

Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Öztaler Alpen)

M. BAUMANN, P. HELBIG & K. SCHMIDT *)

mit 7 Tabellen, 13 Abbildungen (davon 2—9 als Photos), 3 großen Tafeln

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt neben der petrographischen Entwicklung den tektonischen Bau des Öztaler Altkristallins im Bereich des Gurgler und Venter Tales.

Das Hauptgestein des untersuchten Gebietes bilden Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise, die mit granat- und mineralreichen (Granat, Staurolith, Disthen) Glimmerschiefern verknüpft sind. Die Paragneisverbände enthalten quarzitisches, graphitführende wie auch kalksilikatische Einlagerungen und werden von geringmächtigen, aber weit aushaltenden Granitgneis- und Amphibolitlagern durchsetzt. Die Amphibolite leiten sich, wenigstens zum Teil, von magmatischen Ausgangsgesteinen ab.

Die letzte Kristallisation erfolgte nachtektonisch und bewirkte eine merkliche Kornvergrößerung der Gesteine. Die Mineralparagenese entstand in mehreren Phasen. Der früh- bis syntektonische Mineralbestand entspricht der Almandin-Amphibolitfazies (Staurolith-Disthen-Almandin-Subfazies), während die nachtektonische Kristallisation die Gesteine in die tiefe Grünschieferfazies überführte. An dieser Entwicklung sind allem Anschein nach voralpidische und alpidische Kristallisationen beteiligt.

Zur Beschreibung des Schlingenbaues werden die Flächen- (s_1 , s_2) und Faltengefüge B_1) verwendet.

Die Schieferung s_1 ist häufig gefaltet (B_1) und beschreibt über das Venter Tal hinweg eine große steilachsige Falte, die Venter Schlinge ($B = 115/65^\circ$ WNW).

Die Falten (B_1) streichen im Gurgler Tal NNE—SSW und tauchen überwiegend flach nach N. In der Gegend von Sölden biegen sie unter Beibehaltung ihres flachen Einfallens über N—S nach NW—SE und E—W um. Im Kammgebiet zwischen Gurgler und Venter Tal ist die gleiche Rotation nach NW und W festzustellen, gleichzeitig versteilt sich aber das Einfallen so, daß die Achsen in der Talsohle Steil- bis Vertikalstellung erreichen. Die Westflanke der Schlinge zeichnet sich durch eine polyaxiale Faltung aus.

Die s_2 -Flächen lassen sich geometrisch als Schieferung auf die B_1 -Falten beziehen. Sie streichen im Gurgler Tal bei überwiegendem Westfallen NNE—SSW und streuen im Gebiet von Vent vorzugsweise im NW—SE-Sektor.

Eine strenge Gliederung des Faltengefüges in mehrere Bau- und Bewegungspläne ist nicht möglich, da die Verformung nicht symmetriekonstant und infolge der hohen Teilbeweglichkeit der Gesteine im Schlingeninneren als polyaxiale Faltung verlief, mit der quasiplastische Ausgleichsbewegungen verbunden waren.

Bei der Schlingenbildung wurden vermutlich flachachsige gefaltete Gneis-Glimmerschieferverbände um steile Achsen gekrümmt und der Massenüberschuß im Kern der ent-

*) Anschrift der Autoren: Dipl.-Geol. M. BAUMANN, Dipl.-Geol. P. HELBIG, Prof. Dr. K. SCHMIDT, Geologisches Institut der TH München, 8 München 2, Arcisstr. 21.

stehenden Großfalten durch die Dehnung der Schlingenschenkel oder Bewegungen in Richtung der Schlingenachse kompensiert. Das Achsentauchen nach dem Schlingeninneren hin spricht dafür, daß die vertikalen Ausgleichsbewegungen in die Tiefe gerichtet waren. Ursprünglich steile Achsen können aber auch, wie Tonversuche zeigen, in flachere Lagen gedreht worden sein.

Die steilachsige Faltung steht sehr wahrscheinlich mit der variszischen Gebirgsbildung in Zusammenhang.

Summary

The work presented here treats the petrographic development and the tectonic structure of the old metamorphic complex of the Ötztal (Austria) in the region of the Gurgler and Venter Valleys (fig. 1).

According to present ideas on Alpine tectonics the Ötztal-Masse is a part of the pre-Mesozoic crystalline basement and is a nappe thrust from the south during Alpine folding over Pennine and Lower Austroalpine units.

The principal rock types in the area studied are biotit-muscovite-plagioclase gneisses accompanied by garnetiferous mica schists und mica schists rich in garnet, staurolite and kyanite. The paragneissic unit may be graphite bearing and contain quartzitic or lime silicate inclusions interspersed with thin but widely continuous granite-gneiss and amphibolite bands. The amphibolites are derived, at least in part, from magmatic parent rocks.

Mineral paragenesis took place in several phases. The early-to syntectonic mineral content corresponds to the almandine amphibolite-facies (staurolite-kyanite-almandine subfacies) whereas the post-tectonic crystallisation transformed the rocks into the green schist facies and caused an increase in grain size of rocks. Pre-Alpidic and Alpidic crystallisations apparently participate in this development.

The southern part of the Ötztaler and Stubai Alps are characterized by steeply plunging fold structures (table 2).

The folds range in magnitude from a few hundred metres to several tens of kilometers and plunge between 60° and 90° . Within such structures very complicated fabric patterns are developed in which steeply and low-dipping axes alternate. As a further consequence of rotation during the folding low-dipping axes may become steep-dipping.

In describing the Schlingenbau (loop-structure) the surface (s_1, s_2) and fold structure (B_1) is employed.

The foliation s_1 is frequently folded (B_1) and defines, across the Venter Valley, a large steep axial fold the Venter Schlinge ($B = 115^\circ/65^\circ$ WNW).

In the Gurgler Valley the folds (B_1) trend NNE—SSW and for the most part, plunge gently to the north. In the region of Sölden the trend changes from N—S to NW—SE and E—W the folds retaining their gentle plunge. In the crest region between the Gurgler and Venter Valleys the same rotation toward the NW and W occurs, but at the same time the plunge increases such that the axes in the valley floor are steep and even reach vertical positions. The west flank of the Schlinge ist distinguished by polyaxial folding (table 2).

The s_2 -surfaces can be geometrically referred to as foliation of the B_1 -folds. They strike NNE—SSW in the Gurgler Valley, with a predominately west dip, and scatter preferentially in the NW—SE sector in the region of Vent.

A strict arrangement of the fold structure into distinct structures and planes of movement is not possible, since the deformation was not symmetrically uniform, and since, due to high mobility of the rocks within the inner loop, it took place in the form of polyaxial folding with which quasiplastic compensatory movements were connected.

Gneiss-micaschist units, probably flat-axially folded, were bent around steep axes in the course of the loop formation, and the excess of volume in the core of the growing macrofolds was compensated by a stretching of the limbs of the loop or through movements along the direction of the loop axis. The axial plunge towards the inner part of the loop indicates that the vertical, compensatory, movements were directed downward.

The steep axial folding is probably related to the Variscan Orogeny.

Inhalt

	Seite
I. Einleitung	4
II. Geologische Übersicht	6
III. Gesteinsbeschreibung	7
A. Allgemeines	7
B. Paragneise	8
1. Allgemeines	8
2. Biotit-Muskovit-Plagioklasagneise	9
a) Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer	9
b) Biotit-Porphyroblastengneise	18
3. Granat-Glimmerschiefer	19
4. Graue mineralreiche Glimmerschiefer	23
5. Einlagerungen	25
a) Quarzitisches Gesteine	25
b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer	25
c) Kalksilikatische Einlagerungen	26
C. Amphibolite	31
1. Allgemeines	31
2. Plagioklasamphibolite	32
3. Chlorit-Plagioklasamphibolite	35
4. Aktinolithische Amphibolschiefer	35
5. Zur Genese der Amphibolite	36
D. Granitgneise	36
1. Allgemeines	36
2. Muskovit-Granitgneise	37
3. Augen- und Flasergranitgneise	39
4. Biotit-Granitgneise	40
5. Zur Genese der Granitgneise	42
E. Basische Ganggesteine	43
F. Kristallisation und Deformation	46
G. Das Alter der Gesteine	51
IV. Tektonischer Bau	52
A. Allgemeines	52
B. Schieferung und Faltung	52
1. Schieferung (s_1)	52
2. Faltung (B_1, B_2)	59
3. Schieferung (s_2)	62
C. Brüche und Störungen	63
D. Zum Mechanismus der steilachsigen Faltung	64
E. Das Alter der steilachsigen Faltung	66
Tabellen 6 und 7	68
Literatur	70

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit liefert einen Beitrag zur tektonischen Erforschung der südlichen Ötztaler Alpen. Bereits in den Jahren 1912 und 1914 hat SANDER in seinen grundlegenden Veröffentlichungen über die tektonische Gesteinsfazies und die Tektonik des Grundgebirges auf die „Faltung um steile Achsen“ im Altkristallin der Ötztaler Alpen aufmerksam gemacht und eingehendere Untersuchungen dieser Bauformen angeregt. In den Jahren 1927—1931 kartierte dann SCHMIDEGG (1932), gestützt auf die Vorarbeiten TELLERS (1877—1878) das Kartenblatt Sölden und St. Leonhard (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000) und fand, daß im Gegensatz zu den flachachsrig gefalteten nördlichen Ötztaler und Stubai Alpen der tektonische Bau in den südlichen Teilen der Ötztal-Masse von ausgedehnten steilachsigen Großfalten, sogenannten Schlingen, beherrscht wird. Den gleichen Faltungsstil, der unter der Bezeichnung Schlingentektonik bald in die Lehrbücher der Tektonischen Geologie einging, stellte WENK (1934) etwa zur gleichen Zeit auch im Südteil der Silvretta-Masse fest.

Leider sind Erläuterungen zu Blatt Sölden und St. Leonhard nicht erschienen und auch die von SCHMIDEGG (1933) angekündigte Publikation petrographischer und gefügekundlicher Arbeitsergebnisse unterblieb infolge der Kriegsergebnisse. Es liegt daher bis heute lediglich eine erste, kurz gefaßte Beschreibung (SCHMIDEGG 1933) dieser bemerkenswerten Strukturen vor, die das auffällige Kartenbild der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen bestimmen (Abb. 1).

Der Darstellung SCHMIDEGGS ist zu entnehmen, daß in den einzelnen Schlingen flache, steile und vertikale Faltenachsen miteinander wechseln. Es schien uns daher lohnend, das „Achsenchaos“ einer solchen Großfalte im einzelnen aufzunehmen, um eine vertiefte Vorstellung vom Schlingenbau und vom Ablauf des offenbar recht komplizierten Bewegungsvorganges bei der „Faltung um steile Achsen“ zu gewinnen. Als Musterbeispiel bot sich dafür die deutlich umrissene Venter Schlinge an, in der man, dank des tiefen Einschnitts der Venter Ache, eine Profilhöhe von mehr als 1300 m überblicken kann.

K. SCHMIDT führte in den Sommern 1961—1963 im Gurgler und Venter Tal tektonische Aufnahmen durch. M. BAUMANN und P. HELBIG hatten die Aufgabe, das Venter und Ramolkogel-Gebiet im Maßstab 1 : 10.000 zu kartieren und das tektonische Meßnetz vor allem für die Venter Schlinge zu verdichten. Es zeigte sich aber bald, daß ohne die Kenntnis der Gebiete im S und SW keine Schlüsse auf die Bewegungsvorgänge zu ziehen sind. Dank des Entgegenkommens von Herrn Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOME konnten entsprechende Aufnahmen ohne Aufschub in Angriff genommen werden. Die Untersuchungen gewinnen noch dadurch an Interesse, daß auch die steilachsige Faltung der Westalpen immer besser bekannt wird (WENK 1955, 1956, 1962, 1963) und ein Vergleich der west- und ostalpinen

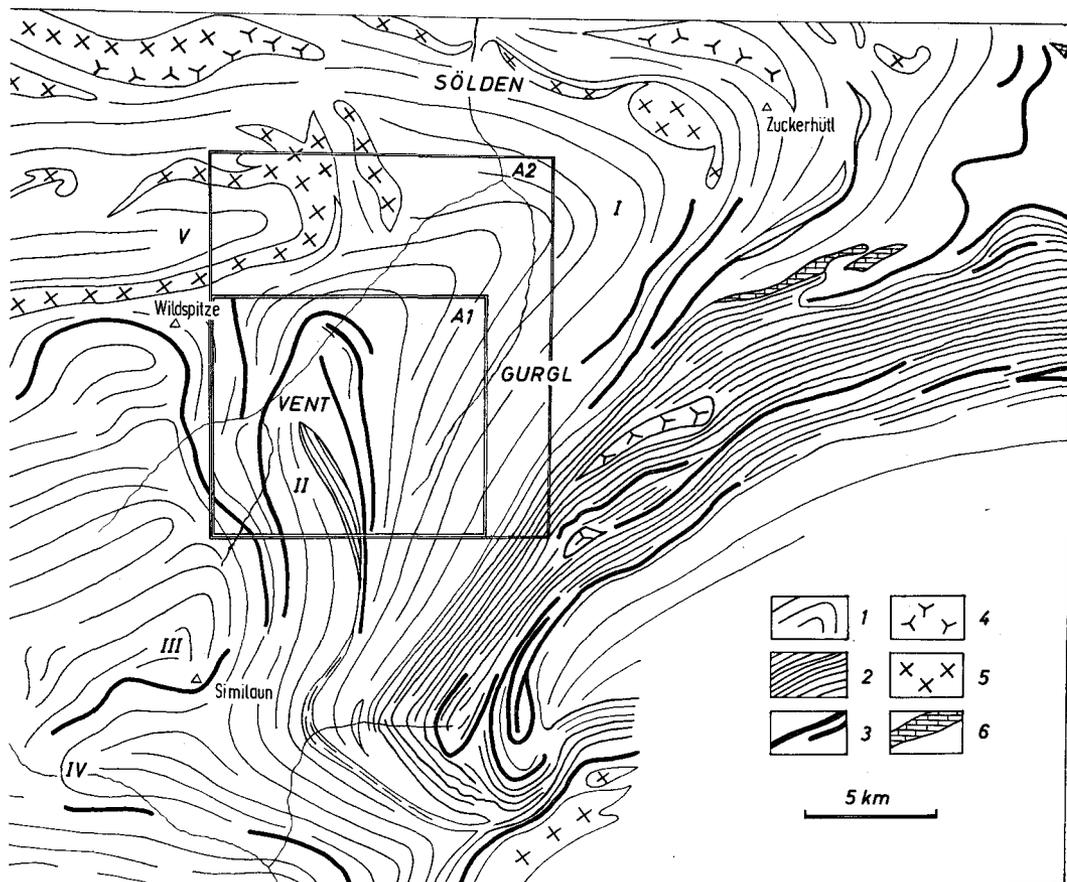


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte nach SCHMIDEGG (1933). 1. Paragneise und Glimmerschiefer. 2. Gesteine des Schneeberger Zuges. 3. Tektonische Leitgesteine (Gneise, Amphibolite, Marmore). 4. Tonalitische Gneise und Orthoamphibolite. 5. Granitgneise. 6. Zentralalpine Trias. I Stubaier Schlinge, II Venter Schlinge, III Marzell-Schlinge, IV Schlingenbögen des Schnalstales, V Mittelberg-Schlinge.

A 1 Umriß der geologischen Karte (Tafel 1).

A 2 Umriß der tektonischen Karte (Tafel 2).

Schlingengebiete neue Gesichtspunkte für die Rekonstruktion der alpinen Baugeschichte verspricht.

Da eine petrographische Beschreibung des bearbeiteten Gebietes bisher fehlt, wird diese im ersten Teil der Arbeit, soweit für das Thema erforderlich, nachgeholt. Eine quantitative Darstellung des Stoffbestandes muß in diesem Rahmen aber unterbleiben. Auch die Beschreibung der Korngefüge wird einer eigenen Arbeit vorbehalten.

Herrn Prof. B. SANDER (Innsbruck) gilt unser besonderer Dank, da er durch seine Empfehlungen und sein reges Interesse an den Problemen den entscheidenden Anstoß zu diesen Untersuchungen gab. Herrn Prof.

W. HEISSEL (Innsbruck) danken wir herzlich für die in der alpinen Forschungsstelle der Universität Innsbruck (Obergurgl) gewährte Gastfreundschaft. Herr Priv.-Doz. Dr. KLEMM (München) war so freundlich, uns bei der Durchsicht der Erzanschliffe behilflich zu sein. Die Durchführung der Arbeiten wurde durch Reise- und Sachbeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Deutschen Alpenvereins ermöglicht.

II. Geologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt im Südteil der Ötztal-Masse, der größten allochthonen Altkristallinscholle der Ostalpen. Nach den heutigen Vorstellungen vom Alpenbau wurde das Altkristallin während der alpidischen Deckenbewegung von S her auf die penninischen und unterostalpinen Gesteinsfolgen geschoben und dabei, wie die Lagerungsverhältnisse an der Brenner-Senke und im Engadiner Fenster zeigen, über eine Entfernung von mindestens 50—60 *km* verfrachtet. WENK (1934) vermutet, daß die Silvretta- und Ötztal-Masse aus dem Gebiet der Etschbucht stammen und nimmt für das Silvretta-Kristallin eine Schubweite von etwa 80 *km* an. Das Alter der Bewegungen ist ungewiß. Die Ötztal-Scholle hat im Engadiner Fenster aber noch Gesteine der Oberkreide, die Silvretta-Masse im Prätigau eozäne Schichten überfahren.

Das Ötztal-Kristallin wird mit seiner mesozoischen Auflagerung (Brenner-Mesozoikum, Jaggl-Trias) von STAUB (1924), RICHTER (1930), CADISCH (1953) und MEDWENITSCH (1962) als Oberostalpin, von KOBER (1923) und TOLLMANN (1963) mit einem Teil der Sedimentdecke als Mittelostalpin gedeutet.

Kristallingerölle in den oberkarbonischen Nöblach-Konglomeraten (KARL 1955) und die Transgression permisch-triadischer Gesteine auf das Kristallin beweisen, daß dessen Hauptkristallisation („Laaser Kristallisation“) einer vortriadischen, vermutlich variszischen Metamorphose angehört. Die sicher nachzuweisenden nachtriadischen Mineralsprossungen spielen in den mittleren Stubaier Alpen nur eine untergeordnete Rolle, gewinnen nach S hin aber an Bedeutung und steigern sich im Schneeberger Zug bereichsweise bis zur völligen Umkristallisation („Schneeberger Kristallisation“) der Gesteine. Die Unterscheidung vor- und nachtriadischer Mineralparagenesen ist daher im Einzelfall sehr schwierig und soll mit Hilfe physikalischer Altersbestimmungen versucht werden.

Das Aufnahmegebiet gehört zu den orographisch höchsten Teilen der Ostalpen und ist daher von ausgedehnten Firn- und Gletscherfeldern bedeckt. Die Gletscher der Ötztaler Alpen nehmen nach dem Stand der Alpenvereinskarte (Aufnahme 1938) eine Fläche von 171 *km*² ein (MORAWETZ 1952, 1954). Einen guten morphologischen Überblick vermitteln die topographischen Alpenvereinskarten der Ötztaler Alpen 1 : 25.000, Bl. 30/1 Gurgl und Bl. 30/2 Weißkugel-Wildspitze.

Das Venter und Gurgler Tal bilden die hydrologischen Leitlinien des Arbeitsgebietes. Beide Täler stoßen bei Zwieselstein (1462 *m*) aufeinander, und ihre Bäche, Venter und Gurgler Ache, vereinigen sich zur Ötztaler Ache.

Die Venter Ache entspringt bei Vent (1896 *m*) aus dem Zusammenfluß von Rofen- und Niedertaler Ache und hat wie die Rofen Ache über lange Strecken eine junge Schlucht in den älteren Talboden geschnitten. Im Einzugsgebiet der Rofen Ache liegen als bedeutendste Gletscher der Vernagt-, Hochjoch- und der Hintereisferner, im Einzugsgebiet der Niedertaler Ache der Marzell-, Schalf- und Diemferner.

Die Gurgler Ache nimmt in ihrem Oberlauf vor allem die Schmelzwasser des Gurgler-, Langtaler-, Seelen- und Rotmoosferners auf.

Alle Täler zeigen die Spuren einer kräftigen glazialen Erosion: Gletscherschliffe, Rundhöcker, Trogschultern und verschiedenartige Karformen. Die Talflanken sind in den höheren Bereichen oft durch mehrere mit Moränen und Hangschutt bedeckte Verebnungen gegliedert.

Die Gipfelinie des Ramolkogel—Nörderkogel-Kammes zwischen Gurgler und Venter Tal senkt sich von 3550 *m* (Gr. Ramolkogel) im SW bis auf 2827 *m* (Mittagskogel) im NE. In gleicher Richtung verringert sich auch die Vergletscherung und Firnbildung. Infolge der unterschiedlichen Exposition ist das Eis auf der östlichen Kammseite bis auf geringe Reste verschwunden, auf der Westseite dagegen erreichen die Talgletscher noch Längen von 2·5 *km* (Diemferner) bzw. 1·5 *km* (Spiegel-, Latsch- und Steiniglehnferner).

Ähnliche Verhältnisse herrschen an der Westseite des Venter Tales. Der Wildspitz—Mutkogel-Kamm senkt sich von 3770 *m* (Wildspitze) im SW auf 3058 *m* (Geislacher Kogel) im NE. Während die Gletscher auf der Ostseite des Kammes weitgehend zusammengeschmolzen sind, wird die Westflanke des südlichen Kammabschnittes von den ausgedehnten Eis- und Firnfeldern des Taschach- und Mittelbergferners eingenommen.

Durch den starken Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte sind zum Teil großflächige Aufschlüsse frischen Gesteins entstanden, die einen ausgezeichneten Einblick in die Verbandsverhältnisse gestatten.

III. Gesteinsbeschreibung

A. Allgemeines

Das Gebiet von Obergurgl und Vent ist, wie die Ötztal-Masse insgesamt, vorwiegend aus Paragneisen, Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen aufgebaut, die bereichsweise einen glimmerschieferähnlichen Habitus annehmen. Trotz fließender Gesteinsgrenzen lassen sich aber einzelne Glimmerschieferzonen gegen die Paragneise abgrenzen, wie z. B. die Glimmerschiefer des Ramolkogel—Nörderkogel-Kammes, die die lithologische Monotonie des Gurgler Tales unterbrechen. Auffallend sind die relativ schmalen aber weit aushaltenden Amphibolit- und Granitgneislager. Sie ziehen von S über eine Entfernung von mehr als 15 *km* in die Venter Zone hinein und stellen ausgezeichnete tektonische Leitlinien dar. Während die Amphibolite aber an der Venter Ache in die Tiefe tauchen, beschreiben die Granitgneise eine große steilachsige Falte — die Venter Schlinge — und spalten im Faltscheitel in mehrere Lager auf.

Mächtige Granitgneiskörper erscheinen erst weiter im NW, in der Gipfelzone zwischen Mutkogel (3312 *m*) und Geislacher See (2702 *m*). Sie gehören

bereits der Mittelberg-Schlinge an. Als jüngstes Glied der Gesteinsfolge durchbrechen E—W-streichende, posttektonisch intrudierte basische Gänge den Faltenbau.

Die Neukartierung wurde auf das lithologisch differenziertere Gebiet im Bereich der Venter Schlinge beschränkt. Als Aufnahmeunterlage dienten die AV Karte 1 : 25.000 Bl. 30/1 und Luftbilder. Schwierigkeiten ergaben sich bei der Kartierung nur in der unmittelbaren Umgebung der Gletscher, wo durch den Eisschwund der letzten Jahrzehnte merkliche topographische Veränderungen eingetreten sind.

B. Paragneise

1. Allgemeines

Die Paragneise bilden im ganzen zwar eine ziemlich einheitliche Serie, weisen im einzelnen aber eine bedeutende Variationsbreite auf. Die fein- bis mittelkörnigen Gesteine sind schiefrig oder feinflasrig ausgebildet, spalten plattig, enthalten aber auch mehr oder weniger massige Partien. Der Haupttypus, die Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise, gehen durch allmähliche Glimmerzunahme in Glimmerschiefer über. Sie sind durch epidotreiche Zwischenglieder mit Amphiboliten verknüpft und neigen durch Zunahme des Quarzgehaltes zur Bildung quarzitischer Gesteine. Die Abgrenzung der einzelnen Varietäten ist daher nicht einfach und richtet sich bis zu einem gewissen Grade nach der Auffassung des jeweiligen Bearbeiters. An Stelle der in der Karte angegebenen Gesteinsgrenzen, liegen im Gelände meist mannigfache Wechsellagerungen verschiedener Zwischentypen vor.

Trotz der Metamorphose zeigen die Gesteine immer wieder eine relik-tische Schichtung. Leithorizonte, die man für eine erste lithostratigraphische Gliederung verwenden könnte, waren bisher jedoch nicht zu finden. In einzelnen Zonen häufen sich zwar kalksilikatische Einschlüsse, ihr Auftreten ist aber zu lückenhaft, als daß man sie für eine Horizontierung verwenden könnte. Das gleiche gilt für die graphitführenden und quarzitischer Einlagerungen. Vielleicht bieten die tektonisch einfacher gebauten Gebiete weiter im N bessere Voraussetzungen für solche Gliederungsversuche.

Eine besondere Variante der Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise bilden die Biotit-Porphroblastengneise. Sie treten vor allem in der Randzone des Schneeberger Zuges auf und fallen durch ihre verstärkte Biotitprossung und Querbiotitbildung auf. Diese Biotitbildung steht vermutlich mit der alpidischen Schneeberger Kristallisation im Zusammenhang, doch findet man ähnliche Gesteine auch weiter im N und NW.

Die kartierbaren Glimmerschiefer hat SCHMIDEGG auf Blatt Sölden und St. Leonhard unter anderem in „Granat- und staurolithreiche Glimmerschiefer“ und „Graue granatreiche Glimmerschiefer des Spiegelkogel-Firmisan“ gegliedert. Wir bevorzugten aus aufnahmetechnischen Gründen eine Gliederung in Granat-Glimmerschiefer und graue mineralreiche Glimmerschiefer.

