

Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe
(Osttirol, Österreich)

von

Georg TROLL, Siegfried BAUMGARTNER &
Wolfgang DAIMINGER

16 Abb., 4 Tab., Beil. 10

Anschrift der Verfasser:
Institut für Mineralogie und Petrographie
der Universität München
Theresienstraße 41
D-8000 München 2

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	26	S. 277–295	Wien, Feb. 1980
---------------------------------------	----	------------	-----------------

Inhalt

1. Einleitung	278
2. Geologische Situation	280
3. Gesteinsbeschreibung	280
3.1.1 Glimmerschiefer	280
3.1.2 Gneise	283
3.2.1 Mikroklingneise	283
3.2.2 Eklogitamphibolite	289
3.3 Metapegmatitgang	290
4. Tektonik	291
5. Diskussion	294
6. Schriftenverzeichnis	294

Zusammenfassung

Das Altkristallin der Schobergruppe besteht aus zwei tektonisch und petrographisch verschiedenen Teilen. Der Hangendkomplex ist in der südwestlichen Schobergruppe in zwei Gipfelaufbauten, dem Prijakt und der Schleinitz, sehr gut aufgeschlossen, welche die gleiche metabasische Abfolge mit Amphiboliten sowie Eklogitrelikten in Amphibolitfazies zeigen. Diese polymetamorphe Serie umfaßt ferner klastische Metasedimente und Augengneise bzw. augenfreie Mikroklingneise. Eine ältere Metamorphose erfolgte in Amphibolitfazies; ihre synkristallinen Gefüge stimmen mit der Hauptfaltungsrichtung in diesem Gebiet überein. Radiometrische Rb-Sr-Altersbestimmungen sprechen für eine „kaledonische“ Regionalmetamorphose und nicht für ein variszisches Alter von Metamorphose und Faltung. Der Grad der alpidischen Metamorphose dürfte die Grünschieferfazies nicht überschritten haben.

Abstract

The "Altkristallin" of the Schobergruppe consists of two tectonically and petrographically different parts. The upper complex is very well exposed in the southwestern Schobergruppe in the mountain peaks of Prijakt and Schleinitz, which show the same metabasic sequence with amphibolites as well as relics of eclogites in amphibolite facies. In addition, this polymetamorphic series contains clastic metasediments and augen gneisses and microcline gneisses without augen texture, respectively. An older metamorphism took place in amphibolite facies; its syncrystalline petrofabrics coincide with the main direction of folding in this area. Radiometric Rb-Sr age determinations speak in favour of a "Caledonian" regional metamorphism and do not plead for a Hercynian age of metamorphism and folding. The grade of the alpidic metamorphism might not have exceeded the greenschist facies.

1. Einleitung

In der Schobergruppe, die geotektonisch zum ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters gehört, sind seit den Arbeiten CLAR's (1927) und ANGEL's (1928) keine Spezialkartierungen größeren Umfangs mehr erfolgt. Eine Gliederung dieses Altkristallingebietes nach tektonischen, metamorphen bzw. stratigraphischen Gesichtspunkten wurde erst 1976 (TROLL et al., 1976) neu versucht. Dabei stellte sich heraus, daß eine genauere Kenntnis des „Hangendkomplexes“ wünschenswert erschiene, um die von TROLL & HÖLZL (1974) begonnenen Arbeiten im „Liegendkomplex“ zu ergänzen.

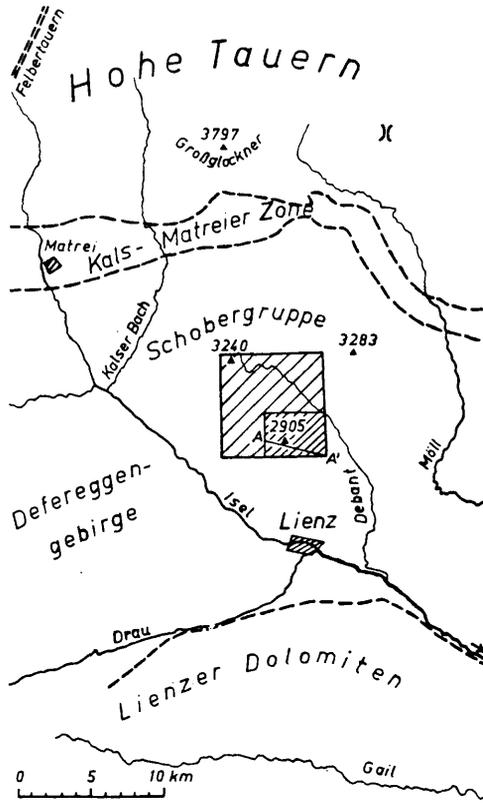
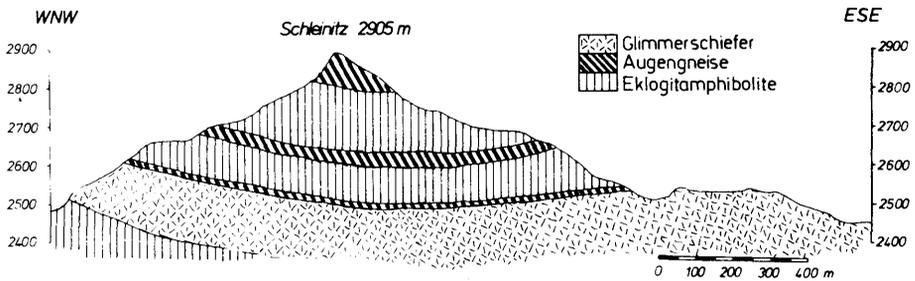


Abb. 1:

Lage des Arbeitsgebietes (weit schraffierter Ausschnitt vgl. Kartenbeilage) und des Profils (A - A': Abb. 2). Der eng schraffierte Ausschnitt gibt den durch petrographische und tektonische Untersuchungen erfaßten Bereich wieder.

Abb. 2:

Geologisches Profil durch das Schleinitzgebiet.



Das Gebiet um die Schleinitz (2905 m, etymologisch wohl von Slivnica) in der südwestlichen Schobergruppe nördlich der Bezirkshauptstadt Lienz (Abb. 1) erweist sich von seinem geologischen Aufbau her als ein geeignetes Feld für petrographische und tektonische Forschungen, da die Gesteinsschichten verhältnismäßig ungestört sind und flach lagern, was auch aus den Studien von SENARCLENS-GRANCY (1965) hervorgeht (vgl. Abb. 2).

2. Geologische Situation

Die Kartenbeilage (Beil. 10) enthält alle in den letzten zehn Jahren durchgeführten Spezialkartierungen von Georg TROLL, Eckart HÖLZL, Frank SÖLLNER, Rainer FORST, Wolfgang DAIMINGER und Siegfried BAUMGARTNER im Gebiet zwischen Prijakt und Schleinitz, Isel und Debant. In diesem Raum befinden sich im Norden und Nordosten Gesteine des „Liegendkomplexes“, die durch die sogenannte „Schuppenzone“ (CLAR 1927) von den weiter südlich auftretenden Gesteinen des „Hangendkomplexes“ getrennt sind. Die „Schuppenzone“ setzt mit dem liegenden Augengneisband am Hangfuß der Prijakte ein und verläuft über den Barrenlesee und nördlich der Großen Mirnitzspitze (2985 m) nach Osten und biegt östlich der Großen Mirnitzspitze nach Südosten um. Sie findet sich im unteren Osthang der Großen Rotspitze (3053 m) im Schulterbachkar wieder und setzt sich nach Südosten über den Trelebitsch-Bach (Karschulter in 1850 m) bis ins Debanttal fort. Daraus folgt, daß im Großbau der Schobergruppe der „Hangendkomplex“ flach nach Südosten eintaucht. Inwieweit die „Schuppenzone“ eine tektonische Überschiebungsgrenze ist, bleibt dahingestellt. Alle Beobachtungen lassen darauf schließen, daß die Korngefüge rekristallisiert sind; außerdem lassen sich keine jungen, flachen Bewegungen an den Grenzflächen zwischen Liegend- und Hangendkomplex finden. Unserer Ansicht nach ist der Begriff „Schuppenzone“ irreführend, da an dieser Grenze eindeutige Verschuppungen nicht nachzuweisen sind, und da sich „Liegend- und Hangendkomplex“ in erster Linie durch verschiedenen Gesteinsbestand voneinander unterscheiden (TROLL & HÖLZL 1974, 3–7).

