinale usw.) bei ihrem Vorschub das liegende Faltenystem der unterlagernden Allgäudecke zerrissen, sodaß auf dieser Strecke der verkehrte Schenkel einer Antiklinale an den Kontakt gekommen ist. Dann wurde dieses System weiter verfaultet und schließlich zerschert. Die Nebenskizze auf Abb. 15 zeigt diesen Werdegang in einem Zwischenstadium. Daß dieses eigenartige Gestaltungsprinzip tatsächlich wiederholt realisiert worden ist, zeigen weitere Beispiele aus dem gleichen Grenzbereich vor der Allgäuer Hauptkammschuppe und im Bereich der verkehrten verschleppten Schuppen an der Obergrenze der Allgäudecke im Raum der Juppenspitze NW Lech. Besonders das Beispiel Mädelegabel ist für uns sehr lehrreich, da es ganz die gleichen Erscheinungen wie hier (Auswalsung und Abscherung des Verkehrschenkels der Allgäudecke unter dem früh intern selbständig gefalteten Hauptdolomit der Lechtaldecke und darauffolgende potenzierte Faltung des Ensembles) in noch abgeschwächterer, besser überschaubarer und unter der Trettach-Halbklippe sehr gut aufgeschlossener Form zeigt, sodaß es auch von den Vertretern der relativen Autochthonie in der erwähnten Art dargestellt und nicht umgedeutet worden ist (Abb. 16). Es ist eine homologe, nur in bezug auf den Umfang der verkehrten Serie und im Ausmaß der potenzierten Faltung weitergehende Situation,

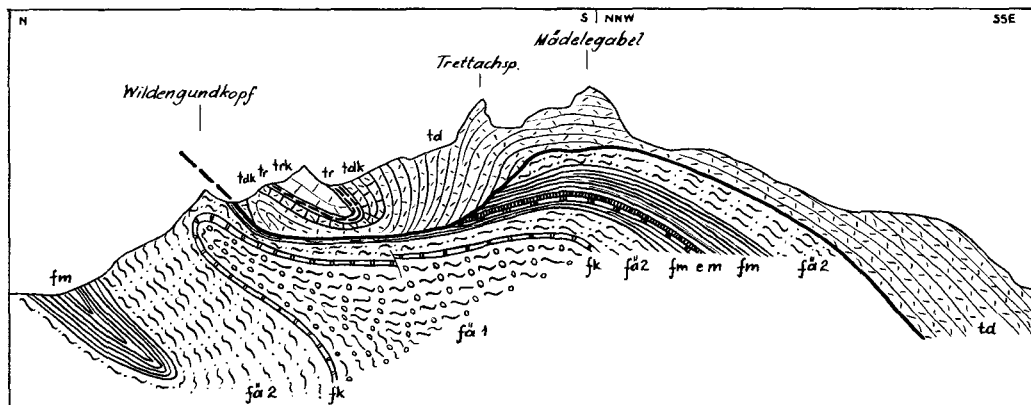


Abb. 16: Profil der Mädelegabel nach B. HÜCKEL et al. (1960, Taf. 5, Fig. 5). Die Darstellung soll als schwächer potenziert gefaltetes homologes Beispiel zum Bärngünde-Profil dienen. Der Hauptdolomit der Lechtaldecke überschiebt unter und südlich der Mädelegabel eine verkehrte, im Hangenden abgescherte Serie der Allgäudecke, der Gesamtkomplex wird sekundär weiterverfaultet.

die uns im Luitpold-Bärngünde-Profil gegenübertritt. Bei den bisherigen Deutungen des Luitpold-Bärngünde-Profiles blieb stets die eine oder die andere der Beobachtungstatsachen ungeklärt: Bei der autochthonen Lösung die Tatsache der Unterlagerung der gesamten Zone durch die Masse der Aptychenschichten, ferner aber vor allem die Existenz der Fernüberschiebung, neuerlich bewiesen durch die Verhältnisse im Hornbachtal und durch die noch folgenden Ausführungen. Bei der Deutung im Sinne der Deckenlehre, bei der die Bärngündezone als Mulde gesehen worden war, war dann das eigenartige Zusammentreffen von älteren Schichtgliedern der Jungschichtenzone (Kössener Schichten, Oberrhätalk usw.) rings um die Dolomitsporne mit der Obertrias der Lechtaldecke nicht erklärbar, wodurch gerade der autochthonen Vorstellung Auftrieb gegeben worden war. Bei der hier gegebenen Deutung hingegen läßt sich sowohl die lokale Situation mit dem tektonisch beanspruchten Gürtel von höherer Ober-

trias am Rand der Hauptdolomitschollen erklären, es wird aber auch der Realität des Fernschubes, belegt durch das dahinter gelegene Hornbach-Halbfenster, Rechnung getragen. Die Strukturform liefert ein schönes Beispiel für mäßig komplizierte, noch gut durchschaubare alpine Tektonik, während in fortgeschrittenem Zustand die potenzierte Faltung bereits schwieriger auflösbare Strukturen erzeugt (vgl. A. TOLLMANN 1968, Abb. 6–10).

Auch in der jüngsten Darstellung der Verhältnisse von Bärgündele und Luitpoldzone durch H. BERTLE et al. (1970, S. 9) war die für das Verständnis der Gesamtstruktur so wesentliche verkehrte Lagerung der überfahrenen Jungschichtenserie der Allgäu-Decke noch nicht erkannt worden. Dabei werden dort die Verhältnisse vom Ostende der Luitpoldzone bei der Oberen Lichtalpe als Einwand gegen die (der Arbeitsgruppe mündlich mitgeteilte) Verkehrtlagerung angeführt. Der Einwand basiert nur auf dem aufrecht gezeichneten Profil Taf. 2, Fig. II jener Publikation. Dieses Profil ist aber nachweislich gegenüber der auf der Karte Tafel 1 der gleichen Arbeit festgehaltenen, hier gerade mit reichlich Fallzeichen versehenen Darstellung der Geländebeobachtungen im Bereich der Linie II—II unrichtig gezeichnet: Der Oberrhätkalk fällt nach der Karte klar unter die Kössener Schichten, diese tauchen eindeutig unter den Hauptdolomit. Die Serie liegt unbestreitbar verkehrt. In Profil I, das einen noch höheren Ostabschnitt der Luitpoldzone anschneidet, kommen über dem Hauptdolomit wieder in normaler Lagerung gerade noch die auflagernden Kössener Schichten zutage. Das heißt, daß im Hauptdolomitrest des Fensterinhaltes N der Oberen Lichtalpe der Antiklinalkern der liegenden Falte mit ihrer den Hauptraum der Luitpoldzone einnehmenden großen Verkehrtserie gerade noch erreicht wird. Die Karte von H. BERTLE et al. bildet daher keine Widerlegung sondern eine schöne Bestätigung unserer Auffassung, daß hier der Antiklinalkern der von SW her unter die Hochvogel-Halbklippe hineinziehenden Sulzwand-Antiklinale auftauchen könnte, was bei seinem SW—NE gerichteten Generalstreichen (vgl. Taf. 3, A. TOLLMANN 1970 a) zu erwarten wäre. Ebenso ist das Bärgündele-Profil bei H. BERTLE et al. (Taf. 2, Prof. 6) aus der

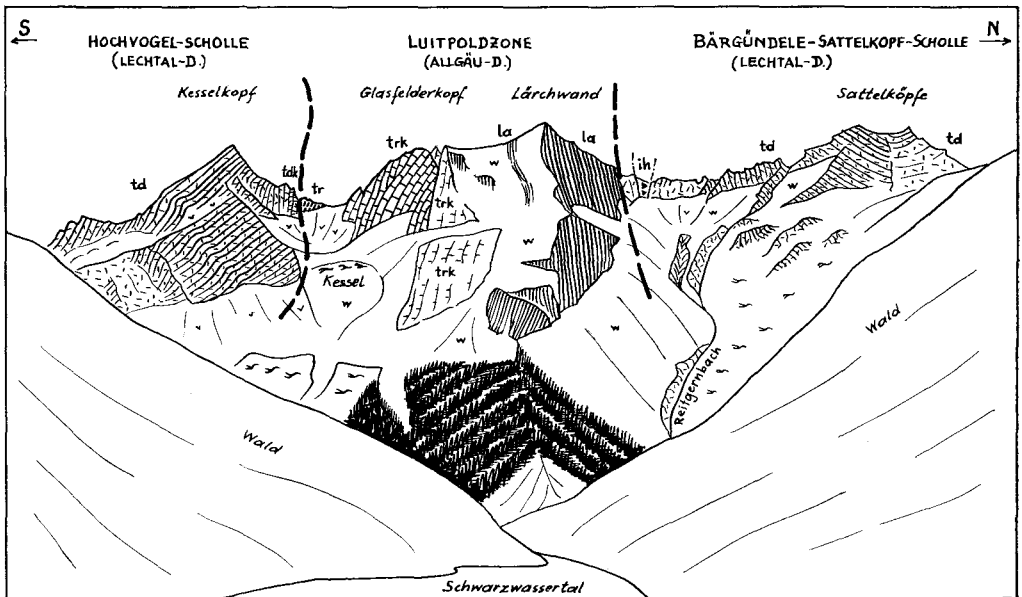


Abb. 17: Der Blick vom oberen Schwarzwassertal auf die Bärgündele-Sattelkopf-Halbklippe zeigt deren muldenförmigen Bau, was ebenfalls für Überlagerung und nicht Unterlagerung in Bezug auf die Luitpoldzone spricht.

Karte dieser Arbeit unrichtig herausgezeichnet, berücksichtigt man die sich gegen unten hin am steilen Westabfall aus der erwähnten Karte ersichtliche Verbreiterung der Aptychenschichten bei flacher, um W—E gerichteter, ebenfalls in dieser Karte verzeichneter Achsenlage.

Rückblickend soll noch auf die Luitpold-Bärgündezone ein letzter Blick von der anderen Seite, von Osten her geworfen werden (Abb. 17). Auch er zeigt in dem nunmehr intern nicht mehr so zerrissenen Hauptabschnitt der den Bärgünde-Jungschichten auflagernden Hauptdolomitscholle Muldenstruktur im Sattelkopf auf Grund der Schichtlagerung des Hauptdolomites, wie nach allem ja zu erwarten war. Der Hauptdolomit hebt, regional gesehen, über der Luitpoldzone aus und taucht nicht in Form eines Gewölbes ab.

Die Grenze Allgäudecke—Lechtaldecke im übrigen Raum zwischen Ammergebirge und Vorarlberg

1. Der Bennadeckensattel

In langen, fingerförmigen Halbfenstern greift die Allgäudecke mit ihren jungen Schichten in den Vilser und Schwangauer Alpen tief in den Deckenkörper der Lechtaldecke ein (Abb. 18). Bedingt ist dies durch das achsiale Ansteigen von E gegen W, verbunden mit einer späten, den Deckenstapel als ganzes erfassenden Faltung und entsprechender Erosionswirkung. So entstanden die schmalen, gegen W aushebenden Halbklippen und Klippen der Lechtaldecke vom Falkensteinerzug, von Einstein- und Gehrenspitz-Halbklippe mit Vilstal-Fenster, Füssener Jöchl-Streifenhalbfenster in der Bennadeckensattelzone und Nesselwängle-Halbfenster im Süden. Hierdurch ist ein außerordentlich instruktives und klar überschaubares Bild vom Deckenbau dieser Region erschlossen, wie in allen früheren Arbeiten zu Recht von O. AMPFERER, M. RICHTER, C. W. KOCKEL, H. STEINMANN u. a. immer wieder betont worden ist. Die innere Muldenstruktur der Halbklippen spricht gegen ein einfaches Herausheben der Schollen, die sichtbar flach dem Untergrund auflagen; die Dominanz der nordvergent geschaffenen Strukturen legt Zeugnis gegen einen nennenswerten Westschub ab.

Dem achsialen Ausheben und freien Schwimmen der Halbklippen gegen Westen hin entspricht vollkommen das tunnelförmige Untertauchen der Jungschichtglieder der Allgäudecke in den schmalen Halbfenstern gegen Osten hin, stets durch eine Sattelaufwölbung noch über eine weite Strecke in der auflagernden Lechtaldecke verspürbar. Hinzu kommt in den Vilser Alpen noch eine von der einstigen Stirn der Lechtaldecke abgesplitterte Zwischenschuppe zwischen den beiden Decken, die sich mit mehr oder weniger vollständiger aufrechter Serie dazwischenschiebt. So ist gerade hierdurch eine auch nur entfernt glaubwürdige Umdeutung der Halbfenster zu Beutelmulden, wie zuerst von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL 1960 anhand des Bennafensters versucht worden ist, nicht möglich. Entgegen dem unter dieser autochthonen Vorstellung aufgestellten Postulat vom Ausheben der Jungschichtenzonen gegen E sieht man ja deren Abtauchen, sieht man die Fortsetzung von Antiklinalen der Lechtaldecke (Benna-Sattel, Archbach-Sattel usw.) und sind trotz genauer Kartierung des Gebietes keine gewaltigen Querbrüche jeweils am Ostende jedes dieser Finger bekannt, an denen der Jungschichteninhalt der Streifenfenster ausheben könnte. Diese Schwierigkeiten bei autochthoner Deutung haben auch C. W. KOCKEL (1956, S. 210) und W. ZACHER (1962, S. 398) gesehen.

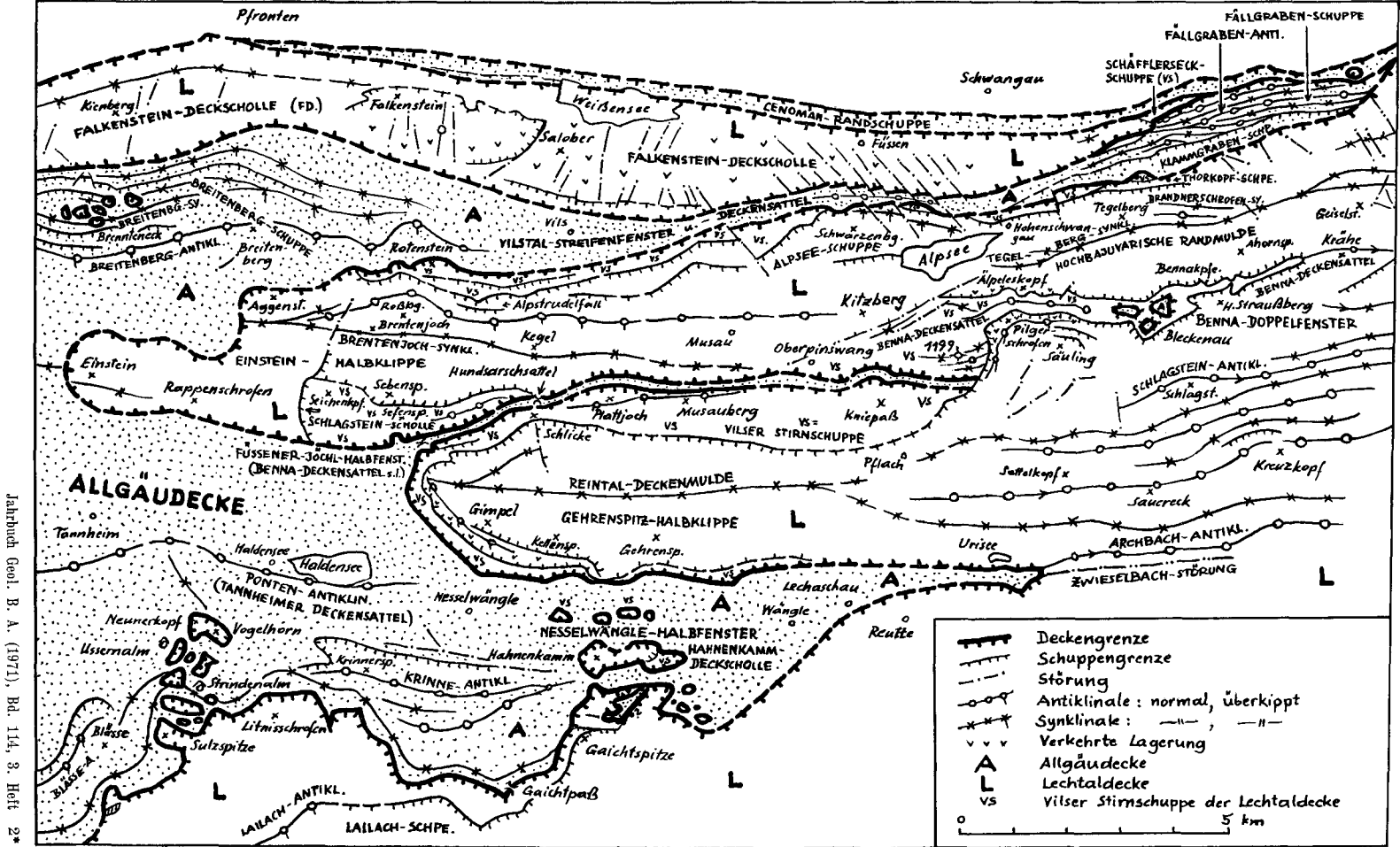


Abb. 18: Tektonische Übersichtsskizze über die Wilser und Hohenschwangauer Alpen.

War also nach dem vielen, im Sinne des Deckenbaues sprechenden Bekannten bereits die Umdeutung dieser Fenster in Mulden nicht mehr möglich, so ist für diesen gesamten Raum die Deckenstruktur mit dem erneuten Nachweis des Hornbach-Halbfensters, wie er hier gegeben worden ist, erst recht zwingend. Die Überprüfung der Fakten im Gelände schließlich, die nach V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL für die Beutelmuldenatur des Bennafensters sprechen sollten, haben auch die lokale Fehlinterpretation der Lagerungsverhältnisse durch unzutreffende Annahmen in Bezug auf normal und verkehrt, auf räumliche Beziehungen u. a. gezeigt. Da die Bennastruktur Ausgangspunkt und Schlüssel für die weitere Betrachtung der Region in historischer und tektonischer Hinsicht darstellt, soll von ihr ausgegangen werden.

Die Benna-Antiklinale bildet einen durch die Erosion verschieden tief angeschnittenen Deckensattel, der in gut erhaltenen, nicht reduzierten Profilen folgende Abfolge von Einheiten aufweist: Zuerst die Lechtaldecke mit einem normalen Schenkel und einem unvollständigen, abgerollten, verkehrt liegenden Schenkel. Darunter die Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke (neuer Begriff für die ehemalige Untere Vilser Decke — s. A. TOLLMANN 1970 c, S. 102) mit aufrechter Serie und faziell der Entwicklung der Lechtaldecke gleichend; sie kann selbst noch weiter geschuppt sein. Darunter liegt mit normaler Abfolge, aber eigenständiger Jurafazies die Allgäudecke. Um diese sichtbare Übereinanderfolge, wie sie etwa im Zentrum flach lagernd und faziell getrennt im Bleckenauer Talkessel — einem Erosionsloch im Pöllattal — übereinander sichtbar ist (vgl. Abb. 4 bei V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL 1960), in autochthonem Sinne zu erklären, müßte man einen mittleren Fleck im Zentrum des Erosionsloches mit Jura in Allgäuschichtfazies einfalten, darüber eine faziell anders entwickelte Einheit (Vilser Stirnschuppe mit kalkigem Lias) lochförmig einpressen, dann die Lechtaldecke (kalkige Liasentwicklung) darüberfalten, hierauf alle verkehrten Schenkel dieser Einfaltungen abpressen und schließlich die steil hineingestopften Einheiten in der Tiefe alle auf flache Lagerung umpressen. Wahrhaft, der Höhepunkt an Komplikation und noch immer wäre keine Erklärung für alle sichtbaren Erscheinungen gegeben, da die Allgäudecke auch an anderen Stellen unter den höheren Einheiten aufgeschlossen erscheint. All diese Schwierigkeiten aber, die auch

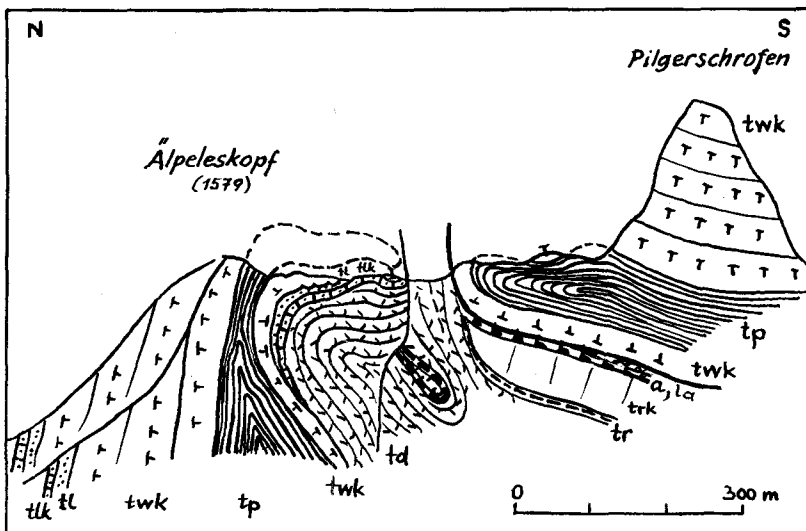


Abb. 19: Das Pilgerschrofenprofil durch die Benna-Deckensattelzone SSE Hohenschwangau in der Deutung von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, Abb. 3, S. 103): Der Fensterinhalt wird als im N invers eingefalteter Beutelmuldeninhalt angesehen.

C. W. KOCKEL (1956, S. 210) noch bei Umdeutung der Deckenstruktur in den westlichen Kalkalpen gesehen, aufgezählt und selbst noch für unüberwindlich gehalten hat, fallen bei der klassischen Deutung als Deckensattel weg, fazielle wie lagerungsmäßige Gegebenheiten fügen sich in das Gesamtbild der Region harmonisch ein. Für den Deckenbau sprechen aber auch die Einzelbeobachtungen.

Das erste Schlüsselprofil liegt, relativ gut aufgeschlossen, in der Sattelzone zwischen Pilgerschrofen und Äpeleskopf SSE ober Hohenschwangau. V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 103 f.) deuteten das Profil, in dem unter der Lechtaldecke mit ihrem reduzierten verkehrten Schenkel als Fensterinhalt die Vilser Stirnschuppe („Untere Vilserdecke“) emporkommt, folgendermaßen (Abb. 19): die beiden durch die Erosion getrennten Teilstücke der Lechtaldecke aus Partnachsichten und Wettersteinkalk mit ihrem reduzierten Verkehrtchenkel aus Wettersteinkalk und lokal Lunzer Sandstein werden als von N und S her gegeneinander gefaltete Teile eines Muldenrahmens ausgelegt. Die gegeneinander gerichtete Vergenz ist nach dem Profil nicht mehr in den angenommenen Wettersteinkalkstirnen sichtbar, aber in der Struktur der beiden Antiklinalbau zeigenden Partnachkerne zu sehen. Der früher als Fensterinhalt gedeutete Hauptdolomit hängt nach diesen Autoren im Norden, verkehrt lagernd, über Raibler Karbonate mit der verkehrten Serie S vom Äpeleskopf zusammen.

Die eigene Beobachtung erbrachte folgendes Bild (Abb. 20): Die beiden gegeneinander gerichteten Antiklinalumbiegungen in den Partnachsichten, wie sie auf der vorigen Abbildung zu sehen sind, sind in der Natur nicht sichtbar, sondern nur Deutung. Die Umbiegung erscheint weder in dem kleinen freiliegenden Abschnitt im Nordflügel, noch ist sie in dem vorwiegend schuttbedeckten entsprechenden Abschnitt des Südflügels erkennbar. Das zweite Hauptargument, das Fortlaufen der verkehrten Serie über den Lunzer Sandstein hinaus bis in den Hauptdolomit wurde durch orientierte Schriffe widerlegt: Die scheinbar vermittelnden sogenannten „Raibler Karbonate“ sind hellbräunliche oder rötliche, Dolomitbrocken und -partien führende Kalke vom Typus des Rhätoliaskalkes, wie sie vielerorts auch neben vollständigen Rhätprofilen unmittelbar über dem Hauptdolomit dieser Region der Lechtaldecke und ihrer Stirnschuppe auftreten und liegen auf Grund von schönen Hohlraumgefügen mit Sandfang in der tieferen Partie des Kalkes aufrecht. Mit dem Hauptdolomit darunter sind sie stratigraphisch verbunden. Die Schuppengrenze liegt daher im Nordflügel zwischen dem Sandstein und dem Rhätoliaskalk, im Südflügel zwischen Wettersteinkalk und Lias. Die bei V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL als Fleckenmergel bezeichneten Liasglieder dieses Südflügels sind übrigens nicht einfach den Allgäuschichten gleichzusetzen, sondern bestehen aus hellbraunen bis hellroten dünnen, plattigen, welligschichtigen Flaserkalken mit Mergelzwischenmittel, wechsellagernd mit hellbunten dünnbankigen Kalken. Sie sind faziell klar von den Allgäuschichten der Allgäudecke, wie sie etwa Ammoniten-führend im Bleckenauer Kessel unter der Vilser Stirnschuppe erschlossen sind, unterschieden. In der Gesamtheit zeigt das Profil nördlich vom Pilgerschrofen keine gegeneinander bewegte Doppelfalte über einer Beutelmulde, sondern es liegen in einem Deckensattel Vilser Stirnschuppe und Lechtaldecke, letztere mit verschieden umfangreichen Resten eines Verkehrtchenkels übereinander. Störungen und Blattverschiebungen durchsetzen den Faltenbau.

Das zweite Kernstück des Bennadeckensattels bildet der Bleckenauer Kessel im Pöllattal 3 km SE Hohenschwangau. In mehreren kleinen Aufbrüchen erscheint hier zutiefst noch die Allgäudecke mit Jura in Allgäuschichtfazies unter der Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke. Die Deckenantiklinale bildet hier eine Aufwölbung mit steilen Flanken, aber einer flachen und breiten Scheitelzone. Eine tektonische Umdeutung dieses im zentralen Teil der Aufwölbung flach lagernden Stapels großtektonischer Einheiten im Sinne der Autochthonie würde, wie oben angedeutet, auf unüberbrückbare Schwierigkeiten stoßen. Besonders eindrucksvoll sind die faziell

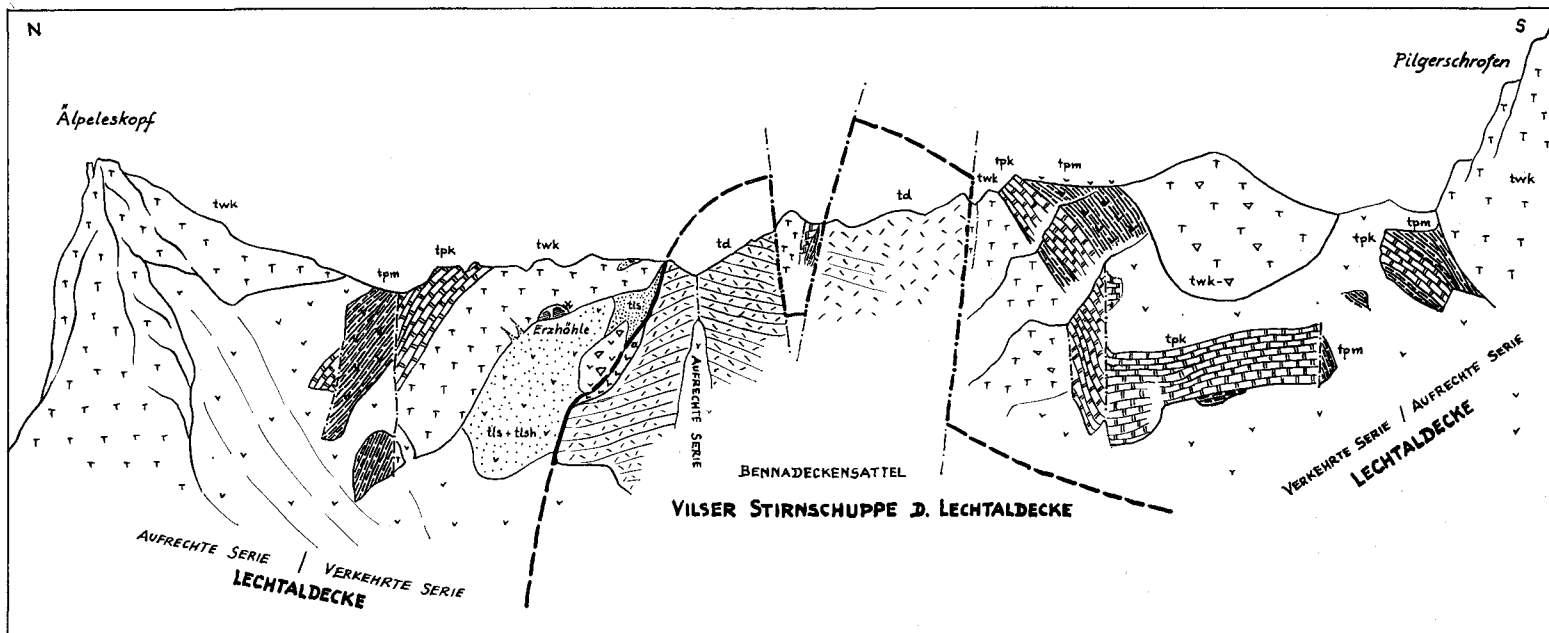


Abb. 20: Das Pilgerschrofenprofil durch die Benna-Deckensattelzone SSE Hohenschwangau. Unter dem Verkehrschenkel der Lechtaldecke erscheint mit normaler, aufrechter Lagerung Hauptdolomit mit Rhätoliaskalkresten der Vilser Stirnschuppe.

unterstrichenen Gegensätze zwischen den zutiefst liegenden Jura-Elementen der Allgäu-
decke und den Teileinheiten der Lechtaldecke des Rahmens, auch zufolge der klaren
tektonischen Auflagerung der höheren Einheiten, die an den schuttfreien Strecken
sichtbar wird. Dies trifft einerseits für die flach den Hauptdolomit unterlagernde Serie
der Allgäu-
decke aus Allgäuschiefen, Radiolarit und Aptychenschichten 580 m ENE
Wh. Bleckenau am Südrand des Bleckenauer Kessels, als auch für die ebenso mit
Aptychenschichten unter den Hauptdolomitrahmen verschwindenden Vorkommen
am Nordrand ungefähr 200 m SW der Bennaköpfe zu (Kote 1596). Die Behauptung
von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 105), daß es völlig unbegründet er-
scheint, in diesem Kessel mitten hinein in die Juraschichtfolge eine Deckengrenze
zwischen Allgäu-
decke und Lechtaldecke zu legen, beruht auf der unzutreffenden Kar-
tierung, die in dieser Studie (1960, S. 105, Abb. 4, Nebenkärtchen) die Basis der Über-
legung bildet. In dieser Region SE der Bennaköpfe wird keinesfalls der Hierlatzkalk
von der Serie der Fleckenmergel usw. gefolgt, wie im Text und am Nebenkärtchen
dargestellt ist, sondern Hauptdolomit bildet allenthalben die Basis der intern weiter
verfalteten Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke, Aptychenkalk steht darunter an,
Allgäuschichten folgen erst entfernt abwärts im Hangschutt. Abb. 21 gibt die Situa-
tion an der betreffenden Stelle wieder. Wo nicht Hangschutt die Untergrenze des
Hauptdolomitzuges der Vilser Stirnschuppe bis zum Liasfleckenmergel-Schutt hin-
unter verdeckt, sondern die unterlagernden Jungschichtglieder der Allgäu-
decke un-
mittelbar an die Basis des Hauptdolomit-Streifens herantreten (linker Bildteil), bilden
die Aptychenschichten die Unterlage dieses Dolomites. Die Vilser Stirnschuppe ist
also über eine im Jura faziesmäßig unterschiedene, aufrechte Serie der Allgäu-
decke
überschoben.

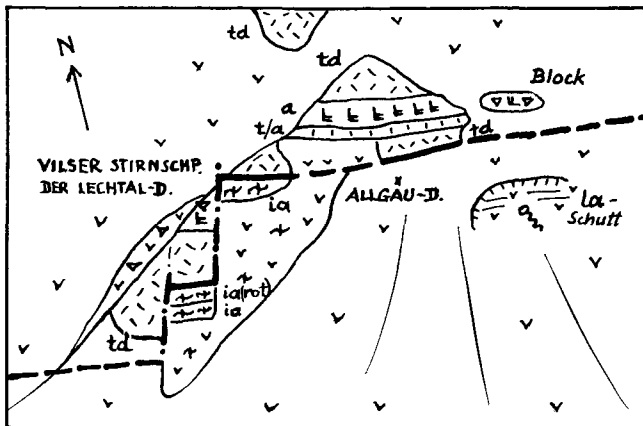


Abb. 21: Unmaßstäbliche Skizze der Lagerungsverhältnisse am Nordrand des Fensterinhaltes der
Allgäu-
decke im Bleckenauer Kessel, etwa 200 m SW der Bennaköpfe (Kote 1596). Gesamtlänge der
Aufschlußstrecke etwa 40 m.

Daß auch die Verhältnisse, wie sie in der erwähnten Arbeit über östlichere Ab-
schnitte des Bennadeckenfensters angeführt sind, nicht den Gegebenheiten entsprechen,
wurde schon 1970 c, S. 99 f. ausgeführt. Das Sattelprofil NE des Hohen Straußberges
z. B. zeigt trotz nur mehr ganz geringer erosiver Trennung der beiden Flügel der Lechtal-
decke über dem steil aufgewölbten Inhalt des Benna-Halbfensters, die auf der
Scheitelstrecke nur mehr 30 m beträgt, kein Zusammentreffen gegeneinander gerich-
teter Faltenscharniere, die ja bei dieser derart weitgehenden Erhaltung der Deck-
platte zumindest noch in Ansätzen erkennbar sein müßten. Auch sind entgegen der
Darstellung von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 108) keine Faziesdifferenzen

im Partnachschieben-Anteil (Hornsteinkalk und Partnachschiefer) der beiden erosiv getrennten Ränder vorhanden, sodaß eine direkte Verbindung durch nichts gestört ist.

