

Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen)

Von P. HELBIG und K. SCHMIDT^{*)}

Mit 11 Abbildungen und 5 Tafeln (= Beilagen 1—5)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 147, 148

Laaser-Serie
Faltung (variszische, alpidische)
Metamorphose (variszische, alpidische)
Ostalpen
Öztalkristallin
Schlingentektonik
Schneeberger Kristallin
Schneeberger Zug
Tektonik

Schlüsselwörter

INHALT

A. Einleitung	179
B. Gesteinsbeschreibung	181
I. Paragesteine	181
1. Allgemeines	181
2. Biotit-Plagioklas-Gneis	181
a) Schiefergneis	182
b) Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer	182
c) Biotitporphyroblasten-Schiefer	183
d) Quarzitisches Gesteine	183
e) Muskovit-Chlorit-Schiefergneis	184
3. Glimmerschiefer	184
a) Granat-Muskovit-Glimmerschiefer	184
b) Granat-Glimmerschiefer	184
c) Granat-Stauroolith(Disthen)-Glimmerschiefer	186
4. Marmore und Kalkglimmerschiefer	186
a) Marmore	187
b) Epidot-Hornblende-Marmor	188
c) Kalkglimmerschiefer	188
5. Kalksilikatgesteine	188
a) Kalksilikat-Einschlüsse	188
b) Diopsid-führende Kalksilikatgesteine	188
II. Amphibolite	189
1. Allgemeines	189
2. Einzelbeschreibung	190
a) Biotit-Plagioklas-Amphibolite	190
b) Epidot-Amphibolit	191

^{*)} Anschrift der Autoren: Dr. P. HELBIG, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberweg 9—11. Prof. Dr. K. SCHMIDT, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, 8000 München 2, Luisenstraße 37.

c) Hornblende-Schiefer	191
d) Aktinolith-Schiefer	191
3. Zur Genese der Amphibolite	191
III. Granitgneise	191
1. Allgemeines	191
2. Einzelbeschreibung	192
a) Muskovit-Granitgneis	192
b) Zweiglimmer-Granitgneis	193
c) Biotit-Granitgneis	194
d) Aplitgänge	195
3. Zur Genese der Granitgneise	195
IV. Basische Ganggesteine	195
V. Petrogenese	196
1. Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm)	196
2. Metamorphose	199
VI. Zur Abgrenzung des Schneeberger Zuges gegen die Laaser Serie und das Ötztal-Kristallin	200
C. Tektonik	202
I. Tektonische Strukturen	202
1. Flächengefüge	203
a) Hauptschieferung s_1	203
b) Schieferung s_2	203
2. Achsengefüge	206
a) B_1 -Achsen	206
b) B_2 -Achsen	208
c) B_0 -Achsen	208
3. Auswertung der Gefügediagramme	209
a) Achsengefüge	209
b) Schieferungsgefüge	209
4. Störungen	213
D. Ergebnisse	213
Literaturverzeichnis	216

Zusammenfassung

Das Westende des Schneeberger Zuges ist im Bereich der Texelgruppe und des Ötztaler Hauptkammes (Similaun, Hohe Wilde) neu kartiert und tektonisch aufgenommen worden. Lithologisch bestehen zwischen dem Ötztal-Kristallin und dem Schneeberger Zug erhebliche Unterschiede. In den polymetamorphen Gesteinen sind im wesentlichen zwei Deformationen (Fm_1 , Fm_2) und zwei Kristallisationen (K_1 , K_2) nachzuweisen.

Zwischen den Achsengefügen des Schneeberger Zuges ($B_1 = 145^\circ/50^\circ$ NW) und des umgebenden Ötztal-Kristallins ($B_1 = 158^\circ/56^\circ$ NW) besteht Übereinstimmung. Beide Komplexe wurden variszisch homoauchs gefaltet.

Das Ende der Kr_1 -Kristallisation fällt in das Oberkarbon. Die überwiegend postkinematische Kristallisation Kr_2 ist alpidisch. Eine Unterscheidung zwischen variszischen und frühalpidischen Deformationsgefügen wird dadurch erschwert. Nach Serienvergleichen in den Ostalpen kommt den karbonatischen Abfolgen des Schneeberger Zuges am ehesten silurisch-devonisches Alter zu.

Summary

Recently the western end of the Schneeberger Zug in the Texel group, and the Ötztaler Hauptkamm (Similaun, Hohe Wilde) were remapped and their tectonics investigated. Considerable lithologic differences distinguish the Ötztal crystalline and the Schneeberger Zug.

In the polymetamorphic rocks essentially two deformations (Fm_1 , Fm_2) and crystallisations (Kr_1 , Kr_2) are evident. The fold axes of the Schneeberger Zug ($B_1 = 145^\circ/50^\circ$ NW) and of the

Ötztal crystalline ($B_1 = 158^\circ/56^\circ$ NW) nearly coincide. Both units were folded along the same axes in the Variscian era.

The Kr_1 -crystallisation ended in the Upper Carboniferous. The mainly postkinematic crystallisation Kr_2 is of Alpidic age. Therefore any differentiation between Variscian and Alpidic deformation fabrics is difficult. According to lithostratigraphic comparisons in the Eastern Alps the carbonate rich series of the Schneeberger Zug are most probably of Silurian-Devonian age.

A. Einleitung

Der Schneeberger Zug ist Bestandteil der ostalpinen Ötztalmasse und nimmt seinem abweichenden Gesteinsbestand und seiner Metamorphose nach eine besondere Stellung im ostalpinen Altkristallin ein. Er beginnt im Westen in der Texel-Gruppe und ist ostwärts bis nach Sterzing zu verfolgen, wo er an der Brenner-Linie endet (Abb. 1). Die im Norden und Westen anschließenden Gesteine gehören zum Ötztal-Kristallin. Glimmerschieferserien und Marmore auf der SE-Seite wurden von SANDER (1929) und SCHMIDEGG (1964) der Laaserserie („Zone der alten Gneise“) zugerechnet. ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) haben bei einer Neugliederung der Gesteinsfolgen vorgeschlagen, den Begriff „Laaser-Serie“ aufzugeben (Abb. 1).

Tektonisch ist der Schneeberger Zug mit dem umgebenden Altkristallin eng verknüpft. Er ist an seinem Westende in der Texel-Gruppe mit steilen Faltenachsen ($B = 145^\circ/70^\circ$ NW Schrottnner; $B = 170^\circ/50^\circ$ NW Lodner) in den Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen einbezogen und hebt sich bei Sterzing muldenförmig mit 20° bis 25° nach Osten heraus. Die Nordgrenze des Zuges wird, wie tektonisch eingeklemmte Stollen permomesozoischer Gesteine zeigen, wenigstens streckenweise von alpidischen Störungen gebildet.

SANDER (1929) hielt zwei tektonische Deutungen für diskutabel:

1. „Der Schneeberger Zug ist eine nach Süden überschlagene, komplizierte Mulde im Altkristallin“

2. „Der Schneeberger Zug ist eine vom Altkristallin überschrittene Tauerndecke über Kalkphyllit. Sekundär emporgepreßt und als Fenster entblößt.“

SCHMIDEGG (1933) gliederte die im Altkristallin synklynal eingelagerten Gesteine und stellte fest, daß einige Serien im Westen mit steilachsigen verfalteten Stirnen enden und in den prä- bis parakristallinen Schlingenbau der südlichen Ötztaler Alpen einbezogen sind. KLEBELSBERG (1935) nahm für diese Bewegungen variszisches Alter an.

Im Gegensatz dazu stellte TOLLMANN (1963) den Schneeberger Zug in das von ihm neu definierte Oberostalpin und deutete ihn als überschobene, später eingemuldete Masse, die an etlichen Stellen über noch erhaltenem mittelostalpinem Mesozoikum liegt. Gegenargumente wurden von SCHMIDT (1965 b) vorgebracht.

Zur Petrogenese und Tektonik des Schneeberger Zuges äußerten sich ferner SCHMIDEGG (1964), SCHMIDT (1965 b), SCHMIDT et al. (1967), MILLER et al. (1967); FÖRSTER (1967); PURTSCHELLER (1969); PURTSCHELLER et al. (1972); SATIR (1975) und HOINKES & PURTSCHELLER (1976). ZANETTIN (1971) faßte die Ergebnisse einer italienischen Arbeitsgruppe zusammen.

Demnach bestehen folgende Auffassungen:

1. Der Schneeberger Zug besteht aus paläozoischen Serien, die bereits voralpidisch mit dem Altkristallin verfalltet wurden.

2. Das Alter der mehrphasigen Metamorphose wird unterschiedlich beurteilt. BAUMANN et al. (1967), HELBIG (1969), SCHMIDEGG (1933, 1964) haben sich für einen bedeutenden alpidischen Anteil an der Kristallisation der Schneeberger Gesteine („Schneeberger Kristallisation“) ausgesprochen. FÖRSTER (1967), PURTSCHELLER (1969), PURTSCHELLER et al. (1972) und SCHMIDT et al. (1967) messen der voralpidischen Metamorphose mehr Gewicht bei.

HOINKES & PURTSCHELLER (1967) lassen beide Möglichkeiten zu.

3. Nach ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) haben die Gesteine des Schneeberger Zuges permomesozoisches Alter. Ihre Metmorphose ist daher alpidisch.

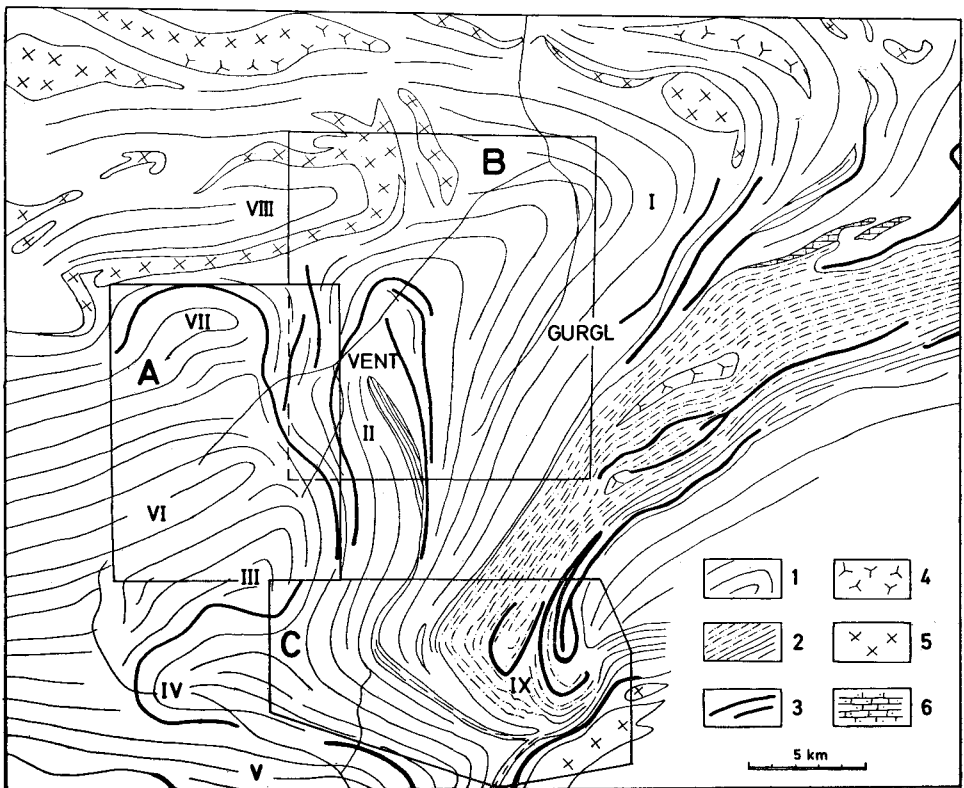


Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte der südlichen Ötztalmasse.

1 — Paragneise und Glimmerschiefer; 2 — Gesteine des Schneeberger Zuges (oben), Glimmerschiefer der Laaser Serie (unten); 3 — Tektonische Leitgesteine (Orthogneise, Amphibolite, Marmore); 4 — Tonalitische Gneise und Orthoamphibolite; 5 — Granitgneise; 6 — Zentralalpine Trias. I — Stubaier Schlinge; II — Venter Schlinge; III — Marzell-Schlinge; IV, V — Schlingen des Schnalstales; VI — Hochjoch-Schlinge; VII — Vernagt-Schlinge; VIII — Mittelberg-Schlinge; IX — Schrottner und Lodner Schlinge.

Arbeitsgebiete: A — FUCHS et al., 1969; B — BAUMANN et al., 1967; C — vorliegende Arbeit.

Auch DE VECCHI et al. (1971) haben sich für nur eine (alpidische) Metamorphose ausgesprochen.

4. Biotit-Alter (Rb/Sr) aus dem Schneeberger Zug und der auflagernden Trias ergaben für das Ende der „Schneeberger Kristallisation“ etwa 80 Millionen Jahre (SCHMIDT et al. 1967, MILLER et al. 1967).

SATIR (1975) nimmt für den Höhepunkt der Metamorphose nach (Rb/Sr) Hellglimmeraltern 120 bis 100 Millionen Jahre an.

Im Rahmen der vom geologischen Institut der Technischen Universität München durchgeführten Untersuchungen der Öztaler Alpen (BAUMANN et al. 1967, FUCHS et al. 1969, SCHMIDT et al. 1967) hat HELBIG (1969) in den Sommern 1964 bis 1967 die Texel-Gruppe und den Öztaler Hauptkamm zwischen Similaun und Hoher Wilde im Maßstab 1 : 10.000 neu kartiert und tektonisch aufgenommen (Abb. 1, Tafel 1).

An den tektonischen Aufnahmen im Bereich des Ramolkammes nahm unser Kollege A. LINSBAUER teil, der 1969 im Dachstein tödlich verunglückte und seine Kartierung im Bereich des Gaisberg- und Rotmoos-Ferners nicht mehr zum Abschluß bringen konnte.

B. Gesteinsbeschreibung

Im Aufnahmegebiet sind Gesteine vorherrschend, die aus sandigen und tonigen Sedimenten hervorgegangen sind. Sie enthalten im Bereich des Schneeberger Zuges Marmorlagen mit rasch wechselnder Mächtigkeit. Orthogesteine und Amphibolite treten als relativ schmale Lagergänge auf, können aber auch in Form lakkolithischer Intrusionen in die Schiefererien eingedrungen sein. Sie bilden gemeinsam mit den Marmoren und Quarzitlagen tektonische Leitgesteine.

I. Paragesteine

1. Allgemeines

Die Hauptmasse der Paragesteine bilden Biotit-Plagioklas-Gneise mit wechselnden Quarz-, Plagioklas- und Glimmergehalten. Daneben treten Granat-Glimmerschiefer und Granat-Staurolith(Disthen)-Glimmerschiefer auf. Sie sind sowohl im Öztal-Kristallin als auch in der Laaser-Serie vorhanden und bilden große Teile des Schneeberger Zuges.

2. Biotit-Plagioklas-Gneis

Die Bezeichnung Biotit-Plagioklas-Gneis ist ein Sammelbegriff (HAMMER, 1929) für die vorherrschenden Metasedimente des südlichen Öztal-Kristallins. Kennzeichnend sind reliktsche sedimentogene Wechsellagerungen quarzitischer und glimmerreicher Gesteinstypen im cm- und m-Bereich.

Lokal, vor allem im Bereich der Lodner-Schlinge, tritt in den Glimmerschiefern eine deutliche Feldspat-Sprossung auf. Hin und wieder sind auch, wie im Öztal, spindelförmige zonargebaute Kalksilikat-Einlagerungen festzustellen.

In den südöstlichen Randbereichen des Schneeberger Zuges, wie auch bei Obergurgl, erfolgte, vor allem in Glimmerschiefern, eine kräftige postkinematische Biotit-Blastese. SCHMIDEGG (1933) bezeichnete diese Gesteine als Grenzglimmerschiefer (Biotitporphyroblasten-Schiefer). Ähnliche Gesteine wurden von HELBIG auch südwestlich des Schrottners im Trübtal und südlich der Karlespitze kartiert.

a) Schiefergneis

Das Gestein zeigt eine ausgeprägte Parallelschieferung. Mit abnehmendem Feldspatanteil erfolgt der Übergang zu Quarzglimmerschiefern und Glimmerquarziten. Schiefergneise mit mehr als 10% Feldspat sind aber relativ selten.

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An 45, An 15), Chlorit, Granat. Akzessorien: Apatit, Epidot, Turmalin, Rutil, Zirkon, Hornblende, Orthit, Titanit und Kalifeldspat.

Quarz als Hauptgemengteil bildet ein granoblastisches Korngefüge mit gelängten Großkörnern (Kd. bis 7 mm) und enthält Interngefüge (si) aus Glimmern und Granat. BÖHM'SCHE Streifen und Dehnungsrisse senkrecht s_1 sind häufig. Die Quarzbildung erfolgte prä-, syn- und postkinematisch.

Plagioklas ist in kleinen Körnern als Altbestand im Quarzgefüge enthalten. Neuspaltungen sind polysynthetisch verzwillingt und enthalten Glimmer und Granat.

Biotit bildet blättrig und feinschuppig die Schieferungsgefüge s_1 und s_2 . Die Winkel zwischen beiden Flächensystemen betragen 30 bis 35°. Pleochroismus: X = hellgelb-braun, Y = Z = mittel- bis dunkelbraun. Polygonalbögen weisen auf prä- bis postkinematische Kristallisation. Es treten deutliche Querbiotite auf. Biotit ist mit Chlorit verwachsen und chloritisiert.

Chlorit (Pennin, Prochlorit) entstand auf Kosten des Granats und Biotits. Büschelige oder rosettenartige Aggregate sind häufig.

Granat (Kd. 0,1 bis 1 mm) zeigt Umwandlungen in Biotit, Chlorit und Epidot. Die rundlichen Körner sind stark zerbrochen. Gedrehte Quarzinterngefüge zeigen Rotationen bis zu 80°. Die Bildung der Granate ist prä- bis synkinematisch.

b) Muskovit-Biotit-Glimmerschiefer

Der Übergang zwischen Schiefergneisen und Glimmerschiefern ist fließend, so daß eine Grenze kaum kartierbar ist. Durch die Plagioklas-Sprossung werden die Glimmerschiefer sekundär in Gneis-Glimmerschiefer und Schiefergneise umgewandelt.

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An 30), Chlorit, Granat.

Akzessorien: Turmalin, Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit, Erz.

Die Minerale zeigen im allgemeinen gleiche Korngröße und ähnliche Gefüge wie in den Schiefergneisen.

Biotit und Muskovit sind vorwiegend langflaserig oder grobschuppig (Kd. 5 mm) entwickelt und treten in wechselnden Mengenverhältnissen auf. Die Polygonalbögen deuten auf eine prä- bis synkinematische Bildung. Spätere

Deformationen haben zur Zerschierung des Glimmerbestandes geführt. Der letzten Kristallisation gehören die Querglimmer an.

Plagioklas (An 30) ist vorwiegend polysynthetisch verzwillingt. Die Kristalle zeigen die Merkmale synkinematischer, meist aber postkinematischer Blastese.

c) Biotitporphyroblasten-Schiefer

Paragneise mit einer sehr starken Biotit-Sprossung und Querbiotit-Bildung bezeichnete SCHMIDEGG (1933) im Randgebiet des Schneeberger Zuges als Grenzglimmerschiefer bzw. Biotitporphyroblasten-Schiefer. Diese Biotit-Sprossung ist jedoch nicht auf den Randbereich des Schneeberger Zuges beschränkt. Sie tritt auch innerhalb des Ötztal-Kristallins auf. Eine kartographische Abgrenzung ist wegen der fließenden Übergänge nicht möglich. Die Mineralparagenese ist die gleiche wie in Schiefergneisen und Glimmerschiefern.