Wir schlagen deshalb vor, den Begriff „Schuppenzone“ fallen zu lassen und eher von der Liegend/Hangend-Grenzfläche zu sprechen. Zudem treten in der Schobergruppe vorwiegend steile Störungen auf, die bereits von SÖLLNER 1973 (in TROLL et al. 1976, S. 502) in einer Photolineamentkarte dargestellt wurden. Die darin dargestellten Störungsrichtungen setzen sich nach Süden ins Schleinitzgebiet fort und konnten bestätigt werden.

3. Gesteinsbeschreibung

Die Gesteine des Schleinitzgebietes gliedern sich in folgende Abfolgen:

- 3.1. metasedimentäre (pelitisch bis psammitisch) Abfolge aus Glimmerschiefern und Gneisen als Liegendes des „Hangendkomplexes“
- 3.2. metavulkanische (tholeiitbasaltisch bis rhyolitisch) Abfolge aus Mikroklingneisen und Eklogitamphiboliten
- 3.3. Metapegmatitgang

3.1.1 Glimmerschiefer

Die Glimmerschiefer bilden in der Regel eine enge Wechsellagerung mit Gneisen im dm- bis m-Bereich. Die Übergänge sind dabei fließend ausgebildet. Die Gesteine wurden durch Modalanalysen klassifiziert. Ihre Mittelwerte werden in der Tabelle 1

Das Gebiet um die Schleinitz (2905 m, etymologisch wohl von Slivnica) in der südwestlichen Schobergruppe nördlich der Bezirkshauptstadt Lienz (Abb. 1) erweist sich von seinem geologischen Aufbau her als ein geeignetes Feld für petrographische und tektonische Forschungen, da die Gesteinsschichten verhältnismäßig ungestört sind und flach lagern, was auch aus den Studien von SENARCLENS-GRANCY (1965) hervorgeht (vgl. Abb. 2).

2. Geologische Situation

Die Kartenbeilage (Beil. 10) enthält alle in den letzten zehn Jahren durchgeführten Spezialkartierungen von Georg TROLL, Eckart HÖLZL, Frank SÖLLNER, Rainer FORST, Wolfgang DAIMINGER und Siegfried BAUMGARTNER im Gebiet zwischen Prijakt und Schleinitz, Isel und Debant. In diesem Raum befinden sich im Norden und Nordosten Gesteine des „Liegendkomplexes“, die durch die sogenannte „Schuppenzone“ (CLAR 1927) von den weiter südlich auftretenden Gesteinen des „Hangendkomplexes“ getrennt sind. Die „Schuppenzone“ setzt mit dem liegenden Augengneisband am Hangfuß der Prijakte ein und verläuft über den Barrenlesee und nördlich der Großen Mirnitzspitze (2985 m) nach Osten und biegt östlich der Großen Mirnitzspitze nach Südosten um. Sie findet sich im unteren Osthang der Großen Rotspitze (3053 m) im Schulterbachkar wieder und setzt sich nach Südosten über den Trelebitsch-Bach (Karschulter in 1850 m) bis ins Debanttal fort. Daraus folgt, daß im Großbau der Schobergruppe der „Hangendkomplex“ flach nach Südosten eintaucht. Inwieweit die „Schuppenzone“ eine tektonische Überschiebungsgrenze ist, bleibt dahingestellt. Alle Beobachtungen lassen darauf schließen, daß die Korngefüge rekristallisiert sind; außerdem lassen sich keine jungen, flachen Bewegungen an den Grenzflächen zwischen Liegend- und Hangendkomplex finden. Unserer Ansicht nach ist der Begriff „Schuppenzone“ irreführend, da an dieser Grenze eindeutige Verschuppungen nicht nachzuweisen sind, und da sich „Liegend- und Hangendkomplex“ in erster Linie durch verschiedenen Gesteinsbestand voneinander unterscheiden (TROLL & HÖLZL 1974, 3–7).

Wir schlagen deshalb vor, den Begriff „Schuppenzone“ fallen zu lassen und eher von der Liegend/Hangend-Grenzfläche zu sprechen. Zudem treten in der Schobergruppe vorwiegend steile Störungen auf, die bereits von SÖLLNER 1973 (in TROLL et al. 1976, S. 502) in einer Photolineamentkarte dargestellt wurden. Die darin dargestellten Störungsrichtungen setzen sich nach Süden ins Schleinitzgebiet fort und konnten bestätigt werden.

3. Gesteinsbeschreibung

Die Gesteine des Schleinitzgebietes gliedern sich in folgende Abfolgen:

- 3.1. metasedimentäre (pelitisch bis psammitisch) Abfolge aus Glimmerschiefern und Gneisen als Liegendes des „Hangendkomplexes“
- 3.2. metavulkanische (tholeiitbasaltisch bis rhyolitisch) Abfolge aus Mikroklingneisen und Eklogitamphiboliten
- 3.3. Metapegmatitgang

3.1.1 Glimmerschiefer

Die Glimmerschiefer bilden in der Regel eine enge Wechsellagerung mit Gneisen im dm- bis m-Bereich. Die Übergänge sind dabei fließend ausgebildet. Die Gesteine wurden durch Modalanalysen klassifiziert. Ihre Mittelwerte werden in der Tabelle 1

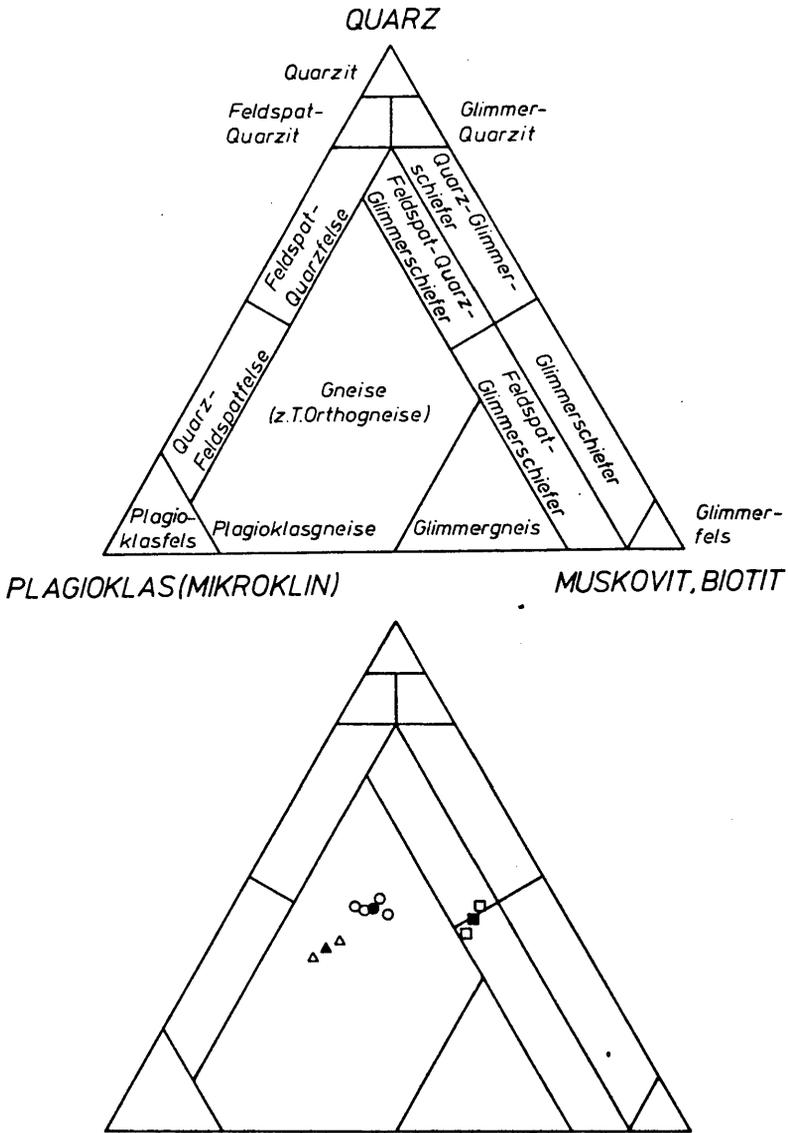


Abb. 3: Nomenklaturdiagramm für mesozonale Metamorphite mit Quarz, Glimmer und Feldspäten als Hauptgemengteile; vereinfacht gezeichnet nach FRITSCH et al. in SYMPOSION (1967). Kreise stellen Gneise, Dreiecke Mikroklingneise, Vierecke Glimmerschiefer dar. Ausgefüllte Signaturen bedeuten Mittelwerte (vgl. Tabellen 1-4).

und 2 wiedergegeben. Sie werden ferner in Abb. 3 untereinander verglichen.