Grundsätzlich abzulehnen ist ferner die Interpretation der Situation am Ostende des Benna-Deckensattels, die V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL 1960 (S. 108 f.) vorgenommen haben, da die Annahme eines Herausstreichens des Halbfenster-Inhaltes vor dem Niederen Straußberg den sichtbaren Gegebenheiten widerspricht. Das eindrucksvolle Verschwinden der Obertrias des Halbfenster-Inhaltes unter dem Mitteltriassgewölbe des Rahmens aus Partnachschieben und Wettersteinkalk N vom Niederen Straußberg und Gabelschrofen lassen sich, da die Situation in der Natur unmittelbar überschaubar ist, nicht bestreiten. Man vergleiche hierzu nur die treffende Darstellung Abb. 22, die aus der Arbeit von C. W. KOCKEL et al. 1931 entnommen ist und der nach Neukartierung des Gebietes nur die Spezialfaltung der Partnachschieben im Gewölbekern des mächtigeren Südflügels im Schwangauer Kessel hinzuzufügen ist (W. ZACHER 1963, Prof.-Taf. zu Blatt Füssen, Fig. 2; 1964, S. 86 f. Abb. 21). An der Existenz eines „von E her tadellos aufgeschlossen heranstreichenden Untertriassattels“ (gemeint ist Mitteltriassattel) hat auch C. W. KOCKEL nach Umdeutung des Deckenbaues der westlichen Kalkalpen (1956, S. 210) nicht vorbeikönnen. Auch hier fehlen trotz Neukartierung durch W. ZACHER (1962 Kt.) die geforderten großen Querstörungen mit gewaltiger Heraushebung des Ostflügels.

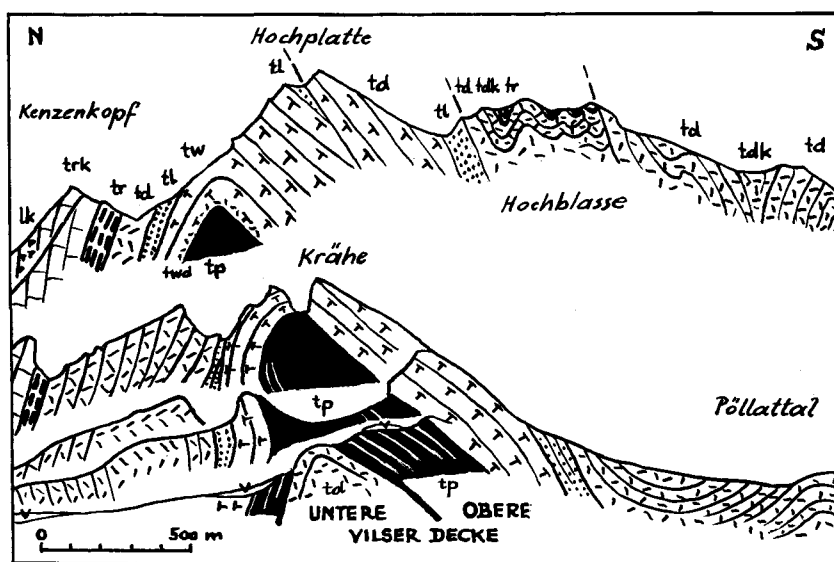


Abb. 22: Das Ostende des Benna-Deckensattels nach C. W. KOCKEL et al. (1931, Prof.-Taf., Ausschnitt aus Fig. 22—23). Die Untere Vilser Decke entspricht der Vilser Stirnschuppe, die Obere Vilser Decke der Lechtaldecke in der hier gehandhabten Nomenklatur. Das Bild zeigt das Verschwinden des Hauptdolomites der Vilser Stirnschuppe im Kern einer hoch aufragenden Falte der Lechtaldecke.

2. Vilser Alpen

In der Westfortsetzung der Benna-Deckensattelzone ist durch A. KL. BORNHORST (1958, S. 21) ein tektonischer Zusammenhang zwischen Unterer und Oberer Vilser Decke NE Oberpinswang angenommen worden, u. zw. zwischen dem Wettersteinkalk und den Raibler Schichten des Kitzberges (Vilser Stirnschuppe) und dem SE davon liegenden Hauptdolomit (Lechtaldecke). Diese Auffassung bildete einen Angelpunkt in der Umdeutung der Vilser Alpen im Sinne relativer Autochthonie, wie zahlreiche,

sich darauf beziehende Publikationen zeigen. Vor allem hat auch W. ZACHER, von dem die neue Karte 1:25.000, Blatt Füssen, stammt, in den Erläuterungen (1964, S. 87) diese Deutung übernommen. Seine Karte zeigt einen hart bis vor den Sattel an der Staatsgrenze östlich des Kitzberges heranreichenden Raibler Schichtenstreifen, auf dem eine schmale Zone von Hauptdolomit und eine Juramulde störungsfrei auflagern, im Profil (1964, Abb. 22) wird eine kleine Störung zwischen Karn und Hauptdolomit auf der Kitzberg-SE-Seite eingetragen. Die Verhältnisse liegen aber so, daß auf der ganzen SSW—NNE verlaufenden Linie zwischen dem Wettersteinkalk des Kitzberges und Resten von Raibler Schichten — wesentlich kleiner als auf der Karte dargestellt — und dem Hauptdolomit-Juragebiet andererseits in Richtung 140° eine vielfach aufgeschlossene Blattverschiebung mit 70° steilem Einfallen hinzieht, von kleineren parallelen Störungen begleitet. Die Situation in diesem tektonisch zerstückelten Bereich an der Landesgrenze sind auf Abb. 23 wiedergegeben. Es läßt

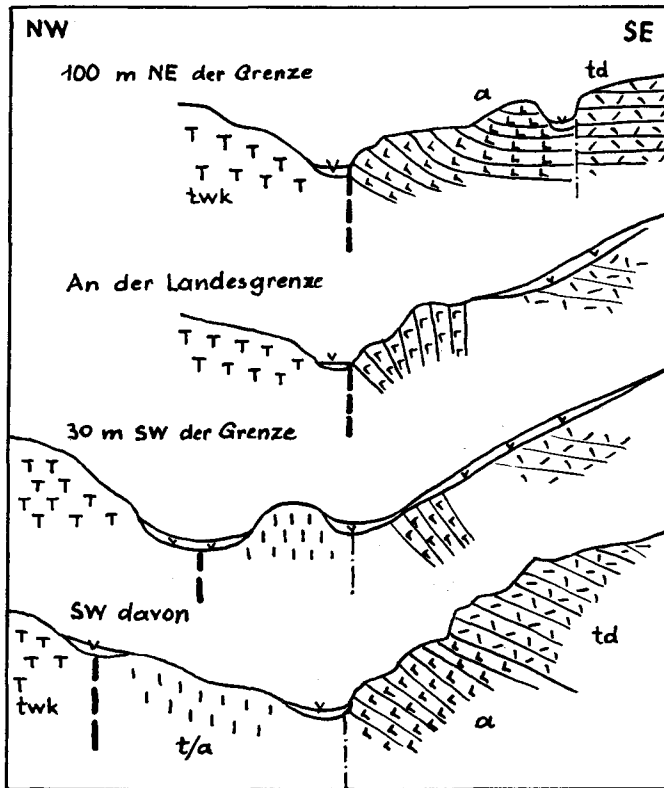


Abb. 23: Die Grenzverhältnisse zwischen Lechtaldecke (Wettersteinkalk) und den Obertrias-Lias-Gliedern der Vilsener Stirnschuppe östlich des Kitzberges, 2 km NE Oberpinswang. Es liegt kein reduzierter Faltenbau vor, sondern die beiden Einheiten grenzen bruchtektonisch aneinander.

sich kein faltenförmiger Zusammenhang der beiden Schollen erkennen. Nach den Verhältnissen am NE-Rand der Wiesenbucht NE Oberpinswang, wo in diesem Störungsbündel mächtigeres Karn scheinbar unter den Hauptdolomit einfällt, würde man bei lokaler Betrachtung tatsächlich nur eine geringe Wirksamkeit der Störungszone annehmen. Bei ausgreifendem Studium hingegen zeigt sich, daß hier die Grenze der Lechtaldecke und ihrer Stirnschuppe von NE kommend hereinläuft und von steil stehenden Störungen überlagert wird. Ein normaler Zusammenhang der Serien beiderseits der vielfach gut aufgeschlossenen Störungsfläche ist nicht gegeben.

Ein nächster Punkt von besonderem tektonischem Interesse ist der „Wettersteinkalkzug“ der Kote 1199, 2,5 km östlich von Oberpinswang gelegen. Er wurde von A. Kl. BORNHORST (1958) kartierungsmäßig erfaßt, auf der geologischen Karte von Füssen 1 : 25.000 (W. ZACHER 1963) detailliert abgegrenzt und nimmt nach der Meinung von W. ZACHER (1964, S. 82) eine verbindende Stellung zwischen dem Hauptdolomit der Vilser Stirnschuppe unserer Nomenklatur und der überschobenen Lechtaldecke des Mitteltrias-Areals im Raum Pilgerschrofen ein, indem der zuoberst gelegene „Wettersteinkalk“, angebliche Spuren von Raibler Schichten westlich davon und der Hauptdolomit des Sockels zu einer normalen Serie, zu einem aus dem Untergrund emporgepreßten Pilzsattel zusammengezogen werden.

Aus den regionalen Verhältnissen dieses Gebietes habe ich 1970 c, S. 103 — damals noch ohne persönliche Kenntnis dieser Lokalität — gefolgert, daß die nach den bisherigen Aufnahmen dem Hauptdolomit-Untergrund auflagernde Kalkscholle bei einer Zugehörigkeit zum Wettersteinkalk einen Teil des im Osten anschließenden überschobenen Verkehrtchenkels der Lechtaldecke bilden würde. Zur Entscheidung dieser Frage wurde damals auf die Notwendigkeit der Prüfung des Aufrecht-Verkehrt-Gefüges durch orientierte Schriffe aufmerksam gemacht.

Im Sommer 1970 bot sich nun die Möglichkeit zur Prüfung der Verhältnisse im Gelände. Hierbei ergab sich eine noch wesentlich einfachere Lösung des Problems, das sich aus dem angeblichen Zusammenhang von „Wettersteinkalk“ der Scholle und Hauptdolomit des Sockels eingestellt hatte: Es war nämlich im Felsrücken der Kote 1199 vom Liegenden zum Hangenden statt einer Folge von Hauptdolomit, Raibler Schichten und Wettersteinkalk eine normale, synklinal gelagerte Serie von Hauptdolomit, Kössener Schichten, oberrhätischem Korallenriffkalk und rotem Liaskalk anzutreffen, also eine Situation, wie sie ganz analog in dem nur 300 m weiter im SE folgenden nächsten Muldenstreifen vorhanden ist. Eine Verbindung von Vilser Stirnschuppe, der diese Serie angehört und dem Wettersteinkalk, der erst nahe östlich davon als Bestandteil der Lechtaldecke auflagert, ist demnach nicht vorhanden, Rhät-Lias-Mulde und Mitteltriasserie des Pilgerschrofens haben nichts miteinander zu tun.

Im einzelnen liegen die Verhältnisse der verschiedenen Glieder des Zuges Kote 1199 folgendermaßen.

a) Der Hauptdolomit am Südsaum des auflagernden Kalkzuges ist gefaltet, taucht aber hart an der Grenze zum Kalk jeweils mit Werten zwischen ss 010—015°/40—70° steil nördlich unter diesen ab. Das Gefüge des gut gebankten Hauptdolomites zeigt im Schriff an Hand von Sandfang in unvollkommen ausgefüllten Hohlräumen durchaus aufrechte Lagerung (Proben SW und WSW von Kote 1199: S 953, S 955, S 957, S 959).

b) Zwischen dem Hauptdolomit und dem massigen Kalk des Felsrückens Kote 1199 stellt sich auf der SW-Seite dieses Kalkzuges eine nur lokal und geringmächtig (1—2 m hoch) aufgeschlossene dünn-schichtige, ebenflächige bis knollige, bräunlich bis rötliche, tektonisch reduzierte, im Hangenden z. T. leicht schräg abgeschnittene Serie ein. Sie ist 35 und 50 m, 100 m und 250 m östlich der Spaltenquelle des SW-Randes dieses Kalkzuges erschlossen. Nach vereinzelt Korallenfunden und der lithologischen Ausbildung sind darin Kössener Schichten zu erblicken. Sie liegen, wie die Gefügeprüfung in Schriff R 95—R 97 ergab, durchwegs aufrecht. Reste von Raibler Schichten, wie auf der geologischen Karte von Füssen 1 : 25.000 angegeben, sind in dem schutt-erfüllten Areal W des Massenkalkzuges hingegen nicht anzutreffen. Es sind vielmehr die Kössener Schichten für die Quellbildung über dem Hauptdolomit verantwortlich.

c) Darüber baut sich bis zur Kammlinie bzw. zum Gipfel Kote 1199 der wandbildende, helle, bisher als Wettersteinkalk bezeichnete Kalkzug auf. Sein Gefüge lagert wiederum, wie Schriffe vom Südrand (R 97 a, R 98, R 101) zeigen, aufrecht. Seine Natur als Oberrhätkalk ist aber schon im Gelände durch den Reichtum an stockbildenden Thecosmilien zu erkennen, die von 2/3 der Gesamtmächtigkeit des Zuges

an empor auf der Südseite bis fast zum Gipfel hinauf gesteinsbildend werden. Die Thecosmilienstöcke lassen durch ihre Wuchsform und Verzweigung ebenfalls die aufrechte Serie erfassen. Außerdem enthält der Kalk eine für Dachsteinkalk und Oberrhätkalk bezeichnende Foraminiferenfauna. Die Proben R 101—R 104, knapp S unter dem Gipfel der Höhe 1199 aus korallenfreien Partien entnommen, enthalten:

Triasina hantkeni MAJZON
Aulotortus sinuosus WEYNSCHENK
Variostoma cochlea KRISTAN-TOLLM.
Trocholina (Trochonella) crassa KRISTAN
Tetrataxis inflata KRISTAN

Der tiefere, relativ fossilarme Teil des Oberrhätkalkes wies am südlichen Unterrand in einer Reihe von Proben nur in Schliff S 960 SW von Kote 1199 Skelettelemente von Schwebereinoiden (Roveacrinidae) auf.

d) Schließlich ist dieser Oberrhätkalk auch dadurch einstuftbar, daß er WNW unterhalb des Gipfels in den hier darüber in Resten erhaltenen roten Liaskalk allmählich übergeht. Dessen Alter ist in Probe S 962 durch eine Mikrofauna mit *Saccocoma*, Ostracoden, Lageniden und mit triaxonem Spongiennadelgerüst, charakteristisch für bestimmte Typen der Liasrotkalke, belegt.

Eine weitere kritische Stelle der Westfortsetzung der Bennadeckensattelzone bildete in jüngerer Vergangenheit die Region der Hundsarschscharte 3 km SSW Vils. Aus dieser Sattelregion, über die ein schmaler verschleppter Jungschichtenstreifen

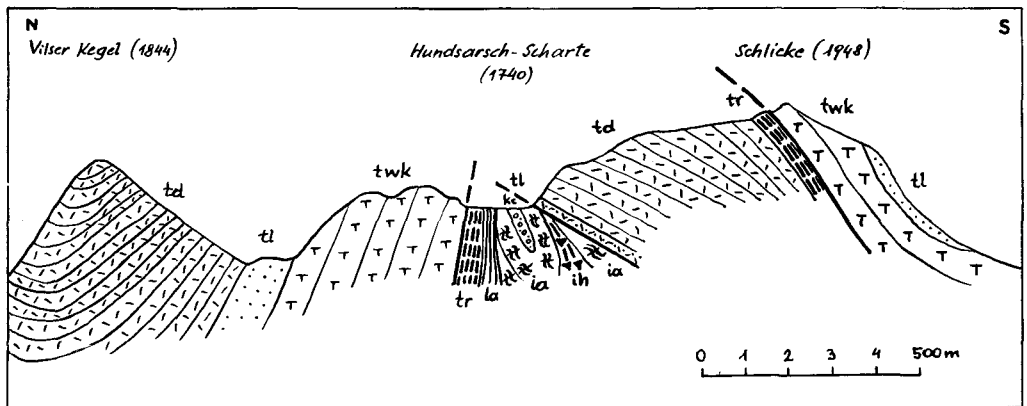


Abb. 24: Profil durch den Hundsarschsattel (= — scharte) 3 km SSW Vils nach W. ZACHER (1963, Prof.-Taf., Fig. 4). Das Profil soll den Zusammenhang zwischen Kössener Schichten der ehemaligen Unteren Vilser Decke und den Jungschichten (der Allgäudecke) in Form einer normalen Serie in der Sattelregion zeigen.

der Allgäudecke in einem Schlitzhalbfenster verläuft und von verschiedenen stark reduzierten Teilen der Vilser Stirnschuppe sowie der Lechtaldecke überlagert wird, hat W. ZACHER in neuerer Zeit wiederholt (1962, S. 400, S. 405; 1963 Prof.-Taf. zu Bl. Pfronten, Fig. 4; 1966, S. 153—155) einen Zusammenhang von Unterer Vilser Decke (Vilser Stirnschuppe) und Allgäudecke angegeben und gezeichnet (Abb. 24). Seiner Meinung nach seien die Kössener Schichten der Scharte ihrerseits sicherer Bestandteil der ehemaligen „Unteren Vilser Decke“, andererseits normales Glied einer bis in die Aptychenschichten und in die Kreide weiterlaufenden Serie der „Allgäudecke“.

Die genaue Beobachtung der Verhältnisse in der Region der Hundsarschscharte sowie in dem von W. ZACHER ebenfalls für die Frage als wesentlich bezeichneten Ab-

schnitt westlich der Scharte hat bei viermaliger Begehung und jeweiligen Zwischenkontrollen durch Prüfung der Schlißproben aber ein von der Darstellung bei W. ZACHER abweichendes Bild ergeben. Das Profil in der Scharte selbst ist etwas weniger gut erschlossen als die Region W unterhalb der Scharte.

Das Sattelprofil zeigt nun zunächst folgende Verhältnisse (vgl. Abb. 25). Im tiefsten Abschnitt der Scharte erscheinen die Jungschichten des Jura und der Kreide,

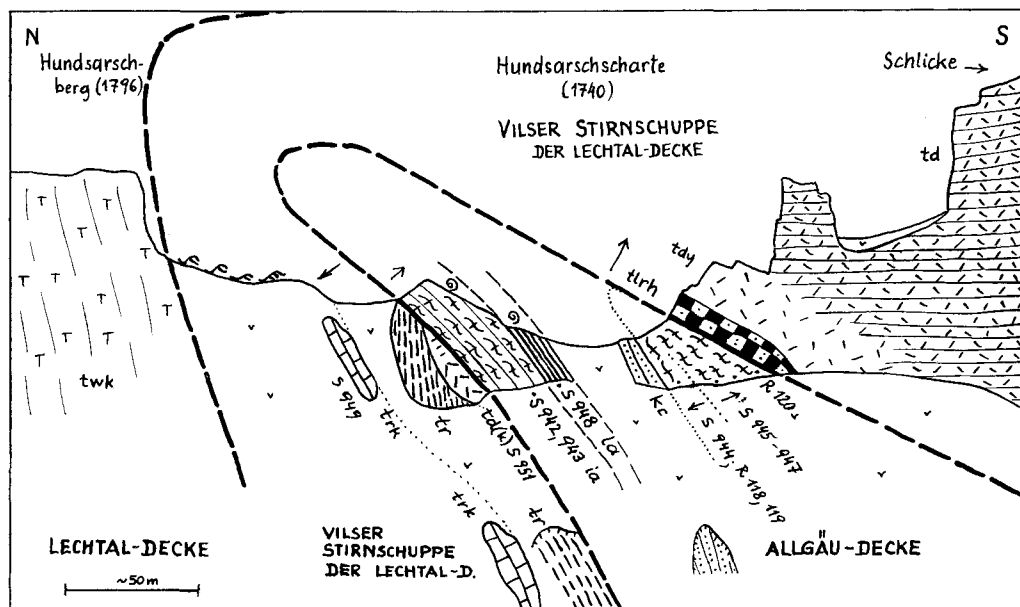


Abb. 25: Profil durch den Hundarsarsattel nach eigener Beobachtung. Die Kössener Schichten bilden ein Glied einer sekundär überkippten und daher verkehrt lagernden Serie der Vilser Stirnschuppe und stehen nicht in normalem Zusammenhang mit dem auch intern gestörten, im Süden folgenden Jura- und Kreidepaket der Allgäu-Decke.

in denen wir durch die regionale Verfolgung von Westen her die aufgepreßten Jungschichtglieder der Allgäu-Decke wiederfinden. Sie werden im Süden und Norden durch die primär aufrechte Schichtfolge der Vilser Stirnschuppe (ehemals Untere Vilser Decke) überschoben. Im Süden setzt diese Schuppe hier mit Obertrias aus Rauhwacke, mylonitisierendem und geschichtetem Hauptdolomit und weiter im Süden mit einem Streifen Kössener Schichten auf. In dem sekundär leicht überkippt gelagerten Nord-Gegenflügel dieser Schuppe N der Scharte läuft die Schichtfolge mit einem Span aus z. T. kalkigem Dolomit (dol. Plattenkalk?, im Schliß S 951 Glomospiren enthaltend), von Kössener Schichten und nördlich davon Oberrhätalk (mit *Triasina hantkeni* MAJZON in Schliß S 949) von der Jura-Kreide-Serie der aufgepreßten Allgäu-Decke der Schartenregion weg. Sie verbindet sich demnach nicht, wie von W. ZACHER angegeben, mit diesem Jura-Kreide-Streifen der Scharte zu einer normalen, zusammenhängenden, etwa synklynal eingefalteten Serie. Die Jungschichtenregion der Scharte selbst (Allgäu-Decke) ist außerdem nicht synklynal gebaut. Sie ist vielmehr durch die eminente tektonische Beanspruchung bei der Aufpressung ganz zerrissen und in Späne zerlegt worden: Die an Radiolarien und an *Calpionella alpina* LORENZ reichen Aptychenschichten im Süden zeigen eine aufrechte südliche und eine verkehrt lagernde nördliche Partie, dann schließt gegen Norden mittlere Kreide an, hierauf stellt sich ein Span von Allgäuschichten in Form von Liasfleckenmergeln ein (S 948), nach der Lithologie, der Mikrofazies und auf Grund eines gerade- und einfachrippigen Ammonitenabdruckes

von Neokom-Fleckenmergel unterscheidbar. Der Nordrand der Jungserie der Allgäudecke schließlich wird durch ein Aptychenkalkpaket gebildet, das makroskopisch und im Schliff Lamellaptychen erkennen läßt, Radiolarien- und Calpionellen-reich ist und im Schliff S 943 ein gegen Süden aufsteigendes Aufrecht-Gefüge zeigt. Das bedeutet, daß die Lagerung der Aptychenkalke entgegengesetzt jener der N anschließenden Obertrias der Vilser Stirnschuppe ist. Die Vilser Stirnschuppe wird ihrerseits wiederum von Wettersteinkalk der Lechtaldecke überschoben: Die Überlagerung im Norden ist im Profil noch miterfaßt, die Überschiebung im Süden ist im Zug Schlicke—Hahnenkamm eindrucksvoll sichtbar: Imposant baut sich die helle Wettersteinkalkstufe über der Hauptdolomit-Kössener Serie im Hahnenkamm auf.

Noch klarer als im Scharten-Profil werden die Verhältnisse in dem gegen Westen anschließenden, sich verbreiternden Abschnitt. Dort zeigt sich in etwa 250 m Entfernung von der Scharte folgendes Bild (Abb. 26). Die Schichtglieder der Allgäudecke (Aptychenkalk, Kreide) formen, als Ganzes genommen, trotz innerer Komplikation eine Antiklinale, tauchen mit Aptychenkalk gegen Süden ab und verschwinden an einer Störung gegen Norden unter Rhät und Hauptdolomit (Randblöcke von Hauptdolomit sind noch tektonisch eingewalzt bzw. unterlagert). Die Vilser Stirnschuppe bildet im Profil-Nordteil die Nordhälfte eines darüber lagernden Gewölbes, im Süden durch Störungen zerschnitten. Man erkennt in dieser Einheit vom Kern weg eine Schichtfolge von Hauptdolomit, fossilreichen Kössener Schichten, Oberrhätkalk, schwächlichem Lias-Rotkalk und mächtigen Allgäuschichten (Liasfleckenmergel). Der Hauptdolomit — in dieser Region in den bisherigen Karten noch nicht erfaßt, lagert aufrecht (Schliff R 111), der Oberrhätkalk ist mikrofossilreich und enthält in Probe R 109 (Lage s. Abb. 26) eine hierfür typische Mikrofauna mit

Triasina hantkeni MAJZON
Aulotortus sinuosus WEYNSCHENK
Glomospira tenuifistula HO
Glomospira sp.

Die Struktur dieses grobbankigen Oberrhätkalkes zeigt, von SW her betrachtet, prächtig den Antiklinalbau dieser Zone, unvereinbar mit einer autochthonen Einfaltungshypothese. Die Streichrichtung der Achse dieser Antiklinale liegt hier NW—SE orientiert, analog jener in den umhüllenden Allgäuschichten. Die aufrechte Lagerung des Oberrhätkalkpaketes zeigt sich auch durch die Verbindung mit rotem Liaskalk im Scheitelabschnitt des Gewölbes. Letzterer führt in Punkt R 110 eine reiche Mikrofauna mit

Trocholina (Trocholina) turris FRENTZEN
Trocholina (Trocholina) granosa FRENTZEN
Involutina turgida KRISTAN
Spirophthalmidium sp.
Lenticulina sp. sp.
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
 Echinodermenreste.

Der gleiche Antiklinalkern im Kössener Rhät des anschließenden Kulissenprofils (Abb. 26) zieht ungefähr in W—E-Richtung dahin (080°). Die die Obertrias einhüllenden Liasfleckenmergel sind durch den Fund eines Arietitiden mit gut erhaltenen Rippen und Lobenlinien altersmäßig gesichert, die Schriffe daraus zeigen Radiolarien-reiche Mikrofaunen. Die Liasfleckenmergel verschwinden nach Norden mit steiler Überkipfung unter dem Wettersteinkalk der Lechtaldecke. Nicht nur die Gesamtstruktur der gegen Norden überkippten Antiklinale zeigt das gegen Norden steil aufwärts gerichtete Empordrängen der tieferen Einheiten, sondern auch die sekundäre Zerschering und Schleppung in den Liasfleckenmergeln kündigt vom weiter andauernden gleich gerichteten nördlichen Aufdrängen der tieferen Elemente (Abb. 26, links unten) — alles gegen die Mulden-Einfaltungshypothese von W. ZACHER sprechend.

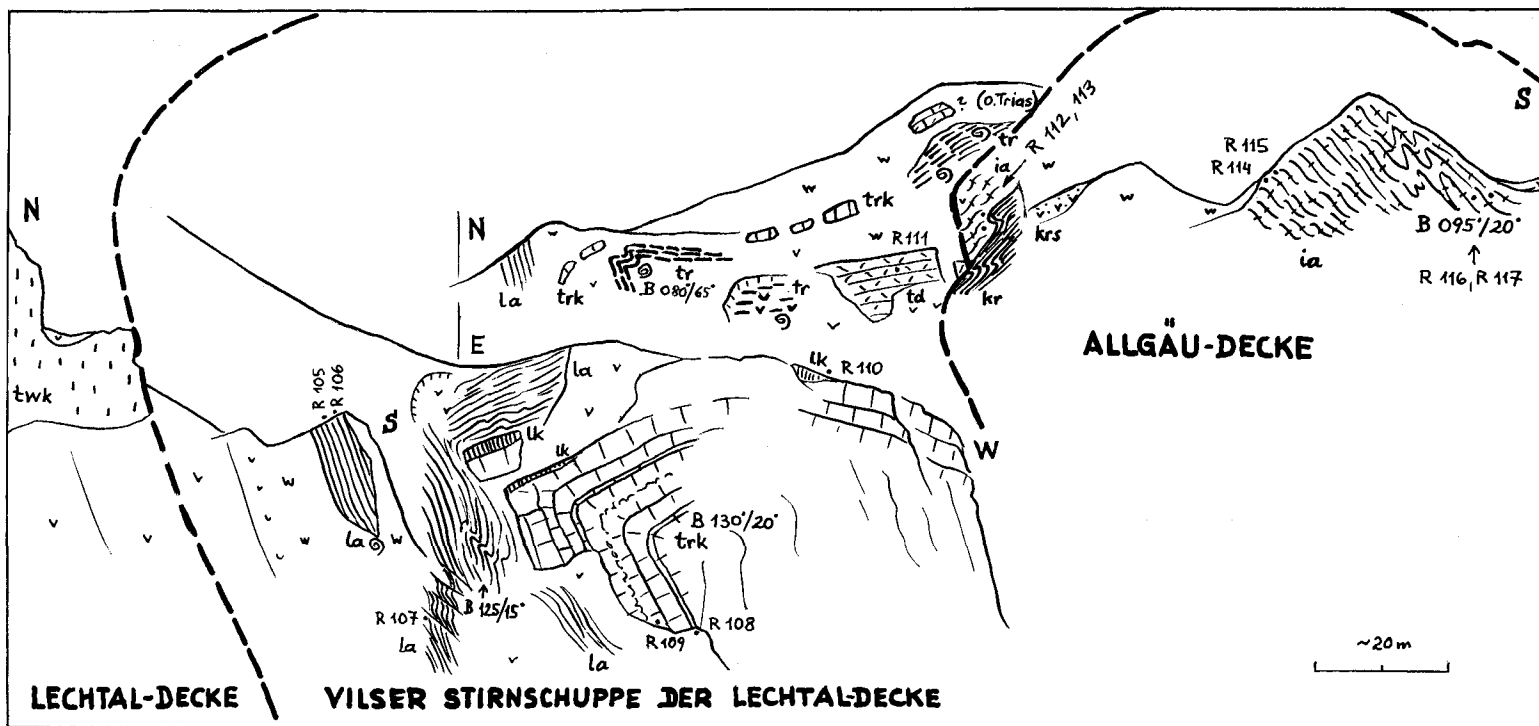


Abb. 26: Parallelprofil zu jenem des Hundarschsattels, 250 m westlich davon. Ansicht von drei aneinandergrenzenden Teilstücken. Zutiefst kommt im Süden wiederum die Tithon-Kreide-Serie der Allgäu-Decke mit W—E-Achsen an die Oberfläche, gegen Norden hin an aufgeschlossener Störung unter die Hauptdolomit-Rhät-Lias-Folge der Vilser Stirnschuppe abtauchend. Diese selbst bildet darüber ein Halbgewölbe mit NW—SE-Achse, ihrerseits vom Wettersteinkalk der Lechtaldecke (Norden) überschoben.

Zusammenfassend ergibt sich aus diesen Profilen im Raum der Hundsarschscharte und Beobachtungen in dem westlich anschließenden Abschnitt folgendes Bild. Zutiefst liegt ein in sich arg gepreßter, verfallener und zerschuppter Jungschichten-Streifen, der gegen Westen hin in die Allgäudecke fortsetzt und in nordvergenter Preßtektonik als Schlitzfensterinhalt hochgeschleppt erscheint. Die darüber lagernde Einheit bildet die im Scheitel abgetragene, aber an den Flügeln noch eindeutig als nordvergert überschlagene Antiklinale erkennbare Vilser Stirnschuppe, selbst wiederum von der Mitteltrias der Lechtaldecke überwältigt. Die Hauptdolomitpfiler des Hahnenkamm und Schlagstein, die den Jungschichten-Aufbruch flankieren und jeweils noch an den Außenseiten des Gesamtgewölbes — also am Süd- und Nordrand — von Kössener Schichten und auch jüngeren Gliedern überlagert werden, sind stolze Zeugen der Vilser Stirnschuppe in dem an die Scharde westlich anschließenden Raum, die der einstigen Auflast der Lechtaldecke ihre starke Mächtigkeitsschwankung im Streichen verdankt. Eindrucksvoll und klar kann die tektonische Reduktion des Hauptdolomites dieser Schuppe im Streichen z. B. im Schlagstein und dessen Fortsetzung gegen Osten abgelesen werden: Jenseits östlich des Vilseralptales ist der Hauptdolomit bereits schwächig, kann aber an Hand neu entdeckter Reste bis nahe an die Hundsarschscharte heran verfolgt werden. Mächtigkeitsschwankungen im Streichen und quer dazu dürfen bei tektonisch derart beanspruchten Einheiten nicht als Argument gegen die Zusammengehörigkeit von Nord- und Südflügel beiderseits des Allgäu-decken-Aufbruches verwendet werden, da man sie ja auch in sicher zusammengehörigen Elementen im Streichen auf kurzer Distanz beobachten kann. Auf das eigenartige Auftreten eines Allgäu-Schichtzuges im Hangenden des Nordflügels der Vilser Stirnschuppe ist hingegen aufmerksam zu machen, da ja in dieser Einheit ebenso wie in der übrigen Lechtaldecken-Stirnzzone der Lias in Form von Rotkalken vorliegt, sodaß diese fazielle Abweichung — wohl zu Unrecht — auch schon durch tektonische Hilfsannahmen wie Einschleppung der Zone als Schürfling aus dem südlich benachbarten Allgäu-decken-Aufbruch zu erklären versucht worden war.

