N 314

+1 BEILAGE

Frau/Herrn Professor FRANK

" " " TOLLMANN als Referenten

zur Begutachtung.

Wien, am 30. Jan. 1981 Der Dekan: Lintner

SERIENGLIEDERUNG, METAMORPHOSE UND ALTERSBESTIMMUNG IN DER REGION DER THIALSPITZE SW LANDECK, TIROL.

Seiten : 125

Abbildungen : 8o

Beilagen : 1o

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
an der Formal- und Naturwissen-
schaftlichen Fakultät der Uni-
versität Wien.

eingereicht von:

Leopold Kreczy
Wien, Februar 1981

Promoviert zum Dr. phil. am 7. Juli 1981

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Professor Dr. Frank geschrieben , dem ich an dieser Stelle dafür danken möchte , daß er jederzeit zur Stelle war , wenn am Ar - Gerät ein Gebrechen auftrat oder ich sonst seiner Hilfe bedurfte . Seine intensive Betreuung ermöglichte den Abschluß dieser Arbeit in relativ kurzer Zeit . Beim Vorstand des geologischen Institutes , Prof. Dr. A. Tollmann , bedanke ich mich für die Durchsicht der Arbeit . Besonders bedanken möchte ich mich bei meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten und mich bei der Anschaffung eines Geländewagens finanziell unterstützten, der die Geländearbeiten bedeutend erleichterte , vor allem in Hinblick auf den Abtransport der für die geochronologischen Untersuchungen benötigten Großproben.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1.Zusammenfassung	1 2
2.Einleitung	3
3.Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins mit einem Abriß der Erforschungsgeschichte.....	4 - 9
4. Beschreibung der tektonischen Einheiten.....	
4.1.Phyllitgneiszone	
4.1.1.Abgrenzung der Phyllitgneise von den Quarzphylliten.....	1o-11
4.1.2.Gesteinsbeschreibung	12-24
4.2.Quarzphyllitzone.....	
4.2.1.Gesteinsbeschreibung.....	25-3o
4.3.Silvrettakristallin.....	
4.3.1.Granat - Staurolith- Glimmerschiefer.....	31-41
4.3.2.Biotit - Fleckengneise	42-51
4.3.3.Pegmatite.....	52-53
4.3.4.Amphibolite.....	54
4.4.Verrucano (Alpiner)	
4.4.1.Zum Begriff.....	58-59
4.4.2.Übersicht über die Verrucanovorkommen im Bereich Thialkopf -Urgtal...	6o-61
4.4.3.Beschreibung der Verrucanovorkommen.....	
4.4.3.1.Verrucano des Thialspitz-Grates.....	62-68
4.4.3.1.1.Dolomitvorkommen in der Verrucanoserie am Thialkopf.....	69-7o
4.4.3.2.Vorkommen im Urgtal.....	71-81
4.4.3.3.Vorkommen bei Puschlin.....	
4.4.3.4.Vorkommen in der Quarzphyllitzone.....	
4.4.3.4.1.Verrucano in der Umgebung der Kälberhütte.....	85
4.4.3.4.2.Vorkommen am Zirmegg -Nordgrat.....	86-87
4.4.3.4.3.Vorkommen von Flirsch.....	88-94
4.4.3.4.4.Vorkommen bei Arzl	95

5.Vererzungen..... 96-99

6.Tektonik.....
6.1.Abtrennung der Phyllitgneiszone von der Silvretta.. 1oo-1o6
6.2.Erläuterungen zur Gefügekarte..... 1o7

7.Altersdatierung ... .
7.1.Analytische Methodik..... 112
7.2. Tabelle der Altersdaten..... 113-115
7.3.Interpretation der Altersdaten..... ..... 116-12o

Summary

Distinction of Series, Metamorphism and Geochronology in the Thialspitze Region SW of Landeck, Tyrol.

In this area, the Silvretta nappe, the Phyllitgneiss zone and the Quartzphyllite zone were determined as tectonic units. For the first time, andalusite was found in the rocks of the Silvretta cristalline in the Flathbach waterfall area, where, up until now, andalusite had only been found in quartz lenses. A permomesozoic transgressiv serie was detected near Puschlin. It could perhyps be seen as primarily layered on the phyllite gneiss stratum. The results of geochronological dating with the K/Ar method show variscian age in the quartz phyllite zone. Geochronological data of the Alpine Verrucano series show a correlation between the age of the material and the grain size of the minerals researched. Geochronological data indicated a relatively intense rejuvenation in the minerals of the Silvretta cristalline as well as in the phyllite gneiss zone, which is narrow in this area. In the Verrucano of the Thialspitze, late alpine heating was not sufficiently strong to cause rejuvenation of the larger mica grains. This was interpreted as an indication that heating more intense than the late alpine heating was neccessary to rejuvenate the larger muscovite grains of the Silvretta cristalline. Cretaceous metamorphism is seen as the main cause for rejuvenation in the cristalline. It is expected that a further influence occurred during the late alpine heating.

Zusammenfassung

Als tektonische Einheiten konnten im Arbeitsgebiet die Silvrettadecke, die Phyllitgneiszone und die Quarzphyllitzone ausgeschieden werden. Im Silvrettakristallin konnten neben den Indexmineralien Staurolith und Sillimanit auch Andalusit gefunden werden. Während das Auftreten von Andalusit in Quarzlinsen in diesem Gebiet schon häufig beobachtet wurde, konnte im Bereich des Flathbach-Wasserfalls erstmals Andalusit im Gestein nachgewiesen werden. Innerhalb der Thialspitzserie konnte keine Schichtfolge ausgeschieden werden, daher auch keine Aussage über verkehrte oder aufrechte Lagerung getroffen werden. Bei Puschlin konnte eine permomesozoische Transgressivserie gefunden werden, die im Verband mit Phyllitgneisen auftritt und möglicherweise als primär dem Phyllitgneis auflagernd gedeutet werden kann.

Die Ergebnisse der Altersdatierung zeigen in der Quarzphyllitzone variszische Alter.

Die Altersdaten aus dem Verrucano zeigen eine Abhängigkeit der Verjüngung von der Korngröße der untersuchten Fraktionen: Die gröberen Fraktionen ergeben stets deutlich höhere Alter als die Fraktion $< 2\mu$ des gleichen Gesteins.

Die Verrucanoproben von Flirsch zeigen in der $< 2\mu$-Fraktion Alter von 8o Mio. J., die Verrucanoproben S Tobadill Alter zwischen 55 und 74 Mio. J., die Verrucanoproben von Arzl Alter zwischen 7o und 6o Mio. J., die Verrucanoproben aus dem Bereich Thialspitz/Urgtal zeigen Alter zwischen 4o und 5o Mio. J. Die 6 - 11μ-Fraktionen ergaben jeweils um bis zu 4o Mio. J. höhere Alter.

Die Altersdatierungen im Kristallin ergaben, ebenso wie in der hier schmalen Phyllitgneiszone relativ stark verjüngte Alter. Im Granat-Staurolith-Glimmerschiefer des Gatschkopfs ergaben die Biotite ein Alter von 24o Mio. J., während die Hellglimmer des gleichen Gesteins einen Wert von 184 Mio. J. lieferten. Aus dem Vergleich der Blocking-Temperaturen von Hellglimmer und Biotit werden die Biotit K/Ar-Alter als Überschußalter gedeutet.

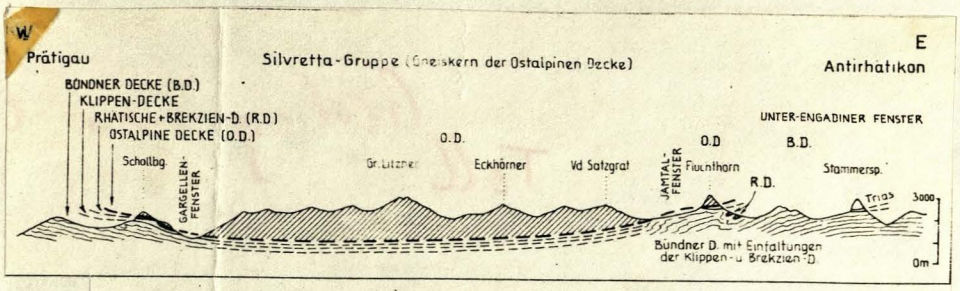
Die Tatsache, daß auch in der Verrucanoserie der Thialspitze die jungalpine Aufwärmung nicht imstande war, die größeren Glimmerkerne drastisch zu verjüngen, wird als Hinweis gewertet, daß ein noch intensiveres Wärmeereignis als diese jungalpine Metamorphose notwendig war, um die grobkörnigen Muskovite des Silvrettakristallins zu verjüngen.
Die kretazische Metamorphose wird als Hauptursache der Verjüngung im Kristallin gedeutet, wobei eine weitere Beeinflussung durch die jungalpine Aufwärmung erwartet wird.
Die Metamorphosetemperatur des kretazischen Ereignisses wird auf merklich über 400 °C geschätzt.

Einleitung

Das Arbeitsgebiet umfaßt einen Bereich der Landecker Quarzphyllitzone SW Landeck , den Bereich der Phyllit - gneiszone von der Flathalpe bis zum Flathbach- Wasserfall, die Thialspitzserie (A.Verrucanò),die zwischen der Phyllitgneiszone und dem Silvrettakristallin eingeschaltet ist. Untersucht wurde auch ein Bereich des Silvrettakristallins in der Umgebung S Thialkopf. Um Vergleiche mit den Einschaltungen von Verrucano im Quarzphyllit ziehen zu können ,wurden die Vorkommen von Flirsch und Arzl an der Basis der Nördlichen Kalkalpen untersucht und mit der K/ Ar - Methode datiert. Da die Trias von Puschlin an der Ostseite des Inntales im Bereich des Piller Sattels die Fortsetzung der Thialspitzserie bildet , wurden auch dort Begehungen vorgenommen.
In dieser Arbeit wurde versucht , eine Erfassung der alpinen Metamorphosevorgänge im Kristallin und in den übrigen Serien , insbesonders im Verrucano, zu erreichen. Zur Datierung dieser Vorgänge wurde die K / Ar - Methode eingesetzt.

Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins

Das Silvrettakristallin stellt eine alte, riesige Grundgebirgsplatte dar. Dieser Grundgebirgsblock wurde bei der alpinen Gebirgsbildung von seiner Unterlage abgeschert. Als Decke ruht nun die Silvrettamasse auf den tieferen tektonischen Einheiten, wobei überall, wo die Deckenbasis aufgeschlossen ist, beobachtet werden kann, daß hochmetamorphe Gesteine der Silvretta auf höchstens schwach metamorphen mesozoischen, ja sogar zum Teil erst tertiären Gesteinen der tieferen tektonischen Einheiten aufliegen.
Der österreichische Anteil der Silvrettamasse ist etwas größer als der Schweizer Anteil, die höchste Aufwölbung, der Piz Linard (Höhe 3411 m), liegt im Schweizer Anteil.
Geographisch umfaßt die Silvrettamasse die Gebirgsgruppe der S i l v r e t t a , die V e r w a l l g r u p p e und die S a m n a u n g r u p p e .
Auf österreichischem Boden liegt im Kerngebiet der Silvretta der höchste Berg Vorarlbergs, der Piz Buin (3312 m).
Diese mittelostalpine Decke besteht aus starren Kristallin-Schollen von Grundgebirgscharakter (Altkristallin) mit auflagernden permischen bis mesozoischen, kaum metamorphen Sedimenten.
Die mächtigen Sedimentanteile finden sich allerdings hauptsächlich im Schweizer Anteil, auf österreichischem Boden finden wir zentralalpines Permomesozoikum nur in kleinen Vorkommen am Thialkopf (Thialspitzserie) und, südlich der Landecker Quarzphyllite und Phyllitgneise, bei Puschlin. (" T r i a s v o n P u s c h l i n ").
Schon seit Einführung der Deckenlehre ist die Tatsache bekannt, daß die Mächtigkeit des Kristallins nicht sehr bedeutend ist. Das Profil von W. PAULCKE 1913, Taf. 2 zeigt deutlich die recht flache Lagerung der basalen Schubfläche und den geringen Tiefgang der Silvrettadecke.



: Der geringe Tiefgang der Silvrettadecke nach den Aufschlüssen im Engadiner-, Jamtal-, Gargellen- und Prätigau-Fenster nach W. PAULCKE (1913, Taf. 2).

Abb. 1: Der geringe Tiefgang der Silvrettadecke.

Entnommen aus A. TOLLMANN 1977, Abb. 126

Metamorphose und Orogenese im Silvrettakristallin

Die Silvretta ist ein polymetamorphes Gebiet, bei dem mehrere Orogenesen, zum Teil nur noch auf Grund von verwischten Spuren, zu beobachten sind.

S. HOERNES (1971, S.58) untersuchte die Verteilung der Mineral-Zonen in der Silvretta und machte dabei die wichtige Beobachtung der D i s k o r da n z der Mineralzonen in ihrem Verlauf zur Schlingentektonik.

Aus der Abb. 2 ist das Überschneiden der Disthen- und der Sillimanitzone zu ersehen. Disthen kommt in einer breiten Zone innerhalb der Sillimanitzone vor. Die Aufeinanderfolge der Minerale Staurolith-Disthen, Staurolith-Disthen-Sillimanit, Staurolith-Sillimanit, Sillimanit erweckt den Eindruck einer einzigen, progressiven Metamorphose, wobei Aluminiumsilikat durch den Abbau von Staurolith entstehen würde (S. HOERNES, 1971, S.59).

Da, wie schon erwähnt, die Disthen- und die Sillimanitzone sich überschneiden, schließt auch S. HOERNES die oben angeführte Möglichkeit einer einaktigen Metamorphose aus.

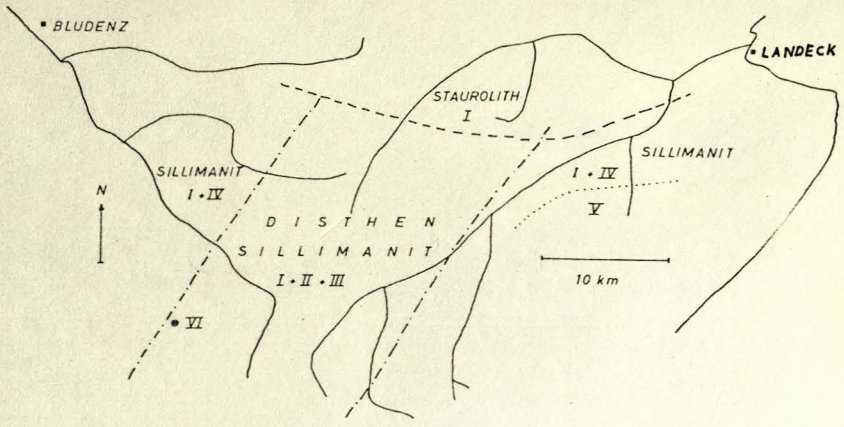


Abb. 2. Mineralzonen und Verbreitung der Mineralgesellschaften.

Entnommen aus S.HOERNES 1971, Abb.2

Der steil bis vertikal stehende Großfaltenbau im Zentralbereich der Silvretta wird in Analogie zu den Ötztaler Alpen als S c h l i n g e n t e k t o n i k bezeichnet (HAMMER 1929, SANDER 1929).

Entstehung und Alter der Schlingentektonik:

KLEBELSBERG gibt in seinen Ausführungen 1935 das Alter dieses Schlingenbaues als alpidisch an; demgegenüber stehen die Beobachtungen der meisten anderen Bearbeiter dieses Gebietes (zb. SCHMIDEGG,1935, SCHMID,1965, FÖRSTER,1963, PURTSCHELLER,1967). Diese genannten Autoren stellen diese Tektonik in die variszische Orogenese.

GRAUERT und ARNOLD (1968,S.37) führten eine Reihe von absoluten Altersdatierungen mit Hilfe der Rb/Sr - Methode durch, wobei die Paragneise und Orthogesteine der Silvretta untersucht wurden:

Das straffe Parallelgefüge wurde nach diesen Ergebnissen den Gesteinen während der herzynischen Metamorphose aufgeprägt; dieses Parallelgefüge ist in den Schlingenbau eingeordnet.

"Die Schlingenbildung in der Silvretta steht nicht in Zusammenhang mit anatektischen und migmatischen Vorgängen. Sie erfolgte hier mindestens 7o Mill. Jahre nach dem Auftreten anatektischer Erscheinungen."(B.GRAUERT und A.ARNOLD 1968, S.37).

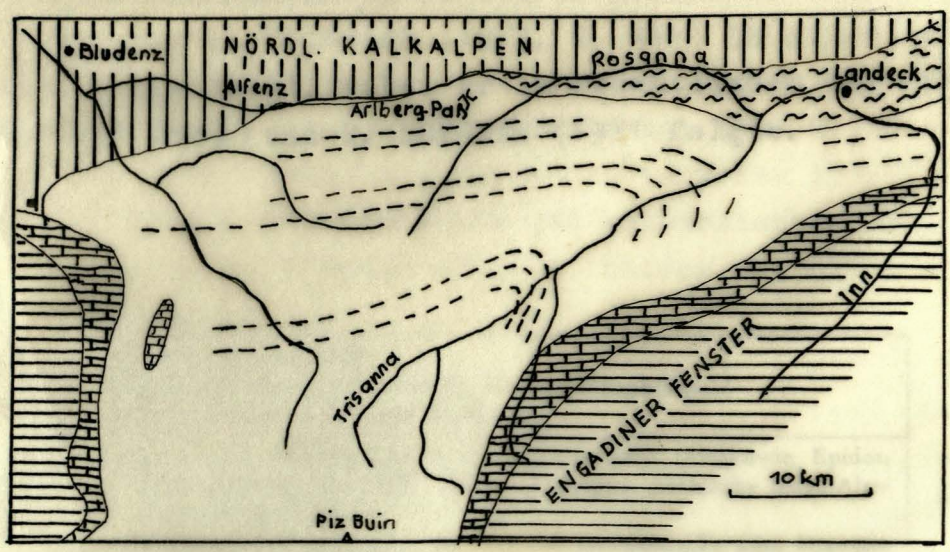


Abb. 3 Verlauf der Hauptstrukturen im Silvrettakristallin nach S. HOERNES (1971, Abb. 1). Keine Schlingenbildung im Bereich südlich von Landeck.

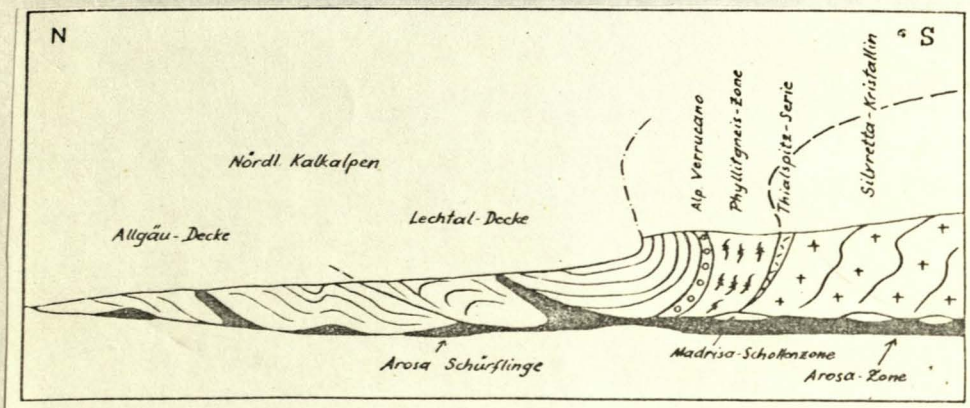


Abb. 1. Schematisches Sammelprofil der Verhältnisse nahe dem Westrand der Kalkalpen. Es soll in stark generalisierter Weise das Ausheben der Kalkalpen über dem Kristallin der Zentralalpen und die auf der einstigen Schubbahn liegen gebliebenen, sekundär eingewickelten kalkalpinen Schollen der Madrisazone zeigen.

Abb. 4 Verhältnisse an der Basis der Silvrettadecke nach A. TOLLMANN (197o d, Abb. 1).

Ein Modell der Metamorphose und Orogenese im Silvrettakristallin wurde von A. TOLLMANN (1977, S. 411) in einer umfassenden Tabelle dargestellt, wobei er im wesentlichen den Arbeiten von B. GRAUERT (1969) und S. HOERNES (1971 folgte.

4c	Alpidische Bruchtektonik
4b	Altalpidische Metamorphose im SE (Zernez); Diaphthorese
4a	Alpidischer Deckenschub über das Pennin
3b	Jungvariszische Diaphthorese in Grünschieferfazies (Muskowit-, Epidot-, Chlorit-Bildung) über 400° : Älter als jüngste, permische Biotit-Alter von 300° bei 270 Mill.J.
3a	Jungvariszischer Deckenbau : Als Teil der Koridendecke samt internem Schlingenbau über die (alpidisch tektonisch wiederum amputierte) Muridendecke überschoben
2c	Altvariszischer Granit Typ Frauenkirch : 354 ± 14 Mill. J. (Oberdevon)
2b	Altvariszische Metamorphose in Amphibolitfazies : Posttektonischer Staurolith, Sillimanit, Disthen II, Andalusit, (Biotit, Muskowit, Granat)
2a	Altvariszische Schlingentektonik
1c	Kaledonischer granitoider Plutonismus : Flüelagranit – 427 Mill.J. (Tiefsilur)
1b	Kaledonische Metamorphose in Eklogitfazies (500–418 Mill.J.: Ordovic – Silur): Eklogit (Jamtal, Grialetsch). Prä- bis synkinematische Bildung von Granat, Disthen I, Biotit, Muskowit, hierbei Anatexis
1a	Kaledonische Orogenese?: Schuppen-Falten-Deckenbau mit Wechsel von Ortho- und Paraserien entlang von flach liegenden Achsen
1aa	Altkaledonische Sedimentation einschließlich Kambrium sowie präkambrische Sedimente
0	Präkambrische Metamorphose bzw. Plutonismus : Alterswerte von 1500 Mill.J. in umgelagerten Zirkonen

Abb. 5
Metamorphosen und Orogenesen im Silvrettakristallin. Entnommen aus A. TOLLMANN 1977, Tab. 16.

Erläuterungen zu diesem Entwicklungsmodell

1.) Datierungen an umgelagerten Zirkonen durch B.GRAUERT (1966, S.14o; 1969,S.15) ergaben Alterswerte von 15oo Millionen Jahren; P.PASTEELS (1964) erhielt Alterswerte zwischen 155o-bis 191o Millionen Jahren. Die Sedimente des kaledonischen Zyklus, aus denen diese umgelagerten Zirkone stammen, bilden die ältesten Gesteine der Silvrettadecke.
2.) Die Paragneise ergeben nach dem gleichen Autor (S.91) ein Sedimentalter von 51o ± 6o Millionen Jahren. Dieses Datum wurde aus dem $^{87}Sr/^{86}Sr$- Verhältnis, aus dem Rb/Sr Verhältnis der Paragneise und aus der Sr- Entwicklungslinie des Meerwassers errechnet. Mit 5oo- 418 Millionen Jahren ist es eine altkaledonische Metamorphose, während der auch Eklogite gebildet wurden. Eklogite treten im Jamtal und bei Grialetsch auf (Eklogitamphibolite des Jamtals im Paznaun). Durch diese Metamorphose werden die präkinematischen Minerale wie Granat, DisthenI und die Hauptmasse von Biotit und Muskowit gebildet (Vergleiche S.HOERNES 1971,S.67).
Durch das Einsetzen anatektischer Vorgänge in dieser Phase wurden in größerer Tiefe palingene Magmen gebildet, die im Spätstadium dieser kaledonischen Epoche aufgestiegen sind (Datierung des Flüela-Granitgneises von B.GRAUERT 1966 mit 428± 17 Millionen Jahren.). Der jüngere Granittypus, der Granit von Frauenkirch, der vor der Schlingentektonik aufgedrungen war, wurde vom gleichen Autor mit dem überraschend niedrigen Alter von 351 Millionen Jahren datiert.

3.) Die nun folgende Orogenese ergab die auf Seite 7 beschriebene Schlingentektonik. Durch die Datierung des Frauenkirch- Granitgneises ist das variszische Alter der Schlingentektonik belegt. Mit dieser Schlingentektonik interferierte die variszische Metamorphose in Amphibolitfazies. Hier kommt es zur postkinematischen Kristallisation von Staurolith, Sillimanit, DisthenII, Andalusit, MuskowitII und BiotitII.

Beschreibung der tektonischen Einheiten

1.) Die Phyllitgneiszone

Die Phyllitgneiszone schaltet sich zwischen der Phyllitzone im Inn- und Stanzertal und den Gneisen der Ötztalermasse und der Silvretta ein. Im Westen, in Vorarlberg setzt sie mit der Golmer Scholle (O. REITHOFER & O. SCHMIDEGG, 1964, S. 228) ein (Bereich Rellstal). Am Nordsaum der Silvrettadecke setzt sie sich, überstürzt gelagert, südlich des Klostertales gegen Osten fort (O. REITHOFER, 1935, Taf. 11).

Die ausführlichsten Beschreibungen dieser Grenzzone am Nordsaum des Silvrettakristallins stammen von W. HAMMER und O. REITHOFER. "Die Zone der eigentlichen Phyllite und jene der Glimmerschiefer und Phyllitgneise sind durch keine scharfe stratigraphische oder tektonische Trennungslinie voneinander geschieden.

Die Schuppungsflächen im Inneren der ganzen Zone sind nicht an jene Grenze gebunden. Gegen die Gneise der Silvretta aber ist die Glimmerschieferzone von Pontlatz bis ins Patznauntal durch tektonische Linien deutlich abgetrennt." (W. HAMMER, 1918, S 244).

In Anlehnung an M. RICHTER, der in der Phyllitgneiszone den unteren Teil der Silvrettadecke gesehen hatte, faßte sie auch O. REITHOFER 1937, S. 196 als "Untere Silvrettadecke" auf. Diese Interpretationen haben ihre Ursache wohl darin, daß sämtliche Zonen im Grenzgebiet zu den Kalkalpen überkippt sind. (siehe Abb. 4).

"Die Steilstellung der Zonen ist auch hier, in Analogie zu den Verhältnissen weiter im E, erst wesentlich nach den flachen Fernüberschiebungen bei einer weiteren Einengung des Alpenkörpers zustande gekommen. In den bisherigen tektonischen Synthesen wurde diese Überkippung nicht genügend berücksichtigt." (A. TOLLMANN, 1963, S. 8o)

Die Grenze zwischen Phyllitgneiszone und Landecker Phyllit- bzw. Quarzphyllitzone ist meist nicht scharf durchziehbar. Schon HAMMER (1919, S. 213) beschreibt den allmählichen Übergang von Phylliten zu Phyllitgneisen.
Auch in dieser Arbeit wurde ein Versuch unternommen, eine einigermaßen sichere Abgrenzung der beiden Zonen zu ziehen. Die Kriterien der Unterscheidung waren folgende:

1.) makroskopisch: a) Struktur

Während bei den Gesteinen der Phyllitzone im Profil Landeck-Flathalm tatsächlich eine deutlich p h y l l i t i s c h e S t r u k t u r vorherrscht, ist bei den Phyllitgneisen doch vorwiegend der massige Typus vertreten. Allerdings gilt dieses Kriterium nicht für Quetsch- und Druckzonen, die beide Gesteinsgruppen übergreifen.

b) Verwitterungsfärbung

Die gneisähnlichen Typen der Phyllite besitzen durchwegs im Querbruch rostigrote Verwitterungsfarben; auch die im Querbruch oft sichtbaren feinen Quarzlagen sind meist rostig. Diese Verwitterungsfarben kommen so gut wie nie in ähnlichen Gesteinen der Phyllitgneiszone vor, lediglich der Anbruch der Schieferflächen zeigt auch bei den Phyllitgneisen entsprechende Verwitterungsfarben; im Querbruch ist die Limonitisierung auf kleine Nester beschränkt (z.B. Feldspatknötchen).

c) Gehalt an Quarzknauern und Ausbildung derselben.

Den Querbruch der Phyllite sieht man durchwegs von feinen dünnen Quarzflasern eingenommen, die oft in bis zu dm-mächtige Quarzknauern übergehen. Diese Quarzknauern zeigen meist eine stark gestreckte Form (ca. 2 : 5) und sind in der Schieferungsebene eingeregelt.
Dieser Reichtum an Quarzknauern führt zu buckelig-unebenen Oberflächen, die im Gelände vor allem bei den Typen mit ausgeprägter phyllitischen Struktur oft ein gutes Unterscheidungsmerkmal darstellen. Leider ist dieses Kriterium nicht auf alle Typen der Phyllite zu beziehen.

In der Phyllitgneiszone kommen aber Quarzknauern in dieser Intensität und Ausbildung nicht vor und bilden dadurch ein brauchbares Unterscheidungskriterium.

d) Mineralbestand

Während im Phyllit der Muskovit der vorherrschende Glimmer ist, tritt im Phyllitgneis im Arbeitsgebiet auch der Biotit auf. Auf dieses Merkmal hat schon W. HAMMER (1918, S. 229) hingewiesen. Dieser Unterschied im Mineralgehalt ist oft makroskopisch erkennbar, bildet jedoch im Gelände nur bedingt eine Unterscheidungshilfe, da ein sicheres Erkennen des Glimmers nicht immer möglich ist, wobei besonders die oberflächliche Limonitisierung des Hellglimmers und auch der übrigen Mineralien hinderlich ist.

2.) Mikroskopisch: a) Struktur

Während bei den Phylliten die zusammenhängenden Glimmerhäutchen meist mehr oder weniger stark verfältelt auftreten, ist bei den Phyllitgneisen die s c h u p p i g e V e r t e i l u n g des Glimmers stark vorherrschend.

b) Granatgehalt

Wie W. HAMMER (1918, S. 2=9) aufzeigt, tritt zu der Phyllitgneiszone hin eine deutliche Zunahme des Granatgehaltes auf. Dieses Merkmal ist leider nicht auf alle Gesteinstypen anwendbar, da auch die Gruppe der "Granatphyllite" innerhalb der Phyllitzone einen bedeutenden Granatgehalt aufweist. Die Größe, der Erhaltungszustand, und der Chemismus der Granate bilden keine Unterscheidungskriterien.

c) Feldspatgehalt

Feldspat tritt in der Phyllitzone nur in wenigen Lagen auf, ist aber stets sehr untergeordnet. Bei den Phyllitgneisen bildet dieser gewöhnlich einen wichtigen Gemengteil. Allerdings treten in der Phyllitgneiszone auch Gesteine ohne Feldspatgehalt auf, die W. HAMMER (1918, S. 215) als Granatglimmerschiefer bezeichnet.