Tabelle 1: Modalanalysen von Gneisen (Vol.-%) des Trelebitkars und seiner Umrahmung N Lienz, Osttirol.

Nr.	1	2	3	4	Mittel
Quarz	42,8	38,9	39,6	44,9	41,5
Plagioklas	33,3	29,4	27,7	28,9	29,8
Mikroklin	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.
Hellglimmer	4,4	1,5	6,0	5,2	4,3
Biotit	13,3	10,3	17,4	14,0	13,8
Chlorit	2,2	8,3	1,8	4,8	4,3
Granat	1,5	6,3	4,7	0,3	3,2
Staurolith	—	0,7	—	—	0,2
Epidot, Klinozoisit, Orthit	0,3	0,1	0,3	0,3	0,3
Apatit	0,6	0,1	0,5	0,5	0,4
Zirkon, Rutil, Titanit	0,3	0,9	1,0	0,5	0,7
Erz	1,3	3,5	1,0	0,6	1,5
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	4000	2000	3500	5000	14500

- Nr. 1: Mittelwert von drei Modalanalysen von Biotit-Plagioklas-Gneisen der Fundpunkte (Geographische Koordinaten): $12^{\circ}45'56''$ / $46^{\circ}54'5''$; $12^{\circ}54'6''$; $12^{\circ}44'29''$ / $46^{\circ}54'5''$.
- Nr. 2: Modalanalyse eines Granat-Porphyroblasten-Gneises (Geographische Koordinaten: $12^{\circ}44'56''$ / $46^{\circ}54'11''$).
- Nr. 3: Mittelwert von zwei Modalanalysen von Biotit-Gneisen der Fundpunkte mit geographischen Koordinaten: Gipfel Trelebitschkopf P. 2838 ($12^{\circ}44'34''$ / $46^{\circ}54'34''$); $12^{\circ}44'46''$ / $46^{\circ}54'26''$.
- Nr. 4: Mittelwert von vier Modalanalysen von feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Gneisen der Fundpunkte (Geographische Koordinaten): $12^{\circ}46'21''$ / $46^{\circ}54'7''$; $12^{\circ}45'31''$ / $46^{\circ}53'56''$; Trelebitsch Törl P. 2726: $12^{\circ}44'24''$ / $46^{\circ}54'22''$; $12^{\circ}45'39''$ / $46^{\circ}54'13''$.

Glimmerschiefer mit höherem Plagioklasgehalt (im allgemeinen 10 Vol.-%) führen meist mehr Granat als plagioklasärmere Glimmerschiefer, Staurolith-führende Glimmerschiefer haben meist einen noch höheren Plagioklasanteil (15 bis 20 Vol.-%). Solche Granatglimmerschiefer (Abb. 4) bzw. Staurolith-Granat-Glimmerschiefer treten gehäuft in der Umgebung der Neualpseen auf. Die Staurolithe (Abb. 5) erreichen dort mittlere Längen von 2 cm (maximale Länge 4 cm); die Granate besitzen mittlere Durchmesser von 0,5 cm (maximal 2 cm ϕ). Der Granat tritt in zwei Generationen auf. Granat 1 ist vorwiegend reliktsch vorhanden; die Reste sind stark zerbrochen und diaphthoritisch in Biotit, Hellglimmer, Epidot, Klinozoisit, Quarz, Serizit, Erz und sehr selten in Orthit umgewandelt. Die Umwandlungsprodukte bilden manchmal Pseudomorphosen nach Granat. Ihre Lage und wirbelige Umwachsungen von Glimmern deuten gelegentlich ein Rotationsgefüge an. Granat 2 ist im Gegensatz dazu in idiomorphen, einschlußarmen Körnern (Abb. 6) bis 1 mm Größe ausgebildet.

Tabelle 2: Modalanalysen von Glimmerschiefern (Vol.-%) des Schleinitzgebietes N Lienz, Osttirol.

Nr.	1	2	Mittel
Quarz	40,8	36,6	38,7
Plagioklas	12,3	16,7	14,5
Mikroklin	—	0,1	Sp.
Hellglimmer	8,1	14,8	11,5
Biotit	25,7	22,9	24,3
Chlorit	4,8	1,8	3,3
Granat	3,9	3,0	3,5
Staurolith	0,7	Sp.	0,4
Epidot, Klinozoisit, Orthit	0,9	1,6	1,2
Apatit	0,4	0,5	0,4
Erz	1,4	1,2	1,3
Zirkon, Turmalin, Rutil, Titanit	1,0	0,8	0,9
Summe	100,0	100,0	100,0
Punkte	8000	11500	19500

Nr. 1: Mittelwert aus 4 Modalanalysen von Fundpunkten des Schleinitzgebietes mit folgenden geographischen Koordinaten: $12^{\circ}45'57'' / 46^{\circ}53'58''$; $12^{\circ}45'38'' / 46^{\circ}53'54''$; $12^{\circ}45'35'' / 46^{\circ}53'37''$; $12^{\circ}45'48'' / 46^{\circ}53'39''$.

Nr. 2: Mittelwert aus 10 Modalanalysen folgender Fundpunkte im Trelebitschkar und seiner Umrahmung mit folgenden geographischen Koordinaten: $12^{\circ}46'52'' / 46^{\circ}54'12''$; $12^{\circ}45'14'' / 46^{\circ}54'32''$; $12^{\circ}45'16'' / 46^{\circ}54'26''$; $12^{\circ}45'39'' / 46^{\circ}54'13''$; $12^{\circ}45'28'' / 46^{\circ}54'34''$; $12^{\circ}45'42'' / 46^{\circ}54'3''$; $12^{\circ}45'8'' / 46^{\circ}54'4''$; $12^{\circ}45'8'' / 46^{\circ}54'4''$; $12^{\circ}45'47'' / 46^{\circ}54'32''$; $12^{\circ}46'20'' / 46^{\circ}54'26''$.

Die Glimmerschiefer des Schleinitzgebietes besitzen gegenüber denen des „Liegendkomplexes“ selten Quarzgehalte über 50 Volumenprozent. Mikroklin ist nur da und dort spurenweise unter 1 Volumenprozent vorhanden.

3.1.2 Gneise

Die in Tabelle 2 wiedergegebenen Modalanalysen der Gneise der metasedimentären Abfolge zeigen gegenüber den Analysen der Glimmerschiefer (Tab. 1) um oft mehr als 100 % gesteigerte Plagioklasgehalte bei annähernd gleichem Quarzgehalt auf Kosten des Glimmeranteils. Da die Glimmerschiefer und Gneise keine Anzeichen von Stoffmobilisationen zeigen, sind die modalen Unterschiede auf primäre stoffliche oder fazielle Unterschiede zurückzuführen.

3.2.1 Mikroklingneise

Mikroklingneise treten in zwei Arten auf, einmal augenfreie Mikroklingneise und zum anderen Mikroklin-Augengneise. Die modale Zusammensetzung beider Arten gibt Tabelle 3 wieder. Daraus geht hervor, daß es sich wohl nur um Gefügevarietäten handelt.

Tabelle 3: Modalanalysen von Mikroklin-Gneisen (Vol.-%) des Schleinitzgebietes N Lienz, Osttirol.