Im Vorhergehenden wurden die markanten Stellen des mittleren der drei parallelen schmalen Streifenfenster bzw. Halbfenster der Vilser Alpen beschrieben, die in jüngster Zeit sämtliche durch gebundene Tektonik erklärt hätten werden sollen. Dabei zeigt es sich, daß unzutreffende Feldbeobachtungen die Grundlage für die Umdeutungen gebildet haben, daß nach Revision aber gerade an diesen Stellen die tektonischen Kontakte nun besser als zuvor erfaßt werden können. Die beiden anderen Streifenfenster sind hingegen nicht auf Grund von analogen Detailbeobachtungen in Frage gestellt, sondern nur in mehr theoretischer Art zu Beutelmulden umgedeutet worden. Zur Pilzfaltenhypothese muß hier noch eine weitere Hilfsannahme in zweiter Phase, die Hypothese der bedeutenden sekundären Querverschiebung des Oberbaues kommen, da Auspressungsnarben unter den erosiv begrenzten Enden der langen Klippen und Halbklippen nirgends zu sehen sind. (Man darf ja nicht die heute gerade sichtbare zufällige Begrenzung der Klippen und Halbklippen nach all der äonenlang wirkenden Erosion jener zur Zeit der Orogenese gleichsetzen! Heute wären längst vielfach solche Narben erosiv freigelegt.) Auch für die Annahme eines so bedeutenden, alles verdeckenden Ostwestschubes in den Vilser Alpen fehlen entsprechende Belege. Die nur lokal und untergeordnet auftretenden N—S orientierten Kleinfaltenachsen, wie wir sie aus allen Hauptabschnitten der Kalkalpen kennen, künden wohl von einer generellen Quereinengung, sind aber für die geforderten distinkten großen Westschübe keine zureichenden Hinweise. Die Hauptfalten-Längsstrukturen aber sprechen unmittelbar dagegen. Der basale Schrägzuschnitt der Lechtaldecke, der in der Längsrichtung der Gesamtdecke in den Teilabschnitten verschieden hoch auf- und absteigend emporgreift, darf natürlich nicht — wie auch versucht worden ist — als Beweis für den bei autochthoner Erklärung in den Vilser Alpen erforderlichen Ostwestschub des Oberbaues herangezogen werden, da dieses regional verbreitete Phänomen in keiner Beziehung zum sekundären Querschub steht.

Ein direkter Gegenbeweis gegen die Pilzfaltenhypothese in den Vilser Alpen läßt sich unter anderem wieder durch Prüfung der Bewegungsrichtung am Südrand der langen Halbklippen erbringen. Eigenartigerweise ist die Vergenzrichtung zur Zeit, als man die schmalen Halbklippen zu Pilzfalten umdeutete, gar nicht untersucht bzw. bekanntgegeben worden, obgleich man gerade dadurch die neue Deutung hätte stützen müssen. Eine nunmehr vorgenommene stichprobenweise Prüfung der Vergenz auf der Südseite der Einstein-Halbklippe — die durch ihre ruhige und flache, nicht überkippte Lagerung für eine solche Beobachtung am geeignetsten erschien — brachte den Beweis für den transversalen Einschub der Scholle durch die beherrschende Nordvergenz auch unter ihrem Südrand.

Während ein großer Teil der Jungschichten-Unterlage unter dem Südrand des Einstein nördlich des Tannheimer Tales entweder zu schlecht erschlossen (Mitte) oder durch Bergsturzmaterial verdeckt ist (Osten), ragt südlich vom Einstein-Westende von 1500 m Höhe an aufwärts eine mehrere Zehnermeter hohe Wandstufe der Schollen-Unterlage aus dem Wald empor, aus Radiolarit, Diphyakalk und Tithon-Aptychenkalk in aufrechter Lagerung bestehend. Die Verfaltung und Zerschierung im Aptychenkalk ist so stark, daß ein rascher Überblick unmöglich wird: Hauptelement sind Faltenachsen mit B $090/15^{\circ}$ — $110/15^{\circ}$, Querachsen mit flachem B um 160° — 170° und schräge Achsen um 060° usf. treten hinzu. Die Zerreißung und Zerschierung der Falten lassen die Vergenz schwer abschätzen. Anders hingegen hat der unterlagernde Radiolarit reagiert, der ganz im Westen und dann weithin im Ostteil der Wandstufe

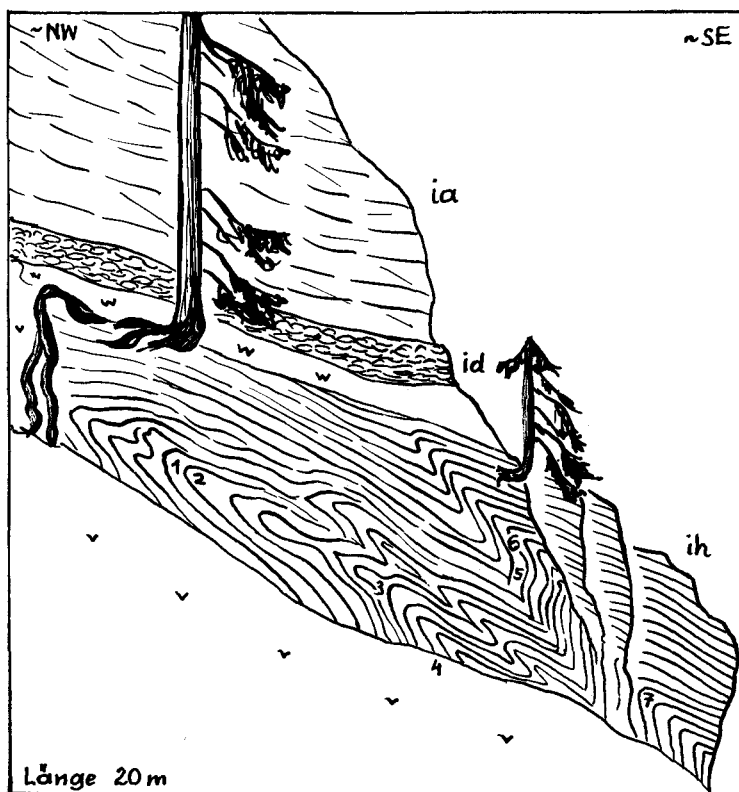


Abb. 27: Nordvergenz anzeigende Schleppfaltung im Radiolarit der Unterlage am Südrand der Einstein-Halbdeckscholle, 2,3 km N Tannheim. Die Stelle liegt im Ostabschnitt der aus dem Wald aufragenden Wand aus höherem Jura. Die Achsenlagen bei den Ziffern 1—7 zeigen folgende Werte (Reihenfolge ab 1): $110/15^{\circ}$, $125/30^{\circ}$, $110/35^{\circ}$, $090/20^{\circ}$, $080/00^{\circ}$, $080/00^{\circ}$, $085/05^{\circ}$.

auftaucht: Er verhält sich bekanntlich plastischer, zerrißt unter diesen Bedingungen nicht und hat im Faltenwurf sehr schön überblickbar die einstige Beanspruchung festgehalten. Sie erweist sich, besonders deutlich im östlichen Radiolaritvorkommen, bei einer durchschnittlichen Faltenachsenorientierung von 080° – 110° und stark einseitig gegen N überkippter und verschleppter Faltenstruktur als klar nordvergent (Abb. 27). Analoge Bilder stellen sich in der östlichen Fortsetzung des Radiolarit-zuges ein.

Eine andere Möglichkeit zum Nachweis der Vergenz in diesem aufgeschlossenen Sockelstück südlich des Einstein-Westteiles liegt in der Art der Ineinanderfaltung und Verschleppung der Schichtglied-Grenzen begründet. An drei Stellen des Wandzuges (westlicher Radiolaritstreifen, Abschnitt knapp östlich Abb. 26, östlich anschließender Teil bei Hölle) wird die Bewegung als „Hangendes gegen Norden verschleppt“ durch die entsprechend gerichtete Einfaltung des Diphyakalkes in den Radiolarit dieser aufrechten Serie angezeigt (Abb. 28).

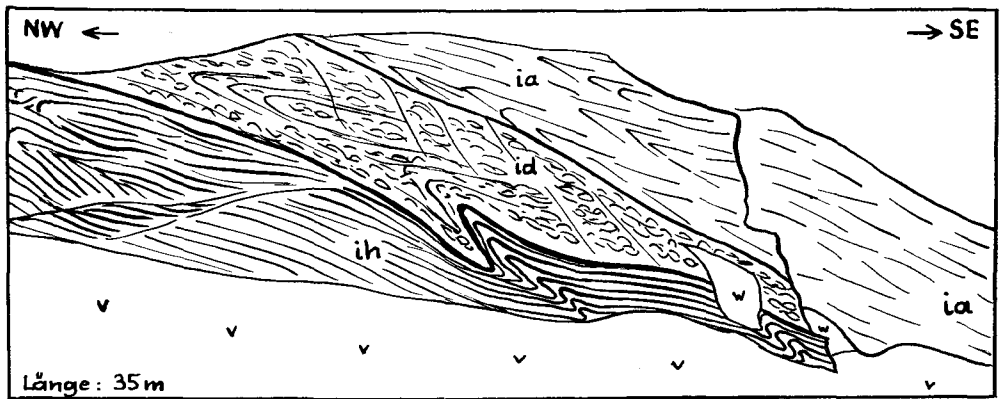


Abb. 28: Durch die gegen Norden überschlagene Einfaltung der Diphyakalke in den Radiolarit zeigt der Aufschluß am Westrand der Wandstufe 2-3 km N Tannheim ebenfalls die nordgerichtete Bewegung des Hangenden an — wesentlich für die Kenntnis der Transportrichtung der nördlich darüber aufragenden Einstein-Halbklipe. Die Achse der Einfaltung in der Bildmitte streicht flach in Richtung 075° .

Die Prüfung der Vergenz am Südrand der Falkenstein-Deckscholle ist schwierig, da dessen Unterlage im Osten durch die Alluvionen des breiten Vilstales verhüllt ist und die Scholle gegen Westen hin bald durch zusätzliche sekundäre Nordvergenz in die Jungschichten der Unterlage eingewickelt wird. Im Mittelabschnitt liegen die gut aufgeschlossenen Grenzstücke bereits saiger (z. B. Bachrinne WSW der Fallmühle 5 km SW Pfronten), sodaß hier nur ein allseitiges Ausweichen des Materials entlang der steilstehenden Grenzfläche im Gefolge der sekundären Einwicklungspressung ablesbar ist (näheres bei A. TOLLMANN 1971, S. 382).

Die allochthone Lagerung des Falkensteinzuges als ganzes wird ja jüngst auch wieder von Vertretern der gebundenen Kalkalpen-Tektonik betont (M. RICHTER 1970, S. 614). RICHTER beschreibt dort das eindrucksvolle Ausheben des Ostendes der Deckscholle in der Hornburg. Die in dieser Darstellung bei M. RICHTER nunmehr versuchte vermittelnde Deutung zwischen Deckenlehre und Autochthonie durch Annahme eines Transportes in Form einer sedimentären Gleitklippe entbehrt des Beleges: Die als Beweise herangezogenen Cenomanbrekzien liegen ja auf dem Hauptdolomit des Falkensteinzuges und bilden nicht eine für Schollenschüttung sprechende Unterlage, die allein durch Olistolith-Gehalt Hinweise auf einen derartigen Transport von darüber lagernden Klippen gäbe. Vielmehr fehlt in der Unterlage des Falkensteinzuges am Südrand das Cenoman überhaupt weitgehend.

Die Gräben auf der Südseite der Gehrenspitz-Halbklippe werden bei näherer Prüfung wohl ebenfalls die Vergenzrichtung der Hauptbewegung zu erkennen geben. Eine Kontrolle im Gröbenbach und in der nächstwestlicheren Schlucht zeigte unmittelbar unter der Mitteltrias der Vilser Stirnschuppe Radiolarit und kaum gebankten Vilser Kalk, ersterer zwar mit guter enger Schichtung, aber nur flachwelliger, sehr schwacher Faltung ohne erkennbare Vergenz. Eine systematische Begehung aller Gräben wird aber auch hier zweifellos diesbezüglich aussagekräftige Stellen finden lassen.

Die ganze Unwahrscheinlichkeit der Umdeutung der Vilser Alpen im Sinne der gebundenen Tektonik ersieht man an der Profilserie, die H. REUM (1962, Abb. 10, S. 532) in einer der Autochthonie konsequent folgenden Denkrichtung erstellt hat

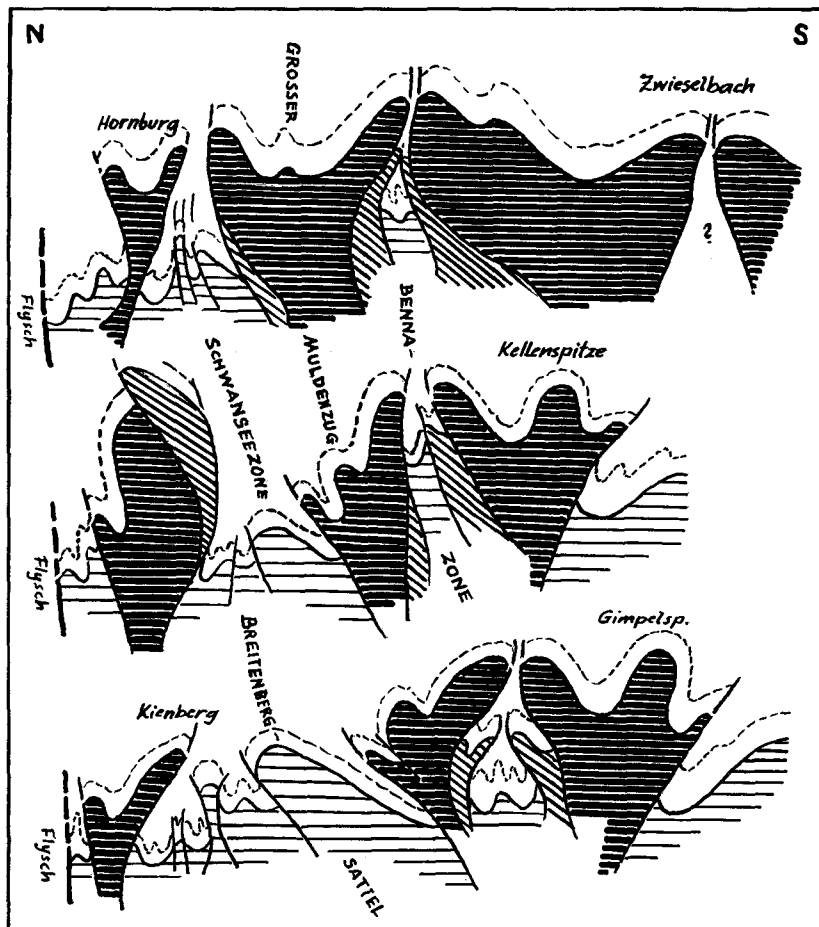


Abb. 29: Strukturschema der Vilser Alpen nach H. REUM (1962, S. 532, Abb. 10 pp.). Auf der Abbildung werden die drei übereinanderliegenden großtektonischen Einheiten Allgäudecke, Vilser Stirnschuppe und Lechtaldecke in Pilzsättel und Beutelmulden zerlegt. Die angenommenen Narbenzonen sind unter den gegen W achsial aushebenden Halbklippen der Lechtaldecke (dunkle Horizontalschraffur) nirgends zu beobachten.

(Abb. 29). Beim Anblick der Aneinanderreihung von schmalen, steilen Pilzen, deren Stiele ja noch dazu überwiegend in einem zusätzlichen „Futteral“ stecken, nämlich der Vilser Stirnschuppe, die jeweils zwischen Allgäu- und Lechtaldecke mehrweniger ausgequetscht erscheint, fragt man sich, was bei einer solchen Vorstellung, die die

Komplikation der regelmäßig immer wieder auftretenden Ineinanderfaltung von drei z. T. faziesverschiedenen Einheiten auf sich nimmt, gegenüber der einfachen, heute ja als Gebirgsbauprinzip nicht mehr irgendwie in Frage stehenden Deckenlehre gewonnen ist. Abb. 30 zeigt die tektonische Deutung des Vilseralpen-Querschnittes im Sinne der Deckenlehre durch den Verfasser — vgl. hierzu auch Taf. 12.

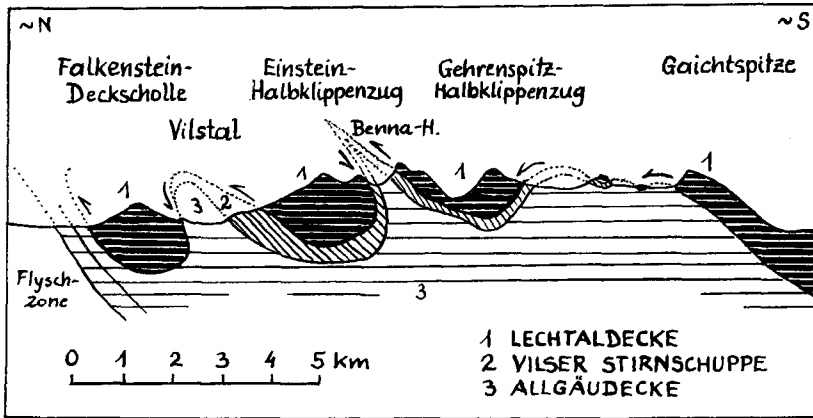


Abb. 30: Profil durch die Vilsener Alpen im Sinne der Deckenlehre nach eigener Auffassung.

Weitere Gründe für die tektonische Gliederung der Vilsener Alpen in die drei erwähnten großtektonischen Einheiten, die auf Abb. 18 in ihrer Verbreitung dargestellt sind, wurden 1970 c, S. 101–108 angeführt.

3. Der Vorarlberger Abschnitt

Neben dem Abschnitt in den Vilsener Alpen und in den Allgäuer Alpen im Raum beiderseits des Hochvogelmassivs bildete auch das Gebiet am obersten Lech im östlichen Vorarlberg im Bereich von Warth und Lech eine vieldiskutierte Region im Grenzbereich zwischen Allgäu- und Lechtaldecke. Hier war man, auch von der neuzeitlichen Ablehnung der Deckenstruktur abgesehen, nie zu einer sicheren Grenzziehung zwischen den Großeinheiten gekommen. Fünf verschiedene Deutungen waren für den Grenzverlauf in dieser Region E der Braunarlspitze in Erwägung gezogen worden, seitdem A. ROTHPLETZ (1902, S. 74) als erster die Überschiebungsfläche profilmäßig erfaßt hatte. Eine Zusammenstellung über diese in historischer Hinsicht interessanten Auffassungen wurde 1970 c, S. 108 f gegeben.

Eckpfeiler der großen Überschiebung an der Front der Lechtaldecke sind hier im E der Biberkopf, bis zu dem die Allgäuer Hauptkammschuppe vom E her zweifellos durchläuft und im W die Stirn der stets mit Recht als Bestandteil der Lechtaldecke gewerteten Wandflussschuppe im „Roß“ SW Schröcken (Abb. 31). Auf der 13 km weiten, dazwischenliegenden Strecke sind fast alle Bewegungsflächen, selbst jene die bald in Falten auslaufen, im Laufe der Zeit als Verbindungslinien zwischen diesen beiden Eckpfeilern verwendet worden. Auch die Pioniere der Deckenlehre der westlichen Kalkalpen, O. AMPFERER und W. HEISSEL (1958, S. 114 und Taf. 1) haben den Grenzverlauf in diesem Abschnitt offen gelassen, O. AMPFERER seitdem er 1930 (S. 138) die Fortsetzung der Allgäuer Hauptkammschuppe der Lechtaldecke in den obertriadischen Faltenkernen der Allgäudecke im Höllenspitzen—Mittagspitzen-Westsockel SE Warth gesehen hatte. Seit 1955 erschien dann auch späteren Bearbeitern die Suche nach einer Deckengrenze auf dieser schwierigen Strecke endlich überflüssig zu sein, da M. RICHTER (1955, S. 57 ff.; 1956, Taf. 12) die Vorstellung des Deckenbaues für diesen Abschnitt überhaupt aufgegeben hatte. So fand z. B. M. SCHID-

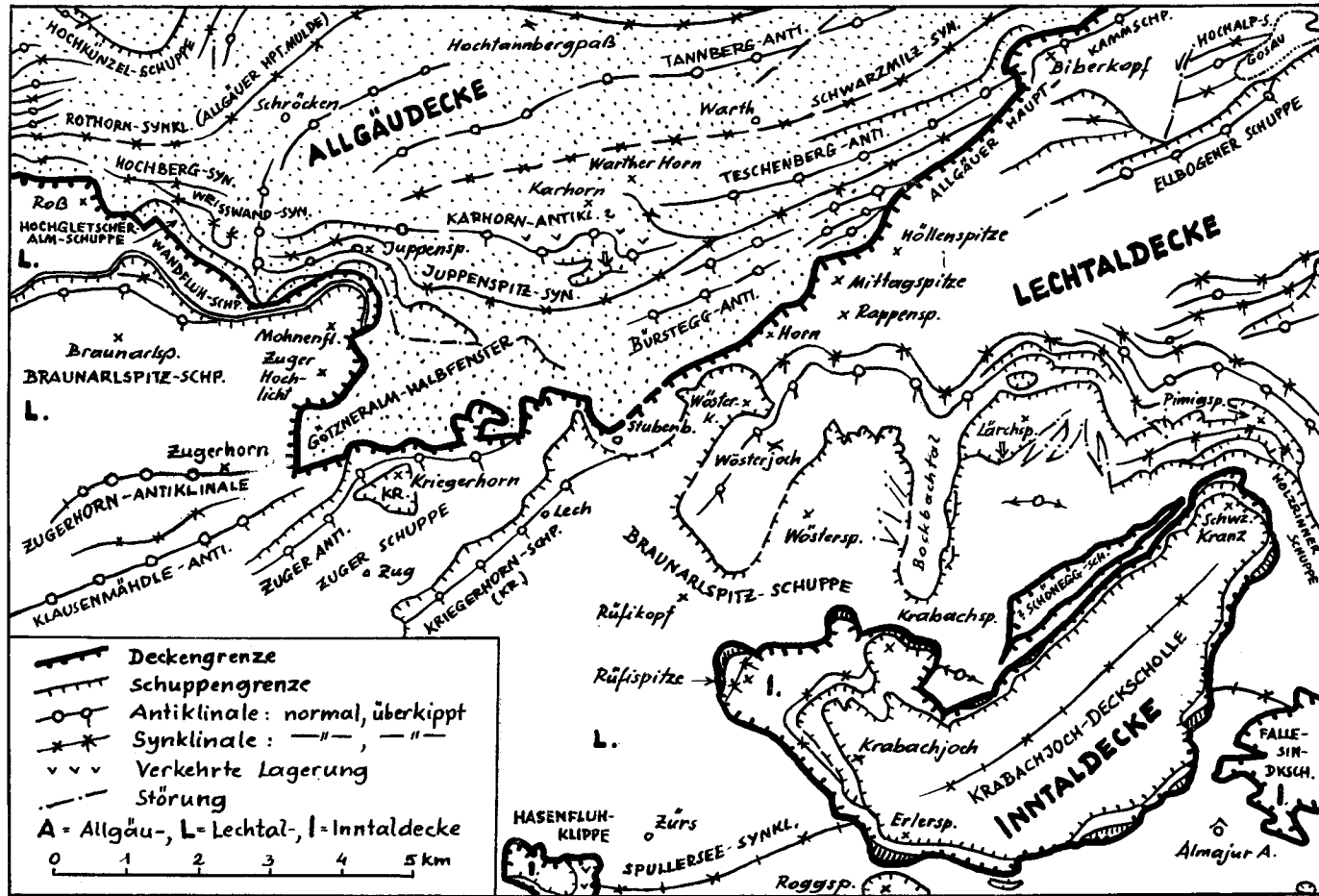


Abb. 31: Tektonische Skizze der Region am oberen Lech im Grenzbereich zwischen Allgäu- und Lechtaldecke. Vom Komplex der Inntaldecke kann neuerdings mit guten Gründen wiederum die Krabachjochdecke abgegliedert werden (s. S. 348 ff.).

LOWSKI (1961, S. 161), der den Westteil der noch offenen Strecke untersucht hatte, daß hier jeder Versuch, die Vielfalt der vorhandenen tektonischen Elemente zu höheren Einheiten zusammenzufassen, willkürlich sei und eine deckentektonische Einteilung entschieden abgelehnt werden müsse. Auch W. STENDEL-RUTKOWSKI (1962, S. 541, Abb. 2), der den östlichen Abschnitt dieser Region neu untersucht hatte, hat die Deckengliederung aufgegeben.

Die Neuuntersuchung der erwähnten Region im Sommer 1969 gemeinsam mit E. KRISTAN-TOLLMANN hat aber eine ganze Anzahl von Beobachtungen erbracht, die die Existenz einer Überschiebungsfläche zwischen Allgäu- und Lechtaldecke auch für diesen Abschnitt bestätigen. Zu den 1970 c, S. 111 ff. hierzu Angeführtem sei im folgenden auf Grund einer Reihe von Abbildungen mehr über die kritischen Stellen ausgesagt.

Von Osten kommend quert die Deckengrenze SW vom Biberkopf steil das tiefe Lechtal und läuft als Bewegungsfuge erkennbar gegen SW oberhalb der Doppel-Antiklinale der Allgäudecke am rechten Lechtalgehänge SE Warth vorbei, wo ja O. AMPFERER seit 1930 (S. 138) eine Verbindung zwischen den verschiedenen Elementen gesehen hatte. Diese Auffassung, der sich M. RICHTER (1955, S. 57; 1956, Taf. 12) und R. SCHÖNENBERG (1959, S. 17) angeschlossen hatten, ist zu Recht von B. HÜCKEL et al. (1960, S. 92–93, Taf. 4) und W. STENDEL-RUTKOWSKI (1962, Abb. 2, S. 540) aufgegeben worden, die das Durchlaufen der Bewegungsfläche gegen SW erkannt haben. Die Verbindung war insofern nahegelegt worden, als im „Schwand“ östlich der „Hohlen Wand“ der Hauptdolomit der Lechtaldecke an eine steilstehende Serie von Kössener Schichten und Oberrhätalk des Faltensystems der Allgäudecke so angepreßt ist, daß neben diskordanten Abschnitten auch konkordante Gleichschichtung zu beobachten ist. Es liegt hier bei der Überschiebung von ähnlichem, basal tektonisch reduziertem Schichtbestand auf ähnlich Altes wiederum einmal der Fall vor, daß beiderseits einer Bewegungsfläche zusammenpassende Glieder vorübergehend zueinanderfinden. So ist es erfreulich, daß trotz der Täuschungsmöglichkeit hier bereits die letztgenannten Autoren den Tatbestand des Durchlaufens der Überschiebung erkannt haben. Diese Überschiebung setzt ja dann hinter der Kante der Mittagspitze gegen SW auch mit prächtigem basalem Schrägzuschnitt weiter fort, Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalk kommen nacheinander an die Basis der Überschiebung heran (Abb. 32).

Die zweite kritische Stelle liegt im SW anschließenden Abschnitt, E von der Göldebodenalm (Abb. 32). Durch den weiterhin gleichsinnig gegen SW im Streichen aufsteigendem Basalzuschnitt endet hier der Triasanteil der Lechtaldecke mit Megalodonten-reichem Oberrhätalk in der Unteren Göldegleich. Am Ende der steiferen Triasplatte kam es unter Querfaltenbildung zur stärkeren Stauchfaltung, sodaß dort der Oberrhätalk durch eingefalteten roten Adneter Liaskalk mit (Probe S 929, S 930) *Involutina liassica* (JONES), *Involutina turgida* KRISTAN, *Trocholina* (*Trocholina*) *granosa* FRENZEN und triaxonen Schwammnadeln (S 926) sichtbar steil verkehrt unterlagert wird. Auch das Sedimentgefüge zeigt die verkehrte Lagerung an (S 928). Ebenso machen die anschließenden Unteren Allgäuschichten diese Querfaltung mit, wie eine große, basal abgeschnittene Falte mit Verkehrtschenkel im Gelände anzeigt. Eine Probenreihe in den Allgäuschichten des an N–S-Achsen quer eingerollten Liegendschenkels hat in Schliff S 976 ebenfalls die verkehrte Lagerung durch nur halb mit Sediment erfüllte und verkehrt orientierte Radiolarien erkennen lassen. Nach dieser kurzen Aufbäumung des Endes der Triasplatte steigen die überlagernden Älteren Allgäuschichten der Lechtaldecke mit mittlerem bis steilem SW-Fallen (210° – 230° / 40° – 65°) an die Zone der schwarzen manganreichen Mittleren Allgäuschichten herab, die hier lokal einen gut verfolgbaren Leithorizont an der Obergrenze der Allgäudecke bilden. In der Rinne SW der Göldebodenalm, wo sie nun ohne Zwischenschaltung von

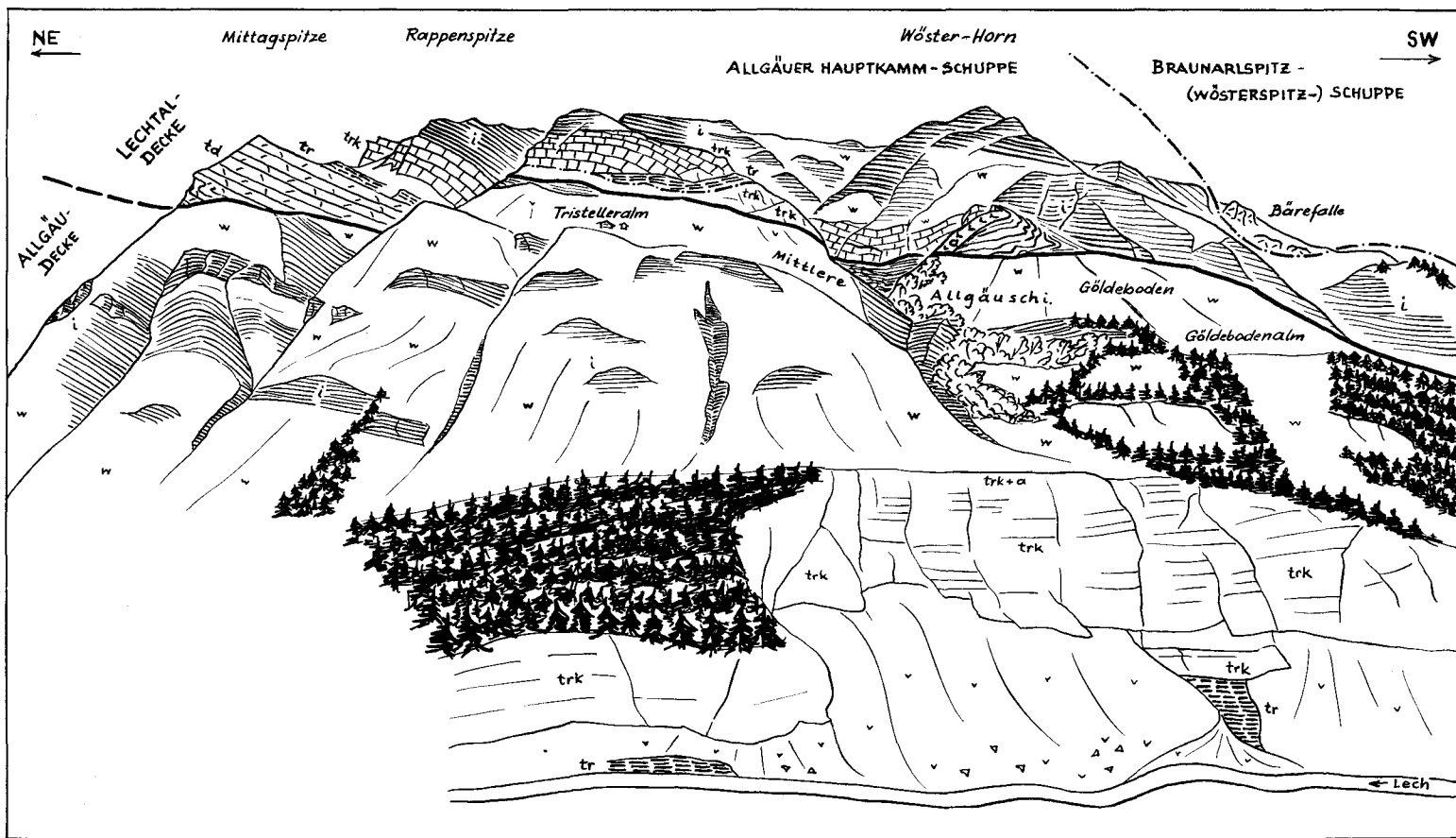


Abb. 32: Ansichtsskizze des rechten Gehänges des Lechtals unterhalb von Stubenbach. Es zeigt die Überschiebung der Lechtaldecke mit basal, gegen SW aufsteigendem Schrägzuschnitt über den Jungschichten der Allgäu-Decke. Im SW ragt bei der Bäreffalle noch ein Rest der Braunarlspitz-Wösterspitz-Schuppe der Lechtaldecke in den Bildausschnitt. Das Ende der steiferen Obertriasplatte hat — unter Beteiligung von Querfaltung — eine lokal starke Stauchung des Lias der Lechtaldecke bewirkt. Die Zone der Mittleren Allgäusichten der Allgäu-Decke läuft darunter ungestört durch.

Trias in Kontakt mit den Mittleren Allgäuschichten treten, liegt demnach noch immer Älteres auf Jüngerem, u. zw. tektonisch diskordant: über dem mächtigen dunklen Mergelschieferpaket der Mittleren Allgäuschichten der Allgäudecke lagert zunächst, $180^{\circ}/50^{\circ}$ einfallend, eine 5 m mächtige Kieselkalkpartie, die bereits stark linsig zerschert ist. Dann folgt darüber, diskordant die Kieselkalke abschneidend, flach aufgeschoben der $200^{\circ}/25^{\circ}$ einfallende *dm*-geschichtete mittel- bis hellgraue Mergelkalk und Kalkmergel der Älteren Allgäuschichten der Lechtaldecke. Der Deutung von B. HÜCKEL et al. (1960, S. 92 und Taf. 5, Fig. 1) für das Göldegleich-Profil als einfacher nordvergenger Sattel kann daher nicht zugestimmt werden. Auch noch weiter im SW, wo die Triasbasis der Lechtaldecke bereits vollkommen abgeschert ist, ist Älteres über Jüngerem überschoben.