Biotit zeigt in verschiedenen Proben abweichenden Pleochroismus (X = gelbbraun, Y = Z = dunkelbraun). Die Biotite bilden sowohl das Schieferungsgefüge s_1 als auch postkinematische Querkristalle. In beiden Fällen weisen sie etwa den gleichen Chemismus auf (BAUMANN, 1967). Sie sind aber eisenärmer als Biotite in permotriassischen Gesteinen. Jüngste Bewegungen auf s_1 bewirkten auch eine Zerschierung der Querglimmer.

d) Quarzite Gesteine

Quarzite Gesteine treten im Bereich des Schneeberger Zuges häufiger auf als im übrigen Ötztal-Kristallin. Die äußerst glimmerarmen Gesteine zeigen makroskopisch ein massiges Quarzkorngefüge mit hell- bis dunkelgrauer oder gelb-brauner Bänderung und einer cm- bis dm-Bankung.

Quarzitlagen wurden zwischen Lodner und Rötelspitze am Roteck und zwischen Zielalm und Blasiuszeiger kartiert. Sie treten teils im Granat-Muskovit-Glimmerschiefer, teils im Schiefergneis auf und sind intern gefaltet.

Mineralbestand: Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat, Apatit, Turmalin, Plagioklas (An 35—20 An). Akkzessorien: Zirkon, Rutil, Titanit, Erz.

Quarz bildet mit 70—90 Vol.‰ den Hauptanteil. Größere Körner (Kd. bis 2 mm) werden oft von kataklastischem Kleinkorngefüge (Kd. 0,05 bis 0,5 mm) umgeben. Teilweise erfolgte eine stufenweise Rekristallisation.

Biotit und Muskovit treten in wechselnden Mengenverhältniss feinschuppig bis lepidoblastisch (Kd. 0,03 bis 0,0 mm) auf. Sie bilden Polygonalbögen oder offene Glimmergefüge.

Die Glimmer belegen s_1 und s_2 . Die Flächen schließen einen größeren Winkel (40° bis 60°) ein als in den Glimmerschiefern.

Granat (Kd. 0,03 bis 3 mm) tritt als Nebengemengteil idiomorph bis kataklastisch deformiert auf. Die Körner sind zum Teil deutlich aufgeweitet. Außerdem treten Pseudomorphosen von Chlorit, Epidot und Erz nach Granat auf.

Die **Quarzite** am Ausgang des Maisertales zwischen Zielalm und Blasiuszeiger besitzen ausgesprochene blastomylonitische Korngefüge. Der Quarz (Kd. $0,3 \times 2$ mm) ist in s_1 gelängt. Die Glimmer, vor allem Muskovit, sind feinblättrig in s_1 und s_2 geregelt. s_1 und s_2 bilden Winkel von 25 bis 55° . Poikiloblastischer Granat ist zerbrochen und in Epidot und Erz umgewandelt.

Die durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe auffallenden, meist feinkörnigen „graphitischen“ Quarzitschiefer bilden Linsen bzw. koncordante Bänder im Altkristallin. Eine ca. 50 m mächtige Lage konnte vom N-Grad der Texelspitze etwa 700 m weit nach Westen verfolgt werden.

Das Graphit-Pigment konzentriert sich zum Teil in s, ist aber auch diffus im Gestein verteilt.

e) Muskovit-Chlorit-Schiefergneis und Chlorit-Quarzitschiefer

Diese Gesteine mit Chlorit als vorwiegendem Glimmer treten stets im Bereich von Störungen auf, wie etwa an der Johannes- oder Hühner-Scharte oder im Pfaßer Kar unter Walt's Warte. Im Gegensatz zu Myloniten zeigen sie jedoch deutlichere Rekristallisation.

3. Granat-Glimmerschiefer

a) Granat-Muskovit-Glimmerschiefer

Die grauen Granat-Muskovit-Glimmerschiefer bilden das Hauptgestein des Schneeberger Zuges. Sie wurden von SANDER (1929) und SCHMIDEGG (1964) zum Teil der Laaser-Serie zugeordnet.

Die hellgrauen Gesteine sind intensiv kleingefaltet. Im Verlauf der Faltung entstand eine 2. Schieferung (s_2), die die Faltenscheitel schneidet und die erste Schieferung s_1 überprägen kann. Lokal ist auch eine 3. Schieferung s_3 entwickelt (Abb. 2).

Der Granat erreicht selten Korndurchmesser von mehr als 1 mm. Eine Sprossung feinschuppigen Biotits (Kd. max. 1 mm) quer zum Schieferungsgefüge ist weit verbreitet. Lokal ist eine starke Feldspatblastese zu beobachten. Die unregelmäßig begrenzten bis cm großen Kristalle sind bisweilen in s_1 angereichert, sonst aber diffus über das Gestein verteilt.

Mineralbestand: Muskovit, Quarz, Biotit, Granat, Plagioklas (An 35 — 18). Akzessorien: Epidot, Orthit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit, Chlorit, Graphit.

Muskovit als Hauptgemengteil und untergeordnet Biotit sind feinschuppig bis blättrig (Kd. 0,5 bis 5 mm) und bilden das flachwellige oder spitzgefaltete Schieferungsgefüge. Mit zunehmender Kleinfaltung werden die Glimmerbögen in den Faltenscheitel zerschert und es erfolgt eine Neusprossung in s_2 . Die vorwiegend kleinschuppigen Quermuskovite und Querbiotite sind ebenfalls zerschert.

Die Hellglimmerlagen der Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges können erhebliche Paragonit-Anteile haben (SATIR, 1975).

Quarz- und Plagioklas erscheinen als Kleinkornpflaster (Kd. 0,1 bis 0,5 mm) in s geregelt. In den Faltenscheiteln erfolgte eine Sammelkristallisation.

b) Granat-Glimmerschiefer

Die grobflaserigen Granat-Glimmerschiefer sind als dm bis 100 m mächtige Lagen den Biotit-Plagioklas-Gneisen eingeschaltet, können aber auch, wie in der Schrottnner Schlinge im oberen Pfossental, vorherrschen.



Abb. 2. Granat-Disthen-Glimmerschiefer. Lok. W-Seite des Schrottner Kares (2440 m). Maßstab: 3 mm, Δ Nicols.

Das Glimmergefüge zeigt eine intensive Kleinfaltung mit s_2 in der Achsenfläche. Im Faltscheitel synkinematisch gesproßte Plagioklase mit Deformationen // s_2 . Außerdem ist eine Glimmer-Knickfaltung und die Bildung einer weiteren Schieferung s_3 zu erkennen. Disthen (links oben) ist randlich in Hellglimmer umgewandelt. Sein rotiertes s_1 (Rutil) weist auf eine prä-synkinematische Entstehung.

Hauptgemengteile sind bei Muskovitvormacht die Glimmer und der Quarz. Biotit kann jedoch durch Neusprossung das Übergewicht erlangen, so daß Übergänge zu Biotitporphyroblasten-Schiefen entstehen.

Plagioklas-Porphyroblasten zeigen bereits makroskopisch ein Interngefüge aus Glimmern und Granat (0,5 mm).

Mineralbestand: Muskovit, Biotit, Quarz, Granat, Plagioklas (An 25), Chlorit.

Akzessorien: Orthit, Epidot, Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit, aktinolithische Hornblende, Graphit.

Die Glimmer umschließen als strähnige Lagen Quarz-Feldspat-Aggregate oder bilden mit Einzelkristallen heteroblastische offene Teilgefüge. Synkinematisch senkrecht zu s_1 gesproßte Muskovite können straff geregelte Glimmerlagen linsenförmig aufweiten. Postkinematische Querglimmer setzen über das s_1 -Gefüge und umschließen es.

Quarz und Feldspat bilden feinkörnige Intergranulargefüge oder deformierte Mehrkornaggregate in der Glimmermatrix. Unverzwilligte, offen-

bar ältere Plagioklase sind mit Serizit gefüllt, so daß ihr An-Gehalt nicht sicher zu bestimmen ist ($An > 37, < 16$).

Die neugesproßten, unregelmäßig begrenzten Plagioklas-Porphyroblasten (An 25, Kd. bis 1 cm) bilden unregelmäßige Mehrkorn-Aggregate und enthalten Interngefüge aus Quarz, Glimmer, Granat, Rutil und Turmalin. Auffällig sind myrmekitartige Quarztropfenbildungen.

Granat (Kd. 0,5 bis 20 mm) ist idiomorph oder bildet rundliche, teils synkinematisch rotierte Körner.

Die Porphyroblasten haben einen poikiloblastischen, teils durch Erzeinlagerungen getrübbten Kern. Die Kristallsäume sind in der Regel einschlußarm. Verstellungen des Erzgefüges (s_i) gegen s_e sowie Glimmer-Stauchfalten und Quarzrekristallite in den Restecken zwischen Granatkörnern belegen eine postkristalline Deformation. Dabei sind die Granat-Großkörner zum Teil zerbrochen und aufgeweitet worden. Die Bruchstücke sind zu Schwärmen idiomorpher Kleinkörner rekristallisiert (Abb. 4). Randliche Umwandlungszonen bestehen aus Biotit, Chlorit, Rutil und Titanen. HOINKES (1978) hat die Granat-Glimmerschiefer in einem Profil am W-Fuß des Schrottners mineralchemisch eingehend untersucht.

c) Granat-Staurolith(Disthen)-Glimmerschiefer

In den glimmerreichen Gesteinen des Schneeberger Zuges treten immer wieder Granat-Muskovit-Glimmerschiefer mit Staurolith und selten auch Disthen auf. Die Staurolith-Kristalle werden bis zu 10 cm lang, bilden zum Teil Durchkreuzungszwillinge und umschließen Granat. Ihre hellgraue Farbe weist bereits makroskopisch auf eine starke Serizitisierung hin.

Mineralbestand: Muskovit, Quarz, Staurolith, Biotit, Granat, Plagioklas (An 20 — 30), Disthen. Akzessorien: Epidot, Chlorit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Apatit, Graphit.

Staurolith ist porphyroblastisch in s_1 gesproßt und häufig vollständig in Hellglimmer (selten Chloritoid) umgewandelt, wobei in den Kernen eine Muskovit-Rekristallisation zu erkennen ist. Die umschlossenen Granate (Kd. 1,5 mm) enthalten getrübbte Kerne und sind teils in Biotit und Chlorit umgewandelt. Größere Granat-Individuen zeigen rotierte Interngefüge (Abb. 3).

Muskovit ist feinblättrig entwickelt und schmiegt sich den Staurolithen an. Daneben erscheinen postkinematisch gebildete Quermuskovite.

Disthen konnte nur in einer Probe aus der Zone der Biotitporphyroblasten-Schiefer nördlich des Eishofes nachgewiesen werden.

SATIR (1975) bestimmte an Granat-Glimmerschiefern folgende (Rb/Sr) Biotit-Alter: Lok. Grubalm, südwestlich der Hohen Wilde 74 ± 3 Millionen Jahre; Lok. Pfossental, nördlich „Schwarze Wand“ 78 ± 3 Millionen Jahre.

4. Marmore und Kalkglimmerschiefer

Marmorlagen sind nicht nur in die Granat-Glimmerschiefer eingeschaltet, sondern wechsellagern ebenfalls mit normalem Schiefergneis. Ihr Vorkommen ist auf die Lodner- und die Schrottners-Schlinge sowie den Randbereich der umhüllenden Glimmerschiefer bei den Andelsböden beschränkt. Das fein- bis grobkristalline

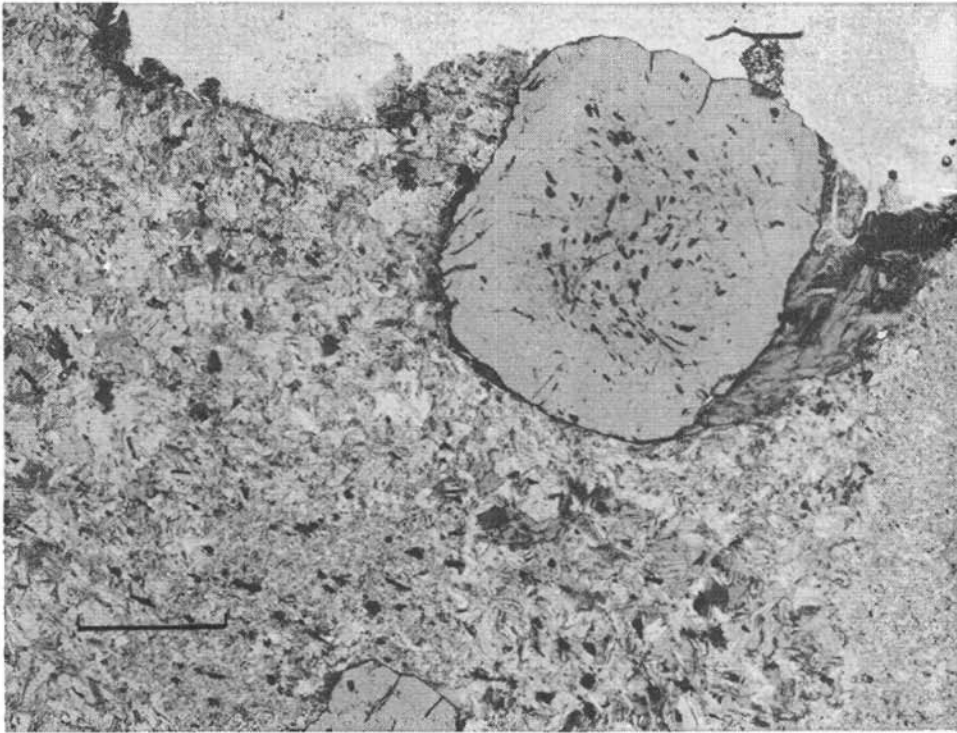


Abb. 3. Granat-Staurolith-Glimmerschiefer. Lok. NW-Grat der Texel-Spitze (2930 m). Maßstab: 1 mm, Δ Nicols.

Granat mit rotiertem Si (Erz) ist von serizisiertem Staurolith umschlossen. Der Hellglimmerfilz ist deutlich rekristallisiert. Der Granat wird randlich in Chlorit umgewandelt.

Gestein ist rein weiß. Es kommen aber auch dunkelgraue und braune Bändermarmore vor.

Im Bereich der Hohen Weiße und gegen Lazins sowie am Schrottnr wechsel-lagern die Marmore mit Kalkglimmerschiefern, wobei alle Übergänge von glimmerführendem Marmor zu kalkführenden Glimmerschiefern auftreten. Die stark wechselnde Mächtigkeit der Marmorlagen ist vorwiegend tektonisch bedingt. Sie schwankt zwischen einigen dm und etwa 250 m in der Südwand des Lodners.

a) Marmore

Mineralbestand: Calcit, Dolomit, Quarz, Plagioklas (An 30), Epidot, Hornblende, Tremolit, Turmalin, Muskovit, Titanit, Magnetit.

Einige von KONNERTH (1977) analysierte Proben aus dem Gaisbergtal und nördlich Pfleders ergaben etwa: CaCO_3 94%, MgCO_3 3,2% (max. 13,5%), $\text{Sr/Ca} = 1,25$, $\text{K/Na} 0,48$.

Calcit (Kd. 0,05 bis 3 mm) zeigt im allgemeinen eine dichte Zwillingslamellierung.

Dolomit bildet mit Calcit (und) oder Quarz polygonale Mosaikgefüge und kann Quarzkörner umsäumen (HOINKES & PURTSCHELLER, 1976).

Plagioklas (An 30) ist unterschiedlich serizitisiert. Epidot (Kd. 0,5 bis 1 mm) tritt vor allem im Grenzbereich zu den Schiefergneisen auf.

Im Lazins-Tal wurde im Randbereich des Marmors gegen Kalkglimmerschiefer nadeliger (3 cm) Tremolit, am Schrottner eine Tremolit-Rosette (ϕ 10 cm) gefunden.

b) Epidot-Hornblende-Marmor

In den ursprünglichen Mergel-Zwischenlagen bildeten sich bei der Metamorphose Epidot und Hornblende. Zunehmende Vulkanitbeimengungen (Tuffe) leiten zu Amphiboliten über.

In das verzahnte Calcitgefüge der Gesteine sind Zwischenlagen von idiomorphem Klinozoisit (2,5 x 2 mm) und aktinolithischer Hornblende (Kd. 20 x 10 mm) eingeschaltet. Titanit (Kd. 0,4 x 0,1 mm) ist idiomorph und in s_1 geregelt. Die dunkelgraue Gesteinsfarbe wird durch feinverteilten Magnetit und Graphit hervorgerufen.

c) Kalkglimmerschiefer

Die Kalkglimmerschiefer bilden den Übergang zwischen Glimmerschiefern und Marmoren.

Mineralbestand: Calcit, Muskovit, Biotit, Quarz, Plagioklas (An 35).

Akzessorien: Epidot, Chlorit, Granat, Apatit, Zirkon, Turmalin, Erz.

Calcit (Kd. 0,5 bis 1 mm) bildet je nach Anteil (80 bis 20%) ein geschlossenes oder offenes Gefüge.

Die Matrix besteht vorwiegend aus Quarz (Kd. 0,1 bis 1 mm) und Glimmern (Kd. ca. 1 mm) mit unterschiedlichen Plagioklas-Anteilen (An 35, Kd. 0,1 bis 0,5 mm). Bei den Glimmern herrscht Muskovit vor. Er ist kataklastisch deformiert.

5. Kalksilikatgesteine

Kalksilikateinschlüsse kommen vorwiegend als dm- bis m-lange, zonar gebaute Schlieren und Linsen, seltener als Zwischenlagen in Schiefergneisen und Glimmerschiefern vor.

Daneben treten vornehmlich in der Nachbarschaft von Amphiboliten lichtgrüne, gebänderte, feinkörnige Hornblende-Epidot-Schiefergneise auf.

a) Kalksilikat-Einschlüsse

Die Kalksilikat-Einschlüsse in den Paragesteinen haben stets einen Lagen- und Zonarbau. Sie entsprechen den aus dem Venter Tal beschriebenen Typen (FUCHS et al. 1969).

b) Diopsid-führende Kalksilikatgesteine

In dem 15 m mächtigen Grenzamphibolit zwischen Schiefergneis und Granat-Muskovit-Glimmerschiefer im Kitztaufkar treten Zwischenlagen von graugrünen Kalksilikatgesteinen mit Aktinolithlinsen auf.

Mineralbestand: Epidot, Aktinolith, Diopsid, Hornblende, Quarz, Titanit, Apatit.

Fe-reicher Aktinolith (Kd. max. 1 x 3 mm) tritt nematoblastisch neben gemeiner Hornblende auf. In den lichtgrünen Lagen bilden Epidot, Diopsid und

reliktischer Aktinolith das Schiefergefüge. Kleine Diopsid-Granoblasten (Kd. 0,1 mm) verdrängen Aktinolith.

II. Amphibolite

1. Allgemeines

Die Amphibolite sind s_1 parallel in Lagen von dm bis etwa 50 m Mächtigkeit in die Paragesteinsserien des Ötztal-Kristallins und des Schneeberger Zuges eingeschaltet. Größere Mächtigkeit kann, wie etwa an der unteren Kesselwand, durch interne Isoklinalfaltung hervorgerufen sein. Andererseits sind die Lagen boudiniert mit Streckung parallel a oder b. Es ist auch festzustellen, daß Amphibolite im Streichen von Marmoren abgelöst werden.