Die Gneise und Glimmerschiefer weisen sehr häufig eine Plagioklasprossung auf, die die ursprünglichen Gesteinsunterschiede noch weiter

verwischt. Während die Feldspatblasten in einzelnen Zonen gerade noch mit bloßem Auge zu erkennen sind, bilden sie in anderen typische Perlgneise und Feldspatknottengneise bzw. -glimmerschiefer mit Knoten bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Im Extremfalle nehmen die Gesteine aplitoiden Habitus an. Wegen der diffusen Verteilung der gefeldspateten Bereiche ist ihre Darstellung auf der Karte aber nur bedingt möglich. Soweit zu erkennen, besteht zwischen der Verbreitung der Blastite und der der Orthogneise kein unmittelbarer Zusammenhang. SCHMIDEGG (1933) führt die Feldspatprossung auf den Einfluß synkinematischer Intrusiva zurück. Dafür bieten sich im Gelände aber keine sicheren Anhaltspunkte.

Im ganzen Gebiet zeigen die Gneise und Glimmerschiefer eine starke Quarzdurchtränkung auf. Linsenförmige weiße, graue, sehr oft auch blaue Quarzleukosome bilden schieferungsparallele Lagen und sind mit dem Gestein zusammen verfaltet. Die oft auftretenden biotitreichen Säume sprechen für eine lateralsekretionäre Quarzausscheidung. Analoge Bilder bieten die Dünnschliffe. In ihnen erscheinen die Quarzbänder als polygonale Pflastergefüge.

Quarz-Feldspat-Metatekte sind dagegen kaum vorhanden (Lehner Kar). Relativ selten findet man auch diskordante Quarzgänge und Spaltenfüllungen. Sie enthalten als Besonderheiten bis zu einem Dezimeter lange Disthene und Rutile, denen sich weiter im N auch Andalusit zugesellen kann (HAMMER 1929). Aus der Silvretta beschreibt STRECKEISEN (1928, S. 140) Quarz-Andalusit-Linsen und bemerkt, daß der Andalusit in den umgebenden Gneisen als Gesteinsgemengteil erscheinen kann.

2. Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise

a) Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer

Die fein- bis mittelkörnigen Paragneise der Stubai- und Ötztaler Alpen wurden von HAMMER (1929) als Biotit-Plagioklasgneise bezeichnet. Die Gesteine besitzen aber oft einen sehr hohen Muskovitgehalt, so daß auch häufig Zweiglimmergneise oder seidig glänzende Muskovitzgneise auftreten. Von früheren Bearbeitern ist wegen der gut entwickelten Schieferung und des eindeutigen Metasedimentcharakters die Bezeichnung „Schiefergneis“ bei höheren Glimmergehalten auch „Gneisglimmerschiefer“ bzw. „Glimmerschiefer“ verwendet worden. Da wegen der kontinuierlichen Änderung der Gesteinszusammensetzung entsprechende Abgrenzungen aber nur willkürlich vorzunehmen sind, haben wir auf eine derartige Typisierung verzichtet und die Sammelbezeichnung „Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis“ verwendet.

Die reliktsche Schichtung, d. h. der Wechsel zentimeterbreiter glimmerarmer und -reicher Lagen, verleiht dem Gestein in angewittertem Zustand bereichsweise das Aussehen nahezu unveränderter Sedimente. Die primären Korngrößenunterschiede sind bei der Umkristallisation zwar weitgehend verlorengegangen, in der Glimmerverteilung zeichnet sich aber gelegentlich eine ursprüngliche Gradierung ab. In einzelnen Lagen nimmt dann der Glimmergehalt, dem ehemaligen Tonanteil entsprechend, in Richtung auf die hangende Schichtfuge zu, bis ein dunkler Biotitgneis entsteht,

der scharf gegen ein glimmerarmes, quarzreiches Gneisband abgesetzt ist. In diesem wiederholt sich das gleiche. Derartige Bilder kann man bei Obergurgl und im Venter Tal immer wieder beobachten (Abb. 2).

In der Regel wurden die Sedimentgefüge aber durch die Metamorphose verwischt, so daß die Schieferung das augenfälligste Gefügeelement darstellt. Der Lagenbau wird gelegentlich auch durch die unterschiedliche Größe und Konzentration der Feldspatblasten hervorgehoben.

Das mikroskopische Bild entspricht dem makroskopischen. In den Schliften erkennt man mehr oder weniger homogene granoblastische Quarz-Plagioklas-Glimmer-Gemische mit oder ohne Lagenbau. Die Breite der „Schichten“ schwankt zwischen 0.05 bis 10 mm. Dabei wechseln quarzreiche Lagen (Kd. 0.1 bis 0.2 mm, Mosaik- oder Implikationsgefüge) mit glimmerreichen Quarz-Plagioklas-Lagen (Kd. 0.01 bis 0.05 mm). In den massigen Varietäten liegen, Sandstein- oder Grauwackengefügen vergleichbar, größere Quarzkörner oder -aggregate in einem feinkörnigen Bindemittel aus Quarz, Plagioklas, Glimmer und Epidot.

Aufschlüsse typischer Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise bieten u. a. die ausgedehnten Gletscherschliffe vor dem Gurgler Ferner, die Straßenanschnitte im Gurgler und Venter Tal, wie auch die Aufschlüsse an der Timmelsjoch-Straße.

Bei der Inhomogenität des Materials ist eine quantitative Stoffbestimmung schwierig. Einen Überblick über die Variationsbreite der Gesteine vermitteln die in Tab. 1 zusammengestellten Integrationsanalysen:

Tabelle 1

Zusammensetzung verschiedener Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise in Vol.-%

Probe	1	2	3	4
Quarz.....	38.4	53.0	67.5	15.0
Plagioklas	22.8	17.0	13.8	14.0
Biotit	32.8	13.0	2.5	15.9
Muskovit	4.4	12.2	15.7	46.7
Granat	0.5	3.8	—	4.0
Chlorit	0.5	0.5	0.1	3.3
Epidot	0.3	—	0.2	0.5
Akzessorien.....	0.3	0.5	0.2	0.6
Zirkon, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin, Erz, Karbonat, Graphit				
	100.0	100.0	100.0	100.0

1 = Biotit-Plagioklasgneis vom Beilstein (2140 m).

2 = Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis vom oberen Weixel Mahder (2560 m).

3 = Muskovit-Plagioklasgneis vom Weg Obergurgl—Ramolhaus (2605 m).

4 = Muskovitreicher „Gneisglimmerschiefer“ unterhalb des Lehnerkars (2605 m).

Die Quarz- und Glimmeranteile der 4 Proben variieren in etwa gleicher Größenordnung. Der Plagioklasgehalt bleibt dagegen vergleichsweise konstant.

Im folgenden werden die Gesteinsgemengteile kurz charakterisiert.

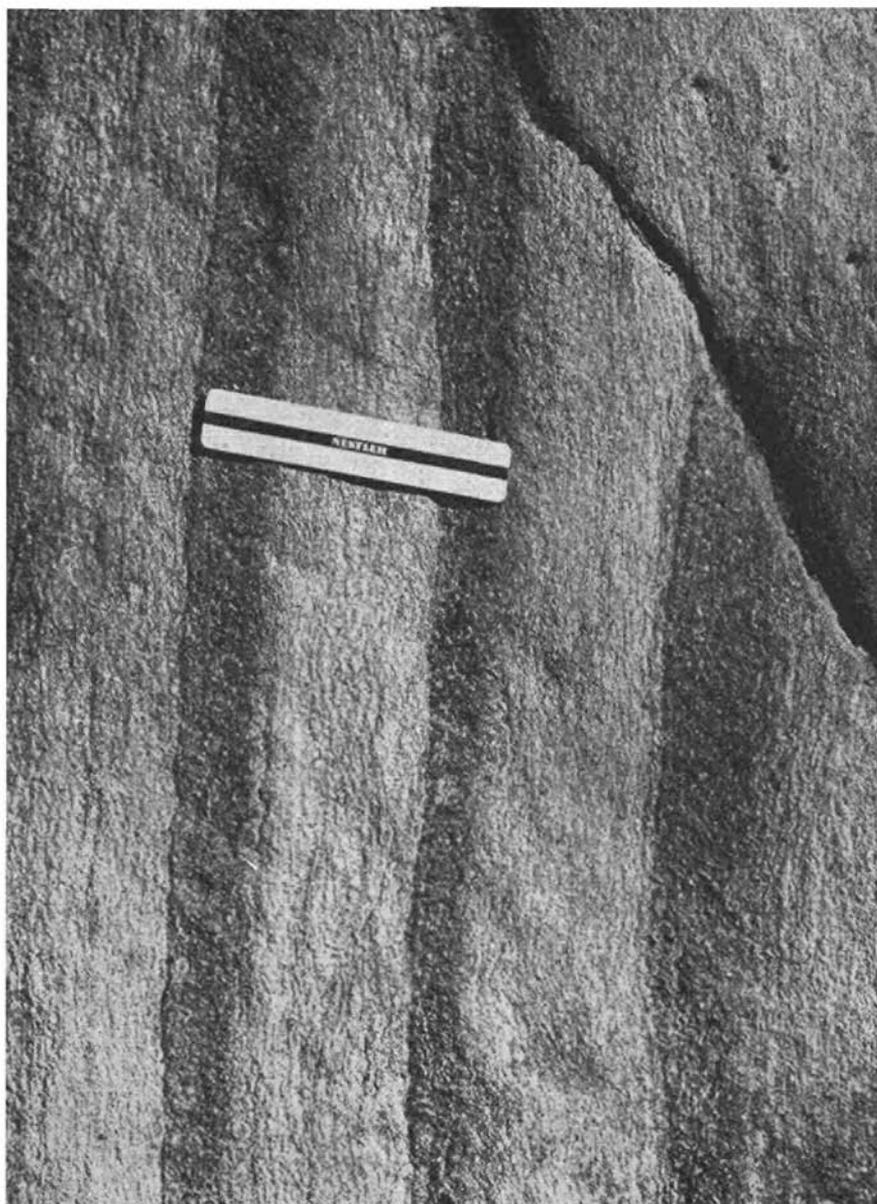


Abb. 2: Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit reliktscher Schichtung (ss). In der Glimmerverteilung zeichnet sich vermutlich eine ursprünglich gradierte Schichtung ab (Maßstab 12 cm). Aufschluß am Weg von Vent zum Mutsbichl (Höhe 2270 m).



Abb. 3: Biotit-Muskovit-Polygonalbögen in parakristallin gefalteten Glimmerschiefern. Der Querbiotit (links oben) ist von parallelen Chloritleisten umwachsen. Glimmerschiefer vom rechten Ufer der Venter Ache zwischen Griefsbach und Birglas-Rinne (Höhe 1880 m).

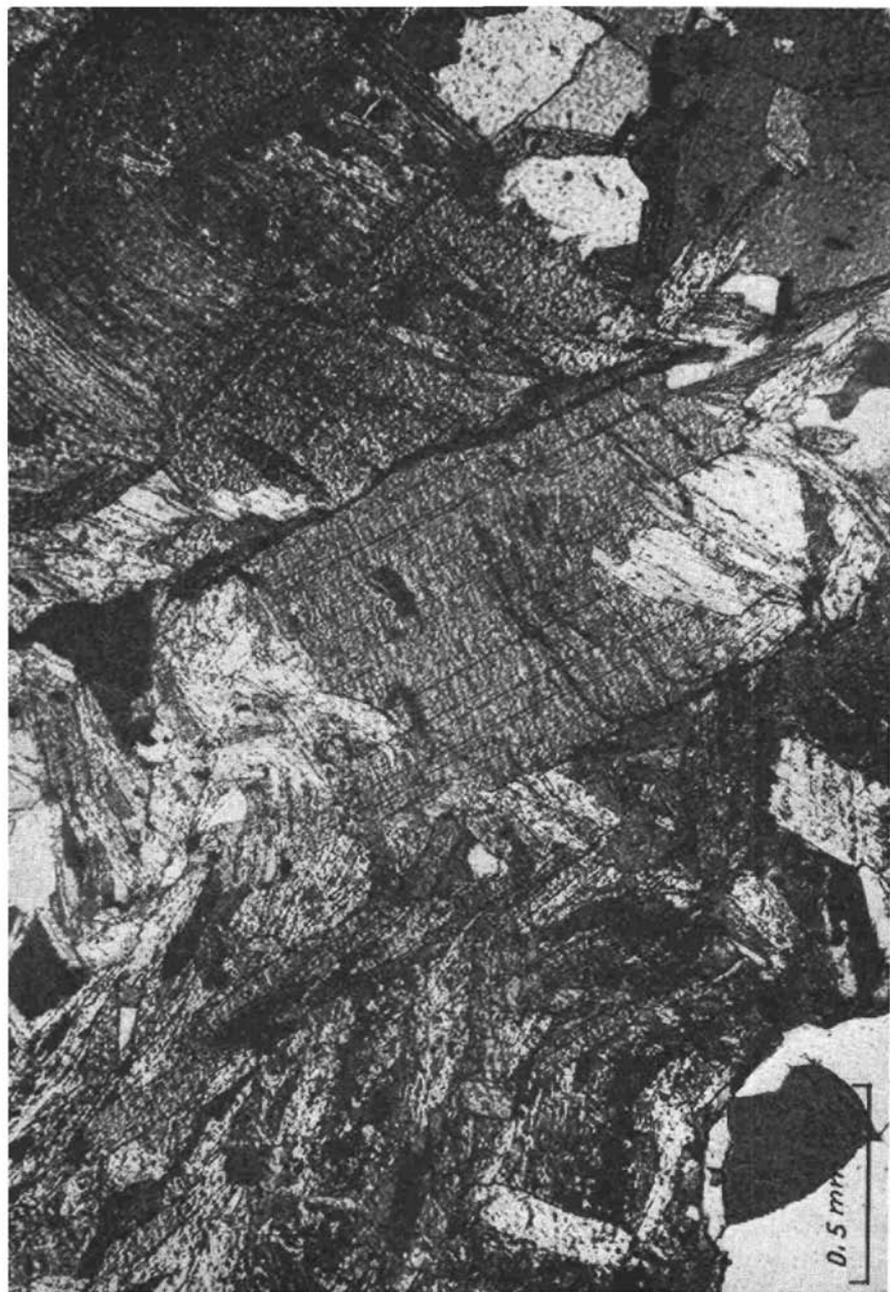


Abb. 4: Quermuskovit mit *se*-parallelem Interngefüge (Biotit, graphitisches Pigment). Die Muskovitfalten rechts davon sind stetig gekrümmt, in der linken Bildhälfte zeichnen sich dagegen Polygonalbögen ab. Granat-Glimmerschiefer von der Lehnerkar-schneide (Höhe 2700 m).

Biotit, Muskovit

Biotit (Kd 0.1—2 mm, Pleochr. X = farblos bis hellgelb, Y = Z = braun bis rotbraun) ist häufig mit gleichgroßen Muskoviten (X = farblos, Y = Z = blaßgrün) parallel verwachsen und enthält Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Weitgehend entfärbte Biotitblätter lassen vermuten, daß ein Teil des Muskovits aus Biotit hervorgegangen ist. Für die Bildung feinkörniger Hellglimmer ist das klar, da in den Schnittpunkten einander kreuzender Glimmerbahnen die Biotite unter Hellglimmer-, Erz- und Epidotbildung aufsplintern. Ebenso werden größere Muskovitblätter zu Hellglimmer-Haufwerk zerschleifen.

Biotite und Muskovite bilden Flächen- oder Faltengefüge und formieren sich zu typischen Polygonalbögen (Abb. 3). Die vortektonische Glimmergeneration (Biotit_a, Muskovit_a) wurde also deformiert und rekristallisierte anschließend. Eine jüngere Glimmerfolge (Biotit_n, Muskovit_n) wuchs in Form von „Querglimmern“ oder büscheligen Aggregaten regellos über die Schieferung hinweg (Abb. 4). Postkristalline Glimmerverbiegungen sind selten.

Plagioklas

Mit Hilfe der gefalteten Glimmergefüge lassen sich in einigen Proben zwei Plagioklasgenerationen nachweisen. Diese mögen auch sonst vorhanden sein, sind aber nicht immer so eindeutig zu identifizieren. Plagioklas_a (Kd. 0.05—0.2 mm) gehört zum vortektonischen Altbestand der Gesteine. Er besitzt rundliche Kornumrisse und meist fleckige Auslöschung. Die Zwillinglamellierung ist nur noch selten erkennbar.

Der posttektonische Plagioklas_n (Kd. 0.2—0.6 mm) umschließt gefaltete Glimmergefüge, wurde aber hin und wieder auch, wie die verbogenen Zwillinglamellen zeigen, von jüngeren Bewegungen in Mitleidenschaft gezogen. Beide Plagioklasgenerationen enthalten Hellglimmer-Interngefüge (*si*) oder besitzen eine echte Klinozoisit-Hellglimmer-Füllung, wie sie ANGEL (1930), EXNER (1949), KARL (1959) u. a. aus den Tauerngneisen beschrieben haben. Die Füllung bildet die vormetamorphen Stoffinhomogenitäten der Feldspate ab. Sie ist fleckenhaft verteilt, konzentriert sich auf den Kristallkern oder markiert den ursprünglichen Zonarbau. Deutliche Anwachszone fehlen.

Der Anorthitgehalt schwankt zwischen An_{5—30}, liegt aber vorwiegend zwischen An_{20—30}. Rechnet man die Feldspatfüllung in Anorthitsubstanz um (ANGEL 1930, KARL 1959), so ergibt sich ein ursprünglicher An-Gehalt von An_{30—40}.

Quarz

Der Quarz (Kd. 0.1—0.4 mm) bildet Aggregate mit Implikations- oder Mosaikgefügen, kann aber auch als Einzelkorn in feinkristalliner (Kd. 0.05 bis 0.07 mm) Gesteinsgrundmasse eingebettet sein. Aggregate und Einzelkörner sind in stärker deformierten Gesteinen in *s* gelängt und meist reich an feinen Gas- oder Flüssigkeitseinschlüssen. Die Einschlüsse durchsetzen die Kristalle regellos oder folgen Rupturen, die sich unter wechselnden Winkeln schneiden. Häufig ist eine schwache Undulation vorhanden, Böhm'sche Lamellen sind keine Seltenheit.

Granat

Der Granat fällt bereits im Handstück durch seine braunrote Färbung auf. Unter dem Mikroskop erkennt man mehr oder weniger idiomorphe Kristalle (Kd. 0·1—0·6 mm) mit dunkel pigmentierten Kernen und klaren Randzonen, zum Teil auch quarzdurchschossene Granatskelette. Die Kristalle umschließen Quarz, Biotit, Hellglimmer, Eiz, seltener auch Chlorit. Die Einschlüsse sind im Granat entweder regellos verteilt, markieren einen Zonarbau oder formieren sich zu ebenen, oft auch schwach gekrümmten Interngefügen. Da das *si* stets einen geringeren Deformationsgrad aufweist als das benachbarte Externgefüge *se* und ohne Übergang gegenüber *se* verstellt ist, muß der Granat vor- oder frühtektonisch kristallisiert sein. Dafür spricht auch, daß die Kristalle während der Hauptdeformation zerbrochen. Die großen Kristallbruchstücke wurden dann posttektonisch mit feinkristalliner Gesteinsgrundmasse verkittet, während die kleineren zu Schwärmen idioblastischer Kleinkristalle (Kd. 0·07—0·1 mm) rekristallisierten.

Die feinkristallinen Granate zeigen meist eine bessere Idiomorphie als die Großkristalle, ob sie aber immer der posttektonischen Kristallisationsphase angehören ist unsicher, da auch sie trübe Kerne mit klaren Randzonen besitzen. In vielen Schliften ist der Granat biotitisiert oder chloritisiert. Die Umwandlung kann so weit fortschreiten, daß Biotit-, häufiger aber Chloritpseudomorphosen nach Granat vorliegen.

Chlorit

Der Chlorit entstand nicht nur auf Kosten des Granats, sondern bildete sich posttektonisch auch aus Biotit. Am häufigsten beobachtet man eine Varietät, die unter die Prochlorite zu rechnen ist. Sie wächst in gefaltete Glimmergefüge ein, bildet Rosetten und kann auch als sperriger Querchlorit auftreten. Daneben enthalten manche Schriffe als Zersetzungsprodukte des Granats und Biotits Chlorite mit leuchtend blauen Interferenzfarben, die vermutlich der Penninreihe angehören. Bei dieser Umsetzung entstanden außerdem stengelige Epidote oder büschelige, feinkristalline Epidotaggregate.

Akzessorien

Die Gneise enthalten Zirkon, Rutil (Sagenit), Titanit, Apatit, Turmalin, oxydische und sulfidische Erze, Karbonat und Graphit. Die Ilmenite (Lamellen $0·17 \times 0·03$ mm) sind meist an ihren Leukoxenrinden zu erkennen. Feinkristalliner Titanit bildet sich auf den Spaltrissen und an den Rändern des Biotits, er kann in größeren Körnern aber auch mit den Chloriten vergesellschaftet sein. Der Turmalin (Kd. 0·35 mm, Kern: braun bis blaugrau, Saum: olivgrün bis braun) ist zerbrochen und teilweise || B geregelt.

b) Biotit-Porphroblastengneise

Paragneise mit ausgeprägten Querbiotiten bezeichnete SCHMIDEGG (1933 S. 91) in der Grenzzone gegen den Schneeberger Zug als „Biotitporphyroblastengneise“ bzw. als „Grenzglimmerschiefer“. Die meist hellen granatführenden Zweiglimmergneise verlieren sich zwar mit der Entfernung vom Schneeberger Zug, sind aber auch weiter im N und W in kleineren

Bereichen immer wieder zu finden. Je nach dem Überwiegen des Muskovits oder Biotits besitzen sie einen hellen seidigen Glanz oder erscheinen als dunkle Biotitgneise, die man vom Normaltyp der Paragneise nur durch das häufigere Auftreten quer zur Schieferung orientierter Biotite unterscheiden kann. Wir haben bereits bei der Beschreibung der Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise darauf verwiesen, daß eine posttektonische Biotitprossung die Regel ist. Die Porphyroblastengneise kennzeichnen daher lediglich Bereiche besonders intensiver Biotitneubildung.

Zum gleichen Gesteinstyp gehören nach SCHMIDEGG (1933) auch die „Biotitschuppengneise“ von Obergurgl, hell- bis dunkelgraue schuppige, teils feinfaserige Gneise, mit Einlagerungen massiger granitoider Gesteine. Charakteristisch sind vor allem die schuppigen Varietäten, deren s-Flächen mit rundlichen Biotiten (Kd. 2—3 mm) belegt sind. Ein guter Aufschluß befindet sich hinter dem Bundessportheim in Obergurgl.

Diesen Gneisen sind gelegentlich Hornblendegargneise eingeschaltet, die auf den ersten Blick an entsprechende Gesteine im Schneeberger Zug erinnern. Die maximal bis 8 cm, meist aber nur 1 cm langen Hornblendekristalle erweisen sich bei näherer Prüfung jedoch häufig als granat-, feldspat- und quarzdurchsetzte Biotit-Chlorit-Pseudomorphosen. Solche Gesteine treten u. a. an der Nordflanke des Schwärzenkammes und an der Westseite der Hohen Mut bei Obergurgl auf.

In manchen Schlifften fällt auf, daß ein älteres Biotitgefüge s_a von einem jüngeren, mit rotbraunen Biotiten besetzten s_n geschnitten wird, so daß die großen gekappten s_a -Biotite dem ausgeprägteren s_n gegenüber, vor allem im Handstück, als „Querbiotite“ erscheinen können. Echte posttektonische Biotitporphyroblasten (Kd. 0.5—2.5 mm, Pleochr. X = farblos bis hellgelb, Y = Z = braun) sind aber die Regel. Der Biotit wandelt sich unter Titanitbildung in Prochlorit um, der das Gefüge regellos durchwächst oder palisadenartige Aggregate senkrecht s bildet.

Der Plagioklas (Kd. 0.3—0.7 mm) ist durch feines Pigment getrübt oder enthält die typische feinblättrige Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung. Der An-Gehalt schwankt zwischen 5—38% und liegt im Mittel bei 24%.

Idiomorpher Epidot (Klinozoisit-Pistazit) tritt auch außerhalb der Feldspate frei im Gefüge auf.

3. Granat-Glimmerschiefer

Die Granat-Glimmerschiefer entwickeln sich kontinuierlich aus den glimmerreichen Varietäten der Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise. Wir trennten sie im allgemeinen da ab, wo Gneisglimmerschieferlagen in den Glimmerschiefern seltener werden und die Granatführung zunimmt. Die Schieferungsflächen der grauen, klein- bis mittelkörnigen Gesteine sind mit braunroten Granat-Idioblasten, in Bereichen mit stärkerer Feldspatprossung auch mit Plagioklasknoten, übersät. Die verstärkte Quarzdurchtränkung bedingt zusammen mit den Granat- und Feldspatblasten das faserige Gefüge der Gesteine.

Das wichtigste Vorkommen bildet der maximal 800 m mächtige Granat-Glimmerschieferzug, der vom Pfoßental über das Schalfjoch zur Gurgler Scharte zieht und im Vorderen Bachkarle ausläuft. Geringmächtigere

Lager findet man östlich des Gurgler Tales im Roßkar und westlich des Ramolkammes am Gamplesferner, im Ramolkar und am Osthang der Talleitspitze.

Der Deformationsgrad der Gesteine ist verschieden. Sie können eine intensive Kleinfaltung aufweisen, flaserig entwickelt oder stark geschiefert sein.

In den Schliften zeigt sich teilweise ein monomineralischer Zeilenbau. Die mittleren Korndurchmesser schwanken zwischen 0.1 und 0.3 *mm*. In extrem deformierten Proben sinkt die Korngröße auf 0.03 *mm*.