Diese Situation mit Älteren Allgäuschichten, aufgeschoben auf Mittlere Allgäuschichten, läßt sich noch ein Stück weiter bis nördlich von Unterstubenbach verfolgen, wo die flachen Talhänge durch Moränenschutt verhüllt sind. Zugleich steigt die Basis der höheren Hauptschuppe der Lechtaldecke, der Braunarlspitz-Wösterspitz-Schuppe, zum Talboden herab. NW von Unterstubenbach, wo die Mitteltrias-Gesteine dieser Schuppe wiederum unter der Moränenverhüllung emportauchen, ist die mit den Älteren Allgäuschichten hier einsetzende Folge der zuvor besprochenen Basisschuppe der Lechtaldecke (Fortsetzung der Allgäuer Hauptkammschuppe) bereits vollkommen überwältigt und ausgequetscht, sodaß die Mitteltrias auf die Jungschichten des tektonisch hier arg zerrissenen Rückens der Allgäudecke aufgeschoben vorliegt. Die Darstellung der betreffenden Region südlich des Gaisbaches ist hier gegenüber der Karte von O. AMPFERER revisionsbedürftig: Auf die Mittleren Allgäuschichten folgen im Westen mächtige Aptychenschichten bis knapp unter den Guggiskopf, im Osten schieferig-sandig-feinkonglomeratische Kreide. Eine Vertretung der Basisschuppe der Lechtaldecke ist nicht mehr vorhanden.

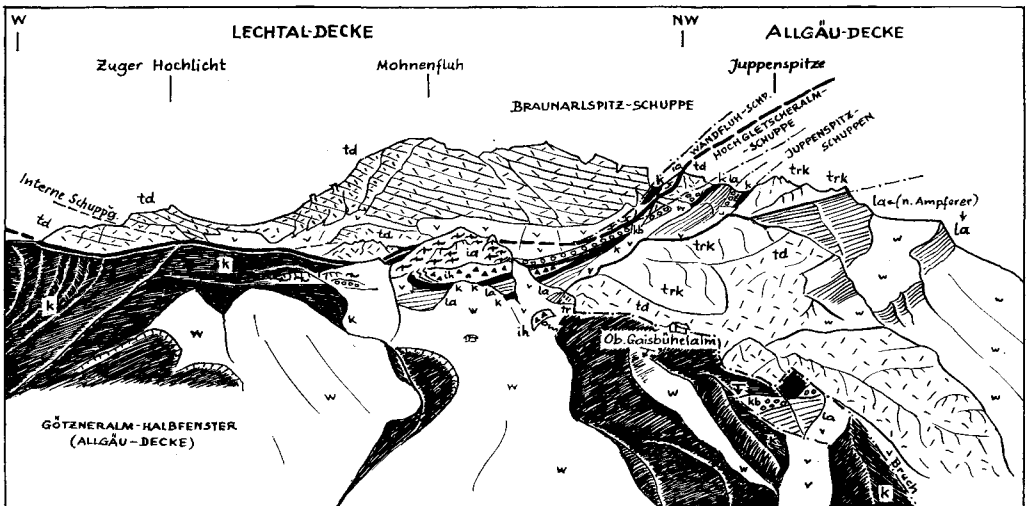


Abb. 33: Ansichtsskizze des Westteiles vom Götznernalm-Halbfenster mit Blick vom Osten. Die Abbildung zeigt die weite Überschiebung des Hauptdolomites der Braunarlspitz-Schuppe der Lechtaldecke mit dem Zuger Hochlicht und der Mohnenfluh auf die Kreidebucht der Allgäudecke. Im N tauchen tiefere Schichtglieder der Allgäudecke entlang von Aufschuppungen im Bereich der Juppenspitze auf. Ihr oberster Span, der Hauptdolomitteil der Hochgletscheralm-Schuppe, sowie die Jungschichtenausläufer der Wandfluhschuppe sind in der Juppenspitze-Sattelzone noch sichtbar.

Die Verhältnisse entlang des Südrandes der weiten, von Kreideschiefern erfüllten, von O. AMPFERER (1931, S. 206) als Götznernalm-Halbfenster bezeichneten Bucht bis hinüber zur Mohnenfluh liegen klar: Trias der Braunarlspitzschuppe ist unter Aus-

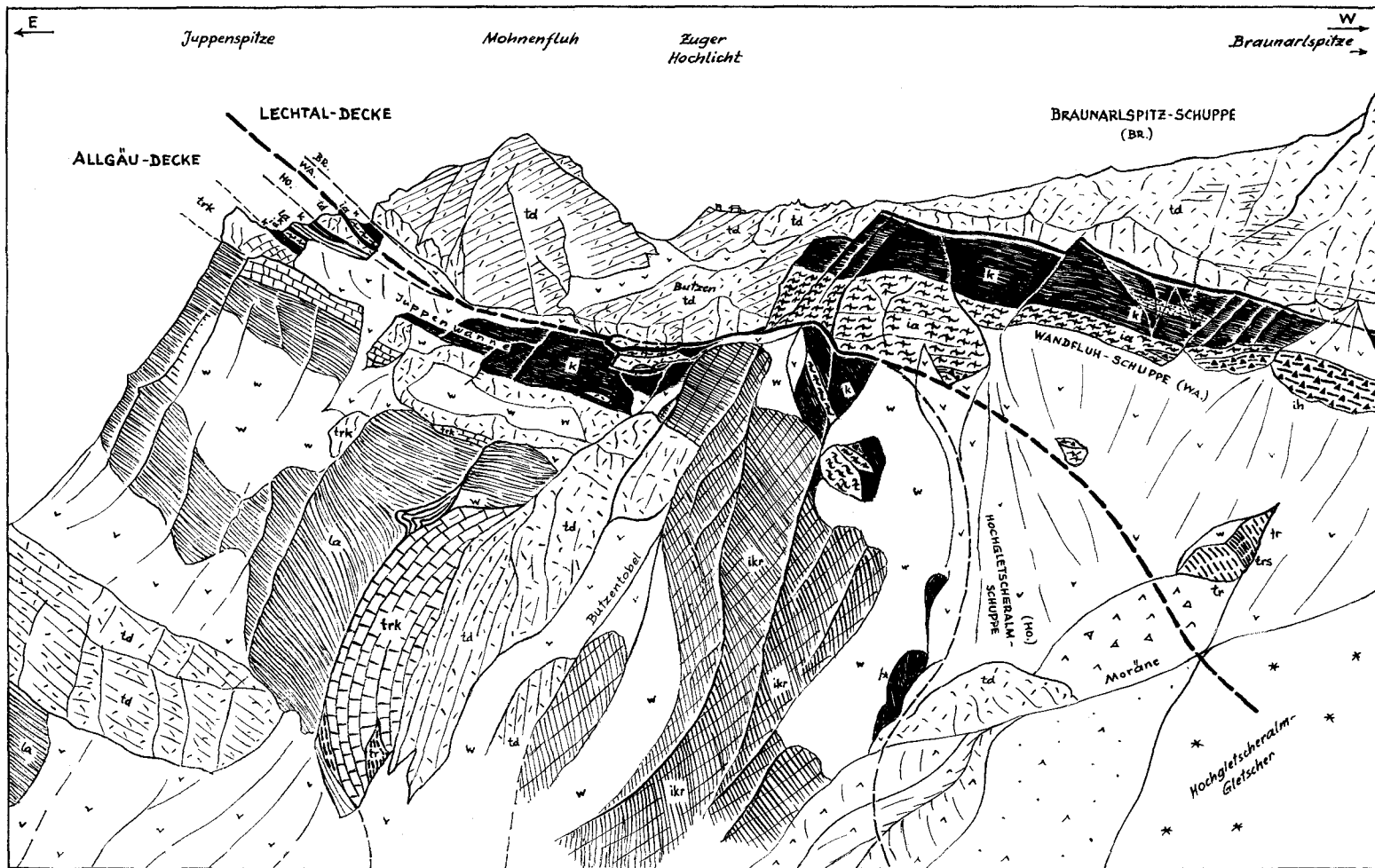


Abb. 34: Ansichtsskizze des Braunarlspitz—Mohrenfluh—Juppenspitzzuges im Grenzbereich der Allgäu- und Lechtaldecke mit Blickrichtung von Norden.

quetschung der basalen Schuppe der Lechtaldecke unmittelbar auf die Jungschichten der Allgäudecke überschoben (Abb. 33). Erst dort im Westen unter der Mohnenfluh erhebt sich mit dem Wiederauftauchen einer Reihe von tektonisch ganz ausgewalzten Schuppen zwischen den beiden genannten Groseinheiten erneut die Frage der Zuordnung dieser Späne, die nur durch ihre Weiterverfolgung gegen Westen, wo sie an Umfang zunehmen, beantwortet werden kann.

Abb. 34 zeigt, von Norden her gesehen, die Ansicht der Region Mohnenfluh—Hochgletscheralm, wo sich das Auslaufen der im Westen mächtigeren Schuppen gegen Osten hin vollzieht. Den Hintergrund bildet die aus einer gewaltigen liegenden Falte hervorgegangene Braunarlspitzschuppe der Lechtaldecke, die die Mohnenfluh mitumfaßt und mit prächtiger Diskordanz gebankten Hauptdolomit den Jungschichten der Unterlage aufschiebt. Unzweifelhaft den Bestandteil des unterlagernden Falten-Schuppensystems der Allgäudecke bildet andererseits die Juppenspitzschuppe, die von der Juppenspitze mit verkehrter, oben abgescherter Serie in den Mittel- und Vordergrund des Bildabschnittes zieht. Dazwischen bleibt eine enge, stark zerrissene Schuppenzone, die folgende Elemente enthält: Im höheren Abschnitt kommt vom Westen her eine in neuerer Zeit von allen Deckentektonikern mit Recht einhellig als Frontalschuppe der Lechtaldecke aufgefaßte Einheit, die Wandflussschuppe, heran. Sie besteht in ihrem Hauptabschnitt aus einer aufrechten Folge mit Spuren von Raibler Schichten, mächtigem Hauptdolomit und einer Jungschichtenzone, die bis in die Kreide reicht — so z. B. im Abschnitt Ochsenköpfe NW der Braunarlspitze, wie die Karten von O. AMPFERER (1932) und von M. SCHIDLowski (1961, Taf. 1) zeigen. Unzweifelhaft die gleiche Jungschichtenzone, noch in die Kreide reichend, erscheint am Fürgelgesattel SE der Lagerzunalm vor der verfalteten Stirnumbiegung der Braunarlspitzschuppe mit ihrer Folge aus Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten (M. SCHIDLowski 1961, Abb. 2, S. 429). Diese Fortsetzung der Wandflussschuppe läßt sich mit ihrem älteren, hier schon durch Schrägzuschnitt reduzierten Schichtanteil, besonders in Form der Kössener Schichten unter der Jungschichtenzone, nach der Karte von M. SCHIDLowski (1961, Abb. 1, S. 428) bis zu den Kössener Schichten NW und SW der Hochgletscheralm verfolgen, ist dort aber noch nicht zu Ende, sondern streicht um die Jura-Kreideserie, wie Abb. 33 zeigt, unter der Braunarlspitzschuppe bis zur Ostseite der Mohnenfluh weiter.

Noch tiefer aber als diese Jungschichtenzone der hier im Osten basal bereits stark reduzierten Wandflussschuppe und zugleich im Hangenden der Juppenspitzschuppe taucht noch eine Hauptdolomit-, Linsen- und Schollenreihe südlich vom Hochberg unter dem nächsten Kreidestreifen, der die Unterlage der Mohnenflussschuppe bildet, auf. M. SCHIDLowski (1961, Abb. 1, S. 428), der diese Zone auch noch zur Wandflussschuppe dazugeschlagen hatte, hat die Hauptdolomit-Schollenreihe mit Spuren von Kössener Schichten sowie die überlagernde Kreide bis zur Hochgletscheralm verfolgt und darin das Ende der Wandflussschuppe erblickt (S. 427). Aber auch diese tiefere Schollenreihe setzt sich weiter gegen Osten fort. In der Juppenwanne nördlich unterhalb des Butzenplateaus (Abb. 35) finden wir zunächst kleinere Hauptdolomitschollen, die mit der Basis der Wandfluh-Jungschichtenzone verschuppt sind und dann eine große Scholle, vorwiegend aus Hauptdolomit, zwischen den Kreideschiefern der Unterlage und den Jungschichten der Wandflussschuppe. Die Hauptdolomitzone wird von Resten von Kössener Schichten und Älteren Allgäuschichten im Hangenden und, verkehrt lagernd, im Liegenden gesäumt, sodaß man noch die Entstehung dieser Schollenreihe aus einer Faltenanlage erkennen kann. Auch bei M. SCHIDLowski (1961, Abb. 1) wird diese Kössener Begleitung im Liegenden des Hauptdolomites in der NW-Fortsetzung dieser Schollenreihe erfaßt. Nach vorübergehend vollkommener Abquetschung erscheint eine nächste Hauptdolomitscholle dieser Reihe noch in der Sattelregion

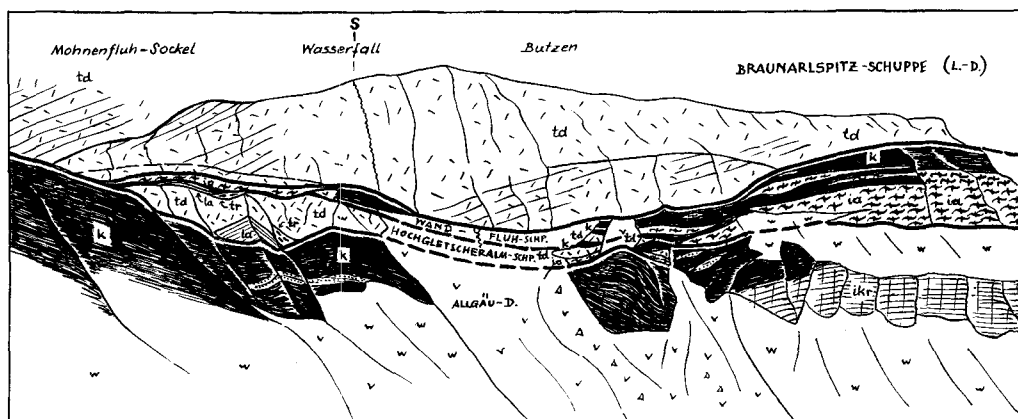


Abb. 35: Die Fortsetzung von Wandflussschuppe und der Schollenreihe der Hochgletscheralm-Schuppe in der Juppenwanne nördlich der Mohrenfluh.

zwischen Juppenspitze und Mohrenfluh in ganz gleicher tektonischer Position (Abb. 36) und endet nahe SE davon auf der Ostseite der Mohrenfluh (Abb. 37).

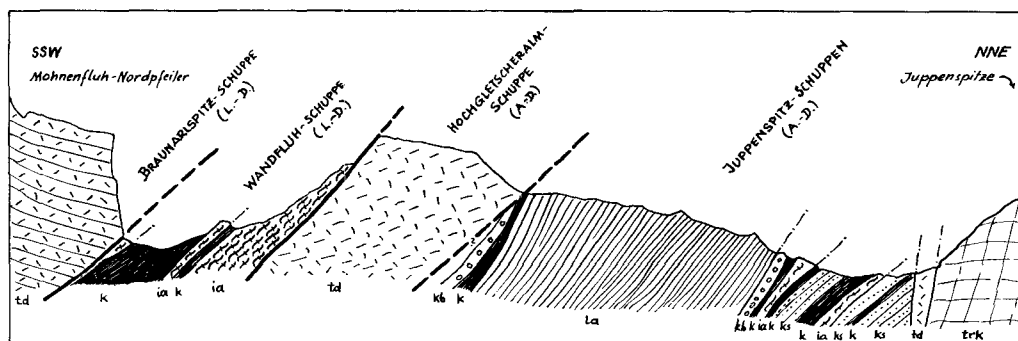


Abb. 36: Das Profil durch die Juppenspitze-Sattelzone zeigt die unter der Wucht der Überschiebung der Hauptmasse der Lechtaldecke außerordentlich zerrissene Serie der Stirnschuppe der Lechtaldecke (Wandflussschuppe) und die Dachschuppen der Allgäudecke.

Zur Stellung dieser tieferen Hauptdolomit-Schollenreihe und ihrer Jungschichten-Begleitung zwischen Hochberg und Mohrenfluh-Ostseite, die ich auf den Abbildungen als Hochgletscheralm-Schuppe bezeichnet habe, sind folgende drei Gesichtspunkte in Erwägung zu ziehen: 1. die Schuppe hängt nirgends mit der Wandflussschuppe zusammen und ist an ihrem Westende nicht die streichende Fortsetzung des Hauptdolomites der Wandflussschuppe, sondern liegt auch dort im Bereich des Hochberges darunter, durch eine Kreideserie getrennt (M. SCHIDLOWSKI, 1961, Abb. 1). Während die Wandflussschuppe als Vorderteil der als Abscherungsdecke angelegten Lechtaldecke eine aufrechte, lokal mit Raibler Schichten einsetzende Schichtfolge zeigt — von dem isolierten Obertriaspan mit Faltenatur N vom Fürggele abgesehen —, läßt die Hochgletscheralm-Schuppe vielfach ihre Faltenanlage mit Resten von verkehrtem Schenkel erkennen. Die enorme Zerreißung, die den Beginn des Stadiums einer tektonischen Moräne anzeigt, ist gut durch die Position an der Hauptüberschiebungsfäche unter der Lechtaldecke erklärbar. 3. Die grobklastischen Anteile der Kreidehülle dieser Schuppe zeigen — z. B. NW der Hochgletscheralm — den

Typus der Cenomanbrekzie mit exotischen Geröllen und Phyllit-Komponenten, wie man ihn ebenso aus der unmittelbaren Unterlage, etwa in der Kreide-Brekzienzone am Oberrand der Hauptmasse der Allgäudecke östlich der Mohnenfluh kennt (Abb. 36 und 37), nicht aber aus der durch eine wesentlich homogenere Tonmergel-Schieferserie gekennzeichneten Kreide der Wandfluh-schuppe (V. JACOBSHAGEN & O. OTTE 1968, S. 104). Zusammenfassend betrachtet, kann demnach in der Hochgletscheralm-schuppe nur ein oberstes, unter der Wucht der Lechtaldecke ganz zerrissenes, aufgeschlepptes Element der Allgäudecke gesehen werden.

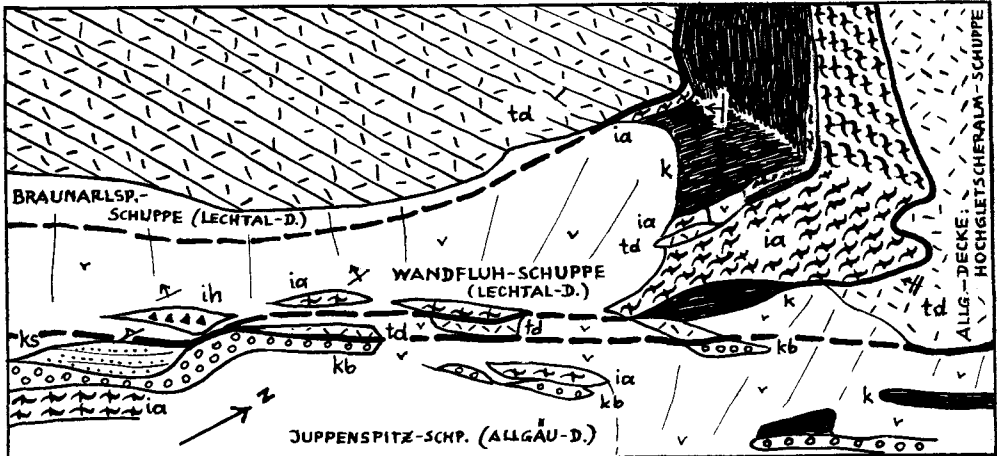


Abb. 37: Unmaßstäbliche Skizze des Verlaufes der Gesteinszüge unter dem NE-Sockel der Mohnenfluh. Die Skizze zeigt das Enden der Wandfluh- und der Hochgletscheralm-Schuppe gegen Osten.

In Beantwortung der Hauptfrage nach dem Verlauf der Deckengrenze zwischen Allgäu- und Lechtaldecke westlich des Götzneralm-Halbfensters läßt sich demnach zusammenfassen: Analog den Verhältnissen östlich dieses Halbfensters, an dessen Süd-rand ja die höhere Braunarlspitzschuppe unter Überwältigung der Randelemente der Lechtaldecke unmittelbar auf den Jungschichten der Allgäudecke aufruft, kommt auch im W wiederum allmählich die Basalschuppe, hier als Wandfluh-Stirnschuppe bezeichnet, unter der Braunarlspitzschuppe hervor. Zunächst ist sie östlich der Mohnenfluh auf einen schmalen Streifen arg zerschuppter Jungschichten reduziert, dessen Ver-folgung unter dem Schuttfuß der Mohnenfluh gezeigt hat, daß er stets über den Ele-menten der Hochgletscheralm-schuppe hinzieht, die ihrerseits sich wiederum über der mächtigen, tektonisch ebenfalls in Form des Juppenspitz-Schuppensystems äußerst zerrissenen Jungschichtenzone der Allgäudecke lagert (Abb. 37). Die Jungschichten-zone der Wandfluh-schuppe nimmt bereits südlich der Hochgletscheralm gegen W hin bedeutend an Umfang zu und erhält ab der Lagerzun ihre Triasbasis. So ließ die ge-nauere Kenntnis der Region im Vorland von Braunarlspitze und Mohnenfluh erkennen, daß hier nicht, wie früher angenommen, die Grenze der Lechtaldecke etwa in das Kar-horn- oder Juppenspitz-Falten- und Schuppensystem hinausläuft und sich dort inner-halb der Strukturen der Allgäudecke verliert, sondern daß sich den Grenzen bis zur Ostseite der Mohnenfluh nachgehen ließ und die Stirnschuppe dort von der Haupt-masse der Decke überwältigt wird. Dabei ist es für diese Fragestellung belanglos, ob man etwa im Gegensatz zur obigen Darstellung die Hochgletscheralm-schuppe noch im Sinne von M. SCHIDLÓWSKI als Fortsetzung der Wandfluh-schuppe auffassen würde, da diese ebenso und in der gleichen Region wie die Jungschichten der Wandfluh-schuppe selbst unter der Braunarlspitze ausgequetscht wird.

Der Westrand der Inntaldecke und die im Westen vorgelagerten Deckschollen

1. Der Westrand

Im Anschluß an die Ausführungen von 1970 c, S. 115 ff. über die so sehr umstrittene Grenze der Inntaldecke sollen hier ergänzend noch einige Skizzen der wichtigsten Beobachtungspunkte vorgebracht werden. Die Deckennatur der Inntaldecke als Ganzes, zuerst anhand der so eindrucksvollen und klaren Karwendel-Überschiebung im Osten erfaßt, hat sich ja nach neuer Aufnahme der umstrittenen übrigen Abschnitte, wie etwa Puitentalzone zwischen Wetterstein- und Miemingergebirge durch eine durchlaufende tektonische Abgrenzung bestätigen lassen. Nur die Westbegrenzung war weiterhin problematisch geblieben, seit O. AMPFERER seine ursprüngliche Auffassung (1911, S. 668 und Taf. 34; 1912, S. 203 usw.) von der Grenzföhrung östlich des Parseiertales verlassen hatte und die Grenze zum Kaisertal nach Westen verschoben worden war (1932, S. 98 f.; 1944, Abb. 8), seit E. SPENGLER (1951, S. 181, Abb. 2; S. 190) die Grenze noch weiter nach Westen über die Braunarlspitzschuppe bis N vor den Rhätikon verlagert hat, seit R. SCHÖNENBERG (1955, S. 74; 1959, S. 15) die Existenz einer solchen Grenze und damit der Inntaldecke überhaupt geleugnet und seit M. SARNTHEIN (1962, S. 169) trotz spezifischer tektonischer Fragestellung im Raum der Memmingerhütte keine Grenze sondern einen Übergang gefunden hatte.

Angelpunkt der Beurteilung von allochthoner oder autochthoner Stellung des Westrandes der als „Inntaldecke“ bezeichneten Einheit bildet am Westrand Nachweis oder Widerlegung der in klassischer Zeit als Halbklipe aufgefaßten Ruitelspitzmasse (Abb. 38). Diese liegt nach der Kartierung (1932) und Darstellung von O. AMPFERER (1932, S. 96 und beigefügte Taf.) mit einer Breite von 3 km und relativ ruhigem Innenbau allseits der Jungschichtenzone des Umlandes auf. Wenn diese Auffassung zutrifft, so kommt man mit Rücksicht auf die nordvergente Bewegung dieser Masse bei Zurücknahme gegen Süden mit dem Südrand der Ruitelspitz-Halbklipe bereits in das Gebiet der Memmingerhütte, weit hinter den ebenfalls umstrittenen Raum der dazwischen gelegenen Alblitalm zurück. Wenn die Meinung der Allochthonie dieser großen NW-Scholle der Inntaldecke zurecht besteht, dann ist demnach absolut logisch-kausal kein Zusammenhang der Decke in dem unmittelbar südlich gelegenen Bereich von Alblit und Memmingerhütte möglich, sondern das Ende der Überschiebung könnte mindestens erst ein Stück weit südlich der Breite der abgewickelten Ruitelspitz-Halbklipe gelegen sein. Die Frage der Stellung der Ruitelspitz ist demnach zugleich der Schlüssel für die Beantwortung der beiden übrigen damit verbundenen diskutierten Abschnitte — ganz analog wie durch das Hornbach-Halbfenster die Entscheidung in der Frage nach der Überschiebung der Lechtaldecke gebracht wird.

R. SCHÖNENBERG hatte (1955, S. 74; 1959, S. 15) im Zuge der allgemeinen Tendenz der Umdeutung des Deckenbaues durch deutsche Bearbeiter in den westlichen Kalkalpen die Einwurzelung der Halbklipe vorgenommen. Beweisend für die Entstehung der Scholle aus einem beiderseits aus den Fleckenmergeln (der Allgäudecke) ausgeschobenen Sattel sei das Abtauchen des Hauptdolomites der Scholle an ihrem Westrand mit einem auf der Südseite noch stratigraphisch vollständigen Sattelschenkel zu den dort auflagernden Fleckenmergeln der „Allgäudecke“ NE der Griebälalm südlich vom Madautal. Auf einer Detailskizze (Abb. 17, 1955; Abb. 8, 1959) werden die Verhältnisse von R. SCHÖNENBERG in der geschilderten Weise festgehalten. Die Prüfung der Lokalität, die durch die Skizze eindeutig wieder aufzufinden war, hat aber konträre Verhältnisse ergeben. Der Oberrand des Hauptdolomit-Gebietes der Ruitelspitzmasse ist in diesem Abschnitt nicht von Schutt bedeckt oder von Fleckenmergel überlagert, sondern in einer Rinne, die im entscheidenden Abschnitt über den Oberrand des Hauptdolomites hinaus den Fels oberhalb des Hauptweges zur Griebäl-

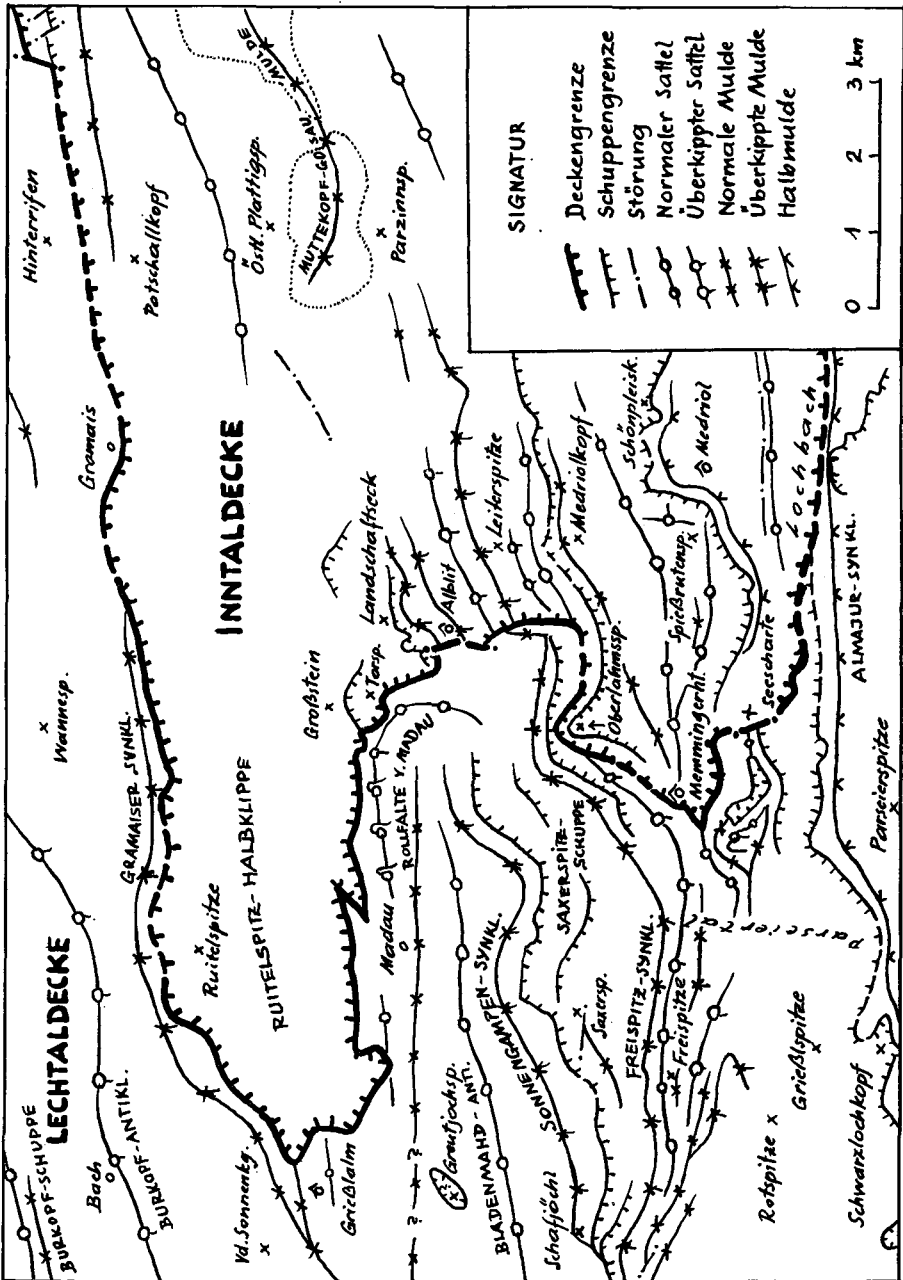


Abb. 38: Tektonische Skizze des Westrandes der Inntaldecke im Bereich Madau- und Parschertal. Die Skizze stellt einen Ausschnitt aus der Karte des Verfassers 1970 a, Taf. 3, dar. Auf Grund weiterer Daten erscheint heute die Zugehörigkeit des auch hier schon tektonisch weit eingegrenzt gezeichneten Spornes SW der Seescharte S der Mämminger Hütte besser als Bestandteil der Inntaldecke zu fungieren, wie S. 337 begründet wird.

alm freilegt, ist das Ausheben des Dolomites über der unterlagernden Jungschichtenmasse eindeutig zu sehen (Abb. 39). Der Dolomit hebt an einer durch Mylonit begleiteten Störung aus, die tektonisch in der Nähe der Überschiebung stark zerscherte

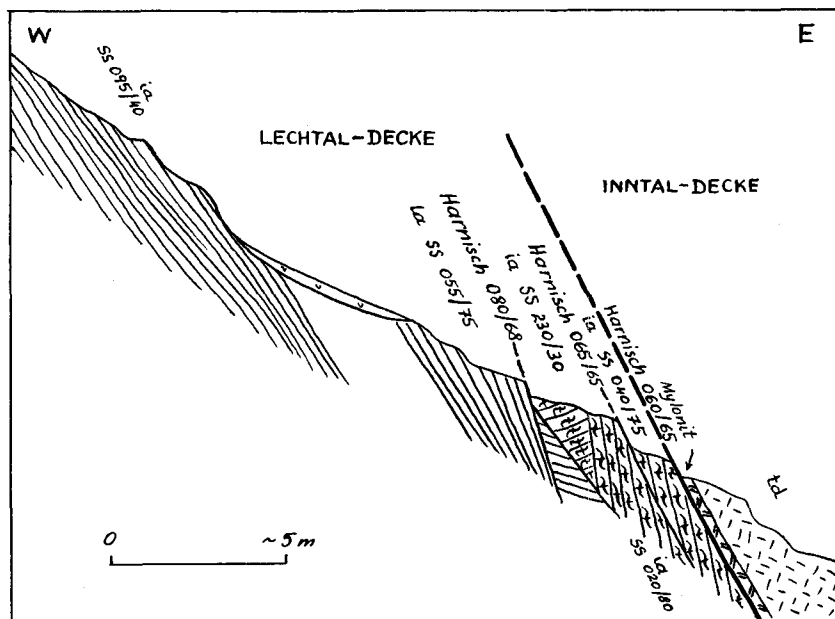


Abb. 39: Das Rinnenprofil durch den Westrand der Ruitelspitz-Halbklippe NE der Griebalm im Madautalgebiet zeigt entgegen der Darstellung der autochthonen Auffassung ein klares, durchgehend aufgeschlossenes Ausheben des Hauptdolomites der Klippe über einer unterlagernden, aufrechten Serie, die bis zu den Aptychenschichten führt. (Die Abkürzung für Allgäuschichten links oben soll la, nicht ia lauten.)

Untergrundserie fällt gegen den Hauptdolomit ein und liegt aufrecht, mit Aptychenschichten über den Allgäuschichten an den tektonischen Kontakt herantretend. Die Stelle beweist das Gegenteil von dem, was R. SCHÖNENBERG gefordert hatte.

Ebenso klar ist das Ausheben des Hauptdolomites der Ruitelspitzmasse in dem an die erwähnte Stelle NE der Griebalm östlich anschließenden Abschnitt im Talgrund des Griebaltales selbst zu überblicken. Dort fallen die Allgäuschichten 30—50° steil gegen NE unter den nach SW aushebenden Hauptdolomit ein, wobei die Situation bereits von der Straße aus etliche Zehnermeter weit empor zu überblicken ist.