Die Amphibolitlage auf der Südflanke der Hohen Wilde ist im Kern der Schrottners Schlinge in der Unteren Kesselwand tektonisch stark verdickt und keilt im Liegendschenkel gegen NW aus.

Am Grafferner östlich der Stettiner Hütte sind hangparallele Amphibolitfalten großflächig aufgeschlossen.

Die grob-, meist jedoch feinkörnigen Gesteine haben homöoblastische und porphyroblastische Struktur und sind im allgemeinen gut geschiefert. Je nach Mineralvornacht erscheinen die Gesteine dunkelgrün bis weißgrün gebändert oder gesprenkelt.

Mit wachsenden Quarz-Feldspat-Anteilen reichern sich die einzelnen Komponenten oft lagenweise an; es entsteht eine Bänderung.

Tabelle 1: Zusammensetzung verschiedener Hornblendegesteine in Vol. %

	1	2	3	4	5	6	7
Amphibole	42,6	26,5	38,9	20,3	80,9	60,5	76,1
Quarz	38,5	20,9	5,3	34,7	4,6	7,9	0,1
Plagioklas ¹⁾	5,5	4,2	12,5	6,6	3,0	3,1	—
Biotit	3,8	24,3	27,4	16,9	0,1	25,0	—
Chlorit	0,7	1,3	—	0,8	1,5	1,2	18,9
Epidot	3,8	2,2	13,0	12,3	2,0	0,4	0,8
Granat	—	11,8	—	2,6	0,4	—	—
Apatit	0,5	0,9	0,4	0,6	0,5	0,6	0,5
Titanit	—	0,1	2,5	3,4	3,3	0,2	0,5
Erz	3,0	7,6	—	—	1,0	0,2	0,5
Calcit	1,6	—	—	1,8	0,5	0,1	—
Rutil	—	0,1	—	—	2,1	0,6	3,0
Zirkon	—	0,1	—	—	0,1	0,2	0,1
Σ 100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

¹⁾ Serizit-Klinozoisit-Fülle wurde als Plagioklas gerechnet.

1. Amphibol-führender Glimmerschiefer (rechte Seite des Trübferners)
2. Granit-Amphibolit (rechte Seite des Pfaßer Kares)
3. Epidot-Biotit-Amphibolit (Untere Kesselwand)
4. Epidot-Biotit-Amphibolit (Untere Kesselwand)
5. Hornblende-Schiefer (Südflanke der Kleinen Weißen)
6. Chlorit-Aktinolith-Schiefer (linke Seite des Grafbaches)
7. Biotit-Aktinolith-Schiefer (südwestlich des Kesselferners)

Östlich der Stettiner Hütte kommen im Amphibolit aplitische Hornblende-gneise vor. Häufig ist auch in unmittelbar angrenzenden Schiefergneisen eine verstärkte Granat- und Hornblende-Sprossung festzustellen.

2. Einzelbeschreibung

Es lassen sich folgende Gesteinsvarietäten unterscheiden: Fein- bis grobkörnige Biotit-Plagioklas-Amphibolite, Epidot-Amphibolite, Hornblende-Schiefer, Aktinolith-Schiefer (Tab. 1).

a) Biotit-Plagioklas-Amphibolite

Die Gesteine sind stets weiß-grün gesprenkelt oder gebändert. Kurzsäulige bis langnadelige Hornblenden mit unterschiedlicher Regelung bilden meist geschlossene Gefüge.

Mineralbestand: Hornblende, Aktinolith, Quarz, Plagioklas (An 20—30, An 0—10), Kalifeldspat, Biotit, Chlorit, Muskovit, Epidot/Klinozoisit, Granat, Calcit, Titanit.

Akzessorien: Rutil, Zirkon, Apatit.

Die Hornblende weist starken Pleochroismus (X = weißgrün, Y = olivgrün, Z = hellblau-dunkelblaugrün) auf. Nach Messungen mit dem U-Tisch handelt es sich um Mg-reiche Hornblenden, aktinolitische Hornblenden und Grünerit. Die Kristalle sind poikiloblastisch durchwachsen mit: Quarz, Epidot/Klinozoisit, Biotit, Chlorit, Calcit bzw. Ankerit, Titanit und Erz. Ihr Habitus ist kurzsäulig bis nadelig (Kd. 0,3 bis 5 mm). Die Kristalle sind parallel bis diablastisch verwachsen und kataklastisch deformiert. Verstelltes Erz- s_1 zeigt postkristalline Rotation an. Neben überwiegender Regelung in s_1 erfolgte ein Kristallwachstum nach s_2 ($s_1 \triangle s_2 = 30^\circ$).

Es ergibt sich aus den optischen Daten, daß der Amphibol-Altbestand retrograd vorwiegend in eisenarmen lichtgrünen Aktinolith umgewandelt wurde.

Quarz und Plagioklas bilden intersertale Pflastergefüge (Kd. 0,1 bis 1 mm). Die Plagioklase sind unterschiedlich gefüllt (Serizit, Klinozoisit). Die An-Gehalte betragen bei ungefüllten Plagioklasen 20 bis 30%, bei gefüllten etwa 20%.

Biotit (X = weißgelb, Y = mittelbraun, Z = rotbraun) ist blättrig bis feinschuppig ausgebildet. Die Kristallisation erfolgt syn- bis postkinematisch. Die Kristalle enthalten Einschlüsse von Titanit, Rutil, Epidot, Zirkon und Erz. Eine jüngere Biotit-Generation entstand auf Kosten der Hornblende und des Granats.

Chlorit, blaß bis kräftig grün gefärbt, ist mit Biotit verwachsen in s_1 geregelt. Seltener sind rosettenförmige Aggregate. Neben Gliedern der Penninreihe tritt besonders bei der Umwandlung von Granat und Hornblende tiefgrüner Prochlorit auf.

Granat (Kd. 0,01 bis 30 mm) ist mit zunehmender Korngröße stärker klastisch deformiert. Die Bruchstücke sind auseinander gerückt. Es erfolgte eine Umwandlung in Pennin, Prochlorit, Epidot, Erz und Titanit. Klare Anwachs-säume mit Spaltrissen deuten auf eine Rekristallisation. Granat-Mikrolithe (0,01 bis 0,1 mm) können auch Faltengefüge nachzeichnen.

b) Epidot-Amphibolit

Das Gestein ist durch einen meist schlierigen Wechsel von dunkelgrünen Amphibolit-Lagen mit grau-grünen kalksilikatischen Zwischenlagen gekennzeichnet. Es tritt u. a. an der Südflanke der Hohen Wilde und am See östlich der Stettiner Hütte auf. Auch hier sind die Hornblenden deformiert und diablastisch rekristallisiert.

Biotit (X = hellgelb, Y = Z = rotbraun) fehlt in manchen Proben ganz. Er ist nach s_1 und s_2 geregelt und als Querbiotit in bezug auf s_2 deutlich postkinematisch gesproßt.

Epidot (Klinozoisit, Pistazit) ist hypidiomorph-körnig bis xenomorph (Kd. 0,2 bis 0,7 mm) und parallel B geregelt. Hornblende und Biotit werden von Epidot-Großkörnern randlich verdrängt.

c) Hornblende-Schiefer

Den Amphiboliten gegenüber nimmt der Quarz- und Feldspatgehalt in diesen feinkörnigen dunkelgrünen Varietäten stark ab und verschwindet ganz.

Hornblende (Kd. 0,1 bis 1 mm) bildet ein feinkörniges bis nematoblastisches Gefüge mit unterschiedlichem Regelungsgrad. Porphyroblasten können cm-Größe erreichen, die Kataklase nimmt dann stark zu.

Die unterschiedliche Fülle der Plagioklase zeigt Schwankungen des An-Gehaltes (An 20 — 30) an. Vereinzelt sind Werte bis An 60 festzustellen, die einem Plagioklas-Altbestand entsprechen.

d) Aktinolith-Schiefer

Die Aktinolith-Schiefer treten zusammen mit den Amphiboliten des Schneeberger Zugs und des Ötztal-Kristallins auf, sind aber im letzten häufiger zu finden.

3. Zur Genese der Amphibolite

Lagerung, Gefügebild und Mineralparagenese der amphibolitischen Gesteine geben keinen eindeutigen Aufschluß über ihre Genese. Reliktische Gefüge (gabbroide Kornaggregate, Ophitstrukturen u. a.) fehlen.

Für die vulkano-sedimentäre Entstehung spricht die oft deutliche Bänderung, die als reliktsches ss aufgefaßt werden kann. BAUMANN et al. (1967) deuteten Pentlandit-führende Magnetkiese in Amphiboliten als Hinweise auf deren magmatischen Ursprung.

III. Granitgneise

1. Allgemeines

Granitgneise bilden als dm- bis max. 200 m mächtige, weitreichende Lagergänge ausgezeichnete tektonische Leitgesteine. Im SE zwischen Tschigot und Zielspitze ist ein ca. 1,5 km mächtiger Biotit-Granitgneiskörper lakkolithförmig in die Schiefergneise eingelagert.

Es handelt sich dabei um aplitische Muskovit- oder Zweiglimmer-Granitgneise mit wechselnden Muskovit- und Biotitgehalten. Diese Varietäten bilden alle Übergänge zu zweiglimmerigen Augen- und Flasergranitgneisen (Tab. 2).

Der Gesteinstyp hängt meist vom Grad der postkristallinen Deformation ab. Die Grenze zu dem umgebenden Nebengestein ist im allgemeinen scharf. Auch der mächtige Biotit-Granitgneis zwischen Tschigot und Zielspitze (Tschigot-Granit) weist im allgemeinen keine diskordanten Intrusionskontakte zum angrenzenden Paragestein auf (GREGNANIN & SASSI, 1969). Das s_1 der Paragneise wird aber beispielsweise in der Schlucht des Zielbaches oberhalb der Ginglalm unter spitzem Winkel (5 bis 7°) vom Parallelgefüge des Granitgneises abgeschnitten. Verschiedene Typen xenolithischer Einschlüsse beschrieben GREGNANIN & SASSI (1969) und GATTO et al. (1964).

Die im Randbereich innerhalb des Tschigot-Granits auftretenden Aplitgänge sind ebenfalls geschiefert, zum Teil auch kleingefaltet. Basische Linsen mit Aplit-säumen, wie am Gingl, können dem Nebengestein entstammen, aber auch als ehemalige lamprophyrische Einlagerungen gedeutet werden.

Außerdem folgen zwischen der Zielspitze und den oberen Andelsböden 3 bis 4 Aplitgranitgneis- bzw. Flasergranitgneis-Lager dem Granit im Abstand von 100 bis 200 m.

2. Einzelbeschreibung

a) Muskovit-Granitgneis

Das hell- bis mittelgraue homöoblastische, seltener porphyroblastische Gestein besitzt ein flaseriges Parallelgefüge. Die Porphyroblasten bestehen teils aus Kalifeldspat mit Plagioklas- und Quarzeinschlüssen, teils aus Plagioklas. Karlsbader Zwillinge und rotierte Interngefüge sind zum Teil bereits makroskopisch zu erkennen.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (An 30—40), Kalifeldspat, Muskovit, Biotit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit.

Akzessorien: Apatit, Granat, Rutil, Zirkon, Calcit, Hornblende.

Quarz ist Hauptgemengteil und bildet plattig bis linsenförmig ausgelegte Mehrkornaggregate (0,5 x 5 mm). Kataklastische Großkörner (Kd. 1,5 x 2 mm) sind von Quarz-Mörtelsäumen umgeben.

Plagioklas bildet mit Quarz und Kalifeldspat ein unregelmäßiges bis lagiges Pflastergefüge (Kd. 0,1 bis 1 mm).

Die Kristalle (An 35 — 40) sind zum Teil polysynthetisch verzwilligt und kaum gefüllt. Außerdem sind Porphyroblasten (Kd. 4—5 mm) mit Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-, Albit- und Periklingesetz vorhanden. Verstellte Interngefüge und Einschlüsse von älterem Plagioklas zeigen, daß die Porphyroblasten jünger sind und dem Externgefüge (s_e) gegenüber bewegt wurden.

Der Kalifeldspat-Anteil wechselt. Kalifeldspate bilden als perthitische Mikrokline (Kd. 0,5—1,5 mm) Pflastergefüge mit Quarz und Plagioklas. Porphyroblasten (Kd. 5—10 mm) sind stets perthitisch (Fleckenperthit, Aderperthit) entmischt. Sie umschließen andere Gesteinsgemengteile und bilden mit Albit myrmekitische Reaktionssäume.

Es lassen sich also bei den Feldspäten 3 Abfolgen unterscheiden:

1. Altbestand, kataklastisch im Pflastergefüge und in Porphyroblasten enthalten.

2. Kalifeldspat und Plagioklas-PorphYROblasten.

3. Albitsäume um Plagioklas-PorphYROblasten.

Muskovit (Kd. 0,5—2 mm) ist feinschuppig bis lepidoblastisch unterschiedlich gut in s_1 geregelt. Kristalldeformationen weisen auf prä- bis synkinematische Bildung hin. Postkinematische Muskovite sind unregelmäßig im Quarz- und Feldspatgefüge gesproßt. Die Hellglimmer haben wechselnde Phengitanteile (SATIR, 1975).

Biotit tritt akzessorisch als Umwandlungsprodukt von Granat auf und wird selbst unter Erzausscheidung in Chlorit umgewandelt.

b) Zweiglimmer-Granitgneis

Zwischen den Muskovit-Biotit-Augengneisen und Flasergranitgneisen sind alle Übergänge zu beobachten. Besonders große Feldspat-PorphYROblasten (6,5 x 5 cm) kommen an der Ostseite des Pfaßer Kares vor. Sie sind hypidiomorph oder als Linsen in eine fein- bis mittelkörnige Grundmasse eingeregelt. Es handelt sich wiederum um Plagioklase oder perthitische Kalifeldspate mit Plagioklas- und Quarzeinschlüssen (Tab. 2).

Tabelle 2: Zusammensetzung granitischer Orthogneise in Vol. %

	1	2	3	4	5	6	7
Quarz	52,7	46,8	34,9	41,6	32,1	27,0	29,5
Plagioklas ¹⁾	31,3	21,4	29,1	21,7	41,1	29,6	35,3
(Fülle) ¹⁾	(10)	(10)	(35)	(15)	(35)	(35)	(35)
Kalifeldspat	—	17,7	15,7	19,8	15,3	25,4	20,4
Muskovit	14,0	12,0	10,8	9,2	3,2	5,5	4,3
Biotit	0,4	0,3	2,2	5,9	7,0	1,9	4,5 (7,6)
Chlorit	—	0,7	1,4	0,3	—	6,3	3,2
Epidot	0,1	0,3	4,5	0,7	0,9	3,1	2,0 (1,0)
Apatit	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2
Granat	0,5	—	0,8	0,2	—	—	—
Rutil/Zirkon	—	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Turmalin	—	—	0,1	—	—	—	—
Erz	—	0,2	—	—	0,1	0,4	0,2
Calcit	0,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3
Σ 100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

¹⁾ Serizit-Klinozoisit-Fülle wurde als Plagioklas gerechnet.

1. Muskovit-Aplitgneis vom SW-Grat des Schwarzwandls südlich des Eishofes.
2. Muskovit-Granitgneis von der N-Seite des Pfosstales zwischen Eishof und Rableit.
3. Zweiglimmer-Granitgneis von der Ostseite des Pfaßer Kares.
4. Zweiglimmer-Granitgneis vom Blockfeld hinter der Zielalm.
5. Biotit-Granitgneis, Block aus dem Zielbach.
6. Biotit-Granitgneis (chloritisiert), Block aus dem Zielbach.

Kalifeldspat, teils als perthitischer Mikroklin entwickelt, umschließt gefüllte, verzwilligte Plagioklase. Teils sind typische Schachbrettalbite ausgebildet. Plagioklas-Kalifeldspat-Reaktionen führten zur Myrmekitbildung. Die Diaphthorese bewirkte eine starke Serizitisierung.

Die Plagioklase (An 45 — 50, An 15) sind unterschiedlich gefüllt. Die hohen An-Werte errechnen sich aus dem Volumen (30—40%) der Klinozoisit-Muskovit-Fülle.

Plagioklase mit höheren An-Gehalten werden der Kristallisation Kr_1 , die Bildung der Feldspat-Fülle mit Endplagioklasen von (An 15) der Kristallisation Kr_2 zugeordnet. Auf Bruchfugen entstand während Kr_3 Albit (vgl. S. 199).

c) Biotit-Granitgneis

Das Gestein ist ein mittel- bis grobkörniger Gneis, der cm-große Kalifeldspat-Idioblasten oder -Linsen enthält. Große Biotite und feinschuppiger Muskovit bilden s_1 . In den inneren Teilen des Gesteinskomplexes tritt fast massiger Granit auf. Dunkle xenolithische Einschlüsse sind relativ selten und bei der Kartierung nur im Tschigot-Granitgneis in der Umgebung des Tablander-Sees und im Gingl gefunden worden.

Teilweise ist der Granitgneis lit-par-lit in seine Rahmengesteine eingedrungen. Nördlich der Gingl-Alm folgen auf wenig deformierten Tschigot-Granit vom Westen nach Osten:

- 10 m Gneisglimmerschiefer intensiv verfaultet
- 10 m Tschigot-Granit bis Flasergranitgneis mit einer 0,5 m mächtigen basischen Linse
- 30 m Flasergranitgneis
- 5 m Schiefergneis
- 10 m Tschigot-Granitgneis
- 10 m Schiefergneis, intensiv gefaltet
- 20 m Tschigot-Granit und Flasergranitgneis in Wechsellagerung.

Der Flasergranitgneis ist eine tektonische Fazies des Tschigot-Granits.

Mineralbestand: Plagioklas (An 25 — 45, An 15), Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Epidot, Chlorit.

Akzessorien: Apatit, Granat, Zirkon, Titanit, Calcit.

Der Kalifeldspat ist als mikroperthitischer Mikrolin entwickelt und wird häufig von randlichen Myrmekitsäumen umgeben. Die Porphyroblasten werden zum Teil von Quarzmörtel- und schmalen Biotit-Muskovit-Lagen gesäumt.

Plagioklas umschließt Biotite und Granat-Mikrolithe. Einer stark gefüllten, vermutlich älteren Plagioklas-Generation (primär ca. An 45), stehen ungefüllte Kristalle (An 25) in der Matrix gegenüber.

Quarz (Kd. 0,05 mm) bildet Mörtelsäume und linsenförmige Großkristalle (Kd. 3 x 10 mm).

Biotit (X = gelb, Y = Z = rotbraun) und Muskovit sind zu feinschuppigen Glimmersträhnen zerlegt, in denen Querbiotite und -muskovite sproßt sind. Blastische Biotitschuppen haben kataklastisches Glimmergefüge verdrängt oder schließen es ein. Durch die Diaphthorese wurden Biotit in Pennin, Zoisit und Erz umgewandelt. Aggregate aus Pennin, Epidot und Erz sind vermutlich Pseudomorphosen nach Granat.

d) Aplitgänge

Weißgraue feinkörnige Aplitgänge treten im Randbereich des Tschigot-Granits vornehmlich als Lagergänge mit Parallelgefüge auf. An der Nordseite des Tschigots sind diskordante Gänge richtungslos körniger Aplite zu finden.