Gesteinsbeschreibung

1.) Gesteinsbestand der Phyllitgneiszone

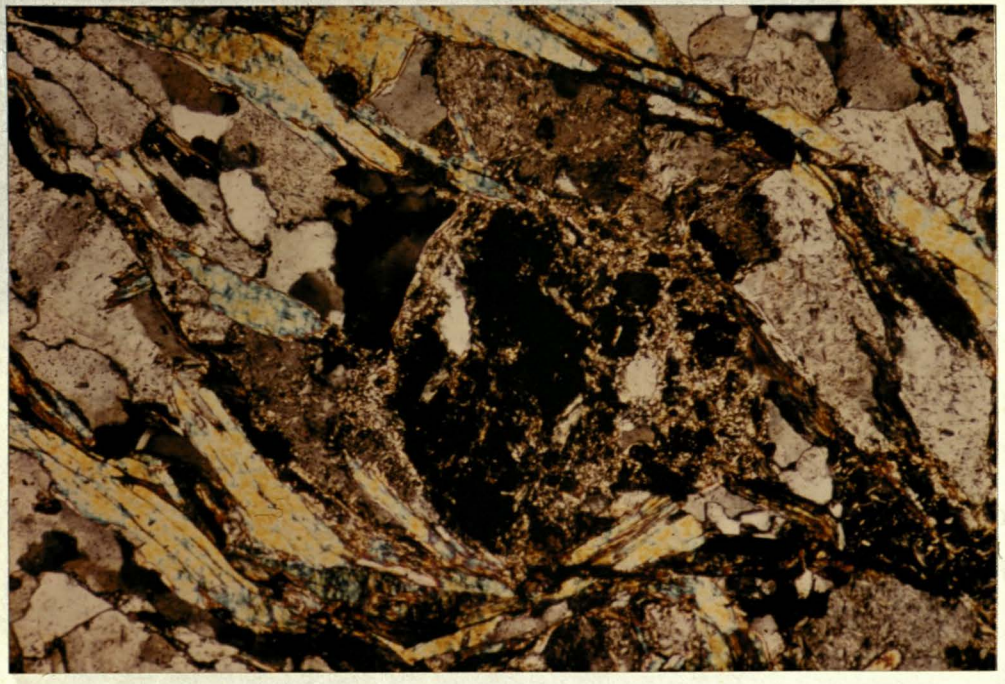
Die Phyllitgneise

Die Phyllitgneise sind durchwegs stark schiefrige Gesteine von gneisigen Aussehen und starken Glimmerreichtum (Biotit und Muskowit). Stellenweise gehen sie durch Zurücktreten der anderen Gemengteile zu Gunsten des Quarzes in stark quarzitische Gesteine über. Hauptgemengteile sind für gewöhnlich: Quarz, Muskowit, Chlorit, Plagioklas und Kalifeldspat.
Eine besondere Abart sind die sog. Feldspatknotengneise(HAMMER 1918). Diese Gesteine führen mehrere Millimeter große Feldspate, welche im Quer- und Hauptbruch deutlich hervortreten. Bei den Feldspatknoten handelt es sich um Albite.

Schliff Nr. 972 stammt aus Profil A2 (Thialspitz- Zirmegg).
Es handelt sich hier um ein quarzreiches Gestein, die Quarze sind undulös auslöschend; auffallend ist hier die starke Füllung des häufig auftretenden, deutlich verzwillingten Plagioklases. Auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes der Plagioklase ist die Anorthitgehaltsbestimmung mittels U-Tisch (Universaldrehtisch) entsprechend unsicher; der erhaltene Wert liegt bei An2o. Myrmekitische Erscheinungen sind sehr deutlich ausgeprägt. K- Feldspat ist relativ selten. Chlorit tritt nur in wenigen Flecken auf, während Biotit etwas häufiger ist. Granate sind hier stark chloritisiert und relativ kleinkörnig.

Schliff Nr. 974 stammt aus dem gleichen Profil, 9o m nördlich Probe 972. Hier fällt die Vorherrschaft des Muskowites über den Biotit auf. Die Granate sind deutlich größer als bei Schliff Nr.972. Sie sind zerbrochen und stark chloritisiert. Auch hier treten wieder die gefüllten Plagioklase auf, wobei zu beobachten ist, daß die Füllung bevorzugt entlang den Zwillingslamellen beginnt und sich dann in weiterer Folge über das ganze Mineral ausbreitet. Auch hier tritt wieder als Hauptgemengteil Quarz auf, während K-Feldspat nur sehr untergeordnet vorkommt.

Schliff Nr. 977 stammt aus dem gleichen Profil, 5o m vor Profilende A2 : Hier sind die Glimmer in Flasern über das ganze Gestein regellos verteilt, wobei Biotit gegenüber Muskowit praktisch ganz zurücktritt. Plagioklas ist sehr häufig; er ist stets verzwillingt und meist gefüllt.
Bemerkenswert ist bei diesem Schliff das Auftreten von Pseudomorphosen von Chlorit und Serizit nach Granat, während Granate, wie sie in allen Proben dieses Profils gefunden wurden, vollkommen fehlen. K-Feldspat ist von sehr untergeordneter Bedeutung. Erz ist auffallend häufig.
Eine Untersuchung mit dem Auszählschlitten ergab folgende Mengenverhältnisse des Mineralbestandes:
Qu 46 %, Plag 18 %, Mu 19 %, Chl 13 %, Rest Erz, Biotit, K-Feldspat.



Vergr. :8oX
Abb. 6 : Pseudomorphose von Chlorit (in Dunkelstellung) und Serizit nach Granat. Das Bild stammt vom Schliff Nr.977.

Abb. 7 zeigt einen verzwillingten, stark gefüllten Plagioklas. In der oberen Bildhälfte ist eine große, augenförmige Linse zu erkennen; diese ist von büschelförmig, quer zum s sproßendem Chlorit erfüllt.Randlich wird die Linse von Hellglimmer, der sie umfließt,abgegrenzt. In Form und Größe gleicht dieses linsenförmige Gebilde in etwa den in diesem Gestein häufig vorkommenden Pseudomorphosen nach Granat. (vergl.Abb.)

Abb. 7 : Linse mit büschelförmiger Quersproßung von Chlorit. In der unteren Bildhälfte tritt verzwillingter, stark gefüllter Plagioklas auf.
Das Bild stammt aus dem Schliff 977. Vergr.: 24oX,+

Abb.8 zeigt einen stark zerknitterten Biotit aus dem gleichen Gestein ("strained biotit"). In einer späteren Phase wurde der Biotit so stark chloritisiert, daß eigentlich nur noch eine Pseudomorphose von Chlorit nach Biotit vorliegt.

Abb. 8 : Zerknitterter Biotit, stark chloritisiert.(Schliff 973).
Vergr.: 200X,+

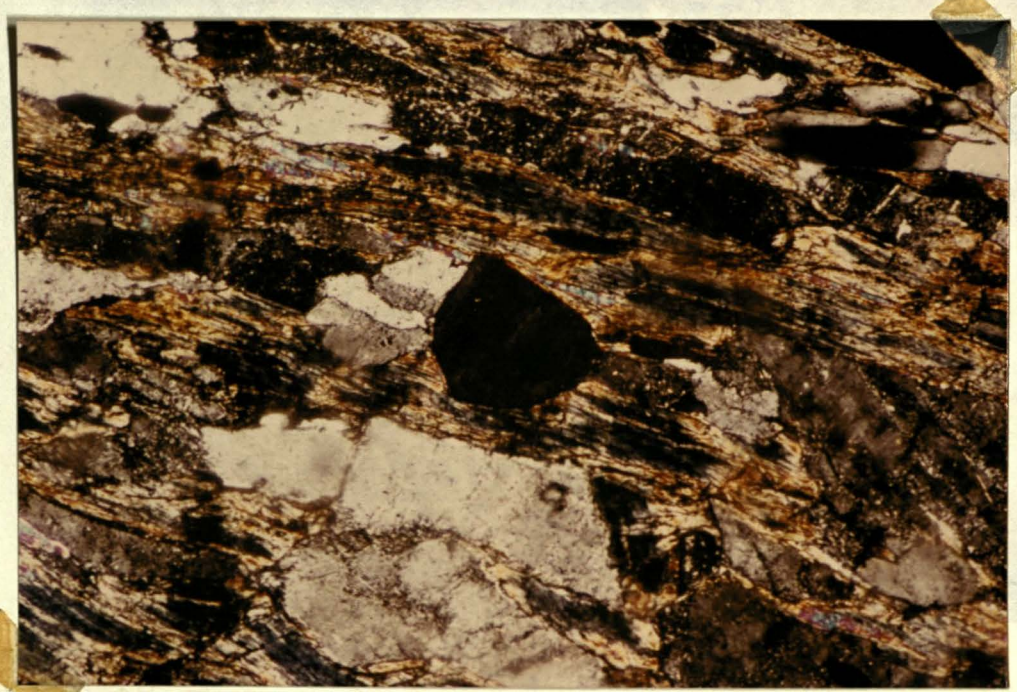


Abb. 9 : Das Bild zeigt einen idiomorphen Turmalin, der die Chloritzüge abschneidet.(kein Umfließen des Idioblasten)
Schliff Nr. 973. Vergr.: 200X,+

Schliff Nr. 997 stammt aus der Nähe der Flathalm, auf 1800 m (Hang): Hier treten ebenfalls die in Schliff Nr. 977 (Profil A_2) beschriebenen Pseudomorphosen von Chlorit und Serizit nach Granat auf. Bemerkenswert ist hier auch der Reichtum an Titanit. Die Chloritisierung der Granate ist hier deutlich verfolgbar: so läßt ein idiomorphes Granatkorn eine beginnende Umwandlung vom Rande her erkennen, wobei der Kernbereich jedoch erhalten bleibt (siehe Foto!)

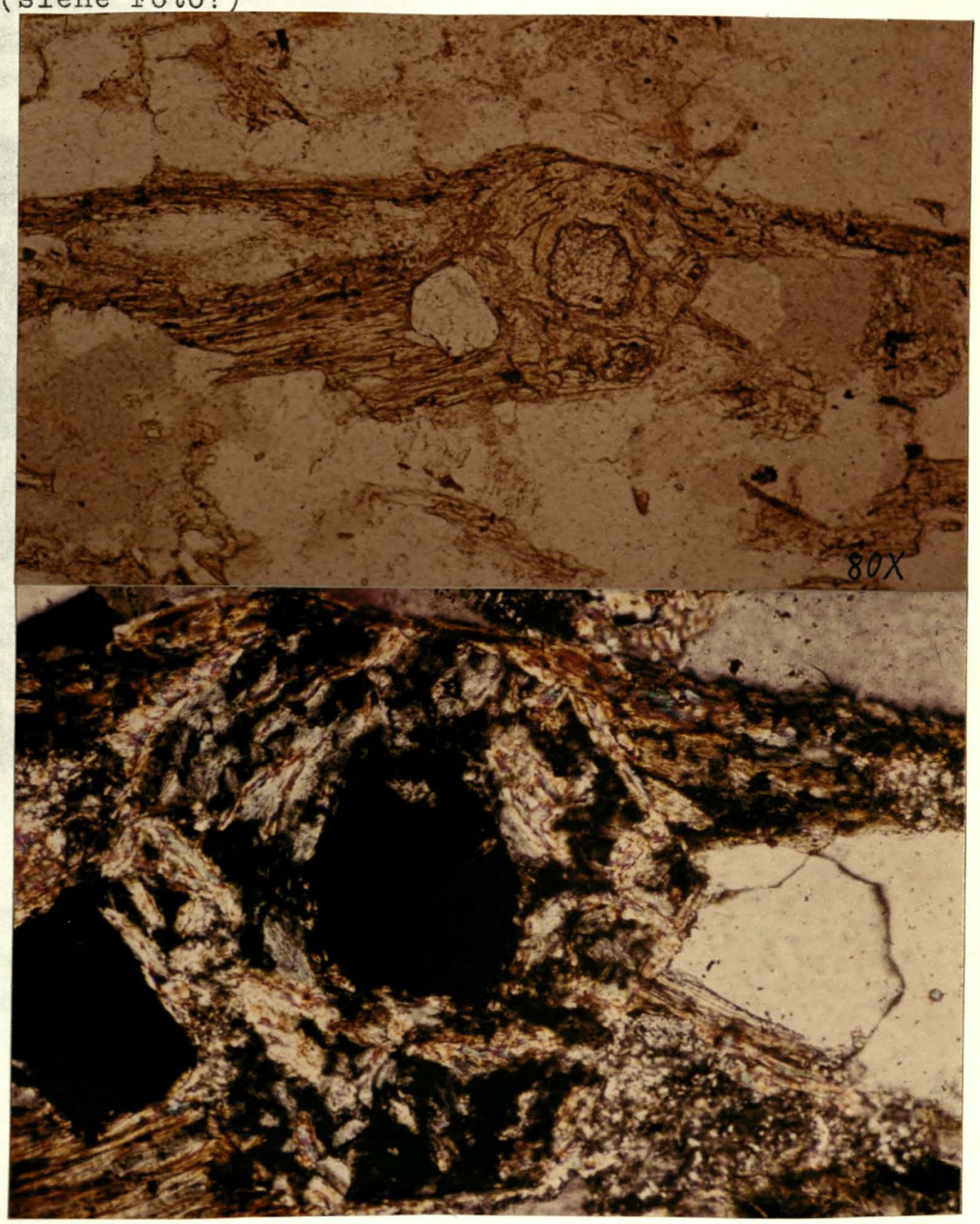


Abb. 10 Vergr.: 200 x

Während der Granat am Rand chloritisiert ist, ist der Kern erhalten.

Schliff Nr. 973 aus dem Profil A_2 (44o m nach dem Zirmegg) wurde mit dem Auszählschlitten untersucht. Dabei ergaben sich folgende Mengenverhältnisse:
39,6 % Quarz, 24,3 % Chlorit, 19,2 % Plagioklas, 11,3 % K-Feldspat, 6 % Hellglimmer, 1,6 % Granat, 1 % Biotit.

Die Anorthitgehalts-Untersuchung mittels U-Tisch ergab einen Wert von An2o. 13,6 % des Gesamtmineralbestandes besteht aus extrem gefülltem Feldspat. Myrmekitische Erscheinungen sind zu beobachten; die Granate sind deutlich gestreckt.

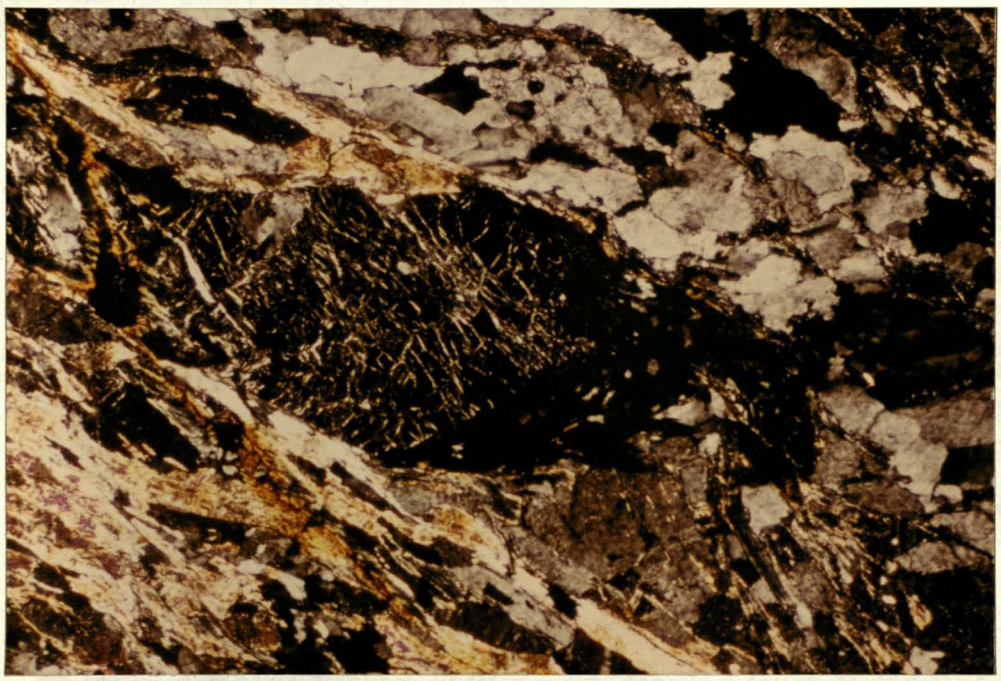


Abb. 11 Vergr.: 3o x

In s gestreckter Granat aus dem Schliff Nr. 973: im Druckschatten des Granatkorns tritt eine beginnende Chloritisierung auf.

Schliff Nr. 993 wurde 80 m über der Probe 997 (Nähe Flathalm) gefunden. Er unterscheidet sich von den anderen beschriebenen Phyllitgneis-Proben durch einen außerordentlichen Hellglimmergehalt (fast 80 %). Der übrige Mineralgehalt ist ähnlich den oben beschriebenen Schliffen; die Granate sind hier sehr häufig, die Plagioklase sind durchwegs gefüllt. Auffallend sind die myrmekitischen Erscheinungen. Es treten zwei Generationen von Chlorit auf; der Chlorit zeigt anomal blaue Interferenzfarben und tritt immer in mehr körnigen Aggregaten auf, der ältere zeigt vorwiegend braune bis violette Interferenzfarben und könnte aus Biotitlamellen durch Umwandlung hervorgegangen sein.

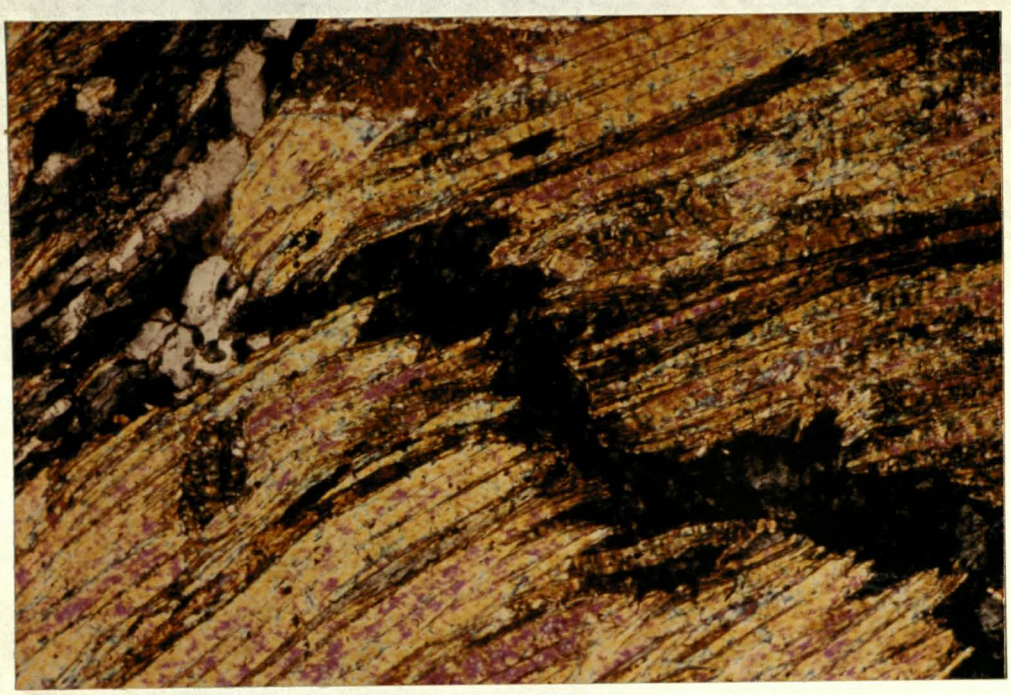


Abb.: 12 Vergr.: 80 x

Zwei Chloritausbildungen an einem Hellglimmer-Schichtpaket zu beobachten: Spaltrißfüllung durch mehr körnigen Chlorit, der anomal blaue Interferenzfarben aufweist, und andererseits dünne, braune Chloritzüge im Glimmer-Schichtpaket.

Schliff Nr.971 wurde zwischen Zirmegg und Dialkopf,auf 2o4o unterm Kamm gefunden. Hier sind die mitgeschleppten Granate bemerkenswert.

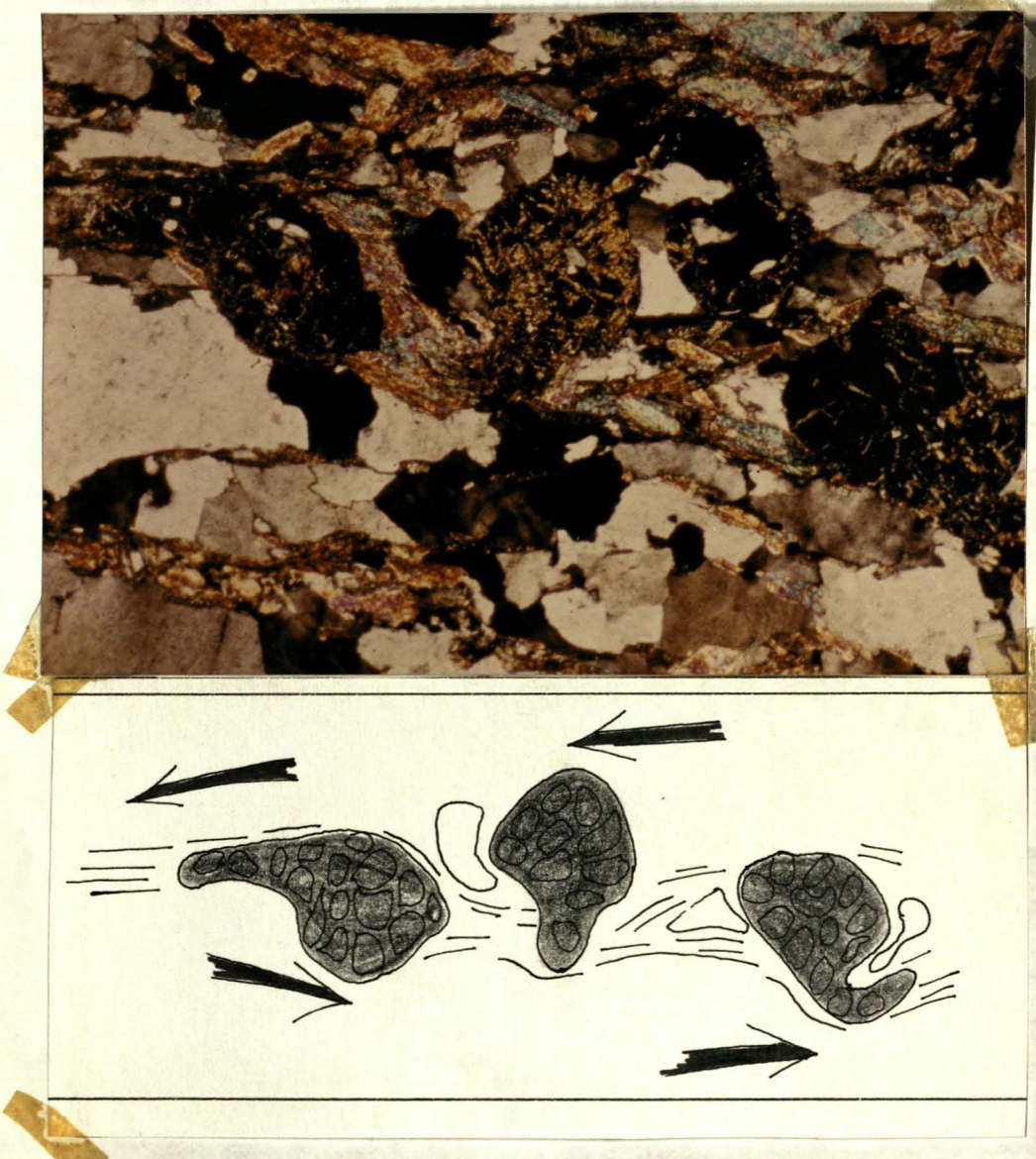


Abb.13: Geschleppte Granate; Versuch einer Rekonstruktion der Bewegung.

Schliff Nr. Da3 stammt aus der Nähe des Dialgipfels.Innerhalb der Phyllitgneiszone läßt sich dieser Gesteinstypus gut differenzieren,jedoch sind die Übergänge zu den anderen Phyllit--gneisen unscharf. Der "Feldspatknötchengneis"(W.HAMMER)zeigt eine auffallend gneisige Struktur.
In einer feinkörnigen Quarzmatrix schwimmen einzelne,mehrere mm-große Feldspataugen,die durchwegs stark gefüllt sind.
Auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes der Plagioklase sind die Anorthitgehaltsbestimmungen sehr unsicher; eine größere Anzahl von Messungen ergab den wahrscheinlichen Wert von An_{50}(?)
Einzelne Granatkörner in Feldspatgröße sind in die Grundmasse eingestreut.Sie zeigen keine Chloritisierung und sind ziemlich idiomorph.Als Nebengemengteil kommt noch Chlorit vor ;Hier zeigt er graue Interferensfarben und bildet kleine Nester.
Das Gestein wird von Serizit-und Limonitschlieren durchzogen.

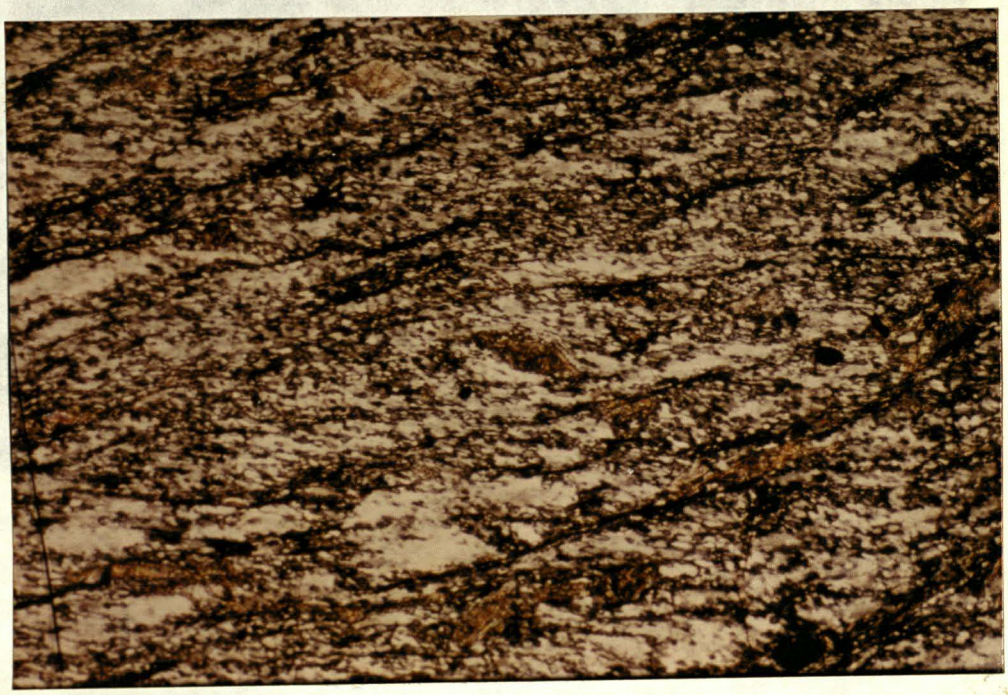


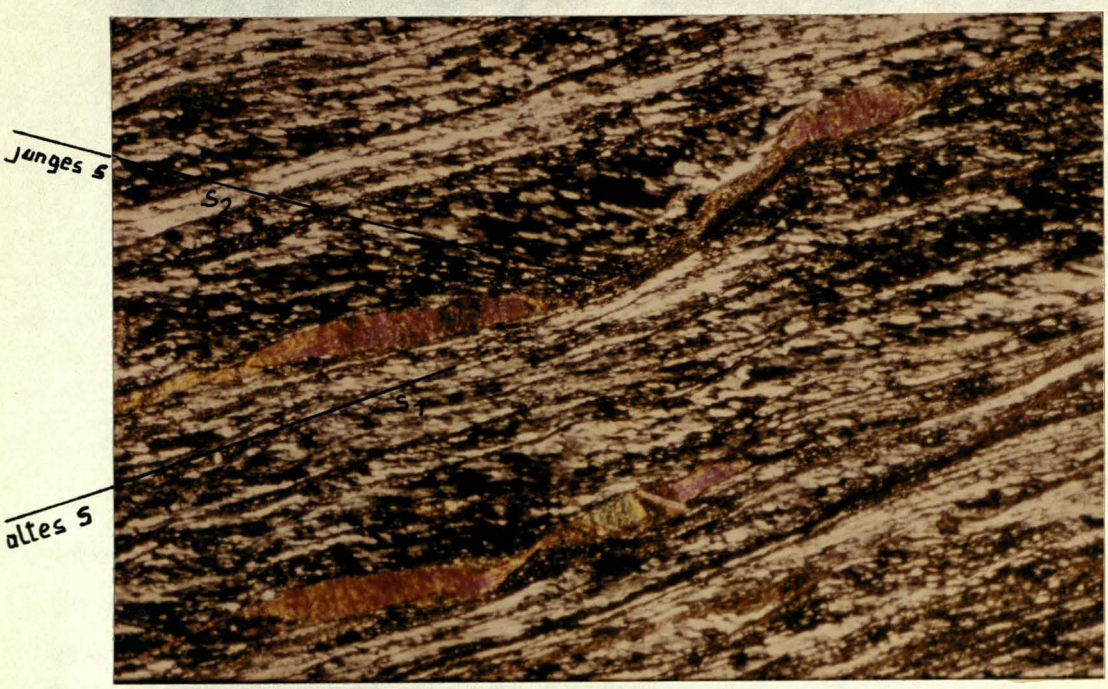
Abb. 14 B Vergr. 30 X
Das Bild zeigt Limonitschlieren in einem mangelhaft rekristallisiertem Quarzgefüge.

Schliff Nr. Da4 stammt ebenso wie die Probe Nr. Da3 aus dem Bereich Dialgipfel/Nordgrat. Auch hier handelt es sich um einen stark quarzitischen Feldspatknötchengneis, der sehr feinkörnig ist und einen deutlichen Lagenbau zeigt. Wie oben beschrieben, sind auch hier Feldspatknötchen eingestreut, die eine starke Füllung aufweisen; stellenweise ist die Serizitisierung schon soweit fortgeschritten, daß eigentlich nur noch Pseudomorphosen nach Feldspat vorliegen. Bemerkenswert ist an diesem Schliff die intensive Deformation, die im Quarzgefüge sichtbar wird und wegen der mangelnden Rekristallisation auf eine Durchbewegung während relativ kühlen Metamorphosebedingungen schließen läßt. Diese Beobachtung bildet einen Hinweis auf späte Bewegungen (vergl. S.23).

Abb. 15 : Vergr.: 80X
Das Bild zeigt die intensive Deformation im Quarzgefüge und die mangelnde Rekristallisation des Quarzes.

Schliff Nr. Da6 stammt aus dem Liegenden der Probe Da4. Der Mineralbestand ist, was die Haupt- und Nebengemengteile betrifft, gleich wie bei den oben beschriebenen Proben dieses Bereiches, doch ist hier ein sehr großer Turmalin vorhanden; auffallend ist auch das

Auftreten von ~~8~~ größeren Hellglimmerflatschen. Akzessorien sind hier Apatite (häufig), Zirkone, Epidot, Biotit.



Vergr. :30X

Abb.16 : Im s geschleppte Muskowitflatschen.

In diesem Schliffbild sind 2 Schieferungsrichtungen zu beobachten: Ein deutlich ausgeprägter Lagenbau in s1 (altes s), schräg dazu ist ein jüngeres s zu erkennen, welches die Verbiegung der Glimmerflatschen bewirkt.
Hier ist also eine jüngere Deformationsphase im Schliffbild festgehalten. Eine Korrelierung mit makroskopischen Strukturen ist nicht möglich, da im Handstückbereich diese jüngere Deformationsphase nicht erkannt werden konnte. leider nicht orientiert

Bild Nr.17 zeigt Feldspatporphyroblasten, bei denen das si zum se stark rotiert ist. Auch hier tritt wie im Bild Nr.15 der auffallend schlecht gerundete Umriß der Feldspatporphyroblasten hervor.