Die Hauptgemengteile sind Biotit, Muskovit, Plagioklas, Quarz und Granat, die wichtigsten Nebengemengteile Epidot und Chlorit. Akzessorisch treten auf: Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin, oxydische und sulfidische Eisenerze, Karbonat und Graphit.

Biotit, Muskovit, Chlorit

Biotit (Kd. bis 3 *mm*, X = hellgelb, Y = Z = braun bis farblos), Muskovit (Kd. bis 3 *mm*) und Prochlorit (Kd. bis 3 *mm*) bilden gemischte Lagen, in denen Biotit oder Muskovit vorherrscht. In manchen Schliften tritt Biotit ganz zurück. Neben Prochlorit sind Chlorite der Penninreihe vorhanden. Während Biotit und Muskovit in einer vor- und nachtektonischen Generation auftreten, entstanden die Chlorite nachtektonisch auf Kosten des Biotits und Granats. Je nach dem Deformations- und Rekristallisationsgrad bilden die Glimmer dicht gepackte Parallelgefüge, zopfähnliche und feinschuppige Strähnen oder sperrige Gerüste. Die posttektonischen Generationen sprossen regellos im älteren Gefüge als Glimmerrosetten und Querglimmern (Abb. 4). Feine Biotitschuppen (Kd. 0.07 *mm*) können das ganze Gestein durchsetzen. Die Chlorite arrangieren sich gelegentlich in der Schieferung zu palisadenartigen Aggregaten.

Plagioklas

In Abhängigkeit vom Deformationsgrad der Gesteine sind die Plagioklase (Kd. 3 *mm*) mehr oder weniger in *s* gestreckt, teils auch gekrümmt und enthalten straff geregelte Hellglimmer-, Erz- und Graphitinternggefüge, während das Glimmerexterngefüge stark gefaltet sein kann. Die xenomorphen Kristalle sind fein verzwillingt. Sie können Quarztropfen, Hellglimmer-Biotitfilze und eine echte Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung enthalten. Zonarbau ist selten. Der An-Gehalt schwankt zwischen 12% und 30%. Die Feldspatknotten der blastitischen Partien erscheinen im Schriff als quarzdurchsetzte Skelette oder zeigen typische Siebstruktur. In stärker deformierten Lagen sind sie zu optisch schwer auflösbaren epidotdurchwachsenen Quarz-Feldspat-Glimmeraggregaten umgeformt.

Granat

Die Granate erreichen Durchmesser bis zu 8 *mm*. Ihre Einschlüsse: Quarz, Glimmer, Erz, seltener auch Pennin und Epidot, bilden ebene oder schwach gekrümmte Internggefüge, können aber auch einen Zonarbau abbilden (Abb. 5). In manchen Schliften ist der Granat, bis auf eine schmale einschlußfreie Randzone, mit überwiegend kantigen Quarzkörnern durchsetzt. Während die größeren Granat-Individuen zu Skeletten aufgelöst



Abb. 5: Mineralreicher Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith vom Gipfel der Talleit-
spitze (Höhe 3408 m). Die kleinen Granate besitzen dunkle von einschlußfreien
Zonen umrindete Kerne und werden von Staurolith (St) umschlossen. Der Staurolith
zeigt wie auch der große Granat (unten links) deutlich Rupturen.

sind oder im Verlauf der Deformation abgerundet und zertrümmert wurden, zeichnen sich die Kleinkristalle (Kd. 0.1 mm) meist durch eine weitgehende Idiomorphie aus.

Quarz

Der Quarz tritt in Einzelkörnern (Kd. 0.07—0.7 mm), gestreckten polygonalen Pflastern oder verzahnten Kornaggregaten auf. Meist ist eine schwache Undulation festzustellen. In den Quarzleukosomen steigt die Korngröße bis auf 3.5 mm.

Epidot

Neben den Klinozoisiten der Plagioklasfüllung durchsetzt feinkristalliner Epidot oft den ganzen Schriff oder ist in größeren Aggregaten mit Biotit verwachsen. Es handelt sich dabei überwiegend um eisenarme Piastazite.

Akzessorien

Die Granat-Glimmerschiefer enthalten: Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin, sulfidische und oxydische Eisenerze, Karbonat und Graphit. Der Turmalin ist in allen Glimmerschiefertypen sehr häufig. Die Kristalle besitzen bläuliche Kerne und olivgrüne Außenzonen, werden bis 2.5 mm lang und sind häufig zerbrochen.

4. Graue, mineralreiche Glimmerschiefer

Als mineralreichen Glimmerschiefer bezeichnen wir hellgraue, granatreiche Biotit-Muskovitschiefer, die sich durch ihren plattig-scherbigen Bruch und ihre Staurolithführung von den Granat-Glimmerschiefern unterscheiden. Im Wildspitz-Gebiet enthalten die Gesteine auch Disthen, der aber mengenmäßig weit hinter dem Staurolith zurückbleibt. Im allgemeinen liegen die Staurolithe (Kd. 1—3 mm) regellos in den Hauptschieferungsflächen und wittern als dunkelgraue oder bräunliche Knoten und Leisten aus. Staurolithreiche Gesteine finden sich vor allem an der Firmisanschneide, westlich unterhalb des Mittleren Spiegelkogels, östlich des Manigbachkogels und in der Scharte zwischen Gamples- und Glaseirferner.

Ein weiteres Kennzeichen der Gesteine sind Einlagerungen quarzitischer Gneise und Glimmerschiefer. In den quarzitischen Lagen treten die Granate (Kd. bis 2 cm) besonders hervor. Zonen mit stärkerer Plagioklasblastese trifft man unter anderem nördlich des Neederseitenkars und südlich des Putzackkars.

Granat-Glimmerschiefer und mineralreiche Glimmerschiefer stehen naturgemäß in engem Zusammenhang und gehen ineinander über. Ein größerer Komplex mineralreicher Gesteine tritt an der Firmisanschneide und im Gebiet des Hinteren und Mittleren Spiegelkogels auf. Er wird im W durch einen Amphibolit begrenzt und im E von Gneisglimmerschiefern abgelöst. Ob die Gesteine nach N abtauchen oder durch eine Störung abgeschnitten werden, ist nicht zu entscheiden. Kleinere Lager durchsetzen die Glimmerschiefer des Ramolkogel-Latschkogel-Grates, erscheinen in der Scharte zwischen Glaseir- und Gamplesferner und nehmen größere Flächen

am NE-Hang der Talleitspitze ein. Der Gipfel der Talleitspitze besteht aus den gleichen Gesteinen.

Im Kristallisationsablauf stimmen die mineralreichen Glimmerschiefer, von ihren stofflichen Besonderheiten abgesehen, völlig mit den Granat-Glimmerschiefern überein.

Glimmer

Die Glimmerschiefer werden von biotit- und chloritführenden überwiegend aber aus Muskovit bestehenden Glimmersträhnen durchzogen, die gewellt oder stark gefaltet sind und in extrem deformierten Partien auch zu Glimmerballen zusammengeschoben sein können. Auffällig sind die in straff geregelten Glimmerstreifen eingebetteten Linsen sperrig gesproßter Muskovit-Biotit- und Chloritaggregate. Die teils gekrümmten, teils in Polygonalbögen zerlegten Biotite und Muskovite sprechen für eine syntektonische Glimmerkristallisation. Die häufig auftretenden Querbiotite, -muskovite und -chlorite gehören einer posttektonischen Glimmerfolge an.

Plagioklas

Die Plagioklase sind syntektonisch zu dünnen Leisten ($6 \times 0.3 \text{ mm}$) ausgezogen, verbogen und teilweise zerschert worden. Die Deformation ist auch an schwach gekrümmten Zwillingslamellen zu erkennen. Neben der älteren deformierten Generation treten posttektonisch gesproßte Kristalle auf, die gefaltete Glimmer- und Quarzgefüge umschließen. Die Plagioklase enthalten regellos eingestreutes Hellglimmer-Konfetti oder echte Hellglimmer-Klinozoisit-Füllungen. Der An-Gehalt schwankt zwischen An_{22-30} .

Granat

Granat ist meist regellos in das Gestein eingestreut, konzentriert sich aber auch in einzelnen Lagen oder Linsen (Lehner Kar). Die Kristalle (Kd. $0.1-5 \text{ mm}$) sind idiomorph, häufig auch unregelmäßig buchtig konturiert und können völlig mit Quarz, Glimmer und Erz gefüllt sein. In manchen Schliffen werden die kantigen Quarzeinschlüsse nur durch hauchdünne Granatmaschen voneinander getrennt. Wie in den Gneisen sind die getrübten Kristallkerne von einschlußfreien Zonen umsäumt (Abb. 5). Dieser Bau ist auch an den Kleinkörnern häufig zu beobachten. Von Rändern und Rissen her werden die Kristalle biotitisiert und chloritisiert.

Staurolith, Disthen

Der Staurolith (Kd. $2-3 \text{ mm}$) bildet kurzprismatische Kristalle und besitzt einen ausgeprägten Pleochroismus ($X = \text{blaßgelb}$, $Y = \text{hellgelb}$, $Z = \text{rötlichgelb}$). Die Kristalle umschließen zonargebaute Granate und enthalten Glimmer-, Erz- und Graphit-Interngefüge, die zum umgebenden *se* konform oder diskonform verlaufen. Mitunter kann die umschlossene Quarzmasse den größten Teil des Kristallvolumens einnehmen. Die Interngefüge und die nicht seltenen Kornzertrümmerungen sprechen für eine vor- bis frühtektonische Staurolithbildung.

In fast allen Schliffen werden die Kristalle von Rändern und Rissen her in Hellglimmer und Chlorit umgewandelt. Häufig beobachtet man nur

noch einzelne, von breiten Hellglimmerpackungen umschlossene Staurolithreste, die es gestatten, die in vielen Schliften vorhandenen Hellglimmer-Chlorit-Ballen als Pseudomorphosen nach Staurolith zu deuten. Auch die vereinzelt auftretenden Disthene sind weitgehend verglimmert.

Quarz

Die Quarze (Kd. 0.45—1 mm) löschen meist schwach undulös aus und bilden wie in den Granat-Glimmerschiefern polygonale Pflaster oder verzahnte Aggregate.

5. Einlagerungen

Gneise und Glimmerschiefer enthalten quarzitische, graphitführende und kalksilikatische Einlagerungen, die, obwohl ihrem Volumen nach unbedeutend, bei der sonst herrschenden Monotonie der Gesteinsserien besonders auffallen.

a) Quarzitische Gesteine

Quarzitische Schiefergneise oder Glimmerschiefer entwickeln sich durch Zunahme des Quarzgehaltes aus den Paragneisen, ohne daß es zur Bildung reiner Quarzite kommt. Die feinkörnigen, grauen Gesteinslagen sind viel häufiger, als aus der Karte hervorgeht. Soweit zu ersehen, nehmen sie in den Glimmerschiefern aber auch nach W hin im Hochjoch-Vernagt-Gebiet an Menge zu.

Die Granatglimmerschiefer oberhalb des Ramolhauses und unterhalb des Großkars enthalten u. a. quarzitische Bänder von mehreren Metern Mächtigkeit. Als quarzitische Gneise erwiesen sich auch die von SCHMIDEGG als „Aplit- und Muskovitorthogneise“ (Gn) kartierten hellgrauen, massigen Gesteine an der Ostflanke der Talleitspitze, die als konkordante, bis 10 m mächtige Lagen die Gneisglimmerschiefer und mineralreichen Glimmerschiefer durchsetzen (Tafel 1).

Die Gesteine bestehen in der Hauptsache aus Quarz, dessen granoblastische Körner (Kd. 0.35 mm) Pflaster- oder Implikationsgefüge bilden und vereinzelt mit verglimmerten Plagioklasen (Oligoklas) vergesellschaftet sind. Diese, vermutlich zum sedimentären Altbestand gehörenden Feldspatrelikte unterscheiden sich deutlich von den mit Quarz durchsiebten Körnern der jüngeren Plagioklasblastese. Die Schieferung wird durch offene Muskovit- oder Muskovit-Chloritgefüge gebildet.

b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer

Obwohl Graphiteinstreuungen in den Paragneisen häufig festzustellen sind, finden sich Einschaltungen mit höheren Graphitgehalten nur selten. Diese bilden schwarze, meist geringmächtige, stark geschieferte Lagen, die häufig als Bewegungsflächen dienten. In Schliften und Anschliften erkennt man neben Erz große Mengen graphitischen Pigments, das sich zu dichten Aggregaten zusammenballt und im Handstück durch schwarzen Abrieb bemerkbar macht. Geringere Graphitbeimengungen rufen in den Gesteinen eine blaugraue Verfärbung hervor.

Graphitschieferbänder treten u. a. südlich und nördlich des Mittagkogels und in der Glaseir-Rinne auf. Ob die dunkle Farbe der Mylonite immer auf einen Graphitgehalt zurückgeht, ist fraglich. Vermutlich wird die dunkle Verfärbung auch durch feinschuppigen Chlorit hervorgerufen.

Graphitschiefer und graphitische Beimengungen beschrieb bereits HAMMER (1923) aus den westlich anschließenden Gebieten (Bl. Nauders). STRECKEISEN (1928) deutete ähnliche Einlagerungen im Silvrettakristallin als eingefaltete karbonische Sedimente. In der Ötztal-Masse sprechen jedoch die häufigen Pigmenteinstreuungen in Gneisen und Glimmerschiefern dafür, daß auch die graphitführenden Einlagerungen zum primären Bestand der Metasedimentserien gehören.

c) Kalksilikatische Einlagerungen

Die in einzelnen Zonen gehäuft auftretenden zonargebauten Kalksilikat-linsen sind in der Regel nur wenige Dezimeter lang, können aber eine Länge von mehreren Metern erreichen. Ihre Ausbildung ist verschieden. Sehr häufig bestehen die Einschaltungen aus einem hellen feinkörnigen Kern, der nach außen hin in hornblendeführende Partien übergeht. Die Randzonen verfließen mit den umgebenden Gneisen oder Glimmerschiefern, können aber auch scharf begrenzt sein. Die hellen Einschlußkerne bestehen aus Quarzaggregaten (Kd. 0.02—0.5 mm), die mit fleckigem, xenomorphen Plagioklas (An_{20-25}) und kurzsäuligen (2.1×1.4 mm) bis langprismatischen Pistaziten durchsetzt sind. Die Plagioklase besitzen einen ausgeprägten Zonarbau. In größeren Chloritaggregaten sind die Reste hellgrüner Hornblenden enthalten. Granat tritt nur akzessorisch auf.

In den dunkleren Randzonen ist die Hornblende weit besser erhalten. (Pleochr. X = hellgrün, Y = Z = hellgrün bis gelbgrün). Sie bildet kurz-säulige (2.5×0.7 mm) Kristalle mit poikiloblastischen Quarz-, Granat-, Biotit- und Epidotverwachsungen und kann sich mit Biotit (X = hellgelb, Y = Z = hellbraun) und Chlorit zu größeren Aggregaten verwachsen. Der Granatgehalt steigt im Vergleich zu den Kernen stark an. Die Granate (Kd. 0.5 mm) besitzen Zonarbau und sind teilweise als Atollgranate entwickelt. Der Quarz bildet Pflaster mit Korngrößen zwischen 0.17—0.85 mm. Plagioklas ist selten.

Neben den linsenförmigen Einschlüssen findet man auch kalksilikatische Lagen, die bei einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern mehrere Meter weit zu verfolgen sind. Auch bei ihnen ist ein dunkler Saum und eine helle, zum Teil gelblichweiße Innenzone zu unterscheiden. In dem Kalksilikatband, das wir an der Straße unterhalb von Vent fanden, besteht die helle feinkörnige Innenzone aus einem nahezu reinen Quarz-Epidot-Gemisch (Kd. 0.35 mm). Der Epidot bildet ein Maschengefüge, das die Quarze bindemittelartig umschließt und den Eindruck eines sedimentären Kornverbandes hervorruft (Abb. 6).

Nach außen hin folgt ein schmaler Streifen mit hellgrünen, quarzdurchsetzten Hornblendeskeletten, an den sich die eigentliche dunkle Randzone anschließt. Diese besteht in der Hauptmasse aus Quarzpflastern (Kd. 0.1 mm), großen Mengen feinschuppigen Biotits (X = hellgelb, Y = Z = hellbraun) und enthält neben feinstengeligen Epidoten Epidot-Feinkornagregate.

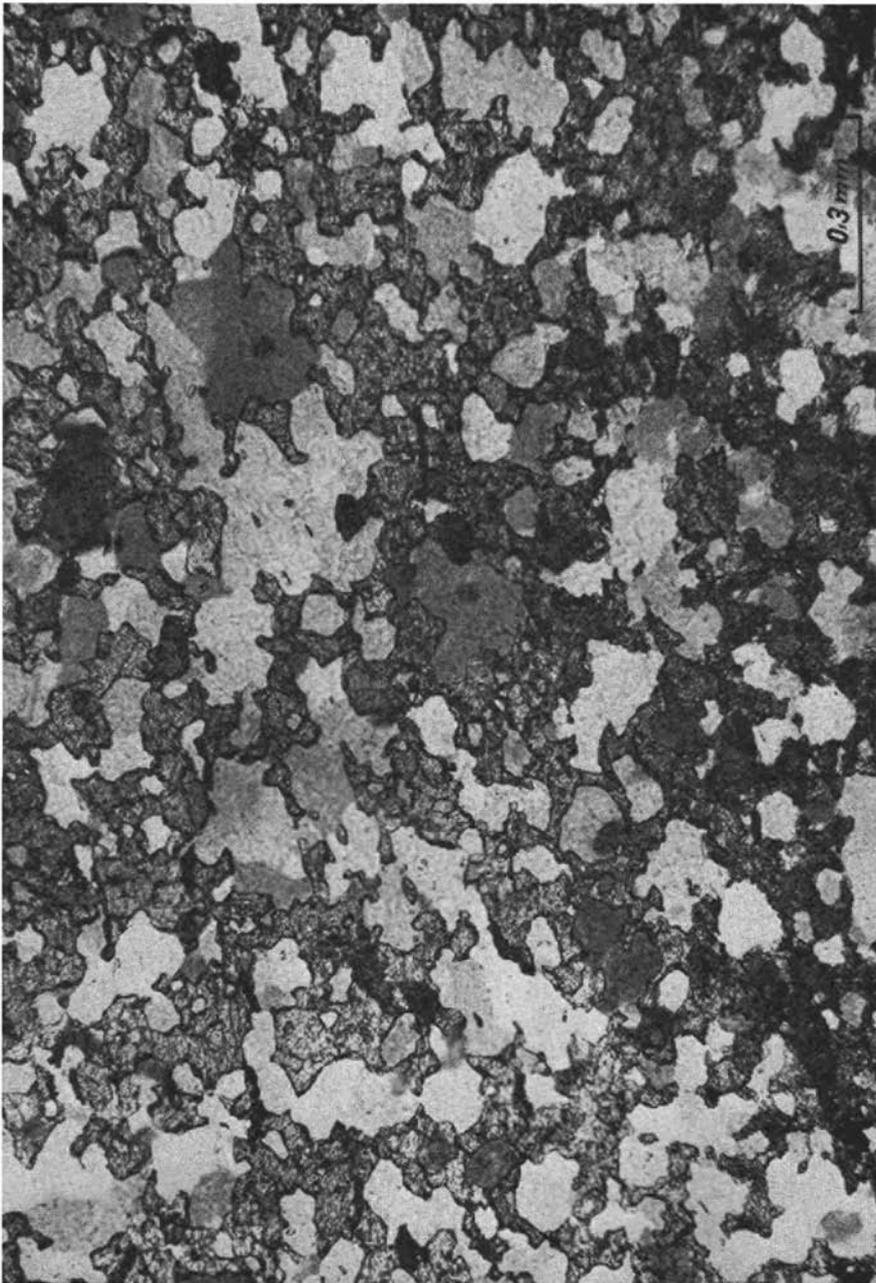


Abb. 6: Heller feinkörniger Kern eines Kalksilikatbandes in Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen an der Straße nördlich Vent, 250 m unterhalb der Mündung des Gießbaches. Die Quarzkörner werden von feinkristallinem Epidot bindemittelartig umgeben, so daß der Eindruck reliktscher Sedimentgefüge entsteht.



Abb. 7: Amphibolitlager in Gneisglimmerschiefern mit starker Granat- und Hornblende-
spassung. Rechte Seite des Niedertales, 100 m nördlich des Schrabächle (Höhe
2412 m).

Die Einschlüsse wurden mit den umgebenden Gesteinen zusammen deformiert. Sie sind gestreckt, gefaltet und zu Boudins oder unregelmäßig begrenzten Körpern umgeformt. Gute Beispiele dafür bieten die Aufschlüsse bei Sölden an der rechten Talseite der Ötztaler Ache.

Ähnliche Einschlüsse wurden aus anderen Gebieten von **ESKOLA** (1932), **HENTSCHEL** (1943) und **GRAETER** (1951) beschrieben. **ESKOLA** deutete Kalksilikatknollen in präkambrischen Metasedimenten Skandinaviens als metamorphe Kalkkonkretionen. **HENTSCHEL** vermutete dagegen, daß die Einschlüsse in den Eulengneisen aus tektonisch deformierten Schmitzen und Lagen kalkiger Sandsteine bzw. grauwackenartiger Sedimente hervorgingen. Das Nebeneinander von Kalksilikatlagen und spindelförmigen Einschlüssen in den Ötztaler Metasedimenten spricht dafür, daß tektonische Formungen an der Bildung der linsenförmigen Einschlußgestalt wesentlich beteiligt waren.

C. Amphibolite

1. Allgemeines

Die Amphibolite durchsetzen als konkordante Lager mit Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu 50 *m* die Gneis-Glimmerschiefer-Verbände und sind mit ihnen eng verfaltet. Das Gefüge der grob- bis feinkristallinen Gesteine ist sehr variabel. In engem Wechsel treten massige, grobflasrige, feinschiefrige und porphyroblastische Varietäten auf. Die Gesteinsfarbe variiert dem Mineralgehalt und der Mineralverteilung entsprechend von hell- bis dunkelgrün nach schwarzgrün. Außerdem können die Gesteine gebändert oder gesprenkelt sein.

Die Kontakte gegen das Nebengestein sind unscharf. Gneise und Glimmerschiefer gehen mit den Amphiboliten entweder enge Wechsellagerungen ein oder sind durch epidot- und karbonatreiche Zwischentypen mit ihnen verbunden. Die Gneisglimmerschiefer neigen in Amphibolitnähe zu verstärkter Granat- und Hornblendebildung (Abb. 7).

Das bedeutendste Amphibolitlager folgt, mit Gneisen eng verfaltet, vom Venter Tal der Griesach-Rinne aufwärts bis zum Wartbichl und verläuft dann mit einigen Unterbrechungen über den NW-Grat des Gr. Ramolkogels zum Hinteren Spiegelkogel. In der Südwand des Hinteren Spiegelkogels bildet das Lager eine große liegende Falte (Abb. 10). Nach den Aufnahmen **SCHMIDEGGS** läßt sich das Gestein von hier in Teilstücken über den Schalkkogel hinweg bis in das Pfossental verfolgen.

Im Venter Tal setzt 0.5 *km* nordöstlich des ersten ein zweites Amphibolitlager ein, das südlich des Latschferners mit schmalen Lamellen bis in die Gegend des Gr. Ramolkogels reicht. Kleinere Amphibolitbänder begleiten die mineralreichen Glimmerschiefer zwischen dem Mittleren und Vorderen Spiegelkogel. Sie sind an der östlichen Talflanke der Niedertaler Ache zu finden und bilden im E und N von Vent mehrere steilstehende Falten.

Zur Beschreibung gliedern wir die Gesteine in Plagioklasamphibolite, Chlorit-Plagioklasamphibolite und aktinolithische Amphibolschiefer. Auf der Karte war eine getrennte Darstellung der Varietäten aber nicht möglich.

Hinterer Spiegelkogel
3426 m

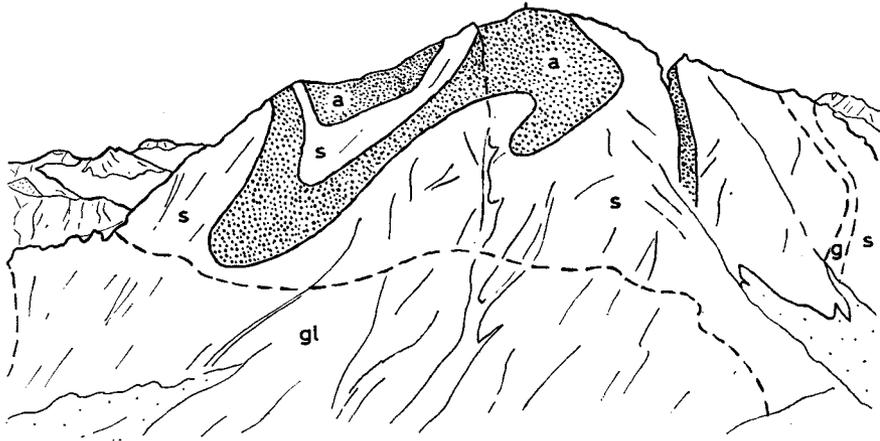


Abb. 10: Amphibolitfalte in der Südwand des Hinteren Spiegelkogels (B_1 $100^\circ / 20$ bis 30° NW). a = Amphibolit, s = Schiefergneis, bzw. Gneisglimmerschiefer, gl = graue mineralreiche Glimmerschiefer, g = granitischer Augengneis.

2. Plagioklasamphibolite

Die Gefügeinhomogenität der Amphibolite erschwert eine quantitative Stoffbestimmung sehr, besonders dann, wenn Gesteine mit Lagenbau oder in grobflaseriger Ausbildung vorliegen. Vielfach wechseln dann Partien aus großkörnigem Epidot, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Titanit und Erz mit solchen, die vorwiegend aus biotitisierter Hornblende bestehen. Die Integrationsanalysen der Tabelle 2 vermitteln einen Eindruck von der Variationsbreite der Gesteinszusammensetzung.