3. Zur Genese der Granitgneise

Die konkordante Gefügeentwicklung zwischen Nebengestein und Granitgneisen spricht dafür, daß die Intrusionen in bezug auf die Hauptfaltung Fm_1 prä- oder synkinematisch erfolgten. Die Paragesteine müssen beim Einströmen der Schmelzen bereits ein ausgeprägtes Parallelgefüge besessen haben. Welcher Metamorphosegrad (Kr_0) damit verbunden war, ist wegen der polyphasen Kristallisation nicht mehr festzustellen. Der Tschigot-Granitgneis bietet einen guten Einblick in die Petrogenese der Magmatite. GREGNANIN & SASSI (1969) beschrieben u. a. anatektische Reaktionen in den Kontaktzonen und eine Feldspat (Kalifeldspat, Plagioklas)-Blastese in xenolithischen Schollen und im Nebengestein.

Auf die Hauptintrusion folgten saure und basische Ganggesteine, die den Granitgneis teils konkordant, teils diskordant durchsetzen. Ob die aplitischen Lagergänge im Randbereich des Tschigot-Granitgneises dazugehören oder anatektische Mobilisate darstellen, ist nicht entschieden.

Die Masse des Tschigot-Granitgneises gehört sehr wahrscheinlich der altpaläozoischen Intrusionsfolge an. Eine genauere chronologische Einstufung steht noch aus.

Aus Augenflasergneisen des Pfossentales, NW des Eishofes (2069 m), sind bisher lediglich (K/Ar) Glimmeralter bekannt,

Phengit 84 ± 4 Millionen Jahre; Biotit 80 ± 3 Millionen Jahre (SATIR, 1975).

IV. Basische Ganggesteine

Im Tschigot-Granitgneis konnten mehrere basische Gänge kartiert werden, die den Granit mit scharfen Kontakten, im allgemeinen diskordant, durchsetzen und unter Umständen der zweiten Schieferung (s_2) folgen. Zwischen Königshof und Zielspitze liegen zwei dieser Gänge s-parallel.

Bei einer max. Länge von 600 m werden die Gänge nur wenige Meter mächtig und mußten daher in der Karte vergrößert dargestellt werden.

Die äußerst feinkörnigen, dunkel- bis hellgrau-grünen Gesteine erscheinen unterschiedlich geschiefert. Helle und dunkle Gemengteile bilden zum Teil ein lagiges Feingefüge, was durch feinschuppigen Biotit markiert wird. Im Gingl wird ein gefalteter Gang von einem 20 cm breiten Aplit gesäumt.

Im Pfossental wurde am oberen Schluchtende in Granat-Muskovit-Glimmerschiefern eine Ganggesteinslinse mit ophitischem Gefüge gefunden, die den basischen Gängen des Venter Tales gleicht.

Mineralbestand und Gefüge der lamprophyrischen Gänge wechseln beträchtlich. Besonders auffallend ist die unterschiedliche Kataklase.

Mineralbestand: Quarz, Hornblende (grüne Hornblende, Aktinolith), Biotit, Plagioklas, Chlorit, Epidot, Titanit, Granat, Muskovit.

Akzessorien: Apatit, Rutil, Zirkon, Calcit, Ankerit.

Ein Teil des Plagioklases wurde vollständig umgewandelt (mehr als 40% Fülle). Daneben treten neugesproßte ungefüllte Plagioklase (An 20 — 25) auf.

Hornblende ist poikiloblastisch mit Biotit, Klinozoisit, Calcit, Quarz, Titanit und Erz durchwachsen.

Biotit mit Interngefügen aus Quarz, Hornblende, Titanit und Klinozoisit sowie einschlußfreier Biotit sind teils in s, teils quer dazu gesproßt. Biotit ist wie Chlorit postkristallin deformiert.

Granat (Kd. 0,5—1 mm) bildete sich prä- bis postkinematisch.

V. Petrogenese

1. Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm)

Das Gefügebild und die Mineralassoziationen der Gesteine ermöglichen eine zeitliche Gliederung einzelner Kristallisations- und Deformationsphasen, die allerdings mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist.

Einmal sind bei Aufeinanderfolge verschiedengradiger Metamorphosen die stofflichen Voraussetzungen für die Einstellung entsprechender Mineralphasen nicht immer erfüllt, zum anderen ist es kaum möglich, die Paragenesen gleichgradiger, aber altersverschiedener Metamorphosen auseinanderzuhalten. Hinzu kommt, daß die Bewegungsbilder im Korngefüge öfter sind (z. B. SANDER, 1950, OLESEN, 1978).

Der Kristallisation (Kr_0) werden alle Minerale zugeordnet, die in bezug auf die Hauptdeformation Fm_1 präkinematisch entstanden. Sie bilden das Flächengefüge s_1 . Welchen Grad die Kristallisation und Metamorphose erreichte, ist im einzelnen nicht festzulegen. Hierher gehört auch der primäre magmatische Mineralbestand der Orthogesteine.

Der Deformation (Fm_1) entspricht die großräumige Faltung um flache und steile Achsen (Schlingentektonik).

Ihr ist die Deformation des gesamten Mineralbestandes und die Faltung von s_1 zuzuordnen. Außerdem entstand die zweite Schieferung (s_2).

Die Kristallisation (Kr_1) steht mit Fm_1 in Zusammenhang. Sie erfolgte syn- bis postkinematisch und erfaßte den gesamten alten Mineralbestand. Es bildeten sich Mineralparagenesen der Almandin-Amphibolit-Fazies. Kr_1 hat Fm_1 überdauert. Die postkinematische Mineralsprossung bestimmt daher das Gesteinsbild.

Als synkinematische Bildungen werden gedeutet: Sigmoidal gekrümmte, dem Faltengefüge eingelagerte, Kristalloblasten mit rotierten Interngefügen. Säulige bis nadelige Kristalle mit Regelung parallel B, zerscherte Faltenscheitel und Glimmer-Polygonalbögen. Polygonalbögen und geregelte Holoblasten können aber auch postkinematisch kristallisiert sein.

Die Deformation (Fm_2) folgte im wesentlichen den durch Fm_1 angelegten Strukturen und ist daher nur im mittleren und östlichen Schneeberger Zug eindeutig nachzuweisen, wo auch die permomesozoischen Serien deformiert wur-

den (BAUMANN, 1967). Fm_2 ist also alpidisch. Die Gefügebilder der Fm_1 und Fm_2 entsprechen sich weitgehend¹⁾.

Die Kristallisation (Kr_2), die „Schneeberger Kristallisation“, überdauerte Fm_2 . Der Grad der Metamorphose ist im allgemeinen niedriger als bei Kr_1 . Er entspricht daher in den bereits kristallinen Gesteinsverbänden einer retrograden, in den permomesozoischen Serien einer progressiven Metamorphose.

Fm_3 umfaßt die jüngsten Deformationen; im Ötztal-Kristallin z. B. Bewegungen an N-S streichenden Störungen (Mylonitbildung), die mit dem Westschub der Ötztal-Decke (Schling-Überschiebung) und anderen Schollenbewegungen in Zusammenhang stehen.

Kr_3 entspricht der Rekrystallisation der Mylonite, Kristallisationen auf Bruchfugen und retrograden Mineralbildungen.

Für die Paragneise und Glimmerschiefer ergibt sich demnach folgendes Kristallisationsschema (Tab. 3):

Zu Kr_0 gehören: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Granat, Staurolith?, Disthen?, Apatit, Graphit, (Erz), Orthit und Rutil. Die Kr_0 -Paragenese der Marmore und Kalkglimmerschiefer umfaßte zumindest Calcit, Dolomit, Quarz und Plagioklas.

Die Kr_0 -Plagioklase (An 20 — 40) sind unterschiedlich gefüllt (Klinozoisit + Serizit 0—30%). Dem entspricht ein primärer An-Gehalt von maximal 50%.

S-förmige Internegefüge im Granat sind selten. Meist ist s_3 gegen s_6 rotiert. Staurolith ist jünger als Granat, dessen ältere Kristallisationsphase an getrübbten Kernen zu erkennen ist. Disthen, mit verstellten Internegefügen aus Erz und einer Regelung in s_1 , ist präkinematisch entstanden.

Hauptkristallisation Kr_1 — Kr_2

Da eine Reihe von Mineralien sowohl der Amphibolit- als auch der Grünschiefer-Fazies angehören, ist ihre Zuordnung zu Kr_1 oder Kr_2 schwierig. Dazu gehören: Calcit, Granat, Titanit, Epidot, Zoisit, Biotit, Muskovit, Mikroklin und Hornblende.

Synkinematisch zu Fm_1 kristallisierten: Biotit, Muskovit, Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin, Hornblende.

Die Glimmer bilden häufig polygonale Bögen. Plagioklas ist leistenförmig gestreckt, die Zwillingslamellen sind verbogen. Turmalin ist weitgehend parallel B geregelt.

Postkinematisch zu Fm_1 kristallisierten: Plagioklas-Kristalloblasten mit (An 20 — 35). Sie verdrängen zum Teil den Kalifeldspat unter Myrmekitbildung. Hornblende- und Staurolith-Holoblasten überwachsen geregeltes Gefüge, verdrängen es oder schließen es ein. Es kommen außerdem in Betracht: Disthen, Granat, Muskovit, Paragonit, Biotit, teils in Form von Querglimmern, in den Marmoren auch Tremolit. Außerdem können bereits retrograde Umbildungen, wie etwa Staurolith \rightarrow Hellglimmer (+ Chloritoid) in diesen Abschnitt fallen.

¹⁾ BAUMANN et al. (1967) haben daher die postkinematischen Kristallisationen Kr_1 und Kr_2 zusammengefaßt und als „ Kr_2 “ bezeichnet.

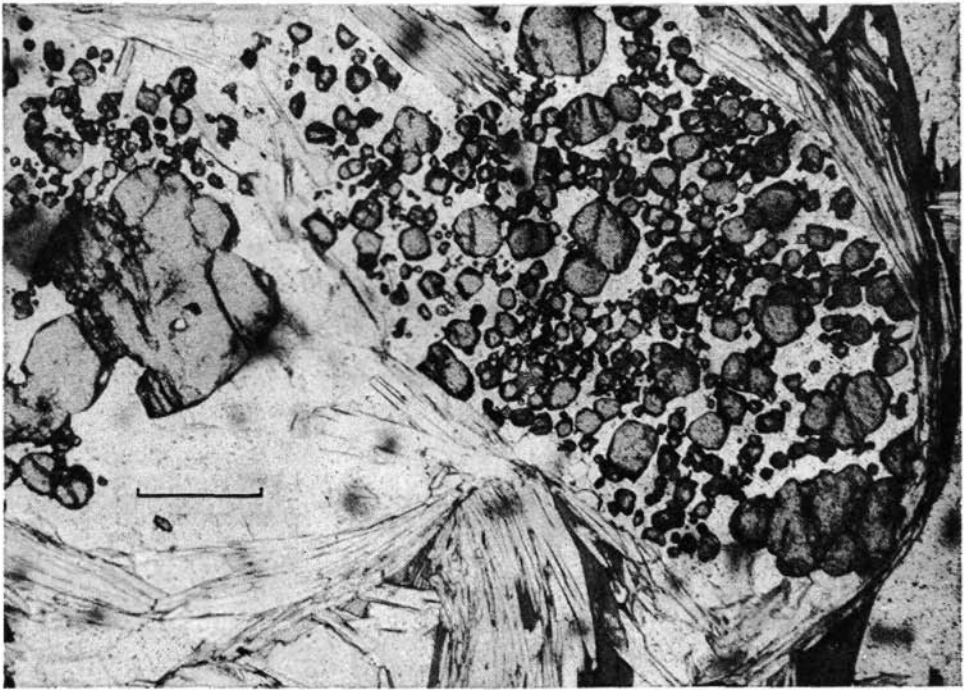


Abb. 4. Granat-Glimmerschiefer. Lok. Lodner Hütte. Maßstab: 0,5 mm, Λ Nicols.
 Der Granat ist im Kern einer Kleinfalte zerbrochen und zu einem idiomorphen Kleinkorn-
 gemenge rekristallisiert. Die Hellglimmer-Biotit-Lagen bilden weitgehend rekristallisierte Poly-
 gonalbögen. Daneben sind Querbiotite vorhanden.

Kr_1 oder Kr_2 können zugeordnet werden: die perthitische Entmischung von Kalifeldspat, die Neubildung von Biotit, Muskovit und Paragonit (Polygonalbögen, Querglimmer) und die Glimmerblasten auf Scherbahnen. Das gleiche gilt für kataklastisch deformierten und rekristallisierten Granat sowie einschlußfreie Anwachsäume um Granat (Abb. 4).

Zu Kr_2 gehören alle syn- bis postkinematischen Mineralbildungen der Grünschiefer-Fazies. Dieser Kristallisationsabschnitt ist besonders im Schneeberger Zug ausgeprägt, dessen Mineralinhalt anscheinend weitgehend um- oder neugebildet wurde (SCHMIDT, 1965 b, SATIR, 1975). Für das Ausmaß der (alpidischen) Kr_2 -Kristallisation bietet die Metamorphose permomesozoischer Deckschichten wichtige Anhaltspunkte. Es muß demnach mindestens die Neubildung von Granat, Biotit, Muskovit, Oligoklas, Mikroklin und Staurolith (ZANETTIN, 1971) erfolgt sein.

Die bisher vorliegenden Granatbestimmungen zeigen, daß die Granate des Schneeberger Zuges mit einer kontinuierlichen Variation des Ca-, Fe-, Mg- und Mn-Gehaltes (Glockenkurve) in deutlichem Gegensatz zu den Granaten des Altkristallins mit diskontinuierlichem Verteilungsprofil von Ca, Fe, Mg, Mn stehen (DE PIERI & GALETTI, 1972). Das wird als Hinweis auf eine einaktige Metamor-

phose der Schneeberger Gesteine gedeutet (ZANETTIN, 1971).

In die Kr_2 -Phase gehören außerdem: Die Umwandlung von Tremolit in Talk, Calcit und Dolomit (HOINKES & PURTSCHELLER, 1975), mit großer Wahrscheinlichkeit auch die Umwandlung von Paragonit in Albit und Disthen (PURTSCHELLER et al. 1972, JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1973).

Biotit, Muskovit und Chlorit sind synkinematisch in s_1 oder postkinematisch als Querglimmer gewachsen.

Wie die Glimmerbildung reicht auch die Hornblende-Blastese aus dem Schneeberger Zug in das Altkristallin hinein (SCHMIDT, 1965 b).

Die bereits in Kr_2 beginnende retrograde Metamorphose wurde durch eine intensive Kataklyse und Mylonitisierung (Fm_3) fortgesetzt. Bewegungen auf Schieferflächen führten zur Zerschierung von Querglimmern.

Die Kristallisation Kr_3 umfaßt die Bildung von Chlorit, Serizit, Epidot/Zoisit, Albit.

In den Amphiboliten ist eine entsprechende Kristallisationsfolge zu erkennen. Die Umbildung von grüner Hornblende in Aktinolith kann in Kr_1 erfolgt sein, gehört aber wahrscheinlich mit Schwerpunkt in Kr_2 .

In den Amphiboliten an der Südflanke der Hohen Wilde entstanden postkinematisch Oligoklase (An 20 — 30).

Bei den Granitgneisen gehört der primär magmatische Mineralbestand: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (An 35 — 40), Biotit, Muskovit, Zirkon, Apatit, Hornblende, Erz, Turmalin und Orthit zu Kr_0 .

Die syn- bis postkinematische Kristallisation Kr_1 bewirkte im wesentlichen eine blatische Rekrystallisation der primären Gefüge und eine Regelung in s_1 . Dabei verringerte sich der An-Gehalt der Plagioklase durch die fortschreitende Bildung einer Muskovit-Zoisit-Fülle. Außerdem erfolgte eine Sammelkristallisation des Granats.

Durch die diaphthoritische Überprägung während Kr_2 und Kr_3 sind Bereiche des Tschigot-Granitgneises völlig chloritisiert worden. Bisweilen kann die Plagioklasfülle ähnliche Rekrystallisation aufweisen, wie in manchen Tauern-Zentralgneisen.

Die lamprophyrischen Ganggesteine des Tschigot-Granits sind wie die Gänge des Ötztales nach der Schlingenbildung (Fm_1) intrudiert. Sie weisen Deformationen (Schieferung, gelegentlich Faltung) auf, die noch zu Fm_1 gehören könnten, wahrscheinlich aber durch Fm_2 entstanden sind. Mineralfaziell entsprechen die Gesteine der Almandin-Amphibolit-Fazies. Die retrograden Veränderungen können Kr_2 und Kr_3 zugeordnet werden.

2. Metamorphose

Legt man für das Alter der steilachsigen Faltung (Fm_1) die radiometrischen Daten aus dem Venter Tal (MILLER et al. 1967) zugrunde, so erfolgte die Schlingenbildung (Fm_1) frühestens im Silur. Die Paragenesen der Kristallisation Kr_0 sind daher nur für die Magmatite mit einiger Sicherheit chronologisch festzulegen. Die Schmelzbildung der Granitoide erfolgte frühestens vor 450 Millionen Jahren (SATIR, 1975). Für die begleitende oder ältere Metamorphose werden zum Teil

high grade-Bedingungen angenommen (MILLER, 1974, PURTSCHELLER & SASSI, 1975).

Eine sichere Einstufung ist erst für die Mineralassoziaton Kr_1 , vor allem für deren postkinematischen Teil, möglich. In Kr_1 wurden die Bedingungen der Amphibolit-Fazies mit lokaler Anatexis erreicht (PURTSCHELLER, 1969 HOINKES et al. 1972, GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974, HEINISCH & SCHMIDT, 1976). Das gilt zumindest für das Ötztal-Kristallin. Welchen Metamorphosegrad die Gesteine des Schneeberger Zuges während der variszischen Kristallisation (Kr_1) erlangten, ist mit Sicherheit nicht zu sagen. Unter Umständen wurden hier teilweise nur die Bedingungen der Grünschiefer-Fazies erreicht.

SATIR (1975) schließt aus Hellglimmer-Altern, daß die frühalpideische Kristallisation Kr_2 ihren Höhepunkt vor etwa 100 bis 120 Millionen Jahren erreichte. Die Abkühlung unter 300° trat nach Biotit-Altern (MILLER et al. 1967, SATIR, 1975) vor 95 bis 75 Millionen Jahren ein.

Unter den Bedingungen der beginnenden Amphibolit-Fazies (SATIR, 1975, JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1973) scheint ein Teil des Mineralbestandes im Schneeberger Zug um- bzw. neugebildet worden zu sein.

Es ist nicht auszuschließen, daß die *pt*-Bedingungen im Streichen des Zuges ungleichartig waren und die Kristallisationen bereichsweise unterschiedlich verliefen.

Kr_2 ist — wie die Kataklyse und Mylonitisierung (Fm_3) an lokal gehäuften Bewegungszonen zeigt — durch die alpidische Horizontal-Transporte überdauert worden.

VI. Zur Abgrenzung des Schneeberger Zuges gegen die Laaser-Serie und das Ötztal-Kristallin

Innerhalb des Ötztal-Kristallins bildet der Schneeberger Zug eine Einheit, die sich durch ihren mannigfaltigen Gesteinsinhalt auszeichnet. Auffallendes Merkmal sind die bis zu 200 m mächtigen Marmore, die im Ötztal-Kristallin fehlen. Diese Marmore sind mit Kalkglimmerschiefern, Quarziten und Hornblende-Gesteinen in Granat-Glimmerschiefer eingelagert. Charakteristisch ist der grobkristalline Habitus der Gesteine, der auf die „Schneeberger Kristallisation“ zurückzuführen ist, die sich auch in den randlichen Teilen des Ötztal-Kristallins und der Laaser-Serie auswirkte.