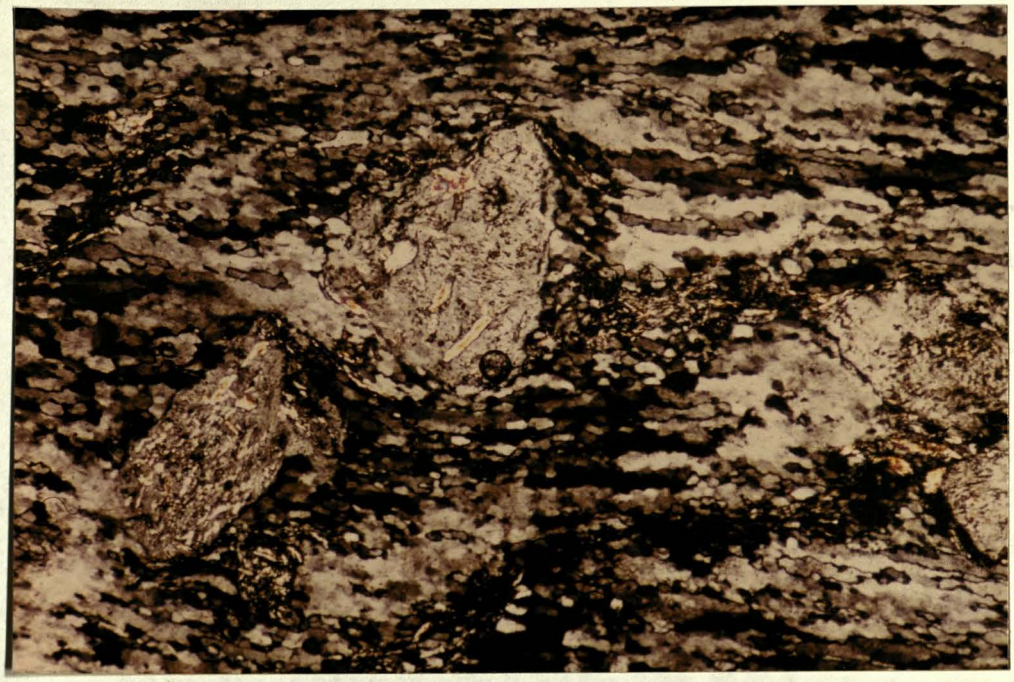


Abb.17 : Vergr.:80X

In Abb.17 ist eine intensive Deformation im Quarzgefüge sichtbar. Die großen Feldspatkörner zeigen ein Interngefüge, welches zum Externgefüge rotiert ist. In Bezug auf die spätere Deformation ist der Feldspat präkinematisch.
Auch in diesem Schliff läßt die mangelnde Rekristallisation des Quarzes auf eine Durchbewegung unter relativ kühlen Metamorphose-Bedingungen schließen.

Für eine altersmäßige Einstufung dieser Deformation stehen grundsätzlich zwei Möglichkeiten zur Diskussion:
1.) Diese Deformation wird als altalpin gedeutet und ist gleichzusetzen mit einer Bewegung der Phyllitgneiszone auf dem Silvrettakristallin.
2.) Die Deformation ist jungalpin und geschah zu einem Zeitpunkt, als die Silvretta sich über die Phyllitgneiszone bewegte.
Zu einer Klärung dieser Frage reichen die in dieser Zone gemachten Strukturbeobachtungen nicht aus.

Landecker Quarzphyllit

Der Quarzphyllit ist ein leicht verwitterbares Gestein, da der große Fugenreichtum das Eindringen von Oberflächenwasser begünstigt. Im Bereich der Phyllite treten sanftere Geländeformen auf; durch die Erosionstätigkeit der Gletscher, aber auch rezenter Flüsse, bileten sich im Bereich der Quarzphyllite breitere Täler, bzw. Mulden.

Der Quarzphyllit neigt sehr zu Gehängerutschungen; oft geraten große Teile eines Gehänges ins Rutschen und hinterlassen immer wieder nachbrechende Felsanrisse, die kaum saniert werden können. Bei diesen Erscheinungen spielen die hydrogeologischen Verhältnisse naturgemäß eine wichtige Rolle. Durch die steile Stellung der Schichten und die feine Spaltbarkeit wird die Einspeisung von Niederschlagswässern stark erleichtert; dazu kommt noch, daß auch die bevorzugte Kluftrichtung in s liegt. Die Klüfte sind im allgemeinen nicht mit Verwitterungsmaterial gefüllt, da der Mineralbestand der Phyllite nicht zu tonig- lehmigen Verwitterungsprodukten abgebaut wird. Dadurch bildet sich ein System bevorzugter Wegigkeit aus, das für die außerordentliche Gleitfähigkeit der Quarzphyllite verantwortlich ist, wenn eine Einspeisung von Niederschlagswässern erfolgt. Bedingt durch diese Verhältnisse kommt es vor allem in den talnahen Hängen zu einer Häufung der Quellaustritte und zu einem auffallend hohen Feuchtigkeitsgehalt im Boden.

Es bilden sich leicht tiefe Wildbacheinrisse, wie der Graben des Thialbaches und der Flathbachgraben. Im Luftbild Abb. sind diese Wildbacheinrisse eindrucksvoll zu sehen.

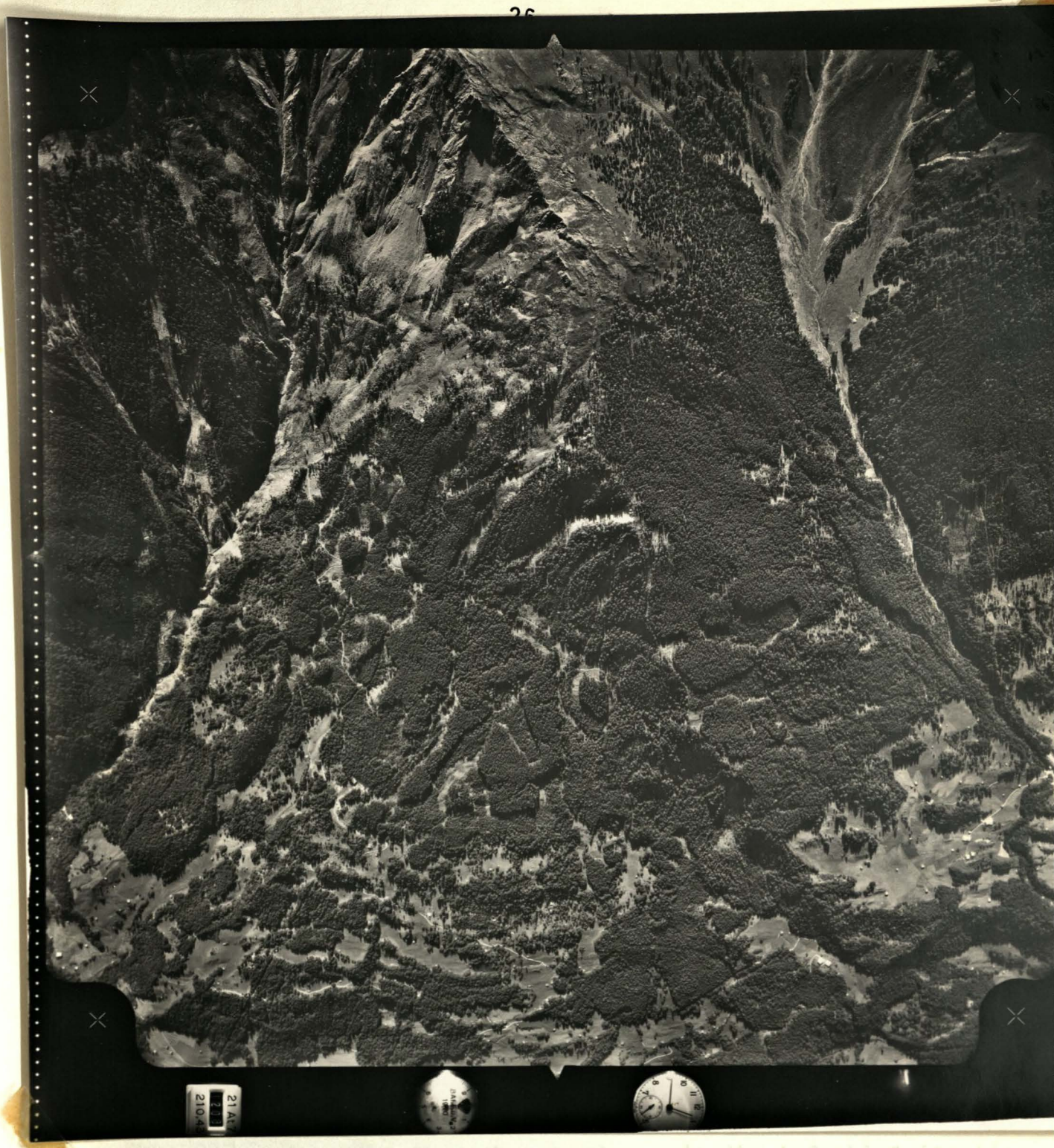


Abb.18 Das Luftbild zeigt die Wildbacheinrisse des Thialbaches (links) und des Flathbaches (rechts) im Phyllit. Bemerkenswert sind die sanften Geländeformen innerhalb der Phyllitzone und damit verbunden die zahlreichen Ackerbauflächen (vor allem bei Tobadill, rechts im Bild) und Weideflächen (links im Bild: fast alle unbewaldeten Flächen werden hier als Weideflächen genützt ,zb.Kälberalpe, Thialalpe,etc.)

Die gneisigen Typen des Gesteins der Landecker Quarzphyllit - zone lassen durchwegs Relikte einer höheren Metamorphose erkennen. Ganz oder teilweise chloritisierter Granat wurde schon von HAMMER (1918) beschrieben.
Abbildung 19 zeigt eine Probe aus Tobadill, bei der Granat in eine Pseudomorphose von Chlorit nach Granat umgewandelt wurde , wobei Formrelikte vorliegen , der Granat ist vollkommen umgewandelt.
In Schliff Nr.39 (Abb. 20) sind große Granatrelikte zu erkennen , die ihr Interngefüge noch erhalten haben ; in Abb.20 wird ein Granatrelikt gezeigt , bei dem das zum größten Teil aus Quarz bestehende Interngefüge(si) zum Externgefüge (se) rotiert ist. Dies spricht für eine präkinematische Bildung des Granats.
S . HOERNES und F.PURTSCHELLER (1970 ,483 -488) trennen somit den Landecker Quarzphyllit als Gneisdiaphthorit vom Innsbrucker Quarzphyllit mit seiner aufsteigenden Metamorphose in Grünschieferfazies.
Die stärker phyllitischen Typen in der Quarzphyllitzone lassen jedoch solche Relikte einer höheren Metamorphose meist nicht erkennen ; meist handelt es sich hier um mittel- bis feinkörnige Gesteine , die zum größten Teil aus Quarz umd Serizit bestehen , mit untergeordnet K - Feldspat und etw.Plagioklas.
Häufig zeigen diese Gesteinstypen Kaltreckungsstrukturen des Quarzes und sind zum Teil wellenförmig durchbewegt (Abb. 23).
Von einer Ausscheidung der stärker phyllitischen Lagen innerhalb der Quarzphyllite , etwa in Form einer Übersignatur auf der Karte,mußte abgesehen werden , da die Aufschlußsituation im Gebiet der Quarzphyllite durch eine starke Schuttüber - rollung eine solche nicht zielführend erscheinen läßt.
(Vergleiche dazu auch die Ausführungen auf S. 25)

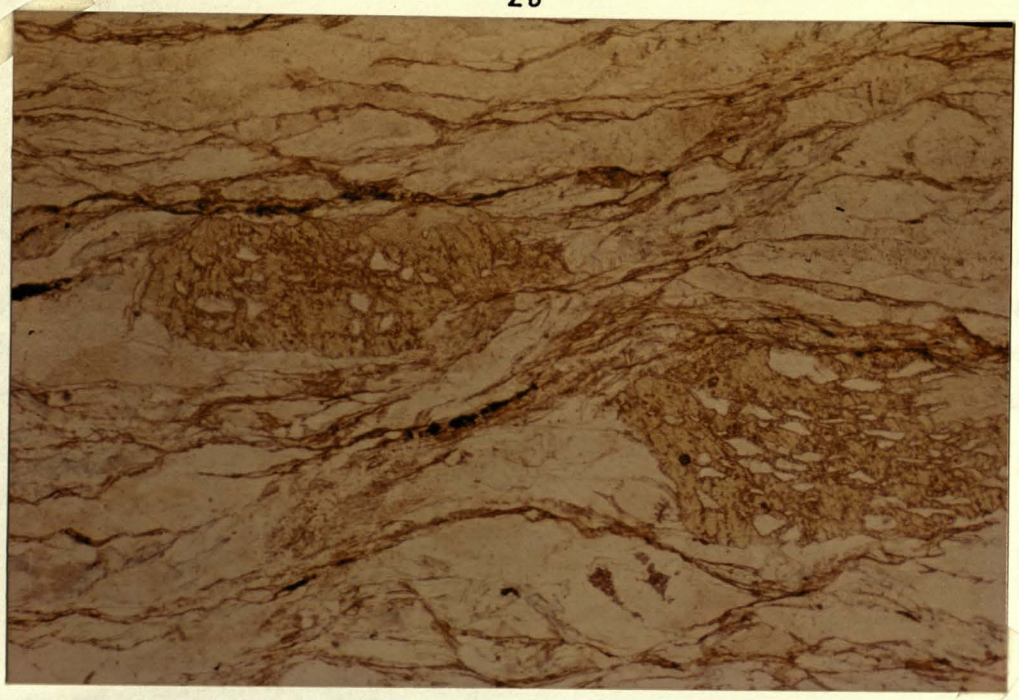


Abb. 19: Pseudomorphose von Chlorit nach Granat.
Vergr. : 30X,+

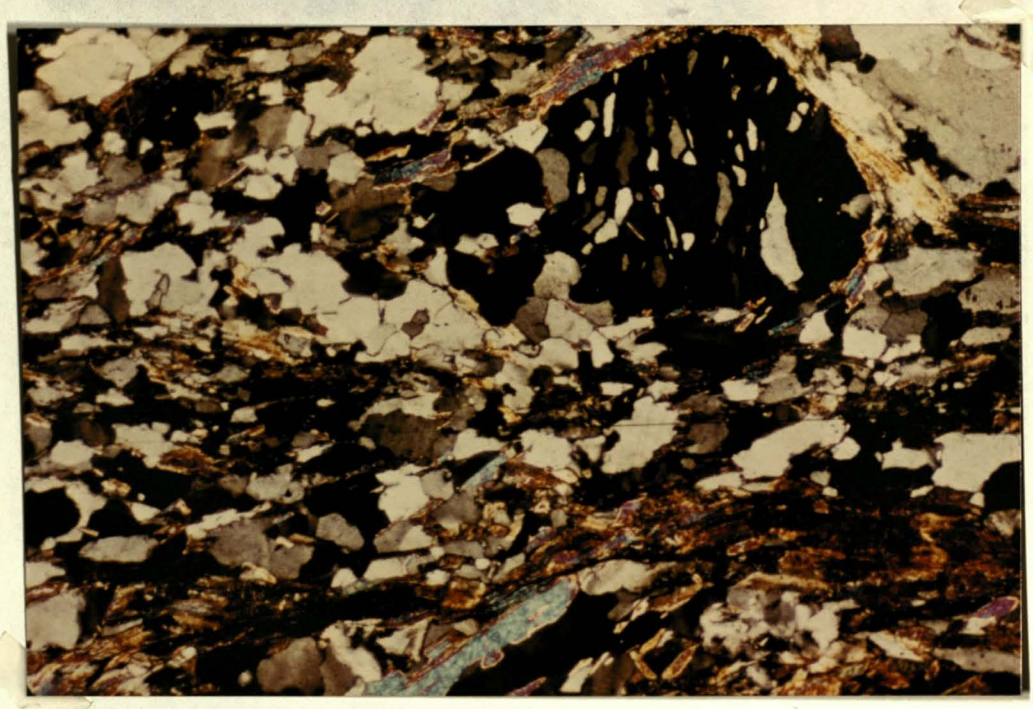


Abb. 20: Granatrelikt mit zum se rotiertem si.
Vergr. : 30 X,+

Schliff Nr. Fi 36 stammt aus der Landecker Quarzphyllitzone. Er wurde an der Straße zur Flathalm auf Höhe 1600 gefunden. Auch hier treten wieder starke Diaphthorese-Erscheinungen auf. Granate liegen nur noch in Form von Pseudomorphosen von Chlorit und Serizit nach Granat vor, der Plagioklas ist zum Teil extrem gefüllt, myrmekitische Erscheinungen sind stark ausgeprägt.
Der Muskovit ist hier sehr häufig.

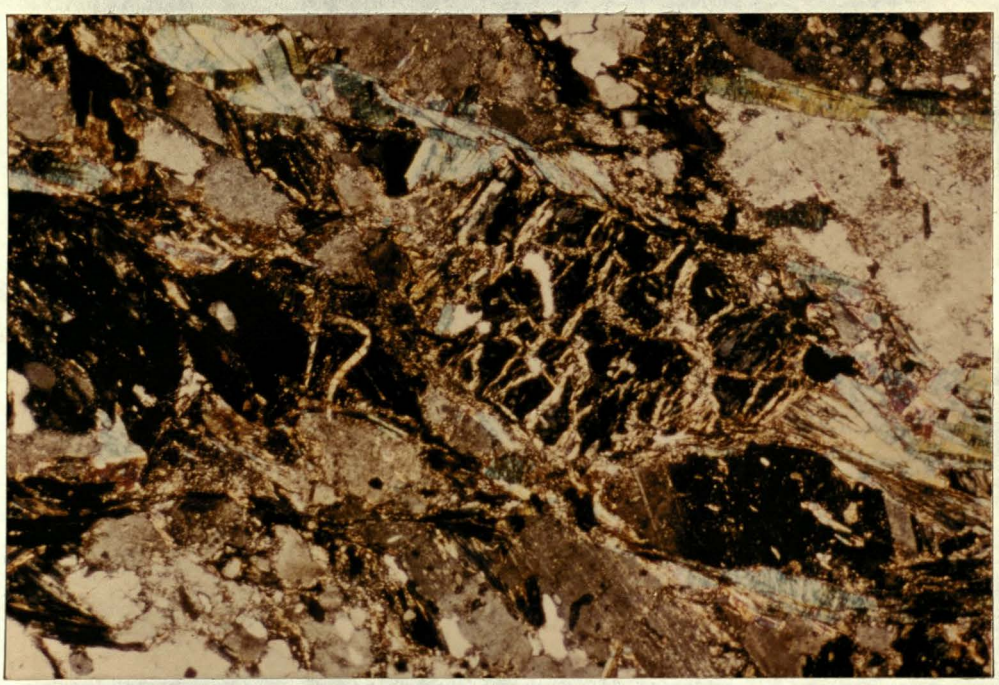
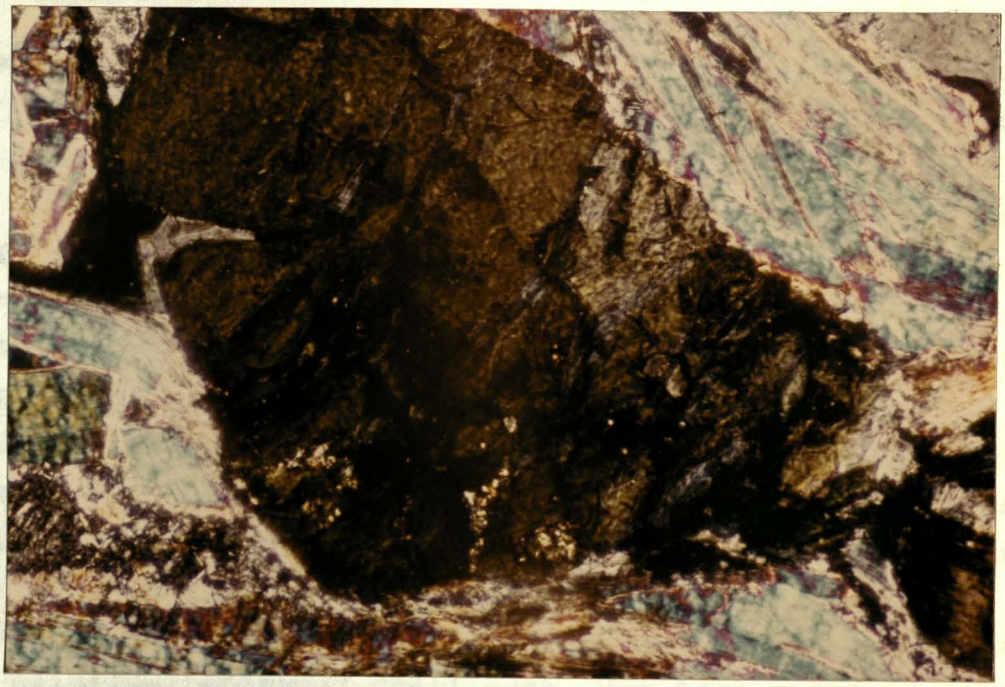


Abb. 21 Vergr.: 30 x
Pseudomorphosen von Chlorit und Serizit nach Granat. Der Serizit erfüllt die Spaltrisse des Porphyroblasten. Der Granat wurde zerbrochen, die Risse mit Serizit gefüllt, die Granatsubstanz in Chlorit umgewandelt.

In Schliff Nr. Fi 36 treten auch vereinzelt Turmaline auf, die eine bedeutende Korngröße erreichen können und ihre Idiomorphie meist erhalten haben.



Vergr.:2ooX

Abb.22: Das Bild zeigt einen Turmalin mit durch Chlorit verheilten Spaltrissen.

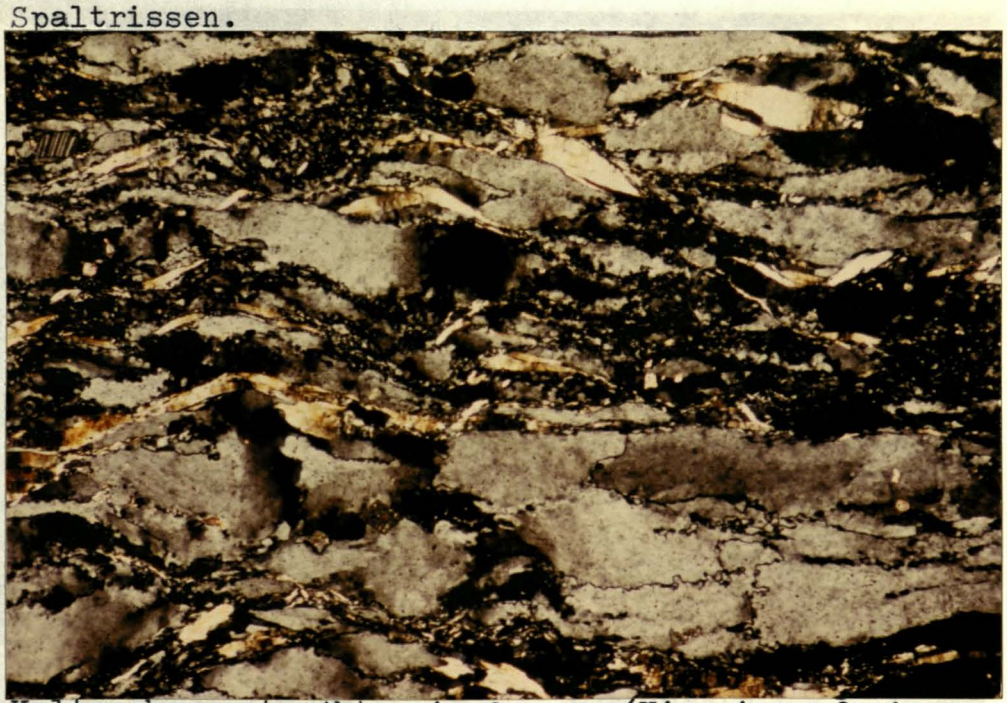


Abb.23: Kaltreckungsstruktur im Quarz. (Hinweis auf eine Durchbewegung unter relativ kühlen Metamorphoseverhältnissen).

Gesteinsbestand des Silvrettakristallins

1.) Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Im Handstück lassen die Granat-Staurolith-Glimmerschiefer meist größere Staurolithe schon mit freiem Auge erkennen. Meist handelt es sich bei diesen herausgewitterten Staurolithen um Kristalle mit gut entwickelter Kristallform, zum Teil typische Durchwachsungszwillinge, die bis zu 1o cm lang werden. Ihre Farbe schwankt zwischen einem dunklen orange-braun und rotbraun. Sehr schön sind diese Staurolithe auch im Querbruch zu erkennen, wenngleich eine bevorzugte Anhäufung an Schichtflächen zu verzeichnen ist.
Bei einzelnen Proben sind auch an der Oberfläche bis zu cm-große, serizitüberzogene Knoten zu erkennen. Hier handelt es sich um Granate, die typisch für dieses Gestein sind. Die Granat-Staurolith-Glimmerschiefer sind im allgemeinen sehr biotitreich; makroskopisch bildet dieser kleine ,dunkle Schüppchen auf der durch Serizit silbern-glänzenden Oberfläche. Zum Teil kommt es zu Biotitanhäufungen in bis zu cm-mächtigen Lagen.

Abb.24: Granat-Staurolith-Glimmerschiefer im Handstück.

Bei Schliff Nr. 52, der etwas westlich des Wasensees, auf 2440 gefunden wurde, handelt es sich um einen glimmerreichen Typus der Granat-Staurolith-Glimmerschiefer.
Große Biotitflatschen sind in eine "Matrix" von feinschuppigem Serizit eingelagert. Auffallend ist hier die starke Fältelung der Glimmer. Die Granate sind hier meist relativ kleinkörnig, nur wenige Idioblasten erreichen eine Größe von über 2mm. Chloritisierung tritt hier bei den Granaten kaum auf, die großen Staurolithe zeigen jedoch besonders randlich Umwandlungen in Chlorit. K-Feldspat tritt untergeordnet auf, akzessorisch ist Turmalin in größerer Menge vorhanden.

Abb.25 : Vergr. : 80X
Biotit in einer "Matrix" von feinschuppigem Serizit.

Abb. 26 : Vergr. : 80 X +

Das Bild zeigt sehr frisch erscheinende kleinere Granate in einem Feldspatblasten eingelagert . Der Feldspat zeigt sehr viele Einschlüsse und auch Serizitspießchen . Die Verwachsungsebene des Feldspatzwillings ist in der oberen Bildhälfte gut zu erkennen.

Aus obigem Bild läßt sich eine Kristallisations - Abfolge in 3 Phasen ableiten :

Phase 1 :Ausbildung des Grundgewebes Quarz - Hellglimmer - Granat.

Phase 2 : Feldspatblastese und Einschluß des Grundgewebes.

Phase 3 : Entmischung des Feldspats

Schliff Nr. 61 wurde auf Höhe 254o an der S-E-Flanke der Gamsbergspitze gefunden. Eine Auszählung des Mineralbestandes ergab folgende Verhältnisse: 39 % Biotit, 35 % Quarz, 11 % Chlorit, 8 % Granat, 3 % Plagioklas, 3 % Staurolith, 1 % K-Feldspat.

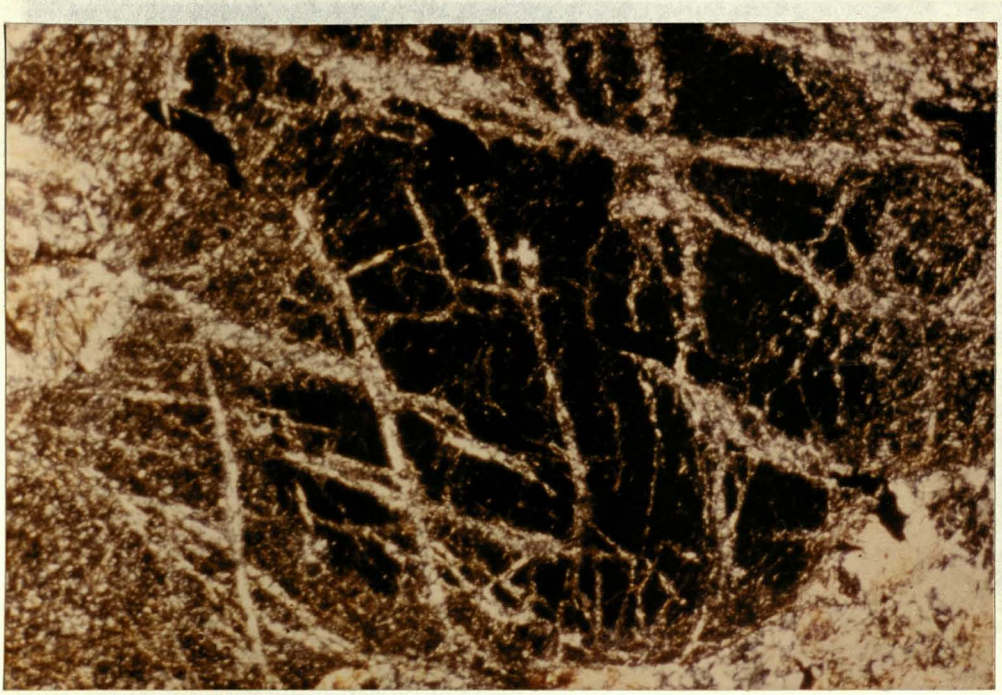
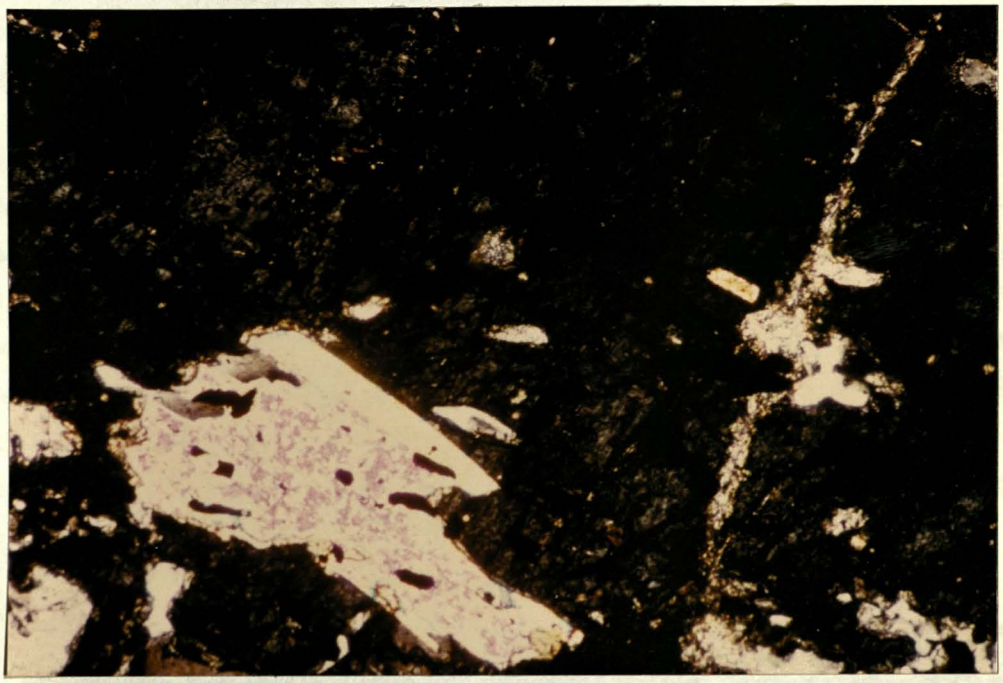


Abb.: 27 Vergr.: 3o x

Staurolith aus Schliff Nr. 61. Der Staurolith zeigt einen dunklen Kernbereich und einen hellen Randsaum. Es handelt sich hier um eine teilweise Serizitisierung im Zuge eines retrograden Metamorphosevorganges. In diesem Stadium wurde erst der Randbereich von der Umwandlung erfaßt; die Serizitisierung kann jedoch so weit fortschreiten, daß schließlich nur noch Pseudomorphosen von Serizit nach Staurolith vorliegen (vergleiche Abb. 29). Dem gleichen Metamorphosegeschehen ist auch der auffallend hohe Chloritgehalt (siehe oben!) zuzuschreiben: Der Chlorit bildet sich hier zum größten Teil retrograd auf Kosten des Biotits und des Granats.