Tabelle 2

Zusammensetzung einiger Plagioklasamphibolite in Vol.-%

Probe	1	2	3
Hornblende	60.1	55.5	27.0
Biotit	1.5	5.3	14.0
Plagioklas	8.8	25.3	19.5
Epidot	15.6	6.9	7.6
Chlorit	0.2	1.4	4.5
Titanit	4.7	2.3	0.1
Quarz	4.3	0.1	—
Karbonat	4.3	0.2	20.4
Hellglimmer	0.2	0.3	—
Erz	0.1	1.6	5.9
Apatit	0.2	0.6	0.9
Granat	—	0.5	0.1
	100.0	100.0	100.0

1 = Plagioklasamphibolit vom Gample (1930 m).

2 = Plagioklasamphibolit von Reichloob (2320 m).

3 = Plagioklasamphibolit vom Wartbichl, an der Venter Straße (1820 m).

Hornblende

Hornblenden bilden bei weitem den Hauptgemengteil der Amphibolite. Sie sind entweder regellos im Gestein verteilt oder formieren sich zu Flächen-, seltener auch zu Lineargefügen. Die langprismatischen oder kurzsäuligen Kristalle besitzen meist unregelmäßige Konturen. Eine ausgeprägte Idiomorphie ist nur an nadligen Individuen zu beobachten. Die Korngröße schwankt zwischen 0.4 und 7 mm.

Nach den optischen Daten (Pleochr. X = farblos bis blaßgelb, Y = olivgrün, Z = hellblaugrün; $c \wedge Z = 12-21^\circ$, $2Vx = 72-86^\circ$) handelt es sich um gemeine Hornblende und Aktinolith. Die Kristalle sind häufig zerbrochen oder lassen zumindest durch ihre mosaikartige Auslöschung eine beginnende Zertrümmerung erkennen. Zerbrochene Individuen sind oft mit Karbonaten oder Quarz-Feldspatmasse aufgeweitet.

Bezeichnend für die mineralfazielle Entwicklung der Gesteine ist die poikiloblastische Durchwachsung der Kristalle mit Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, Titanit, Ilmenit und Karbonat, die sich bis zur völligen Verdrängung der Hornblende steigern kann. Solche Hornblendeumwandlungen hat ANGEL (1948 S. 258) aus Tauerngesteinen beschrieben und als „Floititisierung“ bezeichnet.

Biotit

Der Biotitgehalt der Amphibolite entspricht ihrem jeweiligen Floititisierungsgrad. Biotit (X = hellgelb, Y = Z = braun) bildet mit Hornblende und Chlorit verwachsene Leisten und durchsetzt in feinen Schuppen (Kd. 0.1 bis 0.2 mm) das ganze Gestein. Die Kristalle enthalten Erz-, Zirkon-, Titanit- und Epidoteinschlüsse und sind zum Teil chloritisiert. In den biotitreicheren Gesteinsvarietäten wird die Schieferigkeit vor allem durch Biotit erzeugt. Die Unterscheidung einer vor- und einer nachtektonischen Biotitgeneration ist schwierig. Als sichere nachtektonische Bildungen können nur die auf den Rissen und an den Rändern der Hornblende sprossenden Biotitblätter gelten.

Plagioklas

Der Plagioklas tritt in xenomorphen Großkristallen (Kd. 3—4 mm) oder Mehrkornaggregaten (Kd. 0.7 mm) auf und bildet zusammen mit Quarz xenoblastische Feinkornmenge (Kd. 0.05 mm), die die Kornzwischenräume der übrigen Gesteinskomponenten füllen (Intersertalgefüge). Die Kristalle der älteren Generation enthalten eine echte (Hellglimmer)-Klinozoisit-Füllung und umschließen Hornblende, Biotit, Quarz, Titanit und Apatit. Die Auslöschung ist meist fleckig, wolkig, der An-Gehalt liegt zwischen 25—35%. Rechnet man jedoch die Füllung in Anorthitsubstanz um, so erhält man für den ursprünglichen Plagioklas An-Gehalte von 30 bis 50%. Daneben tritt eine vermutlich jüngere Generation völlig frischer, polysynthetisch verzwilligter Plagioklasse (An 25—30%) auf, der jede Füllung fehlt.

Epidot

Bei den Mineralien der Epidotgruppe handelt es sich um Klinozoisite und Pistazite, die bei der Umwandlung von Hornblende, Plagioklas und

Biotit entstanden. Es bildeten sich entweder feinnadelige Kristalle (Kd. 0·01 bis 0·08 *mm*) oder größere Körner (0·1—2·3 *mm*) mit deutlichem Zonarbau. Vereinzelt auftretende dunkle Kristallkerne bestehen vermutlich aus Orthit. Feinnadelige Epidotaggregate und größere, aber nur selten idiomorphe Kristalle treten auch frei im Gefüge auf. Die Minerale sind in manchen Proben mit Karbonat verwachsen und können sich in einzelnen Lagen stark anreichern.

Titanit

Der Titanit erreicht maximale Korndurchmesser von 5 *mm*. Die teils idiomorphen, teils unregelmäßig begrenzten Großkristalle sind oft zerbrochen. Sie umschließen Biotit und Hornblende, weisen aber auch poikiloblastische Durchwachsungen mit Quarz und Karbonat auf. Den Kornzerbrechungen nach zu urteilen ist ein Teil der Kristalle bereits frühtektonisch entstanden. Eine jüngere Titanitfolge siedelt auf den Spaltflächen der Hornblende, kann die Hornblendekristalle aber auch regellos durchsetzen. Größere Titanitaggregate enthalten oft Ilmenitskelette. Sicher ist also auch Ilmenit in Titanit umgewandelt worden.

Chlorit

Der Chlorit, überwiegend Pennin, entstand auf Kosten der Hornblende und des Biotits. Er bildet Parallelverwachsungen mit Biotit und sproßt in rosettenartigen Aggregaten.

Karbonate

Die Karbonate können neben Hornblende und Biotit den Hauptgemengteil der Gesteine ausmachen. Xenoblastische Körner sprossen auf der Intergranulare, wuchern in der Hornblende und weiten zerbrochene Hornblendekristalle auf. Da die Karbonatmenge in den stärker biotitisierten Gesteinen deutlich zunimmt (s. Tab. 2). ist wenigstens ein Teil davon als Floititierungsprodukt aufzufassen.

Quarz

Der Quarzgehalt der Amphibolite wechselt. Neben Quarztropfen in Plagioklasen und Titaniten treten rundliche Körner (Kd. 0·35 *mm*) oder granoblastische Quarzpflaster auf. Außerdem scheinen die plagioklas-, teils auch epidotreichen Feinkornpflaster (Kd. 0·07 *mm*) der Gesteinsgrundmasse einen erheblichen Anteil neugebildeten Quarzes zu enthalten.

Erze

Die Amphibolite sind im allgemeinen reich an oxydischen und sulfidischen Eisenerzen. Die Erzkörner durchsetzen den ganzen Schriff oder konzentrieren sich in einzelnen, meist auch epidotreichen Lagen. In Gesteinsanschliffen ist Pyrit, Kupferkies, Magnetkies mit und ohne Pentlanditlamellen, ferner Ilmenit, Hämatit und Brauneisen nachzuweisen. Den pentlanditführenden Magnetkiesen nach zu urteilen, scheint wenigstens ein Teil der Gesteine magmatischen Ursprungs zu sein.

3. Chlorit-Plagioklasamphibolite

Die Chlorit-Plagioklasamphibolite sind graugrüne, feinkörnige Gesteine mit ausgeprägter Schieferung. Sie können bereichsweise stark gefaltet sein und unterscheiden sich von den Plagioklasamphiboliten vor allem durch ihren hohen Chloritgehalt. Sonst ist der Mineralbestand derselbe.

Die aktinolithische Hornblende ($X = \text{weißgrau}$, $Y = Z = \text{hellolivgrün}$) wird 0.5 mm lang und ist *s*-parallel geregelt. Sie reichert sich zusammen mit Biotit, Plagioklas, Karbonat und Titanit in Lagen an, die mit biotit- und chloritreichen Bändern alternieren.

Die Biotite ($X = \text{hellgelb-farblos}$, $Y = Z = \text{hellbraun bis braun}$) sind zum erheblichen Teil Produkte der Hornblendeumwandlung und selber bereits soweit chloritisiert, daß sie häufig nur in Relikten erhalten blieben. Der Umstand, daß die Chloritgefüge stellenweise von Querbiotiten überwachsen werden, zeigt aber, daß sich die Biotit- und Chloritbildung zeitlich überlagerte.

Die lichtgrünen Schuppen des Chlorits werden durchschnittlich 0.5 mm groß. Sie sind, wie die unterschiedlichen Faltungs- und Rekristallisationsgrade zeigen, syntektonisch entstanden, aber auch nachtektonisch als Querchlorite oder in Gestalt rosettenförmiger Aggregate kristallisiert.

Karbonate erscheinen in manchen Gesteinsvarietäten als Hauptgemengteil. Sie wachsen über Chloritfalten hinweg und reichen, wie junge Spaltenfüllungen zeigen, bis an das Ende der Mineralisationsfolge.

Eine relativ frühe Titanitbildung kann man auch für die Chlorit-Plagioklasamphibolite belegen, da ein Teil der Kristalle während der Faltung gekrümmt wurde oder zerbrach.

4. Aktinolithische Amphibolschiefer

Die Amphibolitkörper enthalten aktinolithische Amphibolschiefer, in denen dunkelgrüne und graugrüne Lagen miteinander wechseln.

Die dunkelgrünen Bänder bestehen aus einem nahezu monomineralischen Gemenge aktinolithischer bis grammatitischer Hornblendes, deren kurzstengelige oder langnadelige Kristalle gekrümmt oder zerbrochen sein können.

Die graugrünen Lagen setzen sich aus Epidot (Kd. bis 1.5 mm), Chlorit, Karbonat, Titanit und Apatit zusammen und werden vereinzelt von feinstengeligen Aktinolithen durchsetzt.

Die Epidote besitzen braune, schwach pleochroitische Kerne und helle Randzonen, sie sind zum Teil zerbrochen und mit Chlorit bzw. Karbonat aufgeweitet. Große Kristalle werden gelegentlich von feinen Epidotrasen umwachsen.

Die Biotite ($X = \text{hellgelb}$, $Y = Z = \text{braun bis rotbraun}$) konzentrieren sich in großschuppigen Nestern oder straff geregelten, mit Epidot durchwachsenen Lagen.

Spaltrisse und Querklüfte sind mit neugebildetem Chlorit, Karbonat und Quarz gefüllt.

5. Zur Genese der Amphibolite

Aus der Lagerung und dem Gefüge der Amphibolite geht nicht hervor, ob die Gesteine magmatischen oder sedimentären Ursprungs sind. Das Amphibolitlager südwestlich des Mittleren Spiegelkogels dringt nach dem Kartenbild zwar in die mineralreichen Glimmerschiefer ein, doch besagt das wenig, wenn man die Toleranz bei der Abgrenzung der verschiedenen Parageinstypen berücksichtigt.

Die Parallelgefüge der Gesteine, vor allem ihre Bänderung kann man als sedimentogene Merkmale deuten, zumal Relikte ursprünglicher Anlagerungsgefüge auch in den benachbarten Gneisen und Glimmerschiefern erhalten sind. Andererseits veranschaulicht die Schieferung der Granitgneise das Ausmaß der tektonischen Gefügeumprägungen. Magmatische Relikte, wie sie im nördlichen Ötztal in den olivin- und pyroxenführenden Peridotiten des Loibiskogel auftreten (HAMMER 1929), fehlen im Venter Tal. HAMMER (1929) und SCHMIDEGG (1939) deuteten die Amphibolite der Ötztaler Alpen bzw. des Venter Tales als metamorphe basische Eruptivgesteine und dazugehörige Tuffe. Diese Deutung läßt sich durch unsere Beobachtungen weder bestätigen noch widerlegen. Das Auftreten nickelhaltiger Magnetkiese (S. 34) scheint aber zumindest für eine Beteiligung magmatischer Komponenten am Aufbau der Amphibolitlager zu sprechen.

D. Granitgneise

1. Allgemeines

Obwohl die Granitgneise im Venter Gebiet ihrer flächenmäßigen Verbreitung nach nur eine untergeordnete Rolle spielen, besitzen sie als tektonische Leitgesteine große Bedeutung. SCHMIDEGG (1932) gliederte, dem Vorbilde HAMMERS (1929) folgend, die Gesteine auf dem Kartenblatt Sölden und St. Leonhard u. a. in Biotit-Granitgneise, zweiglimmerige Augen- und Flasergneise und Muskovit-Granitgneise. Wir haben diese Terminologie zwar beibehalten, die Granitkörper sind in Wirklichkeit aber so inhomogen, daß eine konsequente Gliederung im Gelände schwierig ist. Die gleichkörnigen Muskovit-Granitgneise besitzen eine ausgeprägte, teils plattig entwickelte Schieferung und sind gelegentlich bis in den Zentimeterbereich eng gefaltet. Sie gehen ohne scharfe Grenze in die Augen- und Flasergneise über, die wiederum mit den Biotit-Granitgneisen verfließen. Diese Verbandsverhältnisse sind sicher nicht allein auf tektonische Verschleifung zurückzuführen, sondern als primäre Stoff- und Gefügeunterschiede zu verstehen.

Muskovit-Granitgneise, wie Augen- und Flasergranitgneise, bilden geringmächtige (10—100 m), aber über eine Strecke von mehr als 15 km aushaltende konkordante Lager. Biotit-Granitgneise findet man dagegen lediglich in einem kleinen Vorkommen am Schranklasegg innerhalb des Schlingenseitels und an der Talleit Spitze.

Die Granitgneiskontakte mit den benachbarten Gesteinen sind im allgemeinen scharf ausgeprägt und tektonisch verschliffen. Übergänge zum Nebengestein finden sich nur am Nördrand des Vorkommens vom Schranklas.

egg, an der Westseite des großen Muskovit-Granitgneisganges unweit Söfnár und am Mitterberg. Die hin und wieder in den Nebengesteinen zu beobachtenden kontaktparallelen Augengneisschlieren und Granitgneisslamellen sind vermutlich tektonisch eingeformte Apophysen.

Die Frage nach dem Alter der Orthogesteine ist nicht ohne weiteres zu beantworten. Die konformen Kontakte und homotakten Gefüge von Ganginhalt und Nebengesteinen sprechen aber für eine vor- bis frühtektonische Intrusion.

2. Muskovit-Granitgneise

Der große, die Schlingenkontur nachzeichnende Granitgneisgang des Venter Tales variiert zwar in seiner Zusammensetzung, besteht aber doch zu einem erheblichen Teil aus typischen Muskovit-Granitgneisen. Der Gang zieht vom Vorderen Diemkogel nach NNW, löst sich an der Mündung des Diembaches in drei geringmächtige Lamellen auf und ist dann über die NE-Flanke der Talleitspitze als zirka 10 m mächtiges Lager bis nach Vent zu verfolgen. Die Venter Ache hat hier durch ihren tiefen Einschnitt einen guten Aufschluß in aplitischen Muskovit-Granitgneisen geschaffen. Das Granitgneisband zieht dann die NW-Flanke des Venter Tales hinauf (max. Mächtigkeit 150 m), biegt unterhalb des Weißkarkogels scharf nach ESE um und schwenkt auf der östlichen Talseite nach S zurück.

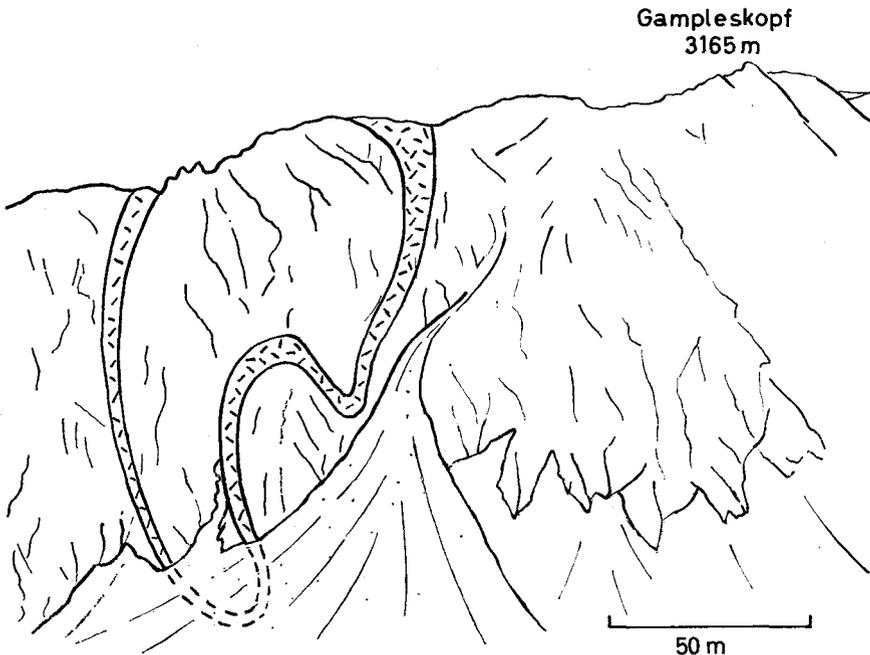


Abb. 11: Flasergranitgneis-Falte am Westgrat des Gampleskopfes ($B_1 = 172^\circ / 12^\circ S$).

Die Gesteine werden im Scheitel der Großfalte durch langgestreckte Paragneiskeile in mehrere Lamellen aufgespalten und weisen im östlichen Abschnitt des Scheitelbogens höhere Biotitgehalte auf. Außerdem enthält der Gang am Fürbichl oberhalb von Vent eine Paragneisscholle.

Ein zweites Granitgneislager setzt innerhalb des Schlingenscheitels, unterhalb des Weißkogels ein und biegt, dem Hauptgang folgend, auf dem Osthang des Tales nach S um, wo es bis zum Latschferner zu verfolgen ist und am Gampleskopf eine große, relativ flachachsige Falte bildet (Abb. 11). Das Lager setzt sich dann in den Augengneisengang zwischen Mittlerem Ramolkogel und Hinterem Spiegelkogel nach SSE fort.

Ein weiterer Muskovit-Granitgneisgang zieht, wenn auch mit Unterbrechungen, den Nordhang des Rofentales hinauf und verschwindet in 2820 m Höhe unter dem Moränenschutt des Taufkars.

Die Muskovit-Granitgneise sind hellgraue, faserige oder dünn geschieferte Gesteine und bestehen im wesentlichen aus Quarz, Plagioklas und Muskovit. Kalifeldspat tritt oft nur als Nebengemengteil auf. Infolge der unterschiedlichen Gesteinsverformung sind wechsellörnige, granoblastische Kornverbände entstanden, die trotz weitgehender Rekristallisation kataklastische Reliktgefüge enthalten.

Plagioklas

Der Plagioklas (Kd. 0.3—0.4 mm) bildet xenomorphe, polysynthetisch verzwilligte Körner mit Anorthitgehalt zwischen 3—35%. Stark getrübe, mit feinblättrigem Hellglimmer gefüllte Körner scheinen einer älteren vortektonischen Plagioklasgeneration anzugehören. Sie besitzen unregelmäßige oder rundliche Kornumrisse und schließen sich zu Mehrkornaggregaten zusammen. Größere Individuen sind nicht selten in mehrere Bruchstücke zerlegt und an Scherflächen zerglitten. Eine vermutlich jüngere Plagioklasfolge fällt durch ihre frischen xenomorphen Kristalle auf. Auch sie bildet Aggregate und kann den älteren Plagioklas umschließen. Unterschiede im Anorthitgehalt zwischen den beiden Generationen ließen sich in den vorliegenden Schliffen aber nicht nachweisen.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat erscheint in Form gegitterter, xenomorpher Mikroklino, zeigt eine beginnende Schachbrettalbitisierung und umschließt Plagioklas. Ein Teil der untersuchten Schliffe war jedoch nahezu kalifeldspatfrei.

Muskovit

Muskovit (Kd. max. 1.7 mm) formiert sich zu unterschiedlich gefalteten Lagen mit ausgeprägten Polygonalbögen und durchsetzt in feinen Blättchen das ganze Gestein.

Biotit

Biotit fehlt, wenn man von vereinzelten grünlichen Schuppen absieht, ganz, er kann sich aber in einzelnen Partien soweit anreichern, daß Zweiglimmergneise entstehen.

Quarz

Quarz bildet je nach dem Deformationsgrad rundliche, gestreckte oder stark gefaltete Pflaster (Kd. 0.03—0.7 mm).

Als Akzessorien findet man Granat, Apatit, Klinozoisit und Erz.

Eine Ausscheidungsfolge ist bei der starken granoblastischen Umkristallisation der Gesteine nicht mehr festzustellen. Falls die Gneise aber wirklich aplitoide Orthogesteine darstellen, können alle Komponenten bereits dem ursprünglichen magmatischen Mineralbestand angehört haben. Die junge Albitgeneration ist dann durch Umlagerung aus dem alten Feldspatbestand hervorgegangen.

3. Augen- und Flasergranitgneise

Der fließende Übergang zwischen Muskovit-Granitgneisen und den Augen- und Flasergneisen ist im Scheitel der Venter Schlinge klar zu erkennen. Während in der Konenrinne noch Muskovit-Granitgneise anstehen, nimmt der Biotitgehalt in den nordöstlich anschließenden Gangabzweigungen unter gleichzeitiger Vergrößerung der Feldspatäugen zu, so daß schließlich zweiglimmerige Augengneise entstehen. Typischer, hellgrauer Augen- und Flasergneis tritt als schmales, streckenweise blastomylonitisches Band am Straßentunnel unterhalb von Vent auf. Er zieht von hier zunächst nach NW, biegt unter dem Feldkögele scharf nach SW und S und überquert 300 m unterhalb des Muhrenbaches die Venter Ache. Auf der rechten Talseite verschwindet der Gang streckenweise unter Hangschutt, ist aber bis kurz vor Vent zu verfolgen.

Auch Teile des Granitgneisganges zwischen dem Mittleren Ramolkogel und dem Hinteren Spiegelkogel bestehen aus Augen- und Flasergneisen. Die zentimetergroßen Feldspatäugen des vorwiegend muskovitführenden Zweiglimmergneises verschwinden aber streckenweise, so daß mittelkörnige Muskovit-Granitgneise vorliegen.

Unter dem Mikroskop tritt der blastokataklastische Charakter der Gesteine deutlich in Erscheinung.

Biotit, Muskovit

Biotit (X = hellgelb, X = Z = dunkelbraun) bildet mit Muskovit langgestreckte Aggregate oder quarz- und feldspatdurchsetzte Nester. Die Biotitblätter enthalten Zirkon und Rutil und sind häufig mit Epidot verwachsen. Gelegentlich zeichnen die Konturen kleinblättriger Biotitballen die Umrisse der ursprünglichen Großbiotite nach.

Wie in den Paragneisen bildet die posttektonische Biotit- und Muskovitgeneration regellos orientierte Querglimmer. Die junge Biotitgeneration besitzt kräftige braune Farben, so daß eine Verarmung der Biotite an Ti, wie sie KARL (1959) aus den Tauerngneisen beschreibt, im Verlauf der Rekristallisation nicht eingetreten sein kann. Ein Teil des Biotits hat sich hingegen unter Erz-, Titanit- und Epidotneubildung in Muskovit umgewandelt. In manchen Schliften weisen feine Biotitfransen und -spieße an den Muskoviträndern auf geringfügige Rebiotitisierungen hin.

Plagioklas

Die 1—3 *cm* großen Feldspatäugen bestehen meist aus Plagioklas-Großkornaggregaten. Kalifeldspateinsprenglinge fanden sich nur in den Augengneisen vom Kleinen Ramokogel. Im Gegensatz zu den Plagioklasen der Muskovit-Granitgneise enthalten die fleckig auslöschenden Kristalle aber echte Hellglimmer-Klinozoisit-Füllungen, die sich schon im Handstück durch die bläuliche Verfärbung der Feldspatäugen bemerkbar machen. Die Zwillinglamellen sind infolge der Anorthitumwandlung nur undeutlich zu erkennen aber merklich deformiert. Der An-Gehalt der Restplagioklase liegt zwischen 13—28%, im Mittel bei 23%. Die Form der Feldspatäugen wechselt mit dem Deformationsgrad der Gesteine. Die Kristalle oder Kristallaggregate wurden zunächst abgerundet und dann zu immer flacheren Linsen ausgezogen, bis schließlich feinflasrige Gefüge entstanden, die eng verfaltet sein können. Eine jüngere Generation ungefüllter xenomorpher Plagioklase durchsetzt blastokataklastische Kleinkornaggregate.

Quarz

Granoblastische Quarz-Pflastergefüge (Kd. 0.1—0.5 *mm*) beteiligen sich neben den Glimmer wesentlich an der Bildung der Schieferung. Einzelne, der völligen Deformation entgangene Quarzgroßkörner werden von rekristallisierten Quarzmörtelzonen umschlossen.

Epidot

Neben den Klinozoisiten der Feldspatfülle erscheint pistazitischer Epidot frei im Gefüge, oft jedoch mit Biotit vergesellschaftet.

Akzessorien

Akzessorisch treten auf: Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit, Granat, oxydische und sulfidische Eisenerze sowie Karbonate. Die Granate bilden Großkörner (Kd. 1.5 *mm*) aber auch feinkörnige (Kd. 0.1—0.2 *mm*) Nester und gehören sehr wahrscheinlich bereits dem vortektonischen Mineralbestand an.

4. Biotit-Granitgneise

Das schon von SCHMIDEGG (1932) kartierte Vorkommen massiger oder schwach geschieferter Biotit-Granitgneise am Schranklasegg reicht hangaufwärts bis zur 2000 *m*-Isohypse und geht dann allmählich in zweiglimmerige Augen- und Flasergneise über. Die grauen und graublauen, mittel- bis grobkörnigen Metagranite enthalten in Gegensatz zu den Augen- und Flasergneisen zahlreiche Kalifeldspat-Einsprenglinge (Kd. 3×1.5 *cm*). Der Biotit konzentriert sich in feinschuppigen Nestern, Muskovit tritt mengenmäßig zurück.