Nr.	1	2	Mittel
Quarz	37,0	32,8	34,9
Plagioklas	15,5	13,7	14,6
Mikroklin	24,5	31,3	27,9
Hellglimmer	12,6	6,9	9,8
Biotit	6,3	9,7	8,0
Chlorit	2,1	1,4	1,8
Granat	—	0,9	0,5
Epidot, Klinozoisit, Orthit	1,0	1,6	1,3
Carbonat	—	0,3	0,1
Apatit	0,3	0,5	0,4
Zirkon, Turmalin, Rutil	0,4	0,7	0,5
Titanit	—	—	—
Erz	0,3	0,2	0,2
Summe	100,0	100,0	100,0
Punkte	9000	3000	12000

Nr. 1: Mittelwert aus 5 Modalanalysen von Mikroklin-Augengneisen folgender Fundpunkte (geographische Koordinaten): $12^{\circ}45'02''$ / $46^{\circ}53'47''$; $12^{\circ}44'29''$ / $46^{\circ}53'42''$; $12^{\circ}47'0''$ / $46^{\circ}53'54''$; $12^{\circ}45'57''$ / $46^{\circ}54'29''$; $12^{\circ}45'50''$ / $46^{\circ}54'28''$.

Nr. 2: Mittelwert aus 2 Modalanalysen von augenfreien Mikroklingneisen folgender Fundpunkte: $12^{\circ}44'54''$ / $46^{\circ}53'43''$; $12^{\circ}46'29''$ / $46^{\circ}54'5''$ (Wandfuß der östlichen Sattelköpfe in 2240 m Höhe).

Im Schleinitzgebiet treten vom Liegenden zum Hangenden vier konkordante Mikroklingneisbänder mit einer Mächtigkeit zwischen 5 und 15 Metern auf, die eine treffliche Gliederung des Hangendkomplexes zulassen: Das erste Band bildet die Basis des „Hangendkomplexes“ und zieht reduziert und tektonisch zerstückelt östlich der Grünleitscharte durch, setzt sich am südlichen Wandfuß des Rückens P. 2414 m (Abb. 7) zur Trelebitsch-Alm fort und zieht oberhalb der Nußdorfer Alm (E P. 2105 m) nach Süden. Das zweite Band verläuft bereits in der metavulkanisch-metasedimentären Wechselfolge, durchzieht die Nordwand der Sattelköpfe (Abb. 8), bildet weiter westlich den Fuß der Schleinitz-Nordwand (Abb. 9). In den südlichen Felsabstürzen der Schleinitz findet man das Band in der Trelebitsch-Scharte (Abb. 10) und westlich der Neualpl-Seen. Das dritte Band bildet eine Zwischenlage innerhalb der basischen Folge der Eklogitamphibolite und durchzieht den Schleinitz-Gipfelaufbau in etwa 2700 m Höhe. Das vierte Band baut den Gipfel der Schleinitz (P. 2905 m) auf. Ein Handstück dieses Mikroklin-Augengneises (Abb. 11) zeigt deutlich die von Glimmerbahnen umflaszerten Mikroklinaugen.

Mikroskopisch zeigt sich, daß Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz bei den Porphyroblasten wesentlich häufiger als bei den Mikroklinen der Grundmasse auftreten. Die Mikroklingitterung ist bei beiden gleich gut entwickelt. Die Großkristalle sind Tafeln von durchschnittlich 3 cm Länge zu 1,2 cm Breite (maximal 5 cm zu 3,5 cm). Die



Abb. 4: Glimmerbahnen zeichnen Feinfältelung nach. Granatführender Plagioklas-Glimmerschiefer (Schliff Nr. 13347, ohne Analysator). Bildbreite 20 mm.



Abb. 5: Staurolith ist von Säumen aus Hellglimmer und Biotit umgeben und stark zerbrochen. Staurolith-führender Granatporphyroblasten-Gneis (Schliff Nr. 12925, mit Analysator). Bildbreite 3,6 mm.

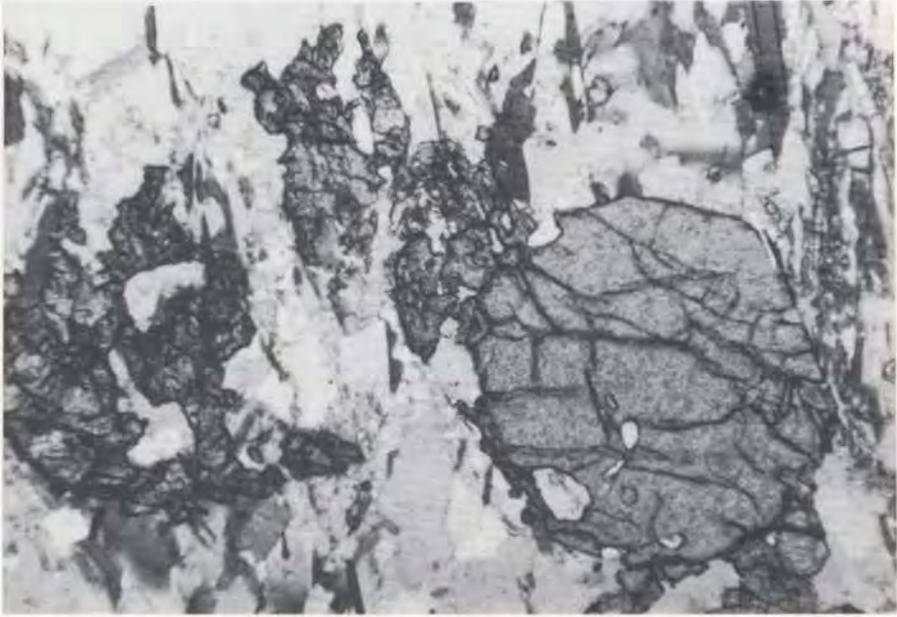


Abb. 6: Nahezu idiomorpher Granat II neben Skeletten von Granat I (links). Granatführender Plagioklas-Glimmerschiefer (Schliff Nr. 13346, ohne Analysator). Bildbreite 1,8 mm.

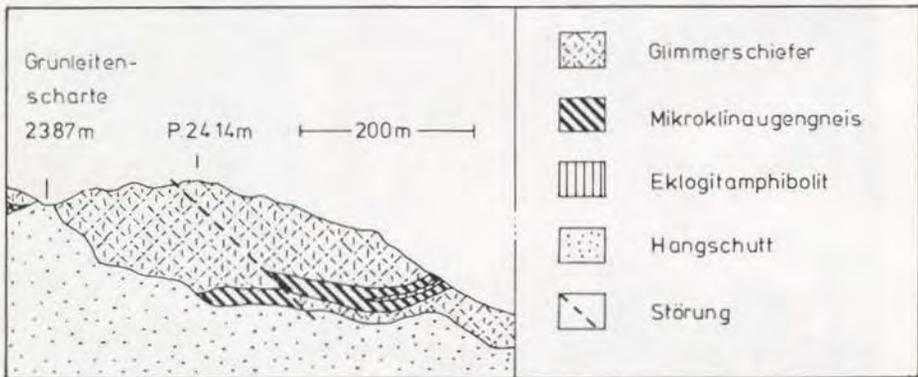


Abb. 7: Mikroklinaugengneis-Band mit geringmächtiger Einschaltung von Eklogitamphibolit im Bereich der Grünleiten-schichte.

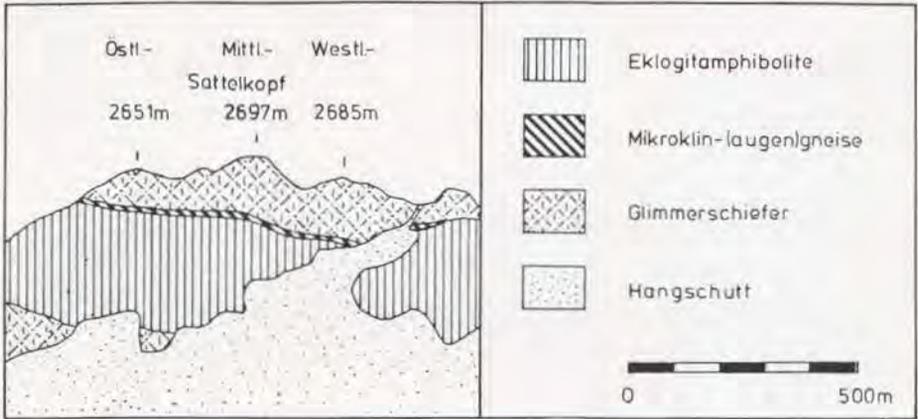


Abb. 8: Nordabstürze der Sattelköpfe, vom Trelebitschkar aus gesehen.