Aber auch der übrige Umblick über die Lagerungsverhältnisse der Ruitelspitzmasse besagt eindeutig, daß es sich bei ihr um eine von Süden her eingeschobene fremde Scholle handelt. Blickt man vom Bereich der Madauer Brücke auf den Westrand der Halbklippe (Abb. 40), so erkennt man in modellartig schöner Weise die generelle Nordvergenz der Bewegung der Scholle, nicht nur unter ihrem Nordabschnitt, sondern auch im zentralen Teil, wo ja die Vergenzrichtung andernfalls bereits umkehren sollte. Die ganze unterlagernde Jungschichtenmasse ist von der Kreide angefangen über Aptychenschichten bis tief hinunter in die Allgäuschichten in enge, nordüberschlagene, in diese Richtung geschleppte Falten gelegt. Von der Südseite der Ruitelspitz-Halbklippe, wo die Auffassung der gebundenen Tektonik gerade Südvergenz fordert, ist ja schon seit O. AMPFERER (1932, S. 95 f.) durch Erfassung der großartigen Struktur der Rollfalte von Madau die Nordvergenz der Gesamtformung erwiesen — worüber bei der Deutung im Sinne der gebundenen Tektonik hinweggegangen worden war.

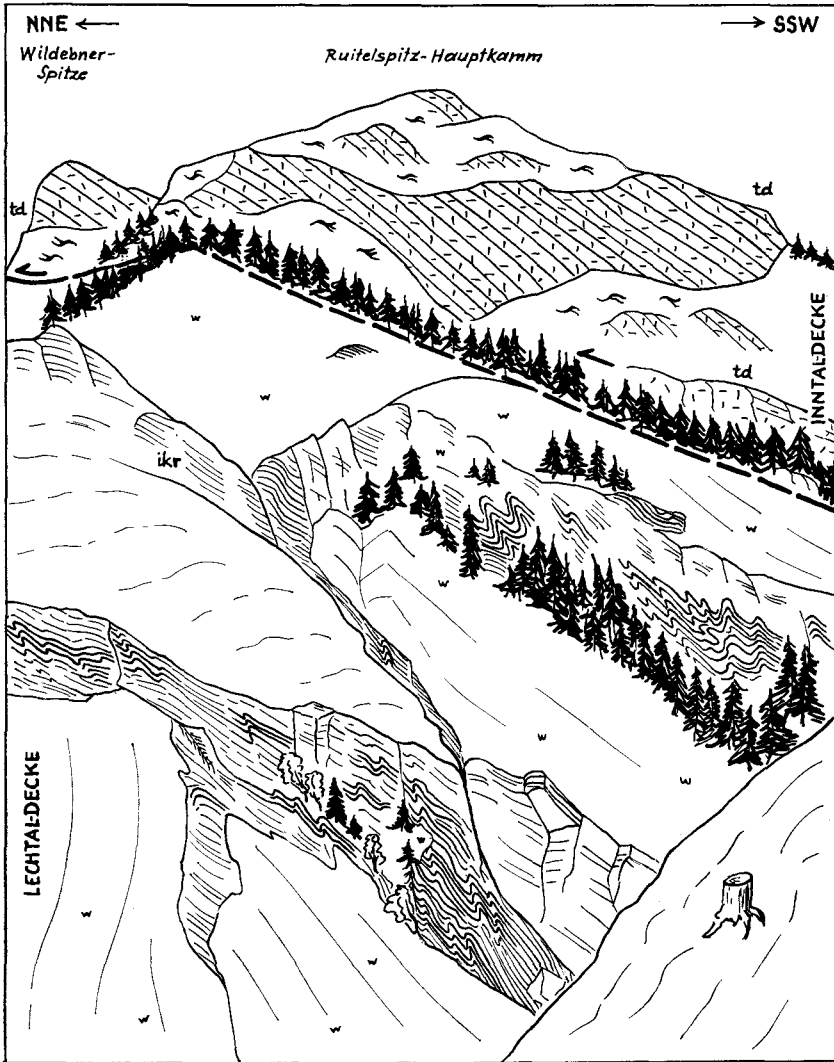


Abb. 40: Am Westrand der Ruitelspitz-Halbklippe zeigt der Anschnitt der Jungschichtenunterlage von der Kreide bis zu den Allgäuschichten abwärts auch unter dem zentralen Teil der Klippe im Madautal heftige nordvergente verschleppte Faltung, die eindeutig die nordvergente Überschiebung der zur Inntaldecke gehörigen Ruitelspitz-Halbklippe belegt.

In neuerer Zeit stehen weitere Beobachtungen über die Vergenz am Südrand der Halbklippe zur Verfügung, da D. BANNERT (1964) Detailskizzen dieser Region lieferte — vgl. Abb. 41. Auch diese Abbildung vom rechten Hang des Sillebaches nördlich Madau zeigt in Übereinstimmung mit allen übrigen Fakten die nordvergente Verformung des Untergrundes unter dem Südrand der großen Hauptdolomitschubmasse. Es kann nach allem nicht der geringste Zweifel bestehen, daß die auch landschaftlich so gut überblickbare, der Allgäudecke auflagernde Ruitelspitz-Halbklippe fernüberschobener Bestandteil der Inntaldecke ist — mit allen sich daran knüpfenden Folgen, die schon oben angedeutet worden sind. Wiewohl in der Diskussion von D. BANNERT (1964, S. 130), einem Schüler C. W. KOCKELS, der Ruitelspitzzug als „Sattel“ bezeichnet

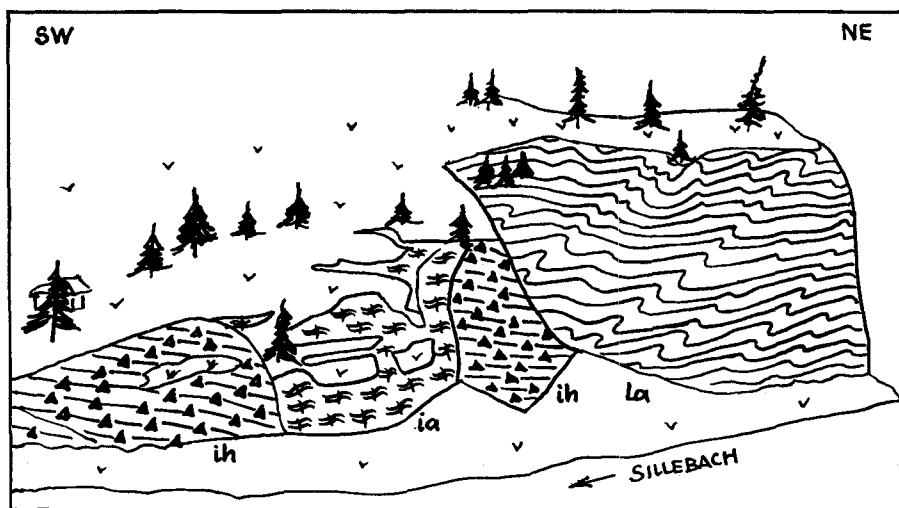


Abb. 41: Die Aufschlüsse auf der rechten Seite des Sillebaches nördlich von Madau nach Abb. 11 von D. BANNERT (1964, S. 65). Die unter der Wucht der überschobenen Ruitelspitzmasse geformte Jungschichtenunterlage zeigt eindrucksvoll die in nördliche Richtung weisende Vergenz der Kleinfaltung der Allgäuschichten mit Achsen um $075^{\circ}/10^{\circ}$ auch unter dem Südrand der Halbklippe.

wird, wird er andererseits von diesem Autor profilmäßig zutreffend als gegen unten begrenzte, freischwimmende Masse gezeichnet (Taf. 2). D. BANNERT hatte ja auch schon die den Hauptdolomit unterlagernden Aptychenschichten bei der Grießlalm gesehen (S. 133).

Im Zusammenhang mit der Frage nach der Vergenz der Ruitelspitz-Halbklippe bzw. dieses Abschnittes der Inntaldecke darf nicht die altberühmte, seit O. AMPFERER (1932, S. 95 f.) gut bekannte Rollfalte vom Madau vergessen werden, die mit ihrem nordgerichteten Falten schluß des tauchenden Antiklinalkopfes gerade unter dem Südrand der Halbklippe einen klaren Beweis für den nordvergenten Einschub der den Untergrund derartig bedeutend beeinflussenden Decke gibt. Obgleich D. BANNERT in einer neueren Arbeit bei autochthonem Konzept die Rollfalte auf Grund innerer Fältelungen der Allgäuschichten dieser Struktur auf südvergent umdeuten möchte (1970, S. 91), zeigt die von ihm selbst gelieferte Profiltafel 8, S. 93, gegenüber den aus diesen Verfaltungen konstruierten Luftsätteln ganz eindeutig und anschaulich das nordgerichtete Schließen der Großstruktur der Rollfalte in den nicht abgetragenen Teilen der Gehängeanschnitte (Profil g, Rinne 2).

Der zweite diskutierte Abschnitt ist durch die Neubearbeitung von M. SARNTHEIN (1962) wieder ins Gesichtsfeld gerückt worden. Im Bereich westlich der Alblitalm konnte SARNTHEIN (1962, S. 167) keine Fortsetzung der von der Torspitze eindrucksvoll gegen SE herunterziehenden Überschiebungsfäche von Hauptdolomit über Jungschichten der Lechtaldecke finden. Die Auffassung hat insofern Berechtigung, weil keine flache Deckengrenze im Anschluß an die von NW und von S herankommende Überschiebung W der Alblitalm vorhanden ist. Die Überprüfung dieses Abschnittes zeigte aber, daß das von E aus dem Inneren der Inntaldecke kommende, mehrfach eingefaltete Rhät streckenweise rechtwinkelig an dem im Alblittal heraufziehenden Hauptdolomit der Lechtaldecke abstößt, sodaß kein Zweifel an der Existenz einer hier als „Alblit-Störung“ zu bezeichnenden Bruchlinie bestehen kann (Abb. 42). Wo

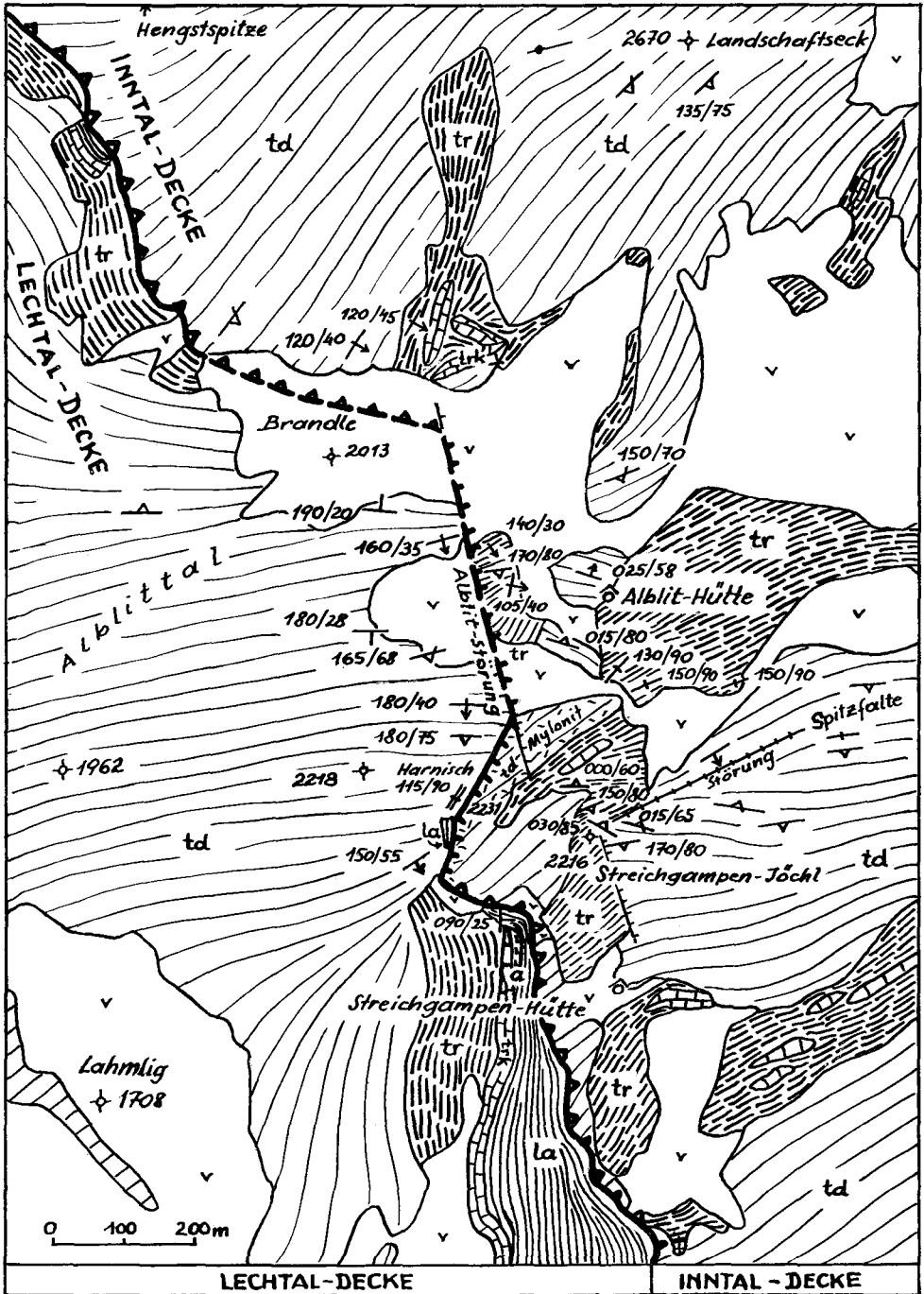


Abb. 42: Geologische Skizze der Verhältnisse im Alblit im Röttal—Madautal-Quellgebiet nach der geologischen Karte von M. SARNTHEIN (1962, Taf. 9) unter Hinzufügung der Fallzeichen. Die Grenze zwischen Lechtal- und Inntaldecke westlich der Alblit-Hütte wird eine Strecke weit durch zwei stumpfwinkelig aufeinanderstoßende Brüche überlagert.

sie in Fortsetzung gegen S den Hauptdolomitriegel quert, wird sie durch die starke Gesteinszertrümmerung sichtbar, der westliche Ast wird durch eine Harnischfläche und eine wiederverkittete Mylonitzone besonders markiert. Daß dieser Bruch einerseits eine bedeutende Sprunghöhe hat, andererseits die zuerst tieflagernde, westliche Hauptdolomitmasse der Lechtaldecke aufgeschleppt und dabei in gleiche Höhe wie den Hauptdolomit der höheren Einheit gebracht hat, zeigt der gerade noch am Südrand des Plateaus des Höhenzuges Kote 2218—2231 erhaltene Hornsteinjura-Span der Jungschichtenhülle der Lechtaldecke. So spricht der sich aus den lokalen Verhältnissen im NW zwingend ergebende Fernschub der Ruitelspitz-Torspitzmasse in gleicher Weise wie der Lokalbefund gegen einen Zusammenhang von Lechtal- und Inntaldecke im Raum des Alblit.

Die Verhältnisse im dritten Problemabschnitt am Westrand der Lechtaldecke im Bereich der Memmingerhütte sind bereits 1970 c, S. 122 f. zur Sprache gekommen. Hier lag ja im Bereich der östlich der Memmingerhütte auftretenden intensiven Faltenregion, in der Obertrias und Lias (der Inntaldecke) enorm verknetet sind, eine der strittigen Stellen in bezug auf die Abgrenzung der Inntaldecke gegen Westen. Hier hatte E. SPENGLER (1957, S. 208) nach der ersten Mitteilung von R. SCHÖNENBERG (1955, S. 67 ff.) über den angeblichen Zusammenhang zwischen Inntal- und Lechtaldecke die Deckengrenze ins Innere dieses Faltenystems verlegen wollen, u. zw. zwischen den Hauptdolomit des Oberlahms-Jöchls und die Hauptdolomitschollen bei der Memmingerhütte — zu unrecht, wie R. SCHÖNENBERG (1959, S 8 f.) ausführte. Aber auch die Annahme von R. SCHÖNENBERG (1955, S. 71), daß der Hauptdolomitkamm Kleinbergspitze—Seeschartenspitze E ober der Memmingerhütte sowie seine im Westen bei der Memmingerhütte noch sichtbaren Auslieger nicht eine auf der Freispitzmulde schwimmende Inntaldecke, sondern den „bei der Memmingerhütte nach E auftauchenden Untergrund der Freispitzmulde selbst“ darstelle, widerspricht ganz den sichtbaren Gegebenheiten, nämlich dem eindrucksvollen regionalen Abtauchen des Jura der Freispitzmulde unter den Hauptdolomit NW der Memmingerhütte. Hier hat bereits M. SARNTHEIN (1962, Taf. 9) ganz richtig die Fortsetzung der tektonischen Grenze zwischen Freispitzmulde und dem Hauptdolomit der Oberlahmsspitze W der Memmingerhütte vorbei gegen SW ziehend eingetragen. Nach eigener Beobachtung zieht die Deckengrenze ohne Zweifel von der flachen, weithin sichtbaren Überschiebung des Hauptdolomites auf der Oberlahmsspitze am Unterrand der intern hier stark mit Rhät und Lias verfalteten Hauptdolomitmasse, immer über dem unterlagernden Fleckenmergelzug verbleibend, knapp westlich der Memmingerhütte durch und schwenkt nach dem Vorsprung im Alplig 500 m SW der Memmingerhütte gegen Osten bis zum Mittleren Seewi-See zurück, tektonisch von der ihn begleitenden Jungschichtenzone (Seeköpf, Kote 2408 usw.) stets abgegrenzt. Die Umgebung des Hauptdolomit-Spornes im Alplig durch Kössener Schichten der Jungschichtenzone hat M. SARNTHEIN (1962, S. 153) verleitet, hier eine Verbindung zwischen den Einheiten anzunehmen und diesen Hauptdolomit als Antiklinalkern zu betrachten. Aber die Ansicht des gegen Westen achsial aushebenden Hauptdolomitzuges von Westen her (Abb. 43) zeigt deutlich, daß es sich hier nicht um einen aus der Tiefe empordringenden Antiklinalkern handelt, sondern, wie aus der Gesamtsituation bereits mit Sicherheit zu erwarten war, um einen auflagernden Lappen, der von den Kössener Schichten der Unterlage durchgehend unterteuft wird. Die streckenweise gut erkennbare Bankung des Hauptdolomites zeigt die diskordante tektonische Auflagerung gegenüber der Kössener Basis an. Durch späteren Nachschub aus Süden wurde die Halbklippe leicht in die Unterlage eingefaltet. Die innere Struktur der Scholle ist durch eine NNW—SSE-Faltung (M. SARNTHEIN 1962, Kt.-Deckblatt) gekennzeichnet.

Die Fortsetzung der Grenze bzw. des Hauptdolomitlappens des Alplig führt eindeutig gegen Osten über die aus dem Schutt ragende Hauptdolomitscholle S Unterer Seewi-See zum schmalen Dolomitzug N vom Seeköpfe, der in gleicher Position eben-

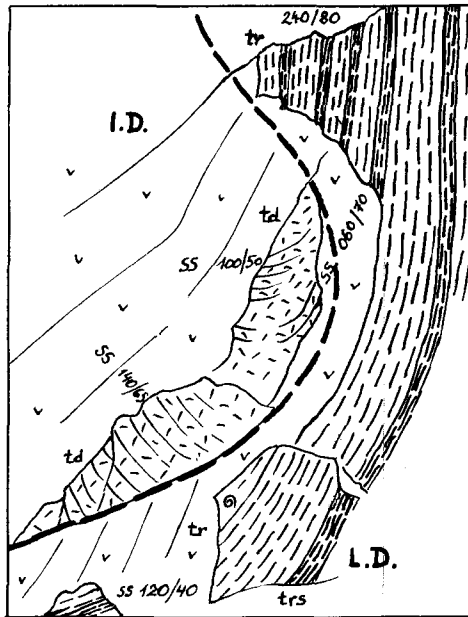


Abb. 43: Die Ansicht des Hauptdolomitsporns der Inntaldecke im Alpig 500 m SW der Memmingerhütte zeigt von Westen gesehen im gut aufgeschlossenen Gelände deutlich die Auflagerung dieser Masse über den unterteufenden Kössener Schichten.

falls noch leicht eingewickelt ist. E Kote 2435 schwenkt die Westgrenze der Hauptdolomitmasse der Inntaldecke gegen Süden: Der Dolomit überlagert, steil SE fallend, diskordant im Westen basal abgeschnitten, die ostfallende Lias-Rhätfolge beim Mittleren Seewi-See. Bis hierher sind die Verhältnisse, von der Ruitelspitze bzw. dem Decken-Nordrand kommend, eindeutig.

Die Frage ist nun, wie sich die basale Überschiebung der Inntaldecke weiter gegen Süden fortsetzt. In einer Breite von 8 km vom Stirnrand in der Ruitelspitzgruppe bis hierher überlagert die Hauptdolomitplatte der Inntaldecke samt jüngeren, eingemuldeten Gliedern das Faltenystem der Lechtaldecke, das hauptsächlich mit Jura- und Kreide-Schichten an der Überschiebung darunter eintaucht. Der regionalen Nordbewegung, der Gesamterstreckung der überschobenen Inntaldecke in E—W-Richtung und dem Hauptverlauf der Großfaltenzonen entsprechend, muß die Inntaldecke bei einer Abwicklung von der Stirn bis hierher um 8 km zurückgenommen werden, d. h. sie kann in dem betrachteten Raum hier im Süden mit Sicherheit nicht in das Faltenystem der Lechtaldecke übergehen, wie die Kartenaufnahmen durch die Fortsetzung des Hauptdolomitzuges des Seeschartenkopfes gegen WSW anzuzeigen scheinen, wo die WSW-Fortsetzung des Dolomitzuges über ein normal auflagerndes Rhät zum Jura des Lechtaldecken-Faltensystems verbunden ist. Auf der Strecke zwischen Mittlerem Seewi-See und dem Raum W der Bärenscharte muß sich vielmehr eine Grenze finden lassen, um die erforderliche 8 km weite Mindest-Zurücknahme der Inntaldecke gegenüber dem Untergrund vollziehen zu können.

Nach Prüfung der Verhältnisse im Gelände erschien (1970 c, S. 124) die schon aus der Karte von O. AMPFERER hervorgehende bruchtektonische Störungszone SW der Seescharte die am ehesten mögliche Strecke für die Fortführung der Deckengrenze hinüber ins Oberlochtal, von wo ja die Überschiebungsfläche an der Südgrenze der Inntaldecke zweifellos über das Silberjoch und Starkenbach/Inn weiterläuft.

Diese Lösung ist nicht sehr befriedigend, da wiederum ein Bruchsystem in den Grenzverlauf einbezogen werden muß. Die Hauptstörung verläuft, von Harnischen begleitet, 050° — $070^{\circ}/65^{\circ}$ — 80° . An ihr stehen sich verschiedene Typen von Hauptdolomit gegenüber, u. zw. heller, dickbankiger, algenführender höherer Hauptdolomit im E und dunkler, dünngebänderter Unterer Hauptdolomit im W.

M. SARNTHEIN hat gegenüber der angegebenen Grenzziehung SW der Seescharte brieflich protestiert. Ich akzeptiere seinen Einwand. Auf der Suche nach einer klareren Stelle der Deckentrennung findet man, gerade unter Benützung der Karte von M. SARNTHEIN (1962, Taf. 9) etwas weiter im SW, im Abschnitt 400 m W der Bärenscharte, den Hauptdolomit des Hauptkammes mit seiner karnischen Unterlage im Süden über dem westlich davon schon sicher der Lechtaldecke angehörigen Hauptdolomitzug gegen W hin aushebend. Dieser tektonisch tiefere, westliche Hauptdolomitzug ist auch mit den nördlich begleitenden Jungschichten (der Lechtaldecke) verbunden, während der Hauptdolomit östlich der durch Karn markierten tektonischen Fuge im Bereich der Bärenscharte (der demnach nun zur Inntaldecke gestellt wird) im Norden schlagartig diskordant den Jungschichten auflagert. Die jüngst erschienene Kartendarstellung von W. MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, Taf. 2) weist übrigens ganz in die gleiche Richtung: Der Hauptdolomit (der Inntaldecke) stößt SE der Memmingerhütte gegen Süden hin mit immer älter werdenden Partien an den (tektonischen) Rhät-Lias-Rahmen im Westen; westlich der Bärenscharte ist nach der erwähnten Darstellung schließlich auch der Untere Hauptdolomit zwischen Karn im S und den Jungschichtgliedern im N ganz abgequetscht, sodaß sich hier eine ungezwungene Abtrennung bietet. J. WESTRUP (1970, S. 100 ff., Abb. 20, Taf. 1) hat schließlich im Abschnitt westlich der Bärenscharte als erster eine bedeutende Querstörung erkannt, die er als Gießmutter—Seekopf-Störung bezeichnet hat.

Ein gemeinsamer Besuch dieses Abschnittes mit M. SARNTHEIN im Sommer 1971 und weitere eigene Beobachtungen zeigten, daß entgegen den älteren Vorstellungen hier tatsächlich eine bedeutende Überschiebungsfläche das Westende des Obertriaszuges Seescharte—Bärenscharte — also der Inntaldecke — von der Obertrias des Gießspitzzuges der Lechtaldecke trennt (Abb. 49). Die Überschiebungsfläche stellt entgegen der Auffassung von J. WESTRUP (l. c.) keine steilstehende Blattverschiebung dar, sondern bildet im Abschnitt W der Bärenscharte eine mittelsteil südfallende Überschiebungsfläche, an der Karn und Unterer Hauptdolomit des Bärenschartenzuges über ebenso steilstehendem Oberem Hauptdolomit, Rhät und Lias des Untergrundes nordvergent überschoben sind, wie an den im folgenden erwähnten Rhätschürflingen, der nordgerichteten Aufschleppung des Hauptdolomites des Untergrundes und in der großen nordvergent geschwungenen Faltenumbiegung des hangenden Hauptdolomites ersichtlich ist. (Eine Quereinengung ist — wie vielerorts in den Lechtaler Alpen und darüber hinaus — hier neben den Längsachsen mit $110^{\circ}/15^{\circ}$ an einer schönen Wellung der Karnschieferbänder mit Achsen um $000^{\circ}/50^{\circ}$ erkennbar.) Die Überschiebung hat eine beträchtliche Deformation bewirkt: Das Karn der hangenden Einheit wird an seiner Untergrenze kräftig zerschert und zerlinst, der Hauptdolomit der liegenden Einheit wurde aus seiner steil nordfallenden Lagerung in einem Zehnermeter breiten Saum gegen Norden eingeschleppt (ss $175^{\circ}/50^{\circ}$), Oberrhätalk wurde losgerissen und weit nach Norden als Schürfling verschleppt (Abb. 49). Gegen Süden setzt die Fläche unter Steilerwerden und knickendem Einschwenken in die SW-streichende Störung zwischen Kreide und Hauptdolomit der Lechtaldecke im Parseierspitz-NW-Sockel fort. Obgleich, wie M. SARNTHEIN bei gemeinsamer Begehung zurecht betonte, diese die steilen Schichtverbände trennende nordaufsteigende Bewegungsfläche nur auf den jüngsten Akt der Gebirgsformung zurückgeht und bei Rückverlegung der letzten, daran etwa 1 km weit reichenden Bewegung die heute tektonisch gut getrennten Obertriaszüge der beiden Einheiten übereinander zu liegen kommen, sodaß man bei lokaler Betrachtung die beiden hierdurch ineinander überführen könnte, ergibt sich die Bedeutung

der Überschiebung unter Berücksichtigung der älteren ablesbaren Phasen erst aus der Gesamtsituation bis hinüber zur frei lagernden Ruitelspitz-Halbklippe: Durch deren Abwicklung ergibt sich zwingend auch eine sehr bedeutende Rücknahme der übrigen, damit zusammenhängenden Teile der Inntaldecke in älteren Phasen. Wesentlich für unsere Frage ist, daß der bei O. AMPFERER, E. SPENGLER und M. SARNTHEIN angenommene ungestörte Zusammenhang des südlichsten Hauptdolomitzuges der höheren Einheit (Inntaldecke) mit dem Grießlspitzzug der Lechtaldecke nicht gegeben ist, sondern zwischen den beiden — wie bereits theoretisch gefordert — hier eine bedeutende Überschiebung durchzieht. Für die erste Phase der Überschiebung wird man gerade auch in diesem Abschnitt entweder mit einer Reliefüberschiebung oder einer beträchtlichen tektonischen Abquetschung höherer Partien der überschobenen Lechtaldecke zu rechnen haben.

Zur Stellung der einer Deckscholle ähnlichen Hauptdolomit-Gipfelkappe des Vorder-Seekopfes ist zu sagen, daß er nach der Darstellung von M. SARNTHEIN (1962, S. 151) ein internes Element des hier zur Lechtaldecke gestellten Faltensystems bildet. Er stellt demnach zusammen mit dem darunter selbständig werdenden Oberhättkalkklappen gegen Norden gerichtete Roll- bzw. Tauchfalten in der Jungschichtenhülle dieser Decke dar.

Zur Gesamtsituation am Westrand der zusammenhängenden Inntaldecke ist zu bemerken, daß man zur Erklärung der tektonischen Superposition der beiden GröÑeinheiten, die so augenscheinlich und landschaftlich eindrucksvoll besonders in der Ruitelspitz-Halbklippe und im Röttal-Halbfenster, aber auch in den südlicheren Abschnitten streckenweise zum Ausdruck kommt, den Leitelementen der tektonischen Formung entscheidende Bedeutung zubilligen muß: Der nordvergente Schub der Ruitelspitze z. B. wird eindeutig durch die Dominanz der Längsfaltenelemente im frei schwimmenden Teil der Halbklippe sowie durch die durchgreifend nordvergente Verformung des Untergrundes belegt (S. 332 f.), wo die Querfaltung vollkommen hinter das im Durchschnitt übliche Maß zurücktritt. Die Querfaltung aber, die im Inneren der Inntaldecke als ein jüngerer Element gegenüber den großen Längsfaltenstrukturen auftritt, schneidet an der Basis der Inntaldecke ab und erweist sich daher als transportierte Struktur. Die Basis der Decke hat ganz analog jener der Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen (vgl. Abb. 9) bei dem weiteren nordvergenten Hauptschub (Längsachsen des Untergrundes!) eine Basalabscherung erlitten. Die gegenüber diesem letzten Hauptschub älteren, mittransportierten Schräg- und Querstrukturen der Inntaldecke können entgegen M. SARNTHEIN (1962, S. 171) nicht dem Überschiebungsvorgang der Decke zugeordnet werden, dessen korrelierte Kleinstrukturen in der durchgreifenden nordvergenten Faltung des kräftig deformierten Sockel-Oberteiles so auffällig in Erscheinung treten.

2. Die Deckschollen in den westlichen Lechtaler Alpen

Einige Anmerkungen sind noch zur Stellung der Deckschollengruppe im Flexenpaßgebiet in den westlichen Lechtaler Alpen vonnöten (Abb. 44). Zur Zeit als die Inntaldecke nicht als solche anerkannt worden war, war automatisch auch die Existenz von Deckschollen dieser Decke, die ihr gleichsam als tektonische Zeugenberge, als Auslieger im Westen vorgelagert schienen, hinfällig geworden. Konsequenterweise wurden damals von den Anhängern der Autochthonie all die eindrucksvollen Deckschollen beiderseits des Flexenpasses eingezogen und durch Pilzfalten extremer Formgebung ersetzt (R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN 1958, W. STENGEL-RUTKOWSKI 1958, K. KOCH 1966). Diese Umdeutung hatte aber bei einer anderen Gruppe von Kennern des Gebietes keinen Anklang gefunden (F. HIRSCH 1966, S. 72; K. POLL 1967, S. 1107; W. HARSCH 1968, S. 21, 30 usw.) oder war durch genaue Beobachtungen zur Vergenz der Bewegung direkt widerlegt worden (B. ENGELS 1960, S. 336 ff.).

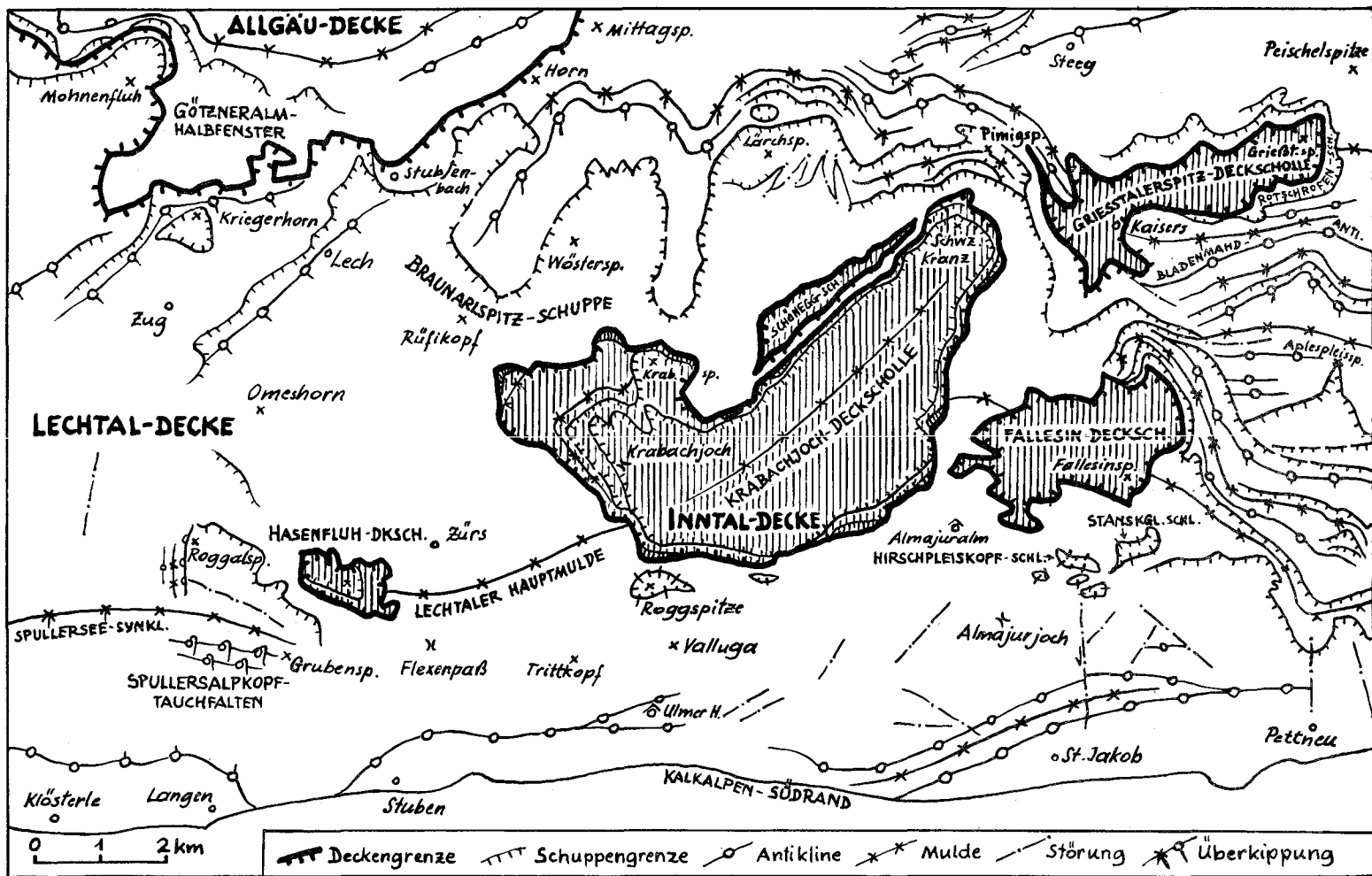


Abb. 44: Die Deckschollengruppe der Inntaldecke und Krabachjochdecke (vertikal schraffiert) im Flexenpaßgebiet.