Das wesentliche Kennzeichen der Gneise ist ihr blastokataklastisch überprägtes granitisches Gefüge.

Plagioklas

Die hypidiomorphen Plagioklaszwillingstöcke (Kd. max. 9×3.4 mm) sind mit Hellglimmer-Klinozoisit-Masse gefüllt und von klaren (An 10%) Randzonen umgeben. Für den ursprünglichen Anorthitgehalt ergeben sich 40—60%.

Kalifeldspat

Die Kalifeldspate gehören ihrer Erscheinungsform nach zur magmatischen Ausscheidungsfolge. Die unregelmäßig umgrenzten oder abgerundeten Einsprenglinge bestehen aus großen Karlsbader Zwillingen, sind zum Teil unverzwillingt oder zeigen die typisch wolkige Auslöschung und fleckhaft entwickelte Zwillingsgitterung des Mikroklin. Unregelmäßige Kristallumrisse sind zwar auch für die Kalifeldspate endomagmatischer Nachphasen charakteristisch, sie können aber hier, dafür sprechen die mit Gesteinsgrundmasse gekitteten Kristallbruchstücke, wenigstens teilweise der mechanischen Verformung zugeschrieben werden. Ein Teil der Kristallquerschnitte ist mit Aderperthit durchsetzt oder von einer mehr oder weniger fortgeschrittenen Schachbrettalbitisierung erfaßt. Die Kalifeldspate gehören, wie ihre Plagioklas- und Quarzeinschlüsse zeigen, an das Ende der Ausscheidungsfolge. Die Albitsprossung auf der Intergranulare aneinander grenzender Großkristalle erfolgte vermutlich posttektonisch. Man findet solche Bildungen sonst aber auch in spätmagmatischen Feldspatreaktionsgefügen. Myrmekite fehlen.

Neben den Einsprenglingen durchsetzen xenomorphe Kalifeldspate mit und ohne Zwillingsgitterung das Gestein. Ihre Stellung in der Kristallisationsfolge ist nicht näher festzulegen.

Quarz

Infolge der Deformation sind die ursprünglichen Quarzgroßkörner (Kd. max. 6 mm) in polygonale Pflaster (Kd. 0.2—0.3 mm) zerlegt oder von breiten rekristallisierten Quarzmörtelzonen umgeben. Magmatische Quarz-Restausscheidungen lassen sich nicht mehr identifizieren. Die Kristallkörner sind schwach undulös und weisen Böhm'sche Lamellen auf.

Biotit

Wie der Quarz wurden auch die Biotite (X = hellbraun, Y = Z = dunkelbraun) mechanisch in Kleinkornhaufen zerlegt. Mit ihrer Deformation ging eine Titanit-, Rutil- und Epidotneubildung Hand in Hand. Die Blätter sind mit Muskovit verwachsen und teilweise chloritisiert.

Akzessorien

Als Akzessorien treten Zirkon, Titanit, Rutil, Granat, sowie oxydische und sulfidische Eisenerze auf.

Biotitgranitgneise hat SCHMIDEGG (1932) auch an der Talleitspitze kartiert. Der Felsturm des Nordgrates (3100 m) wird von biotitreichen Granitgneislagen und -gängen aufgebaut, die mit den umgebenden Gneisglimmerschiefern und mineralreichen Glimmerschiefern eng verfaltet sind.

Die feinkörnigen grauen Gesteine weichen aber petrographisch völlig von den Granitgneisen am Schranklasegg ab und gehen, wie die Aufnahmen von H. FUCHS zeigen, nach dem Rofental hin in Muskovit-Granitgneise über.

5. Zur Genese der Granitgneise

Ihrem primären Mineralbestand nach entsprechen die beschriebenen Biotit-Granitgneise normalgranitischen Zweiglimmergraniten bzw. muskovitreichen Aplitgraniten. Die Natur der Augen- und Flasergneise ist nicht immer klar. Ein Teil der Gesteine ist sicher als deformierter Zweiglimmergranit aufzufassen, ein anderer unterscheidet sich nur wenig von den Paragneisen. Infolge der blastokataklastischen Überprägung sind die ursprünglichen magmatischen Gefüge nur an reliktschen Kornverbänden zu erkennen.

Die kalifeldspatführenden Biotit-Granitgneise entsprechen ihrem Mineralbestand und Gefüge nach weitgehend den Zweiglimmergranitgneisen von Umhausen im nördlichen Ötztal, und den Augen- und Flasergranitgneisen der Hohen Tauern. Die Tauerngneise haben lediglich eine kräftigere Rekristallisation erlebt. Zum Vergleich fassen wir die Mineralisationsfolge der Biotit-Granitgneise des Venter Tales in ein von KARL (1959) in den Tauern angewandtes Schema (Tab. 3).

Tabelle 3

Gesteinscharakteristik der Biotit-Granitgneise des Venter Tales

Mineralbestand nach Häufigkeit:	Mineralfolge älter → jünger	Verhältnis von Kristallisation (Kr_1, Kr_2) zur Hauptdeformation (Fm_1)
Quarz	Biotit a, Muskovit a	$Kr_1 \rightarrow Fm_1$ Nach der magmatischen Kristallisation Kr_1 erfolgte eine starke mechanische Formung
Plagioklas	Plagioklas a	
Kalifeldspat		
Klinozoisit-Pistazit	Kalifeldspat a, Quarz a	
Serizit, Muskovit		Kr_2 nachtektonische Rekristallisation und Mineralneubildungen
Biotit		
Chlorit		
Titanit		
Granat	Biotit n, Muskovit n	
Akzessorien	Epidot	
Apatit, Zirkon, Rutil, oxydische und sulfidische Eisenerze, Karbonat	Titanit, Granat, Erz Plagioklas n, Chlorit Kalifeldspat n (?) Quarz n Karbonat	

a = Altbestand, n = Neubildung

Die Übereinstimmung der Tabelle mit der für die Augen- und Flasergranitgneise des Venediger-Gebietes gegebenen Gesteinscharakteristik (KARL 1959, S. 83) ist so groß, daß wir diese hier nicht wiedergeben. Eine Ausscheidungsfolge innerhalb des Kr_2 -Intervalls ist aber nicht festzulegen,

da sich die Kristallisationen der einzelnen Minerale zeitlich überlagern. Unterschiede bestehen jedoch in bezug auf die Datierung der letzten Hauptdeformation (F_{m_1}). Während nämlich KARL (1959) die F_{m_1} -Verformung in den Tauern der alpidischen Orogenese zuweist, nehmen wir in den Öztaler Alpen dafür variszisches Alter an.

Die Frage nach der Genese der Granitgneise ist von den petrographischen und tektonischen Verhältnissen im Venter Tal her allein schwer zu beantworten. Die Form der Gesteinskörper und ihre inhomogene Beschaffenheit lassen zumindest Zweifel daran aufkommen, ob es sich ausschließlich um magmatische Differentiate handelt. Betrachtet man dagegen die ausgedehnten Orthogneiskörper der nördlichen Öztaler und Stubaiäer Alpen, so drängt sich angesichts der stofflichen Variationsbreite (Tonalite, Granit, Aplite) und des Gehalts an basischen Schlieren die Vorstellung auf, daß bei ihrer Bildung paläogene Prozesse eine bedeutende Rolle spielten. Die Raumverteilung der Gesteine spricht darüber hinaus für eine gewisse Differenzierung und Intrusionsfähigkeit.

Die Granitgneisgänge im Venter Gebiet sind vermutlich älter als die Schlingenbildung. Die scharfen Kontakte und das Fehlen typischer Mischgesteine, wie sie z. B. im Winnebachgebiet auftreten (DRONG 1959)¹⁾, legen jedenfalls diese Vermutung nahe. Die gleiche Auffassung vertrat schon SCHMIDEGG (1933). Er führte die geringe Mächtigkeit der Orthogneise auf eine tektonische Streckung während der Schlingenbildung zurück. Auch HAMMER (1929) deutete die Gefüge der Orthogneise der nördlichen Öztaler und Stubaiäer Alpen als das Ergebnis einer postkristallinen Deformation und anschließenden Regeneration. WENK (1934) nimmt im Gegensatz dazu für die Orthogneise der Silvretta syntektonische Intrusion an.

E. Basische Ganggesteine

Die Intrusion der basischen Gänge erfolgte in bezug auf die steilachsige Faltung posttektonisch. Die Ganggesteine treten, wie bereits die Aufnahme SCHMIDEGGS zeigt, im Gebiet des Venter Tales relativ häufig auf, sind darüber hinaus aber aus allen Teilen der Öztal-Masse (HAMMER 1923, AMPFERER u. HAMMER 1924) und aus dem Silvrettakristallin bekannt (BEARTH 1932). Die Gänge durchbrechen die Gneis- und Glimmerschieferverbände und erreichen Längen bis zu 1,5 km. Ihre Breite beträgt zum Teil nur wenige Dezimeter und kann vereinzelt bis auf 20 m anschwellen. Eine Kontaktwirkung ist im Nebengestein nicht zu erkennen. Einer der Gänge am Timmelsjoch enthält Schollen von Hornblendegarbenschiefen, deren Kristallisation vielleicht dem stofflichen Einfluß des Ganggesteins zuzuschreiben ist.

Die Gesteinsentwicklung ist wechselhaft. Es finden sich feinkörnige, grünlichgraue bis schwarze Gesteine, deren Bestandteile bis auf die feinkörnigen Biotitprossen mit bloßem Auge nicht zu erkennen sind. Außerdem

¹⁾ DRONG (1959) kam zu dem Ergebnis, daß die Winnebachmigmatite der Stubaiäer Alpen in bezug auf die Tektonik des Nebengesteins syntektonisch entstanden sind.

treten nicht selten feinkörnige, ophitische Typen von hellgrauer bis blaugrauer Farbe auf. Ihre weißen Feldspatleisten (Kd. bis 7 mm) besitzen oft bläuliche Kerne und heben sich daher zum Teil nur undeutlich von der Grundmasse ab. Dunkle Einsprenglinge bilden Hornblende, schuppige Biotitaggregate und Biotitporphyroblasten. In einzelnen Gängen gehen die körnigen ophitischen Varietäten nach den Salbändern hin in dichte Gesteinstypen über. Die gleiche Erscheinung beschreibt BEARTH (1932) von den Diabasgängen der Silvretta-Masse.

Obwohl die Ganggesteine erst nach der Hauptdeformation aufdrangen, sind sie in den randlichen Gangteilen oft deutlich deformiert und geschiefert. Das Alter dieser Gefügebildung ist ungewiß. Rechnet man aber mit einer spätvariszischen Gangintrusion, so ist die Deformation sowohl spätvariszischen als auch alpidischen Bewegungen zuzuordnen.

Die Gänge sind oft verbogen oder an Störungen abgequetscht. Ihr Streichen pendelt um E—W, das Einfallen ist meist ziemlich steil. Der Gangverteilung nach zu urteilen, scheinen die Gesteine weit durchziehenden E—W-Fugen aufzusitzen. So lassen sich z. B. die Diabase aus der Umgebung des Weißkarkogels mit denen der Gurgler Scharte, des Timmelsjoches und denen des Schneeberger Gebietes geradlinig zu einer 22 km langen E—W-streichenden Gangzone verbinden, die vermutlich eine alte, regional bedeutungsvolle Bruchfuge kennzeichnet. Ein weiterer Gangschwarm zieht im N von Hl. Kreuz den Westhang des Venter Tales bis zum Seitenferner hinauf, ein anderer reicht von der Talleitspitze über die Niedertaler Ache hinweg bis über den Diembach.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine überwiegend ophitische und porphyrische Gefüge, die in stärker deformierten Gangteilen von einer Schieferung überprägt sind.

Bei den ophitischen Typen bilden leistenförmige Plagioklase (Kd. max. 5.5×1.7 mm) ein sperriges Gerüst, dessen Zwischenräume mit einem feinkristallinen Quarz-Biotit-Chlorit-Hornblendegemenge gefüllt sind. In den porphyrischen Varietäten liegen Hornblende-, Biotit-, Feldspat- und Quarzeinsprenglinge (Kd. 3.5—3 mm) in einer feinkristallinen (Kd. 0.07 mm) Grundmasse aus Quarz, Feldspat, Biotit, Karbonat und Epidot. Unregelmäßig umgrenzte Quarz-Albit-Aggregate lassen sich als ursprüngliche miarolithische Hohlraumfüllungen deuten.

Der primäre Mineralgehalt der Gesteine ist nicht mehr sicher zu rekonstruieren. Zum magmatischen Altbestand gehören vermutlich: Pyroxen (?), Hornblende, Plagioklas (An_{15-65}), Biotit, Quarz, Karbonat. Neugebildet wurden: aktinolithische Hornblende, Biotit, Pennin, Prochlorit (?), Albit, Titanit, Karbonat und Turmalin.

Hornblende

Die hellgrünen aktinolithischen Hornblenden bilden langprismatische und kurzsäulige, mit feinkristallinem Epidot und Chlorit durchsetzte Kristalle (Kd. max. 3×1.5 mm). In allen Schlifften zeugen biotit-, epidot- und karbonatdurchwachsene Hornblendeskelette für eine starke Floititierung. Vereinzelt beobachtet man auch diablastische Verwachsungen

von frischem, feinblättrigem Biotit mit feinstengeliger Hornblende. Kornzerbrechungen sind keine Seltenheit. Auf den deformierten Großkristallen sprossen zum Teil nadelige Aktinolithen. Auch völlig zersetzte, nicht mehr bestimmbare Großkristalle werden von aktinolithischen Kristallrasen umsäumt. Vermutlich handelt es sich dabei um ehemalige Pyroxene oder Hornblenden.

Plagioklas

Die Plagioklase bilden idiomorphe, polysynthetisch verzwilligte Leisten oder komplizierte Zwillingstöcke, die sich zu größeren Aggregaten zusammenschließen können. Die fast allen Kristallen eingelagerte feinkristalline Klinozoisitmasse konzentriert sich auf den Kristallkern, kann aber auch den ganzen Plagioklas fleckenhaft durchsetzen. Die gefüllten Zonen werden stets von einschlußfreien, teils fein verzwilligten Säumen mit einem Anorthitgehalt von 12 bis 45% umgeben. Rechnet man die Klinozoisitmasse der Kristallkerne in Anorthit um, so erhöht sich der Wert um An_{15-20} . Neben diesem Feldspataltbestand treten neu gesproßte frische Albite auf. Sie finden sich vor allem in den stärker deformierten Gesteinen und erscheinen als Spaltenfüllungen. In den geschieferten Gesteinspartien sind die Altpagioklase in Klinozoisitlinsen und neukristallisierten Albit zerlegt.

Biotit

Die Biotite (X = hellbraun, Y = Z = braun bis gelblich) durchsetzen als feinblättrige oder sperrige Aggregate oft das ganze Gestein oder konzentrieren sich in Lagen und Nestern. In der heutigen Form sind die Biotitblätter posttektonisch kristallisiert. In den Gängen am Timmelsjoch, also in der Nähe des Schneeberger Zuges, wird das besonders deutlich. Die Gesteine enthalten große hellbraune Biotitporphyroblasten (Kd. $3 \times 2 \text{ mm}$) mit unregelmäßigen, teils skelettförmig aufgelösten Umrissen und zahlreichen idiomorphen Epidoteinschlüssen (Kd. 0.05 mm). Siebstruktur ist keine Seltenheit.

Chlorit

Prochlorit und Pennin sind auch in den basischen Ganggesteinen enthalten. Sie bilden Parallelverwachsungen mit Biotit, können ihn aber auch fleckenhaft verdrängen. Größere Aggregate bilden Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende.

Quarz

Neben den schon im Handstück hervortretenden hypidiomorphen Quarzeinsprenglingen mit typischen Korrosionskanälen enthalten die Gesteine Quarznester und xenomorphe Quarzkörner. Der Quarzgehalt der feinkristallinen Grundmasse ist schwer abzuschätzen.

Akzessorien

Als Akzessorien treten Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Granat, oxydische und sulfidische Eisenerze auf.

Der Granat bildet kleine Idioblasten oder lockere Kornhaufen, die man als zertrümmerte und rekristallisierte Großkristalle deuten kann. Auffällig sind die im Gestein kreuz und quer verstreuten, aus Ilmenit entstandenen bis 2 mm langen Leukoxenleisten. Auf eine nähere systematische Bestimmung der basischen Gänge wird wegen des Fehlens chemischer Analysen und der starken Umkristallisation verzichtet. HAMMER (1929) bezeichnete solche und ähnliche Gesteine auf Blatt Ötztal als „Ganggesteine mit diabasischem Charakter“, BEARTH (1932) in der Silvretta als „Hornblende-Biotit-Diabase“.

F. Kristallisation und Deformation

Die aus dem Wechselspiel von Kristallisation und Deformation resultierenden Gefügemerkmale gestatten, die Kristallisationsgeschichte metamorpher Gesteine in einzelne Abschnitte zu gliedern (SANDER 1915, 1950; ZWART 1962; KARL 1964). Wir wollen von gelegentlichen örtlichen Besonderheiten absehen und die Mineralisationsfolge der Hauptgesteine des Untersuchungsgebietes in bezug auf ihre letzte Hauptdeformation, d. h., Faltung und Schlingenbildung schematisiert darstellen. Dabei werden folgende Abschnitte unterschieden:

- Kr₁ Vortektonischer Abschnitt: Dieser umfaßt bei den Paragneisen die vortektonische Mineralparagenese oder die Bildungen einer vortektonischen Metamorphose, bei den Orthogneisen die Minerale der magmatischen Kristallisation und einer eventuellen Metamorphose. Hierher gehört auch die Anlage der Hauptschieferung (s₁).
- Fm₁ Hauptdeformation: Deformation und Faltung der Hauptschieferung (s₁). *Schlingenbildung*. Entstehung weiterer Schieferungen, Bruchtektonik.
- Kr₂ Posttektonischer Abschnitt: Rekristallisation der bei der Hauptdeformation entstandenen Gefüge. Kristallisationen im Einflußbereich jüngerer Wärmezonen.
- Fm₂ Junge diaphthoritische Deformationen, Mineralbildungen der Diaphthorose. Mylonitisierung. Bruchtektonik.
- Kr₃ Sekretionäre Ausscheidungen auf Spalten und Brüchen.

Für die Paragneise ergibt sich auf diese Weise folgendes Kristallisationsschema: Siehe Tabelle 4.

Wie aus dem Schema hervorgeht, wird das Gesteinsbild der Paragneise im wesentlichen von nachtektonischen Kristallisationen (Kr₂) beherrscht. Es ist daher schwierig, wenn nicht unmöglich, vor- bis frühtektonische Mineralgenerationen sicher zu erkennen oder zu rekonstruieren. Das hat seinen Grund unter anderem in der Mehrdeutigkeit der Gefügebilder. Die Glimmer der Polygonalbögen z. B. können sowohl syntektonisch als auch posttektonisch entstanden sein (SANDER 1950 S. 297). Im ersten Falle kristallisierten sie während der Gesteinsdeformation, wobei Kristallisationen und Deformationen miteinander wechselten oder sich überlagerten. Im

Tabelle 4

Kr ₁	Fm ₁	Kr ₂	Fm ₂	Kr ₃
Muskovit _a		Muskovit _n		
Biotit _a		Biotit _n		
Plagioklas _a (An ₅₋₃₀ +An ₁₀)		Plagioklas _n (An ₅₋₃₀)		
Quarz _a		Quarz _n		
Granat (Almandin ?)				
Staurolith				
Disthen		?		
Erze		Erze		
	Aktinolith			
		Hellglimmer		
		Prochlorit		
			Pennin	
	Epidot			
		Titanit		
			Rutil	

Fälle posttektonischer Kristallisation bilden die Glimmerleisten eine ältere vor- oder frühtektonisch entstandene und während Fm₁ gefaltete Glimmergeneration ab.

Soweit zu ersehen, gehören der vor- bis fröhktekonischen Kristallisation (Kr_1) Granat, Staurolith, Disthen, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit und eine Reihe von Akzessorien wie Zirkon, Apatit, Turmalin, Graphit und Erz an. In der Frühphase der Metamorphose kristallisierten vermutlich auch der Aktinolith und Epidot der kalksilikatischen Einlagerungen.

Granate und Staurolithe enthalten in der Regel ebene oder nur schwach gekrümmte Interngefüge, so daß bei ihrer Kristallisation der Deformationsgrad der Paragneise noch wesentlich geringer gewesen sein muß. Die Tatsache, daß beide Minerale, besonders aber der Granat häufig zerbrochen und mit rekristallisierter Gesteinsgrundmasse ausgeheilt sind, spricht dafür, daß die Deformationen die erste Kristallisation (Kr_1) überdauerten und Granate wie Staurolithe auf die mechanische Beanspruchung wie starre Körper reagierten. Der alte Plagioklasbestand läßt sich aus dem quantitativen Verhältnis von Restplagioklas und Hellglimmer-Klinozoisit-Fülle errechnen (ANGEL 1930, KARL 1959). Die Kornformen des Plagioklas_a wurden aber durch Faltung und Schieferung stark in Mitleidenschaft gezogen, die Unterscheidung vor- und syntektonisch kristallisierter Plagioklase ist daher oft schwierig. Reliktische, von breiten Mörtelzonen umgebene Quarzkörner, wie sie in den Orthogneisen beobachtet werden, fehlen infolge der primär geringeren Korngröße der Paragesteine.

Eine frühe Kristallisation von Muskovit und Biotit ist aus mineral-faziellen Gründen wahrscheinlich, ergibt sich aber auch aus den Gefügen, da beide Glimmer maßgebend an der Bildung der Hauptschieferung (s_1) beteiligt sind. Die Frage, ob die beschriebene Paragenese vor- oder fröhktekonisch entstand, ist nicht sicher zu entscheiden, da die deformierten Interngefüge der beginnenden Verformung Fm_1 oder, als konservierte Altgefüge, einem älteren Deformationsakt angehören können.

Syntektonisch kristallisierten: Biotit, Muskovit, Plagioklas, vermutlich auch Granat und Staurolith. Die Glimmergefüge der gefalteten s_1 -Flächen setzen sich aus Polygonalbögen und stetig gekrümmten Glimmerleisten zusammen. Die Plagioklase sind in stärker deformierten Gesteinen syntektonisch zu Leisten ausgezogen und verbogen. Auch die Granatkristallisation scheint bis in die Fm_1 -Phase hinein angehalten zu haben, da sich die Interngefüge aufeinanderfolgender Anwachszone nach Ausbildung und Orientierung gelegentlich unterscheiden. Ähnliches gilt für die Staurolithe.

Die nachtektonische Kristallisation (Kr_2) hat nahezu alle Gesteinskomponenten erfaßt. Frische Plagioklase überwachsen stark gefaltete und unverstellte Glimmergefüge. Quarz bildet polygonale Pflaster, die sich ihrer Form nach als ehemalige Mörtelzonen ausweisen. Ob auch die Granat sprossung im Kr_2 -Intervall anhielt oder wiederauflebte, ist unsicher. Die Bildung der einschlußfreien Granatsäume könnte in diese Kristallisationsphase gehören. Da zonargebaute Granate zum Teil aber auch von Staurolith umschlossen werden, scheinen sie älter zu sein (Abb. 5). Soweit zu erkennen, sind zumindest die feinkörnigen Granatrümmner rekristallisiert.

Die Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung der Plagioklase, wie die aus Granat und Biotit hervorgegangenen Chlorite, gehören in der Hauptsache in das Kr_2 -Intervall, können aber zum Teil bereits während Fm_1 entstanden sein.

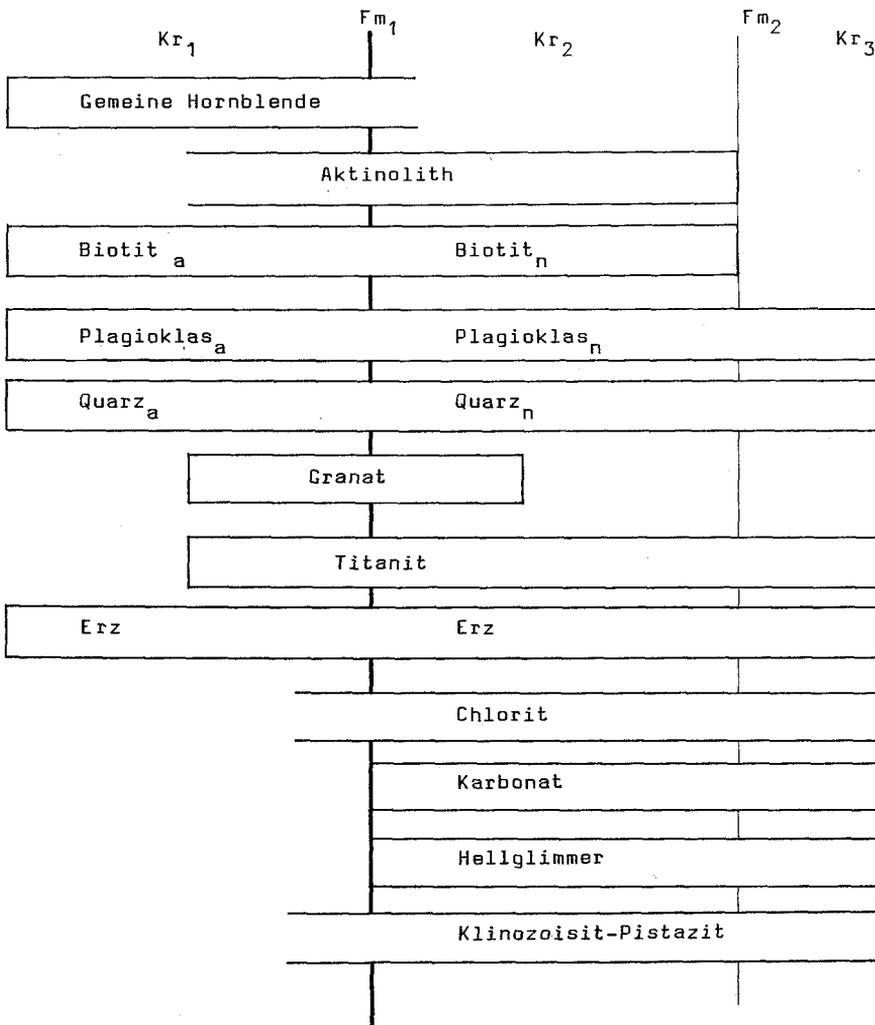
Wechselseitige Überwachungen zeigen, daß sich die Chlorit- und Biotitbildung zeitlich überlagerten.