Bei Kartierungen in der südlichen Ötztal-Masse konnte SCHMIDEGG (1933) zeigen, daß die Marmorzüge vom Schneeberger Zug in die Laaser-Serie überwechseln und Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges in die Venter Schlinge eingefaltet sind.

SCHMIDEGG (1933) gliederte den Schneeberger Zug in vier Zonen.

Zone 1 besteht innerhalb des aufgenommenen Gebietes vom Ötztales Hauptkamm gegen S nur mehr aus grauen Granat-Muskovit-Glimmerschiefern. Diese vereinigen sich im Bereich der Lodner Hütte mit gleichartigen Gesteinen, die SANDER (1929) zur Laaser-Serie rechnete.

Zone 2 endet bereits am Rotmoos-Ferner, also außerhalb des kartierten Gebietes.

Zone 3 bildet die Schrottner Schlinge, die durch einen geringmächtigen Marmorzug gut markiert wird. Dieser zieht von der Langtaler Jochspitze über das Gurgler Eisjoch zum Pfossenbach und biegt im W-Grad des Schrottner mit mehr oder weniger steilen Achsen gegen N um, quert den S-Grad der Hohen Wilde und endet südöstlich der Langtaler Jochspitze (Abb. 7, Tafel 1).

Der Kern der Schrottner Schlinge besteht aus Biotit-Plagioklas-Gneisen mit gelben Quarzitlagen. Daran schließt sich eine mittlere Zone aus Granat-Glimmerschiefern und Muskovit-Glimmerschiefern. Diese enthalten stark gefaltete Amphibolite, helle Kalkglimmerschiefer und Marmorlinsen. Im Schlingenscheitel zwischen Kesselboden und Schrottner ist diese mittlere Zone durch Internfaltung stark verdickt. Die Außenzone wird wieder durch Biotit-Plagioklas-Gneise mit Biotit-Porphyroblasten gebildet.

Die Zone 4, gekennzeichnet durch mächtige Marmorlagen, bildet die Lodner Schlinge (Abb. 5). Die Marmorlage des NW-Flügels zieht vom SE-Rand der Hohen Wilde über das Eisjöchel und die Kleine Weiße zum Lodner und biegt dort gegen E um. Sie endet im NE-Grad des Lodners mit einer scharfen Wendung nach NW.

Der E-Flügel der Schlinge zieht über den Gipfel der Hohen Weiße nach N und vereinigt sich südöstlich des Hinteren Seelenkogels mit dem W-Flügel zu einem typischen Muldenschluß.

Den Kern der Lodner Schlinge bilden Biotit-Plagioklas-Gneise mit dünnen Amphibolitlagen. Die Schlingenstirn ist von Granat-Muskovit-Glimmerschiefern mit dünnen Amphibolit- und Quarzitlagen umhüllt.

Südlich des Lodners sind weitere Granat-Muskovit-Glimmerschiefer mit Quarzit-, Marmor- und Amphibolitlagen intensiv mit Schiefergneis verfaultet. An der Zielalm spaltet sich der Komplex in zwei Züge. Der erste, etwa 400 m breit, zieht über das Roteck bis zum Muzbichl westlich des Pfossentales und setzt sich unter Umständen in den Granat-Glimmerschiefern des Fanatjoches fort. In der Roteck-Zone ist streifenweise eine starke Staurolith-Sprossung zu erkennen. Die Staurolithe sind jedoch fast vollständig serizitisiert. Die Diaphthorose kann während Fm_2 erfolgt sein.

Die zweite Granat-Muskovit-Glimmerschiefer-Zone ist stark gefaltet und mit Unterbrechungen bis gegen die Zielspitze zu verfolgen.

Beide Glimmerschieferzüge wurden von SCHMIDEGG (1933) zum Schneeberger Zug, (1964) aber zur Laaser-Serie gerechnet. Nach SCHMIDEGG (1964) gehören auch die Gesteine der Lodner Schlinge an ihrem Südende zum Schneeberger Zug und wechseln dann nach NE in die Laaser-Serie über.

ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) haben bei einer Neugliederung der Gesteine versucht, diese Schwierigkeiten zu beheben. Sie faßten die Gesteine der Laaser-Serie und des Schneeberger Zuges als permomesozoische Einheit auf und gliederten sie vom Liegenden zum Hangenden in die Serie di Casabella und die Serie di Salto. Die Serie di Casabella entspricht den von SCHMIDEGG (1933) aufgestellten Zonen 1, 2 und 4, die Serie di Salto der Zone 3.

Auch ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1971) zeichnen wie SCHMIDEGG (1933, 1964) das Bild einer nach S vergenteten Synklinale, deren Ränder im N und S von der Serie di Casabella gebildet werden, während die Serie di Salto den Kern der Synklinale aufbaut.

Dazu ist folgendes zu sagen:

Die Schrottner- und Lodner-Schlinge bestehen zu einem beträchtlichen Teil aus Gesteinen, die dem Ötztal-Kristallin entsprechen. Der lithologische und tektonische Verband der Teilzonen ist durch die steilachsige Faltung so eng, daß die Schneeberger Gesteine als eine Zone besonderer Gesteinsvielfalt innerhalb des Ötztal-Kristallins aufzufassen sind. Nach NE hin wird der Muldenbau deutlicher. Im Osten bei Sterzing ist der Schneeberger Zug klar in das umgebende Altkristallin eingefaltet und kann daher als Hangend-Serie des Ötztal-Kristallins gelten.

Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß im Verlauf der alpidischen Deckenüberschiebungen lokal eine sekundäre tektonische Trennung von Ötztal-Kristallin und Schneeberger Zug eintrat (BAUMANN, 1967).

Da die „Schneeberger Kristallisation“ (K_{F_2}) sowohl auf das Ötztal-Kristallin als auch auf die Laaser-Serie übergreift, entfällt sie als Unterscheidungsmerkmal.

Auch mit einem geochemischen Vergleich der Marmore (KONNERTH, 1977) oder mit Hilfe der unterschiedlichen Granatausbildung ist eine Trennung verschiedener Serien nur schwer zu stützen.

Die dargelegten Zusammenhänge zwischen Ötztal-Kristallin, Schneeberger Zug und Laaser-Serie sprechen daher für einen engen genetischen Zusammenhang der drei Komplexe.

C. Tektonischer Teil

I. Tektonische Strukturen

Der Baustil der südlichen Ötztaler Alpen wird durch die steilachsige Faltung (Schlingentektonik) bestimmt, die SCHMIDEGG (1933) bei der Bearbeitung der geologischen Spezialkarte von Österreich, Blatt Sölden-St. Leonhard, nachgewiesen hat. SANDER hat bereits 1914 (S. 238) „Faltung um steile Achsen“ in der Texelgruppe beschrieben.

Als Großstrukturen sind die Mittelberg-, die Vernagt-, die Hochjoch-, die Marzell- und die Venter-Schlinge zu unterscheiden, die sich in der übergeordneten Stubai-Schlinge vereinigen (SCHMIDEGG, 1933, SCHMIDT, 1965 a).

Am Westende des Schneeberger Zuges entstanden die Lodner- und die Schrottner-Schlinge (Abb. 5).

Es wurden folgende tektonische Elemente gemessen: Schieferungen (s_1, s_2) und Faltenachsen (B_0, B_1, B_2).

Dazu war es zweckmäßig, das Aufnahmegebiet in 16 Homogenbereiche zu gliedern (Abb. 5, Tafel 3):

Schneeberger Zug:

Lodner-Schlinge (A) mit Umrahmung, Diagramm 1, 2

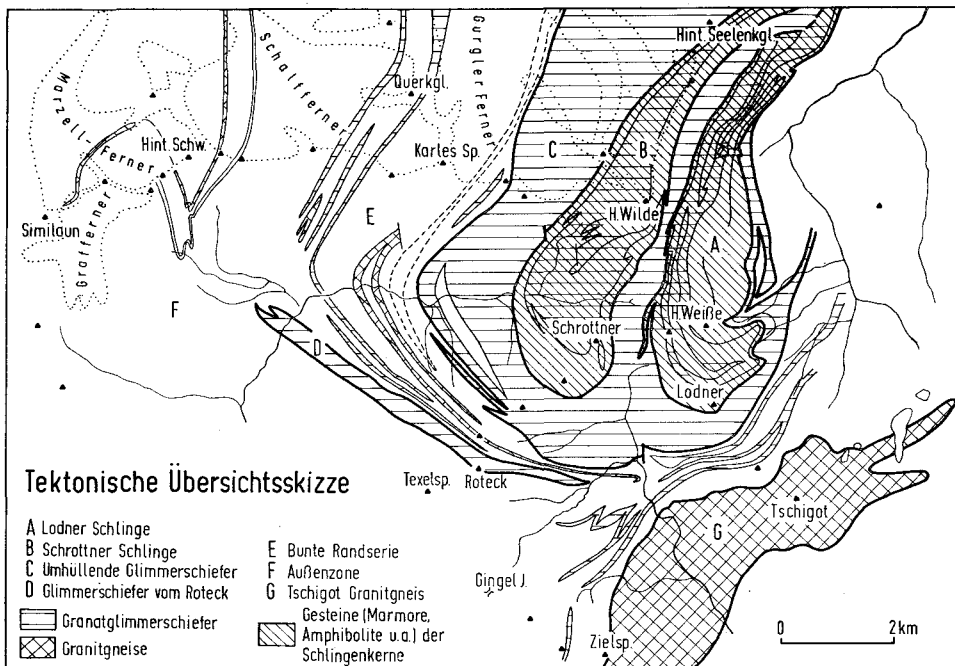


Abb. 5

Schrottnr Schlinge (B), Diagramm 3, 4

Umhüllende Glimmerschiefer, Westteil (C), Diagramm 5, 6

Glimmerschiefer vom Roteck-Pfossenbach (D), Diagramm 7

Ötztal-Kristallin:

Bunte Randserie (E), Diagramm 8, 9

Außenzone (F), Diagramm 10—15

Tschigot-Granitgneis (G), Diagramm 16

Auch im unteren Pfelders-Tal und im oberen Passeier Tal wurden zur Korrelation mit den Daten von BAUMANN (1967) Messungen vorgenommen (Abb. 9).

1. Flächengefüge

a) Hauptschieferung s_1 (Tafel 3, 4, 5)

Die Bänderung in den Biotit-Plagioklas-Gneisen sowie die Einlagerungen von Marmor und Quarzit zeigen, daß die Hauptschieferung (s_1) stoffkonkordant, d. h. der Schichtung (ss) der Paragesteine parallel ist.

b) Schieferung s_2

Die s_2 -Flächen treten vorwiegend in kleingefalteten Glimmerschiefern und dann mit wechselndem Winkel zu s_1 auf. In quarzitären Lagen ist das s_2 un deutlich oder fehlt ganz. Mitunter werden die Flächenabstände so groß, daß eine Klüftung entsteht. Lokal konnte die Bewegung auf s_2 das s_1 -Gefüge weitgehend auslöschen. Im allgemeinen folgt s_2 der Achsenfläche von B_1 . Bei Isoklinalfaltung ist s_2/s_1 .

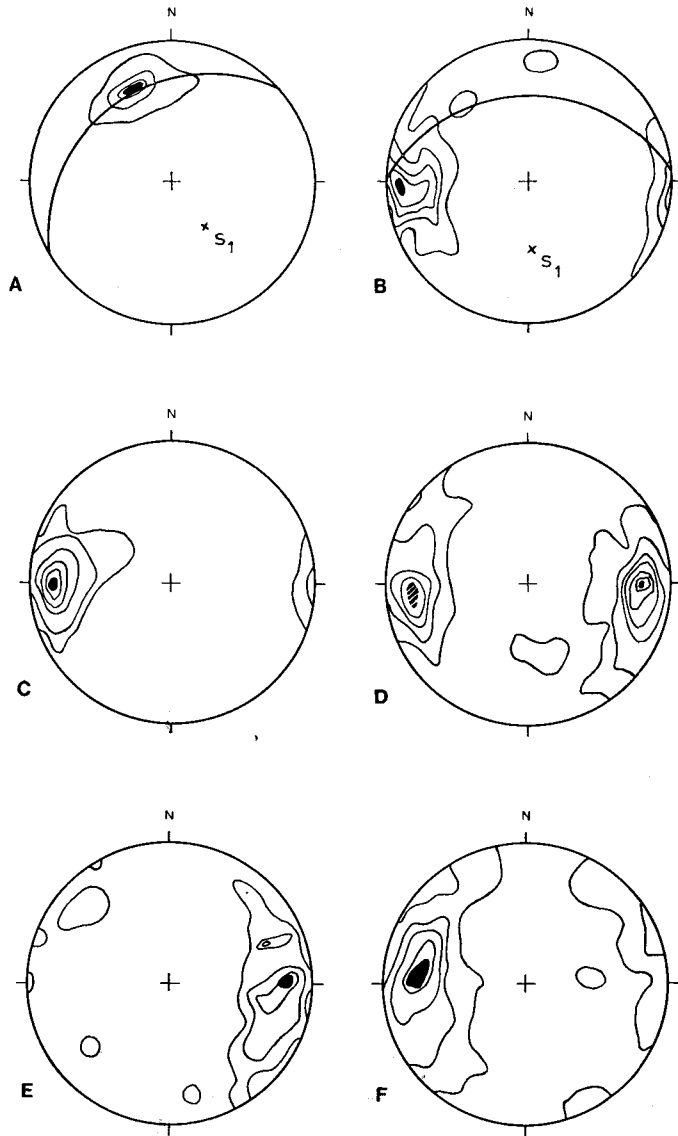


Abb. 9: Übergang vom Schlingenbau zum flachachsigen Muldenbau.

A: Bereich Innerhitt, Pfelders Tal, 30 Achsen, Max. $157^{\circ}/30^{\circ}$ NW; 0—20—40—57‰; B: Bereich Rabenstein, Passeier Tal, 50 Achsen, Max. $88^{\circ}/12^{\circ}$ W; 0—5—10—18‰; C: Bereich Schneeberg, Passeier Tal, 186 Achsen, Max. $90^{\circ}/18^{\circ}$ W; 0—2—6—10—18‰; D: Bereich Roßkopf, 187 Achsen, Max. $90^{\circ}/24^{\circ}$ E, $82^{\circ}/20^{\circ}$ W; 0—2—4—6—8—10‰; E: Bereich Schleyerberg—Telfer Weiße, 49 Achsen, Max. $90^{\circ}/20^{\circ}$ E, $70^{\circ}/30^{\circ}$ E, 0—4—6—12‰; F: Bereich Sterzing, 305 Achsen, Max. $92^{\circ}/22^{\circ}$ W; 0—2—6—14‰.

Die Bereiche: Schneeberg, Roßkopf, Schleyerberg—Telfer Weiße und Sterzing nach BAUMANN (1967).

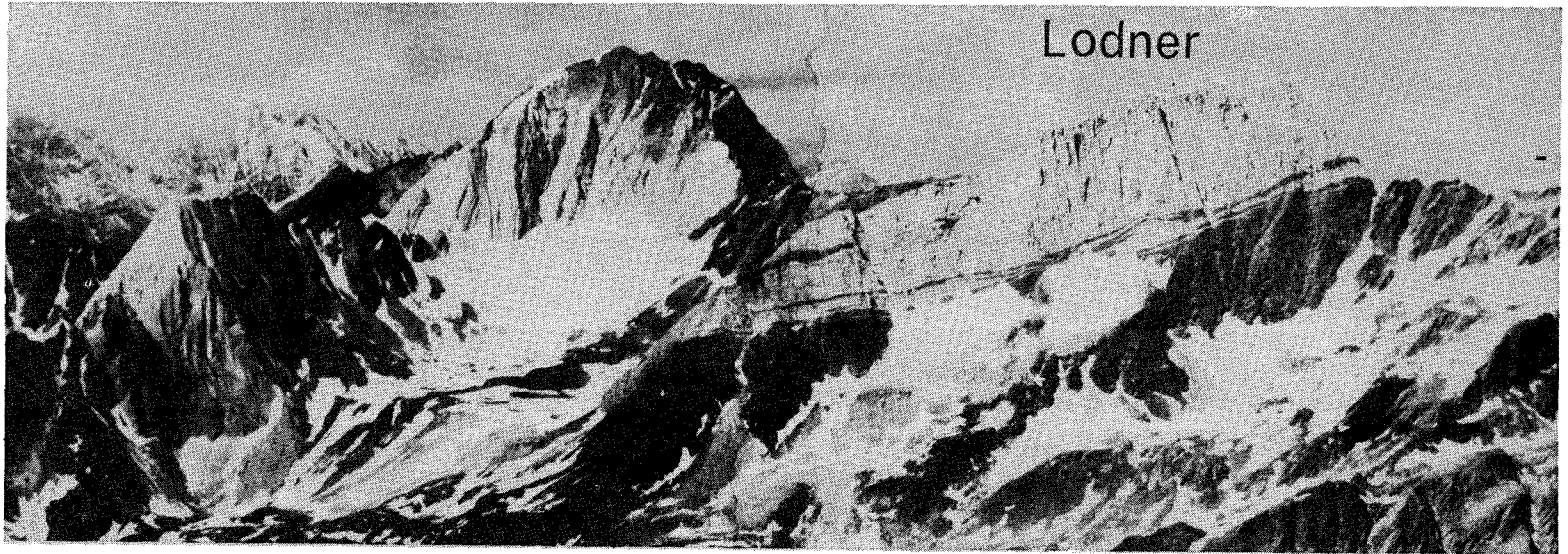


Abb. 6. Lodner (3228 m) und Hohe Weiße (3281 m) von der Gfallwand aus. Blick gegen NE. Die Glimmerschiefer-Zwischenlagen in der S-Wand des Lodners zeigen die isoklinale Verfaltung der Marmore.

Die Schieferung s_2 gehört zur steilachsigen Faltung (Fm_1). s_1 muß dagegen bei Beginn der Faltung bereits angelegt gewesen sein und wurde während Kr_1 durch Abbildungskristallisation weiter ausgeprägt. BAUMANN (1967) konnte zeigen, daß die alpidischen Deformationen beide Flächengefüge (s_1, s_2) lokal reaktivierten.

2. Achsengefüge

Es sind drei Achsentypen zu unterscheiden:

B_1 entspricht der Hauptfaltung (Schlingentektonik)

B_2 überprägt B_1 , gehört aber zum Teil als $B_2 \perp B_1$ zur gleichen Deformation.

Außerdem sind als ältestes Faltengefüge B_0 -Achsen zu erkennen, die von B_1 überprägt wurden.

a) B_1 - Achsen

Entsprechende Falten erster Ordnung reichen vom 100-m- bis m-Bereich. Homoochse-Falten zweiter Ordnung (Kleinfalten) sind vorwiegend an glimmerreiche Lagen gebunden.

In Granitgneisen, quarzitischen Gesteinen und Marmoren konnte teilweise aus einer weitscharigen ac-Klüftung auf die Lage der B-Achsen geschlossen werden.