Es steht nun heute außer Zweifel, daß die im Kern der Lechtaler Hauptmulde allseits frei schwimmenden schüsselförmigen Deckschollen wie Fallesin, Krabachjochscholle und Hasenfluh echte, seitlich eingeschobene Deckschollen darstellen: Die Art der Lagerung, die extrem verwalzten basal durchgehenden Lamellen, der Faziesgegensatz zum Untergrund (F. HIRSCH 1966, S. 72), die Mächtigkeitsverhältnisse gegenüber jenen des Sockels (KARN: W. HARSCH, 1968, S. 21, 30), die primäre Nordvergenz der Südrand-Unterlage, vor allem aber auch der erneute Nachweis der Existenz einer Inntaldecke und Krabachjochdecke im Osten, als deren Auslieger diese Deckschollen zu deuten sind, zeugen allesamt für die Allochthonie dieser Schollen, wie bereits 1970 a, S. 144 ff. und 1970 c, S. 127 f. vom Verfasser näher ausgeführt worden ist.

Die beweisenden direkten Vergenzbeobachtungen über nordvergente Verformung in den obersten Partien der tektonisch beanspruchten Unterlage unter den Südrändern der Schollen liegen durch B. ENGELS nicht nur von der Hasenfluh vor (1961, S. 336 ff.), sondern heute auch von der Krabachjoch-Deckscholle (1970, S. 171 f.), wobei allerdings Abb. 4, S. 173, dieser Arbeit als weiterer Vergenzbeweis für die Krabachscholle wegfällt, weil diese Zeichnung die Griebtalerspitz-Deckscholle betrifft. Übrigens sprach ja auch schon die schöne NW-gerichtete Verkeilung des Hauptdolomites der Hasenfluh-Südseite, die W. STENGEL-RUTKOWSKI (1958, S. 199, Abb. 8) gezeichnet hat, gegen einen Südschub der Hasenfluh-Südseite.

Verlangt der Nachweis dieser drei großen Deckschollen heute wohl wirklich keiner weiteren Beweisstücke mehr, so weisen die beiden zuäußerst gelegenen, zeitweise als Deckschollen angesehenen Klippen — die Roggalspitze im Westen und die Griebtalerspitzscholle im Osten zunächst eine problematische Struktur und Position auf, sodaß es sich lohnt, näher auf deren Bau einzugehen. Auf Grund der im Sommer 1970 gesammelten Erfahrungen soll hierzu Stellung genommen werden, nachdem die Position der beiden Schollen zuvor (1970 c, Abb. 1) noch als problematisch dargestellt werden mußte.

Der Zug der Roggalspitze—Wildgrubenspitzen bildet eine langgestreckte, WNW—ESE orientierte Kulisse aus Obertrias-Karbonaten, die über Jurakalken und vor allem weichen Kreideschiefern des Umlandes östlich vom Spullersee in Vorarlberg aufragt. Rein morphologisch sieht dieser Zug damit einer Klippe gleich. Hinzu kommt, daß südlich davon Tauchfalten der Lechtaldecke im Spullersalpkopf von O. AMPFERER (1925, S. 382, Abb. 12) beschrieben worden sind, die eine darüber hinweggegangene Schubmasse, in der hier die Inntaldecke erblickt werden kann, verlangen würden. So liegt der Schluß nahe, daß die Roggalspitzgruppe eben Teil ist jener zu fordernden einstigen Inntaldecken-Überlagerung dieses Raumes.

Die Beurteilung der Roggalspitze hat im Laufe der Zeit mehrfach gewechselt: O. AMPFERER (1925, S. 381, Abb. 11) hat sie ursprünglich als eine aus der Tiefe, der Lechtaldecke kommende antiklinale Aufragung gewertet, später (1932, S. 107) unter dem Eindruck der Meinung von Herrn Stephan MÜLLER als einen gegen Westen überschlagenen Teil der Inntaldecke bzw. (1934, S. 50) als Deckscholle der Krabachjochdecke betrachtet. Durch E. KRAUS (1949, S. 45 ff.) wurde dann diese Scholle als erste „Deckscholle“ der Flexenpaßegend eingezogen und wieder im Untergrund verwurzelt, wobei zugleich auch die südlich davon gelegenen, einst als Tauchfalten beschriebenen, eng gepreßten Falten des Spullersalpkopfes zu aus der Tiefe kommenden Schub Brettern umgedeutet worden waren (S. 42—45) — zu Unrecht, da der Faltencharakter dieses Systems unzweifelhaft besteht. Jüngst schließlich hat D. HELMCKE (1970, S. 535 f.) nochmals auf die Sattelnatur der Roggalspitze aufmerksam gemacht und zugleich die Faltenstruktur des Spullersalpkopfes nicht als Tauchfalten-Bündel, sondern als steilachsiges Faltenssystem beschrieben.

Zur Klärung der Verhältnisse der Roggalspitzscholle ist nicht so sehr der Nordrand, wo Hauptdolomit die Kreide überschiebt, von Interesse, da zahlreiche Lokal-

schuppen derartige nordgerichtete Überschiebungen zeigen, sondern besonderes Augenmerk muß wiederum dem Südrand und hier außerdem dem Westrand der Scholle zugewendet werden. Die Überprüfung erbrachte nun, daß es sich bei dieser „Klippe“ zweifelsfrei um eine Aufragung aus dem Untergrund, aus der Lechtaldecke und nicht

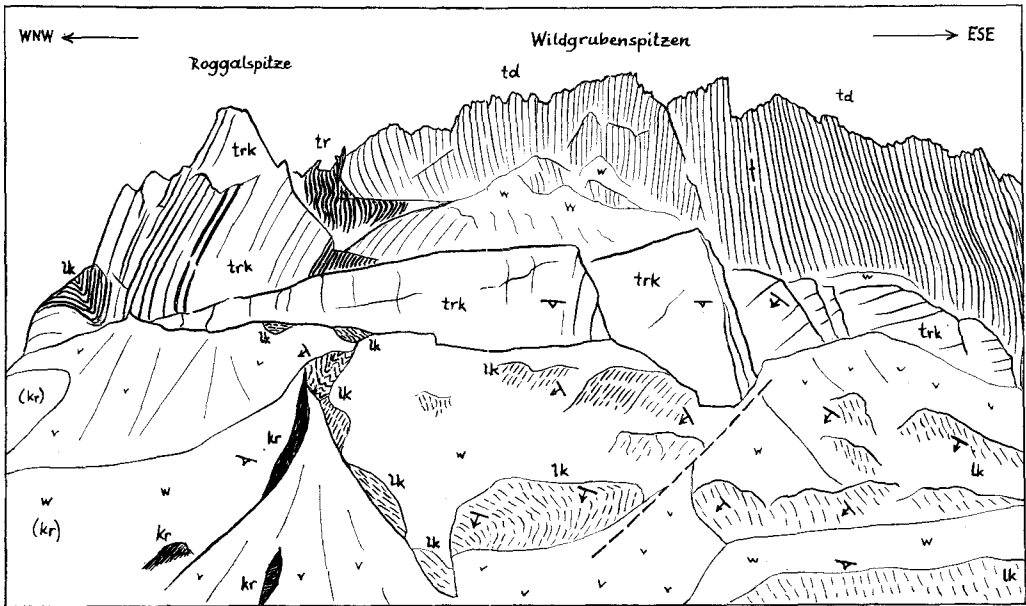


Abb. 45: Ansicht des Roggalspitz—Wildgrubenspitzenkamms von SW. Der durch Westschub querstehende Hauptdolomit des Wildgrubenspitzenkamms bildet den Kern einer gestörten Antiklinale der Lechtaldecke, der im dargestellten Abschnitt schalenförmig von jüngeren, gegen außen hin wegfallenden Gliedern ummantelt wird, u. zw.: tr — Kössener Schichten, trk — Oberrhätkalk, lk — Liaskalk, Lias-hornsteinkalk, Crinoidenkalk, kr — dunkle Kreideschiefer.

um eine Deckscholle handelt (Abb. 45). Die umgebenden Kreideschiefer fallen im Westen und Süden der Berggruppe steil gegen SW von der Roggalspitz—Wildgrubenspitzen-Masse weg, der nächstinnere Ring aus Jurahornsteinkalken und Liaskalken zeigt ebensolches allseitiges Abtauchen vom Triaskern weg: Im Süden (ober der „Eng“) steil SSW bis SW, im Westen (Roßkopf) steil gegen W, im Norden (Obere Wildgrubenspitze) steil gegen N — schon von der Ravensburger Hütte aus sichtbar. Auch das nächstältere Schichtglied, der dickbankige Oberrhätkalk, bildet wiederum einen unvollkommenen, vom Kern nach außen fallenden Ring um den Wildgrubenspitzen—Roggalspitzzug: Am Westrand der Scholle taucht er in der Roggalspitz steil gegen Westen ab, am Südrand fällt er, durch eine Störung vom Hauptdolomit-Kössener-Kern getrennt, steil gegen SSW unter die jüngeren Glieder am Fuß des Zuges ein. Die einzige, allerdings auffällige Komplikation ist die durch einen kräftigen Westschub bewirkte Isolation des Hauptdolomit-Kernes von der jüngeren Hülle entlang der ausgequetschten Kössener Schichten. Hierdurch wurde der dickbankige Hauptdolomit der Wildgrubenspitzen saiger und quer gegenüber den im Süden begleitenden zugehörigen jüngeren Schichtgliedern aufgerichtet. Der Westschub hat auch noch die querstreichende Lagerung des Oberrhätkalkes der Roggalspitz sowie die an deren Westabfall eindrucksvoll mit N—S streichender Achse hinziehende Liaskalkmulde bewirkt.

Jüngst hat R. OBERHAUSER (1970, S. 482 f.; Taf. 1, Prof. 5—6) für die Ableitung verschiedener Schollen der Flexenpaßgend in Analogie zum Rhätikon eine Theorie

aufgestellt, durch welche er die Schollen Wildgrubenspitze, Hasenfluh und Krabachmasse durch Überfaltung aus dem steilstehenden Schichtverband des Kalkalpen-Südrandes ableiten möchte. Als Stütze der Theorie wird angenommen, daß die Wildgrubenspitze-Masse eine Deckscholle darstelle, in der der Dolomit verkehrt lagere, ferner wird das Spullersalp-Faltensystem im alten Sinn als Tauchfaltenhaufen aufgefaßt, der durch ebendiese Verformung für eine solche Überfaltung spräche. Diese Annahmen aber treffen nicht zu: Die Wildgrubenspitze ist Antiklinale und nicht Deckscholle und zeigt durch Westschub aufgerichteten, steilstehenden Hauptdolomit, keine Invers-Lagerung. Das Spullersalp-System fällt nach der Untersuchung von D. HELMCKE (1970) durch die steilstehenden Achsen als Tauchfaltensystem aus. Auch die Suche nach einer engen Strukturparallele zwischen Hasenfluh und Krabachjoch-System zur Deutung durch die Südrand-Überfaltungstheorie bleibt erfolglos: Die Hasenfluh stellt eine liegende Faltenstruktur dar, die Krabachjochmasse besteht, wie S. 350 näher ausgeführt wird, aus drei unabhängigen aufrecht übereinanderlagernden Elementen: dem Jura-Kreide-Schürflingsteppich an der Basis, der Rükopf-Deckscholle vorwiegend aus Hauptdolomit (Inntaldecke) und der eigentlichen Krabachjoch-Deckscholle. Diese drei unabhängigen Elemente mit jeweils aufrechter Folge sind nicht aus dem heute steilstehenden Südrandschichtverband durch Überfaltung auf invers abzuleiten. Der flache Einschub der Deckschollen im Flexenpaßgebiet wie Hasenfluh, Krabachmasse, Fallesin usw. in der mediterranen, vorgosauischen Phase und die wesentlich spätere Steilstellung des Kalkalpen-Südrandes vor der sekundär nachdrängenden mittelostalpinen Kristallinmasse der Zentralalpen in Form der Ötz—Silvrettadecke haben nichts miteinander zu tun.

Etwas schwieriger gestaltet sich die Beurteilung der Griebtalerspitze bei Kaisers, die tief unter dem Ostrand der Krabachjoch-Deckscholle am Gehänge des Kaiserstales ansetzt und gegen Osten ins Sulzeltal hinüberzieht. Die Betrachtung der Griebtalerspitze von Osten her, die mit Hauptdolomit flach und frei über dem Kreidesockel und der Jura-Zwischenschuppe aufragt, hat die Bearbeiter von O. AMPFERER (1911, Taf. 33) an bis zu M. RICHTER (1930, Taf. 2, S. 33), E. SPENGLER (1951, S. 192, Abb. 1) und O. REITHOFER (1956, S. 225) bewogen, darin eine Deckscholle der Inntaldecke zu erblicken. Zur Zeit der Umdeutung der Deckenstrukturen aber wurde auch diese Scholle gleich wie die übrigen Deckschollen der Inntaldecke verwurzelt — entweder als autochthone Klippe (M. RICHTER 1955, S. 62) oder als Pilzsattel (R. HUCKRIEDE 1958, S. 381).

Die Stellung dieser Scholle ist insofern problemreicher, da sie nicht allseits frei schwimmt, sondern an ihrem Westrand scheinbar mit dem Faltenystem der Lechtaldecke, das in den Ostabfällen von Pimigspitze—Schwarzer Kranz tief unter der Krabachjoch-Deckscholle hinzieht, zusammenhängt. Der Verdacht lag bereits auf Grund der Karte von O. AMPFERER (1932) nahe, auf der man den Hauptdolomit der SW-Spitze der Scholle in Richtung Almajurtal unter dem Lias der Lechtaldecke verschwinden sieht und man in den beiden Spitzen am Westrand im Walchner Teil (Mitte) und am Hundskopf (NW-Rand der Scholle) nach der Karte und nach der Abbildung bei AMPFERER (1932, bei S. 104) antiklinalen Bau und Einbindung in der Umgebung vermuten könnte. Dieser Verdacht wird ferner bestärkt durch die Darstellung von K. E. KOCH (1966), der nach Neuuntersuchung den Rhät-Ausläufer der „Deckscholle“, der sich vom Walchner Teil gegen NE fortsetzt (Taf. 6), tatsächlich als Antiklinale zeichnete (Taf. 5, Prof. A) und analog einen vom Abschnitt Hundskopf—Walser Böden gezeichneten Rhätfortsatz (Taf. 6) als Antiklinale zwischen Liasschiefern eintrug (Prof. A).

Besondere Beachtung verdient ferner der zwischen der Hauptdolomit-Schubmasse der Griebtalerspitze und dem Kreidesockel sich einschaltende Aptychenkalk, der im Sinne der Deckenlehre entweder (E. SPENGLER 1951, S. 192) als Verkehrtchenkel der als Faltendecke aufgefaßten Inntaldecke gedeutet oder aber (O. REITHOFER 1956,

S. 220) als tiefere Schuppe dieser Decke angesehen worden war. Beide Deutungen sind aber bereits mit dem Kartenbild bei O. AMPFERER (1932) nicht vereinbar, auf dem die Fortsetzung dieses Aptychenkalkzuges über den Hahnleskopf streicht, das Kaisertal quert, in dem Faltensystem der Lechtaldecke ober der Pimigalm einmündet und daher auf diese Art die „Inntaldeckscholle“ ebenfalls mit dem Untergrund verbunden wäre. So habe ich 1970 c, Abb. 1 und S. 128 angesichts dieser Schwierigkeiten die Stellung der Scholle als fraglich bezeichnet und sie zunächst ohne nähere persönliche Kenntnis der Verhältnisse als parautochthone Bestandteil der Lechtaldecke belassen.

Ein mehrfacher Besuch der verschiedenen Abschnitte dieser Scholle im Sommer 1970 aber hat diese Schwierigkeiten Stück um Stück abzubauen lassen. Wenden wir uns zunächst dem Ostabschnitt der Scholle im Sulzetal zu. Von hier hatte auch R. HUCKRIEDE (1958, S. 381) ausgeführt, daß der Hauptdolomit dieser von ihm als „Grießtaler Sattel“ bezeichneten Scholle „von E, vom Sulzetal aus, den Eindruck einer frei auf Jura und Kreide schwimmenden Deckscholle macht . . . M. RICHTER erkannte einen allerdings stark reduzierten stratigraphischen Verband vom Hauptdolomit über Kössener Schichten und Fleckenmergel zum Aptychenkalk der ‚Lechtal-Decke‘. Die Neukartierung wies diesen stratigraphischen Verband fast rings um den nach W abtauchenden und nach E jüngeren Gesteinen aufgeschobenen Sattel nach. Von einer unten gänzlich abgequetschten autochthonen Klippe (RICHTER in RICHTER & SCHÖNENBERG 1954, S. 62) kann man hier ebensowenig sprechen wie von einer Deckscholle“.

Die Überprüfung der Lagerungsverhältnisse der Grießtaler Spitze im Bereich des Sulztales und auch im Westen aber hat derartig konträre Ergebnisse gegenüber dieser Darstellung erbracht, daß hier nur eine Nichtbegehung wichtiger Abschnitte dieses Gebietes der mißlichen Darstellung bei HUCKRIEDE zugrunde liegen kann. Bereits bei O. AMPFERER, Blatt Parseier Gruppe, erkennt man, daß von einem stratigraphischen Verband der Hauptdolomitkappe des Grießtalerspitzstockes im Norden, Osten und Süden, also an drei Seiten, keine Rede sein kann (gegen Westen setzt ja die Deckscholle weiter fort, s. u.). Es trennt vielmehr eine, nach dieser Karte am besten als liegende, vom Untergrund gegen Norden abgerollte Falte zu deutende Struktur mit Radiolarit im Kern und jüngeren Aptychenschichten im Hangenden und Liegenden die diskordant stehende Hauptdolomit-Deckscholle vom Kreide-Untergrund.

Die Geländebeobachtungen zeigen nun, daß die Trennung von Deckscholle und Kreide-Untergrund des muldenförmig gebauten Sockels durch das Auftreten einer Reihe weiterer, von O. AMPFERER noch nicht erfaßter Schichtglieder noch eindeutiger, noch unzweifelhafter wird. Zunächst schaltet sich im Liegenden der Radiolarit-Aptychenkalk-Zone des Rotschrofen-Falten-Schuppensystems unter der Rotschrofen-spitze ein diskordant zugeschnittener mächtiger Keil von Hauptdolomit ein, auch schon von der gegenüberliegenden Talseite als solcher erkennbar (Abb. 46, Pkt. 1). Er besteht aus einem gut gebankten, 55–70° steil gegen Norden (340–020°) einfallenden Dolomit, der basal in dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. gebänderten, an Muschelgrus reichen (karnischen?) gebankten Dolomit übergeht. Der Keil bildet eine weitere, tiefere Schuppe, die sich mit scharfer tektonischer Grenze im Liegenden und Hangenden als weiteres selbständiges, trennendes Element einschiebt. Der überschobene Aptychenkalk mit B 315/10° ist basal extrem beansprucht. Ein weiterer Span dieser Schuppe findet sich unter dem NE-Sockel des Grießtalerspitz-Oberbaues, wo weitere Hauptdolomitschollen auch noch innerhalb des zerschlizten Aptychenkalk-Radiolarit-Gürtels aufscheinen (Pkt. 4 der Abb. 46, auf der die weitere Gliederung dieser Zone gegen N nicht ausgeführt ist).

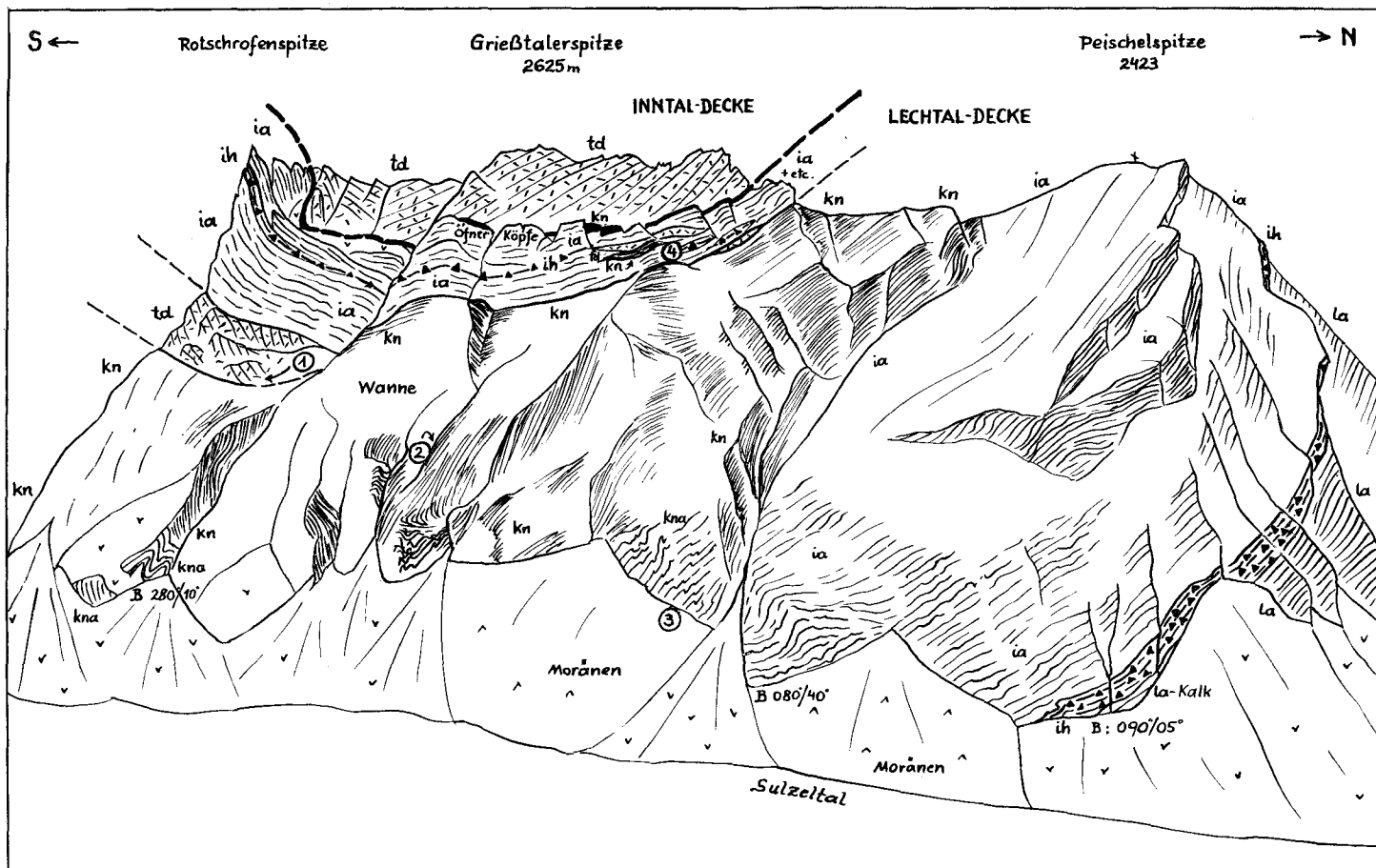


Abb. 46: Ansicht der Griesalperspitze von Osten. Man erkennt zuoberst die hier frei schwimmende diskordante Hauptdolomit-Deckscholle der Inntaldecke, darunter die in sich intensiv verfalltete und verschuppte Dachschuppe der Lechtaldecke (Rotschrofenschuppe), basal die mächtige Kreide der Lechtaldecke (kn — Kreideschiefer, kna — neokome Aptychenschichten). Die Rotschrofen-Schuppenserie vermittelt keineswegs zwischen Inntal- und Lechtaldecke, sondern führt hangend noch Kreideschiefer (kn), liegend Hauptdolomit, sodaß hierdurch die Trennung verdeutlicht wird.

Als weiteres Argument gegen die Annahme eines stratigraphischen Verbandes von Deckscholle und Sockel sind die über dem Radiolarit-Aptychenkalkgürtel der Rotschrofen-Schuppenzone aufgefundenen Kreideschiefer der Öfner Köpfe („kn“ auf Abb. 46) hervorzuheben, da sie sich unmittelbar unter dem diskordant überschobenen Hauptdolomit des Gipfelaufbaues einstellen.

Die Lagerungsverhältnisse in der Griebtalerspitz—Rotschrofenspitz-Gruppe zeigen demnach deutlich, daß die Griebtalerspitzscholle nicht als Sattel gedeutet werden kann, daß sie nicht durch einen verkehrt liegenden Flügel zum Untergrund verbunden ist, sondern die gesamte Basis eine diskordante Überschiebungsfläche bildet und daß sich darunter ein in der ganzen Breite der Scholle mitgeschlepptes, kompliziertes, vom Untergrund (Lechtaldecke) stammendes Falten-Schuppen-System der Rotschrofen-Zone befindet. Der Herkunftsort dieses Systems muß zufolge der dominierenden Nordvergenz und der heute unmittelbar darunter folgenden mächtigen Kreideschieferzone weiter aus dem Süden, etwa vom Falmedonzug bzw. der Blahdenmahd-Antiklinale abgeleitet werden. Dabei hat kein aktiver Prozeß diese Falte aus der ihrer Struktur nach nicht hierzu geeigneten Antiklinale herausgepreßt, sondern sie ist durch das Abziehen der Haut, des Mantels der Antikline durch die darüber hinwegbewegte Decke mitgenommen und ausgewalzt worden.

Betreffs der Bewegungsrichtung und Faltenprägung springt als Hauptelement auch hier zunächst die gegen Norden überschlagene, geschleppte Falte mit W—E-Achse ins Auge — besonders im Jungschichtenanteil des zur Tajaspitzmulde gehörigen Sockels. Mit steilem achsialem Westfallen sinkt dieser Muldenzug rasch gegen Westen unter die Rotschrofen-Schuppenzone und Griebtalerspitz-Deckscholle ab. Die Streichwerte dieser W—E ziehenden Faltenstränge streuen etwas, ihr Schwerpunkt liegt zwischen (070) 080—100° bzw. 260—280°.

Markant aber ist hier auch die starke Wirkung einer deutlich gegenüber dieser Längsfaltung älteren, schrägen Faltungsphase, die Achsen um 035—040° bzw. 220—225° geprägt hat. Diese Strukturen können als prächtige, große schräge Falten entwickelt sein (Punkt 2 der Abb. 46). Vielerorts erkennt man ihr relatives Alter, indem sie von den W—E-Falten umgeprägt werden. Kräftige liegende Falten der älteren Richtung sind komplett zusammengeklappt und in der neuen Richtung abermals zu liegenden Falten verformt. Besonders schöne Beispiele sind bei Pkt. 3 und 4 der Abb. 46 sichtbar (Pkt. 3: ältere Achse 035°, jüngere 070/40°; Pkt. 4: älteres B 220/50°, jüngeres 100/40°).

Während demnach die Deckschollen-Natur der Griebtalerspitzscholle in ihrem Ostabschnitt nicht in irgendeiner Form in Frage steht, liegt ein scheinbar schwieriges Problem im Westabschnitt der gleichen Scholle vor. Die Frage lautet hier: Binden die beiden Zungen beim Hundskopf und im Walchner Teil tatsächlich durch antiklinalen Bau die „Deckscholle“ mit dem Faltensystem des Untergrundes, wie oben angedeutet? Keinesfalls. Wie Abb. 47 zeigt, ist bereits im Grunde des Kaisertales das Ausheben des Hauptdolomites der Hundskopfszunge am Aufschwung des nördlichen Falten-schenkels der letzten, nördlichsten Hauptdolomitfalte zu sehen. Über die Walser Böden und die dahinter liegende Gamsweide aber zieht keine Fortsetzung von Kössener Schichten, wie nach K. E. KOCH (1966, Taf. 6) anzunehmen gewesen wäre, der hierdurch die Scholle mit dem Faltensystem des Untergrundes bindet. Aptychenkalke stehen in der entsprechenden Zone an.

Noch eindrucksvoller ist das Ausheben der Griebtalerspitzscholle mit ihrem westlichen Zipfel, jenem im Walchner Teil. Der Hauptdolomit und das damit verbundene Kössener Rhät eines reduzierten verkehrten Schenkels heben eindrucksvoll über dem

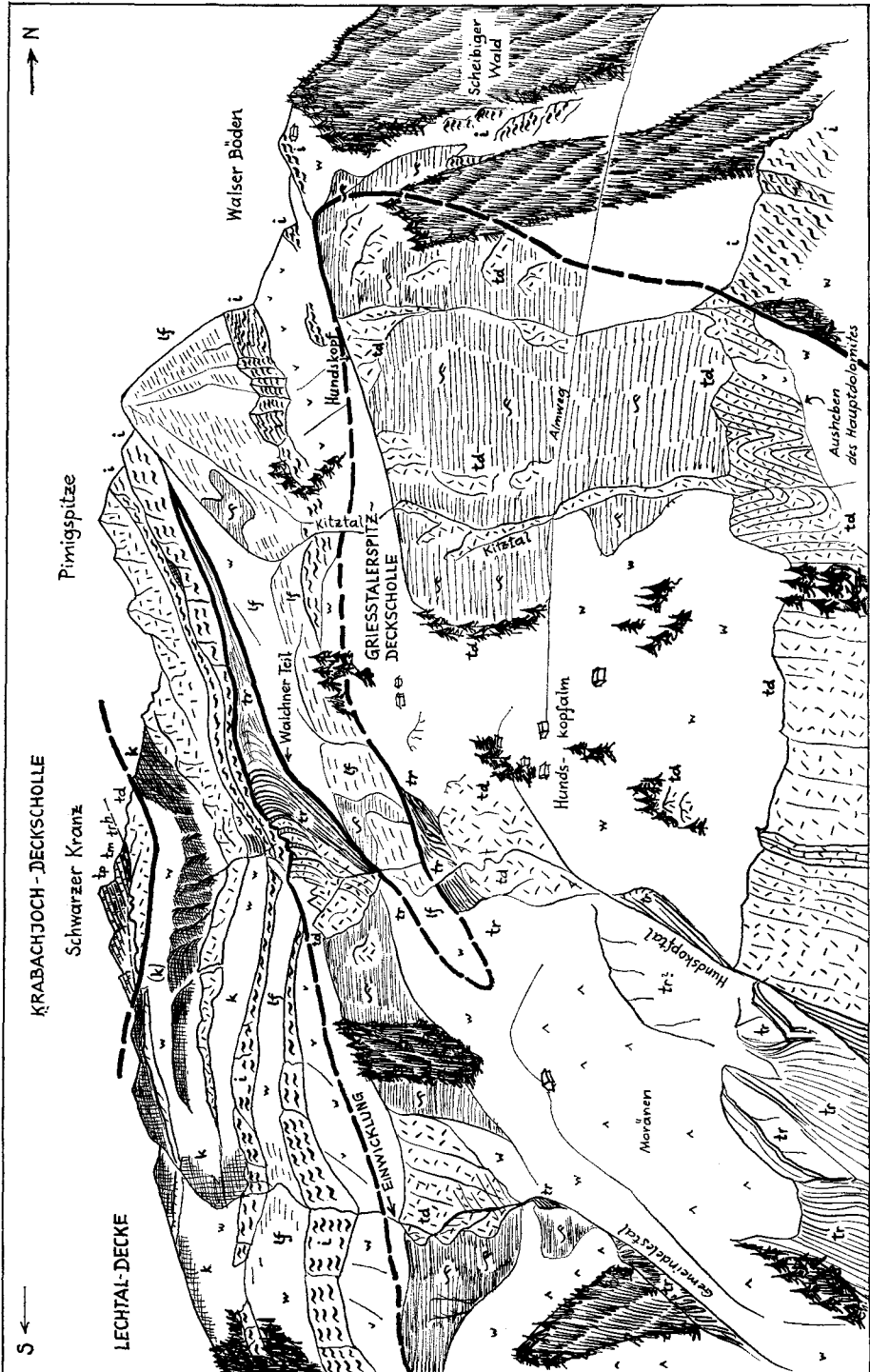


Abb. 47: Die Ansicht des linken Gehänges des Kaisertales gegenüber Kaisers zeigt das Falten-system der Lechtaldecke, das vom Tirolikum überschoben wurde. Dieses liegt heute noch geschuppt in Form der Krabachjoch-Deckscholle im „Schwarzen Kranz“ auf, erscheint aber noch in einem zweiten Lappen, der Griesstalerspitz-Deckscholle, tief versenkt und im SW eingewickelt, die aber bereits am West- und Nordwestrand (Walchner Teil, Hundskopf) aushebt. Abkürzungen wie üblich — abgesehen von „i“, womit Aptychenkalk und Juraradiolarit hier zusammengefaßt sind.

aus Aptychenschichten bestehenden Untergrund aus, wie bereits die Übersichtsskizze Abb. 47, besser noch das Detail dieser Stelle, Abb. 48, erkennen läßt. Die Kössener

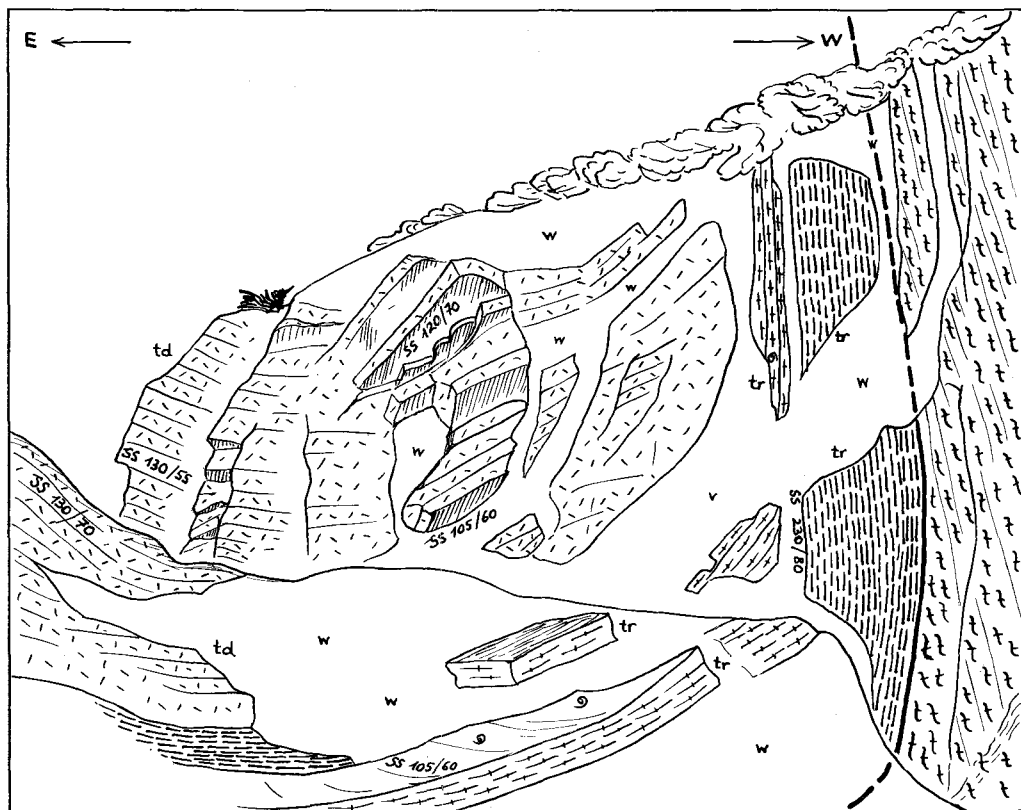


Abb. 48: Detail zur vorigen Abbildung, das muldenförmige Ausheben der Hauptdolomit-Rhät-Serie der Griebtalerspitz-Deckscholle im Walchner Teil über Aptychenschichten (rechts) der Lechtaldecke zeigend. Blick von Norden, Bildlänge etwa 60 m.