Kr₂-Neubildungen sind ferner: Titanit, Epidot, Rutil, Ilmenit und andere Erze.

Diaphthoritische Deformationen (Fm₂) machen sich vor allem in der Undulation der Quarze und der postkristallinen Verfallung der Glimmer bemerkbar. Sie steigerten sich im Wirkungsbereich junger Brüche und Verschiebungen bis zu Mylonitisierungen und riefen die Neubildung von Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Erz hervor.

Nach den gleichen Überlegungen läßt sich auch die Mineralisationsfolge der Amphibolite schematisieren (Tabelle 5):

Tabelle 5



Für eine ursprünglich magmatische Mineralparagenese der Amphibolite bieten sich, abgesehen von den pentlanditführenden Magnetkiesen, keine sicheren Hinweise. Dem vor- bis frühtektonischen Mineralbestand gehören gemeine Hornblende, Aktinolith, Biotit, Plagioklas (An_{30-50}), Quarz, Granat, Titanit und Erz an. Bezeichnend dafür sind die von der Kristallisation überholten Kornzerbrechungen bei Hornblenden, Granat und Titanit. Für die s_1 -bildenden Biotite gilt das gleiche, wie für die Glimmer der Paragneise. Merkmale syntektonischer Kristallisation weisen, abgesehen von den Biotitgefügen, auch die Chlorite auf.

Eine besondere Erscheinung der nachtektonischen Phase ist die Floititisation der Hornblende.

Ein Kristallisationsschema der Granitgneise wurde bereits in Tab. 3 (S. 42) gegeben.

Wichtige Hinweise für die zeitliche Einstufung der Kristallisationen geben die basischen Ganggesteine. Sie sind nach der Schlingenbildung intrudiert, so daß ihre Metamorphose in das nachtektonische Stadium Kr_2 fällt. Die Gesteine zeigen die gleichen Mineralumwandlungen und Sekundärparagenesen wie die Amphibolite, Para- und Orthogneise. Es ist daher ziemlich sicher, daß sich auch deren Umkristallisation teilweise während und nach der Gangbildung vollzog. Gleiches gilt für jüngere Schieferungen und Zerschörungen. Sie können, wenn ihre Bedeutung insgesamt gesehen auch weit geringer ist, die während der steilachsigen Faltung gebildeten Gefüge der Amphibolite, Glimmerschiefer und Gneise ununterscheidbar überprägen, so daß die „postdiabasischen“ rekristallisierten Deformationen dort zwangsläufig der Hauptdeformation Fm_1 zugerechnet werden müssen.

Die jüngsten Mineralbildungen (Kr_3) stellen die Spalten- und Kluftfüllungen der basischen Gänge dar, an denen sich Quarz, Albit, Chlorit und Prehnit (?) beteiligen.

Der früh- bis syntektonische Mineralbestand der Ortho- und Paragneise entspricht im wesentlichen der Staurolith-Disthen-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies (TURNER und VERHOOGEN 1960). In den mittleren Ötztaler Alpen erreichten die Amphibolite sogar die Eklogitfazies. Für die jüngere petrogenetische Entwicklung aller Gesteine sind aber folgende Reaktionen kennzeichnend:

Gemeine Hornblende	→	Biotit _n + Klinozoisit + Karbonat + Quarz _n
Plagioklas _a	→	Plagioklas _n + Hellglimmer + Klinozoisit
Staurolith	→	Hellglimmer + Chlorit + Erz
Disthen	→	Hellglimmer
Granat	→	Biotit _n
Granat	→	Chlorit + Epidot
Biotit _a	→	Hellglimmer + Titanit + Erz + (Epidot)
Biotit _a	→	Chlorit + Rutil + (Epidot)

Barroisitische Hornblenden, wie sie KARL (1959) aus der tiefen Grünschieferfazies der Tauern beschreibt, waren bisher nicht festzustellen.

Die gemeinen grünen Hornblenden wurden ohne Zwischenstufe chloritisiert und biotitisiert.

Die beschriebenen Umwandlungen gehören im wesentlichen dem Kr_2 -Intervall an und überführten die Gesteine in die tiefe Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Epidot-Subfazies).

Die beschriebene petrogenetische Entwicklung ist nicht nur auf die südlichen Ötztaler und Stubai Alpen beschränkt, sondern scheint für weite Teile der Ötztal-Masse zwischen Schneeberger Zug und Inntal zu gelten. Der Einfluß *nachvariszischer* Kristallisationen reicht daher vielleicht weiter nach N und W als bisher angenommen wurde.

G. Das Alter der Gesteine

Das Ausgangsmaterial der Ötztaler Gneise und Glimmerschiefer bildet eine mächtige Folge tonig-sandiger bis grauwackenartiger Gesteine, die abgesehen von gelegentlichen Mergelinschaltungen weitgehend kalkfrei gewesen sein muß. Deutet man die Amphibolite als Eruptivserie mit zugehörigen Tuffen, so ergibt sich das Bild einer geosynklinalen Gesteinsassoziation, deren stratigraphische Einstufung aber wegen der hohen Metamorphose Schwierigkeiten bereitet. OHNESORGE glaubte im Ötztalkristallin die Gesteine der Grauwackenzone wiederzuerkennen (SANDER 1921 S. 183). In der Tat bestehen gewisse Ähnlichkeiten mit den Schiefen der unteren Grauwackenzone und den tieferen Teilen der Tauernschieferhülle (Serie A und B), die FRASL (1958) in das Präkambrium bzw. Altpaläozoikum stellt. Im außeralpinen Mitteleuropa stößt man im Liegenden des Altpaläozoikums auf ähnliche mit basischen Vulkaniten durchsetzte Grauwacken-Tonschiefer-Serien (Böhmen, Bretagne, Spanien). Es ist daher nicht auszuschließen, daß die Paragneise des Ötztaler Altkristallins aus vor- bis altpaläozoischen Serien hervorgegangen sind. Die an quarzitischen Einlagerungen reicheren Glimmerschiefer nehmen vielleicht eine höhere stratigraphische Position ein. Ihrer heutigen Verbreitung nach zu urteilen, stellen sie die Reste eingefalteter Muldenzüge dar, denen auch der Schneeberger Zug zuzurechnen ist.

Die gleichen Unsicherheiten bestehen bei der zeitlichen Einstufung der Orthogneise. KLEBELSBERG (1935) deutet sie als paläozoische Intrusionen. Für analoge Augen- und Flasergneise in den Tauern nehmen FRASL (1953) variszisches, KARL (1959) vor- oder frühalpidisches Alter an. Nachdem sich Gerölle von Orthogneisen aber bereits in den oberkarbonischen Nöblachkonglomeraten finden, kann man bis zur eingehenderen Datierung durch physikalische Altersbestimmungen mit frühvariszischen, vielleicht auch altpaläozoischen Intrusionen rechnen.

Das Alter der basischen Gänge ist ebenfalls fraglich. Wie in der Silvretta scheinen sie auch in den Stubai Alpen nirgends in die dem Kristallin auflagernden Trias eingedrungen zu sein. Man darf daher vorerst schließen, daß ihre Intrusion nach der Hauptfaltung, vermutlich aber noch vor der Ablagerung der Trias erfolgte. Die analogen Ganggesteine der Silvretta stellte WENK (1934) in das Perm.

IV. Tektonischer Bau

A. Allgemeines

Der Baustil der Ötztaler Alpen wird seit den Arbeiten SANDERS (1929) und SCHMIDEGGS (1933) als Schlingenbau oder Schlingentektonik bezeichnet. Man versteht darunter einen steilachsigen Faltenbau, der Gebiete von mehreren 100 km² umfassen kann und häufig auch bis in den Dünnschliff nachzuweisen ist. SCHMIDEGG (1933) gliederte das Ötztaler Schlingengebiet in folgende Teilstrukturen: die Stubai-Schlinge, die Mittelberg-, die Venter- und die Marzell-Schlinge, sowie die Schlingenbögen des oberen und äußeren Schnalstaes (Abb. 1).

Der steilachsige Faltenbau ist das Ergebnis sehr komplexer Bewegungsvorgänge und entzieht sich der sonst üblichen Darstellung in vertikalen Profilen. Wollte man das Bewegungsbild in ac-Schnitten veranschaulichen, müßten Profilfächer oder gekrümmte Profillflächen verwendet werden. Die gleichen Schwierigkeiten stehen der Konstruktion einer regionalen Achsenfläche entgegen. Aus dem Verlauf des großen Granitgneisganges im Venter Tal ergibt sich durch Konstruktion für die Achse der Venter Schlinge ein Wert von 115°/65° NW. Das Kartenbild nähert sich also wenigstens bereichsweise der Profillfläche senkrecht B (Tafel 1).

Zur tektonischen Beschreibung der Struktur wurden außer den tektonischen Leitgesteinen, Schieferungen (s_1 , s_2) und Faltenachsen (B_1) verwendet. Bei den Schieferungen unterschieden wir zwischen der älteren Hauptschieferung s_1 und jüngeren, während der Faltung von s_1 entstandenen s_2 -Flächen. Eine Gliederung des Faltengefüges in altersverschiedene Achsengruppen war jedoch bisher nicht möglich.

Die Gneis- und Glimmerschieferverbände werden durch Störungen zerschnitten und verstellt. Das Ausmaß der Bruchtektonik ist wegen der Einförmigkeit der Gesteine und des Fehlens mesozoischer Deckschichten nicht zu überschauen und die Verschiebungsbeträge im einzelnen nur schwer abzuschätzen. Aus der Orientierung der basischen Gänge ergibt sich aber, daß die Anlage der häufig auftretenden E—W-Brüche schon alt sein muß.

B. Schieferung und Faltung

1. Schieferung (s_1)

Alle beschriebenen Gesteine besitzen ausgeprägte Flächengefüge (s_1) mit Übergängen von grobfasriger zu feinplattiger Ausbildung. Diese Schieferung verläuft in der Regel stoffkonkordant und ist in Bereichen mit reliktschen Sedimentgefügen (ss) schichtparallel ($s_1 \parallel ss$) angelegt. Parallelschieferung¹⁾ ist in metamorphen Gebieten zwar häufig anzutreffen, durch Studien in weniger veränderten Gesteinsverbänden ist aber hinreichend

¹⁾ Es wird darauf hingewiesen, daß dieser Begriff lediglich die Parallelität zwischen mechanischer Hauptspaltbarkeit s_1 und dem Materialwechsel im Gestein bezeichnet. Ob der letzte der ursprünglichen Schichtung entspricht oder das Ergebnis metamorpher Stoffsonderung ist, bleibt im einzelnen zu prüfen.

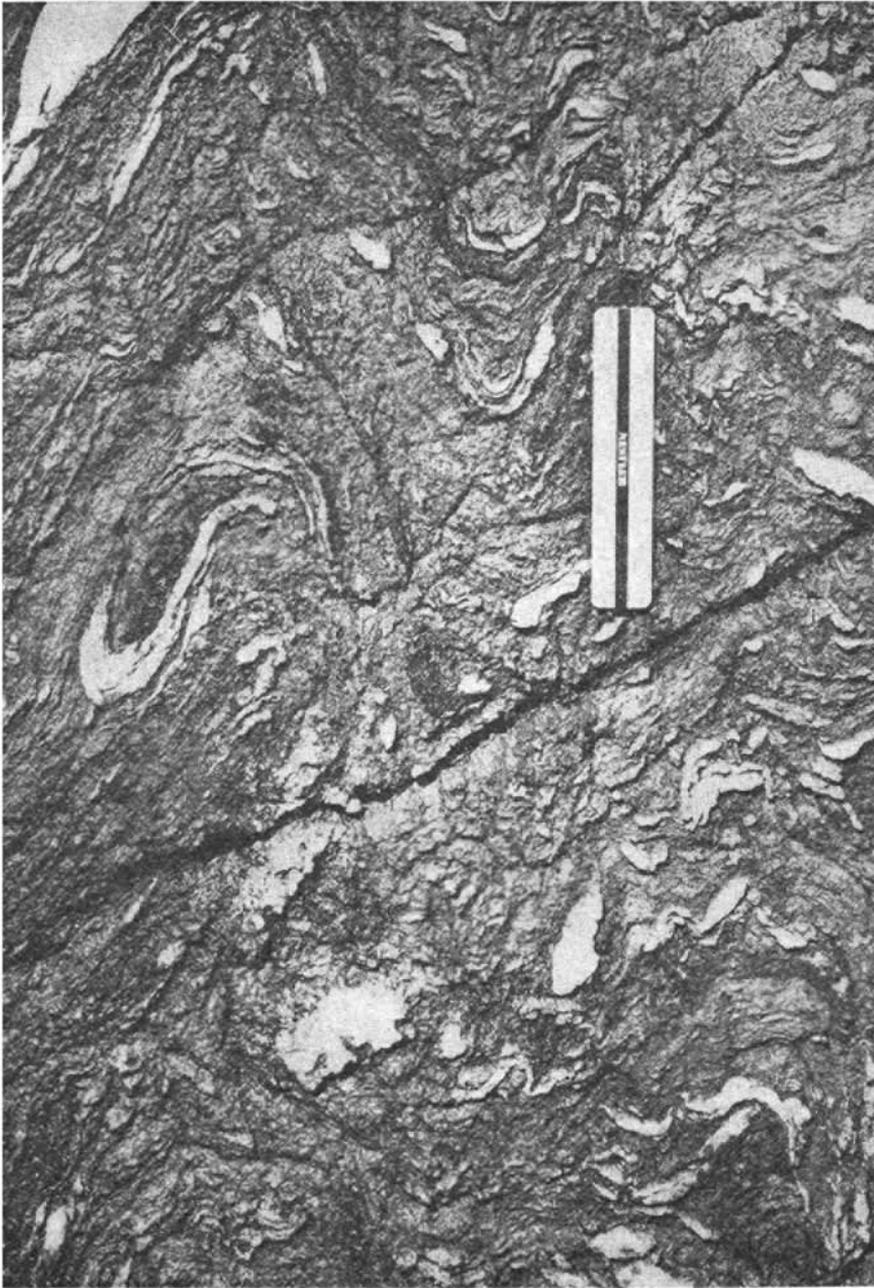


Abb. 8: Gefalteter Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit s_1 -parallelen Quarzleukosomen. Die Quarzlinzen wurden zusammen mit der Hauptschieferung s_1 gefaltet. Auf dem Halwart, SSE des Weißkarkogels (Höhe 2340 m).



Abb. 9: Gefalteter Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit reliktscher Schichtung. Die Faltenschnüre sind im gleichen Faltenstoß in der für Biegefalten charakteristischen Weise unterschiedlich gekrümmt, z. T. auch zugespitzt. Die Festigkeitsanisotropie innerhalb der einzelnen Falten scheint während der Verformung weitgehend aufgehoben gewesen zu sein, da die Faltenformen in einigen Fällen von der Mächtigkeit der Lagen unabhängig sind (linker Bildrand), die Faltung also nicht dem Gesetz der Stauchfaltengröße folgt.

bekannt, daß eine erste Schieferung stets als Transversalschieferung entsteht und erst im Verlauf der Deformation durch Internrotationen mit s_2 zusammenfallen kann. Die mit dem Schieferungsprozeß Hand in Hand gehende Gesteinslösung bewirkt, daß sich die Glimmer in den Gleitflächen (s_1) anreichern, der Quarz dagegen oft mehr oder weniger weitgehend herausgelöst und in s_1 -parallelen Zwischenschichten erneut akkumuliert wird. (Abb. 8). Gute Beispiele dafür bieten u. a. die Aufschlüsse bei Rofen und in der Umgebung des Hohen Nachtberges, wo in den Gneisen und Glimmerschiefern eine scharfe Sonderung in glimmerreiche und quarzreiche Lagen auffällt. Ähnlichen Lösungsvorgängen ist vermutlich auch die weit verbreitete s_1 -parallele Quarzdurchtränkung der Paragesteine zuzuschreiben.

In einzelnen Aufschlüssen finden sich neben der Hauptschieferung oft noch andere, weit- oder engständige Scherflächen. Sie schneiden s_1 unter wechselnden Winkeln und sind teils vor- teils postkristallin entstanden. Da man die Flächen aber fast nie über mehrere Aufschlüsse verfolgen kann und ihre Beziehung zur Faltung unsicher ist, sind sie für die Beschreibung des Schlingenbaues ungeeignet.

Bei der Durchsicht der Schiffe ergab sich, daß auch die Hauptschieferung (s_1) oft nur eine Kompromißfläche mehrerer Gleitflächen darstellt, die Winkel von 20° bis 40° einschließen. Infolge der posttektonischen Kristallisation ist aber schwer zu entscheiden, ob die zum Schnitt gelangenden Flächen einem Scherungsakt angehören, d. h. sich zu einem Scherflächensystem ergänzen oder während aufeinander folgender Deformationsakte entstanden.

In Gesteinen mit ausgeprägter plattiger Schieferung können Biotit und Muskovit innerhalb der dicht gepackten Glimmerlagen unterschiedlich geregelt sein. Während sich der Biotit z. B. zu scharf ausgerichteten Flächengefügen zusammenschließt kann der Muskovit den Glimmerverband völlig regellos durchsetzen.

Die Entstehung der Hauptschieferung (s_1) ist im einzelnen nicht mehr zu rekonstruieren. Das s_1 bildet ein zusammengesetztes Gefüge, in dem sich die Spuren mehrerer Gesteinsdeformationen subsummieren. Stellenweise verbirgt sich in den scheinbar gleichmäßig geschieferten Gesteinsfolgen vielleicht sogar eine alte Isoklinalfaltung.

Wir haben die Genese der Gesteine unseres Arbeitsgebietes in bezug auf die Schlingenbildung zu gliedern versucht. Die Identifizierung älterer, dem K_1 -Intervall angehörender Flächengefüge, ist daher nur dann möglich, wenn diese Flächen während Fm_1 gefaltet wurden.

Das Streichen der Hauptschieferung folgt generell den Konfigurationen der Venter Schlinge (Tafel 1 und 2). Zur besseren Übersicht wurden in der Karte wenn möglich die Mittelwerte aus einer größeren Anzahl von Messungen eingetragen. Trotz dieser Vereinfachung streuen die Werte in manchen Bereichen aber noch sehr stark. Das ist in erster Linie auf die lokale Faltung zurückzuführen, vielleicht auch durch Verstellungen an jungen Brüchen bedingt. Der Einfluß der örtlichen Faltung läßt sich zum Teil dadurch abschwächen, daß man das Hauptstreichen durch den jeweiligen Falten Spiegel wiedergibt. Die trotz der verwickelten Tektonik erkennbaren Regelmäßigkeiten bieten aber die Gewähr dafür, daß es gelungen ist, den tektonischen Bau in seinen Grundzügen zu erfassen.

An der Westflanke des Gurgler Tales verläuft das s_1 -Streichen einheitlich NNE—SSW, die Flächen fallen steil nach W ein. In der Gipfelzone des Ramolkogel-Mittagskogel-Kammes schwenkt die Schieferung nach NW bzw. W um und behält diese Richtung im Venter Tal bei.

Die gemessenen Daten bzw. deren Mittelwerte sind in den Sammel-diagrammen 1—40 zusammengefaßt und in den Profilen A bis G angeordnet (Tafel 3). Die Lage der Profile ist der Tafel 2 zu entnehmen. Die Diagramme enthalten die zu beiden Seiten der Profillinien gemessenen Daten (B_1 , s_1). Zur Kennzeichnung der Meßbereiche wurden die begrenzenden Isohypsen in den Profilen angegeben. Da die Homogenitätsbereiche an der Westflanke des Gurgler Tales, d. h., am Schlingenstrand weit größer sind als im Schlingenkern, konnten hier größere Meßbereiche zusammengefaßt werden. Schieferung und Faltenachsen sind bis auf Diagramm 11 in eigenen Diagrammen dargestellt.

Die angestrebte gleichmäßige Verteilung der Meßpunkte im Gelände ließ sich bei den wechselnden Aufschlußverhältnissen und der unterschiedlichen Aufschlußqualität nur teilweise erreichen. Dementsprechend variiert die Zahl der Messungen in den einzelnen Diagrammen. Sie reicht aber in allen Fällen aus, die wesentlichen Züge des örtlichen tektonischen Baues widerzuspiegeln. Punktzahl und Besetzungsdichte sind in Tab. 6, die Orientierung der Hauptmaxima, bzw. der π -Kreise in Tab. 7 zusammengestellt. Bei weniger als 20 Punkten im Diagramm unterblieb die Bestimmung der Besetzungsdichte. Zur Auszählung verwendeten wir eine Oleatunterlage, die die randlichen Verzerrungen des SCHMIDT'schen Netzes ausgleicht.

Die Profile A bis G entsprechen nur in ihren SE-Abschnitten der regionalen ac-Ebene, nach W hin verlaufen sie schief oder parallel zur Schlingengachse. Das ist für unsere Darstellung aber ohne Belang, da die Profile lediglich zur geographischen Kennzeichnung der Meßbereiche dienen. Das Profil G schneidet den Südteil, die Profile E und F den Mittelabschnitt, Profil D den Nordabschnitt der Venter Schlinge. Der NW-Teil des Profils E fällt mit dem großen, in den Schlingenkern abtauchenden Amphibolitzug (Wartbichl—Griesbach-Rinne) zusammen. In den Profilen E und D überlagern sich daher einzelne Abschnitte, so daß in beiden gleiche Diagramme erscheinen (Diagramm 15 = 25, 18 = 22).

Betrachten wir die Diagramme im einzelnen. In der SE-Hälfte der Profile sind die tektonischen Verhältnisse am einfachsten. Die s_1 -Flächen streichen 30° bis 155° , d. h. NNE—SSW bis NNW—SSE (über N—S) und fallen mit 50° bis 70° nach WNW, bzw. WSW ein (Diagr. 6, 7, 21, 33). Abweichend davon liegt das s_1 am Westhang des Gurgler Tales oberhalb Pirchhütt und Poschach zwischen 2400 und 2500 m fast völlig flach. Ob das eine Folge der Faltung ist oder auf Hanggleitungen beruht, ist nicht zu klären.

In der Gipfelzone verringert sich das sonst steile Einfallen (Diagr. 19, 20, 32, 34).

An der Ostflanke des Venter Tales dreht die Schieferung in die NNW—SSE— bzw. NW—SE-Richtung und die Konturlinien der s_1 -Diagramme tendieren entsprechend der verstärkten Faltung zur Bildung mehr oder weniger geschlossener Gürtel (Diagr. 8, 9, 16—18, 22—24, 29—31, 35, 36).

Diese Gefügebilder unterscheiden sich also deutlich von denen am SE-Rand der Profile und charakterisieren den komplizierten Baustil im Inneren der Schlinge. Obwohl die Lage der Flächenmaxima im einzelnen von den Meßbedingungen abhängt, ist ihre Streuung verhältnismäßig gering. Ihr Streichen pendelt zwischen 135° und 180° , das Einfallen zwischen 60° W und 60° E.

Die Diagramme der Talsohle (Diagr. 10, 15—25, 28) bilden mit ihren peripheren Gürteln die steilachsige Faltung im Schlingenkern ab. Der gleiche Bau herrscht an den Westflanken des Niedertales und des Venter Tales (Diagr. 14, 27, 38). Hangaufwärts kompliziert sich das tektonische Bild aber durch die Verbreitung polyaxial gefalteter Bereiche. Im NW zeichnet sich eine weniger steile Faltung ab (Diagr. 1).

2. Faltung (B_1 , B_2).

Die s_1 -Schieferung ist in den meisten Bereichen eng- oder weitspannig gefaltet. Die entsprechenden Faltenachsen bezeichnen wir als B_1 und weisen sie der Deformation Fm_1 zu. Die Falten besitzen, von den Schlingen und wenigen Großfalten abgesehen, meist Wellenlängen von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Ihre Formen variieren. Man findet alle Übergänge von Zylinderfalten zu mehr oder weniger rhombischen Sinusfalten, weit häufiger aber unterschiedlich geneigte monokline Falten, deren Schenkel bis zur annähernden Isoklinalstellung geschlossen sein können (Abb. 9). Größere Falten sind durch scheidetvergente Schleppfalten gegliedert. Die auf den Schieferungsflächen hin und wieder zu erkennenden Lineationen (l), erweisen sich im Dünnschliff meist als Feinfaltung des Glimmergefüges mit Achsen parallel B_1 .

Die Faltung erfolgt als Biege- oder Biegescherfaltung und zwar oft nach dem Gesetz der Stauchfaltengröße (SANDER 1948). Daneben finden sich jedoch zahlreiche Fälle, in denen Wellenlänge und Amplitude der Falten von der Mächtigkeit der gekrümmten Gesteinslagen unabhängig sind. Während der Verformung muß also eine weitgehende Verminderung der Festigkeitsanisotropie eingetreten sein. Für eine solche sprechen auch die in manchen Bereichen häufigen schlierigen Verformungen der Hauptschieferung. Der Freiheitsgrad der Deformation muß durch die verstärkte Teilbeweglichkeit der Gesteine so erhöht worden sein, daß während des gleichen Faltungsaktes auch in Kleinbereichen unterschiedlich orientierte, bis zu 90° divergierende Achsen entstanden. Altersunterschiede zwischen den verschiedenen Achsenlagen solcher polyaxialer Faltungen sind nicht zu erkennen, so daß auch die Konstruktion unterschiedlicher Bewegungspläne ihren Sinn verliert. Polyaxial gefaltete Zonen sind vor allem an der Westflanke des Venter Tales (Mutboden, Weißkar, Wilde-Leck-Platte, Bodeneegg, Geislacher Alm), in der Umgebung des Mittagkogels und bei Sölden verbreitet.