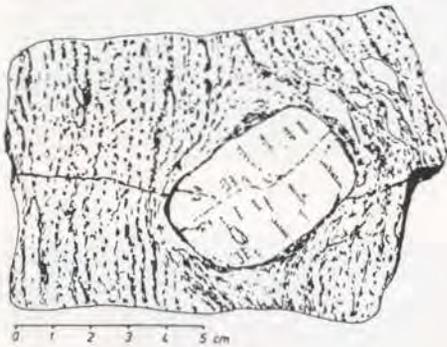


Abb. 9:

Mikroclin-Großkristall in einem tektonisch relativ gering beanspruchten Augengneise wird an einer Seite von kleineren, verformten Mikroclinäugen begleitet. Handstück Nr. 1962 vom NW-Grat der Schleinitz.

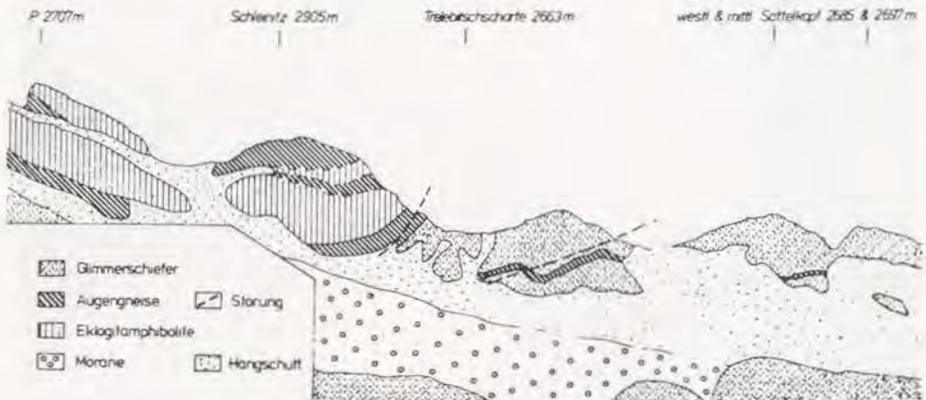


Abb. 10: Panorama von W über N nach NE vom Gipfelaufbau der Schleinitz (Blickwinkel ca. 145°). Der Aufnahmestandpunkt befindet sich 50 m NNW Punkt 2539 m auf 2500 m Höhe.



Abb. 11: Mikroklin-Augengneis (Handstück Nr. 19132) aus dem Gipfelbereich der Schleinitz.



Abb. 12: Granat-Idioblast, umgeben von einem Kelyphitsaum aus Amphibol. Magnetit (schwarz) begrenzt den Saum nach außen. Kelyphitischer Eklogitamphibolit (Schliff Nr. 13194 ohne Analysator). Bildbreite 10 mm.

Grundmasse-Mikrokline haben Korngrößen zwischen 0,5 und 2 mm. Infolge der Zerschierung und Plättung kommt es vor, daß sich Augen aus mehreren Mikroklin-Subindividuen zusammensetzen.

Tabelle 4: Modalanalysen von amphibolführenden Gesteinen (Vol.-%) des Schleinitzgebietes N Lienz, Osttirol.

Nr.	1	2	3	4	5
Quarz	5,1	7,1	6,3	22,5	21,7
Plagioklas	4,6	4,3	5,6	30,6	18,4
Hellglimmer	Sp.	Sp.	—	0,9	Sp.
Biotit	5,9	1,4	8,2	15,7	31,3
Chlorit	1,1	1,2	0,4	1,3	2,0
Granat	12,6	0,8	—	2,2	8,1
Epidot,					
Klinozoisit	6,5	16,9	3,4	4,4	4,3
Amphibol	27,5	56,2	68,7	14,0	3,2
diablastisches					
Gewebe	27,0	Sp.	—	—	—
Apatit, Zirkon,					
Turmalin, Rutil,	3,8	3,2	2,7	1,3	1,5
Carbonat	3,9	8,5	2,3	5,5	6,8
Erz 2,0	0,4	2,4	1,6	2,7	
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	12000	2500	4500	2500	5000

Nr. 1: Mittelwert aus 9 Eklogit-Amphiboliten von folgenden Fundpunkten (geographische Koordinaten): $12^{\circ}44'49''$ / $46^{\circ}53'40''$; $12^{\circ}45'04''$ / $46^{\circ}53'49''$; $12^{\circ}44'30''$ / $46^{\circ}53'59''$; $12^{\circ}46'13''$ / $46^{\circ}53'42''$; Grünleitscharte P. 2387: $12^{\circ}45'34''$ / $46^{\circ}54'35''$; $12^{\circ}46'32''$ / $46^{\circ}54'30''$; $12^{\circ}46'16''$; $12^{\circ}45'50''$ / $46^{\circ}54'6''$; $12^{\circ}45'8''$ / $46^{\circ}54'4''$.

Nr. 2: Mittelwert aus 2 Epidotamphiboliten von folgenden Fundpunkten (geographische Koordinaten): $12^{\circ}46'32''$ / $46^{\circ}54'30''$; $12^{\circ}45'31''$ / $46^{\circ}53'57''$.

Nr. 3: Mittelwert aus 3 Modalanalysen von Amphiboliten von folgenden Fundpunkten: $12^{\circ}44'35''$ / $46^{\circ}53'45''$; $12^{\circ}46'54''$ / $46^{\circ}53'49''$; $12^{\circ}45'45''$ / $46^{\circ}54'7''$.

Nr. 4: Mittelwert aus 2 Modalanalysen von Hornblendegneisen von folgenden Fundpunkten: $12^{\circ}44'27''$ / $46^{\circ}53'43''$; $12^{\circ}46'20''$ / $46^{\circ}54'5''$.

Nr. 5: Mittelwert aus 3 Hornblende-führenden Glimmerschiefern von folgenden Fundpunkten: $12^{\circ}46'54''$ / $46^{\circ}53'49''$; Schutthalde östlich unterhalb Sattelkopf; $12^{\circ}45'31''$ / $46^{\circ}53'56''$.

3.2.2 Die Eklogitamphibolite

Amphibol-führende Gesteine sind vorherrschend in den zum Trelebitschkar abfallenden Nordwänden der Schleinitz und der Sattelköpfe aufgeschlossen. Es handelt sich in erster Linie um Umwandlungsprodukte ehemaliger Eklogite, die als Eklogitamphibolite zu bezeichnen sind, da sie mehr als 20 % sekundären Amphibol führen (RICHTER 1973). Die mineralogische Zusammensetzung geht aus Tabelle 4 (Nr. 1–3) vor. Die Umwandlungen führen vom Eklogit über Symplektitbildung, Kelyphiti-

sierung (Abb. 12) und Amphibolitisierung zu Epidotamphibolit und Granatamphibolit. Die Vorgänge der Eklogitumwandlung sind von RICHTER (1973) und von TROLL & Mitarbeitern (1976, S. 493–497) beschrieben worden.

Neben dieser im ostalpinen Altkristallin klassischen Ausbildung retrograder Eklogitamphibolite und ihrer Derivate treten noch eine ganze Anzahl mineralogisch und chemisch anders zusammengesetzter Gesteine mit Hornblendeführung auf, die nach den Geländebefunden eine enge Wechsellagerung zeigen und daher eindeutig zur vulkanogenen Sedimentabfolge zählen. Es sind Hornblendegneise (vgl. Tab. 4, Nr. 4) und hornblendeführende Glimmerschiefer (vgl. Tab. 4, Nr. 5) mit stark wechselndem Plagioklasgehalt. Die modale Zusammensetzung solcher gebänderter Plagioklasamphibolite bis Hornblendegneise schwankt im cm- bis dm-Bereich. Außerdem schwankt gleichzeitig ihr Biotitgehalt beträchtlich.