Schichten heben in vorbildlicher Mulde aus, der Hauptdolomit im Zentrum kommt nicht als Antiklinale aus der Tiefe, sondern liegt im Muldenkern, ebenfalls synklinal gebaut, auf. Von hier zieht tatsächlich ein langer Span von Kössener Schichten, wie bei K. E. KOCH dargestellt, in Richtung Pimigspitz-Osthang im Wiesengelände weiter und kann nach den abgebildeten Lagerungsverhältnissen nur als eingewickelter Sporn gewertet werden.

Der dritte Fortsatz der Scholle aus Hauptdolomit im Almajurtalgrund verschwindet zufolge seines SSE-Fallens tatsächlich unter dem Jura der Lechtaldecke, sodaß hier entgegen den beiden anderen Stellen ein Abtauchen der gleichen, im Westen und Nordwesten aushebenden Masse vorliegt.

Bei Betrachtung der Gesamtkontur der Scholle ergibt sich für diese Hauptdolomit-Rhät-Masse besonders unter Berücksichtigung der klaren Überschiebung der Griebtalerspitze selbst eindeutig der Charakter einer Deckscholle, die im SE, E, N, im NW und W generell über dem Untergrund aushebt und nur im SW-Zipfel von der Unterlage eingewickelt wird.

Die Einwicklung der Deckscholle im SW aber, ferner ihre eigenartige Tiefschaltung gegenüber der aus der gleichen Einheit entstammenden Krabachjoch-Deckscholle erfolgte durch eine sekundäre Schuppung des Deckenpaketes, durch einen Einwicklungsvorgang großen Stils, wie bereits O. AMPFERER (1932, S. 73) und E. SPENGLER (1951, S. 193 f.) formuliert haben. Durch die neueren Untersuchungen der Region Kaisers—Pettneu ist auch die nähere Ursache für diese Einwicklung im Almajurtal und die Höhererschaltung der westlicheren Scholle klargestellt worden: Hier zieht die große, nach dem nordvergenten Überschiebungsbau in jüngerer Phase entstandene „Schrägzone von Kaisers“ (Schrägzone von Steeg—Pettneu) durch, an der die Quertektonik wichtige, schuppenförmig übereinandergestapelte Elemente bildete, gegen NE vordrang und die älteren W—E-Strukturen umprägte oder abschnitt (R. HUCKRIEDE 1958, S. 382; R. FELLNER 1966, S. 853) oder eben einwickelte.

Die Griebtalerspitzscholle ist demnach zusammenfassend als eine Deckscholle der Inntaldecke zu werten, die im SE, E, N und W frei aushebt, durch lokale Kössener Schichtreste unter dem Hauptdolomit einen reduzierten Liegendschinkel andeutet, unter sich als Walzfallte einen Juralappen der Lechtaldecke mitgenommen hat und im SW in der jüngeren Schrägaufschiebungszone von Kaisers tiefgeschaltet und eingewickelt worden ist. Die Scholle gibt ein schönes Beispiel für kompliziertes alpines Geschehen, das sich aber durch die gute Aufgeschlossenheit der Region insofern befriedigend durchschauen läßt, als nunmehr allen beobachtbaren Gegebenheiten Rechnung getragen werden kann.

Nördlich der Krabach-Schubmasse steckt in den unterlagernden Kreideschiefern der Lechtaldecke wurzellos der tektonisch extrem beanspruchte und komplizierte Triasspan der Lärchspitze—Pimigspitze eingekeilt. Von O. AMPFERER (1932, S. 44, 104) und E. SPENGLER (1953, S. 28) wurde dieser Span als Fortsetzung der Wösterspitzschuppe gewertet, aber zur Inntaldecke gerechnet — während heute die Wösterspitzschuppe eindeutig als Element der Lechtaldecke anzusehen ist. K. E. KOCH (1966, S. 631) hat die Scholle als eine aus dem Untergrund ausgepreßte Sattelstruktur gedeutet. Da ich zur Prüfung der Frage im Gelände ursprünglich keine Gelegenheit hatte, beließ ich auf Abb. 44 diese Einheit im bisherigen Sinne (Wösterspitzschuppe) beim bajuvarischen Untergrund, während eine andere Taxierung der Verhältnisse auch darin ebenso wie bei der südlich benachbarten Schöneegg-Scholle und bei der östlich unterhalb eingekeilten Griebtalerspitz-Scholle ein an Teilästen der erwähnten Schrägzone von Kaisers eingewickelt Element der Inntaldecke erkennen lassen könnte.

Die Prüfung der Frage im Gelände hat ergeben, daß der Lärchspitzzug als genaues Gegenstück zur Hauptdolomitschuppe über der Kreide auf der Westseite des Bockbachtals (Wösterspitzschuppe) wohl zurecht als Fortsetzung dieser Einheit und nicht als eingewickelte Deckscholle zu werten ist: Einerseits heben die Kreideschiefer S davon steil gegen Norden über dem Lärchspitzzug aus, andererseits keilt die Obertriasplatte der Wösterspitzschuppe im Hintergrund des Bockbachtals unter rascher Mächtigkeitsabnahme lang geschwänzt in den Kreideschiefern aus und markiert eine Reihe von Obertriasspanen in dieser Kreide die einstige Bewegungsbahn des heute abgerissenen Triaskernes der Lärchspitze in den Jungschichten.

Die Krabachjochdecke

Im Jahre 1914 hatte O. AMPFERER (S. 322) auf Grund der Krabachjochscholle und Larsenscholle eine weitere, über der Inntaldecke auflagernde großtektonische Einheit, die Krabachjochdecke, aufgestellt. Sie fiel im Zuge der Umdeutung des Deckenbaues zu gebundener Tektonik am ersten der Uminterpretation durch C. KOCKEL (1954) zum Opfer. Dadurch, daß vom östlich benachbarten Tschirgant her ein Gewölbe gerade

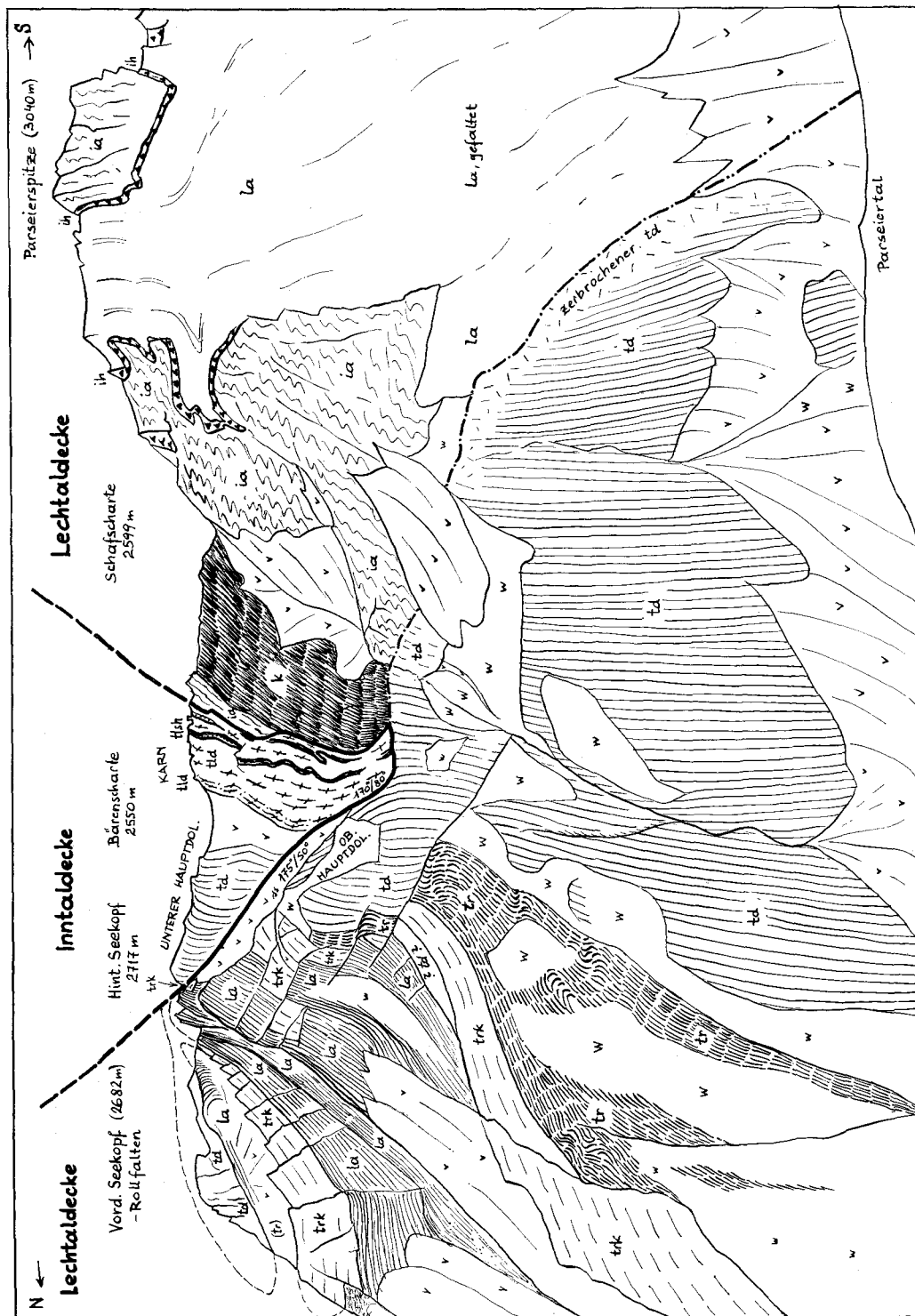


Abb. 49: Das SW-Ende der Inntaldecke N der Parseier Spitze, von W gesehen.

in Richtung Larsennscholle nach W zieht und diese Scholle auch faziell gut zum Tschirgant paßt, war die Umdeutung des Ostabschnittes der Krabachjochdecke bald auch von den österreichischen Geologen anerkannt worden. Die im Westen gelegene Krabachjochmasse selbst wurde hingegen zwar meist nicht im Sinne der Pilzfaltentheorie wie von K. KOCH (1958, S. 206) gedeutet, wohl aber oft einfach als lokales Teilelement der Inntaldecke aufgefaßt. Nun aber läßt sich auf Grund der Auswertung neuester Beobachtungen verschiedener Autoren auch in diesem letzten, noch in Schwebelage gewesenen großtektonischen Fragenkomplex der Westkalkalpen eine Entscheidung fällen, die wiederum — wie bei den übrigen revidierten Bereichen — zugunsten O. AMPFERERS ausfällt. Derart ist auch die Darstellung auf Taf. 11—12 zu modifizieren.

Was zunächst die Larsennscholle betrifft, so hat in neuerer Zeit L. RENATUS (1968) durch Neukartierung die alte, bis zur Zeit C. KOCKELS herrschende Darstellung beträchtlich revidiert und gezeigt, daß keine verkehrte Serie den Wettersteinkalk der Scholle über Raibler Schichten zum Hauptdolomit des Untergrundes bindet, sondern die Scholle allenthalben, wo aufgeschlossen, mit aufrechter Serie mit Muschelkalk an der Basis einsetzt. Allerdings blieb auf seiner Karte ein eigenartiger, weithin zwischen Scholle und Hauptdolomit-Untergrund eingeschalteter Streifen karnischer Gesteine. Durch eine weitere Kartierung (W. MÜLLER-JUNGBLUTH 1970, Taf. 2) wurde aber auch dieser Streifen bis auf Späne im SE und NW reduziert, die Überschiebung des Muschelkalkes erfolgte im Westen und Süden (die NE-Seite ist ja durch Verschüttung verhüllt) auf Unteren und Mittleren Hauptdolomit. Damit fallen alle älteren tektonischen Gesichtspunkte, die für eine Einbindung in den Untergrund sprechen, weg. In fazieller Hinsicht muß bei Rücknahme an den südlichsten Rand der Kalkalpen dann nochmals eine Wetterstein-Faziesschwelle hinter einem Partnachtrog, der noch im Südrandbereich der Inntaldecke liegt, angenommen werden.

Eine weitere Entdeckung bestätigt nun vollends die Existenz einer solchen höheren Schubmasse über der Inntaldecke im Raum der Larsennscholle. 3 km W davon wurde am Gipfel des Bergwerkkopfes über dem muldenförmig gebauten Hauptdolomit eine Deckscholle von Wettersteinkalk entdeckt (W. MÜLLER-JUNGBLUTH 1970, S. 275 und Taf. 2; J. WESTRUP 1970, S. 126 und Taf. 1—2). Die Deckscholle zeigt nach letztgenanntem Autor aufrechtes Geopetalgefüge und kann nach den klaren Lagerungsverhältnissen einerseits nur als Gegenstück zur Larsennscholle, andererseits aber nur als freischwimmende Klippe gedeutet werden. Auch im zwischenliegenden Abschnitt ist eine vermittelnde, allerdings an Brüchen eingesenkte Wettersteinkalkscholle („Tagkarscholle“) durch J. WESTRUP gefunden worden. Damit ist die Existenz der Krabachjochdecke in diesem Abschnitt außer durch die Larsennscholle auch durch die Tagkar- und Bergwerkkopf-Klippe belegt.

Die tektonische Zerteilung der allochthonen (s. o.) Krabachjochmasse zeigt aber, daß die Krabachjochdecke auch im Westabschnitt vertreten ist. In dieser Schubmasse folgt über dem in reicheren Profilen als tektonisch von der Krabachmasse unabhängig und aufrecht lagernd (K. E. KOCH 1966, Abb. 10—19 und Taf. 5) erkennbaren Schürflingsteppich aus Jura- bis Unterkreidespänen zunächst eine tiefere große Deckscholle mit vorwiegend Hauptdolomit, stark ausgedünnt, gefaltet und nur im NW im Rüfikopf zu großer Mächtigkeit anschwellend („Rüfikopf-Deckscholle“). Sie lagert ebenfalls normal, wie die Symbole im Hauptdolomit bei K. E. KOCH (1966, Abb. 15, 17 und Profile Taf. 5) sowie die in den Mulden im NW erhaltenen jüngeren Schichtglieder anzeigen. Diese Scholle nimmt die Position der Inntaldecke ein. Darüber aber folgt, wiederum aufrecht lagernd, die Krabachjochdeckscholle s. str. mit ihrer Serie vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit als westlicher Repräsentant der gleichnamigen Decke. Die Deutung des unteren Stockwerkes als verkehrter Schenkel einer liegenden Falte, dessen jüngere Glieder in den Schürflingen zu sehen seien, ist damit hinfällig, die beiden Hauptstockwerke sind aufrecht lagernde Stücke übereinanderliegender selbständiger Decken.

In der weiten dazwischenliegenden Region hat eine im Quer-Streifen O. Stockach—Flirsch verlaufende flache und weitspannige jüngere Queraufwölbung nicht nur die Abtragung der Krabachjochdecke, sondern auch der Inntaldecke bis auf den Lechtaldecken-Untergrund bewirkt.

So ist auch die Anis-Scholle S vom Hintersee-Jöchel SE des obersten Kaisertales, die von M. RICHTER (1930, S. 53) und O. AMPFERER (1932, S. 78) noch als Rest der Krabachjochdecke angesehen worden war, im Sinne von R. HUCKRIEDE (1958, S. 382) nur als Fortsetzung der Altschichtglieder der Kaisertalschuppe, also als Bestandteil der Lechtaldecke anzusehen. Der Besuch der Scholle zeigte, daß ihr basaler Anisdolomit mit *Dadocrinus gracilis* BUCH gegen Westen noch unter den Hauptdolomit der Lechtaldecke ein Stück untertaucht. Ihre isolierte Lage gegenüber letzterem kommt durch eine $285^{\circ}/65^{\circ}$ steile bruchtektonische Störung zustande. Die Unterbrechung der direkten Fortsetzung zwischen der älteren Trias der Kaisertalschuppe und dieser Scholle durch den im teilweise schuttverdeckten Kridlonseekar sichtbaren Hauptdolomit ist z. T. durch das auch weiter im Westen erfaßbare Blattverschiebungssystem erklärbar.

Die Entwicklung der Vorstellungen vom Bau der Westkalkalpen und die Grundlagen der Idee einer gebundenen Tektonik

Nach Revision der für die Frage des Deckenbaues der westlichen Kalkalpen wesentlichen Stellen, von denen zuvor einige markante Abschnitte zur Sprache gekommen sind, zeigt sich, daß die Auffassung vom tektonischen Bau, wie sie in den Grundzügen O. AMPFERER früher gegeben hat, zurecht besteht. Deckenstruktur beherrscht den Bau dieses Gebirgsabschnittes.

Der Baustil könnte kurz folgendermaßen charakterisiert werden (vgl. Taf. 1). Die Allgäudecke zeigt mit ihrer der Trias auflagernden mächtigen mergelreichen Jura-Kreide-Serie auf weiten Strecken einen engen, nordvergent überkippten Faltenbau, auch einige nicht ganz untergeordnete Schuppen. Der Bau der Lechtaldecke ist im allgemeinen etwas ruhiger, großzügiger Faltenbau beherrscht weite Teile dieser Einheit zwischen Innquertal und Lech. Auch die Region Klostertal und Rhätikon ist nicht so intensiv gefaltet, sondern ist jung in Schollen zerrissen, aber auch Strecken mit sehr steilen, eng gepreßten Falten, die bis zur Bildung autochthoner Klippen führen können, sind vertreten, so z. B. östlich von Lech und vor allem zwischen dem Kaisertal und dem Parseiertal, also einem Abschnitt, der einst zum Großteil von der hier nur in Schollen erhaltenen Inntaldecke überfahren worden war. Tauchfaltenstrukturen im Rücken der Decke sind die unmittelbaren Zeugen für die Kraft der darüber hinweggeschobenen höheren Masse (Madau- und Seekopf-Tauchfalten unter dem Inntaldecken-Westrand, Schlepp- und Tauchfalten und -schollen S Fallesin und S Krabachjochscholle). Von Interesse ist, daß die Platte der Lechtaldecke z. B. im Allgäuer Hauptkamm offenbar bereits während der Überschiebung in teilstirnartige liegende Falten geworfen worden ist, die teils zu Schuppen durchgerissen sind. Die Krabachjochdecke konnte mit neuen Argumenten bestätigt werden.

Aus der Stirnzone der Lechtaldecke verdient die Stirnschuppenbildung in mehreren Abschnitten von der Wendelstein-Stirnschuppe im E angefangen über die Vilsner Stirnschuppe bis zur Wandfluh-Stirnschuppe in Vorarlberg hervorgehoben zu werden. In den letztgenannten beiden Fällen blieb die einst aufrecht überschobene Frontalpartie der Decke liegen und wurde von dem aus einer mächtigen Liegendfalte abgescherten Hauptteil der Decke überwältigt, sodaß hier ausgedehnte verkehrte Serien zwischen Stirnschuppe und Hauptkörper der Lechtaldecke, mit letzterem noch verbunden, anzutreffen sind. Eine Steigerung der Komplikation trat gerade in diesen Schollen durch eine sekundäre, weitere Einengung ein, die den Deckenstapel als Ganzes betraf und potenzierte Faltung bewirkte, sodaß hierdurch z. B. lange, schmale Ein-

schleppungen der Jungschichtenunterlage in Deckensattelkerne erfolgte, die später zufolge der Erosion als überschlagene, verschleppte und auch verschleifte Streifen-Halbfenster in Erscheinung traten. Auch die Inntaldecke zeigt eine Stirnschuppe, u. zw. in Form der mächtigen Karwendel-Stirnschuppe, die bis in die „Vorbergzone“ südlich der Puitentalzone reicht. Der Innenbau der Inntaldecke kann ziemlich ruhig (Westteil), relativ regelmäßig und großzügig gefaltet (Ostteil), oder eng und steil bis zum Zerreißen gefaltet sein (Westrand).

Der Deckenbau der Westkalkalpen ist so wie jener in den übrigen Abschnitten dieses Gebirgssystems in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts erkannt, erforscht und in zahllosen Detailarbeiten anhand von schönen, gut erschlossenen Strukturen überzeugend belegt worden.

Um die Jahrhundertwende hatte sich mit der Anwendung der Deckenlehre auf die Ostalpen durch P. TERMIER (1903, S. 711 ff.) und auf den Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen durch E. HAUG & M. LUGEON (1904, S. 892 ff.) der Umbruch in der Vorstellung vom Gebirgsbau vollzogen, der sich in unmittelbarer Folge auch in der Erklärung der tektonischen Strukturen der westlichen Kalkalpen geltend machte. Doch schon knapp zuvor waren die beiden tieferen Hauptelemente des Deckenbaues der Westkalkalpen durch A. ROTHPLETZ erfaßt (1902, S. 46, Abb. 16) und als Allgäuer- und Lechtaler Schubmasse bezeichnet worden. Schon durch A. ROTHPLETZ wurde die flache, allerdings von ihm als westvergent gedeutete, regionale Überschiebung der in der Folge als Decken bezeichneten Schubmassen in einer auch später im wesentlichen gültig bleibenden Abgrenzung zutreffend erkannt, beschrieben und kartennmäßig dargestellt (1905, Taf. 5 und geol. Kt.).

Auch im Südteil der Kalkalpen war die große Überschiebung am Nordrand der später als Inntaldecke bezeichneten Einheit, die Karwendel-Überschiebung, von O. AMPFERER bereits vor dem Durchbruch der Deckenlehre in den Ostalpen, nämlich im Jahr 1901 erkannt und 1902, S. 276, beschrieben worden. O. AMPFERER war es dann, der in vierzigjähriger Aufnahmearbeit in Tirol und Vorarlberg den Bau der westlichen Kalkalpen in einer an Leistungsumfang und an Geschlossenheit der Aufnahme nicht zu überbietenden Art im Detail und in den Großstrukturen geklärt hat. Auf rund 30 Aufnahmeblättern im Maßstab 1:25.000 der österreichischen Spezialkarte sind seine Kartierungsergebnisse im Manuskript festgehalten, auf 11 Blättern der geologischen Spezialkarte ist die Umzeichnung im Druck erschienen. Aus diesem monumentalen Kartierungswerk, auf der Basis der genauen Kenntnis der Struktur des Gesamtgebietes erwuchs bei O. AMPFERER die klare Vorstellung vom deckenförmigen Bau dieses Gebirgssystems aus Allgäu-, Lechtal-, Inntaldecke (1911, S. 681) und noch kleineren Schollen, die als Krabachjochdecke (1914, S. 307) zusammengefaßt worden waren. Nicht theoretische Erwägungen, sondern Anschauung und Einfühlungsvermögen haben so ein Strukturbild erstehen lassen, das sich auch durch die übrigen österreichischen Forscher und im bayrischen Anteil besonders durch die Arbeiten der deutschen Geologen aus der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen bestätigen ließ. Kennzeichnend für diese Zeit der Forschung auf deutschem Boden ist etwa die Monographie über das Ammergebirge von C. W. KOCKEL, M. RICHTER und H. G. STEINMANN aus dem Jahre 1931.

Umso überraschender erschien daher zu Beginn der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts der zunächst vorsichtig und schrittweise, dann aber rapid um sich greifende Umschwung in der Denkweise der deutschen Geologen, die in den westlichen Kalkalpen arbeiteten u. zw. in Richtung auf die gebundene Tektonik. Die Initiative in dieser Denkrichtung ging von E. KRAUS, C. W. KOCKEL und M. RICHTER aus, also von Forschern, die selbst jahrzehntelang zuvor Wesentliches zur Klärung des Deckenbaues der westlichen Kalkalpen beigetragen hatten. Die Umdeutung des Deckenbaues hatte mit den Ausführungen von E. KRAUS bei dem Kolloquium des Münchner

Geologischen Institutes in Bezug auf die „Inntaldecke“ begonnen (Publikationen hierüber von K. BEURLÉN 1944, S. 239 ff. und E. KRAUS 1949, S. 31 ff.), wurde durch C. W. KOCKEL (1954, S. 531) mit der Umdeutung der Larsennscholle westlich von Imst fortgesetzt und durch M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955) zu tiefgreifender Wirkung verholfen. Rasch vollzog sich der Siegeszug der neoautochthonen Auffassung in Kreisen deutscher Forscher und die anfangs geäußerten Einwände einiger österreichischer Geologen — zunächst noch O. AMPFERER selbst, dann W. HEISSEL, E. SPENGLER, O. REITHOFER u. a. — sowie von B. ENGELS, der durch kleintektonische Untersuchungen die Unrichtigkeit der Doppelfaltentheorie erkannt hatte, verstummten bald, sodaß schließlich auch von österreichischer Seite allmählich an der Existenz eines Deckenbaues in den westlichen Kalkalpen zu zweifeln begonnen worden war. Auch B. ENGELS sprach später seine Zweifel aus, von kleintektonischen Strukturen auf die Großformung schließen zu dürfen (Diskussion S. 179 in W. SCHWAN 1964, erschienen 1970).

Dabei aber besteht die Vorstellung vom Deckenbau der Kalkalpen aus der klassischen Zeit der Deckenlehre vollkommen zurecht, wie die eigenen, teils hier, teils in den Arbeiten 1970 a und c vorgelegten neuen Beobachtungen an all den in Zweifel gezogenen Stellen in klarer Weise gezeigt haben. So verdient die Tatsache, daß durch etwa 15 Jahre hindurch ein durch die Deckenlehre überwundenes Denkschema wiederum mit solcher Gewalt hervorbrechen konnte und rasch geschlossen ganze Schulen, die hier arbeiteten, erfassen konnte, auch im Hinblick auf die historische Entwicklung der Eigenart der geologischen Forschung besonderes Interesse und es sollen daher noch einige Gedanken diesem Thema gewidmet werden.

Die Grundlage für alle Umdeutungen entgegen der Deckenlehre bildet nach wie vor die Tatsache, daß wir uns das großartige Geschehen der Überschiebung dünner Gesteinsdecken über viele Zehner von Kilometern hin mechanisch nicht vorstellen und erklären können, es sei denn in Form eines Gleittransportes, der allerdings nur in ganz wenigen Fällen zur Erklärung herangezogen werden kann. Es ist zweifellos diese Denkschwierigkeit, die nicht nur die theoretischen Konzepte prägt, sondern auch die Art der Geländebeobachtung und die Art der Wiedergabe des Geschautes beeinflusst, wie an einer Reihe konkreter Beispiele erläutert werden kann. Hierzu muß man sich aber stets vor Augen halten, daß auch in anderen Wissenschaften, wie in der Mathematik, Physik, Astronomie u. dgl. zahlreiche Erscheinungen in ihrem Wesen noch immer nicht letztlich durchdrungen sind oder ihre Ursachen jenseits der Vorstellbarkeit liegen und wir doch auf Grund der Erscheinungen und Auswirkungen hier mit Realitäten rechnen müssen. Das hat W. SCHWAN (1966, S. 189 f.) in seiner Stellungnahme zur Problematik des Deckentransportes zutreffend dargestellt. Deckenbau ist das beherrschende Element in vielen Kettengebirgen der Erde und wir können in Deckengebirgen die komplizierten Strukturbilder wie etwa Doppelfenster u. a. bei Berücksichtigung des Deckenbaues wesentlich besser verstehen.

Worin liegen nun die konkreten Ursachen für die Fehleinschätzung der Gesamtstruktur, wenn wir von den normalen, überall mitspielenden Fehlerquellen, wie einfache Kartierungsfehler, zu lockerem Begehungsnetz, Außerachtlassen von Lagerungsdetails oder ablesbaren Vergenzrichtungen u. dgl. absehen. Es sind einige Strukturtypen, die wiederholt und nicht nur hier Fehlbeurteilungen bewirken können.

1 a. Die Ausbildung einer „Scheinserie“, wie ich das tektonisch bedingte Zusammentreffen mehrweniger gut zueinanderpassender stratigraphischer Profilstücke verschiedener Einheiten nennen möchte. Bei Überschiebungen in sedimentären Schichtfolgen sind in Bezug auf das Aufeinandertreffen von Schichtgliedern an der Überschiebungsfäche grundsätzlich drei Fälle möglich, die auch sämtliche realisiert sind: Älteres kann über Jüngerem überschoben lagern, gleich Altes auf Gleichem und Jüngerem auf Älterem. Tritt der Fall zwei ein und wird eine Schichtfolge mit Basalzuschnitt so auf eine darunter liegende überschoben, daß Gleiches zu Gleichem kommt

und die zwei Serien sich dann in diesem Punkt, wenn sie gleichsinnig gelagert sind, gleichsam zu einer weiter fortlaufenden Serie vereinigen, so ist die erste sehr bedeutende Fehlerquelle gegeben. Aus lokaler Sicht, bei ausschließlicher Betrachtung der Strecke des Zusammentreffens der sich ergänzenden Serienstücke erscheint hier die Annahme einer großen Bewegungsbahn dann unnötig, wenn durch tektonische Gleichschichtung die Schichten parallel oder subparallel liegen und Bewegungsmerkmale ähnlicher Art auch allenthalben in den benachbarten, naturgemäß tektonisch auch beanspruchten Schichtgliedern aufscheinen. Bei weiterer Verfolgung einer aus regionaler Sicht in solchen Abschnitten etwa zu erwartenden Überschiebungsfläche zeigt sich dann meist, daß beiderseits dieses Abschnittes der Altersunterschied der an die Überschiebungsfläche herankommenden Glieder sich vergrößert. Dies ist dann der Fall, wenn das lokale Zueinanderfinden stratigraphisch benachbarter Schichtglieder einem basalen Schrägzuschnitt der Decke in Längsrichtung (biseautage basale) oder einem Hangenzuschnitt des Untergrundes (biseautage sommitale) in Längsrichtung seine Entstehung verdankt — also einer sehr häufigen Erscheinung im alpinen Deckenland. Die Chance, daß zueinanderpassende Schichtglieder aufeinandertreffen, ist in dem Fall hoch bis sehr hoch, in dem die im Spiel befindlichen Einheiten insgesamt aus nur wenigen Schichtgliedern bestehen bzw. im Beispiel der Kalkalpen der basale Schrägzuschnitt schon hoch, etwa bis zum Hauptdolomit emporgegriffen hat (Beispiel: Westrand der Inntaldecke, Lechtaldecke im Hochvogelgebiet usw.). Die Situation wird natürlich dann noch eher autochthon gedeutet werden, wenn zwei verkehrte Serien „passend“ aufeinandertreffen, was selten, aber doch gelegentlich der Fall ist (Luitpoldzone).

Ein ausgezeichnetes, früher vielfach mißdeutetes Beispiel einer Scheinserie liegt auch, wie S. 322 beschrieben, am Höllenspitzen-Nordsockel SE Warth am oberen Lech vor, wo der Hauptdolomit der Lechtaldecke das Rhät-Lias-Faltensystem der Allgäu-Decke derart bis zu den im Kern auftretenden Kössener Schichten durchschert, daß er auf der Strecke S der „Hohlen Wand“ tektonisch parallel geschichtet über Kössener Schichten und Oberrhätkalk scheinbar in den Jura weiterleitet.