Bild Nr.28 zeigt einen Staurolith aus dem Schliff Nr.55 (Granat-Staurolith-Glimmerschiefer vom Wasensee).
Hier läßt sich ein Hellglimmer beobachten, der in Staurolith eingelagert ist, wobei undeutlich ein Reaktionssaum zu erkennen ist.

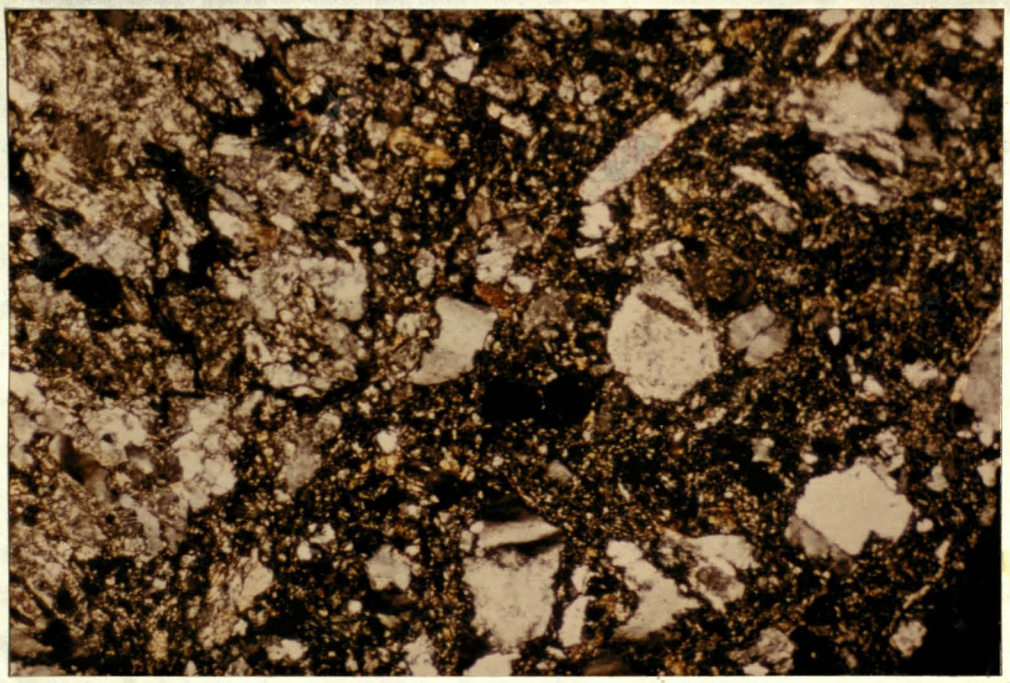


Vergr.: 80X
Abb.28: Hellglimmer als Einschluß im Staurolithblasten.

Das Auftreten des Muskowits als Interngefüge im Staurolith weist darauf hin, daß Muskowit einer früheren Kristallisationsphase zuzuordnen ist als Staurolith. Dieser präkinematische Muskowit wird als MuskowitI in die gleiche Kristallisationsphase gestellt wie Granat und BiotitI.

Schliff Nr. 56 von der Spinnscharte zeigt wiederum einen stark quarzitischen Typus. Die Mengenverhältnisse der Minerale wurden mit dem Auszählschlitten ermittelt: Quarz 78 %, Biotit 14 %, Granat 4 %, K-Feldspat 3 %, Muskowit + Chlorit ca. 1 %.
Apatit und Turmalin treten als Akzessoirien auf (deutlich unter 1 %).
Staurolith fehlt bei diesem Schliff.

Schliff Nr. 6o wurde am Weg Spinnscharte-Spinnsee auf Höhe 255o genommen. Auch hier handelt es sich wieder um einen extrem quarzreichen Typus mit vielen Granaten. Diese sind zum Teil chloritisiert und in sich zerbrochen. Deutlich frischer Plagioklas kommt in einem verzwillingten, mittelkörnigen Exemplar vor, während die übrigen, seltenen Plagioklase stark gefüllt sind. Bei der großen Serizit-Chlorit-Quarz"schliere" dürfte es sich vielleicht um eine Pseudomorphose nach Staurolith handeln. Akzessoirisch treten noch Apatit und Epidot auf.



Vergr.: 3o x

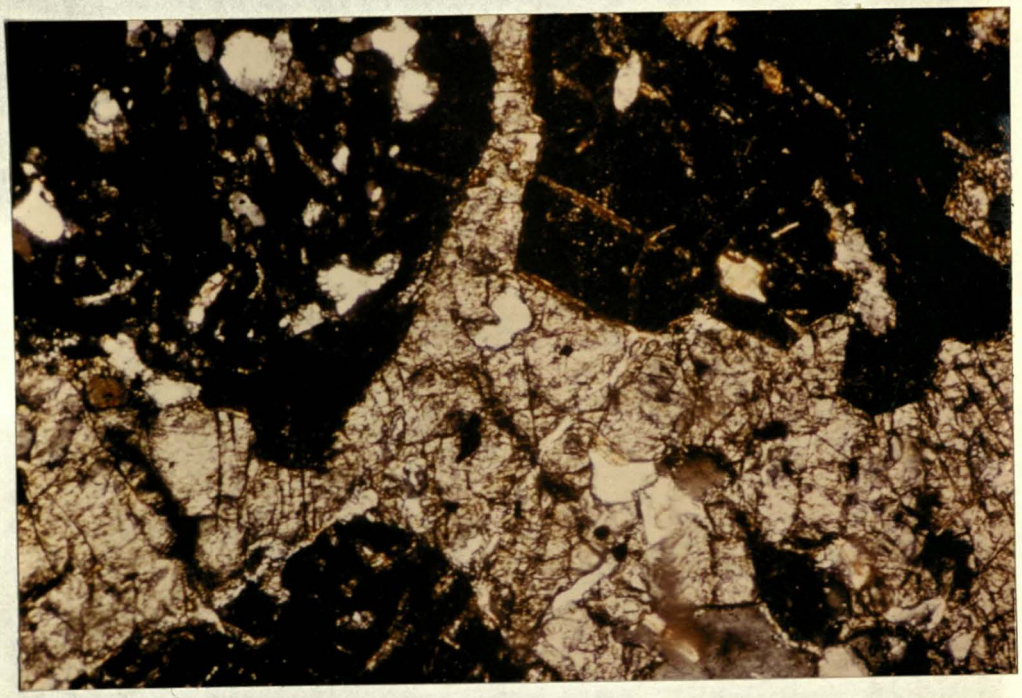
Abb. 29: Pseudomorphose von Serizit und Chlorit nach Staurolith.

Bild Nr.30 zeigt einen Staurolithdioblasten, der in feinschuppigen Serizit eingelagert ist. Er zeigt Einschlüsse von Quarz. Besonders randlich ist eine Neusprossung von Chlorit zu beobachten.

Abb. 30 : Vergr.: 3o x
Der Staurolith zeigt randlich eine Neusprossung von Chlorit.

Bei Schliff Nr. 53, der aus einer Probe am Wasensee, auf 244o m gewonnen wurde, handelt es sich um einen mehr quarzitischen Typus des Granat-Staurolith-Glimmerschiefers. Auffallend ist hier die lagenweise Anordnung der Quarze. Diese treten in zwei extrem unterschiedlichen Korngrößen auf: in einer feinkörnigen Grundmasse (fast nur Quarze, weniger K-Feldspat) schwimmen grosse, undulös auslöschende Quarzkörper.
Biotit tritt hier gegenüber Quarz stark zurück; die relativ seltenen Plagioklase sind verzwillingt und extrem gefüllt.
Granate fehlen in diesem Schliff. Wichtig ist hier die Beobachtung, daß Staurolith nur noch als Pseudomorphose von Serizit und Chlorit nach Staurolith vorliegt.

Schliff Nr. 55 stammt aus dem Felsen über der Insel des Wasensees (242o). Die Staurolithe sind extrem groß, meist idiomorph. In einem Staurolithkörper sind 7 relativ große Granate eingeschlossen, die alle relativ frisch erscheinen.
Biotit ist hier sehr häufig. Weiters tritt undulös auslöschender Quarz, verzwillingter Plagioklas, Chlorit und zonar gebauter Turmalin auf (Gemengteile wie auf vorhergehender Seite beschrieben).



Vergr.: 3o x

Abb.31
Granat (z. T. mit rotiertem si) als Einschluß im Staurolith. Die Einschlüsse im Granat bestehen hauptsächlich aus Quarz.

Abb.32 : Vergr. 8o x
Staurolith, poikiloblastisch von Quarz durchsetzt. Das Foto stammt vom Schliff Nr. 55.

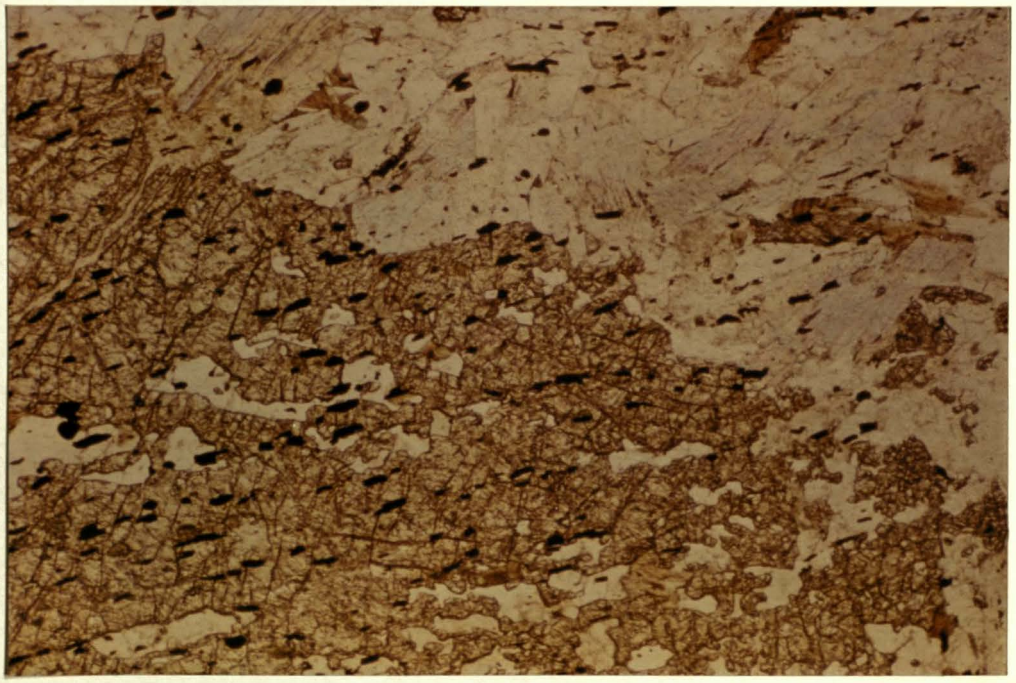


Abb.33 : Vergr. 3o x
Das Bild zeigt einen postkinematisch kristallisierten Staurolith. Das si, das überwiegend aus Erz und Quarz besteht, geht ohne Richtungsänderung in das se über.

Die Paragenese der Mineralgesellschaft mit Staurolith

Staurolith wurde nur in Schliffen des Glimmerschiefers des Silvrettakristallins beobachtet. Der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer tritt im zentralen Bereich des Kartierungsgebietes mit der typischen Mineralgesellschaft auf:
Gra + Stau + Bio + Mu + Qu + Pl +Chl ± Knaf +Ap + Turm.

In der von S.HOERNES als "Mineralgesellschaft Gruppe I" in seiner Arbeit über die Paragesteine des Silvrettakristallins (1971,S.58) ausgeschiedenen Gruppe fehlt der K-Feldspat, während in den von mir untersuchten Schliffen der K-Feldspat meist vorhanden ist und bis zu 3% des Modalbestandes bilden kann.

60 S. Hoernes:

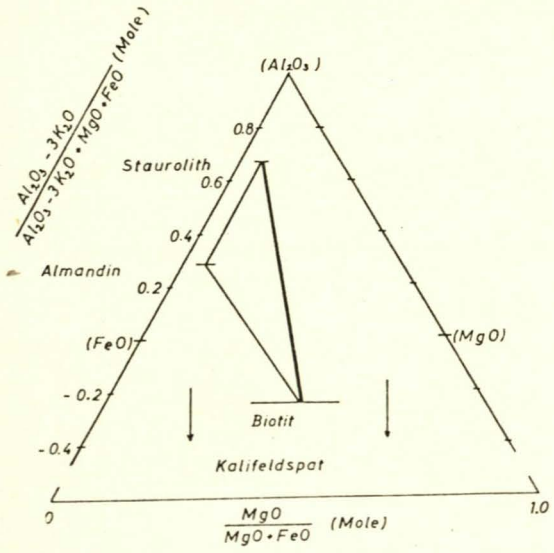


Abb. 3. AFM-Diagramm der Gruppe I. Die stark ausgezogene Linie bedeutet in diesem wie in den folgenden Diagrammen die relative Häufigkeit der verschiedenen Paragenesen.

Abb.34: AFM- Diagramm der Gruppe I. Entnommen aus S. HOERNES (1971, S. 60)

Kristallisationsabfolge (vergleiche S.)

ältere Kristallisation (präkinematisch bis synkinematisch)	jüngere Kristallisation (postkinematisch)
Granat, MuskowitI, ChloritI, BiotitI	Staurolith, BiotitII, Sillimanit, Andalusit, MuskowitII

Auf Grund dieser Beobachtungen über das Verhältnis der Kristallisation zur Deformation, über die Kristallisationsabfolge, halte ich folgendes Reaktionsmodell zur Bildung des Stauroliths für wahrscheinlich:

(Chlorit + Muskowit + Almandin) $\Rightarrow$ (Staurolith + BiotitII + Quarz + Wasser)

Biotitfleckengneise

Kennzeichnend für die Biotitfleckengneise sind im Handstück typische, ca. 3mm große Biotitschuppen, die oberflächlich schwarz-violette Flecken bilden; der Serizitreichtum verleiht dem Gestein eine silbrigglänzende Oberfläche.
Auch im Querbruch sind die Biotite deutlich zu erkennen; einzelne Proben sind sehr quarzreich und ärmer an Biotit; bei einer Zunahme des Quarzes bilden sich alle Übergänge zu einem relativ reinen Quarzit.(Es kommt zu einer Wechsellagerung von Quarzit- bzw. quarzitischen Bändern mit biotitreichen Biotitfleckengneisen;die Mächtigkeit dieser Quarzlagen schwankt zwischen 2cm und 45 cm.
Auf der Karte sind die besonders mächtigen Quarzitlagen mit einer Übersignatur ausgeschieden.
Schliff Nr. 24 stammt von der oberen Kaskade des Flathbaches. Er zeigt den biotitreichen Typus des Biotitfleckengneises. Neben Biotit als Hauptgemengteil tritt Quarz, Hellglimmer, Alkalifeldspat, verzwillingter Plagioklas, Chlorit und Turmalin auf.
Der Biotit zeigt häufig eine ausgeprägte "Knitterungsstruktur".
Der Plagioklas ist deutlich verzwillingt; auffallend sind die myrmekitischen Erscheinungen.

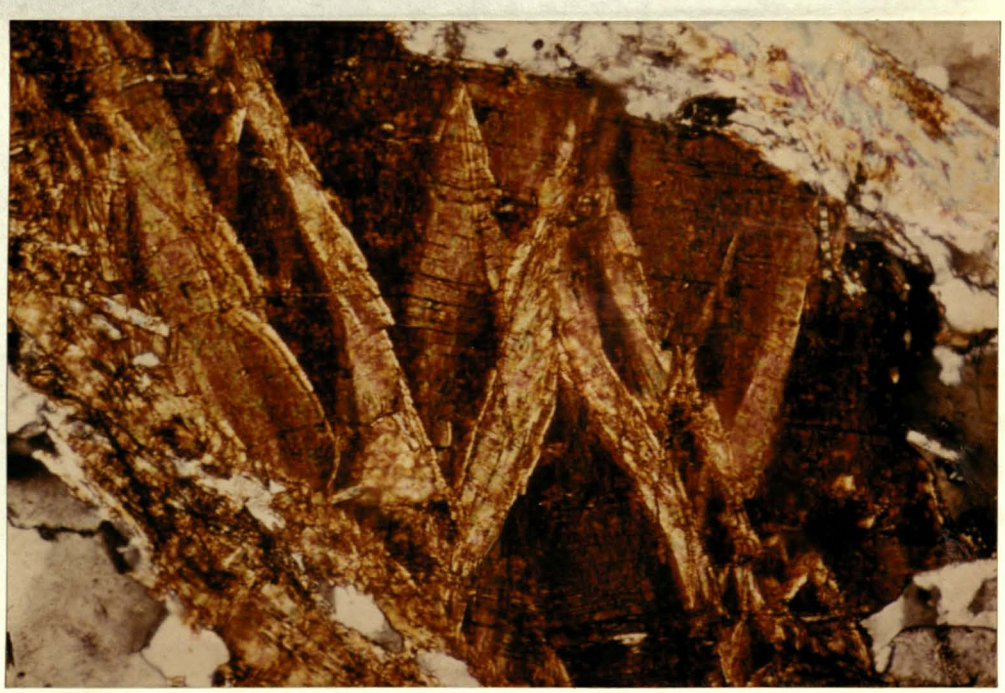


Abb.[35]: "Kinked biotite" aus Schliff Nr. 24. Vergr.: 80 x

Sillimanitführende Biotitfleckengneise wurden am Flathsee, am oberen Wasserfall des Flathbaches (Profil 1, S. 102) und am NW- Grat der Gigglerspitze (am Hangfuß, siehe Profil 2, S. 106) gefunden. Der Sillimanit tritt bei allen hier beschriebenen Schliffen als Fibriolith auf; häufig ist er mit Biotit verwachsen, gelegentlich auch mit Hellglimmer. Abb. zeigt Sillimanitnädelchen im Quarz. (Bei gehäuften Vorkommen dieser Sillimaniteinschlüsse spricht man von "Faserkiesel".)

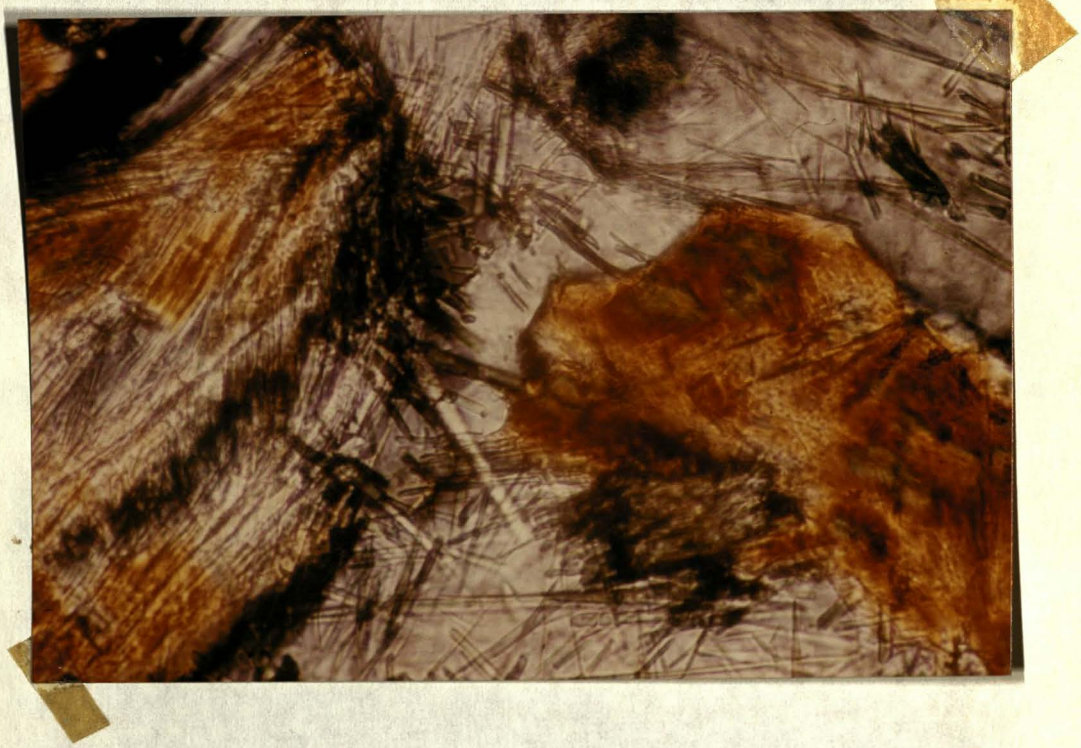


Abb. 36: Stengelige Sillimanitaggregate im Quarz und an den Korngrenzen des Biotits. (Schliff 24, Fundort Flathsee) Vergr.: 95oX,+

Wie schon oben beschrieben, tritt Sillimanit häufig in enger Verwachsung mit Biotit auf; bei entsprechendem Sillimanitanteil spricht man von der "Sillimanithärte"des Biotits. Einen solchen Biotit zeigt das Foto 37 der Probe Ei 49vom NW-Grat der Gigglerspitze.

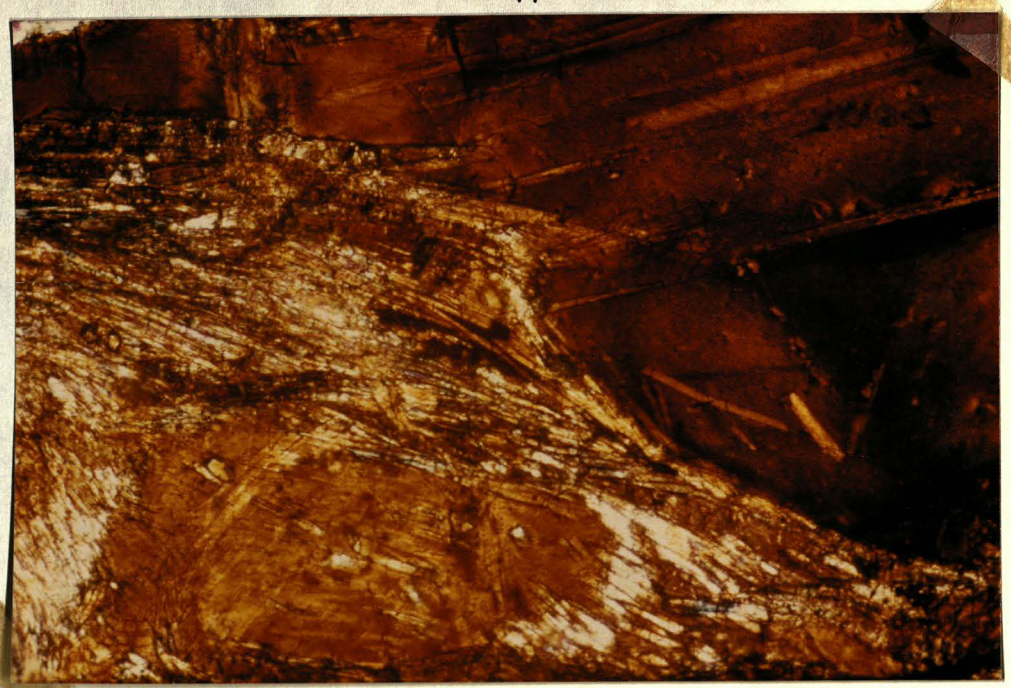


Abb.37 : Verwachsung des Biotits mit Sillimanit (stengelig).
Vergr.: 240X,+

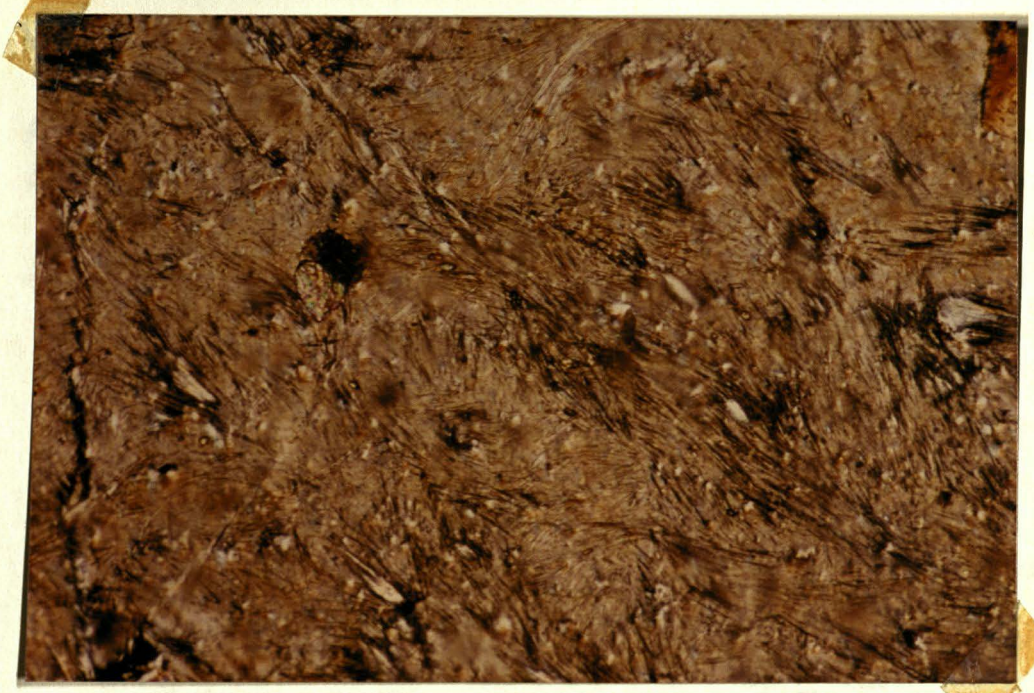


Abb.38: "Rasen" aus fibriolithischem Sillimanit (P24).
Vergr.: 140X,+

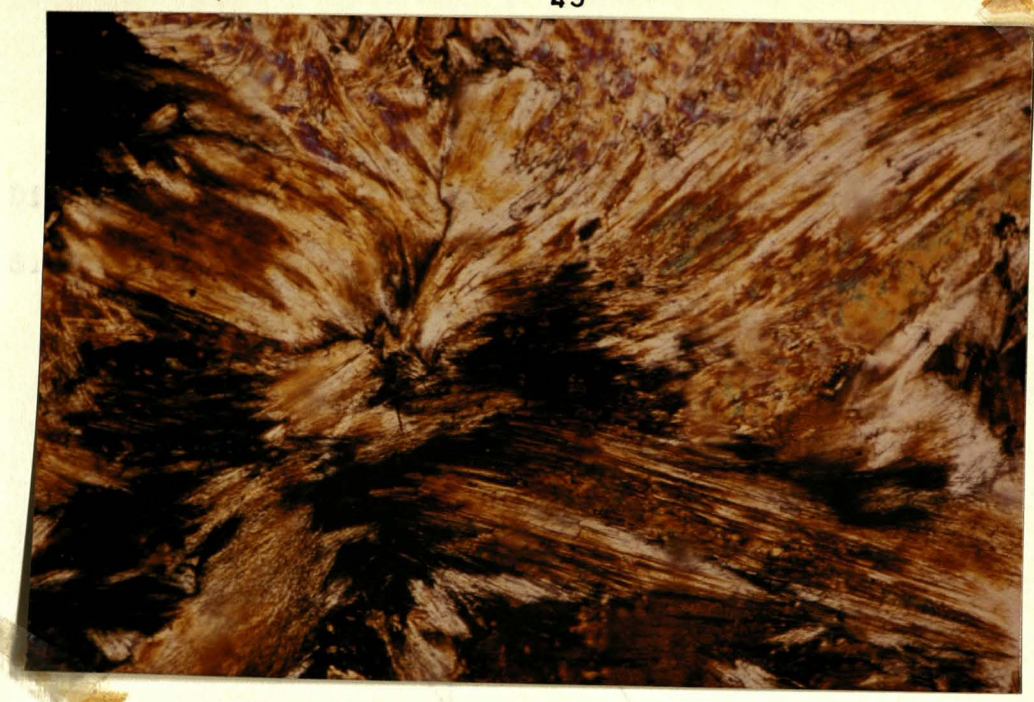


Abb.39:Verwachsung des Sillimanits mit Biotit und Muskovit (anormale Interferenzfarben). Vergr.:240,X

Die Paragenese der Mineralgesellschaft mit Sillimanit

Wie schon beschrieben, konnten in einigen Schliffen aus dem Bereich nahe der Überschiebungslinie Phyllitgneiszone / Silvrettakristallin Sillimanite im Biotitflecken-gneis des Silvrettakristallins gefunden werden.
Da der gesamte im Dünnschliff feststellbare Mineralbestand kein Gleichgewicht darstellt, wurden nur Berührungsparagenesen, das heist Mineralgesellschaften, die unmittelbar aneinander grenzen ,berücksichtigt.
Die Mineralgesellschaft entspricht in etwa der von S. HOERNES (1971, S. 59) aus dem östlichen Teil des Silvrettakristallins "Mineralparagenese der Gruppe V":

Gra + Bio + Mu + Sill + Qu + Pl + E + Ap $\pm$ Turm.

In den von mir untersuchten Schliffen sind überdies noch die Minerale K-Feldspat und Chlorit enthalten.

Die am häufigsten auftretende Berührungsparagenese ist:

Sill + Bio + Mu + Qu. (siehe Abb.)

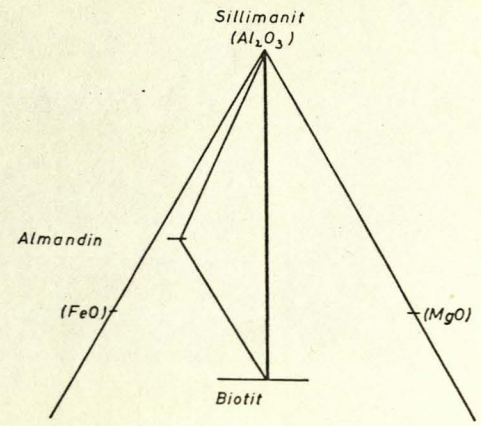


Abb. 10. AFM-Diagramm der Gruppe V.

Abb. 40 : AFM-Diagramm der Mineralgesellschaft Gra + Bio + Mu + Sill + Qu + Pl + E + Ap ± Turm. Entnommen aus S. HOERNES (1971, S 65).