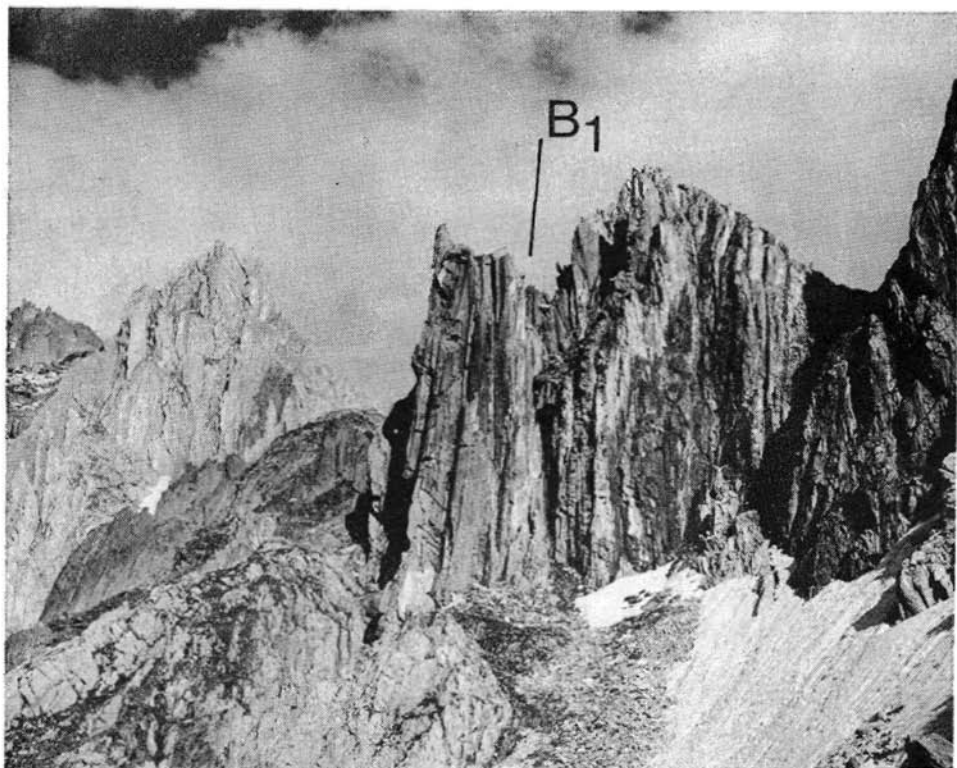


Abb. 7. Vertikale Großfalten (Höhe 50 m) im Marmor am W-Grat des Schrottners.

In Gebieten mit steilachsiger Tektonik entspricht die geologische Karte annähernd dem ac-Schnitt. Im Nordbereich der Lodner Schlinge treten aber auch flache bis horizontale Achsen auf, so daß dort die Muldenstruktur des Schneeberger Zuges deutlich wird (Abb. 6).

Der tektonische Bau der Schrottner Schlinge wird insbesondere durch Marmorlagen hervorgehoben. Im Schlingenscheitel nimmt die Mächtigkeit der Marmore infolge der Internfaltung stark zu. Hier sind bis 50 m hohe senkrechte Großfalten entstanden (Abb. 7).

Nördlich des Pfossenbaches bildet der Marmor mehrere isoklinale Scherfalten ($B = 150^\circ/60^\circ$ NW) mit 20 bis 50 m Amplituden. Ähnliche Scherfalten finden sich in den SE-Hängen der Hohen Wilde. Auf der S-Flanke der Hohen Wilde wird ein 20 m mächtiges Quarzitband durch Isoklinalfalten bis zum 100 m mächtig.

Das Achsenfallen pendelt im Stirnbereich der Schrottner Schlinge zwischen 50° NW und 90° . In den Schenkeln der Großfalte verringert sich die Achsenneigung bis auf 40° NW.

Die Lodner Schlinge zeigt eine komplizierte Internfaltung. Das scharfe Umbiegen des Marmors im NE-Grad des Lodner gegen NW läßt auf eine Verbindung mit dem Marmor im E-Grad der Hohen Weiße schließen, so daß ein gegen E umgebogener steiler Muldenschluß entsteht (Abb. 6). West-



Abb. 8. Abtauchende Marmorfalte ($B = 155^\circ/35^\circ$ NW) im E-Abfall zur Andelsalm. Im Hintergrund ist die Fortsetzung des Schneeberger Zuges in den Marmoren der Hohen Kreuzspitze und der Weißen Wand zu erkennen.

lich der Eiskar-Wand am Weg zur Stettiner Hütte bilden Marmore einen flachen Sattel mit $B = 4^\circ/22^\circ$ N, zeigen aber in der Eiskar-Wand einen steilen ost-vergenten Faltenbau.

Der äußerste Marmorsattel der Eiskar-Wand fällt flach nach S ($B = 175^\circ/3^\circ$ S). Zwischen Grafberg und Eiskar-Wand liegt also eine flache Achsendepression, die einer Querfaltung entspricht. Im E-Abfall zur Andelsalm streichen die Marmore als Mulde ($B = 155^\circ/35^\circ$ NW) in die Luft (Abb. 8).

Die aus den s_1 -Flächen der Marmore von Lodner, Hoher Weiße und Kleiner Weiße konstruktiv ermittelte Schlingenachse ist $B = 155^\circ/40^\circ$ NW. Die mittlere Achsenlage für den Bereich Kleine Weiße und Lodner mit umhüllenden Glimmerschiefern wurde mit $B = 170^\circ/50^\circ$ N, für den Bereich Hohe Weiße-Lazins mit $160^\circ/38^\circ$ NW bestimmt (Tafel 3, 4, Diagramm 1, 2).

Für die umhüllenden Granat-Muskovit-Glimmerschiefer zwischen Zielbach, Eishof und Falschung-Spitze ergibt sich eine mittlere Achsenlage von $B = 152^\circ/50^\circ$ NW (Tafel 3, 4, Diagramm 5, 6).

Zwischen Zielalm und Lodner Hütte besteht eine kleinere nach Westen offene Schlingenstruktur mit $B = 150^\circ/50^\circ$ NW.

Die für die Granitgneislage zwischen Rotwand und oberem Pfossental gemessenen Faltenachsen schwanken zwischen $150^\circ/60^\circ$ NW und $175^\circ/50^\circ$ N. Aus den s_1 -Flächen wurde $B = 162^\circ/58^\circ$ NW ermittelt.

Südlich der Hinteren Schwärze ist eine gegen N offene Schlingenstruktur zu erkennen. Sie wird durch ein Granitgneis- und Amphibolitlager markiert.

b) B_2 - A c h s e n

Die B_2 -Achsen überprägen B_1 . Relativ häufig sind flache Achsenlagen, deren Streichen zwischen 40° und 90° schwankt. In der Regel handelt es sich um flachwellige Verbiegungen der B_1 -Achsen oder Knickungen, die einer Querfaltung $B_2 \perp B_1$ entsprechen. Es kommt auch zu schiefen Achsenüberprägungen.

c) B_0 - A c h s e n

Die Maxima der B_0 -Achsen liegt auf einem Kleinkreis um B_1 . Bei konstruktiver Rückformung um die Schlingenachse bilden sich zwei B_0 -Maxima ($95^\circ/35^\circ$ W und $35^\circ/35^\circ$ NE), die senkrecht aufeinander stehen. Die entsprechenden $B_0 \perp B'_0$ -Achsen gehören vermutlich einer älteren Faltungsphase an. Nimmt man an, daß B_0 primär horizontal lag, so ergeben sich (nach Rotation um c) für $B_0 = 65^\circ/0^\circ$, für $B'_0 = 155^\circ/55^\circ$ NW, was der späteren Schlingenachse entspricht. Es ist anzunehmen, daß das $B_0 \perp B'_0$ -Gefüge bei der Muldenbildung entstand und zwar mit B_0 parallel zur Muldenachse und B'_0 als Querfaltung senkrecht dazu (HELBIG, 1969).

Mit der Abtrennung und gesonderten Behandlung von B_0 wird versucht, abweichende Achsenlagen eigenen Deformationsakten zuzuordnen. Eine Überprägung von B_0, B'_0 durch B_1 ist aber im Gelände nicht eindeutig zu belegen. Es läßt sich daher eine zeitgleiche Bildung von B_0 und B_1 im Sinne polyaxialer Deformation nicht ausschließen.

3. Auswertung der Gefügediagramme

a) Achsengefüge (Tafel 2)

Die Diagramme der B_1 -Achsen zeigen, daß das Westende des Schneeberger Zuges einen streng geregelten Faltenbau besitzt. Die Achsen-Maxima der einzelnen Homogenbereiche weichen nur geringfügig von der für den Gesamtbereich ermittelten B_1 -Achse ($157^\circ/53^\circ$ NW) ab.

Die geringste Abweichung ergab sich für die Muskovit-Glimmerschiefer zwischen Eishof und Falschung-Spitze mit 3° , bzw. 5° für ihre Fortsetzung zur Lodner Hütte (Tafel 4, Diagramm 5, 6).

Besonders groß ist die Abweichung im Scheitel der Schrottner Schlinge, wo die mittlere Achse um 19° steiler einfällt.

Bei Innerhitt im mittleren Pfelders-Tal verflachen sich die Achsen ($157^\circ/30^\circ$ NW) und erlangen zwischen Moos und Rabenstein im Passeier Tal annähernd flaches Einfallen ($B = 88^\circ/12^\circ$ W), das bis zum Ostende des Schneeberger Zuges erhalten bleibt (Tafel 4, Abb. 9; BAUMANN, 1967).

Im Bereich 15, zwischen Lodner Schlinge und Tschigot-Granitgneis ist ein auffälliges Pendeln der Achsen zwischen N- und NW-Fallen festzustellen, das zu einem zweiten Maximum mit $172^\circ/30^\circ$ N führt. Das ist auf eine spätere Achsenrotation zurückzuführen. Diese kann mit Fm_1 oder Fm_2 zusammenfallen.

Zur besseren Übersicht werden die Daten der Teilbereiche zu je einem Sammeldiagramm für den Schneeberger Zug (Bereich 1—7) und für das Ötztal-Kristallin (Bereich 8—16) zusammengefaßt (Abb. 10). Es ergaben sich folgende Maxima: Die Abweichung ist so minimal und rechtfertigt die Annahme einer homoaxen Deformation (Fm_1).

B_1 -Achsen Schneeberger Zug $154^\circ/50^\circ$ NW, Ötztal-Kristallin $158^\circ/56^\circ$ NW.

Die Sammeldiagramme für die $B_0 \perp B'_0$ -Achsen zeigen jeweils drei Maxima. Dazu wurden entsprechende α -Achsen konstruiert (Abb. 10).

	$B_0 \perp B'_0$	α -Achse	$B_1 \wedge \alpha$
Gesamtbereich	$90^\circ/60^\circ$ W	$156^\circ/49^\circ$ NW	4°
	$20^\circ/20^\circ$ NE		
	$45^\circ/70^\circ$ NE		
Schneeberger Zug	$90^\circ/60^\circ$ W	$156^\circ/36^\circ$ NW	14°
	$22^\circ/20^\circ$ NE		
	$25^\circ/70^\circ$ NE		
Ötztaler Kristallin	$90^\circ/60^\circ$ W	$157^\circ/49^\circ$ NW	7°
	$18^\circ/23^\circ$ NE		
	$55^\circ/75^\circ$ NE		

Die Abweichungen können auf die spätere Überprägung durch B_2 zurückgeführt werden. Beide Einheiten besaßen also in einem früheren Stadium der Fm_1 -Deformation bereits übereinstimmende Strukturen.

b) Schieferungsgefüge (Tafel 3, 4)

Para- und Orthogesteine besitzen ein Parallelgefüge s_1 , das bei der Deformation Fm_1 um B_1 gefaltet wurde. Die Pole entsprechender π -Kreise decken sich mit B_1 .

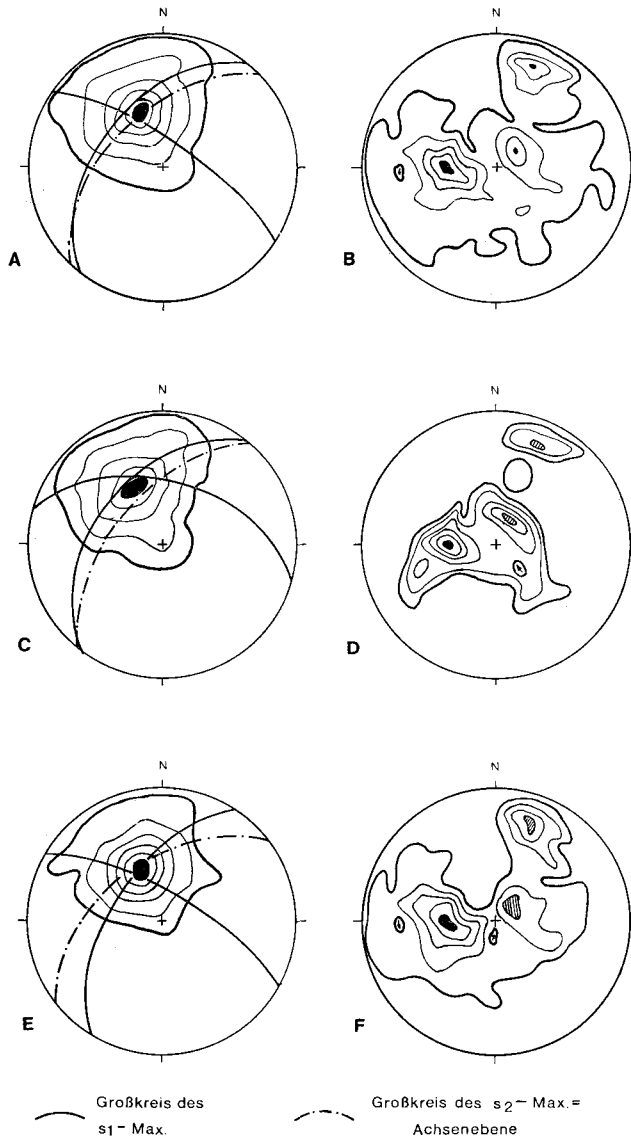


Abb. 10: Sammeldiagramme der Achsengefüge.

A und B: Gesamtbereich, A: 1789 B₁, 0—1—5—10—15—17,5⁰/₀; B: 182 B₀,B'₀, 0—2—4—6—8⁰/₀;
 C und D: Schneeberger Zug (Bereich 1—7), C: 813 B₁ 0—1—5—10—15⁰/₀; D: 47 B₀,B'₀,
 0—2—4—6—8—10⁰/₀; E und F: Ötztal-Kristallin (Bereich 8—16), E: 976 B₁, 0—1—5—10—
 15—20⁰/₀; F: 135 B₀,B'₀, 0—2—4—6—8—9⁰/₀.

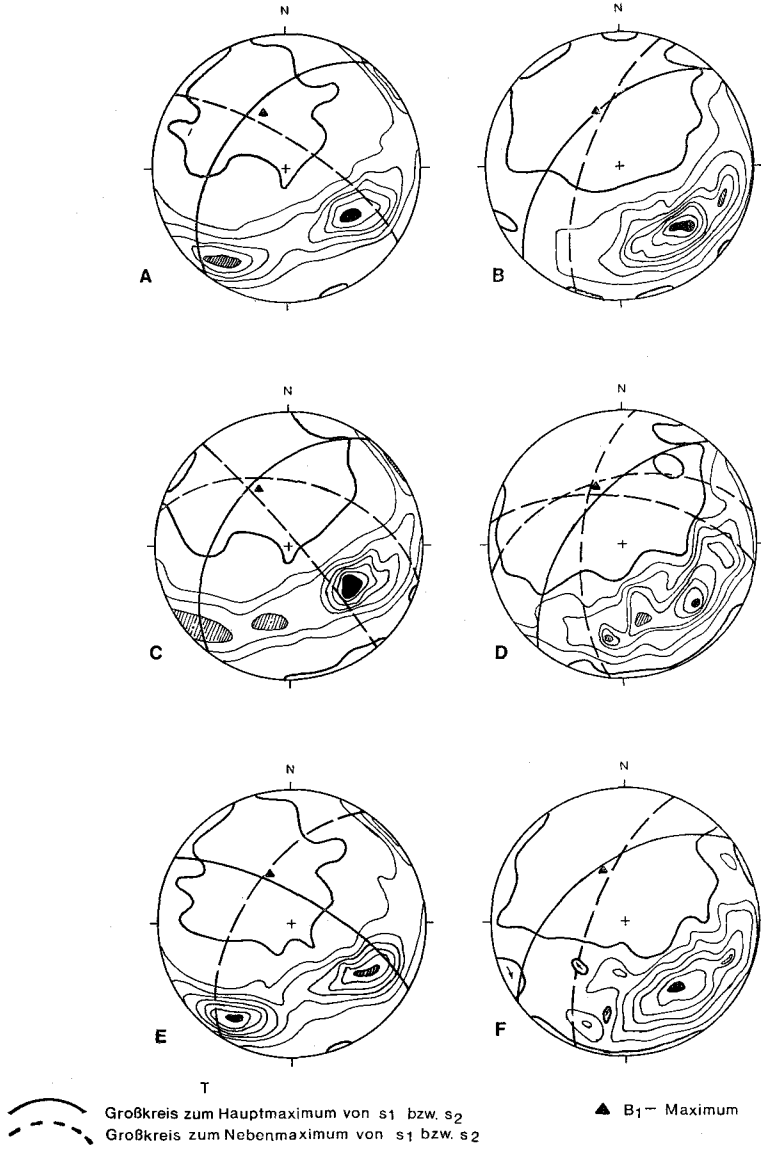


Abb. 11: Sammeldiagramme der Schieferungsgefüge.

A und B: Gesamtbereich, A: 2650 s_1 , 0—1—2—3—4—5—6 $^{\circ}$ / $^{\circ}$; B: 558 s_2 , 0—1—2—3—4—5—6—7 $^{\circ}$ / $^{\circ}$; C und D: Schneeberger Zug (Bereich 1—7), C: 1122 s_1 , 0—1—2—3—4—5—6—7 $^{\circ}$ / $^{\circ}$; D: 256 s_2 , 0—1—2—3—4—5—6—7 $^{\circ}$ / $^{\circ}$; E und F: Ötztaler Kristallin (Bereich 8—16), E: 1528 s_1 , 0—1—2—3—4—5—6—7 $^{\circ}$ / $^{\circ}$; F: 302 s_2 , 0—1—2—4—6—8—10 $^{\circ}$ / $^{\circ}$.

Dem steilachsigen Faltenbau entsprechende s_1 -Gürtelgefüge sind für die Schlingenscheitel charakteristisch (Tafel 3, Diagramme 2, 4, 6). Sie ergeben sich auch, obgleich weniger deutlich, für die Bereiche 1, 10, 11, 13, 14.

Im Grenzbereich zum Tschigot-Granitgneis (Diagramme 14, 15) führte die beschriebene Achsenüberprägung zur Anlage eines zweiten π_1 -Kreises. Im Diagramm 15 sind die s_1 -Maxima (1) (2) jeweils den Achsen-Maxima (1) (2) zuzuordnen. Die Abweichung zwischen π_1 und B_1 beträgt maximal 15° . Die erhebliche Differenz im Bereich des Tschigot-Granitgneises ist offenbar materialbedingt.

Die s_2 -Schieferung bildet ein Flächensystem, das den Achsenflächen (AF) der Schlingen und der Kleinfalten folgt. Es ergaben sich folgende Maxima:

Gesamtbereich:	$44^\circ/56^\circ$ NW	$18^\circ/69^\circ$ NW
Ötztal-Kristallin:	$52^\circ/53^\circ$ NW	$21^\circ/70^\circ$ NW

Im Schneeberger Zug sind neben einem Hauptmaximum mit $40^\circ/60^\circ$ NW drei Nebenmaxima zwischen $5^\circ/65^\circ$ W und $100^\circ/60^\circ$ N entwickelt. Alle drei Sammeldiagramme (Abb. 11) zeigen eine Rotation von s_2 . Der entsprechende π_2 -Pol der Gürtelgefüge fällt mit B_1 zusammen. Im Nordteil der Lodner und Schrottner Schlinge ist die schrittweise Verstellung der s_2 -Flächen direkt zu beobachten.