Eine sichere Entscheidung, ob in solchen Fällen Hangend- und Liegendeinheit nur gering bewegt und noch fast verbunden sind oder eine bedeutende Überschiebung durchzieht, ist stets nur aus der regionalen Situation erkennbar: teils etwa im Hochgebirge im näheren Bereich, wenn man die diskordante, abgeschnittene Lagerung der Serien im gut aufgeschlossenen Gelände im Terrain hinter oder unter der Scheinseriennaht überblicken kann (vgl. Abb. 12) oder aber besonders dann, wenn im Meridian der Bewegungsrichtung noch im wurzelnäheren Teil ein Fenster erscheint, oder vor der Front — ebenfalls natürlich im Meridianstreifen — Deckschollen der höheren Einheit erscheinen, sodaß die Überschiebungsweite erfaßbar wird.

Es ist also ganz verfehlt, wenn ohne Rücksicht auf die tektonischen Aussagen, die sich aus der regionalen Situation ergeben, aus dem größeren oder kleineren stratigraphischen Altersabstand der Glieder von Decke und Untergrund auf einen größeren oder kleineren Überschiebungsbetrag, auf eine Zu- oder Abnahme der Überschiebungsweite geschlossen wird, wie dies wiederholt in neuerer Zeit im Sinne der autochthonen Deutung geschah (z. B. W. ZACHER 1966, S. 154).

1 b. Gleiche oder ähnliche Bilder einer „Scheinserie“ stellen sich gelegentlich dort ein, wo ein Bruch Deckengrenzen überlagert und Ähnliches aneinanderbringt. Auch hier ist die Chance, daß eine solche Situation eintritt, keinesfalls gering, da zahlreiche Deckenabschnitte in den Kalkalpen weithin oft nur aus einer Hauptdolomitplatte mit einigen Rhät-Juragliedern bestehen und im Untergrund oft auch die jüngeren Glieder, Obertrias und Jüngerer, in Antiklinalen an die Oberfläche, in die Nähe der Überschiebung kommen können. Ein treffliches Beispiel liefert die Bruchüberlagerung am Westrand der Inntaldecke im Bereich der Alblitalm über die Deckengrenze im Gebiet nordöstlich der Memmingerhütte (vgl. Abb. 38, 42). Wiederum

wird die Bedeutung der Bruchstörung als ein deckengrenzüberlagerndes Element nur aus der tektonischen Gesamtsituation ablesbar sein, etwa an einem davor noch weithin wurzellos schwimmenden Abschnitt der Decke, der zur weiten Abwicklung über diese bruchtektonisch mit dem Untergrund „verbundenen“ Stellen hinweg zwingt. Erscheinen im günstigen Fall aus dem Untergrund emporgeholt Klemmspäne an der Fuge, so wird auch der Lokalbefund diese regionale Forderung unterbauen.

1 c. Steilstehenden Störungen zwischen Gesteinen ähnlichen Alters wird man im allgemeinen mit Recht keine große Förderweite zumuten. In jenen Fällen aber, wo sie regional als Zwischenstück zwischen flachen, weithin weiterverfolgbaren Überschiebungsbahnen aufscheinen, ist die Meinung von einer in der Tiefe auf flach umschlagenden Überschiebungsbahn berechtigt. Wiederum sind es besonders Schürflinge von jüngeren Gesteinen der tektonischen Unterlage, die an einer solchen steilen Fläche eingeklemmt, konkrete Hinweise auf den tektonisch fremden Untergrund und die bedeutende Förderweite trotz des letzten steilstehenden Stückes anzeigen können. Ein Musterbeispiel bietet die vordere und rückwärtige Begrenzung der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke von der Puitentalzone im N und der Bewegungsfläche südlich der „Vorbergzone“ der Mieminger Kette im W angefangen bis zu ihrem Ostende (vgl. A. TOLLMANN 1970 a, S. 136 ff.).

2. Die Überschiebungsweite einer Decke kann nur seitlich relativ rasch auslaufen, sie kann aber nicht entgegen der Bewegungsrichtung, also meist senkrecht zum Stirnrand nach hinten sich rasch ändern, wenn Fenster oder Klippen in diesem Meridian der Decke eine bedeutende Überschiebungsweite erkennen lassen. Es ist altbekannt, daß man zwischen tektonischer Überlagerung (minimum breadth) und der oft bedeutend kleineren wahren Schublänge (net slip) unterscheiden muß, die den kürzesten Abstand zwischen zwei einst beieinander gelegenen Punkten in der Überschiebungsfläche gemessen angibt (vgl. P. B. KING 1951, S. 130). Überdeckt in den Nordkalkalpen etwa eine Triasdolomitmasse ein stark verfaltetes, unter dem Vormarsch im Klein- und Großgefüge einheitlich nordvergent geprägtes Juraland — wie am Beispiel der Hochvogelmasse in den Allgäuer Alpen ersichtlich — so gibt es keine Denkmöglichkeit, am Vorderrand eine wenig gestörte Verbindung von Decke und Untergrund zu sehen. Wenn die überschobene Dolomitmasse viele Kilometer weit nach S hinter das Jurafaltenland zurückgenommen werden muß — in unserem Falle also die Hochvogelmasse (und übrigens noch weitere, nördlichere Deckschollen der Lechtaldecke bis zum Falkensteinzug) hinter den Hornbachfensterinhalt — dann kann man nicht etwa durch Summierung kleiner Überschiebungsbeträge innerhalb von Decke oder innerhalb vom Untergrund auf eine einheitliche, distinkte Schubfläche gedanklich verzichten, da ja verschiedene Elemente des Untergrundes hintereinander an die Schubflächenbasis des Hauptdolomites herankommen. Ein baldiges Ausklingen einer Überschiebungsfläche wäre hier theoretisch nur in entsprechender Entfernung gegen das seitliche Ende der Decke, nicht aber in meridionaler Richtung möglich.

3. Es ist bei Umdeutung der Deckenstruktur in den westlichen Kalkalpen ferner modern geworden, in verkehrten Serien im Bereich der Überschiebungsflächen stets Hinweise auf eine lokale Verbindung zwischen oberem und unterem Stockwerk, gerade an der Stelle, wo uns die Erosion einen Einblick auf die unterlagernde verkehrte Serie gewährt, anzunehmen. Die Entstehung dieses Gedankens mag mit der Aussage von O. AMPFERER zusammenhängen, daß die großen Decken der westlichen Kalkalpen Abscherungsdecken ohne Liegendschenkel seien, sodaß diese verkehrten Serien daher nicht zum bisherigen Konzept der Deckenlehre zu passen schienen.

Besonders die Reste verkehrter Serien unter den großen Deckschollen der Inntaldecke im Flexenpaßgebiet waren für eine solche lokale Bindung mit dem Untergrund herangezogen worden, aber auch sonst hatte man allenthalben danach gesucht und

glaubte in verkehrten Schenkelresten Hinweise auf gebundene Tektonik zu erhalten. Dies ging so weit, daß z. B. V. JACOBSSHAGEN & O. OTTE jüngst (1968, S. 103) durch Entdeckung von Resten eines inversen Faltschenkels unter der Zitterklapfenschuppe der Allgäudecke einen primären Faltenverband zur darunter liegenden Arosazone vermuteten; zur Arosazone, die aus den Zentralalpen aus einem ganz anderen Heimatgebiet stammt und deren Schollen als Schürflinge verschleppt die Kalkalpen noch weithin nach NE an der Basis unterlagert. Man erkennt, welche unbrauchbaren Aussagen solchen Resten verkehrter Serien im Zuge des autochthonen Kalkalpenkonzeptes zugemutet worden sind.

Ich habe hingegen bereits im Zusammenhang mit der Erläuterung der tektonischen Karte der östlichen und mittleren Kalkalpen (1967; 1969) mehrfach erwähnt, daß neben Abscherungsdecken auch Überfaltungsdecken den Kalkalpen nicht fremd sind (z. B. Totengebirgsdecke) und es ist selbstverständlich, daß grundsätzlich verkehrte Serienreste auch bei später zu Abscherungsdecken ausgestalteten Strukturen, die etwa aus Antiklinalen hervorgingen, vorhanden sein können. Ausgedehnte verkehrte Serien in den westlichen Kalkalpen stellen sich besonders aber an der Basis von großen, aus liegenden Falten hervorgegangenen Schuppen der Deckenkörper ein, etwa in der Lechtaldecke im Hauptkörper hinter der Vilser Stirnschuppe (Bennafenster usw.) oder in der Braunarlspitzzschuppe hinter der Wandfluh-Stirnschuppe. So sagen verkehrte Serienreste an sich, ohne Betrachtung des Zusammenhanges, nichts aus über Allochthonie oder relative Autochthonie.

4. Abwegig schließlich ist auch die in neuerer Zeit aufkommende Gedankenrichtung etlicher Tektoniker, daß aus den Ergebnissen der kleintektonischen Analysen, aus Statistiken und Diagrammen über Faltenachsenlagen, Scherflächenlagen usw. nicht auf (korrelate) tektonische Großstrukturen rückgeschlossen werden darf; daß groß- und kleintektonische Formen unabhängig voneinander geprägt würden und in keinem Kausalzusammenhang stünden (neuerdings B. ENGELS, H. G. WUNDERLICH usw.). Es ist dies genau die konträre Entwicklung gegenüber jener, die man vor kurzem erlebt hat, bei der bei jeder noch so klaren großtektonischen Überlagerung und Deckenstruktur die Prüfung der Kleingefügedaten als unerläßliche Voraussetzung für die Glaubwürdigkeit dieser Bauformen verlangt worden war. Die neue Strömung ist in den Westkalkalpen modern geworden, als man den Deckenbau bestritten hatte, obgleich er gerade durch eine große Zahl von kleintektonischen, besonders vergenzanzeigenden Strukturen bestätigt wird. Es sind auch bei der Umdeutung des Großbaues dieser Region verschwindend wenige gefügekundliche Arbeiten mit der so umstrittenen Fragestellung durchgeführt worden, nachdem bereits die ersten gründlichen derartigen Studien (B. ENGELS 1961) Resultate im Sinne der Deckenlehre zeitigt hatten. In ganzen Gebirgsgruppen (Vilser Alpen usw.) sind trotz guter Erschlossenheit und trotz ausgezeichneter Erhaltung vielsagender Kleingefüge diese — in ihrer Vergenzaussage übrigens frappant gegen die gebundene Tektonik sprechend — nicht erwähnt bzw. nicht untersucht worden. Hier soll nur auf den grundsätzlichen Irrtum aufmerksam gemacht werden, daß Großprägung und Kleingefüge nicht in kausalem Zusammenhang stünden. Natürlich können gelegentlich die bei älterer Großstrukturprägung gleichzeitig entstandenen Kleinfalten später überprägt werden, können durch spätere, andere Einspannungsverhältnisse von jüngeren Kleinelementen überlagert werden. Zu weitgehender oder vollständiger Auslöschung der den großtektonischen Hauptelementen orientierungsmäßig zugeordneten Kleinformen durch spätere Überprägung — wie man dies etwa in tektonisch tief liegenden Stockwerken wie im zentralen Teil des Tauernfensters findet, kommt es in den Westkalkalpen mit ihrer Oberflächentektonik nicht. Ferner können natürlich auch bei einem nächsten, schwächeren Bewegungsstoß anderer Richtung, bei dem es nicht mehr zu Großstruktur-Bildung kam, noch Kleinelemente geformt werden, zu denen dann die Makrokorrelate fehlen. Aber es wäre ganz verfehlt, daraus den umgekehrten Schluß von einem Mangel

an Beziehung zwischen Groß- und Kleinformen zu ziehen. Es muß hingegen noch sorgfältiger auf die Mehrphasigkeit, auf die Altersbeziehung der sich überlagernden und überformenden Kleinelemente, zugleich aber auf die Zuordenbarkeit zu den großtektonischen Leitrichtungen geachtet werden, wie dies etwa in neuerer Zeit W. SCHWAN mit Nachdruck betont und u. a. an Beispielen aus den Zentralalpen gezeigt hat.

5. Vermeidung des Schematismus bei der Erklärung tektonischer Strukturen hilft ebenfalls mit bei der Ausschaltung von Fehlerquellen. Die Tendenz möglichst alles mit unitarischem Prinzip zu erklären, wohnt dem menschlichen Denken inne. Die Existenz von echten autochthonen Klippen — sei es noch im Zusammenhang mit dem Untergrund, sei es weitgehend abgelöst — auch in den Nordkalkalpen sowie das Vorhandensein von beiderseits zugeschobenen Mulden, wie etwa der Ostabschnitt der Almajurmulde oder weiter im E die Puitentalzone nördlich des Mieminger Gebirges, hat dazu verleitet, allmählich alle weiteren Klippen der näheren und weiteren Umgebung des oberen Lechgebietes ebenfalls als autochthon zu deuten, obgleich sie freischwebende Formen anderen tektonischen Stiles bilden und vor allem bereits lokal der Nordvergenznachweis am Südrand geführt worden ist. Hier muß man sich zur Aufgabe stellen, formmäßig mehr oder weniger analoge Strukturen erst nach gründlicher Untersuchung auch als wirklich homologe Gebilde zu erklären. Mit R. SCHWINNER ist eine solche Trennung von Analogien und Homologien im tektonischen Bau anzustreben. Nur eine detaillierte Beobachtung der entscheidenden Stellen in untrennbarer Verbindung mit den ebenso wesentlichen Argumenten der regionaltektonischen Aussage sowie die vergleichende Baustilforschung kann hier zur Vermeidung von Fehlern beitragen.

Ich empfinde die geologische Forschung in den westlichen Kalkalpen gerade deshalb so reizvoll, da diese durch ihren oft ziemlich komplizierten und vor allem in vielen Abschnitten sehr individualisierten Bau jeden vergleichenden Bearbeiter dazu führen muß, ganz besonders auf die Individualität der Erscheinungen zu achten und nicht zu generalisieren. Trotz Deckenbau hat sich manche alte „Deckscholle“ kleineren oder größeren Ausmaßes als autochthone Struktur erwiesen (Roggspitze, Kaisergebirge?), manche als Fenster angesprochene Zone als mehrweniger zugeschobene Mulde (Medriolfenster, Puitentalzone) und zeigen die echten Deckschollen selbst in jedem Einzelfall einen spezifischen Charakterzug — können abgerollte liegende Falten darstellen (Hasenfluh) oder aufrechte Schollen (Krabachjochscholle) mit mehr oder weniger reduziertem Verkehrtchenkel (Halbklippen der Lechtaldecke im Bereich der Vilser Alpen), sie können einfache, aufrechte Überschiebungsschollen (Kanzberg) oder verkehrte Schubschollen (Teufelstättkopf-Deckscholle in den Ammergauer Bergen), in tektonische Moränen verwandelte Schollensysteme (Hahnenkamm, Ussernalp) und in ein vermutetes Relief eingeschobene Trümmerhaufen bilden (Ochsenkopf im Karwendel), sie können eine Sohle aus mitgeführtem Dachschuppensystem des Untergrundes besitzen (Grießtalerspitzscholle) oder selbst als einfache parautochthone Schleppschollen mit Taucharakter (Hirschpleis-, Stans-Scholle, Roggspitze) in Erscheinung treten, können eingewickelt werden (Rappenspitz-Nordrandscholle, Grießtalerspitz-SW-Teil), oder sogar als Schürfling aus dem tektonischen Untergrund hochgerissen und noch über die nächsthöhere Einheit passiv verschleppt werden (Rappenspitz, Dristköpfl-E, Karnschollen bei Bädneralm im Ostkarwendel) usw. Daß all diese komplizierten Bauformen und auch jene, durch potenzierte Faltung und umfangreiche Beteiligung von Verkehrtserien noch verwickelteren Strukturen (Luitpold, Bärgünde) durchschaubar und in der Mehrzahl der Fälle eindeutig deutbar werden, verdankt man aber besonders der die übrigen Abschnitte der Kalkalpen um ein Vielfaches übertreffenden Aufgeschlossenheit dieses vor allem tektonisch so interessanten Gebirgsabschnittes.

Literaturverzeichnis

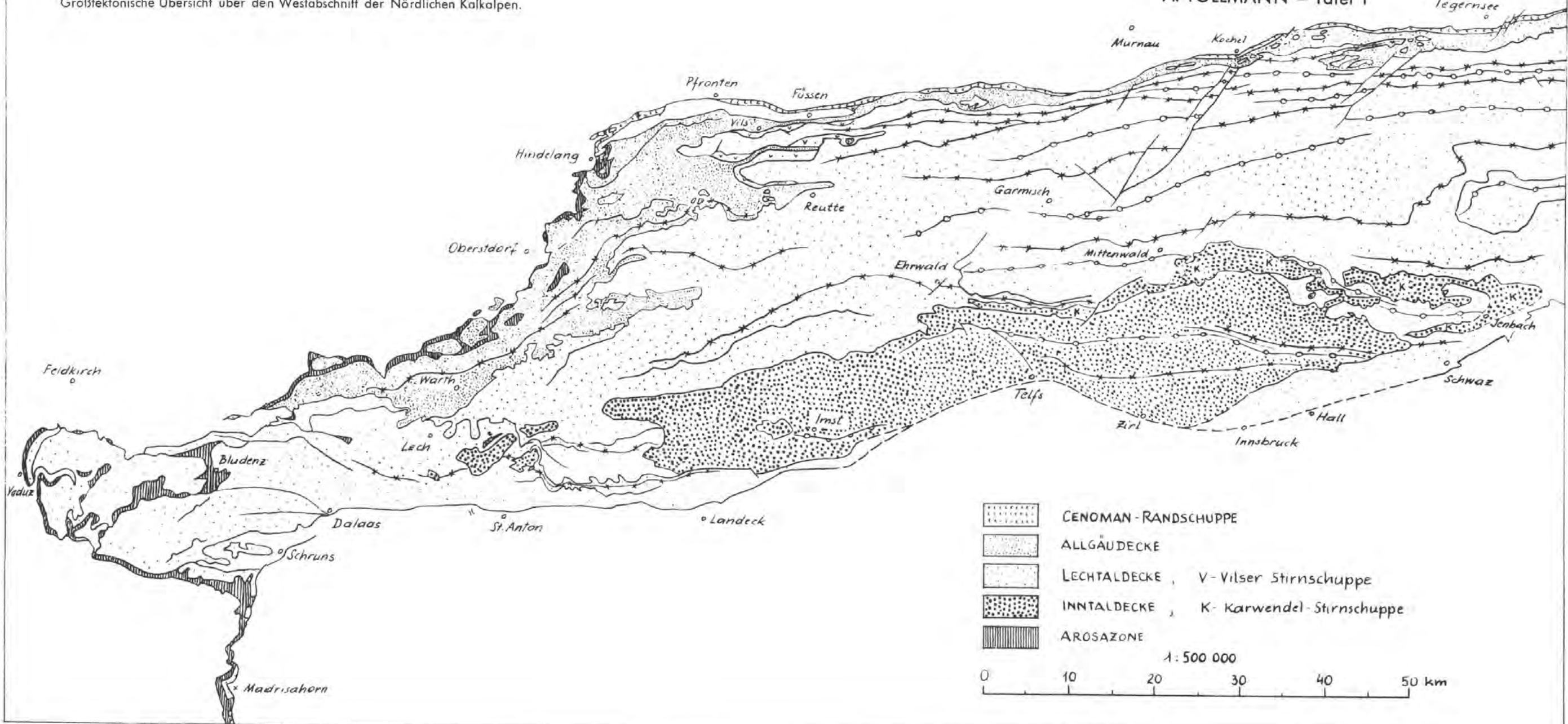
- AMPFERER, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. — Verh. Geol. R. A., 1902, 274—276, 1 Abb., Wien 1902.
- : [In:] AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — Jb. Geol. R. A., 61, 531—710, 50 Abb., Taf. 32—34, Wien 1911.
- : Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. — Verh. Geol. R. A., 1912, 197—212, 4 Abb., Wien 1912.
- : Geologische Spezialkarte Österr. 1: 75.000, Blatt 5045, Lechtal. — Wien (Geol. R. A.) 1914.
- : Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. R. A., 64, 307—326, 4 Abb., Taf. 14, Wien 1914.
- : Zur Tektonik der Vilseralpen. — Verh. Geol. St. A., 1921, 117—124, 5 Abb., Wien 1921.
- : [In:] AMPFERER, O. & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spuller-seewerkes. — Jb. Geol. B. A., 75, 365—420, 27 Abb., Taf. 3—10, Wien 1925.
- : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. — Jb. Geol. B. A., 80, 103—146, 36 Abb., Taf. 3—4, Wien 1930.
- : Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. — Jb. Geol. B. A., 81, 25—48, 10 Abb., Wien 1931 a.
- : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. — Jb. Geol. B. A., 81, 177—216, 30 Abb., Wien 1931 b.
- : Geologische Karte der Lechtaler Alpen. 4 Blätter 1: 25.000. — Wien (Geol. B. A.) 1932.
- : Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B. A.) 1932.
- : Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., 84, 41—54, 12 Abb., Wien 1934.
- : Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. — Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1944, 57—73, 8 Abb., Wien 1945.
- BANNERT, D.: Die Geologie der Ruitel-Spitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. — Diss. Phil. Fak. Univ. Marburg, 166 S., 56 Abb., 8 Taf., 3 Beil.-Taf., Marburg (Fotodruck Mauersberger) 1964.
- : Der Westrand der „Inntaldecke“ bei Madau (Lechtaler Alpen, Nördliche Kalkalpen). — Z. dt. geol. Ges., 120 (1968), 85—106, 5 Abb., 12 Taf., 1 Tab., Hannover 1970.
- BERTLE, H., LEIN, R. & PIRKL, H.: Der Deckenbau in Luitpoldzone und Bärigünde. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 62 (1969), 1—10, 3 Taf., Wien 1970.
- BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntal-Decke. — Sitzber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1943, 239—264, München 1944.
- BLUMENTHAL, M.: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). — Ecl. geol. Helv., 29, 449—479, 4 Abb., Taf. 26—27, Basel 1936.
- BORNHORST, A. Kl.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plan-See in Tirol. — Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochschule München. 27 S., 2 Taf., München 1958.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. — Verh. Geol. R. A., 1919, 305—317, Wien 1919.
- ENGELS, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet usw. — Z. dt. geol. Ges., 112 (1960), 334—357, 17 Abb., Hannover 1961.
- : Strukturgeologische Untersuchungsergebnisse im Bereich der Krabach-Masse (Lechtaler Alpen). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 56, 168—180, 7 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1970.
- FELLNER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 832—858, 4 Abb., Taf. 12—13, Hannover 1966.
- HAMANN, P. J. & KOCKEL, C. W.: Luitpoldzone, Bärigünde und das Ende der Lechtaldecke. — Geol. Rdsch., 45 (1956/57), 204—213, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- HANIEL, C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Süabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. — Z. dt. geol. Ges., 63 (1911), 1—37, 2 Abb., Taf. 1—4, Berlin 1911.
- HARSCH, W.: Lithofazielle usw. Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein usw. — Auszug Diss. Fak. Allg. Wiss. TH München, 37 S., 3 Taf., München (Photodruck) 1968.
- HAUG, E. & LUGEON, M.: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposées. — Comptes rend. Acad. Sci., 139, 892—894, Paris 1904.
- HELMCKE, D.: Erfassung steilachsiger Faltenstrukturen aus dem Luftbild am Beispiel der östlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 527—542, 6 Abb., Stuttgart 1970.
- HEISSEL, W.: Geologie der Vilser Alpen. — Jb. Geol. B. A., 87, 235—273, 1 Tab., Taf. 11—12, 1 geol. Kt., Wien 1937.
- : Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 95—132, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1958.

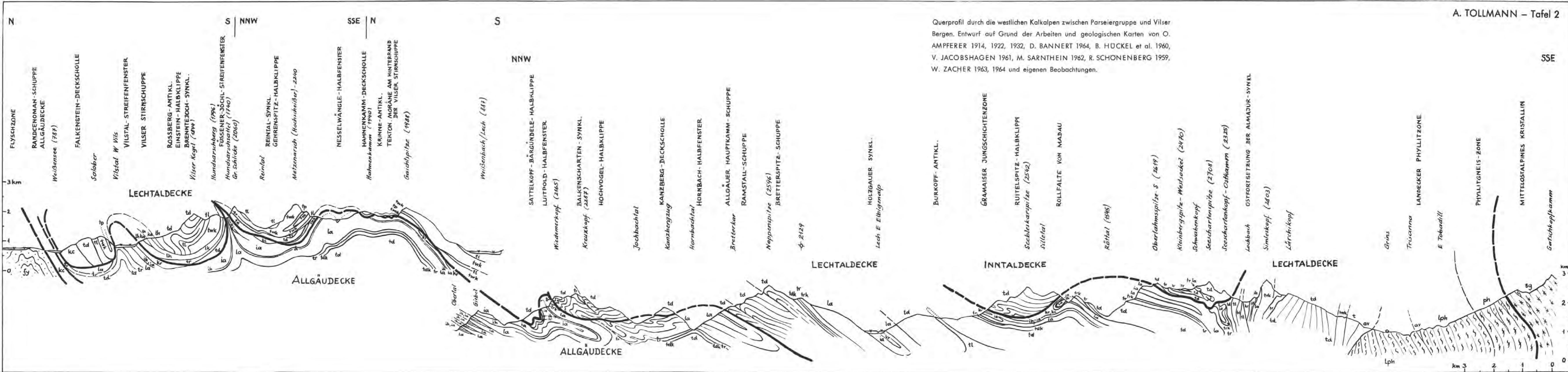
- HIRSCH, F.: Etude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arlberg. — Thèse Fac. Sci. Univ. Zurich, 87 S., zahlr. Abb. u. Taf., Zurich (Offset-Expresß Genève) 1966.
- HÜCKEL, B., JACOBSSHAGEN, V. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). — Z. dt. geol. Ges., 112 (1960), 91—104, 5 Abb., 2 Taf., Hannover 1960.
- HUCKRIEDE, R. & JACOBSSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf—Pettnau). — Z. dt. geol. Ges., 109 (1957), 373—388, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover 1958.
- JACOBSSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 113, 153—206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961.
- : Vom geologischen Aufbau der Allgäuer Kalkalpen. — Jb. dt. Alpenver., 91, 38—48, 5 Abb., München 1966.
- JACOBSSHAGEN, V. & KOCH, K. E.: Verkeilung als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. Mit Beispielen aus dem Allgäuer und Lechtaler Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 65—72, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- JACOBSSHAGEN, V. & KOCKEL, C. W.: Überprüfung des „Benna-Deckensattels“ in den Hohenschwangauer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 99—110, 7 Abb., Stuttgart 1960.
- JACOBSSHAGEN, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). — Geologica et Palaeont., 2, 97—107, 5 Abb., Marburg 1968.
- KING, P. B.: The tectonics of middle North America. — 202 S., Princeton (Princeton Univ. Press) 1951.
- KOCH, K. E.: Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 620—650, 27 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover 1966.
- KOCKEL, C. W.: Der Falkensteinerzug im östlichen Allgäu — eine Deckenmulde. — Geol. Rdsch., 26, 153—154, 2 Abb., Stuttgart 1935.
- : Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 96, 339—356, 2 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1953.
- : Die Larsenn-Scholle bei Imst (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 520—533, 2 Abb., Stuttgart 1954.
- : Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B. A., 1956, 205—214, Wien 1956 a.
- : Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues. — Z. dt. geol. Ges., 108 (1956), S. 264, Hannover 1956 b.
- : Vom Sattel zur Klippe. — Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, 1960, 40—47, 9 Abb., Berlin 1960.
- KOCKEL, C. W. & RICHTER, M.: Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. — Verh. Geol. B. A., 1924, 82—92, 4 Abb., Wien 1924.
- : Deckengrenzen in den Vilser Alpen. — Jb. Geol. B. A., 81, 331—351, 11 Abb., Taf. 8—9, Wien 1931.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., 10, 231 S., 57 Abb., 17 Taf., Innsbruck 1931.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh., Abt. B, 1949, 31—95, 29 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1949.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. — Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 255—308, Abb. 26—31, Taf. 3—8, Innsbruck 1970.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rhätikon und im Arlberg-Gebiet. — Verh. Geol. B. A., 1970, 477—485, Taf. 1, Wien 1970.
- POLL, K.: Die Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen. — Zbl. Geol. Paläont., I 1967, 889—916, 1079—1116, Stuttgart 1967.
- REITHOFER, O.: Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. — Verh. Geol. B. A., 1956, 213—226, Wien 1956.
- : Zum Bau der Ruitelspitzen (Lechtaler Alpen). — Verh. Geol. B. A., 1957, 244—249, 2 Abb., Wien 1957.
- REUM, H.: Zur tektonischen Stellung des Falkensteinzuges am Nordrand der östlichen Allgäuer Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 507—534, 10 Abb., Hannover 1962.
- RICHTER, D.: Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtalles (Allgäu). Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. — Z. dt. geol. Ges., 109 (1957), 519—549, 11 Abb., Hannover 1958.
- : Über eine Mangan-Vererzung im Hauptdolomit der Bärgelede-Zone im südlichen Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968, 370—375, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1968.
- RICHTER, M.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. — Samml. geol. Führer, 24, 224 S., 30 Abb., 7 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924.
- : Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd. 63, Abt. B, 1—62, 7 Abb., Taf. 1—3, Stuttgart 1930 a.
- : Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — Jb. Geol. B. A., 80, 497—540, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1930 b.

- RICHTER, M.: Die Arosler Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung im bayrischen Alpenrand. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 605—631, 4 Abb., Stuttgart 1970.
- : Allgäuer Alpen. — Samml. geol. Führer, 45, 189 S., 54 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1966.
- RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 105 (1953) 57—79, 21 Abb., Hannover 1955.
- ROTHPLETZ, A.: Geologischer Führer durch die Alpen. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen usw. — Samml. geol. Führer, 10, 256 S., 81 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902.
- SARNTHEIN, M.: Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger- und Württembergerhütte (Lechtaler Alpen). — Jb. Geol. B. A., 105, 141—172, Taf. 9—12, Wien 1962.
- SCHIDLowski, M.: Zur Revision des ostalpinen Deckenbaues im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. — Z. dt. geol. Ges., 113, 161—175, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1961 a.
- : Das Ostende der Wandfluh-Schuppe in den Vorarlberger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 426—432, 3 Abb., Stuttgart 1961 b.
- : Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). — Verh. Geol. B. A., 1962, 49—63, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1962.
- : Ergebnisse geologischer Neuaufnahmen im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. — Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver., 1966, 311—323, 5 Abb., Bregenz 1966.
- SCHMIDT-THOME, P.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 662 Füssen. — München (Bayer. Geol. Landesamt) 1960.
- SCHÖNENBERG, R. 1955: s. u. RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.
- SCHÖNENBERG, R.: Die Tektonik im Gebiet der Memmingerhütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen. — Festschr. 90 Jahre Deutscher Alpenver., 3—22, 9 Abb., Memmingen 1959.
- SCHWAN, W.: Zur Definition und Deutung des Strukturtyps „Decke“. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 124, 168—219, 3 Abb., Taf. 22, Stuttgart 1966.
- : The principal types of orogenesis in the Variscan and Alpidic mountains of Central Europe. — Report 22 d sess. int. geol. congr. India 1964, 11, 162—180, 10 Abb., New Delhi 1970.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen usw. — S. 202—294, 18 Abb. [In:] Geologie der Ostmark (Hg. F. X. SCHAFFER), 1. Aufl., 599 S., 77 Abb., 4 Ktn., Wien (Deuticke) 1943.
- : Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. — Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 188—202, 2 Abb., Hannover 1951.
- : Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., 1957, 201—212, 1 Abb., Wien 1957.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 1. Teil: 96, 1—64, 8 Abb., Taf. 1—2, Wien 1953; 2. Teil: 99, 5 Abb., 1—74, Taf. 1, Wien 1956; 3. Teil: 102, 5 Abb., 193—312, Taf. 4, Wien 1959.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). — Notizbl. hessisch. L.-A. Bodenforsch., 87, 192—201, 8 Abb., Wiesbaden 1958.
- : Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 535—556, 7 Abb., Hannover 1962.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, (4) 3, 711—765, 4 Abb., Taf. 22—23, Paris 1903.
- TOLLMANN, A.: Potenzierete Faltung in den Ostalpen. — Geotekton. Forsch., 29, 60—80, 11 Abb., Stuttgart 1968.
- : Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1. Teil: 59 (1966), H. 2, 231—253, Taf. 1—2, 1967; 2. Teil: 61 (1968), 124—181, Taf. 1, 1969; 3. Teil: 62 (1969), 78—170, Taf. 1—3, Wien 1970 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 b.
- : Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 136, 80—133, 1 Abb., Stuttgart 1970 c.
- : Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. — Verh. Geol. B. A., 1971, 358—390, 12 Abb., Wien 1971.
- WESTRUP, J.: Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). — Diss. Natwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 152 S., 27 Abb. Anh., 2 Taf., Marburg/L. (Fotodruck E. Symon) 1970.
- ZACHER, W.: Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 390—408, 6 Abb., Hannover 1962.
- : Erläuterung zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8430 Füssen (ersch. 1963 mit Profiltaf.). — 151 S., 31 Abb., 4 Taf., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1964.
- : Geologische Karte des Osterach-Gebietes 1 : 25.000 (Beilage bei CUSTODIS, A. et al. 1965). — München (Bayer. Landesst. Gewässerkd.) 1964.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8429 Pfronten (ersch. 1963 mit Profiltaf.). — 208 S., 44 Abb., 4 Tab., 3 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.

Großtektonische Übersicht über den Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

A. TOLLMANN — Tafel 1





Querprofil durch die westlichen Kalkalpen zwischen Parseiergruppe und Vilser Bergen. Entwurf auf Grund der Arbeiten und geologischen Karten von O. AMPFERER 1914, 1922, 1932, D. BANNERT 1964, B. HÜCKEL et al. 1960, V. JACOBSHAGEN 1961, M. SARNTHEIN 1962, R. SCHONENBERG 1959, W. ZACHER 1963, 1964 und eigenen Beobachtungen.