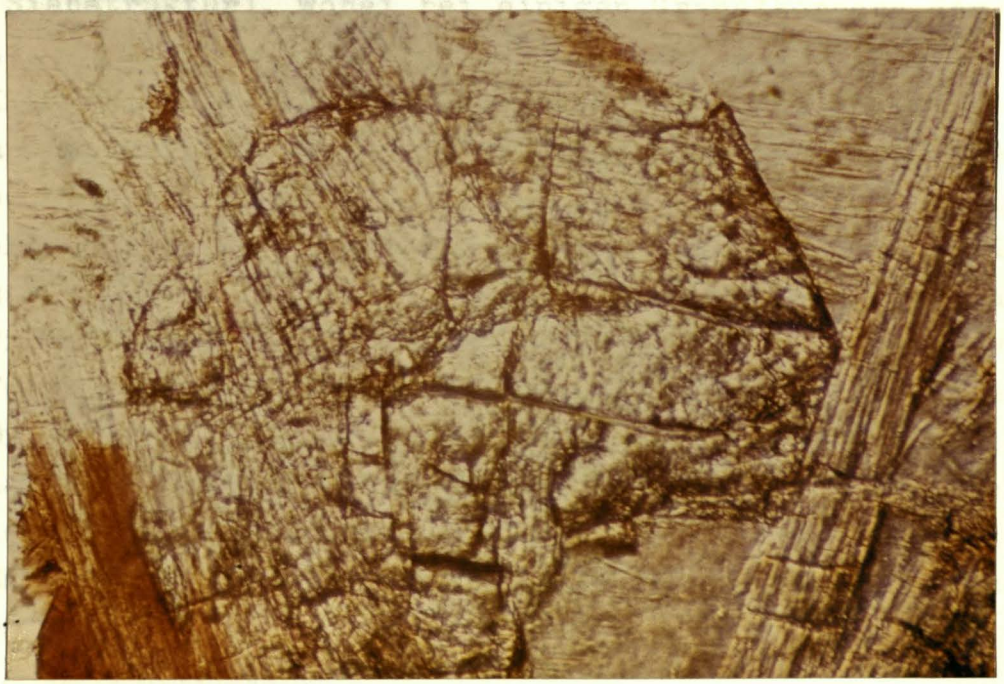


Abb. 41 : Vergr. 2oo x

Berührungsparagenese Granat-Hellglimmer-Biotit-Sillimanit. Der Sillimanit entwickelt sich auf Kosten des Granats.

kaum, verm. Granat über älteren Sill. gewachsen

Vergr.: 3o x

Abb. 42: Poikiloblastisch von Quarz durchwachsener Granat.

Schliff Nr. Fi 14 stammt aus dem Hang über dem Weg zum Spinnsee; (Höhe 24oo m). Der Schliff zeigt zahlreiche Granatporphyroblasten, die von Quarz poikiloblastisch durchlöchert sind (Siebstruktur), wobei bei einigen Granatkörpern der Quarz anteilsmäßig gleich dem Granat ist.
Im gleichen Schliff treten auch ungewöhnliche Chloritbildungen auf: sehr dünne Lagen von Chlorit durchziehen das Gestein, wobei sich die Züge über die Korngrenzen der Quarz-Feldspatmatrix ohne sichtbare Beeinflussung hinwegsetzen. Dies würde für eine sehr späte Bildung der beschriebenen Chlorite sprechen.
Wie aus Abb. 43 und Abb. 44 ersichtlich, erinnern die "würmchenförmigen" Chlorite an Fraßspuren (Neminthstruktur des Chlorits). Diese Ausbildung ist dadurch zu erklären, daß sich der Chlorit nach dem Prinzip einer umstürzenden Geldrolle verhielt und entlang seiner bevorzugten Spaltbarkeit auseinander glitt.
Es kann sich dabei aber auch um eine reine Wachstumsstruktur handeln.

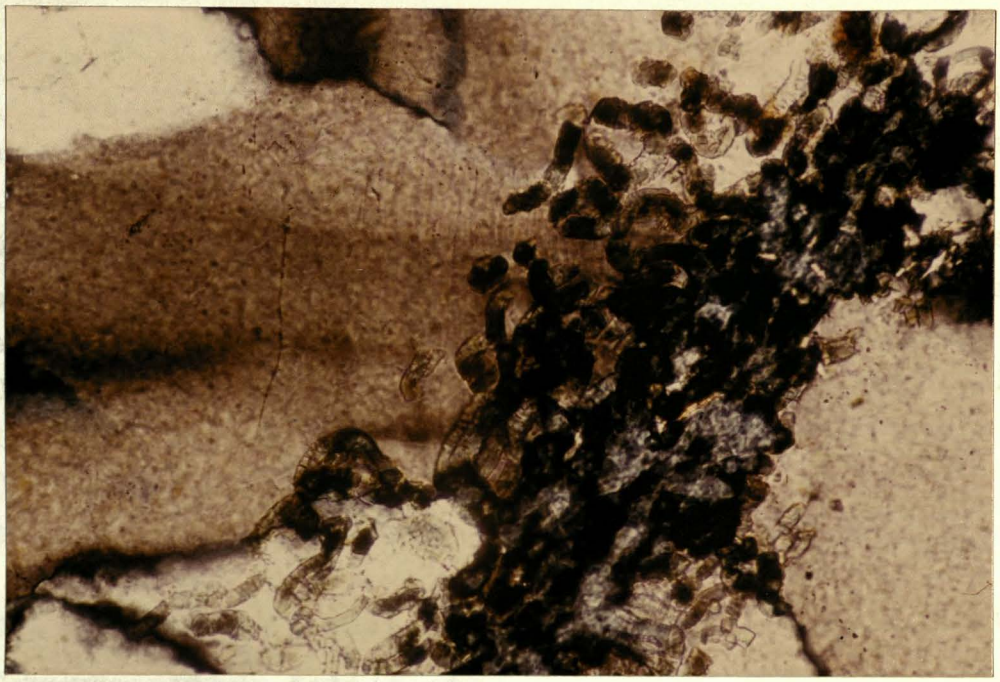


Abb. 43 : Der Chlorit mit Neminthstruktur setzt sich über die richtungslos-körnige Quarz-Feldspat-Grundmasse unabhängig von den Korngrenzen hinweg. Vergr.:2oo x

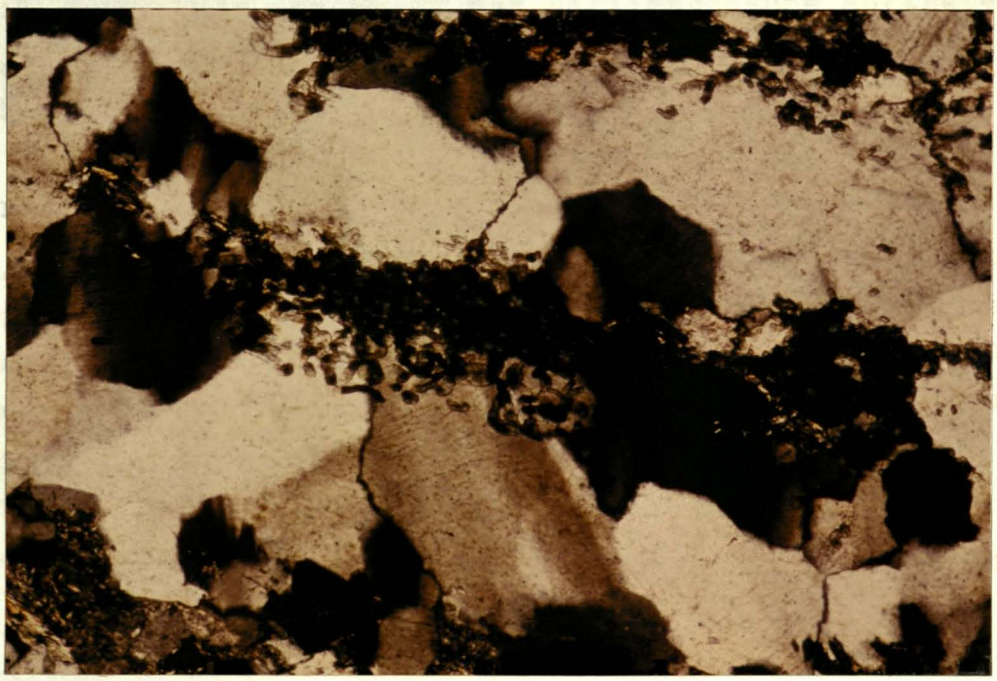


Abb. 44 : Der Chlorit bildet einzelne dünne Lagen im Schliff, die zueinander parallell ungefähr im s verlaufen. Vergr.: 8o x

Im Biotitfleckengneis des Silvrettakristallins wurde von mir in einer einzigen Probe Andalusit gefunden, der durch eine Untersuchung mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde belegt werden konnte.
S. HOERNES, der den gesamten Bereich des österreichischen Anteils am Silvrettakristallin untersuchte, konnte Andalusit im Gestein nur im Vergaldner Tal nachweisen (1971, S. 65).
F. PURTSCHELLER (1969, S. 46) konnte im Ötztal, im Profil Luibisalm Andalusit in der gleichen Paragenese nachweisen, in der S. HOERNES den Andalusit beschreibt, und in der er auch in meinem Arbeitsgebiet auftritt:
Gr + And + Sil + Bi + Q + Ms + Chl + Erz
Die fündige Probe stammt aus Profil 1 , von der Steilstufe des Flathbaches (siehe Abb. 75).
Es handelt sich somit bei oben beschriebenen Vorkommen um den zweiten Andalusitfundpunkt im österreichischen Anteil des Silvrettakristallins, bei dem Andalusit im Gestein nachgewiesen werden konnte; Regional von Bedeutung dagegen ist Andalusit in Quarzknauern, die innerhalb der Sillimanitzone auftreten (SPAENHAER, 1933); diese wurden in meinem Kartierungsgebiet nicht beobachtet.

Mineralbeschreibung:

Das Auftreten des Andalusits ist an Zügen von fibriolithischem Sillimanit gebunden. Es ist deutlich zu erkennen, daß sich Andalusit in diesen Sillimanit umwandelt. Zum Teil treten auch Pseudomorphosen von Sillimanit und Serizit nach Andalusit auf. Vereinzelt sind auch Sillimanitspießchen zu beobachten, welche den fibriolithischen Sillimanit begleiten.

Die Verhältnisse von Andalusit/Sillimanit lassen erkennen, daß sich die PT-Bedingungen an der Phasengrenze der beiden Minerale bewegten.

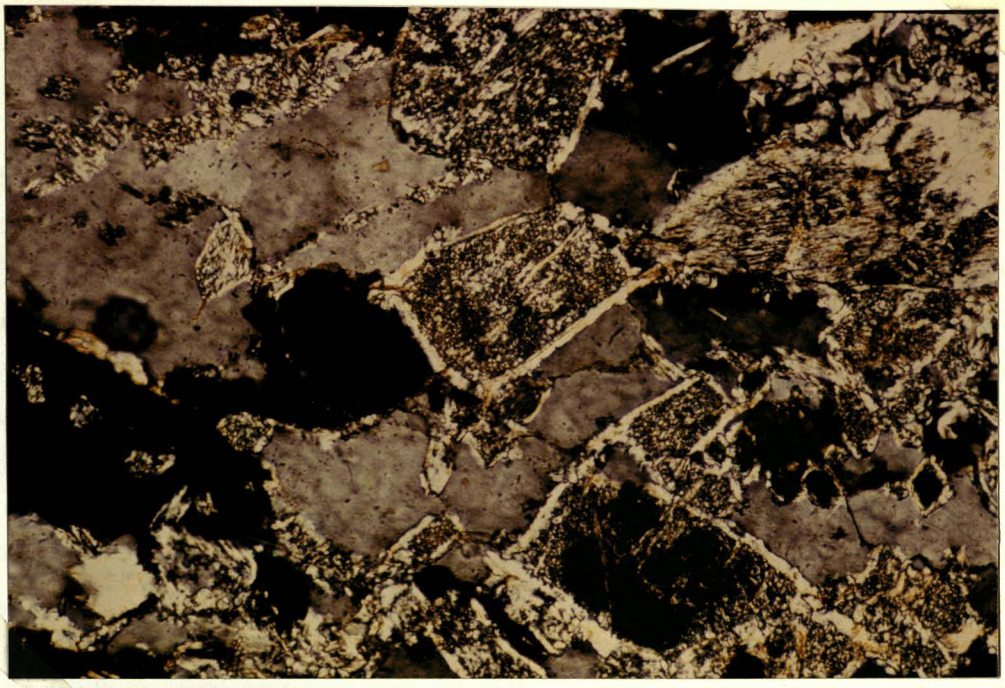


Abb.45: Vergr.: 200X
Pseudomorphosen von Serizit und Sillimanit
nach Andalusit.(Sillimanitsaum)

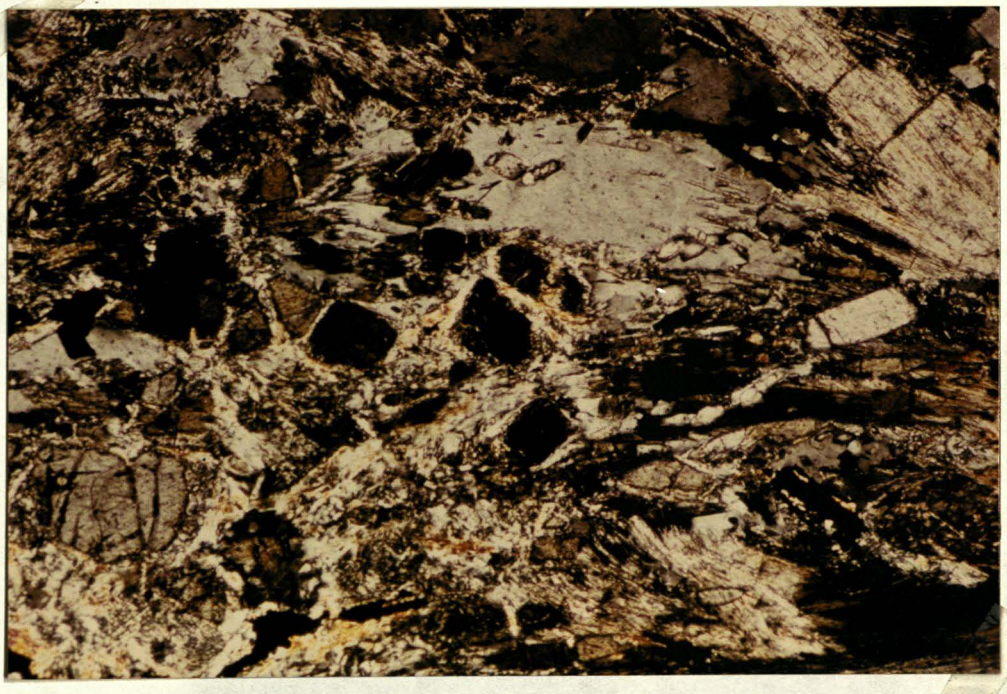
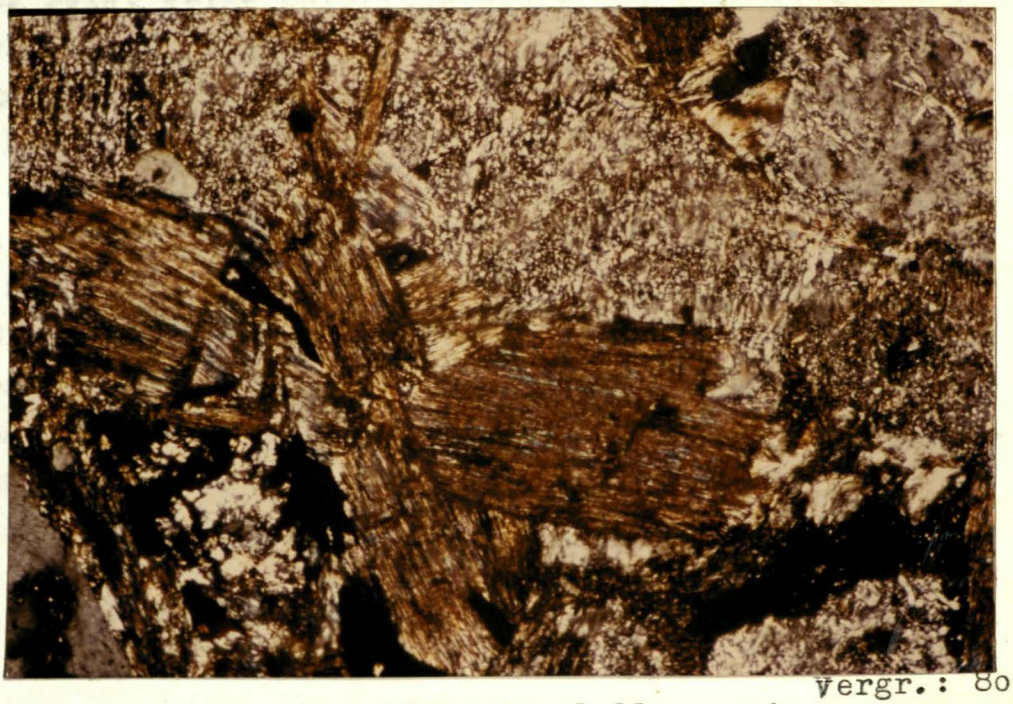


Abb.46: Vergr.: 80X
Andalusit (dunkle Körner mit hellem Saum)
in Zügen von fibriolithischem Sillimanit.

In Profil 2 (Lawinenstrich am NW-Grat des Giggler) tritt auf Höhe 2200 ein Gesteinstypus auf, der zwischen den eigentlichen Biotitfleckengneisen und den Phyllitgneisen im Liegenden eine vermittelnde Stellung einnimmt. Es handelt sich hier um ein stark vergrüntes Gestein, welches makroskopisch große Ähnlichkeit mit gewissen quarzitischen Typen der Biotitfleckengneise besitzt. Im Schliff zeigt dieses Gestein eine sehr ausgeprägte Diaphthorese: Der in diesem Gestein sehr häufige Plagioklas ist stets verzwillingt und extrem gefüllt. Chlorit tritt in Flatschen regellos über das Gestein verteilt auf. Der Chlorit ist offensichtlich aus Biotit hervorgegangen. Häufig sind ehemalige Paralellverwachsungen von Biotit und Muskovit zu beobachten, bei denen im Zuge der retrograden Metamorphose der Biotit in Muskovit umgewandelt wurde, während der Muskovit erhalten blieb und nun in den Chloritbündeln dünne Lagen mit seinen typischen anormalen Interferensfarben bildet. Als Nebengemengteil tritt Quarz, K-Feldspat und mittelkörniger Granat auf. Auf Grund der Überlegung, daß der in diesen Gesteinen so häufige Chlorit aus Biotit hervorgegangen ist, handelt es sich in diesem Fall um einen diaphthoritischen Paragneis.
Da dieser Gesteinstyp nur hier, unmittelbar an der Überschiebung Silvrettakristallin/Phyllitgneiszone auftritt, wurde auf eine getrennte Ausscheidung, etwa in Form einer Übersignatur auf der Karte verzichtet.



vergr.: 80 x

Abb. 47: Chloritisierung einer ehemaligen Paralellverwachsung von Biotit und Muskovit; der Hellglimmer ist noch erhalten.

Pegmatite des Silvrettakristallins

Folgt man dem Weg entlang des Urgbaches Richtung Spinnsee, so findet man 7oo m südwestlich der Lader Urgalpe einen kleinen Steg über den Urgbach. Steigt man von hier nach W den Hang hinauf, so stößt man auf eine Ansammlung von großen Bergsturzblöcken im Schuttfächer. Diese Blöcke bestehen fast ausschließlich aus einem weißen Pegmatitgestein und besitzen zum Teil Kantenlängen von 1 - 2 m. (Der große Pegmatitblock auf Abb.48 , der auf Grund seiner bedeutenden Masse und seiner nahezu kubischen Form bis in die Wiese südlich der Alpe gerollt ist, besitzt eine Kantenlänge von ca. 5 m). Der Pegmatit fällt durch seine sehr hohen Turmalin- und Hellglimmergehalte auf. Es tritt hier die schwarze Abart des Turmalins auf, der Schörl (Eisen-Turmalin). Die Turmaline weisen parallel zur Hauptachse deutliche Längsstreifung auf. Die trigonalen Kristalle sind sehr langgestreckt; bei einem Durchmesser von maximal 1o cm erreichen die größten Individuen eine Länge von bis zu 25 cm. Die Turmaline machen einen sehr frischen Eindruck: es ist praktisch nie eine Vergrünung zu beobachten, die Kristallflächen sind meist glänzend und nur selten tritt oberflächlich eine Trübung durch Rostanflug auf.
Der Muskovit tritt in Schichtpaketen bis zu 2,5 cm Stärke und mit Blattgrößen bis zu 1o cm Kantenlänge auf; auch er ist auffallend frisch, zeigt keine Chloritisierung und Limonitisierung.
Quarz ist gegenüber Feldspat stark vorherrschend.
Bei diesen Pegmatiten handelt es sich um ein wenig geschichtetes Gestein; eine Schieferung wurde nie beobachtet.
Folgt man der Schutthalde bis auf 2o7o m Höhe, so findet man dieses Gestein in 2o m Mächtigkeit anstehend. Die Pegmatite sind hier in einen mehr oder weniger quarzitischen Biotitfleckengneis eingelagert. Sie ziehen als Pegmatitband mit einer maximalen Mächtigkeit von 2o m, auf lange Strecken gut aufgeschlossen, in flacher Lagerung von der Felsrippe links, d. h. südlich des grossen Schuttfächers in einer Höhe von ca. 2o7o bis 2o8o m bis zum Weg zur Spinnscharte. Eine Fortsetzung findet dieses Pegmatitband dann sehr viel weiter nördlich in den Bergflanken westlich der Lader Urgalpe (siehe Karte).

Abb.48 zeigt das Pegmatitvorkommen südwestlich der Lader Urgalpe. Der Blick geht von der Alpe Richtung W. Im Vordergrund sieht man einen großen Bergsturzblock aus Pegmatit, der eine Kantenlänge von ca. 6 m besitzt. Deutlich ist die flache Lagerung des Pegmatitbandes zu erkennen, das konkordant zu den Biotitfleckengneisen verläuft. Die aufgeschlossenen Bereiche des Pegmatits wurden mit Tusche eingefaßt und zur besseren Sichtbarkeit mit gelber Farbe hervorgehoben. Der Pfeil und die Bezeichnung Mu kennzeichnen die Entnahmestelle der Proben für eine absolute Altersbestimmung.

Amphibolite

In der Zone der Phyllitgneise und in den Phylliten treten keine Amphibole auf. (In den Phylliten treten Hornblendeschiefer auf.)
Die Amphibolite sind dunkelgrüne, gut gebankte Gesteine von großer Härte und Zähigkeit. Sie bestehen aus Amphibol und Plagioklas, wobei ersterer gewöhnlich an Menge bedeutend überwiegt. Epidot ist in wechselnden Mengen vorhanden;
als Folge von Umwandlungserscheinungen in Druckzonen bildet sich ein Adern- und Nestsystem, das das Gestein durchzieht.
Durch stärkere Beimengung von Biotit und Quarz, der in vielen Amphiboliten in kleineren Mengen vorhanden ist, ergeben sich Übergänge zu den Gneisen, welche man als Biotithornblendegneis bezeichnen kann.
Sehr oft finden wir eine lagenweise Sonderung der Bestandteile und damit eine Bänderung aus Hornblendelagen und feldspatreichen Lagen.
Die Hornblendenschiefer im Phyllit sind feinkörnige, dunkelgrüne Schiefer, die fast ausschließlich aus Hornblende bestehen und fast keinen bzw. wenig Plagioklas enthalten.

Schliff Nr. 27 zeigt einen Amphibolit von der oberen Kaskade des Flathbaches. Hier fällt die extreme Füllung der meisten Plagioklase auf; wobei jedoch auch untergeordnet sehr frische ,deutlich verzwillingte ,kleinere Individien auftreten. Sehr wenig Quarz! Chlorit selten. Ameisenei-förmiger Titanit (mit Illmenitkern) bildet perlschnurartig Lagen.

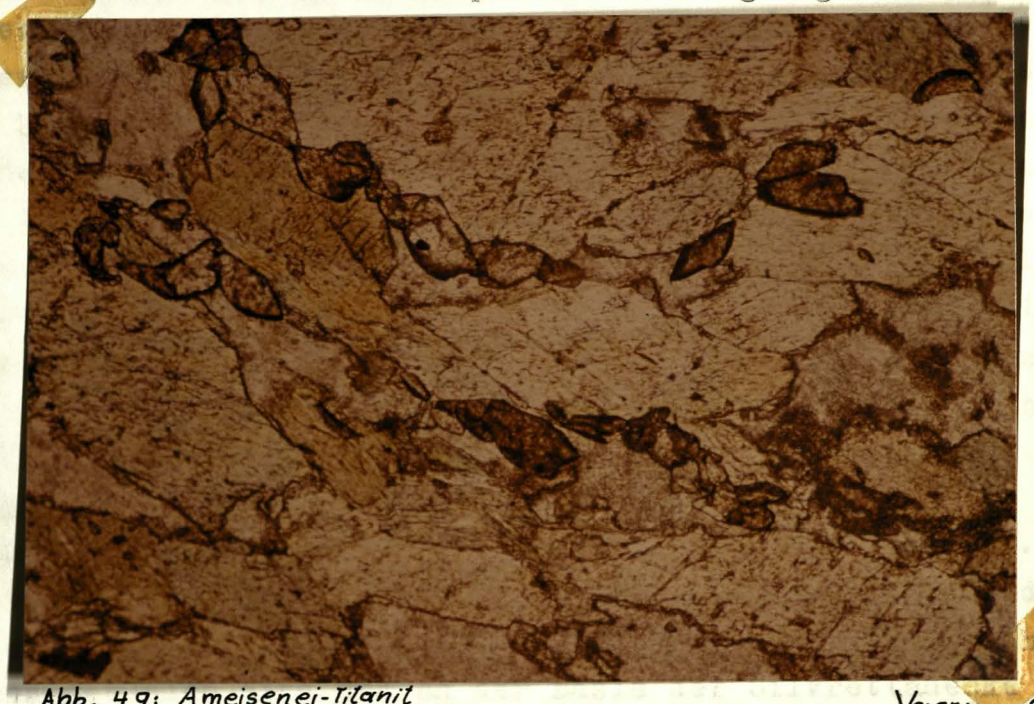


Abb. 49: Ameisenei-Titanit Vergr.: 80X

Schliff Nr. 19 stammt vom Flathsee(Westrand). Hier handelt es sich um einen Amphibolit, der untergeordnet K-Feldspat führt. Quarz sehr selten. Auch hier sind die Plagioklase stark-bis extrem gefüllt, Titanit wieder sehr häufig.

Sohliff Nr. Gbl wurde südlich des Thialkreuzes gefunden. Als Be--sonderheit weist dieser Schliff kleine Granate auf. Auch Carbo--nate sind in kleinen Körnern vorhanden.

Die Plagioklase des Amphibolites Nr. 98o S (Sturzblock vom Nord--Grat des Kegelkopfes) wurden mit dem U-Tisch auf ihren Anorthit--gehalt untersucht und ergaben einen Wert von An17 (möglichst wenig gefüllte Körner untersucht).

Mylonite

Unter der Bezeichnung Mylonit werden die am stärksten beanspruchten Gesteine der Bewegungszonen zusammengefaßt. Alle Übergänge leiten von ihnen über in den normalen Gesteinszustand.
Innerhalb der kristallinen Schiefer sind oft breitere Zonen einer starken Durchbewegung unterworfen worden, welche sich in der Umwandlung der Bestandteile erkennen läßt: Lagenweise Absonderung, Serizitisierung, Zermalmung der Quarze, Zermalmung der Feldspate. Mit zunehmender Beanspruchung geht die Tendenz zu einem schwärzlichen, dichten Flasergestein; nur stellenweise lassen diese Gesteine ihre Herkunft noch erkennen, da eine Zermalmung und Umwandlung aller Bestandteile zu verzeichnen ist.
Die Zermalmung ist hierbei eine so weitgehende, daß auch unter dem Mikroskop nur mehr eine feine Körnelung zu erkennen ist ("Mylonitbreccien").
Besonderes Interesse galt seit ihrer Entdeckung durch W. HAMMER (1915 a, S 555 ff) den dichten, dunklen Gangmyloniten, den sogenannten Pseudotachyliten, die stets an bruchtektonische Strukturen gebunden sind und an der Basis der Silvrettadecke (maximal bis zu Höhen von 3oo m oberhalb der basalen Schubfläche der Silvrettadecke) auftreten.
Ihre Bildung muß gegenüber der Hauptbewegung später erfolgt sein, da vom Pseudotachylit erfüllte Klüfte die Basismylonite noch durchschneiden und an der Deckengrenze selbst nicht auftreten.
L. MASCH (1974, S 49o f, 494 ff) glaubt als Ursache für die Bildung dieser Pseudotachylite, die Aufwölbung des Engadiner Fensters annehmen zu können, bei analogen Aufwölbungen in den Alpen finden wir jedoch keinerlei vergleichbare Pseudotachylitbildungen (vgl. TOLLMANN, 1977, S. 4o9).
Glas und glasartige Strukturen und thermische Veränderungen an Mineralen (Relikten) beweisen eine Aufschmelzung (L. MASCH, 1974, S. 49o f, 494 ff.).

Die Mikrostrukturen in den Silikaten entsprechen einer schwachen Stoßwellen-Metamorphose, sodaß A. TOLLMANN (1977, S. 41o) als Genese dieser Gesteine einen Impakt, einen Einschlag eines Meteoriten in diesem Raum erblickt.
Den Zeitpunkt dieses Ereignisses setzt er nach der alpidischen Gebirgsbildung an, nach oben hin gibt dieser Autor keine zeitliche Begrenzung an.
A. TOLLMANN (l.c.) denkt in erster Linie an den Impakt von Köfels, der in den benachbarten Ötztaler Alpen durch einen Meteoriten mit einer W-E bzw. E-W-orientierten Flugrichtung zustande kam (Nacheiszeit). Da jedoch zu dieser Zeit das Ötztalkristallin weitgehend von der Silvrettamasse isoliert war, konnte eine Druckübertragung gegen Westen nicht stattfinden; es ist daher nach obigem Autor mit einer Abspaltung eines bedeutenderen Teiles dieses Meteoriten zu rechnen, der im Bereich der Silvretta selbst einschlug. Die Folgen eines solchen Einschlags sieht TOLLMANN in einer Pseudotachylitbildung.
Für das Auftreten dieser Gesteine in einem mehrphasig gebildeten vergitterten Bruchnetz gibt er folgende Erklärung:
"Dieser Deckenlappen würde in einem solchen Falle durch seine weitgehende erosive Isolation und der äußerst großen Mobilität an seiner Überschiebungsbasis auf dem Schmiermittel des Bündnerschiefer-Untergrundes extrem kurzfristig und energisch bewegt werden, und die hierbei entstehenden Aufschmelzungsprodukte würden entlang von alten, vorgebildeten Kluft- und Bruchsysteme eine Strecke weit von dieser alten, nun erneut beanspruchten Überschiebungsfläche der Decke hochsteigen."