3.3 Metapegmatitgang

Der Pegmatitgang hat eine stark wechselnde Mächtigkeit (1 bis 20 m), die sowohl intrusiven als tektonischen Ursprungs sein kann (Abb. 13). Der Gang zieht NW-SE (siehe Kartenbeilage) von der Ostwand der großen Rotspitze nach SE durch das Trelebitschkar (Karboden in 2300 m Höhe) und weiter zum Ostgrad der Sattelköpfe (zwischen Östlichen Sattelkopf und Punkt 2230).

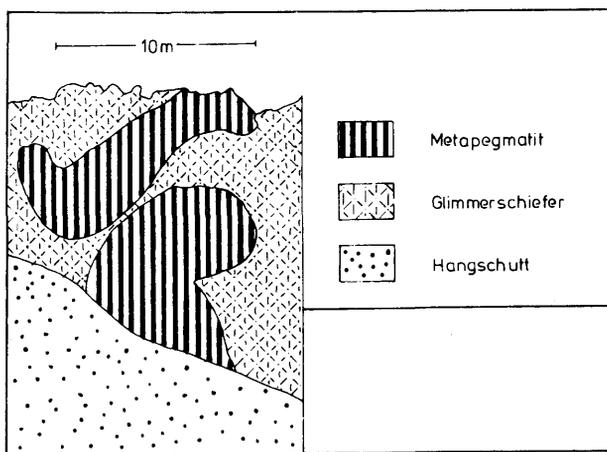


Abb. 13: Aufschluß in verfalltetem und abgesichertem Metapegmatit-Gang am Grat Grünleiten-scharte-Trelebitschkopf.

Der Metapegmatit führt neben Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz reinen Muskovit, Turmalin (Schörl) und bis 10 cm große Granate. Die Minerale sind niemals ungestört erhalten; vielmehr engscharig zerschert und teilweise zertrümmert. Unter dem Mikroskop erscheinen Mörtelquarze, welche die Bruchstrukturen ausheilen. Die Hellglimmer bilden großflächige Pakete, die aus Altbestand von großtafeligen Muskoviten und kleinschuppigen Glimmerneubildungen bestehen. Diffraktometrische Untersuchungen ergaben einen $d(060)$ -Wert von $1,5014 \text{ \AA}$, was reinem Muskovit entspricht (BRACK 1977, S. 91; geographische Koordinaten: $12^{\circ}45'40'' / 46^{\circ}54'19''$).

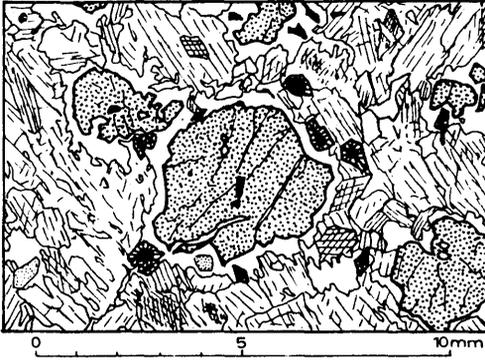


Abb.14:
 Eklogitamphibolit von der Schleinitz (geographische Koordinaten $12^{\circ}44'49''/46^{\circ}53'40''$), Schliff Nr. 12842 (vgl. Tab. 4, Nr. 1). Granat (fett punktiert) mit einem Kelyphitsaum von Plagioklas (ohne Signatur) und Rutil im Kern. Erzkörner sind von Titanit ummantelt. Amphibole (durch Spaltstrisse gekennzeichnet) haben sich in der Nähe des Granats zum Teil auf Kosten des diablastischen Gewebes vergrößert. Apatit ist fein punktiert dargestellt.

4. Tektonik

Der Gebirgsbau rund um die Schleinitz paßt sich im Großen in den von SÖLLNER (in TROLL et al. 1976, S. 501–506) konzipierten tektonischen Baustil des Hangendkomplexes ein. Die neu im Gelände gemessenen Daten gibt die Abb. 15 wieder. Hervortretend ist eine starke Einengung in NE-SW-Richtung mit ihrer in 130° bis 140° -streichenden und 10° bis 20° nach SE einfallenden Faltenachse. Es handelt sich um die B_2 -Faltenachsen von SÖLLNER (in TROLL et al. 1976). Das umlaufende Streichen über den NW-Grat der Schleinitz verdeutlicht den flachen Muldenbau, der ja im Prijaktgebiet gleichermaßen vorhanden ist (TROLL et al. 1976, Abb. 3, S. 491, Bereich Hoher Prijakt). Zwei Möglichkeiten bieten sich zur Deutung dieser parallelen Situation an:

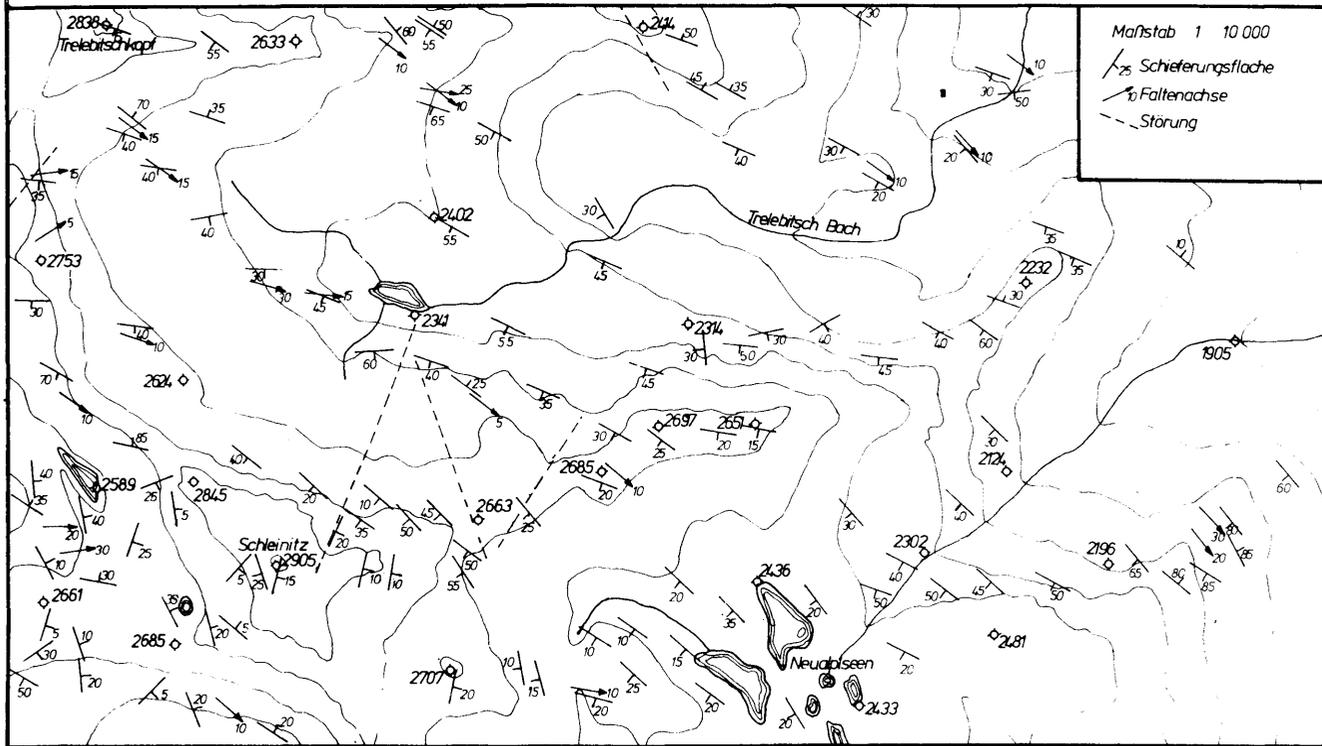
1. eine Aufschuppung der Schleinitzmasse, so daß dadurch eine Verdoppelung der Eklogitamphibolit-Augengneis-Folge der Prijakte resultiert,
2. eine stratigraphisch ins Hangende sich fortsetzende vulkanogene Serie in der Schleinitz.

Das Fehlen von flachen Störungen zwischen Alkuser See und Sattelköpfen legt die zweite Deutungsmöglichkeit nahe. Die Gefügeunterschiede innerhalb der Augengneise erschweren eine petrographische Korrelation über größere Entfernungen. Dazu treten fazielle und primäre Mächtigkeitsunterschiede, mit denen man in einer vulkanogenen Abfolge zu rechnen hat.