Es fehlt darüber hinaus nicht an Beispielen dafür, daß während der fortschreitenden Deformation bereits vorhandene Faltungen weiter verformt wurden. So trifft man auf Falten mit stark gekrümmten Achsen oder Achsenflächen, mit ausgebauchten oder tordierten Schenkeln. Schiefe Achsenüberprägungen sind dagegen selten. Schräg zu B_1 verlaufende Lineationen treten u. a. am Wartbühl bei Vent und bei Sölden auf.

Diese komplexen Kleingefüge bilden naturgemäß verwickelte Großgefüge. In der Tafel 2 ist versucht worden, die Mittelwerte der an den einzelnen Meßpunkten vorgenommenen Achsenmessungen möglichst übersichtlich darzustellen. Für das Innere der Venter Schlinge ergibt sich dabei aber trotz gewisser Vereinfachungen immer noch ein ziemlich heterogenes Bild, da bei dem steilen Achsenfallen schon geringe Winkelunterschiede genügen, um benachbarte Achsen mit völlig abweichenden Streichen in der Karte erscheinen zu lassen. Trotz dieser Schwierigkeiten der Darstellung weist das „Achsenchaos“ aber doch eine gewisse Planmäßigkeit auf.

Die B_1 -Achsen des Gurgler Tales verlaufen, wie die s_1 -Schieferung NNE—SSW bis N—S und biegen im Ramolkogel—Mittagskogel-Kamm nach NW und W um. Mit dieser Änderung des Streichens geht eine Versteilung der Achsen Hand in Hand, so daß sich die Falten an der Talsohle der Schlingengachse ($115^\circ/65^\circ$ NW) oder der Vertikalstellung nähern.

Mehr oder weniger flachachsige Großfalten werden von den Amphibolit-
zügen der Firmisanschneide ($140^\circ/53^\circ$ NW), des Hinteren Spiegelkogels und des Gampleskopfes ($162^\circ/22^\circ$ SE), wie auch vom Granitgneisgang des Gampleskopfes ($172^\circ/12^\circ$ S) gebildet (Abb. 10, 11). Die Achse der großen Falte in der Südwand des Hinteren Spiegelkogels ist nicht direkt zu messen. Nach dem Kleinfaltengefüge der Umgebung kann man aber einen Wert von zirka $100^\circ/20^\circ$ — 30° W annehmen.

Entsprechend seiner Lage im Schlingenkern ist das Amphibolitlager zwischen Pirchei und Mutsbichl oberhalb Vent um steile Achsen gefaltet. Die gemessenen Werte schwanken zwischen $85^\circ/81^\circ$ W und $165^\circ/71^\circ$ NW. Der aus s_1 ermittelte theoretische Wert für B_1 beträgt $123^\circ/80^\circ$ NW.

Ein großer Amphibolit-
zug, der vom Ramolkogel kommend in das Venter Tal abtaucht, kennzeichnet den Bau der östlichen Talflanke sehr klar. Im Kuch'nneeder unterhalb des Großen Ramolkogels bildet er eine flach nach NW einfallende Großfalte ($B_1 = 138^\circ/28^\circ$ NW), deren Kern von Gneisglimmerschiefern gebildet wird. Weiter nordwestlich streichen die Achsen etwa 145° und fallen immer steiler talwärts ein: am Wartbichl zwischen 2800 *m* und 2400 *m* mit 25 — 30° , zwischen 2400 *m* und 2000 *m* mit 40° NW und an der Talsohle bei 1800 *m* etwa 60° NW. Die interne Faltung des Amphibolits kommt in der Karte durch die austreichenden Gneislamellen der Faltenkerne zum Ausdruck. Infolge des steilen Einfalles verschwindet das Lager dann in der Talsohle.

Die Achsen der am Gegenhang aufgeschlossenen, stark gefalteten Granitgneislamelle (Schranklasegg) pendeln (10 — 40°) um die theoretische Schlingengachse, wobei aber NW-fallende Falten überwiegen.

An der Westseite des Tales streuen die Achsen stark, doch ist auch hier das NW—SE-Streichen immer noch zu erkennen. Weiter südlich zeichnet sich demgegenüber eine Tendenz zu N—S-streichendem Achsenverlauf ab. Am Nordende des Venter Tales, also bereits außerhalb der eigentlichen Venter Schlinge, biegen die Falten vom Gurgler Tal her zunächst nach NW, dann nach W um, behalten dabei aber ihr relativ flaches Einfallen bei.

Wie die s_1 -Streichlinien der Tafel 2 zeigen, verlagert sich der Schlingenscheitel in den nördlichen Teilen des Tales auf den Ramolkogel—Mittagskogel-Kamm. Man findet daher dort neben flachen auch steile Achsen. Die

Straßenaufschlüsse zwischen Pill und Zwieselstein im unteren Gurgler Tal bieten dafür gute Beispiele.

Der beschriebene Faltenverlauf ist in den Sammeldiagrammen der Tafel 3 eingehender dargestellt. Wie bei s_1 ist auch das Achsengefüge in den Ostabschnitten der Profile weniger komplex als weiter im W oder NW. Die Achsen streichen $30-165^\circ$ (über N—S) und fallen überwiegend flach nach N (Diagr. 7, 8, 20, 21, 33). Die beginnende NW-Rotation zeichnet sich in einer entsprechenden Dehnung der Maxima im NW-Quadranten der Diagramme ab (Diagr. 6, 21, 33). In der Kammregion verstärkt sich die Drehung der Achsen nach NW, so daß das Streichen hier zwischen 160° und 130° pendelt, während flaches Einfallen ($5-30^\circ$) anhält (Diagr. 5, 18, 32, 34). SCHMIDEGG (1964 S. 64) beschreibt aus dem Ramolkogel-Gebiet eine Steigerung der Schlingentektonik bis zur Wirbelbildung. Diese Feststellung läßt sich aber durch unsere Aufnahmen nicht bestätigen, da die Gefüge dieses Bereiches, denen der nördlich anschließenden Zonen weitgehend entsprechen.

Abgesehen von den steilen Achsen im Nordabschnitt (Diagr. 6) wird die Kammregion zwischen Gurgler und Venter Tal im wesentlichen von einem flachen Faltenbau beherrscht.

Auf der Ostflanke des Venter Tales und Niedertales vergrößert sich das Achsenfallen von $5-30^\circ$ auf $40-75^\circ$ NW (Diagr. 9, 23, 24, 30, 35, 36).

Am Talboden streuen die Achsen ebenfalls im NW-Sektor, das überwiegend nach NW gerichtete Fallen schwankt zwischen 55° und 90° (Diagr. 4, 10, 15=25, 36, 37, 38). Die gleichen tektonischen Bilder ergeben sich in den tieferen Zonen auf der Westseite des Niedertales und des Venter Tales (Diagr. 14, 27, 39).

Die Achsengefüge in den höheren Teilen der Westhänge sind dagegen komplizierter (Diagr. 12, 13, 26, 39, 40). Trotz des vielfältigen Neben- und Übereinanders von steilen und flachen Achsen macht sich aber eine Verminderung ($10-20^\circ$) des Einfallens bemerkbar. Man vergleiche z. B. die Maxima folgender Diagramme:

Diagr. 3 und 2: Verflachung des Einfallens um $15-25^\circ$

Diagr. 14 und 13: Verflachung des Einfallens um 10°

Diagr. 27 und 26: Verflachung des Einfallens um 10°

Diagr. 39 und 40: Verflachung des Einfallens um 20°

Eine Besonderheit ist das vorwiegende Ostfallen der Falten in der Umgebung des Petzner Sees (Diagr. 12).

Bei Zwieselstein, am Nordausgang des Venter Tales biegen die Falten unter Beibehaltung ihres relativ flachen Einfallens ($30-40^\circ$) aus NNE über N—S nach NW und W um (Diagr. 1).

Postkristalline Achsen (B_2) sind nur selten zu beobachten und stehen dann mit Störungen in Zusammenhang. Eine statistische Auswertung der Daten ist bei der geringen Anzahl der Messungen nicht möglich. Nach SCHMIDEGG (1933 S. 93) streichen die nachkristallinen Falten in den südlichen im Öztaler Alpen vorzugsweise E—W.

Trotz der Vielfalt im einzelnen zeichne sich folgende Regelmäßigkeit im Faltenbau der Venter Schlinge ab:

Das Streichen des Achseninterngefüges der Schlinge konzentriert sich im NW—SE-Sektor der Kugelprojektion. Die heute erschlossenen tiefsten Teile der Struktur sind durch steile bis vertikale Achsen ausgezeichnet. Nach der Gipfelzone hin verflachen sich die Achsenlagen. Das gilt vor allem für den Ramokogel—Mittagskogel-Kamm, in geringerem Maße auch für die Westflanke des Venter Tales.

Die Achsenflächen der Falten folgen dem s_1 -Streichen. Sie fallen im Gurgler Tal mit $50-70^\circ$ nach W ein, richten sich mit zunehmender NW-Rotation der Achsen auf und pendeln im Schlingenkern um die Steillage.

3. Schieferung (s_2)

Unter den jüngeren para- bis postkristallinen Scherflächen fällt besonders eine Flächenschar auf, die den Achsenflächen der Falten annähernd parallel läuft und s_1 unter wechselnden Winkeln schneidet. Diese s_2 -Flächen rufen durch ihren Schnitt mit s_1 auf den Falten eine homoaxiale Runzelung hervor und gehören als Schieferung zu B_1 . Die Flächen sind vor allem in glimmerreichen Lagen entwickelt. Sie werden in quarzreicheren Partien undeutlich oder verschwinden ganz. Der Flächenabstand wechselt, er vergrößert sich stellenweise so, daß aus der Schieferung eine Klüftung entsteht. Obwohl im allgemeinen nur eine Flächenschar entwickelt ist, finden sich Aufschlüsse mit zwei und mehr s_2 -Scharen. Die Paragneise am Bundessportheim in Obergurgl z. B. zeigen ein ausgeprägtes s_2 ($25-30^\circ/40-50^\circ$ W), das dem regionalen Bau entsprechend nach W einfällt. In den Aufschlüssen am Nordausgang von Obergurgl treten dagegen mehrere h01-Flächenscharen auf ($s'_2 = 45-60^\circ/20-30^\circ$ NW, untergeordnet $s''_2 = 20^\circ/10-30^\circ$ E), so daß die Gesteine zu stengeligem Zerfall neigen.

In der Umgebung von Vent streut das Streichen der jüngeren Schieferung stark, während ihr Einfallen um die Steillage pendelt. Werte zwischen $118-155^\circ/80^\circ$ NE — 80° SW sind besonders häufig (Abb. 12).

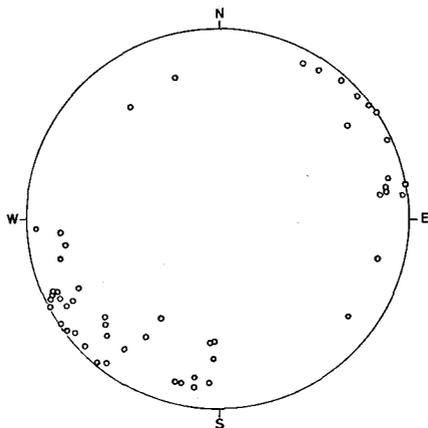


Abb. 12: Schieferung s_2 in der Umgebung von Vent.

In den Schliffen bildet das s_2 meist keine durchgehenden Flächen. Die Schenkel der Kleinfaltenstöße reißen streckenweise auf, sind etwas weiter wieder intakt und werden erneut von s_2 -Flächen zerschnitten. Die Schieferung entsteht also durch das fortschreitende Zergleiten der Faltenschenkel und bewirkt schließlich eine völlige Umscherung des alten Flächengefüges. In diesen Fällen ist schwer zu entscheiden, ob es sich bei der jeweiligen mechanischen Hauptablösungsfläche um s_1 oder s_2 handelt. Beispiele dafür bietet u. a. das Mutsbichl-Gebiet oberhalb von Vent.

Soweit zu erkennen, ist die s_2 -Schieferung durch jüngere Bewegungen nicht mehr deformiert worden, das schließt aber nicht aus, daß Verstellungen durch regionale Externrotationen eintraten. Die starke Streuung der Flächen im Venter Tal kann in diesem Sinne gedeutet werden, wenn man die Flächen nicht einem steilachsigen Scherungs-B zuordnen will.

C. Brüche und Störungen

Die Spuren nachkristalliner Störungen und Bruchbildung sind im Gurgler und Venter Tal weit verbreitet. Wegen der Einförmigkeit der kristallinen Gesteine gelingt es aber nur selten, die Verschiebungsbeträge abzuschätzen. In fast allen Rinnen und Wasserrissen ist eine stärkere nachkristalline Gesteinsformation festzustellen, so daß ein großer Teil dieser Formen tektonischen Ursprungs zu sein scheint. Welches Ausmaß die nachkristalline Deformation und Bruchbildung haben kann, zeigen u. a. die Aufschlüsse an der Timmelsjochstraße und die Gletscherschliffe auf der Ostseite des Gurgler Ferners.

Bei der Kartierung (Tafel 1) konnten an der Ostflanke der Talleitspitze mehrere NNW—SSE streichende Störungen mit Versetzungen von mindestens 100 m nachgewiesen werden. Gleichgerichtete Störungen wurden auch zwischen Mutsbichl und Feldkögele auf der Westseite des Venter Tales und am NW-Grat des Ramolkogels festgestellt. An der letzten Lokalität erscheint der Amphibolit im NE-Flügel der Störung um 150 m nach N versetzt. Ähnliche Verstellungen erkennt man an einer ENE—WSW-Störung im Westgrat der Firmisanschneide. Östlich des Hinteren Spiegelkogels zerlegt eine E—W-Störung den großen Granitneisgang.

Die durchgehende E—W-Orientierung der basischen Gänge läßt erkennen, daß die E—W-Fugen offenbar schon im Anschluß an die Schlingenbildung entstanden und zusammen mit den auf ihnen intrudierten Gängen den jüngeren Deformationen und Rekristallisationen unterlagen. Die Gänge wurden später u. a. durch NNE—SSW-Störungen zerlegt. Sicher geht man in der Annahme nicht fehl, daß der heutige Fugenplan zum großen Teil alt angelegt und von den jüngeren Bewegungen reaktiviert worden ist. So konnte SCHMIDEGG (1933 S. 94) am Beispiel der Längentaler Störung¹⁾ wahrscheinlich machen, daß auch die NNE—SSW-Störungen der Stubaiäer Alpen alten, während der Schlingenbildung entstandenen Vorzeichnungen folgen. Aus

¹⁾ Die NNE—SSW-Störung ist von Kaisers nördlich Sölden über die Amberger Hütte und das Längentaler Joch bis zur Schöntalalm im Lissener Tal zu verfolgen.

der Silvretta hat WENK (1934 S. 272) einen voralpidischen Schuppenbau beschrieben. Vergleichbare Strukturen waren in den Ötztaler und Stubai-er Alpen aber bisher nicht nachzuweisen.

D. Zum Mechanismus der steilachsigen Faltung

Wie wir ausführten, ist eine Gliederung des Achsengefüges der Schlinge in verschiedene Bau- und Bewegungspläne zunächst nicht möglich. Aus dem tektonischen Gesamtbild geht aber hervor, daß zumindest die flacheren Achsen der Schlingenrandbereiche mit den Flächengefügen zusammen deformiert, bzw. rotiert, wurden. SCHMIDEGG (1933 S. 92) vermutete daher, daß bei der Schlingenbildung flachachsige gefaltete Gneis-Glimmerschiefer-Verbände aufgerichtet und um steile Achsen gebogen wurden. Dieses Gedankenmodell ist mit einigen Erweiterungen vorerst für die Deutung der Gefüge am geeignetsten. Nach ihm besteht ein relativer Altersunterschied zwischen den flachen zusammen mit s_1 rotierten Falten (B_{1f}) der Schlingenrandzonen und den während der steilachsigen Faltung neu entstandenen steilen Falten (B_{1st}) im Schlingenkern. Beide Gruppen sind aber nicht voneinander zu trennen, da die flachen Achsenlagen kontinuierlich in steile und vertikale übergehen. Steile B_{1st} -Achsen können daher auch als aufgerichtete B_{1f} -Achsen gedeutet werden.

Die starken Einengungen im Kern der Stubai-er und Venter Schlinge müssen entweder durch Schenkeldehnungen oder Ausgleichsbewegungen parallel zur Schlingenachse kompensiert worden sein. Sehr wahrscheinlich überlagerten sich beide Vorgänge. Für die Dehnung der Schlingenschenkel lassen sich bisher außer der geringen Mächtigkeit der Leitgesteine keine Argumente beibringen. Vertikale Bewegungskomponenten finden dagegen in dem sukzessiven Achsentauchen ihren Ausdruck. Dementsprechend scheint die Materialabwanderung im heute aufgeschlossenen Niveau der Schlinge vorwiegend nach der Tiefe hin erfolgt zu sein. Die dabei aufgerichteten B_{1f} -Achsen wurden im Verlauf der Schlingenbildung möglicherweise ununterscheidbar von neugebildeten steilen B_{1st} -Achsen der sich immer schärfer herausbildenden Schlingenscheitel überprägt.

Bei tektonischen Tonversuchen ist zu beobachten, daß steile Falten in den oberen Zonen deformierter Tonkuchen in die Horizontale gedreht werden, wenn die hangenden Teile des Versuchskörpers infolge geringerer Grundreibung stärker auseinanderfließen als die tieferen Bereiche. Auch solche Relativbewegungen können zu Achsenrotationen in den Schlingen geführt haben.

Um die vermuteten Rotationen von B_{1f} besser zu kennzeichnen, wollen wir aus der Verlagerung der Maxima in den Sammeldiagrammen die Rotationsachsen (R) der einzelnen Profilabschnitte ableiten. Das sind jene Achsen, mit deren Hilfe man die Maxima der einzelnen Diagramme ineinander überführen kann oder um die die Daten bestimmter Bereiche streuen.

Demnach drehen die Achsen in den SE-Abschnitten der Profile vom Gurgler Tal aufwärts bis in die Kammregion um eine etwa vertikale Rotationsachse R_1 aus NNE—SSW nach NNW—SSE (Abb. 13). Das flache Einfallen bleibt dabei erhalten. Von der Kammhöhe gegen das Venter Tal hin setzt sich

diese Drehung bis zu einem NW—SE, bzw. E—W-Streichen fort, gleichzeitig richten sich aber die Falten um $R_2 = 50-90^\circ/0-20^\circ$ E auf. In den einzelnen Profilen ergeben sich für R_2 folgende Werte:

Profil B	$R_2 = 51^\circ/20^\circ$ NE
C	$90^\circ/20^\circ$ E
D	$90^\circ/20^\circ$ E
E	$82^\circ/10^\circ$ E
F	$66^\circ/0^\circ$
G	$62^\circ/0^\circ$

Die gleiche R_2 -Achse ($45-70^\circ/0-15^\circ$ NE) ergibt sich für den Westhang des Niedertales und des Venter Tales südlich des Weißkar Baches.

Weiter nördlich in Richtung Zwieselstein streuen die Falten auf der westlichen Talseite um ein $R_3 = 0-43^\circ/0-35^\circ$ S (Diagr. 1, 2, 3, 4, 11, 12).

Die Faltung und Rotation um steile Achsen wird also in den inneren Teilen der Venter Schlinge von Rotationen um horizontale oder flach nach E fallende NE—SW- bis E—W-Achsen überlagert. Weiter nördlich in der Kernzone der Stubaier Schlinge treten NE—SW bis N—S streichende Rotationsachsen hinzu. Während R_1 etwa der regionalen steilen Faltungsachse entspricht, pendeln R_2 und R_3 in einer Ebene senkrecht dazu (Abb. 13), so daß man R_1 , R_2 und R_3 im Sinne eines $B \perp B'$ -Arrangements aufeinander beziehen kann.

Mit diesen Überlegungen ist aber nur ein Teil der tatsächlichen Bewegungen gedanklich zu erfassen, da der Anteil der quasiplastischen Verformungen als Unbekannte in die Betrachtung eingeht.

Insgesamt gesehen bietet das Großgefüge ein ähnliches Bild polyaxialer Faltung, wie die Gefüge vieler Kleinbereiche. Dieser Faltungsstil läßt zwar Schlüsse auf den rheologischen Zustand des Gebirges bei der Deformation zu, d. h. er spricht für eine erhöhte Teilbeweglichkeit der Gesteine, gestattet aber kaum die Rekonstruktion der erzeugenden Bewegungen.

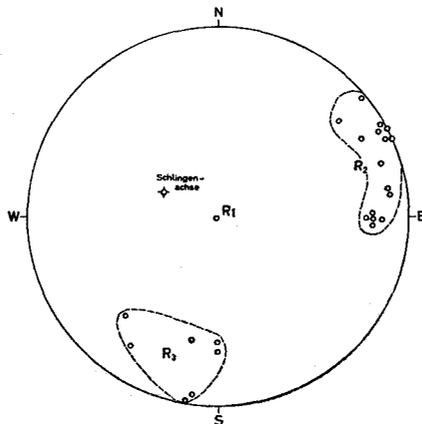


Abb. 13: Rotationsachsen (R) des Faltengefüges.

SCHMIDEGG (1933 S. 92) hat versucht, die Schlingenbildung einem größeren tektonischen Vorgang einzugliedern und deutet sie als Ergebnis eines, vermutlich alpidischen, S—N- und SE—NE-Schubes. SCHWINNER (1951 S. 146) vermutet als Ursache eine von W nach E, bzw. NE gerichtete Unterströmung.

SANDER (1948 S. 166) betrachtet als häufigste Ursache steilachsiger Gebiete tektonische Transporte in zunehmende Tiefe, also in Bereiche zunehmend enger und steilachsiger Umschließung.

Solange man mit einem alpidischen Alter der Tektonik rechnet, lassen sich die Strukturen des heutigen Gebirgsbaues zur Konstruktion steilachsiger regionaler Bewegungsbilder heranziehen. Weist man dagegen die Schlingenbildung einer voralpidischen Gebirgsbildung zu, so entfällt diese Möglichkeit, da die Ötztaler Kristallinscholle durch alpidische Deckenbewegungen aus ihrem ursprünglichen tektonischen Rahmen herausgelöst wurde und heute ortsfremd in einer alpidischen Umgebung liegt. Bei einigen Vereinfachungen kann man für die steilachsige Faltung im Bereich der Venter Schlinge und der nordöstlich anschließenden Innenzone der Stubaier Schlinge folgenden Spannungszustand ansetzen ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$).

Venter Schlingen	Innenzone der Stubaier Schlinge
$\rho_1 = \text{E—W bis WNW—ESE}$	$\rho_1 \text{ NW—SE}$
$\rho_2 = \text{vertikal}$	$\rho_2 \text{ vertikal}$
$\rho_3 = \text{N—S bis NNE—SSW}$	$\rho_3 \text{ NE—SW}$

Für die vertikalen Ausgleichsbewegungen muß steiles ρ_3 angenommen werden, während ρ_2 in der Venter Schlinge zwischen NE—SW und E—W, in der Stubaier Schlinge zwischen NNE—SSW und E—W pendelte.

Ob diese Daten der tatsächlichen geographischen Orientierung des Spannungszustandes bei der Schlingenbildung entsprechen, ist, abgesehen von der steilen Lage des ρ_2 , ungewiß, da die Kristallinmasse während des Ferntransportes unter Umständen erhebliche Rotationen ausführte.

Die Venter Schlinge ist nur das Teilstück einer größeren Baueinheit. Wir dürfen daher erwarten, daß sich das bisher gewonnene tektonische Bild vervollständigen wird, sobald die Aufnahmen der angrenzenden Gebiete abgeschlossen sind und Korngefügeuntersuchungen vorliegen.

E. Das Alter der steilachsigen Faltung

Das Alter des Ötztaler Schlingenbaues ist bisher durch keine eindeutigen paläontologischen oder physikalischen Zeitmarken festzulegen. Auch in unserem Arbeitsgebiet bieten sich keine unmittelbaren Altershinweise.

SCHMIDEGG (1933, 1955) hat die steilachsige Faltung gelegentlich mit alpidischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht, nimmt aber andererseits an, daß sich die Schlingenbildung unter Einfluß synkinematischer Intrusionen vollzog, denen er den Winnebachgranit der Stubaier Alpen zurechnet. Es wird also nicht klar, ob er die Schlingentektonik wie AGTERBERG (1961) für alpidisch oder mit KLEBELSBERG (1935) für variszisch hält. Unserer Auffassung nach sprechen die heute vorliegenden geologischen

Daten aber eher für eine variszische als für eine alpidische Tektonik (K. SCHMIDT 1965). Infolgedessen ordnen wir die Hauptdeformation (F_{m_1}) und das Kristallisationsintervall Kr_1 der variszischen Orogenese zu. Über das ältere Schicksal der Gesteine ist naturgemäß nichts zu sagen. Sollte ihre stratigraphische Einstufung in das Jungproterozoikum oder Kambrium richtig sein (SCHMIDT 1966), dann ist eine weitere, vorvariszische, wenn vielleicht auch schwächere, Metamorphose nicht auszuschließen.

Ähnliche Unsicherheiten ergeben sich für die zeitliche Einstufung der Kristallisation Kr_2 . Da auch der Verrucano und die Trias im Südteil der Stubai Alpen von ihr im gleichen Maße betroffen wurden wie die im Hinblick auf die steilachsige Faltung posttektonischen Gänge im Bereich des Schneeberger Zuges, muß sie im wesentlichen posttektonisches Alter haben. Die Kr_2 -Paragenesen können z. T. bereits spätvariszisch entstanden sein. Der alpidische Anteil des Kr_2 -Intervalls erreichte aber mit großer Wahrscheinlichkeit die Bedingung der tiefsten Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies).