Alpiner Verrucano

1. zum Begriff "Verrucano"

Der Name Verrucano stammt von P. SAVI (1832). Der locus typicus ist der Monte Verruca bei Pisa in Italien. Der Name wurde ganz allgemein für die Gesteinsausbildung mit grober Klastizität (Grobsandstein und konglomeratische Gesteinstypen) verwendet, wobei die im wesentlichen permischen Basalbildungen des alpidischen Sedimentationszyklusses bezeichnet wurden. Die Verwendung dieses Begriffes für Brekzien anderer Art - aber permischen bis tieftriadischen Alters (O. KÜHN 1962, S. 498) - konnte sich in der ostalpinen Literatur nicht durchsetzen.
Schon am locus typicus ist im Laufe der Zeit diese Gesteinsserie ganz verschieden altersmäßig eingestuft worden.
Erst im Jahre 1940 wurde hier am Monte Verruca durch F. HUENE 1940, S. 185) zum ersten Mal Obertrias nachgewiesen; später wurde diese Einstufung von zahlreichen Bearbeitern bestätigt. Im Jahre 1962 erfolgte von A. TOLLMANN die notwendige Revision des "Verrucano"-Begriffes in den Ostalpen.
Um eine klare Abtrennung gegenüber dem nicht mit alpinen Verhältnissen vergleichbaren außeralpinen obertriadischen Verrucano zu erhalten, wurde der Begriff "Alpiner Verrucano" eingeführt. Als Alpinen Verrucano faßte er die gesamte, die Grobklastika enthaltende, ihrem Wesen nach einheitliche und gegen oben und unten hin abgegrenzte detritische Serie zusammen.
Er erkannte, daß in der Zentralzone der Ostalpen die fein- bis feinstdetritischen Serien volumsmäßig den Hauptanteil stellen, während die optisch so auffallenden Konglomerate und Brekzien weit zurücktreten.
Beim Alpinen Verrucano handelt es sich nach Definition um eine permische ungeschichtete, detritische, arid-kontinentale Serie, häufig mit sauren Vulkaniteinschaltungen oder Geröllen als deren Aufarbeitungsprodukte. Hier wird also der aquatisch gebildete skythische Buntsandstein (und seine zum Teil metamorphen Äquivalente) abgetrennt.
Der Alpine Verrucano der Alpen ist nur auf das Perm beschränkt.

Alpiner Verrucano

Als Verrucano wird eine mannigfache Folge von klastischen Gesteinen bezeichnet, die alle Übergänge zwischen serizitreichen Schiefern und Quarziten bildet.
Die Gesteine des Verrucano sind in der Regel kalkfreie, rein silikatische Gesteine.
Das Verrucanovorkommen am Nordwestkamm des Thialkopfs (1800 m Höhe) besteht aus grauvioletten bis schwärzlichen, sandigglimmerigen, dünntafeligen Schiefern mit dolomitischen Flasern und Limonitnestern.
Die Serizitschiefer sind feinschiefrig, phyllitisch und von lichtgrüner, silbergrauer, blaugrauer, violetter Farbe.
Besonders charakteristisch ist eine fleckige, zwischen grün und violett wechselnde Färbung.
Bei Überhandnehmen des Quarzes ergeben sich dann Serizitquarzite, ebenfalls lichtgrün oder lichtrötlich gefärbt.
Der Serizitgehalt kann soweit abnehmen, daß reine Quarzite und Quarzfelse vorliegen.
Diese Quarzite kann ein Quarzkonglomerat begleiten; ebenso kommen gründliche, quarzbrockenreiche Arkosen vor, die zu den feineren klastischen Gesteinen überleiten. (Quarzsandsteine)
Die Zuordnung oben erwähnter blaugrauer oder schwärzlicher, phyllitischer Serizitschiefer ist oft fraglich, da "zweifellos auch Einschuppungen echter Phyllite in mehreren Profilen vorliegen" (W. HAMMER 1918)
Der Verrucano im Urgtal besteht aus den typisch fleckig gefärbten serizitischen Schiefern mit verdrückten Quarzgeröllen.
Über den Kamm des Rauchkopfes und Thialspitz hin sind dann als eigentliche Verrucanogesteine nur stark verquetschte, grünlich und schwärzlichviolette, auch stahlgraue phyllitische Schiefer zu verfolgen.
W. HAMMER stellt auch die grünlichen, stark serizitischen Schiefer in der breiten Mylonitzone oberhalb der Flathalm zum Verrucano. Nach eigenen Beobachtungen läßt sich die Entstehung dieser Mylonit-Typen aus Verrucano nicht beweisen, da in dieser Zone infolge der sehr starken Mylonitisierung der Gesteine keine Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial möglich sind.

Abb. 5o Die Verrucanovorkommen im Bereich des Dialkopfes und im Urgtal. Abb. 51: Das Luftbild (Flughöhe 514o m) zeigt am unteren Bildrand die Thialspitze; in diesem Bereich sind die schönen Fließstrukturen der Moränenschuttwälle gut zu beobachten. Darüber streicht der Grat zum Gatschkopf. In der linken Bildhälfte liegt das Urgtal mit dem Urgbach.
Die schwarz umrandeten Bereiche sind Gegenstand von Einzeldarstellungen in dieser Arbeit; die Buchstaben sind den jeweiligen Ausführungen zugeordnet.

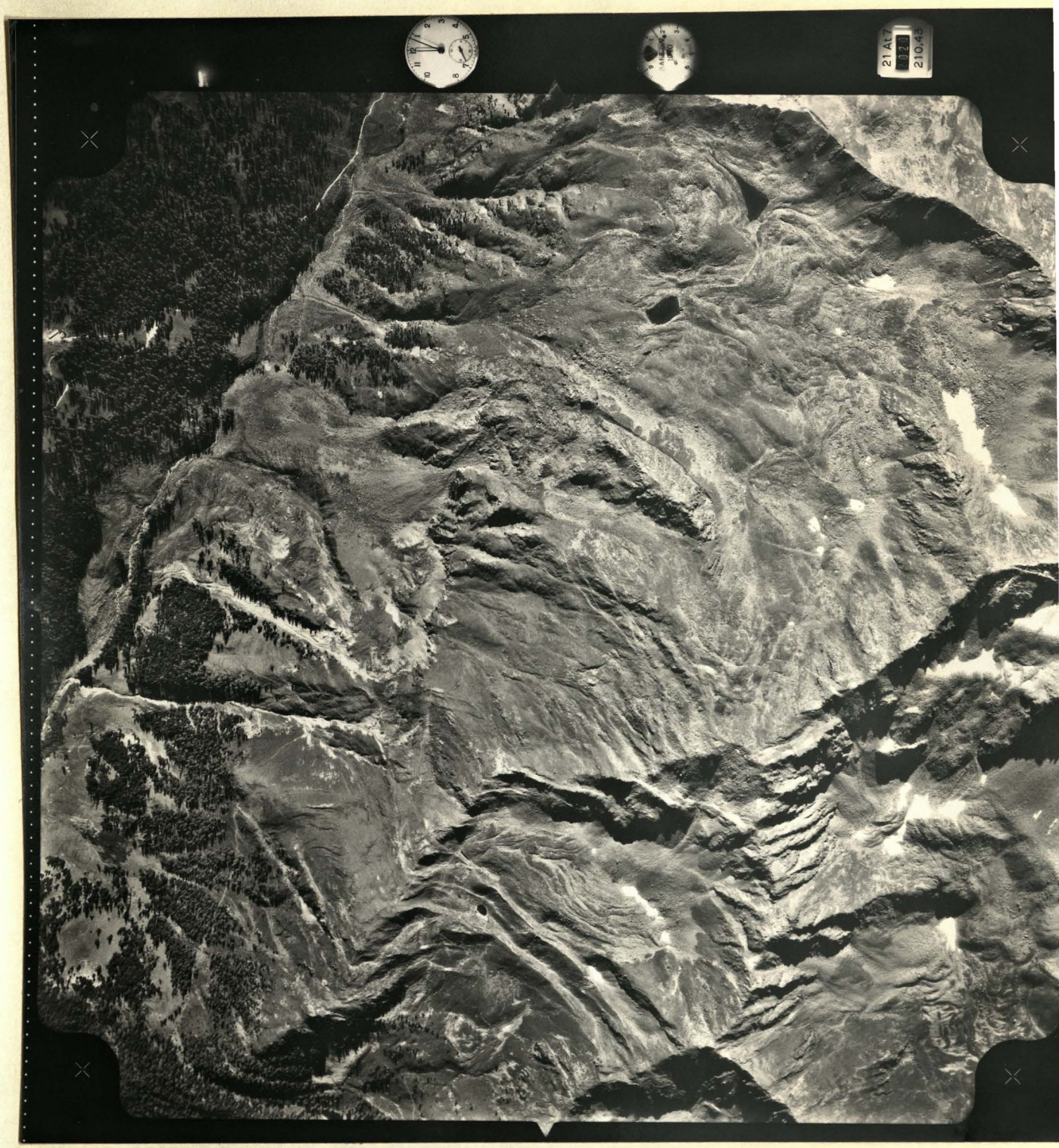


Abb. 51: Das Luftbild (Flughöhe 5140 m) zeigt am unteren Bildrand die Thialspitze; in diesem Bereich sind die schönen Fließstrukturen der Moränenschuttwälle gut zu beobachten. Darüber streicht der Grat zum Gatschkopf. In der linken Bildhälfte liegt das Urgtal mit dem Urgbach.

Am Nordwestgrat des Thialkopfes liegt zwischen Isohypse 234o und Isohypse 236o das Verrucanovorkommen.
Am besten aufgeschlossen sind diese Gesteine an der Westflanke des Grates; die Ostflanke konnte wegen der extremen Geländeverhältnisse (zum Teil senkrechte Abrißflächen) nicht genauer aufgenommen werden.
In Abb.52 sind deutlich die markanten Felsrippen in dem mit Schutt und Vegetation bedeckten Gelände zu erkennen.
Der dargestellte Bereich besitzt eine Längsausstreckung von ungefähr 6oom, die Blickrichtung ist Osten. Das kleine Kreuz markiert den Gipfel der Thialspitze. Mit Pfeil und der Bezeichnung Y1 ist der Bereich der Abb.56 gekennzeichnet(Dolomitvorkommen am Thialspitz,S.70).
Beschreibung des Aufschlusses vom Liegenden(NW) ins Hangende(SE)!

Die unterste Gesteinsrippe besteht aus diaphthoritischem Feldspat-knötchengneis grünlicher Färbung.Die Feldspatknötchen treten hier nur undeutlich hervor, ein stärkerer Quarzgehalt ist zu verzeichnen. Der aufgeschlossene Bereich hat hier eine Mächtigkeit von ca.2om.
Darüber folgen im Hangenden, an der 2. Rippe gut aufgeschlossen, sehr feinkörnige,kräftig wellenförmig durchbewegte Gesteine. Auffallend sind hier die Schlieren von extrem feinkörnigem Quarz. Karbonat ist in wechselnden Mengen vorhanden.
Das Gestein wird als stark postkristallin deformierter Feldspat-knötchengneis angesprochen.
Über diesem Bereich folgt ein schlechter aufgeschlossener Abschnitt. Hier sind die permoskytischen Gesteine der Thialspitzserie anstehend:
Die Probe F5 stammt aus einem kleinen Aufschluß unmittelbar über der vorher beschriebenen Phyllitgneisrippe. es handelt sich hier um ein grünfleckiges Gestein ,welches rostige Quarzknauern führt. Es weist eine phyllitische Struktur auf und ist sehr serizitreich. Es weist eine beträchtliche Erzführung und Chlorit auf. Typisch ist hier die Einlagerung von großen Körnern in feinkörniger Matrix , wie sie schon bei den Proben F2, F.5. auf S.67. (Abb.54)beschrieben wurde.

Über diesem Aufschluß zieht eine ca. 6 m mächtige Permoskythrippe, auf eine Länge von ca. 2oo m aufgeschlossen, zum Grat hinauf. Hieraus stammt der Schliff Nr. F4. Dieses Gestein entspricht genau der Probe F5, ist ebenso stark vererzt (Abb.55), führt jedoch zonargebauten Turmalin (gelb mit blauem Kern).
Den mächtigsten Aufschluß bildet die darüberfolgende Rippe, die fast zur Gänze aufgeschlossen ist und denselben "Verrucanoschiefer" zeigt. Hieraus stammt die Probe F2, die auch Porphyroblasten von verzwillingtem Plagioklas und myrmekitischem Feldspat führt. (Abb.54)
Die nächste aufgeschlossene Rippe führt an der Basis noch bis in eine Höhe von ca. 3 m über dem Hangschutt Permoskyth.
Darüber folgt eine bis zu 3 m mächtige Mylonitzone. (Der Mylonit ist von schwarzbraun-rostiger bis tiefschwarzer Farbe, im Mikroskop läßt sich eigentlich nur Quarz und eventuell auch etwas Feldspat-Zerreibsel auflösen.) Im Schliff zeigen sich neben limonitischen Schlieren auch Züge von opaker Substanz. (Abb.) Nach vielen Autoren handelt es sich hier um graphitische Substanz (HAMMER, 1919, S. 62), allerdings wurde keine stichhaltige Analyse veröffentlicht, die das Auftreten von Graphit bestätigt; es könnte sich meiner Meinung nach auch um einen extrem zerriebenen Mineralbestand handeln, der durch das Lichtmikroskop nicht mehr aufgelöst werden kann; es ist jedoch möglich, daß ein Teil der Opazite tatsächlich aus Graphit, der andere aus zerriebenen Mineralen besteht; dies erschwert eine Analyse. Die Frage bleibt offen, woher der Kohlenstoff stammen könnte. Diese Frage würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen und ist als Anregung für eventuelle petrographische Arbeiten gedacht, die hier ein erfolgversprechendes Thema vorfinden.
Innerhalb dieser Mylonitzone liegen Züge von stark mylonitisiertem Biotitfleckengneis.
Im Hangenden folgen Biotitfleckengneise in großer Mächtigkeit aufgeschlossen, welche auch hier Biotitquersprossung zeigen. Diese Gesteine sind relativ grobkörnig, biotitreich (5o %) und granatführend.

DER VERRUCANO AM THIALSPITZ

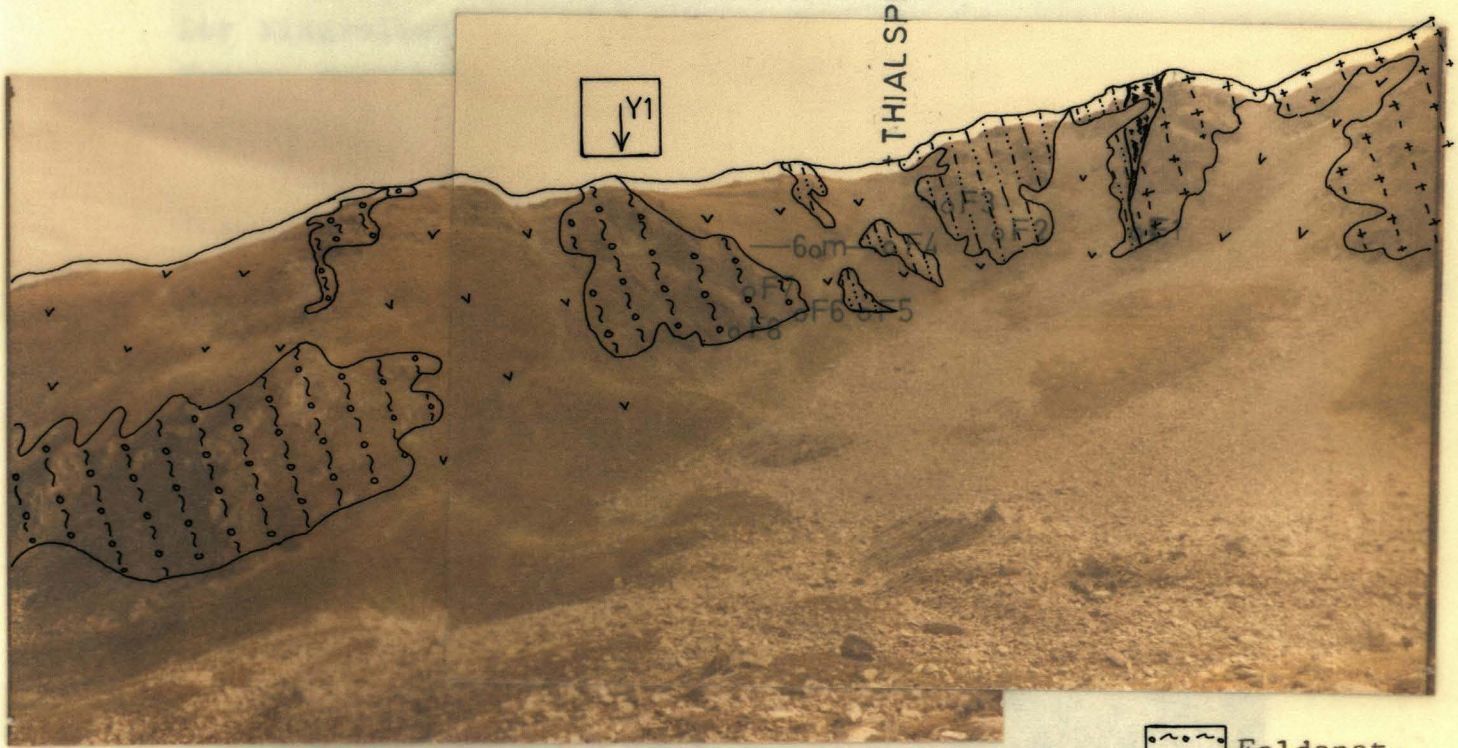


Abb. 52

N

S

Feldspat-
knötchengneis

Biotit-
Fleckengneis

Verrucano

Abb: 52

N S

Schliff Nr. F2 stammt aus dem Verrucano-Profil am Thialkopf. Im Handstück handelt es sich hier um einen grünen, rotfleckigen Typus, der oft Quarzknauern aufweist, die durchwegs rostigrot gefärbt sind. Das Gestein ist von einer seidig-glänzenden Serizithaut bedeckt.
Den genauen Entnahmepunkt dieser Probe ersieht man aus Abb. 52 S. 65. Der Schliff zeigt ein sehr feinkörniges Gestein, von Serizitschlieren durchädert; einzelne, granoblastische Züge im Gestein sind so feinkörnig, daß eine sichere Auflösung in Quarz und Feldspat mikroskopisch nur sehr schlecht möglich ist. Der Mineralbestand ist ähnlich wie bei den oben beschriebenen Typen; auch hier treten wieder einzelne große Quarz-Turmalin- bzw. Feldspatidioblasten auf.

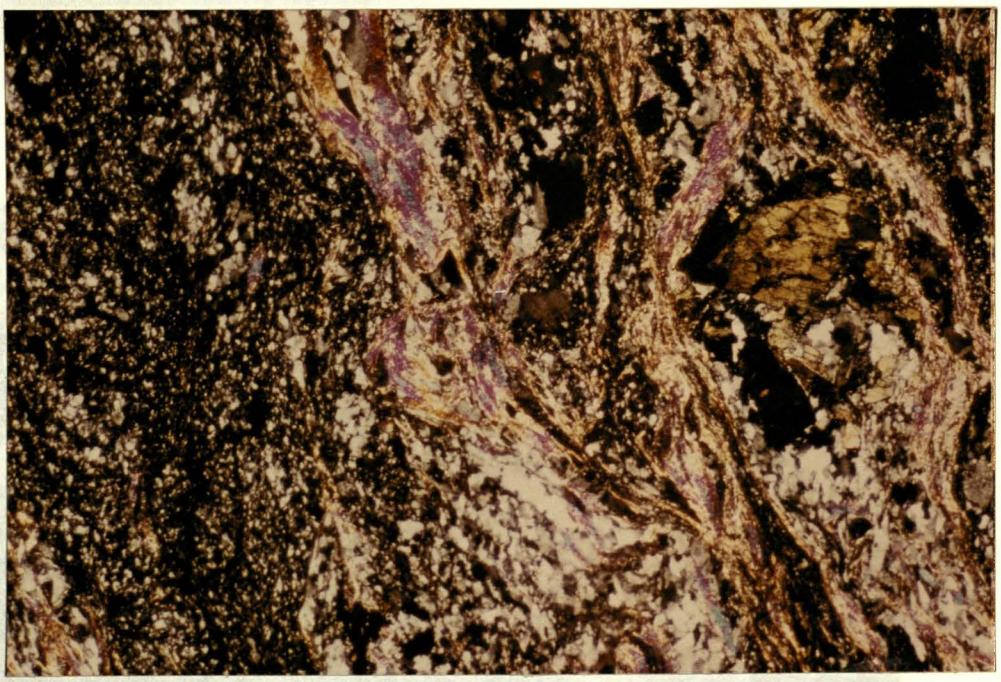


Abb. 53 : Vergr.: 3o x
Das Bild zeigt einen Turmalinblasten in einem sehr feinklastischen Grundgewebe.

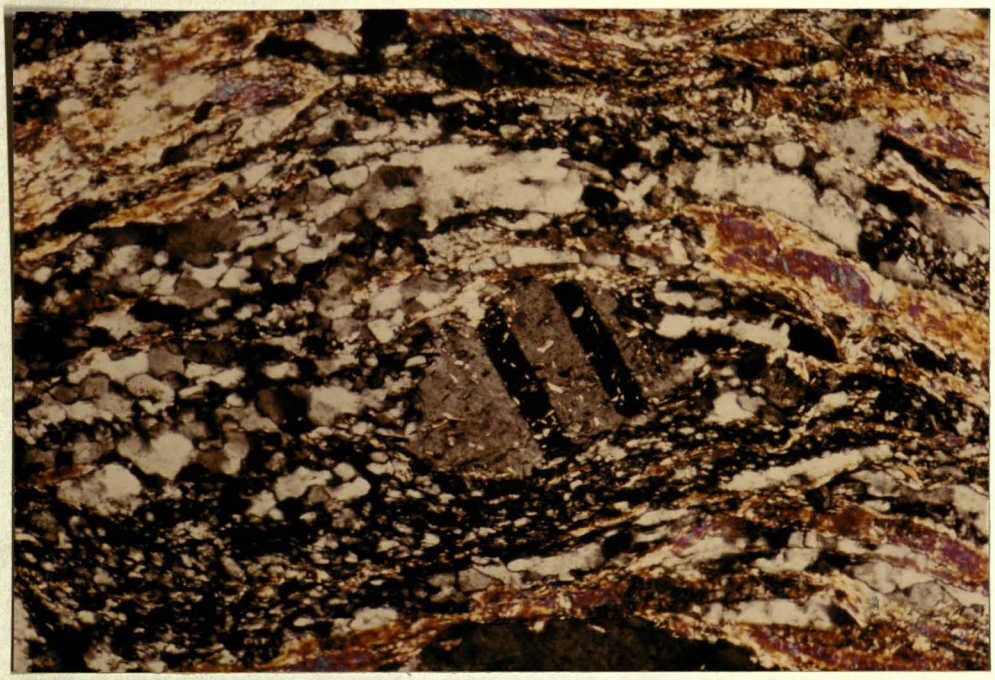


Abb. 54 : Vergr.: 8o x
Bild stammt vom gleichen Gestein und zeigt einen großen, verzwillingten Plagioklas in einer feinkörnigen Grundmasse schwimmend.

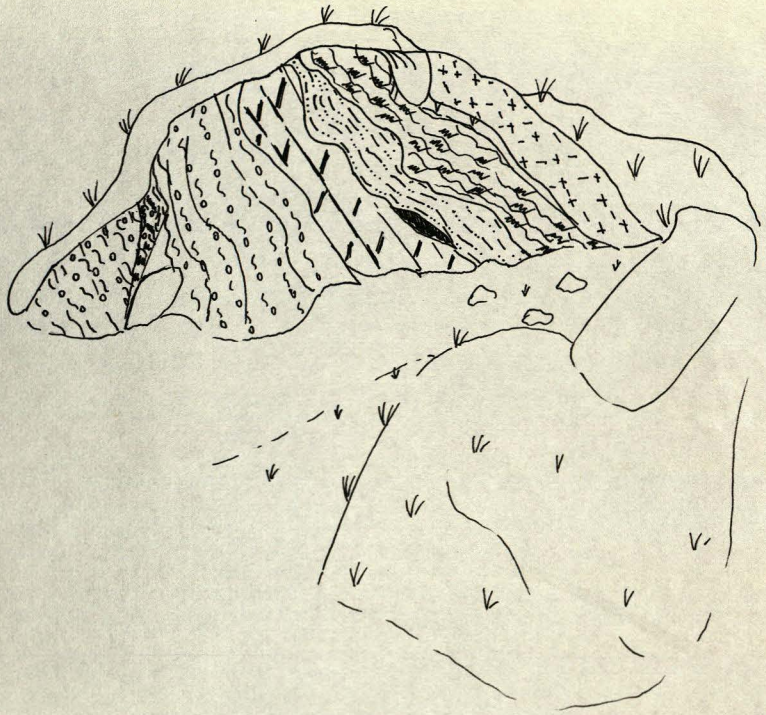
Abb 55: Vergr.: 8o x
Pressure fringe um einen zentralen Pyrit.

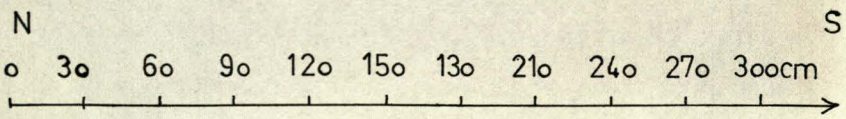
Bei der Dynamometamorphose eines inhomogenen Gesteins, welches Minerale enthält, welche sich wesentlich starrer verhalten als die Matrix, können sich kleinere texturelle Inhomogenitäten im Bereich um das starre Mineral ausbilden (pressure fringes, Druck-Schatten, Augen-Struktur, Streckungshöfe, etc.)
Nach ALAN SPRY (1969, S. 27o) versteht man unter pressure fringe ein Wachstum von Mineralen in einem Saum um ein zentrales starres Mineral. Die Orientierung der Kristalle innerhalb des Saums ist Abhängig von der Orientierung der Kristallkanten des starren Minerals.
Obiger Schliff stammt aus dem Verrucano am Thialkopf (Abb.).
Die "Quarzfasern" (fibres) stehen senkrecht zu 1oo des Pyrits.
Nach der Definition handelt es sich hier um einen "Straight Fibre Pressure Fringe" (ALAN SPRY).
<u>Die Ausbildung dieses pressure fringe spricht für eine präkinematische Kristallisation des Erzes.</u>

Beschreibung des Dolomitvorkommens am Thialspitz

Im Bereich des Verrucanoaufschlusses am Thialspitz wurde auf Höhe 2350 (ca.) etwas westlich des Grates zum Thialgipfel in der Wiese ein kleiner Aufschluß entdeckt, der auch einen leicht metamorphen Dolomit zeigt. (Abb.56)
Die Gesteine sind sicher anstehend; der Dolomit muß zwangsläufig als Rest der karbonatischen Trias, die den Verrucano begleitete, aufgefaßt werden.
Auch steht dieser Dolomit in stärkstem Gegensatz zu den weißen, stark metamorphen Marmoren im Kristallinverband des Grates Thialspitz - Gatschkopf (Abb.78), welche stark rekristallisiert sind. (S.110)
Der Aufschluß besitzt eine Länge von ca. 3 m und eine maximale Höhe von ca. 1,5 m.
Vom Liegenden ins Hangende finden wir folgende Gesteine:
Zuerst tritt in einer Mächtigkeit von ca. 40 cm stark postkristallin durchbewegter Phyllitgneis (Feldspatknötchengneis).
Darüber folgen ca, 70 cm stärker verschieferte, kräftig deformierte Gesteine vom selben Typus. Jetzt folgt eine Dolomitlage von ca. 30 cm Mächtigkeit. Der Dolomit ist feinkörnig, massig und grau gefärbt. Seine Verwitterungsfarbe ist gelblich.
Im Typus entspricht er genau dem Triasdolomit der Scholle von Außergufer im Unterengadiner Fenster.
Im Hangenden folgen ca. 20 cm stark verschieferte Quarz-Serizit-Schiefer des Verrucano. Diese besitzen die typisch grünfleckige Färbung und führen Quarz in Knauern und dünnen Lagen.
Das mikroskopische Bild entspricht genau dem des Verrucano aus dem Vorkommen (Abb.54).
Darüber folgt in 20 cm Mächtigkeit ein Mylonithorizont. Der Mylonit ist ein dichtes Gestein schwarzer Färbung, das keine Rückschlüsse auf das Ausgangsgestein zuläßt.
Über dem Mylonit ist Altkristallin der Silvrettadecke in Form von Biotitfleckengneisen aufgeschlossen. Diese zeigen Biotitquersprossung und das für das Kristallin der Silvretta typische Auftreten von Quarz-Feldspatmobilisaten mit plastischer Verformung.

Aufschlußskizze des Dolomitvorkommens am Thialspitz





Mylonit

Dolomit

Verrucano

Feldspatknötchengneis

Biotitfleckengneis

Abb. 56

A. VERRUCANO I M URGTAL

Abb.57: Verrucanovorkommen im Urgtal. Das Bild zeigt den Hang westlich der Landecker Schihütte. Es sind 3 größere Aufschlüße zu erkennen (mit Tusche abgegrenzt): Ein größerer Hangabriß in Höhe 1900, darüber eine freigelegte Rippe (Höhe ca.1980) und im Hintergrund ein Teil des Wildbacheinrißes, der auf S.76 beschrieben ist. Der kleine Aufschluß auf halber Hanghöhe hat eine Mächtigkeit von ca.2,5m.
Die Pfeile kennzeichnen Probenentnahmestellen; die Nummern sind den jeweiligen Proben zugeordnet.

Schliff Nr. 73 aus dem Vorkommen von Alpinen Verrucano am Hang westlich der Landecker Schihütte (Urgtal) zeigt ein sehr feinkörniges Gestein, mit wenigen größeren K-Feldspatindividuen, die in der feinkörnigen Quarz-Feldspat-Matrix schwimmen; kennzeichnend sind für diesen Typus des Verrucano die Serizitschlieren, die eine starke Fältelung aufweisen. Auffallend ist der Reichtum an Turmalin; dieser erscheint im Durchlicht deutlich gefärbt und zeigt einen auffallenden Pleochroismus (dunkles Grasgrün - helles Gelbgrün). Die idiomorphen Turmaline zeigen keinen Zonarbau.
in einer Serizitschliere konnte ein gestreckter Granat erkannt werden; dieser weist eine mittlere Korngröße auf und ist zerbrochen.
Schliff Nr.72 stammt aus dem gleichen Aufschluß wie oben angeführt, jedoch befindet er sich im Hangenden der Probe 73.
Auch dieser Schliff zeigt eine feinkörnige Matrix, jedoch treten hier die großen K-Feldspatindividuen häufiger auf; überdies sind hier auch einzelne größere, undulös auslöschende Quarzkörper zu beobachten. Chloritoid tritt hier in bedeutenden Mengen auf; es konnten im Schliff Falten beobachtet werden, bei denen die Anordnung des Chloritoids um die gebogenen Glimmerplättchen eindeutig für eine Entstehung des Chloritoids vor der Faltung spricht. Wie groß der zeitliche Abstand zwischen der Kristallisation des Choritoids und der Durchbewegung war, kann nicht mit Sicherheit angegeben werden; möglicherweise handelt es sich hier um eine jungalpidische Struktur. Die Metamorphose muß für die Chloritoidbildung den Bereich der Grünschieferfazies erreicht haben.