Daneben tritt untergeordnet eine zweite, E-W-streichende und flach nach E abtauchende Faltenachse B_3 auf, die der alpidischen Einengungsrichtung entsprechen könnte. Auf der tektonischen Karte (Abb. 14) erscheinen diese Achsen ab und zu neben den vorherrschenden B_2 -Achsen. Die Mineralstreckungen (c-Achsen der Amphibole) verlaufen in Richtung der B_2 -Achsen und belegen eine synkristalline Deformation während der Hauptmetamorphose der BRACK (1977, S. 39) kaledonisches Alter (440 ± 13 Mill. Jahre) zuziñt.

Postkristalline Deformation (Knickbänder in Biotit, Zerbrecben von Staurolith und Granat, Interdeformation des Metapegmatits etc.) gehören einer späteren Phase an, deren Druck-Temperatur-Bedingungen ein geringeres Ausmaß gehabt haben müssen. Es kommt hier nur eine Zuordnung zur B_3 -Faltung oder der Einfluß junger, steil-stehender Störungen in Betracht.

TEKTONISCHE KARTE DER SÜDLICHEN SCHOBER-GRUPPE I OSTTIROL



12°45' E von Greenwich

12°46'

12°47'

Abb. 15: Tektonische Karte der südlichen Schobergruppe/Osttirol.

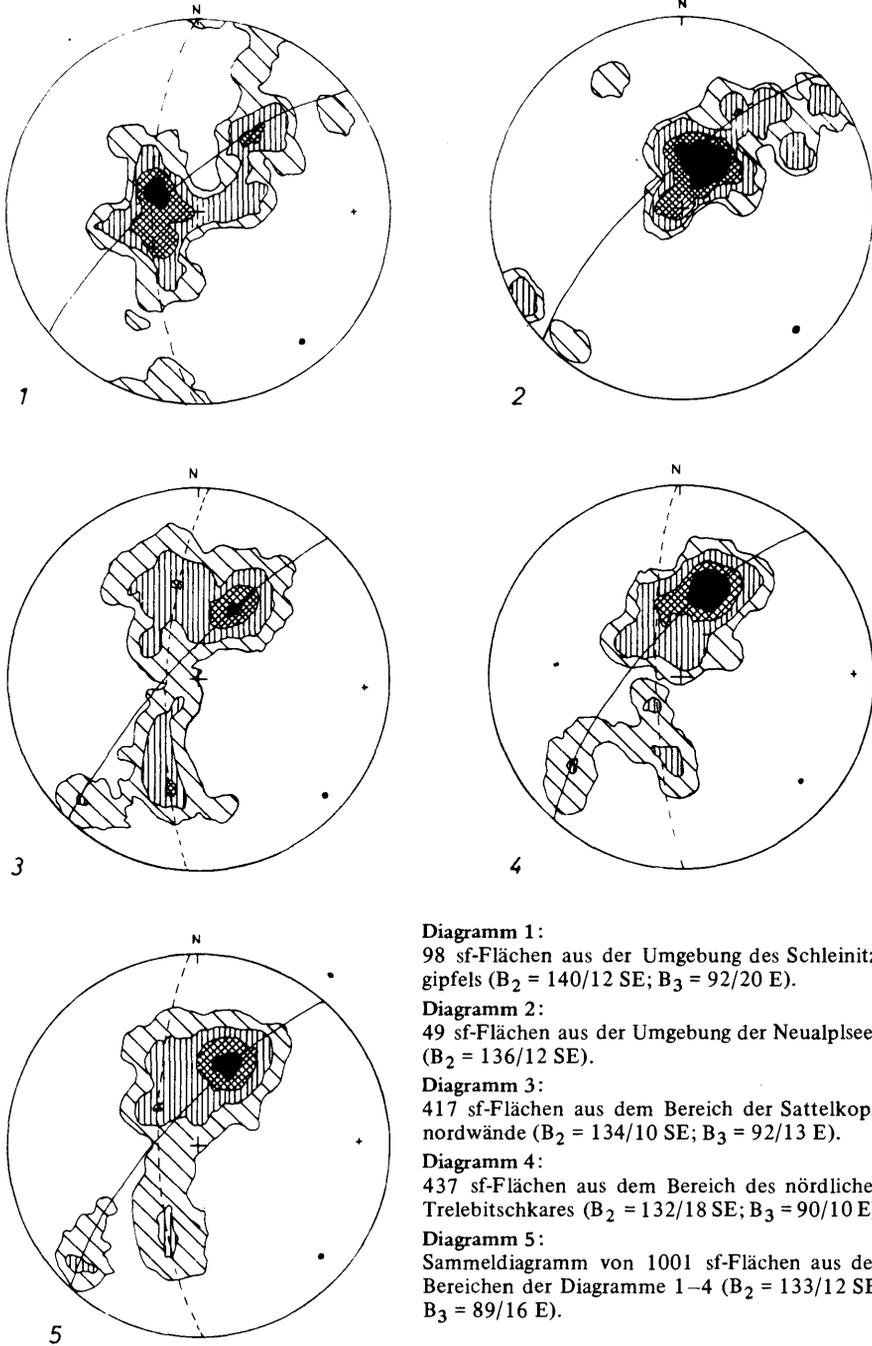


Abb. 16: Diagramme zur Tektonik des Schleinitzgebietes.

In Abbildung 15 sind die Besetzungsdichten von Schieferungsflächenpolen in fünf Diagrammen zusammengefaßt, die vier verschiedene Bereiche repräsentieren; und dazu ist ein Sammeldiagramm erstellt worden. Die Einheitlichkeit der tektonischen Prägung ist für drei Diagramme überzeugend; eines weicht insofern ab, als die B_3 -Richtung in diesem Teilbereich unterdrückt ist. Das Sammeldiagramm vermittelt ein zweifelfreies Ergebnis: Zwei π -Kreise ergeben mittlere Faltenachsenrichtungen für $B_2 = 133/12$ SE und für $B_3 = 89/16$ E.

5. Diskussion

Das Zentrum des Gebietes liegt ca. 15 km südlich des Tauernfensters und ca. 5 km nördlich der Lienzer Dolomiten. Das Altkristallin ist damit in diesem NS-Querschnitt der Ostalpen auf ca. 20 km eingengt. Bisher war nicht bekannt, zu welchen geologischen Zeiten die Kompression des Gebirges und ihre begleitende Metamorphose stattgefunden haben. Hierzu können nur Ergebnisse der radiometrischen Altersbestimmungen in Verbindung mit der tektonisch-gefügekundlichen Analyse Neues beitragen. Aus mineralogischen Untersuchungen der Eklogite (FORST in TROLL et al. 1976, S.497–500) geht hervor, daß einer Versenkungsmetamorphose mit Mineralparagenesen Granat ($\text{Pyr}_{20} \text{Alm}_{52} \text{Gro}_{18}$) – Klinopyroxen ($\text{Di}_{50} \text{Jd}_{26} \text{Hed}_{11} \text{Ts}_4 \text{Ak}_8 \text{Ti-Augit}_1$) – Amphibol eine Regionalmetamorphose im Bereich der höher tempertierten Amphibolitfazies folgte. Dieser Regionalmetamorphose mit der Paragenese Staurolith-Granat-Disthen kann die B_2 -Faltung zugeordnet werden. Gleichzeitig wurden die syntektonischen Gefüge angelegt, deren kennzeichnendes Merkmal die Streckung der Amphibole ist.

Radiometrische Rb-Sr-Altersbestimmungen an Paragneisen und Mikroklingneisen von BRACK (1977) ergaben Gesamtalter von 440 ± 13 Mill. Jahren, die sowohl die Paragneise als auch Mikroklingneise betreffen, deren Isotopenverhältnisse auf einer gemeinsamen Isochrone liegen.