Nach Anlage von s_2 muß sich die B_1 -Faltung also fortgesetzt oder aber erneut eingesetzt haben.

Flächenrotationen während Fm_2 sind nicht auszuschließen. Bereits SANDER (1929, S. 73) war der Ansicht, daß im Schneeberger Zug die alpidische Tektonik alten Gefügebahnen folgte. BAUMANN (1967) konnte das für den Mittel- und den Ostabschnitt des Schneeberger Zuges bestätigen.

Der Stirnbereich der Schrottner Schlinge (Tafel 4, Diagramm 4) ist so stark gefaltet, daß sich für s_2 keine Maximum ergibt. Aus dem s_1 -Gefüge läßt sich bei isoklinaler Faltung eine $AF = 140^\circ/90^\circ$ konstruieren.

Im Nord-Bereich (Diagramm 3) liegt das Hauptmaximum für s_2 zwar noch bei $152^\circ/74^\circ$ SW, die vorhandenen Teilmaxima pendeln aber zwischen $0^\circ/50^\circ$ W und $110^\circ/65^\circ$ NE.

Die übrigen Diagramme ergeben, mit Ausnahme von 5, 8, 15 und 16, Maxima für NW-fallende Achsenflächen. Im Diagramm 15 sind für beide Achsen-Maxima auch zwei AE zu ermitteln:

AE der Schlingenachse = $80^\circ/53^\circ$ N, AE der verstellten Achsen = $100^\circ/30^\circ$ N.

Im Bereich der Tschigot-Granitgneise sind s_2 -Flächen selten. Aus den wenigen Werten, einer weitscharigen Klüftung und der Lage der Lamprophyre und Aplitgänge kann eine $AE = 130^\circ/50^\circ$ NE angenommen werden.

Die s_2 -Werte in den Diagrammen 5 und 6 stammen vorzugsweise von der unteren Felsgrenze an der N-Seite des Pfossentales. Sie sind nicht in den allgemeinen Gefügeplan einzuordnen.

4. Störungen

Im Aufnahmegebiet sind im wesentlichen drei Störungssysteme zu erkennen.

Vorherrschend ist ein zweisechariges, steilstehendes NW- und NNE-System wechselnder Flächenausbildung. Der Öffnungswinkel beträgt 30 bis 40°. Diesem System werden auch N-S-streichende Flächen zugerechnet. Harnische und Gleitstreifen zeigen horizontale und vertikale Bewegungen an. Postkristalline Bewegungen sind an der Johannes- und an der Hühner-Scharte zu erkennen.

In der N-Flanke von Roteck und Texelspitze lassen sich zwei große, EW-streichende, mehr oder weniger senkrecht stehende Störungen über nahezu 2 km verfolgen. Sie bilden bis 30 m breite Mylonit-Zonen. Auf ihnen sind nur dextrale Blattverschiebungen festzustellen. Eine gleichgerichtete Störung mit umgekehrtem Bewegungssinn schneidet im Ziertal den Kontaktbereich des Tschigot-Granitgneises.

Im NW-Hang der Texelspitze gegen das Pfsossental zeigen breite Mylonit-Zonen s_1 parallele Störung an.

D. Ergebnisse

Der Schneeberger Zug nimmt im südlichen Ötztal-Kristallin keine tektonische, sondern eine lithologische Sonderstellung ein.

In den polymetamorphen Gesteinen sind im wesentlichen zwei Deformationen (Fm_1 , Fm_2) und zwei Metamorphosen (Kr_1 , Kr_2) festzustellen. Den Deformationen können Achsengefüge (B_0 , B_1 , B_2) und Flächengefüge (s_1 , s_2) zugeordnet werden.

Durch die steilachsige Faltung (Fm_1) wurde die bereits angelegte Hauptschieferung s_1 um B_1 gefaltet. Die s_2 -Flächen folgen im allgemeinen den Achsenflächen der B_1 -Falten. Die Entstehung der B_0 -Achsen fällt vermutlich in ein frühes Fm_1 -Stadium, in dessen Verlauf die Schneeberger Gesteine einen flachachsigen Faltenbau erhielten. B_2 , teilweise als $B_2 \perp B_1$, kann einem fortgeschrittenen Stadium der B_1 -Faltung zugewiesen werden.

Zwischen den Achsengefügen des Schneeberger Zuges ($B_1 = 154^\circ/50^\circ$ NW) und des umgebenden Ötztal-Kristallins ($B_1 = 158^\circ/56^\circ$ NW) besteht weitgehende Übereinstimmung. Beide Komplexe wurden im Verlauf von Fm_1 homoachs gefaltet, wobei das Westende des flachachsigen Schneeberger Synklinoriums eine Rotation um steile Achsen (B_1) ausführte.

Die Faltenachsen nehmen im mittleren Pfelders Tal eine flachere Lage ($B = 157^\circ/30^\circ$ NW) an und liegen im Mittel- und Ostabschnitt des Schneeberger Zuges mehr oder weniger horizontal (Abb. 9).

Für s_2 ergeben sich Maxima um $44^\circ/56^\circ$ NW und $18^\circ/70^\circ$ NW, d. h., es besteht Südvergenz.

Die Kontakte zwischen Para- und Orthogneisen lassen erkennen, daß s_1 bereits vor der Intrusion der granitischen Schmelzen (um 440 Millionen Jahre) angelegt war. Der, im Bezug auf Fm_1 , präkinematische Metamorphosegrad der Gesteine wurde wiederholt eingehend diskutiert (u. a. BORSI et al., 1973; GREGNA-

NIN & PICIRILLO, 1974; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; SATIR, 1975; HEINISCH & SCHMIDT, 1976, SCHMIDT, 1977). Für die Bildung der eklogitischen Gesteine im mittleren Ötztal nimmt Ch. MILLER (1974) in diesem Zusammenhang eine altpaläozoische high-grade-Metamorphose ($t = 550\text{--}700^\circ\text{C}$, $6\text{--}10\text{ kb}$) an. Am Westende des Schneeberger Zuges bieten sich dafür keine Hinweise.

Während der variszischen Metamorphose (Kr_1) entstanden im Ötztal-Kristallin und im Westabschnitt des Schneeberger Zuges Mineralparagenesen der Amphibolit-Fazies (Almandin, Disthen, Staurolith). Nach PURTSCHELLER et al. (1972) gehört der progressive Abbau von Paragonit im NE-Teil des Schneeberger Zuges ebenfalls zu Kr_1 . In den Marmoren bildete sich Tremolit. Im mittleren Ötztal steigerte sich die Metamorphose örtlich (Winnebach-Granit) bis zur Anatexis ($t = 660\text{--}685^\circ\text{C}$, 4 kb ; HOINKES et al., 1972).

Am Westende des Schneeberger Zuges rechnet HOINKES (1978) für die variszischen Metamorphosen mit 510°C und 4 kb .

Die steilachsige Faltung (Fm_1) kann nach den bisher vorliegenden geochronologischen Daten frühestens im höheren Silur eingesetzt haben. Das gilt, wenn die Alterszahlen (414 ± 31 Millionen Jahre) des Venter Muskovit-Granitgneises das Intrusionsalter indizieren. Das Ende der Kr_1 -Metamorphose, d. h. die Abkühlung unter 300°C , fällt in das höhere Oberkarbon (300 bis 280 Millionen Jahre; MILLER et al., 1967, SATIR, 1975).

Durch die alpidischen Deckenbewegungen ist der Schneeberger Zug, wie tektonisch eingeklemmte Schollen permomesozoischer Gesteine zeigen, streckenweise vom Ötztal-Kristallin abgetrennt worden. Die postkinematische Kristallisation Kr_2 („Schneeberger Kristallisation“) hat aber einen großen Teil der Deformationsgefüge modifiziert (BAUMANN, 1967). Es ist dabei im einzelnen schwer abzuschätzen, in welchem Ausmaß variszische Strukturen reaktiviert und verstellt wurden. Die regionale Südvergenz ist vermutlich einer alpidischen Gefügerotation zuzuschreiben.

Gleiches gilt für die Korngefüge. Die Kataklase des variszischen (Kr_1)-Mineralbestandes — etwa des Granats — kann alpidisch aber auch älter sein. Die letzte Rekristallisation ist ohne Zweifel alpidisch.

Die alpidische Metamorphose war für die bereits höher metamorphen Gesteine gleichgradig bzw. retrograd (Amphibolit-Fazies/Grünschiefer-Fazies), für die permomesozoischen Deckschichten aber progressiv. Nach den Untersuchungen von HOINKES (1978) hat sich die alpidische Rekristallisation der Granate etwa unter den gleichen p-t-Bedingungen wie ihre Erstkristallisation vollzogen. ZANETTIN (1971) beschreibt aus den permomesozoischen Basiskonglomeraten die Neubildung von Staurolith und Hornblende. Die Temperaturen dürften dort also über 500°C gelegen haben. Nach radiometrischen Daten (SATIR, 1975), Sauerstoff-Isotopen-Bestimmungen (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1975) sowie mineralchemischen Analysen (HOINKES, 1978) ist für Kr_2 mit t um 500°C und 4 kb zu rechnen. Das bedeutet eine sedimentäre bzw. tektonische Überdeckung von etwa 15 km Mächtigkeit.

Falls die von SATIR (1975) gefundenen Rb/Sr-Hellglimmer-Alter von 120 Millionen Jahren (Hauterive/Barrême) keine Mischalter sind, bieten sie einen chro-

nologischen Anhaltspunkt für die frühalpide Metamorphose. Die Abkühlung unter 300° C erfolgte vor etwa 90 bis 77 Millionen Jahren, also im Coniac-Santon (SCHMIDT et al. 1967, SATIR, 1975).

Eine tektonische Abgrenzung der Schneeberger Gesteine gegen das Ötztal-Kristallin und die Laaser-Serie ist kaum möglich. JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN (1973) haben eine lithologische Neugliederung der Serien versucht und die Auffassung vertreten, daß es sich bei den Schneeberger Gesteinen und Teilen der Laaser-Serie um permomesozoische Serien handelt. Sie beschreiben als Basisgesteine „Geröll-Gneise“, die aber keine überzeugenden Merkmale grobklastischen Ausgangsmaterials aufweisen. Eine stratigraphische Einstufung der kristallinen Serien in das Permomesozoikum ist allein aus tektonischen Gründen unhaltbar. Wenn überhaupt eine stratigraphische Zuordnung versucht werden soll, so kommt, auf der Basis regionalgeologischer Vergleiche, für die Kalke am ehesten Obersilur bis Mitteldevon in Betracht. Die steilachsige Faltung könnte sich dann im Zeitraum zwischen tieferem Devon und Unterkarbon vollzogen haben.

	Fm ₀	Kr ₀	Fm ₁	Kr ₁	Fm ₂	Kr ₂	Fm ₃	Kr ₃
Quarz	—————							
Plagioklas	-An 40 [?] -50-		-An 20 [?] -35-		-An 10 [?] -20-		-An 0-10-	
Kalifeldspat	—————				- - - -			
Muskovit	—————						- - - -	
Biotit	—————							
Granat	—————							
Staurolith	? - - - -		—————		- - ? -			
Disthen	? - - - -		—————		- - ? -			
Turmalin	—————				- - - -			
Epidot					- - - -		—————	
Hornblende	- - - -		—————		—————			
Titanit					- - - -		- - - -	
Zirkon	—————							
Erz	—————						- - - -	
Graphit	—————							
Chlorit	—————		- - - -		—————			
Serizit	—————		- - - -		—————			

Tabelle 3: Kristallisationsschema der Glimmerschiefer und Paragneise am Westende des Schneeberger Zuges.

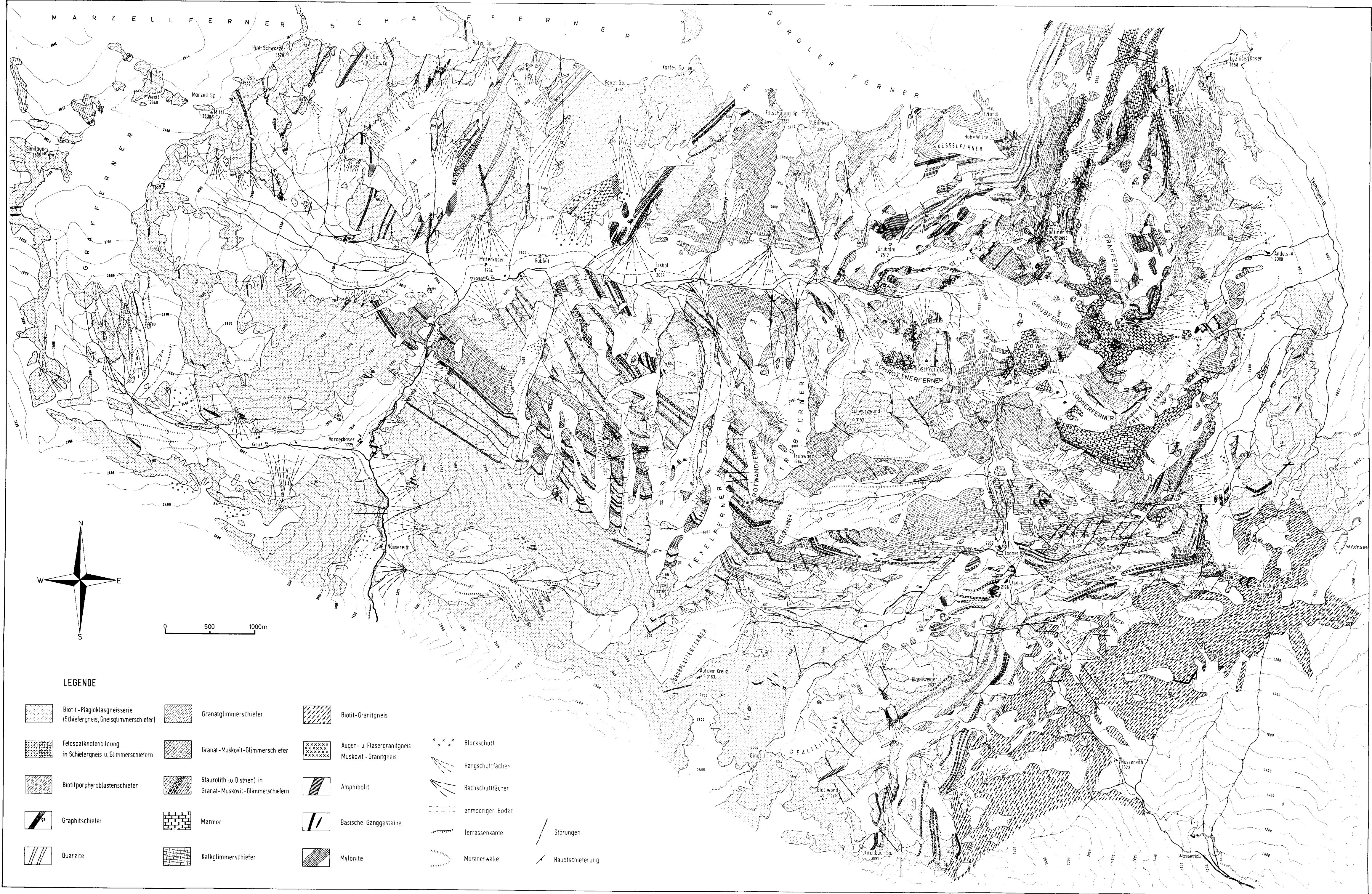
Schriftenverzeichnis

- BAUMANN, M.: Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passiertal (Südtirol). Unveröff. Inaug.-Diss. TH München, 102 S. 1967.
- BAUMANN, M., HELBIG, P. & SCHMIDT, K.: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). — *Jb. Geol. B.-A.*, Wien, 110, 1—72, Wien 1967.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps). *Mem. Soc. Geol. It.* 12, 549—571, Pisa 1973.
- DE PIERI, R. & GALETTI, G.: Analisi alla mikrosonda di granati zonati in scisti Austroalpini delle Valli Fosse, Passiria e Ridana (Alto Adige). — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 28, 1—57, Padova 1972.
- DE VECCHI, G., JUSTIN-VISENTIN, E. & SASSI, F.: Analisi microstrutturale degli scisti Raibliani del Tribulaun, degli scisti post-ercinio del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige. — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 29, 1—25, Padova 1971.
- FÖRSTER, H.: Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. — *Geol. Rdsch.* 56, 480—494, Stuttgart 1967.
- FÖRSTER, H. & LEONHARDI, J.: Die Ötztaler Masse — ein präkambrisches Element in den Ostalpen? — *Geol. Rdsch.* 61, 69—87, Stuttgart 1972.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E.: Alpine Metamorphism of the Alps. — A Review. *SMPM* 54, 247—290, Zürich 1974.
- FUCHS, H., KRÖNER, A. & SCHMIDT, K.: Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. — *Jb. Geol. B.-A.* 112, 31—80, Wien 1969.
- GATTO, G., LORENZONI, S., SASSI, F., ZANETTIN, B. & ZIRPOLI, G.: Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige). — *Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA.*, 74, 1—21, Padova 1964.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico — psammitiche: evoluzione degli scisti austridici offioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige). — *Mem. Museo Trid. Sc. Nat.* 18, 1—56, Trento 1969.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell' area Passiria — Venosta (Alto Adige). — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 28, 1—57, Padova 1972.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M.: Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige). — *Mem. Soc. Geol. It.* 13, 13—27, Pisa 1974.
- GREGNANIN, A. & SASSI, F.: Magmatismo, feldspatizzazione e metamorfismo nel complesso gneissico-migmatico di Parcines (Alto Adige). — *Mem. Museo Trid. Sc. Nat.* 18, 57—131, Trento 1969.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal (5146). — *Geol. R.-A.*, 58 S., Wien 1929.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. — *Geol. Rdsch.*, 65, 459—482, Stuttgart 1976.
- HELBIG, P.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Westende des Schneeberger Zuges (südliches Ötztalkristallin). — Unveröff. Inaug.-Diss. TH München, 102 S., 1969.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranits (Ötztaler Alpen, Tirol). — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 18, 203—311, Wien 1972.
- HOINKES, G. & PURTSCHELLER, F.: Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneebergerzug, Ötztaler Alpen, Tirol. — *N. Jb. Min. Mh.*, 467—476, Stuttgart 1976.
- HOINKES, G.: Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). — *N. Jb. Miner. Abh.* 131, 272—303, Stuttgart 1978.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Sauerstoffisotopenuntersuchungen an polymetamorphen Gesteinen des Ötztal-Stubai-Alt-kristallins. — *Fortschr. Min.* 53, Beih. 1, 33, Stuttgart 1975.
- JUSTIN-VISENTIN, E. & ZANETTIN, E.: On the age of white mica porphyroblasts in the Schneeberger Schists. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 39, 341—342, Heidelberg 1973.

- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Borntraeger, 872 S., Berlin 1935.
- KONNERTH, H.: Geologische Neuaufnahme in der östlichen Laaser Gruppe. Geochemische Untersuchungen an Marmoren des ostalpinen Altkristallins von Südtirol. — Unveröff. Diplomarbeit, Universität München, 128 S., 1977.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — *Eclogae geol. Helv.*, 60, 537—541, Basel 1967.
- OLESEN, N. Ø.: Distinguishing between Inter-Kinematik and Syn-Kinematik Porphyroblastesis. — *Geol. Rdsch.*, 67, 278—287, Stuttgart 1978.
- PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai-er Altkristallins. — *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.* 13, 35—54, Wien 1969.
- PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubai-er Alpen. — *Sammlung Geologischer Führer*, 53, 111 S., Stuttgart 1971.
- PURTSCHELLER, F., HOERNES, S. & BROWN, G. C.: An Example of Occurrence and Breakdown of Paragonite. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 34—42, Heidelberg 1972.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the Pre-Alpine metamorphic history of the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 22, 175—199, Wien 1975.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. — *Schlern-Schriften*, 16, 111 S., 1929.
- SANDER, B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. — *Verh. Geol. R.-A.*, 220—240, Wien 1914.
- SANDER, B.: Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. — *Jb. Geol. R.-A.*, 70, 225—234, Wien 1920.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Bd. 2, 409 S., Wien 1950.
- SATR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztal-masse auf Grund von radiometrischen Altersbestimmungen. — *Diss. Bern. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 80 S., Padova 1975.
- SATR, M.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien der südlichen Ötztal-masse und der westlichen Hohen Tauern. — *Geol. Rdsch.*, 65, 394—410, Stuttgart 1976.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 83—95, Wien 1933.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — *Verh. Geol. B.-A., Wien*, 27—47, 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. — *Krystalinikum*, 3, 133—156, Prag 1965.
- SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai-er Alpen. — *Verh. Geol. B.-A. Wien, Sonderh. G.*, 199—213, Wien 1965.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Ge-schichte Mittel- und Südwesteuropas. — *Z. dt. geol. Ges.* 128, 121—141, Hannover 1977.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestim-mungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — *Eclogae geol. Helv.*, 60, 529—536, Basel 1967.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke, Wien 1963.
- ZANETTIN, B.: Recent geological investigations in Southern Tyrol. — Alto Adige, Eastern Alps. — *Verh. Geol. B.-A.*, 315—325, Wien 1971.
- ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E.: Considerazioni geologico-petrologiche sul „Tratto di Monteneve“ („Schneeberger Gesteinszug“) (Alto Adige). — *Mm. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 29, 1—41, Padova 1971.

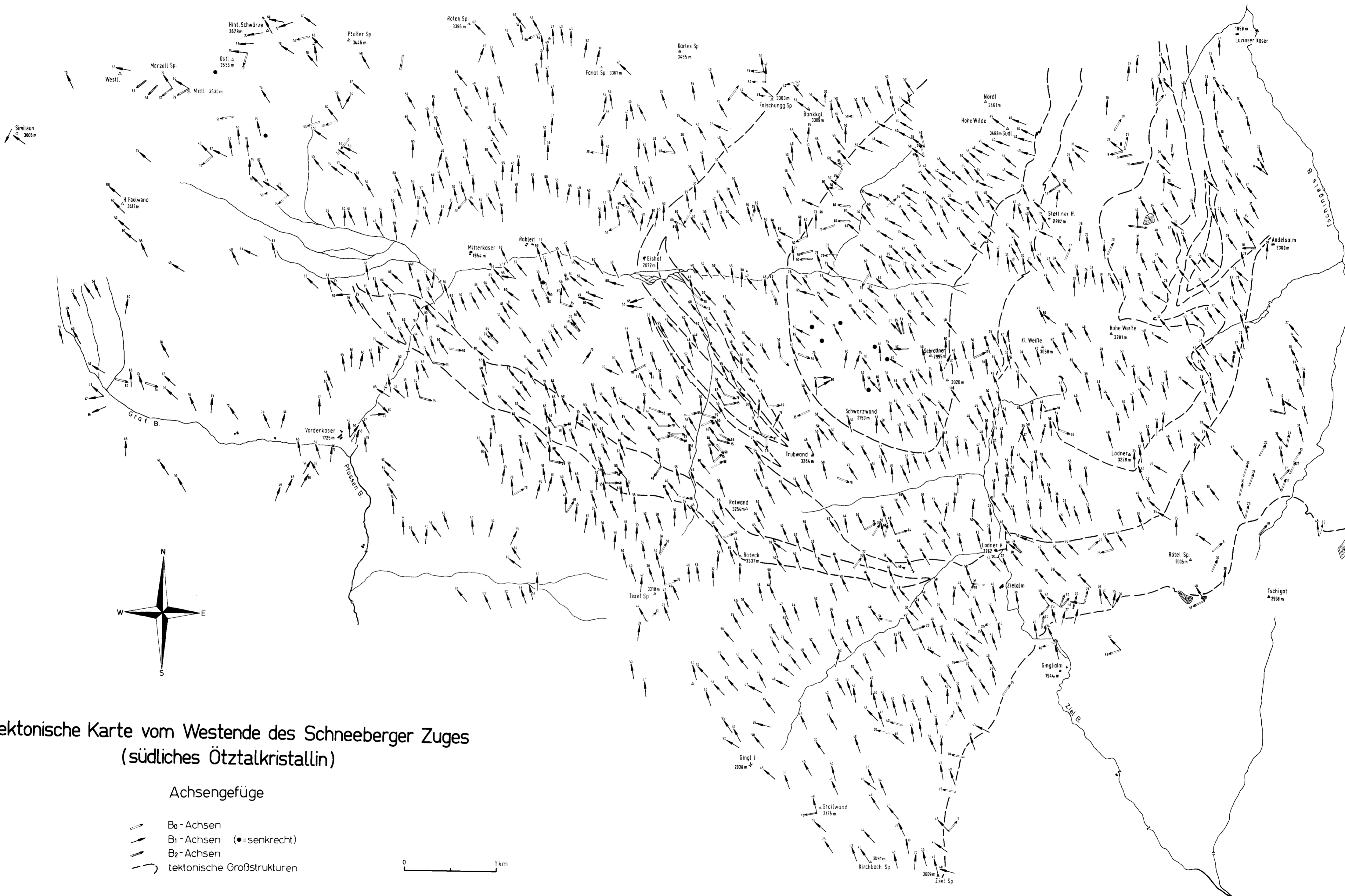
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. 7. 1978.

Geologische Karte vom Westende des Schneeberger Zuges (südliches Ötztalkristallin)



LEGENDE

- | | | | | | | | | | |
|--|---|--|--|--|-----------------------|--|---|--|------------------|
| | Biotit-Plagioklasneisserie
(Schiefergneis, Gneisglimmerschiefer) | | Granatglimmerschiefer | | Biotit-Granitgneis | | Augen- u. Flasergranitgneis
Muskovit-Granitgneis | | Blöckschutt |
| | Feldspatknottenbildung
in Schiefergneis u. Glimmerschiefern | | Granat-Muskovit-Glimmerschiefer | | Amphibolit | | Hangschuttfächer | | Bachschuttfächer |
| | Biotitporphyroblastenschiefer | | Staurolith (u. Oisthen) in
Granat-Muskovit-Glimmerschiefern | | Basische Ganggesteine | | ammooriger Boden | | Terrassenkante |
| | Graphitschiefer | | Marmor | | Moranenwalle | | Störungen | | Hauptschieferung |
| | Quarzite | | Kalkglimmerschiefer | | Mylonite | | | | |

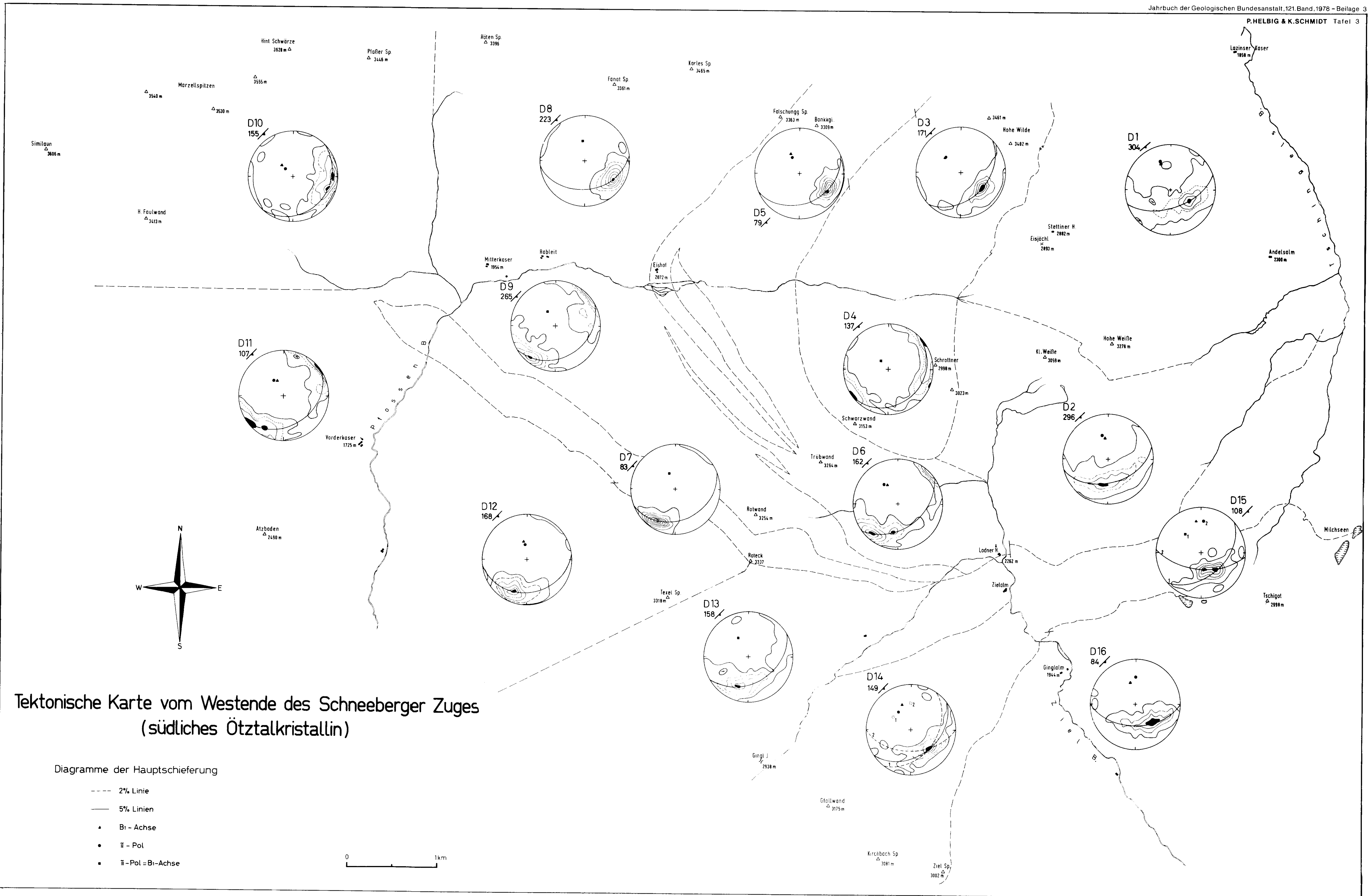


Tektonische Karte vom Westende des Schneeberger Zuges
 (südliches Ötztalkristallin)

Achsengefüge

- B₀-Achsen
- B₁-Achsen (•=senkrecht)
- B₂-Achsen
- tektonische Großstrukturen

0 1 km

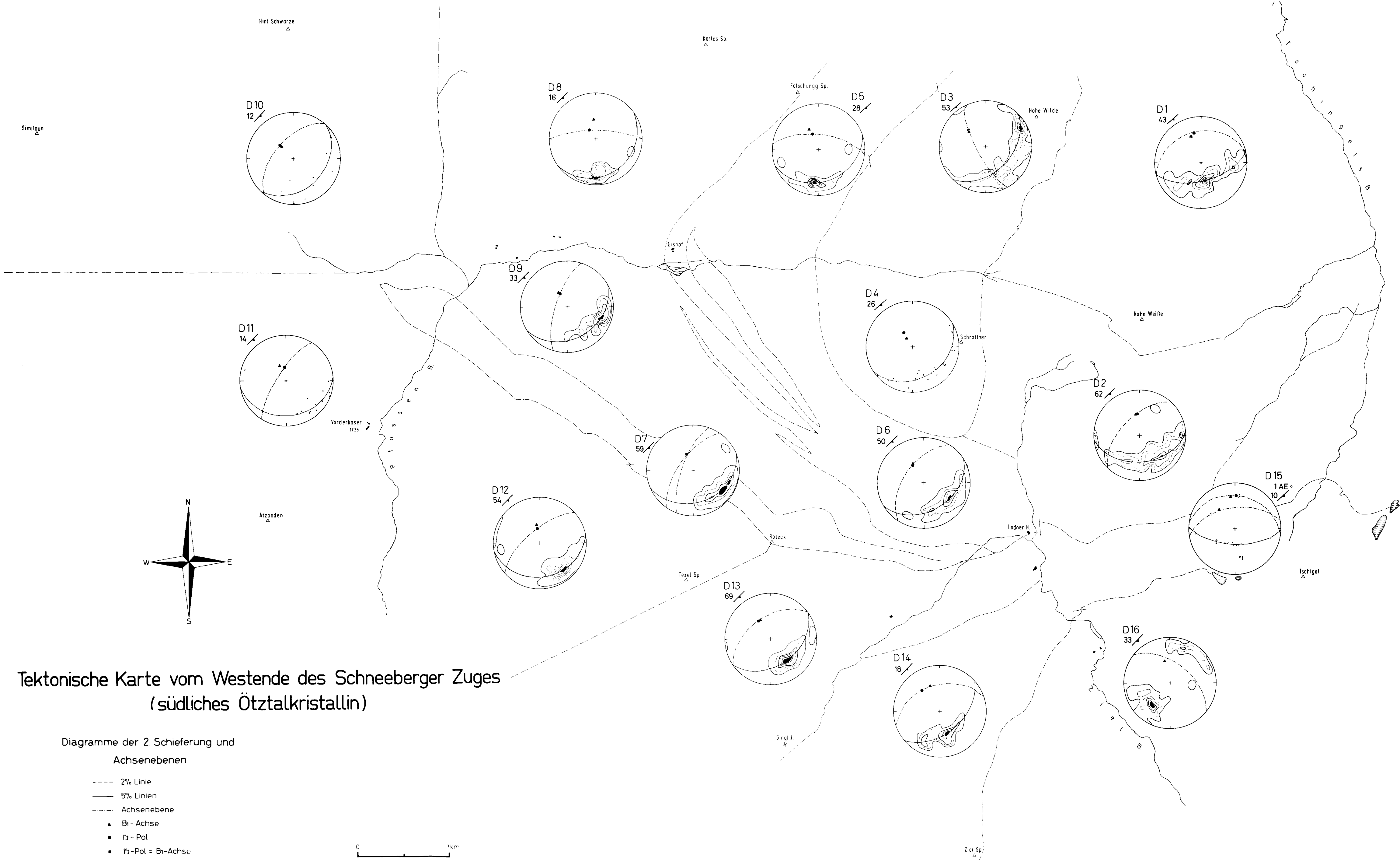


Tektonische Karte vom Westende des Schneeberger Zuges (südliches Ötztalkristallin)

Diagramme der Hauptschieferung

- 2% Linie
- 5% Linien
- Br - Achse
- II - Pol
- II - Pol = Br - Achse

0 1km

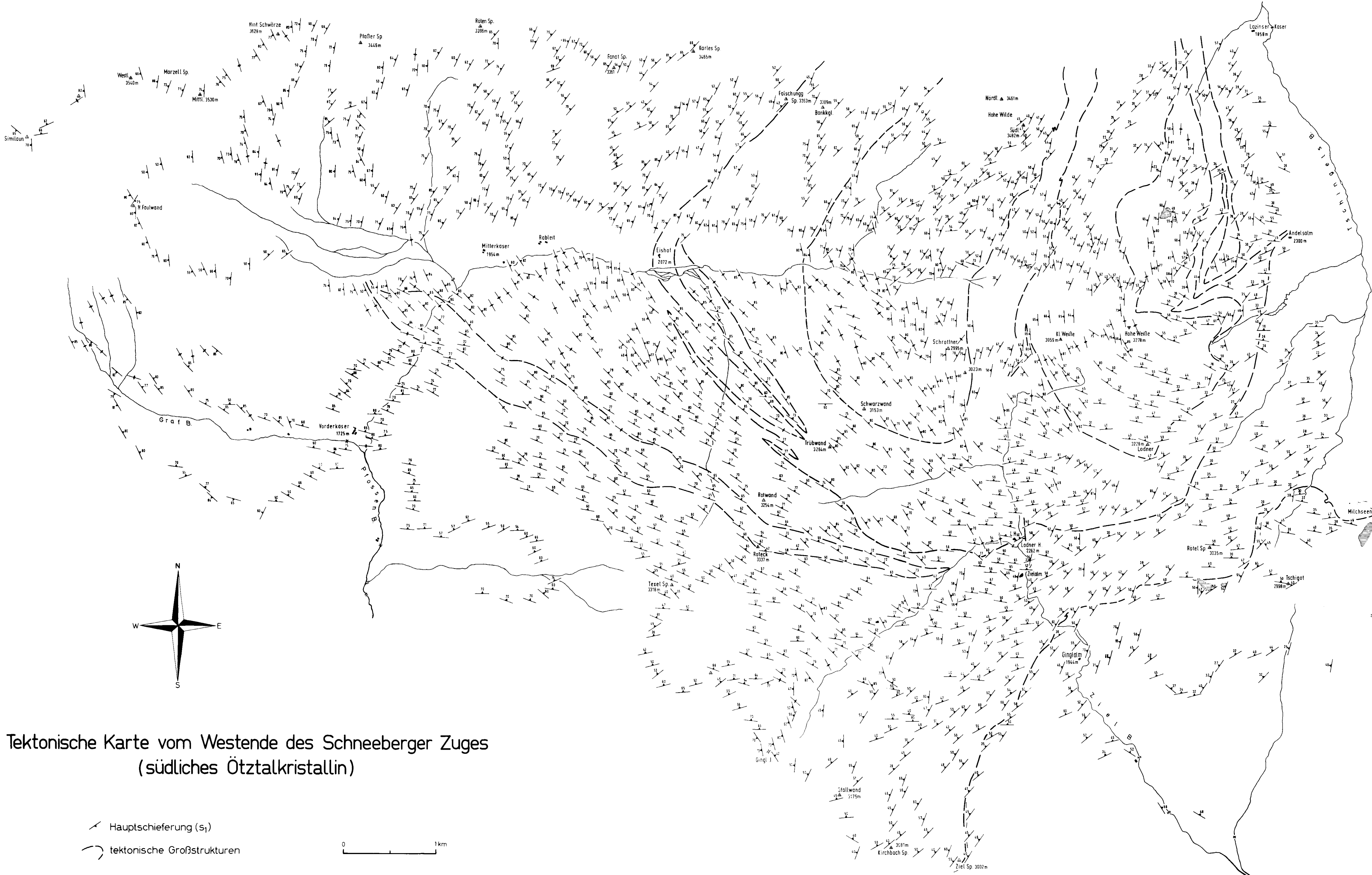


Tektonische Karte vom Westende des Schneeberger Zuges
 (südliches Ötztalkristallin)

Diagramme der 2. Schieferung und
 Achsenebenen

- 2% Linie
- 5% Linien
- · - · - Achsenebene
- ▲ B₁-Achse
- P₂-Pol
- P₂-Pol = B₁-Achse

0 1km



Tektonische Karte vom Westende des Schneeberger Zuges
(südliches Ötztalkristallin)

↘ Hauptschieferung (s₁)
- - - - - tektonische Großstrukturen

0 1 km