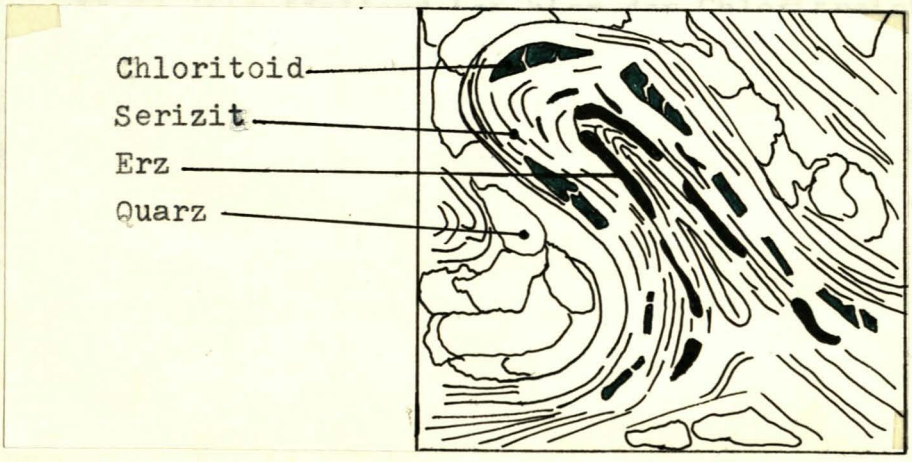


Abb.58: Präkinematischer Chloritoid in einer Faltenstruktur.

Schliff Nr. 75 weist, obwohl er aus dem gleichen Aufschluß wie die vorher beschriebenen Proben stammt, eine Besonderheit auf: Das Auftreten von verzwillingtem Plagioklas.
Der Plagioklas, der sonst den Verrucanoproben am Hang westlich der Landeckef Schihütte fehlt, tritt in 2 Korngrößen auf: sehr kleine Individuen in der extrem feinkörnigen Matrix, und als größeres Korn, deutlich verzwillingt und etwas gefüllt in Serizit-Quarzschlieren eingebettet.
Auch Quarz, der hier relativ häufig auftritt, weist diese Korngrößenunterschiede auf: Er tritt in "Quarzschlieren" auf, d.H. in Zügen von extrem kleinen Korngrößen, die deutlich gegenüber dem feinkörnigen Material der Matrix heraustreten, aber auch als zerbrochene Quarzkörper, die nach Art der Feldspataugen in der Matrix eingebetet sind.
Auch makroskopisch weicht dieser Verrucano-Typus von den anderen Proben dieses Vorkommens ab: Es handelt sich um ein dichtes Gestein, welches Lagen von schwarz-grauer Farbe und wechsellagernd gelb gefärbte Bereiche auweist. Die schwarze Farbe verleiht den betreffenden Partien ein Tonschieferähnliches Aussehen. Interessant ist jedoch, daß im Schliff zwischen den schwarz gefärbten Partien und den gelben Bereichen kein Unterschied im Mineralbestand werden kann; der Grund für die unterschiedliche Färbung ist unklar.

Schliff Nr. 80 stammt aus dem gleichen Bereich (auf Höhe 1900) und besitzt einen ähnlichen Mineralbestand wie die Proben 72, 73, 74; auffallend ist hier der Chlofitreichtum und das Vorkommen von einzelnen großen Quarzkörpern (undulös auslöschend
Akzessoirien sind hier Granate, Turmalin, Chloritoid, Epidot, Hämatit; beim Turmalin fällt auf, daß er-im Gegensatz zum Turmalin der anderen Verrucanoproben-häufig einen Zonarbau aufweist.

Schliff Nr. 91, ebenfalls aus dem Verrucanovorkommen am Hang westlich Landecker Schihütte stammend (im Hangenden von Probe 8o), zeigt, wie Schliff Nr. 75, als Besonderheit auch Plagioklas. Es handelt sich hierbei um die Probe mit dem höchsten beobachteten Plagioklasgehalt. Die Plagioklase sind verhältnismäßig großkörnig und deutlich verzwillingt.
Es ist keine Füllung zu beobachten!
Chlorit bildet hier das Hauptgemengteil; er dürfte zumindest zu einem Teil aus dem ebenfalls sehr häufig auftretenden Hellglimmer hervorgegangen sein.
Auffallend ist das Auftreten von Karbonat, das für diesen Verrucano-Typus sehr ungewöhnlich ist. Die Karbonate wurden nicht näher untersucht, jedoch handelt es sich offensichtlich um zwei verschiedene Karbonate, wobei ein Teil limonitischer Natur sein dürfte.
Als Akzessorien treten hier Turmalin, Hämatit und Zirkon auf.
Die Struktur ist deutlich detritisch.

Schliff Nr. 93 stammt vom höchsten Aufschluß am Hang westlich Landecker Schihütte.
Es handelt sich hier um ein sehr serizitreiches Gestein mit deutlicher Lagenstruktur. Die Glimmer sind zum Teil chloritisiert, es treten auch Chloritlinsen auf.
Körnige Minerale sind nur untergeordnet vorhanden, meist treten solche in Linsen auf (Quarz und K-Feldspat).
Ein sehr großes Relikt von Turmalin (grün im Durchlicht, stark pleochroitisch, 1-achsig $\ominus$) ist zu beobachten.

Folgt man dem Weg, der westlich der Landecker Schihütte am gegenüberliegenden Hang in Richtung Grametsee führt,so gelangt man in einer Höhe von genau 2ooom an einen tiefen Wildbach--einriß, der durch einen kleinen Steg überbrückt wird. (Abb..). Hier sind Verrucanogesteine in großer Mächtigkeit aufgeschlossen; die Schichtstellung ist eine sehr steile.
Es handelt sich hier um den größten Aufschluß von sandig-glimmerigen, dünnplattigen "Verrucanoschiefer" im Kartierungsgebiet, zumal ja der Wildbacheinriß bis ins Tal hinunterreicht (bis zum Urgbach). Allerdings sind diese Gesteine nicht durchgehend anstehend aufgeschlossen, besonders zwischen Isohypse 17oo und Isohypse 182o findet man vorwiegend Material,das durch den Bach mitgerissen wurde. Im Tal, am Weg zur Fließer Ochsenalpe findet man anstehendes Permoskythgestein im Einmündungs--bereich des Wildbaches in den Urgbach.
Eine gute Übersicht über die Aufschlußverhältnisse biete das Luftbild auf S.61 (Abb.50) .
Die sandigen ,dünnplattigen Typen treten hier nur in grauer Färbung auf; die sonst viel häufigere grau-violette Farbe fehlt.
Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine entspricht dem aus der Phyllitzone auf S.85 beschriebenen Typus(Karbonatreich, sehr feinkörniger Quarz als Zwickelfüllung...).
Außer diesem Gesteinstyp findet man in diesem Aufschluß auch noch die typisch grün-fleckig gefärbten Quarz-serizitschiefer des Alpinen Verrucano mit ihrer charakteristischen Führung von Quarzknauern.
Ihre Stellung zu den oben genannten sandig-glimmerigen Schiefern ist hier nicht ganz klar; zwar scheint es, daß sie in diesem Aufschluß vorwiegend im Hangenden der sandig-glimmerigen Schiefer auftreten, allerdings folgen auch im Liegenden derselben übergangs--los Rippen aus Quarz-Serizitschiefer;auch Einlagerungen von massigeren Typen der grauen sandig-glimmerigen Schiefer,die einen wesentlich grobschuppigeren Hellglimmer führen kommen vor.
Das ganze Sedimentpaket macht den Eindruck, als wäre es durch eine starke tektonische Beanspruchung gequetscht und in sich verschuppt worden.

Abb. 59 zeigt im Vordergrund den Weg von der Landecker Schihütte zum Grametsee, der in einer Höhe von 2ooom mit einem kleinen Steg über den W-E verlaufenden Wildbacheinriß führt.
Die hier in großer Mächtigkeit aufgeschlossenen Gesteine sind Quarz-Serizitschiefer des Verrucano, die mit sandig-glimmerigen Typen wechsellagern. Deutlich ist auf diesem Bild die steile Stellung der Schichten zu erkennen.

Schliff Nr. Fi5 ist ebenfalls zum Typus der Verrucanogesteine westlich Landecker Schihütte zu zählen. Diese Probe wurde ganz in der Nähe der Fisser Alpe (Urgtal) auf Höhe 1860 in einem kleinen Aufschluß über dem Weg zur Fisser Alpe gefunden. Die Probe gehört zu den quarzitischen Serizitschiefern;
im Handstück ist das Gestein grün-fleckig gefärbt und weist zerdrückte Quarzgerölle in cm-Größe auf.
Der häufig auftretende Hellglimmer und der Biotit sind stark verfältelt.
Sehr viel sehr feinkörniger Quarz umgibt einzelne große Quarzindividuen.

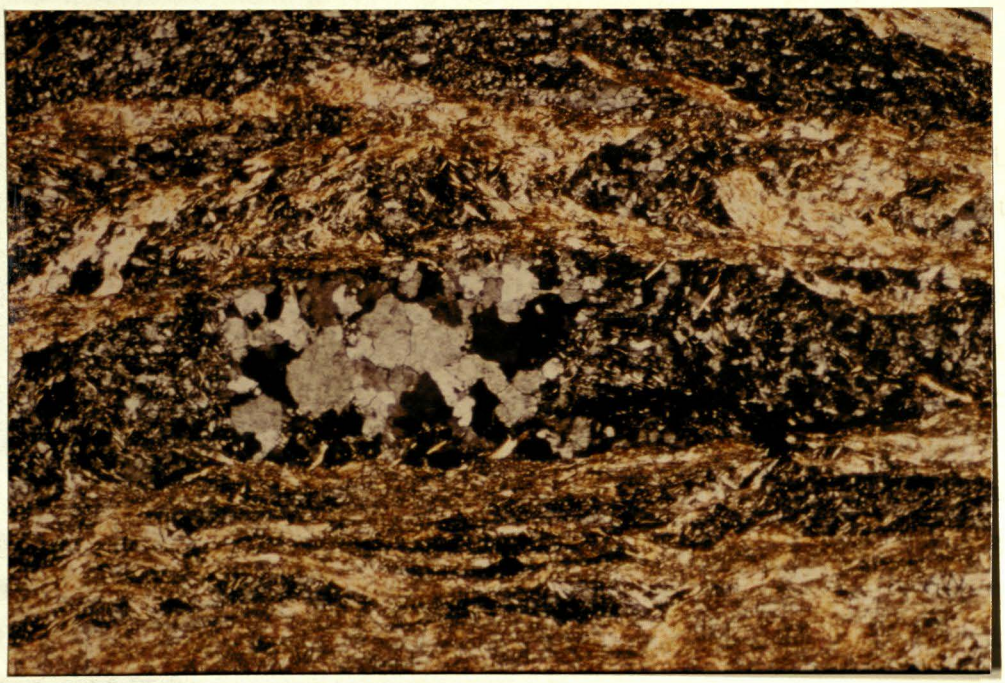


Abb.[60]: Vergr.: 30 x
feinkörnige, schlecht rekristallisierte Grundmasse mit gröberklastischem Quarz.

Folgt man dem Weg von der Lader Urgalpe zur Fließer Ochsenalpe, so gelangt man unter der Landecker Schihütte an einen kleinen Steg. Überqueren wir hier den Urgbach und steigen den Hang in Richtung NW hinauf, so gelangen wir in Höhe 19oo an einen größeren Aufschluß, der durch Hangbewegungen (Abriß) freigelegt wurde. Hier sind Verrucanogesteine auf eine Länge von ca.25m und in einer Mächtigkeit von maximal 1om anstehend. Die Schichtpakete liegen hier in gedrehter,verstürzter Lagerung (Abb.61)

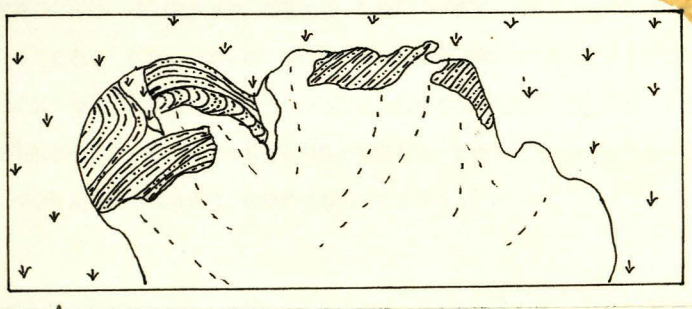


Abb.61: verstürzte Lagerung der Schichtpakete.

Der Schutt dieser Gesteine ist auch von den gegenüberliegenden Hängen aus von weitem sichtbar und als Verrucanomaterial zu identifizieren.(siehe auch Abb.). Die dünnplattigen Schiefer erhalten durch ihre Serizithaut eine seidig-glänzende Oberfläche; auch durch ihre deutlich andersartige Färbung (dunkles grau oder helles grün) sind die Gesteine von den Gneisen der Umgebung schon aus größerer Entfernung zu unterscheiden.

In diesem Aufschluß treten verschiedene Gesteinstypen auf:

1)graue, sandig-glimmerige, mehr oder weniger dünntafelige Schiefer;
2)schwarze, tonige,sehr feinkörnige Schiefer mit gelblichen Zwischenlagen; 3) quarzitische,grünfleckige Serizitschiefer mit Quarzknauern.

Die petrographische Beschreibung dieser Gesteine findet man auf S.73, Abb.58 , die Entnahmestellen der Proben und ihre Nummern sind aus der Abb.57 ,S.71 zu entnehmen.

Etwas weiter nördlich, auf Höhe 197o erhebt sich über diesem Aufschluß eine ca. 3om lange Felsrippe, die das nächste Verrucanovorkommen bildet.(siehe Abb.57): Hier ist vorwiegend der grünfleckige,quarzknauernführende Typus anstehend.

Die Schichten fallen hier fast senkrecht ein, die Schichtflächen sind uneben-wellig. (Durch Einlagerung von großen Quarzknauern, Ähnliches wurde bei den Phylliten auf Seite.27 beschrieben.)

Bei dem Aufschluß in Bildmitte der Abbildung ,der sich unter der kleinen Baumgruppe befindet und die Probenummer 72 besitzt, handelt es sich um einen grauen, sandig-glimmerigen, dünnplattigen Schiefer, der in geringer Mächtigkeit (Länge des Aufschlußes ca. 2,5m, Höhe 1m) ansteht.

Bei den Vorkommen an diesem Hang ist das Erfassen einer Serienabfolge nicht möglich, da, wie aus Abb.61 ersichtlich, die Schichten meist in verstürzter Lagerung vorliegen und eine verläßliche Zuordnung der einzelnen Gesteinstypen ins jeweils Liegende bzw. Hangende nicht vorgenommen werden kann.

Überquert man die Straße zur Lader Urgalpe und geht quer über die Wiese Richtung Landecker Schihütte, so wird man in Höhe 177om auf einen größeren Hangabriß stoßen. Der Kantenbereich des Hangrutsches ist ca. 1om breit; anstehend sind die Gesteine nur unmittelbar unter der Abrißkante (wenige dm- mächtig), ein Schuttkegel aus permoskythischen Material erstreckt sich jedoch ca. 25m weit in den Wald hinunter (siehe Abb.63). Es handelt sich hier wieder um ein vorwiegend grün, zum Teil auch rotfleckig gefärbtes Gestein, quarzknauernführend, quarzitisch und serizitreich. Auch hier ist die ursprüngliche Lagerung nicht mehr zu erkennen.

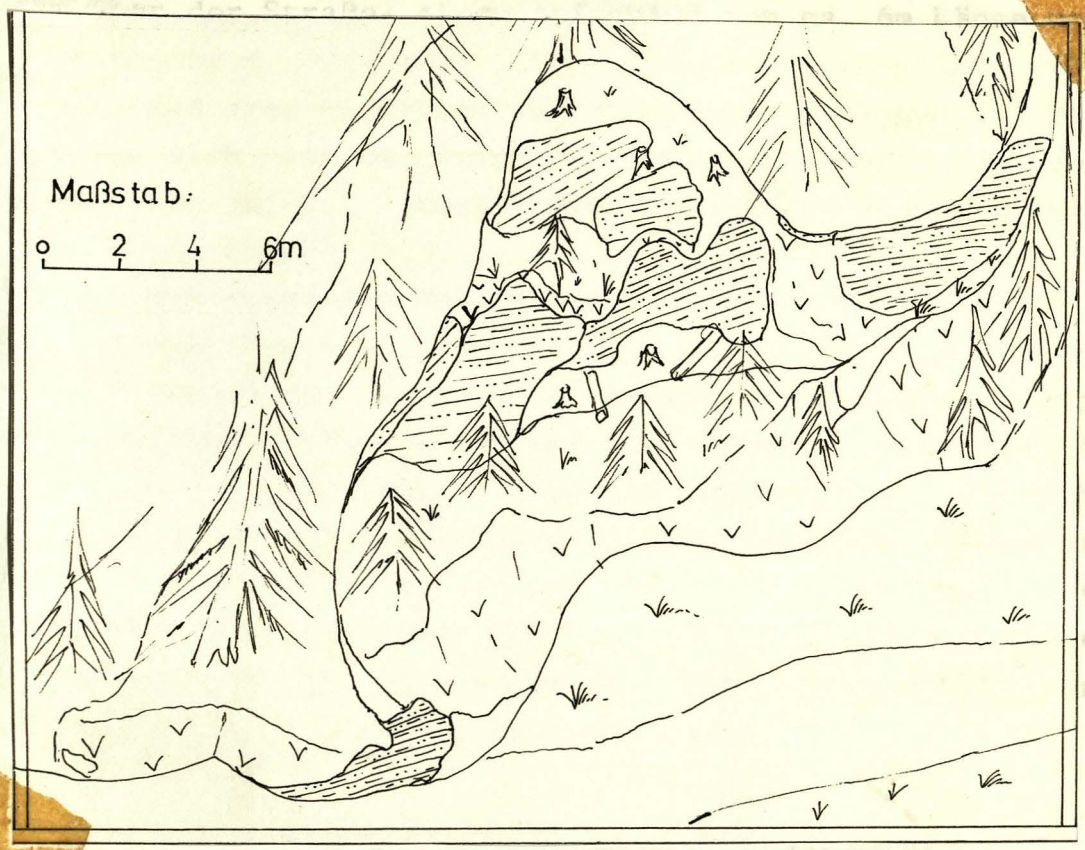


Abb. 62 : Verrucano im Schöngampwald.

Fährt man auf der Straße von der Fisser Alpe in Richtung Fiß, so sieht man im Schöngampwald rechterhand, vor der Kurve beim Bildstock (1758) einen ca. 2om hohen und 3om breiten Aufschluß, der durch starke Ausholzung des darüberliegenden Waldbestandes und durch die daraus resultierende Hangbewegung freigelegt wurde. Durch die Natur des Aufschlußes sind einzelne Partien von Wurzelstöcken und Schutt bedeckt, viele Schichtpackete liegen nicht mehr in der ursprünglichen Lagerung; ein sicherer Wert ist für das Einfallen der Gesteine an keiner Stelle anzugeben. Unten an der Straße sind an der Kurve auf eine Länge von ca. 4m und in einer Mächtigkeit von max.3m dünnplattige,graue, sandige Schiefer anstehend. Steigt man über die überwachsene Schutthalde höher, so trifft man nach ca. 2om auf einen fast senkrechten Hangbereich; darüber läßt sich, 15m höher, die Abrißkante erkennen. Hier sind bis zu 1om mächtige Gesteinskörper aufgeschlossen, die allerdings alle um kleine Strecken abgeglitten(wenige m) sind und dadurch nicht mehr ihre ursprüngliche Lagerung erkennen lassen. Besonders die grünfleckigen Quarzserizitschiefer zeigen hier häufig Harnischflächen ; auch hier enthalten sie wieder die typischen Quarzknauern.

Befindet man sich auf dem Fahrweg zur Lader Urgalpe, so kann man ca.4oom vor der Spitzkehre zur Fisser Alm im Wald-, nur etwa 15m über der Straße-, einen Aufschluß von ca. 6m Länge und 4m Höhe erkennen, der durch seine glänzenden, dünnplattigen, auffallend grau gefärbten Gesteine deutlich hervortritt. Es handelt sich hier um den sandig-glimmerigen Verrucanotyp, der auch schon auf S. beschrieben wurde; die Probennummer ist Fi2 (siehe Abb.63).

Steigt man durch den Wald höher, so findet man auf Höhe 186om, ca.4om über dem oben beschriebenen Aufschluß einen weiteren Verrucano-Aufschluß, der durch eine Hangrutschung freigelegt wurde. Hier ist unmittelbar unter der Abrißkante in einer Mächtigkeit von 3ocm auf eine Länge von 2m der grünfleckige, quarzitische, serizitreiche , Quarzknauern-führende Typus des Verrucano aufgeschlossen. Wie bei obigem Aufschluß liegen die Gesteine auch hier in verstürzter Lagerung vor, die Schichtpa kete liegen nahezu saiger. Die Probenummer ist Fi5 (siehe Abb.63).(genaue petrographische Bearbeitung siehe Seite.. .)

Abb.63: Verrucanovorkommen im Bereich der Fisser Alpe. Die Aufschlüße sind rot eingefärbt , die Nummern sind Probenummern.

Verrucano bei Puschlin

Bei Exkursionen wurden insbesonders in der Nähe des Hauses Puschlin 84 Aufschlüsse gefunden, welche für die Frage der Zuordnung der Verrucanoserie auch im Gebiet des Thialkopfes von Bedeutung sind, da der Verrucano von Puschlin in vergleichbarer tektonischer Position auftritt.
Neben Haus Puschlin Nr. 84 (Abb. 10/B1) ist ein unmittelbarer Kontakt der postvariszischen Transgressivserie auf dem Phyllitgneis zu beobachten. (Skizze 64) Es handelt sich hier um einen kleineren Aufschluß (ca. 12 m) von Phyllitgneis und Tonschiefer. Da im Gelände keine Bewegungslinie bzw. -fuge zwischen Phyllitgneis und Tonschiefer festgestellt werden konnte, wurde vor allem der Kontaktbereich Phyllitgneis/Tonschiefer intensiver beprobt und im Schliff untersucht. Diese Schliffe zeigten keine Zunahme der Deformation zum Kontakt hin. Somit wäre es aus dieser Beobachtung möglich, hier eine primäre Auflagerung des nur alpin metamorphen Sedimentpaketes auf der Phyllitgneiszone anzunehmen.

Schliffbeschreibungen zum Aufschluß Nr. 1

1. Phyllitgneis
Die Schliffe zeigen alle einen bedeutenden Chloritanteil, die Granate sind durchwegs etwas zerbrochen, der Plagioklas ist zum Teil stark gefüllt. K-Feldspat tritt gegenüber Plagioklas zurück, Muskovit tritt nur in dünnen Lagen auf. Der Quarzanteil ist wechselnd, im allgemeinen bildet er etwa 3o % des Mineralbestandes. Auffallend ist der große Apatitreichtum.

2. Tonschiefer
Der Schliff zeigt ein sehr feinkörniges Gestein mit ausgeprägtem Lagenbau. Auf Grund der extremen Feinkörnigkeit dieses Gesteines läßt sich der Mineralbestand nicht vollkommen auflösen; Auffallend sind einzelne größere Quarzlinsen. Akzessorisch tritt Turmalin auf.

Bei diesem Tonschiefer könnte es sich möglicherweise um ein paläozoisches Gestein handeln. Im Hangenden dieses Tonschiefers folgt dann im Aufschluß Nr. 2 Verrucano.
Abb.65 zeigt den Aufschluß Nr. 2 (Siehe Abb.10/Bl).
Hier sind in einer Mächtigkeit von 6 m Verrucanogesteine vom Typus Thialspitz aufgeschlossen (vergleichbares Schliffbild, siehe Abb.53). Darüber folgt ein heller, massiger Dolomit, anscheinend fossilfrei, in einer Mächtigkeit von ca. 14 m. Im Hangenden des hellen Dolomits folgen 3 m Schlierendolomit, der nicht weiter untersucht wurde.
Aus der Gesamtsituation ergibt sich die Vermutung, daß die postvariszische Transgressivserie hier in einer von NW nach SE aufrechten Schichtfolge vorliegt.

Skizze zum Aufschluß Nr.1:

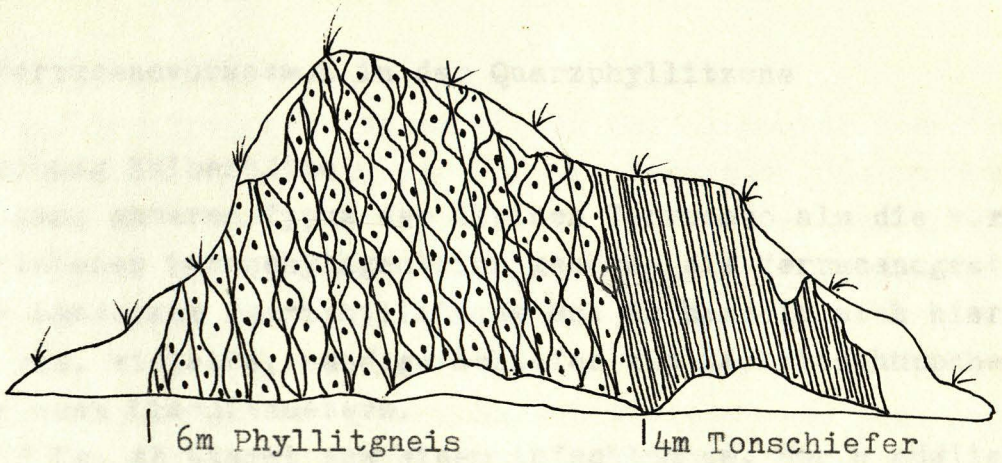


Abb. 64

Skizze zum Aufschluß Nr.2:

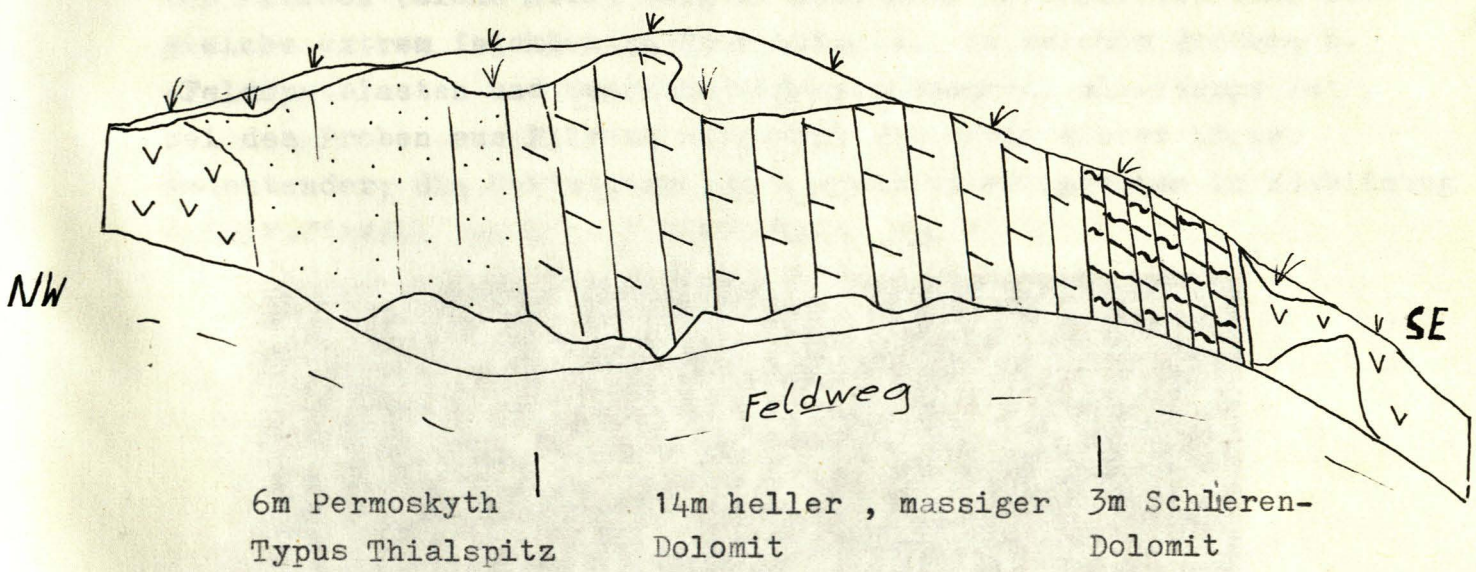


Abb. 65

Die Lage der Aufschlüsse ist aus den Beilagen und
ersichtlich.

Verrucanovorkommen in der Quarzphyllitzone

1.)Umgebung Kälberhütte

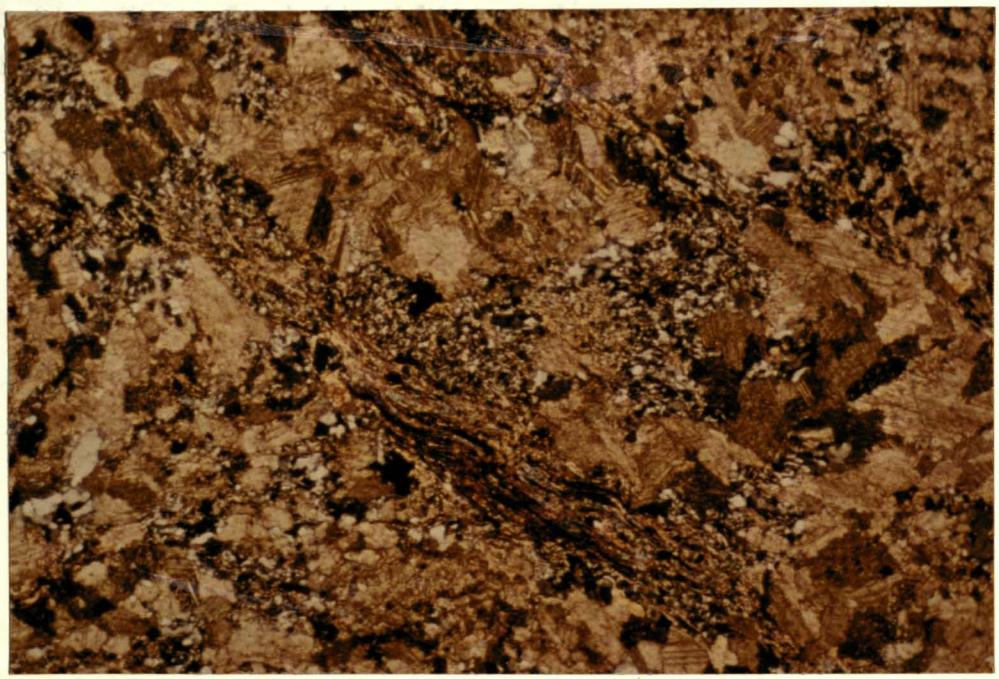
Einem ganz anderen Typus des Alpinen Verrucano als die vorher beschriebenen Permoskythgesteine gehören die Verrucanogesteine in der Landecker Quarzphyllitzone an. Es handelt sich hier um graue bzw. violette, sandige Schiefer mit Serizitschüppchen und häufig auch Limonitnestern.

Schliff Nr. A2 stammt aus einem Aufschluß ca. 5oo m südlich der Bergstation Thiallift(Höhe 141o).

Hauptbestandteil ist mittel- bis grobkörniges Karbonat. Der Schliff wird von 4 geringmächtigen Serizitschlieren durchzogen.

Sehr feinkörniger Quarz und etwas grobkörniger K-Feldspat bilden Linsen im Karbonat.

Dieser Typus gleicht auf Grund seines Karbonatreichtums am ehesten dem Alpinen Verrucano von Flirsch am Arlberg; Vergleichsschliffe wie Schliff Nr. XIX aus dem klassischen Verrucanoprofil bei Flirsch (siehe S.88) zeigten ähnlichen Karbonatreichtum, das gleiche extrem feinkörnige Quarzmaterial, in welchem größere K--Feldspatblasten und Quarzindividuen schwammen; allerdings ist bei den Proben aus Flirsch allgemein die Größe dieser Körper bedeutender; die Serizitschlieren wiederum entsprechen in Ausbildung und Häufigkeit dem oben beschriebenen Typus.