Nach BRACK handelt es sich dabei um eine durchgreifende Homogenisierung der Sr-Isotope zwischen Gesamtgesteinsbereichen, was eine Deutung der ermittelten Alter als Metamorphosealter impliziert. Es spricht nichts dagegen, dieses ordovizische Metamorphosealter mit der amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose und der B_2 -Faltung zu verbinden, zumal da jüngere kretazische Rb-Sr-Mineralalter von 80–70 Mill. Jahren eine weitere jedoch deutlich niedrigergradige Metamorphose nachweisen, die als frühalpidisch mit der oberostalpinen Deckenüberschiebung korrelierbar ist. Diese Überprägung hat das Korngefüge nur diaphthoritisch beeinflußt. Bisher konnten mit geochronologischen Methoden variszische Alter nicht nachgewiesen werden.

Danksagung

Die Verfasser danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die innerhalb des Schwerpunktprogrammes „Geodynamik des mediterranen Raumes“ Forschungen in der Schobergruppe (Tr 61/10 und 12) unterstützte.

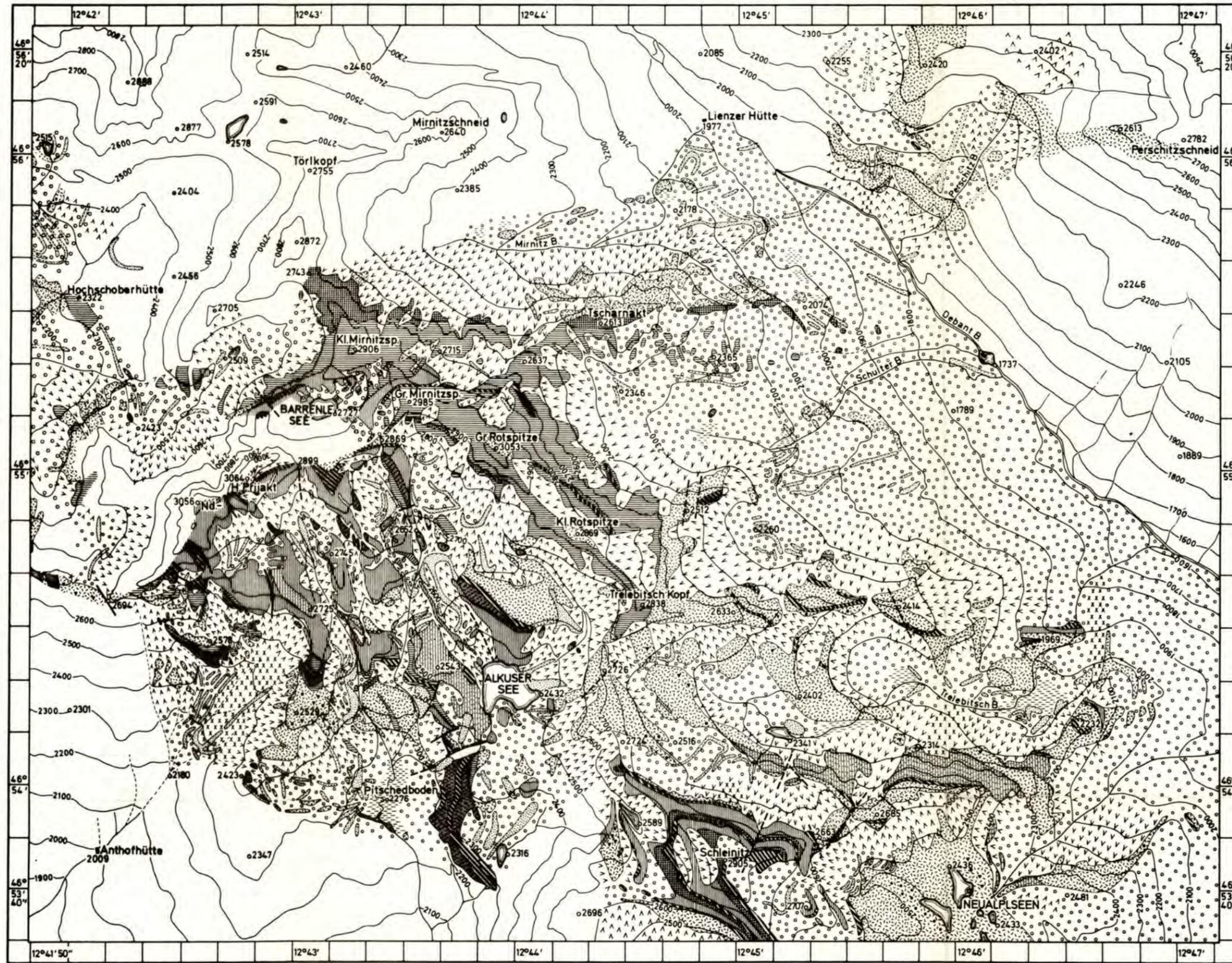
6. Schriftenverzeichnis

ANGEL, F., 1928–30: Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. – Verh. geol. B.-A., 1928, 153–182; Verh. geol. B.-A., 1929, 146–152, 153–156, 156–166, 213–219, 219–224; Verh. geol. B.-A., 1930, 101–106, 107–114, 115–116, Wien.

- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G., 1975: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 1, 50–137, Stuttgart.
- BRACK, W., 1977: Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Österreich. – Diss. Fachbereich Geowiss. Univ. München, 97 S., München [Fotodruck].
- CLAR, E., 1927: Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 63, 72–90, Graz.
- 1927: Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe. – Verh. geol. B.-A., 1927, 229–231, Wien.
- 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., S.-H. G., 11–35, Wien.
- 1976: Vom variscischen Gebirge im Raume der Ostalpen. – Nova Acta Leopoldina, 45, 111–134, Halle/Saale.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K., 1976: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rundschau, 65, 459–482, Stuttgart.
- HOSCHEK, G., 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – Contrib. Miner. Petrol., 22, 208–232, Berlin-Heidelberg-New York.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P., 1975: Some thoughts on the prealpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 22, 175–199, Wien.
- RICHTER, W., 1973: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 19, 1–34, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. & SCHARBERT, S., 1978: The early history of the Eastern Alps. – Z. dt. Geol. Ges., 129, H. 2 (1978), 473–484, Hannover.
- SENARCLENS-GRANCY, W., 1965: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Verh. geol. B.-A., S.-H. G., 246–255, Wien.
- SYMPOSIUM, 1962: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – N. Jb. Mineral. Mh., 1962, 163–172, Stuttgart.
- TROLL, G. & HÖLZL, E., 1974: Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. geol. B.-A., 117, 1–16, Wien.
- TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F., 1976: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rundschau, 65, 483–511, Stuttgart.
- TROLL, G., 1978: The „Altkristallin“ of Eastern Tyrol between Tauern Window and Periadriatic Lineament. – Alps, Apennines, Hellenides – Geodynamic Investigations along Geotraverses by an International Group of Geoscientists. – 149–154, Stuttgart (Schweizerbart).
- VOHRYZKA, K., 1967: Bericht über geologische Aufnahmen in der Schobergruppe, Osttirol im Jahre 1966. – Verh. geol. B.-A., 1967, A 52–A 53, Wien.
- 1968: Bericht über geologische Aufnahmen 1967 in der Schobergruppe, Osttirol, auf Blatt 179/2 und 179/4 der österreichischen Karte 1:25 000. – Verh. geol. B.-A., 1967, A 69–A 70, Wien.

GEOLOGISCHE KARTE DER SÜDWESTLICHEN SCHOBERGRUPPE / OSTTIROL
G. TROLL

Beilage 10



LEGENDE

-  Gewässer
-  Anmooriges Gelände
-  Bergsturz
-  Hangschuttfächer
-  Hang- und Moränenschutt
-  Moränenwall
-  Mikroklin-Augengneis
-  Eklogit-Amphibolit
-  Eklogit-Amphibolit und Biotit-Plagioklas-Gneis in Wechsellagerung
-  Eklogit-Amphibolit und Glimmerschiefer in Wechsellagerung
-  Plagioklas-Amphibolit
-  Biotit-Plagioklas-Gneis
-  Quarz-Plagioklas-Gneis
-  Glimmerschiefer
-  Staurolithführung im Glimmerschiefer
-  Granatführung im Glimmerschiefer
-  Quarzitischer Glimmerschiefer und Glimmerschiefer in Wechsellagerung
-  Metapegmatit
-  Störung a/nachgewiesen b/vermutet