Tabelle 6

Daten und Besetzungsdichte der Sammeldiagramme 1—40 (Tafel 3)

Dia- gramm	Anzahl der s-Flächen	(Besetzungs) dichte %	Anzahl der Falten- achsen	(Besetzungs) dichte %
1	53	0—6—11—17	60	0—5—10—20
2	71	0—5—8—13	40	0—5—10—18
3	89	0—4—8—14	49	0—8—12—16
4	41	0—7—10—15	51	0—5—8—12
5	34	0—9—12	74	0—5—8—11
6	37	0—5—11—13	48	0—6—10
7	83	0—5—19—26	46	0—10—15—30
8	78	0—5—10—15	81	0—5—10—15
9	49	0—5—12	39	0—10—15—20
10	99	0—4—8—12	46	0—10—15—20
11	14		10	
12	96	0—4—8—12	144	0—5—7—12
13	63	0—5—10	84	0—5—15—20—21
14	107	0—5—7·5—8	125	0—5—15—20—24
15	179	0—5—7·5—8	170	0—5—10—15—19
16	75	0—5—10—15—16	38	0—5—15—20—21
17	121	0—5—10—11	83	0—5—10—15—17
18	114	0—2·5—5—6	106	0—5—10—12·5—14
19	22	0—10—30—32	5	
20	142	0—5—15—17	33	0—10—15—20—21
21	226	0—10—20—22·5—23	92	0—5—20—25—27
22	114	0—2·5—5—6	106	0—5—12·5—14
23	39	0—5—10—15—18	33	0—10—30—40—45
24	33	0—5—10—12	13	
25	179	0—5—7·5—8	170	0—5—10—15—19
26	48	0—5—15—19	68	0—5—10—15—18
27	49	0—5—15—16	126	0—5—15—25—28
28	60	0—5—10—13	79	0—10—20—24
29	71	0—10—15—18	45	0—10—20—25—31
30	27	0—10—15	83	0—5—15—25—29
31	69	0—5—11	38	0—10—12·5—13
32	36	0—10—15—20—25	3	
33	59	0—10—20—24	21	0—10—15—19
34	48	0—5—13	33	0—5—10—20—21
35	28	0—10—20—21	13	
36	93	0—5—10—12	5	
37	27	0—10—30—33	12	
38	39	0—5—10—13	50	0—10—20—28
39	64	0—5—10—11	54	0—5—10—13
40	46	0—5—10—15	50	0—5—10—15—16

Tabelle 7

Orientierung der Maxima in den Sammeldiagrammen 1—40 (Tafel 3)

Diagramme	Maxima (s)	π -Kreise	Maxima (B)	π -Kreise
1	109° / 50° N	32° / 70° SE	132° / 30—40° NW	103° / 55° N
2	119° / 65° N		116° / 25° W	119° / 60° N
			165° / 45° N	
3	105° / 25° N	90° / 30° S	0° / 60° N	90° / 60° N
	80° / 30° N			

Diagramme	Maxima (s)	π -Kreise	Maxima (B)	π -Kreise
4	105° / 90°		102° / 60—80° W	98° / 85° N
5	123° / 65° N		129° / 5° NW—	140° / 90°
	158° / 30° NE		5° SE	
6	24° / 65° W		0° / 35° S	
	116° / 60° N		20° / 15° S	
			78° / 80° E	21° / 79° E
			124° / 140° / 10° NW	
7	30° / 70° NW		27° / 0°	
8	20° / 60° NW	91° / 90°	15° / 0°	
	175° / 70° W			
9	135° / 60° NE		156° / 40—60° N	
10	90° / 80° N	0° / 15° E	170° / 83° S	
	64° / 80° NW		102° / 70° W	
11	—		—	
12	138° / 60° NE	104° / 35° S	109° / 30—60° SE	114° / 80° N
13	95° / 81° N	20° / 30° E	111° / 60° NW	
14	90° / 85° N	20° / 18° E	106° / 70° W	
	139° / 81° SW			
15	90° / 78° N	horiz.	129° / 50° NW	
16	109° / 71° NE	126° / 15° SW	125° / 80° NW	
			150° / 60° NW	
17	152° / 68° NE	138° / 20° SW	160° / 30° NW	
			130° / 25° NW	
18	171° / 64° E		176° / 4° N	
	180° / 61° W			
	165° / 75° W			
19	178° / 42° W			
20	180° / 43° W		18° / 10° N	
			169° / 12° N	
21	20° / 51° NW		9° / 10° N	
			17° / 10° NE	
22	171° / 64° E		176° / 4° N	
	180° / 61° W			
	165° / 75° W			
23	179° / 74° W		158° / 40° NW	
24	169° / 76° W		159° / 50° NW	
	131° / 90°			
25	90° / 78° N		129° / 50° NW	
26	149° / 90°		150° / 61° NW	150° / 90°
27	169° / 83° E	horiz.	168° / 70° NW	
28	0° / 74° W	20° / 18° SE	152° / 69° NW	
29	179° / 90°	horiz.	160° / 88° NW	
			152° / 71° NW	
30	163° / 73° SW		166° / 43° NW	
	159° / 70° NE		131° / 77° NW	
31	169° / 61° SW	55° / 56° SE	125° / 33° NW	
			153° / 29° NW	
32	161° / 30° SW		151° / 20° NW	
33	179° / 57° W		168° / 30° NW	
34	154—178° /		150° / 30° NW	
	40° SW		133° / 12° NW	
35	179° / 80° W		152° / 51° NW	
36	150° / 85° NE	165° / 15° W	158° / 75° NW	
37	148° / 83° NE		153° / 61° NW	
38	131° / 84° NE		141° / 60° NW	
	119° / 52° SW			
39	139° / 70° NE		80° / 69° E	
	110° / 50° SW			
40	129° / 80° NE		148° / 50° NW	

Literatur

- AGTERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the dolomites in North Italy. — *Geologica Ultraiectina*, 8, 232 S., Utrecht 1961.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt Landeck (5145). — 88 S. Wien 1924.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. — *Mitt. naturw. Verein Steiermark*, 67, 36—52, 1930.
- : Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. — *Mitt. naturw. Verein Steiermark*, 69, 5—24, 1934. Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen. — *Jb. Univ. Graz* 1, 251—304, 1940.
- BAUMANN, M.: Geologische Spezialuntersuchungen im Kristallin des südlichen Ötztals zwischen Vent und Oberegurgl (Ramolkamm). — Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie TH-München, 46 S. München 1964.
- BEARTH, P.: Die Diabase der Silvretta. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 12, 147—179, 1932.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — 480 S. Basel 1953.
- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits (Ötztal — Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — *Tschermaks min. petr. Mitt.*, VII, 1—69, 1959.
- ESKOLA, P.: Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archaean rocks. — *Ann. Acad. Sci. Fennicae.*, 36 A, 4, 1—74, 1932.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — *Tschermaks min. petr. Mitt.*, (III. F.) I, 3, 197—284, 1949.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachungen. — *Jb. Geol. BA. Wien*, 96, 143—192, 1953.
- : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. — *Jb. Geol. BA. Wien*, 101, 323—472, 1958.
- GRAETNER, P.: Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 31, 361—483, 1951.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt Nauders (5245). — 62 S. Wien, 1923.
- : Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Bl. Ötztal (5146). — 58 S. Wien 1929.
- HELBIG, P.: Geologische Spezialuntersuchungen im Altkristallin der südlichen Ötztaler Alpen (Venter Tal). — Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie TH-München, 64 S. München 1964.
- HENTSCHEL, H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). — *Min. petr. Mitt.*, N. F. 55, 1—136, 1943.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöblach-Konglomerates (Tirol). — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, 71—87, 1955.
- : Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — *Jb. Geol. BA. Wien*, 102, 1—192, 1959.
- : Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. — *Tektonische Hefte* 5, 142 S., Clausthal 1964.
- KLEBELSBERG, R. von: Geologie von Tirol. — 872 S. Berlin 1935.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 282 S., Berlin 1923.
- MEDWENTSCH, W.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Österreichischer Anteil). — *Ecol. geol. Helv.*, 55, 460—468, 1962.
- METZ, K.: Zur Frage voralpischer Bauelemente in den Alpen. — *Geol. Rundsch.*, 40, 2, 261—275, 1952.
- MORAWETZ, S.: Die Vergletscherung der zentralen Ötztaler Alpen zwischen Similaun und Timmsjoch. — *Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol.*, 2, 105—111, 1952.
- : Die Vergletscherung des inneren Kauner-, Pitz- und Rofentales. — *Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol.*, 3, 68—74, 1954.
- MUTSCHLECHNER, G.: Das Felsgerüst der Ötztal-Stubai-Alpen. — *Z. deutsch-österr. Alpenverein*, 68, 113—127, 1937.

- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G.: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). — *Ecol. geol. Helv.*, 56, 755—808, 1963.
- PLESSMANN, W.: Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. — *Geol. Mitt.*, 4, 1, 69—82, Aachen 1964.
- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — *Jb. Geol. BA.*, 80, 497—540, 1930.
- SANDER, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. — *Verh. geol. Reichsanst.*, 1912, 249—257, 1912.
- : Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. — *Verh. k. k. Geol. R. A.*, 1914, 220—240, 1914.
- : Über Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer. — *Jb. k. k. Geol. R. A.*, 64, 597—633, 1915.
- : Zur Geologie der Zentralalpen. — *Jb. Geol. Staatsanst.* LXXI, 1921, 173—224, 1921.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen 1 : 100.000. — *Schlernschriften*, 16, 111 S. 1929.
- : Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Bd. 1, 215 S., Wien 1948.
- : Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Bd. 2, 399 S., Wien 1950.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard, Wien 1932.
- : Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — *Verh. Geol. B. A.*, 1933, 83—95, 1933.
- : Das Felsgerüst der Venter Berge. — *Festschr. deutsch-österr. Alpenverein, Sekt. Mark Brandenburg*, 5—12, München 1939.
- : Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, 271—295, 1955.
- : Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — *Verh. Geol. B. A.* 1964, 27—47, 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. — *Krystalinikum* 3, 133—156, Prag 1965.
- : Das Präkambrium Europas. — *Handbuch der Stratigraphischen Geologie*, Bd. 12, 1, 119—251, Stuttgart 1966.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In: SCHAFFER (Ed.): *Geologie von Österreich*, 105—232, Wien 1951.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz* 82, N. F. 52, 272 S., Bern 1924
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 8, 87—239, 1928.
- TELLER, F.: Aufnahmen im oberen Oetz- und Passeierthale. — *Verh. geol. R. A.*, 1877, 231—235, Wien 1877.
- : Geologische Mitteilungen aus der Oetzthaler Gruppe. (Vorlage des Blattes Sölden—St. Leonhard.). — *Verh. Geol. k. k. R. A.*, 1878, 64—66, Wien 1878.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S. Wien 1963.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: *Igneous und metamorphic petrology.* — 694 S., 1960.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 14, 196—278, 1934.
- : Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. — *Schweiz min. petr. Mitt.*, 35, 311—319, 1955.
- : Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. — *Ecol. geol. Helv.*, 49, 251—265, 1956.
- : Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, 42, 139—152, 1962.
- : Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. — *Geol. Rundsch.*, 52, 754—766, 1963.
- ZWART, H. J.: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). — *Geol. Rundsch.*, 52, 38—65, 1962.

Vorgelegt am 10. Juli 1965.

Mit Ergänzungen zum Druck weitergeleitet am 20. Dezember 1966

Nachtrag

(5. April 1966)

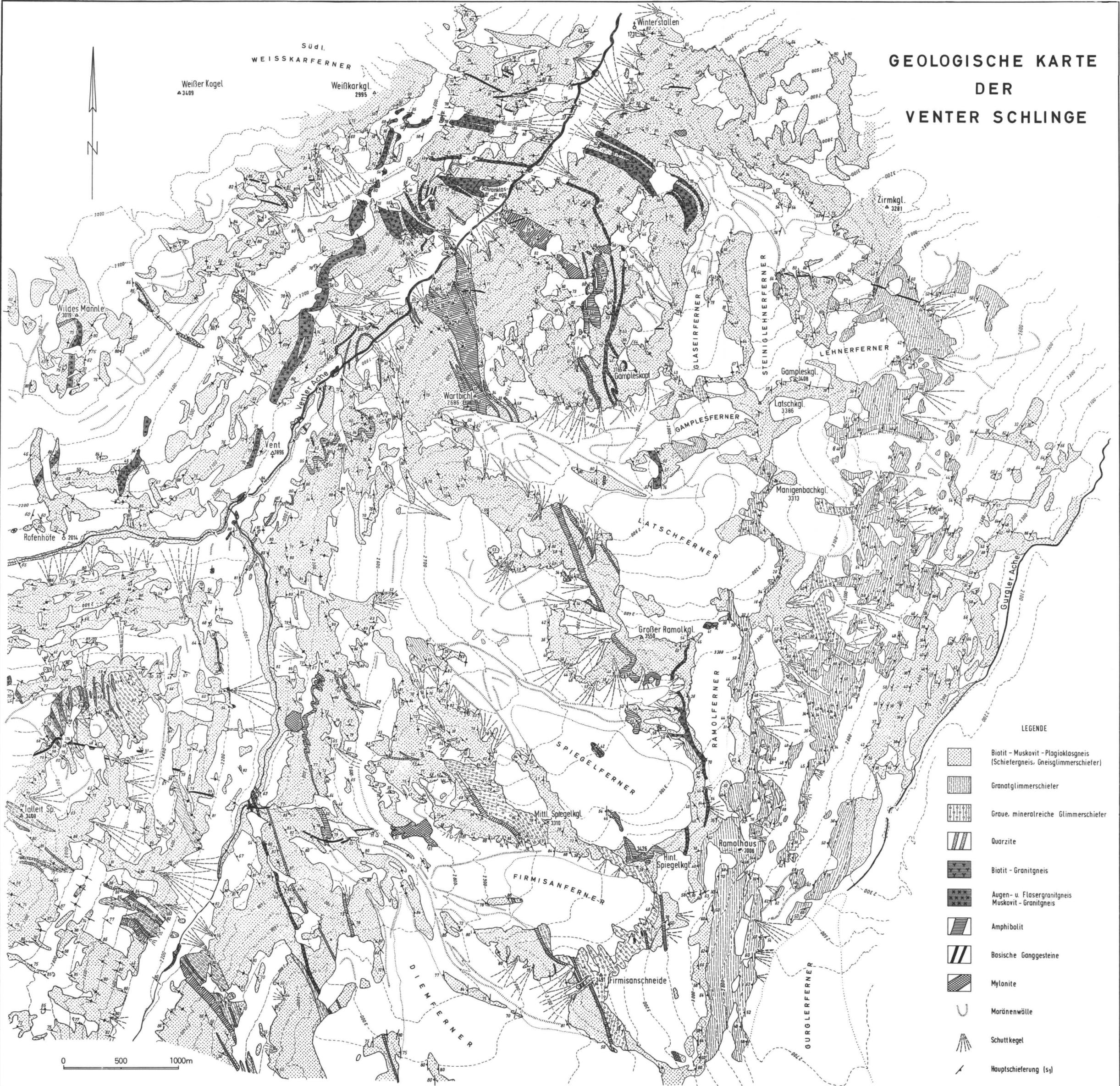
Während der Drucklegung unserer Arbeit veröffentlichte FÖRSTER (Geologische Rundschau 56, S. 485) seine Ideen zur Schlingentektonik:

„Als Modell für den Schlingenkern ist der Wirbelfaden geeignet, mit dem in der Hydrodynamik ein in Drehung befindliches Flüssigkeitsgebiet bezeichnet wird. Das Maß für den Verformungsgrad im Schlingenkern ist dann durch die Wirbelhaftigkeit (engl. vorticity) gegeben, d. h. durch den antisymmetrischen Teil der relativen Bewegungen. Damit gelten für Schlingen die HELMHOLTZschen Wirbelsätze“

Solchen Vorstellungen können wir auf keinen Fall beipflichten. Als Modell für den Schlingenkern ist nicht der „Wirbelfaden“, sondern die Scheitelregion einer Biege- bzw. Biegescherfalte geeignet. Die quasiplastischen tektonischen Deformationen sind bei weitgehender Vereinfachung vielleicht bereichsweise mit Hilfe rheologischer Modelle, keinesfalls aber mit Gesetzen zu beschreiben, die für Flüssigkeiten gelten.

Schlingenbildung und Scherfaltung sind nur im Sinne FÖRSTERS „grundverschiedene“ Vorgänge. FÖRSTER hat SANDER (1929) und SCHMIDEGG (1933) völlig mißverstanden, wenn er glaubt, beide hätten Schervorgänge bei der Schlingenbildung ausgeschlossen. Schon 1914 (S. 238) erwähnte SANDER die steilachsige Faltung im hintersten Pfossental als Beispiel für Schlingentektonik. SCHMIDEGG (1933, S. 93) schreibt: Die Schlingenbildung ist eine Biegefaltung ohne oder mit begleitender Zerschierung“. Überdies ist die von SCHMIDEGG im Rofental beobachtete Schieferung ein klares s_2 und gehört damit zur steilachsigen Faltung dieser Zone.

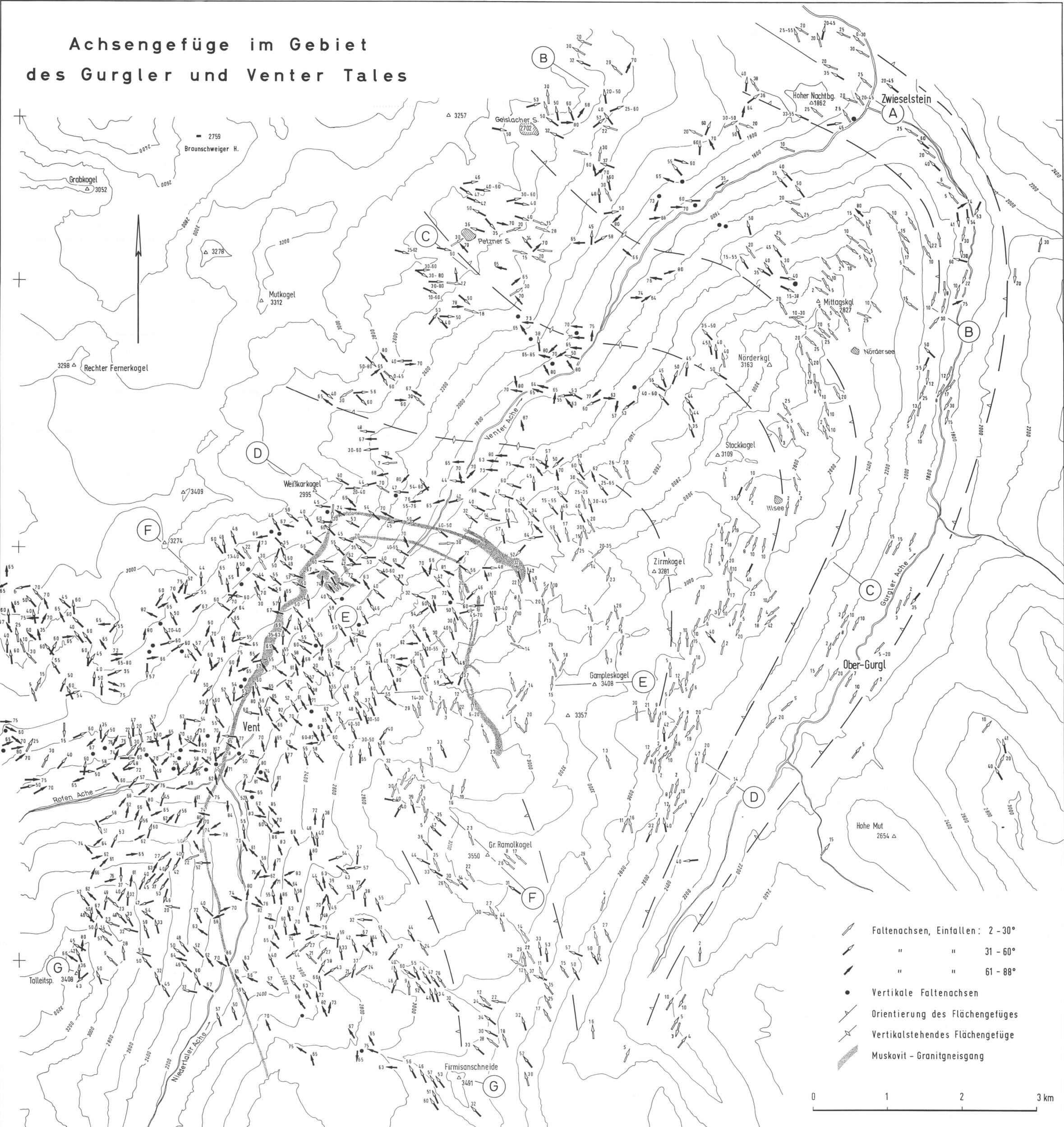
GEOLOGISCHE KARTE DER VENTER SCHLINGE



- LEGENDE
- Biotit - Muskovit - Plagioklasgneis (Schiefergneis, Gneisglimmerschiefer)
 - Granatglimmerschiefer
 - Graue, mineralreiche Glimmerschiefer
 - Quarzite
 - Biotit - Granitgneis
 - Augen- u. Fasergranitgneis Muskovit - Granitgneis
 - Amphibolit
 - Basische Ganggesteine
 - Mylonite
 - Moränenwälle
 - Schuttkegel
 - Hauptschieferung (S₁)

0 500 1000m

Achsengefüge im Gebiet des Gurgler und Venter Tales

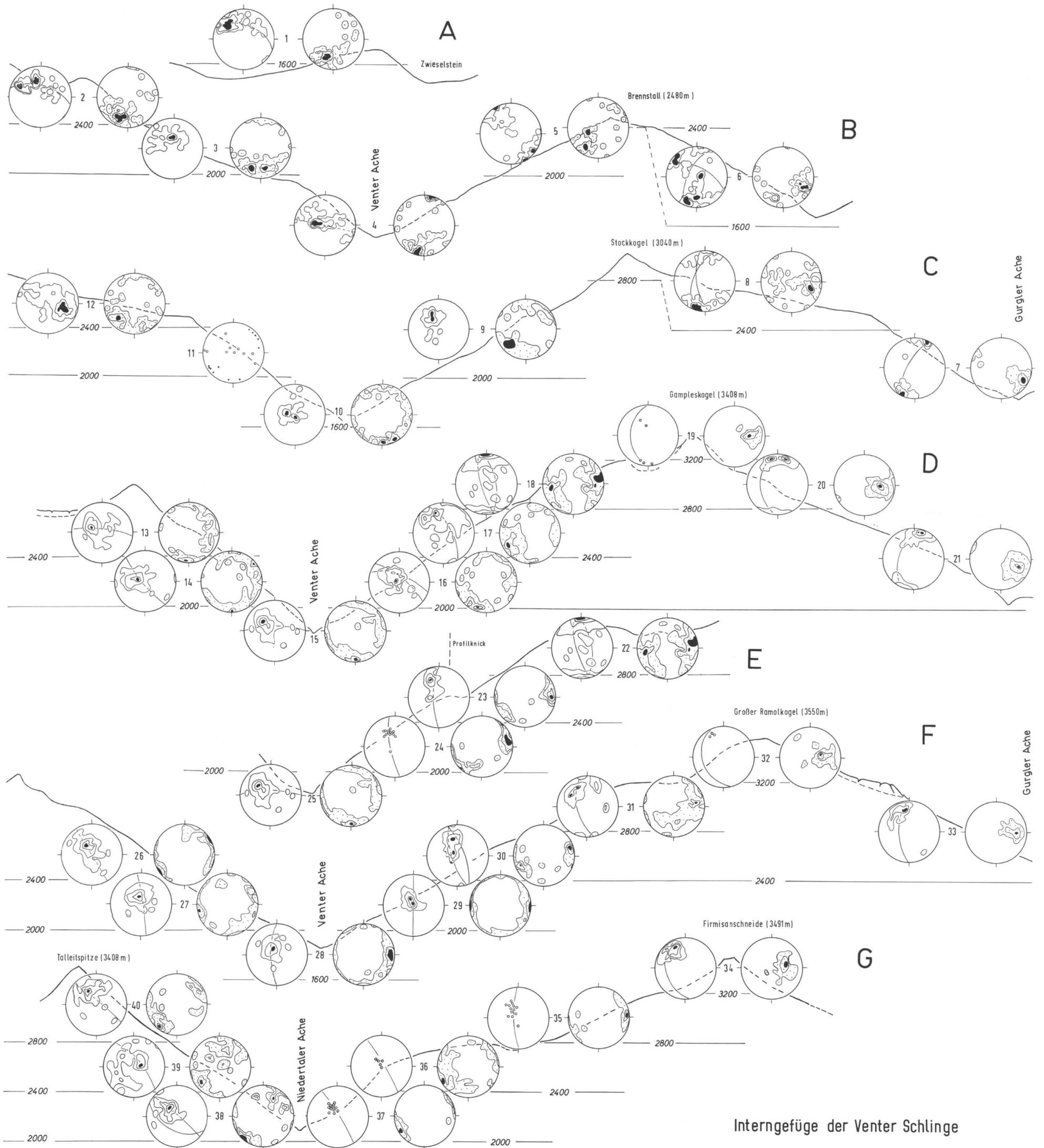


- Faltenachsen, Einfallen: 2 - 30°
- " " 31 - 60°
- " " 61 - 88°
- Vertikale Faltenachsen
- Orientierung des Flächengefüges
- Vertikalstehendes Flächengefüge
- Muskovit - Granitgneisgang



NW

SO



Interngefüge der Venter Schlinge

Die s-Flächendiagramme sind durch Punktraster gekennzeichnet, die Achsendiagramme enthalten lediglich Konturlinien.
 In nicht ausgezählten Diagrammen:
 ◦ Faltenachsen, • s-Flächen