Vergr.:3oX

Abb. 66 :Das Bild zeigt den großen Karbonatreichtum dieser Gesteinsgruppe

2.) Alpiner Verrucano am Zirmegg - Nordgrat

Wenn man vom Zirmegg am Nordgrat zum Wald hinunter absteigt, findet man zwischen Isohypse 1880 und Isohypse 1860 im Bereich des Grates auf eine Länge von ca. 50 m Verrucanogesteine anstehend. Die einzelnen Aufschlüsse sind entweder an den Abrißkanten freigelegt oder liegen, teilweise verschüttet, im Bereich unmittelbar unter dem stark bewachsenen Grat.

Während die übrigen aufgeschlossenen Gesteinszüge doch mehr oder weniger einheitlich ein mittelsteiles Südfallen zeigen, sind die Gesteinszüge unter den Abrißkanten verdreht und flach lagernd.

Bei diesem Vorkommen liegt der Alpine Verrucano in Form von dünntafeligen Schiefern vor. Die Farbe schwankt zwischen dunklem violett und grau, die Schichtflächen sind meist mit einem Serizitüberzug versehen, es lassen sich aber auch einzelne größere Glimmerschüppchen erkennen; manche Pfoben sind stark sandig- glimmerig, andere lassen makroskopisch den Kornverband nicht auflösen und besitzen eine auffallend glatte Oberfläche.

Einzelne Proben lassen an der Oberfläche und im Querbruch kleine Knötchen erkennen, die ganz aus Limonit bestehen (Limonitnester). W.HAMMER schreibt 1919,S.65 daß "diese Gesteine eher schon dem Buntsandstein angehören ".

Im Mikroskop erkennt man die Herkunft dieser Nester aus limonitisiertem Feldspat; das Hauptgemengteil bildet mittel- bis grobkörniges Karbonat; dünne Serizitschlieren durchziehen das Gestein. Feinkörniger Quarz tritt als " Zwickelfüllung" auf.

AUFSCHLUßSKIZZE ZUM VERRUCANOVORKOMMEN AM ZIRMEGG- NORDGRAT

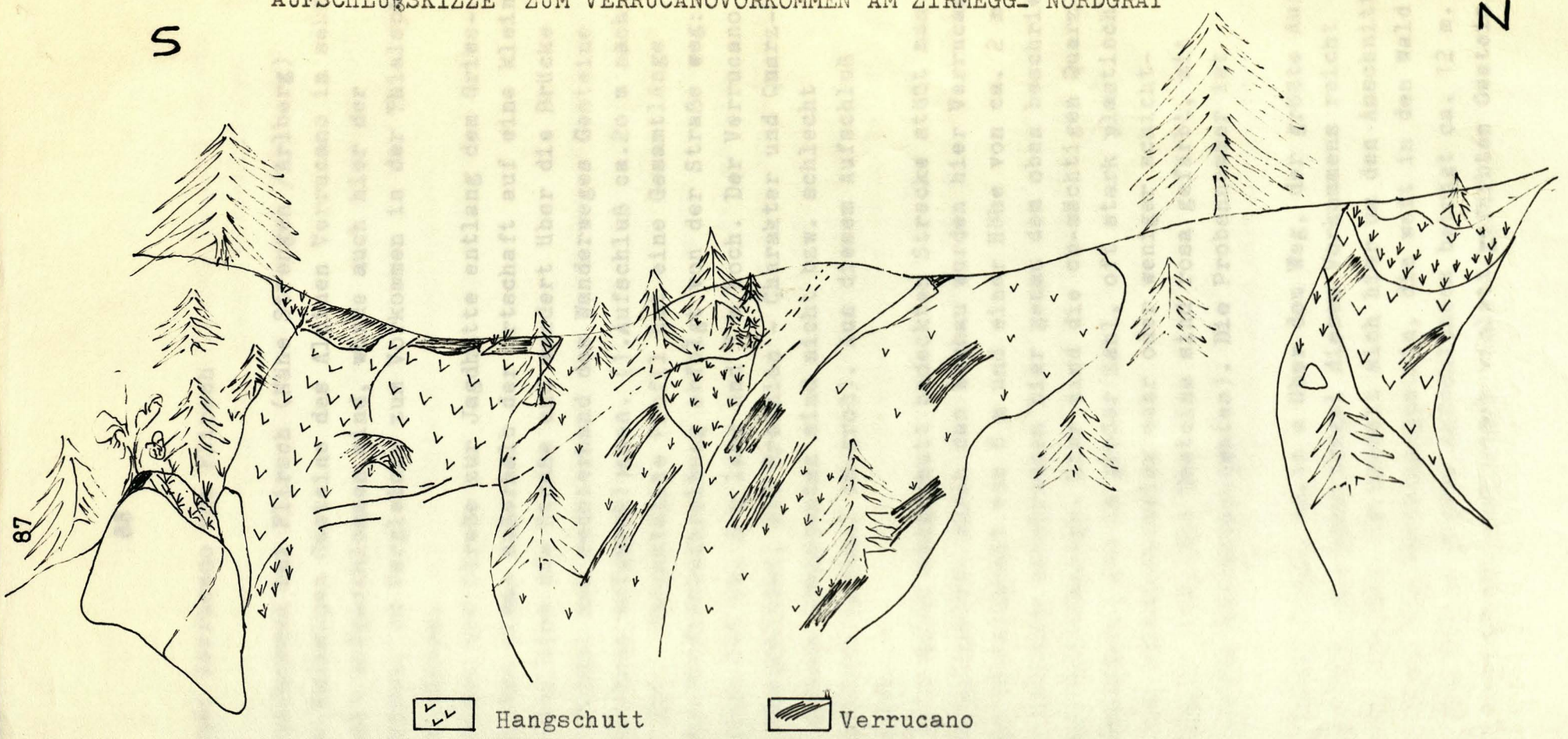


Abb. 67

Alpiner Verrucano von Flirsch

Da im Verrucanovorkommen bei Flirsch (Nähe Strengen /Arlberg) an der Basis der Kalkalpen Gesteine des Alpinen Verrucano in sehr großer Mächtigkeit aufgeschlossen sind, wurde auch hier der Verrucano untersucht, um Vergleiche zum Vorkommen in der Thialspitz-Region ziehen zu können.

Folgt man in Flirsch der Straße zur Jagdhütte entlang dem Griesbach, so gelangt man etwas außerhalb der Ortschaft auf eine kleine Brücke; verläßt man hier die Straße und wandert über die Brücke nach Norden, so findet man rechterhand des Wanderweges Gesteine des Alpinen Verrucanos aufgeschlossen. (1.Aufschluß ca.2o m nach Brücke). Das in Abb. dargestellte Profil hat eine Gesamtlänge von ca. 55 m. Die Profilbeschreibung erfolgt von der Straße weg: Der erste Aufschluß ist ca. 6 m lang und 3 m hoch. Der Verrucano ist hier massig ausgebildet, mit Brekzien - Charakter und Quarzreichtum. (Die großen Komponenten sind nicht bzw. schlecht gerundete Quarzkörper, maximal cm-groß). Aus diesem Aufschluß stammt die Probe XV.

Nach einer auf 1o m durch Hangschutt bedeckten Strecke stößt man auf den nächsten Aufschluß: durch den Wegbau wurden hier Verrucanogesteine in einer Mächtigkeit von 8 m und einer Höhe von ca. 2 m freigelegt. Die Gesteine entsprechen hier genau dem oben beschriebenen, brekziösen Verrucanotyp. Hier sind die cm-mächtigen Quarzschlieren bemerkenswert, die in großer Zahl, oft stark plastisch gequetscht, in den Gesteinskomplex mehr oder weniger schichtparallel eingelagert sind. Die Gesteine sind rosa gefärbt, mit weißen Flecken (große Quarzkomponenten). Die Probennummer ist XI.

Über diesem Aufschluß folgt, ca.1o m über dem Weg, der größte Aufschluß dieses Profils; der Schuttkegel dieses Vorkommens reicht bis unmittelbar an den Weg. Es handelt sich hier um den Anschnitt einer mächtigen Rippe aus Verrucanogestein, die weit in den Wald hinaufstreicht. Die Breite dieses Aufschlusses beträgt ca. 12 m. Hier handelt es sich um ein sehr stark violett gefärbtes Gestein,

bereichsweise geht die Farbe von einem rötlichen Violett in ein Blau- bzw. Grauviolett über. Es sind bei diesem Aufschluß zwei Typen von Verrucanogestein makroskopisch zu unterscheiden, die wechsellagernd auftreten:

1.) Der sandig-glimmerige Typ : dieser besitzt ein gröberes Korn, an der Oberfläche sind winzige, silbrig-glänzende Glimmerschüppchen zu erkennen, die über das ganze Gestein verteilt sind.
Dieses Gestein entspricht im Habitus vollkommen gewissen Typen des Buntsandsteins.

2.) Der dünnplattige, serizitreiche Typ:
Hier handelt es sich um einen dünnplattigen Schiefer, grauer oder violetter Färbung, sehr feinkörnig, mit großem Serizitreichtum. Dieser äußert sich in der glatten, seidig glänzenden Oberfläche dieser Gesteine (Serizithaut). Der Glimmer ist gewöhnlich mit freiem Auge nicht auflösbar, größere Schüppchen sind selten.
Einen ganz anderen Gesteinstyp stelllt der Verrucano des nächsten, kleineren Aufschlusses dar. Hier sind in einer Mächtigkeit von ca. 2 m grünliche, stark quarzitische Schiefer und Quarzite aufgeschlossen, wechsellagernd mit Quarzgängen. Die Quarzite zeigen einen hohen Anteil an Hellglimmer, besonders die Schichtflächen sind meist von einer Serizithaut überzogen. Das Gestein ist sehr feinkörnig.
Wenige Meter über diesem Aufschluß befindet sich ein ebenso kleines Vorkommen von quarzitischen Serizitschiefer; diese besitzen die gleiche grüne Farbe, sind jedoch mehr fleckig in der Farbverteilung und weisen zum Teil auch rötliche Farben an der Oberfläche auf.
Hier ist das Auftreten von Quarzknauern charakteristisch. Die Knauern sind gestreckt, bis zu 1o cm lang, zum Teil rostig.
Die Schichten in diesem Profil sind durchwegs sehr steil gestellt.

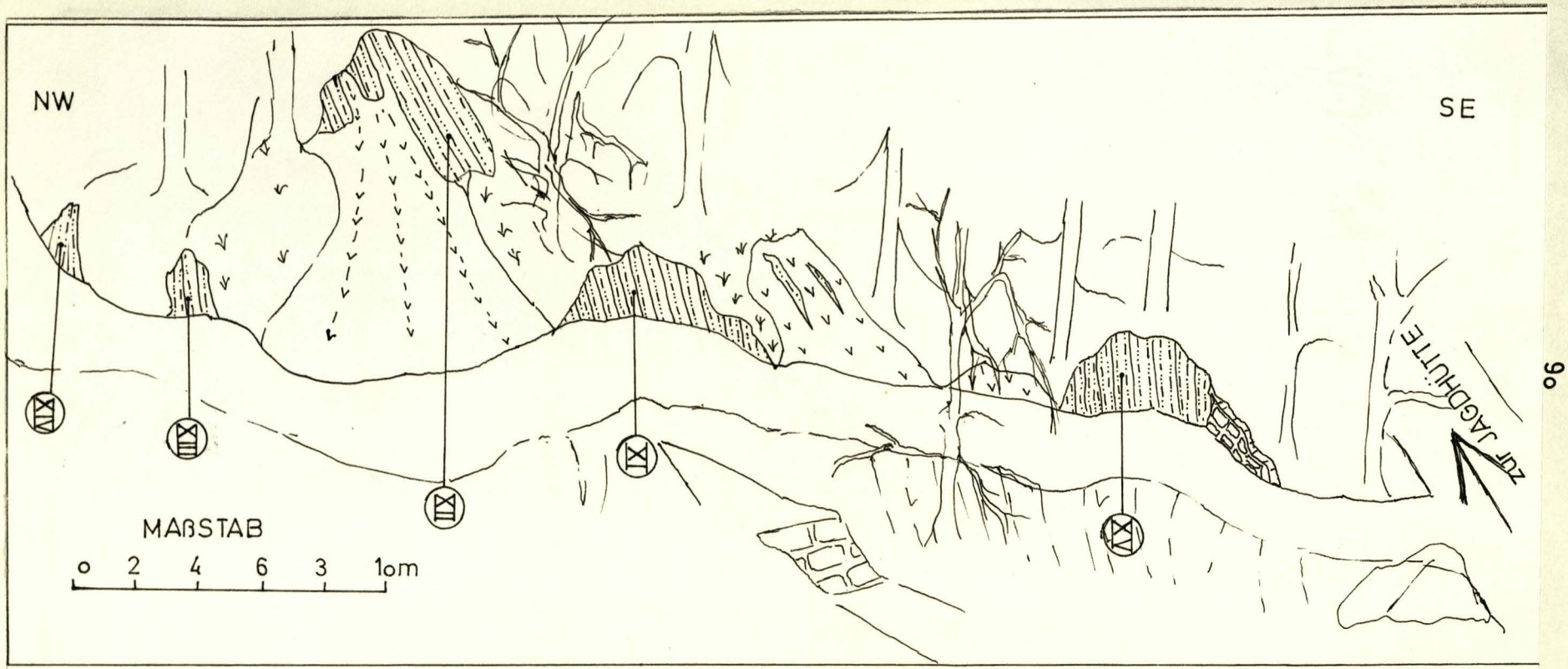
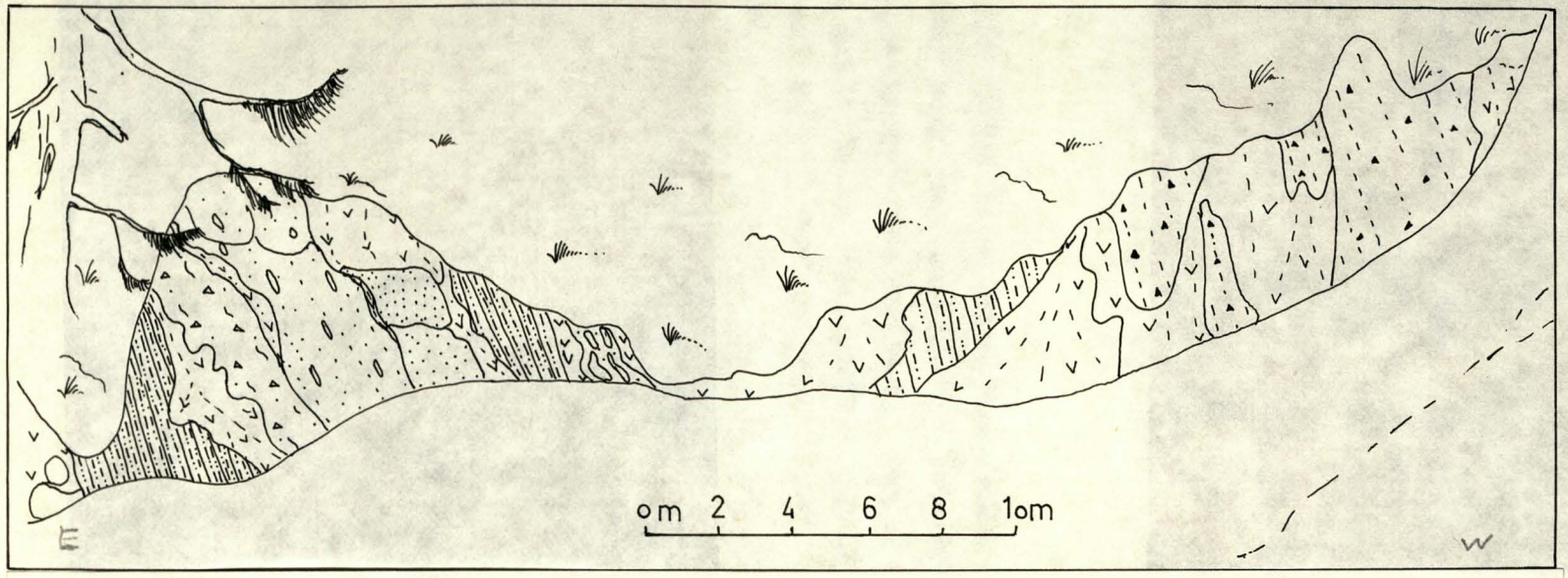


Abb. 68 : Verrucanoprofil im Griesbachgraben bei Flirsch. die Nummern sind Probennummern

Aufschlußskizze zum Verrucanoaufschluß FLIRSCH Nr.2



Sandig-glimmeriger , grau-violetter ,dünnplattiger(±) Typ.

Brekziöser, grünlicher, zum Teil sehr quarzreicher Typ.

Massiger Typ mit bis zu 10 cm großen Quarzknauern.

Massiger, sandig-glimmeriger Typ, zum Teil stärker quarzitisch.

Quarzitischer Typ.

Abb. 69

Abb. 70: Vergr. : 80 X

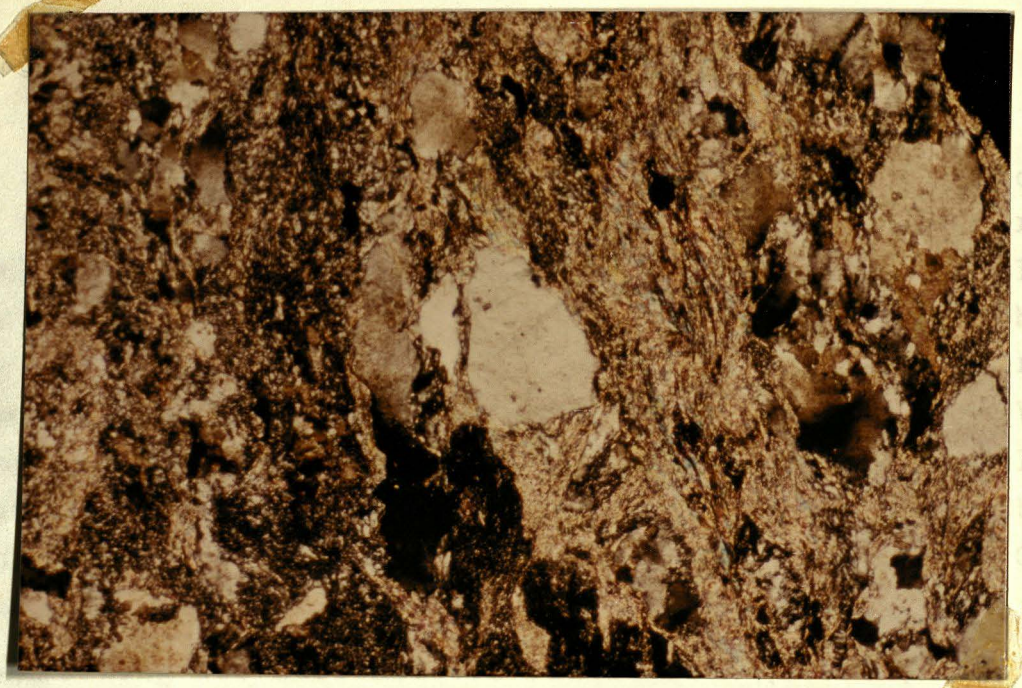
Das Bild zeigt eine Verrucanoprobe von Flirsch: Sichtbar sind die deutlichen Unterschiede zwischen den klastischen Großkörnern, dem eng verzahnten , stark geplätteten Quarzgefüge der Matrix und den zum Teil heftig deformierten Serizitschlieren der Matrix.

Abb. 71: Vergr. : 80 X

In diesem Schliff ist die ausgeprägte Deformation der feinkörnigen Matrix zu beobachten.

Der von Serizit umflossene Quarzkörper wird an einem großen Feldspat gestaucht.
Am unteren Bildrand ist Karbonat zu erkennen, das über die Lamellierung quer hinwegsetzt.
Abb.72 zeigt einen großen Feldspatkörper, der randlich (ca. Bildmitte) an sehr feinkörnigen (mylonitisierten) Quarz anstößt.
Die Drehbewegung, die dieses Korn erfahren hat, läßt sich an den S-förmigen Biegelamellen des angrenzenden Quarzes abschätzen.
Die Mylonitisierung des Quarzes an den Korngrenzen des Feldspates läßt sich in der Detailaufnahme Abb. gut beobachten.

Abb. 72 : Vergr.: 80 x
Klastischer Feldspat in einer mangelhaft rekristallisierten Grundmasse.



Vergr.:30X

Abb.73 : Brekziöser Habitus der Probe XIV. (Sehr unterschiedliche Korngrößen, schlecht gerundete Komponenten)

Bild zeigt einen Typ des Verrucano- Gesteins, der bei Flirsch sehr verbreitet ist; die Probe stammt aus dem Verrucanoprofil im Griesbachgraben(siehe Seite 90, Abb.68).
Makroskopisch handelt es sich hier um einen rötlich-violetten, etwas sandigen, mehr oder weniger dünnplattigen Typus, der auf den Schichtflächen einen Serizitüberzug erkennen läßt. im Querbruch lassen sich häufig kleine weiße Knötchen beobachten.Das Auftreten dieser Knötchen ist auch in den Proben aus der Phyllitzone bei Landeck zu beobachten (S. 86ff, Abb. 67); während jedoch dort nahezu alle Knötchen sekundär in"Limonitnester" umgewandelt sind und dadurch eine rote Farbe besitzen, treten hier in der Regel nur deutlich weiße Knötchen auf.
Wie im Dünnschliff zu erkennen ist, handelt es sich bei diesen Knötchen zumeist um K-Feldspatporphyroblasten; in gleicher Korngröße treten aber auch vereinzelt Quarzkörper auf(Abb.73).
Das Bild Nr.73 zeigt ein solches Quarzindividium in eine Schliere von Serizit und Karbonat eingebettet.

Alpiner Verrucano bei Arzl

Ein Verrucanovorkommen in ähnlicher tektonischer Position wie das Vorkommen bei Flirsch (siehe S. 88), an der Basis der Nördlichen Kalkalpen, wurde in der näheren Umgebung von Arzl untersucht. Es handelt sich hier um Einschuppungen im Quarzphyllit. Fährt man von Arzl über Timmls bis zum Gasthaus Plattenrain, so kann man unmittelbar beim Gasthaus in 25 m Mächtigkeit Verrucano und Quarzphyllit aufgeschlossen beobachten. Es handelt sich hier um den größten Aufschluß an Verrucano in diesem Gebiet; kleinere Aufschlüsse lassen sich auch im Grabenweg vom Gasthaus hinunter nach Arzlair beobachten.

Beschreibung des Aufschlusses Plattenrain (Abb. 9/Bl.)
Beschreibung der Abfolge von S nach N

Die Schichtfolge des Verrucano beginnt mit einem Meter dünnplattigem, violettem Verrucanoschiefer, der im Schliffbild und makroskopisch dem Verrucanotyp von Flirsch gleicht.
Es folgt ein 17 cm mächtiger Quarzgang, schichtparalell. Darüber kommen 1o cm blauvioletter Verrucano, extrem verschiefert. Nun folgen 6o cm eines härteren, quarzreicheren Typus, der kleine Quarzknauern führt (max. 1 cm).
Es folgt nun eine Serie von 2,5 m miteinander wechsellagernden Typen von sehr dünnplattigem, gelb oder rötlich gefärbtem Verrucanoschiefer. Darüber kommt nun die Serie des Quarzphyllits:
vor dem Wassergraben finden sich 4 m grauschwarzer Quarzphyllit, der sich im Schliffbild nicht von den Quarzphyllitgesteinen S Landeck unterscheidet.
Die nächsten 3 m Quarzphyllit zeigen einen auffallenden Reichtum an bis zu 2o cm großen, rostigen Quarzknauern.
Die nächsten 18 m des Quarzphyllits unterscheiden sich nur durch die grünlichgraue Färbung von den vorher beschriebenen Typen.
Auffallend ist an diesem Aufschluß die starke Deformation (wohl alpin) des Quarzphyllits, die sich jedoch in den gemessenen K/Ar-Altern nicht niederschlägt.
Die Entnahmepunkte der Proben für die Altersdatierungen mit der K/Ar-Methode sind auf Abb. ersichtlich.

Vererzungen

Im Bereich der Flathalm liegen auf Höhe 2o8o, in der Felsrippe bei der 2.Kaskade des Flathbaches(wenige Meter östlich) die "Knappenlöcher".Mit diesem Namen bezeichnen die Hirten der Flathalm 2 ehemalige Schurfbergbaue ,die beide aus wenigen Meter tiefen Stollen bestehen.(Nach Mitteilung der Einheimischen Bauern waren die Stollen ursprünglich doch 15-2om lang und dürften erst in jüngster Zeit teilweise verlegt worden sein.)
Der erzführende Horizont liegt in einer Bewegungszone im Feldspatknötchengneis der Phyllitgneiszone. Es ist hier eine starke Mylonitisierung des deutlich diaphtoritischen Phyllitgneises zu beobachten. Harnischflächen sind sehr häufig und stets gut entwickelt; die Flächen sind dunkel-bis lichtgrün und sind stets längsgerieft. Bei manchen stark vererzten Handstücken läßt sich der Mineralbestand des Muttergesteins kaum mehr erkennen.
HAMMER(1919,S.257) nimmt die Existenz von Verrucanoschollen innerhalb dieses Mylonithorizontes an; als Hinweise führt er die grüne Färbung,die Führung von Quarzknauern und,auf der Giggleralm, die Führung von Kalkflasern an. Diese Beweisführung ist für das Erzvorkommen "Knappenlöcher" nicht überzeugend; selbst wenn man in Betracht zieht, daß der Verrucano durch die intensive Druck-beanspruchung im Bewegungshorizont mit den Nachbargesteinen zusammen durchbewegt und aufs engste mit diesen verschweißt wurde, so erhebt sich doch die Forderung nach Belegen in Form von schwächer umgewandelten Relikten. In einer Anzahl von Handstücken konnten zwar schon makroskopisch einzelne Feldspatknoten,in Form und Habitus kaum verändert ,festgestellt werden,die eindeutig zu den Feldspatknötchengneisen hinweisen, in keinem einzigen Stück konnten jedoch eindeutige Anzeichen für eine Entstehung des Gesteines aus mylonitisiertem Verrucano gefunden werden .
Die hier gar nicht so häufigen Quarzknauern könnten ihre Entstehung auch der Abquetschung und Durchbewegung ehemaliger dünner Quarz-lagen zu verdanken haben; solche Quarzlagen sind ja in den Phyllitgneisen hin und wieder zu beobachten.Für diese Deutung spricht auch der Umstand, daß-in diesem Aufschluß zumindest-die Quarzknauern in Form von stark gelängten "Linsen" auftreten und keinen ausgesprochenen Geröllcharakter besitzen.
Die grüne Färbung ist zwar tatsächlich derjenigen der Verrucano-Schiefer der Thialspitzserie sehr ähnlich, doch ist auch in manchen Gesteinen der Feldspatknötchengneise eine zunehmende "Vergrünung"der Phyllitgneise.zu beobachten. Bei der Mylonitisierung

kommt es durch die Druckschieferung zu einer Anreicherung der Lepidoblasten in Lagen. Ist hier aber eine Chloritisierung zu beobachten, die stets besonders stark die Glimmer betrifft, so wird sich naturgemäß oberflächlich ein stark grünlicher Farb--eindruck ergeben.

Der Mineralinhalt

Hauptmineral:Kupferkies
Begleiter: Kupfer-Antimon-Fahlerz (Tetraedrit)
Sekundäre Erzminerale:Malachit und Azurit, wobei Malachit überwiegt
Untergeordnet tritt auch Pyrit und Arsenkies auf.(Akzessoir)
Gangart:Quarz,Eisenkarbonate.

2.)Auf Zirmegg,auf Höhe 2o73, befindet sich ein weiteres Erzvor--kommen.Dieses liegt innerhalb der Phyllitgneiszone und ist als ganzes schlecht aufgeschlossen. Wir finden auf der Ebene des Zirmegg massenweise vererzten Verwitterungsschutt, echt anstehend ist das erzführende Gestein jedoch nicht aufgeschlossen.
Dies hat seine Ursache darin, daß bei dieser "Hochebene"die sehr steilgestellten Phyllitgneisschichten mit ihren Ausbiß--flächen ungeschützt der Verwitterung preisgegeben sind.
Da sich für Verwitterungswässer eine bevorzugte Wegigkeit in den Klüften parallel den Schieferungsflächen ergibt, fallen die nur mit einer sehr dünnen Vegetationsschicht geschützten Ausbiß--kämme der Verwitterung rasch anheim.
Die Mylonitisierung ist hier viel weniger stark ausgeprägt als bei dem oben beschriebenen Vorkommen.Die Gesteine zeigen auch hier deutliche Diaphtorese, wobei zu bemerken ist, daß Diaphtoreseerscheinungen im gesamten Bereich der Phyllitgneise des Arbeitsgebietes auftreten, wie schon aus den vorigen Ausführ--ungen (.....) zu entnehmen ist.
Auch hier wurden wieder Erzanschliffe angefertigt.

Mineralbestand

Hauptmineral:Kupferkies ,Kupfer-Antimon-Fahlerz.
Begleiter:Arsenkies,Pyrit.
Sekundäre Erzminerale: Malachit und Azurit,
Gangart:Eisenkarbonat, Quarz,Mesitinspat.

Die Fundstücke auf Zirmegg zeigen alle einen deutlichen Anflug von Malachit und Azurit, wobei auch beträchtliche Gehalte dieser sekundären Erzmineralien auftreten können.

Auch bei diesen Anschliffen läßt sich eine Zerbrechung der spröden Mineralien erkennen: Pyrit und Arsenkies zeigen deutliche Anzeichen von Kataklase.
Es ist also eine schwache Durchbewegung der Erze zu erkennen.

Genese der Vererzungen

Nach W.HAMMER(192o) ist der Erzgehalt des als Gleithorizont dien--enden Verrucano bei der alpinen Deckenüberschiebung mobilisiert worden und in das Nachbargestein eingewandert.
Dies würde eine vortektonische Entstehung des Erzgehaltes der Phyllitgneise bedeuten. Für seine Hypothese führt er 2 Belegpunkte an: a)im Masneralm-Gebiet und am Rotenstein nur Eisendolomit erzführend. b)Mobilisierung der Erze im Bereich der Thialspitze und der Flathalm.
E.P.MATHIASS (1961,S.11) nimmt zu diesem Problem Stellung:
Während W.HAMMER kein Übergreifen der Vererzung des Eisendolomites von Rotenstein-Masneralm auf das umgebende Gestein feststellen konnte, konnte E.P.MATHIASS beim Vorkommen Rotenstein am Westrand der Eisendolomitlinie eine Fortsetzung der Erzführung in den angrenzenden "mylonitisierten Verrucanoschiefer "nachweisen.
Nach seinen Ausführungen liefern weiters weder das Gefüge noch die Paragenese der Vererzungen im Gebiet der Thialspitze-Flathalm hinweise für eine Mobilisierung. Die Untersuchung des Fahlerzes (chemisch auf Quecksilbergehalt etc.) konnte ebenfalls die Mobilisierung nicht bestätigen,da dieses Fahlerz unverändert vorliegt und da es "als kompliziert gebautes Fahlerz(Quecksilber--gehalt) bei einer Mobilisierung kaum unverändert geblieben sein könnte"(E.P.MATHIASS,1961,S.12).
E.P.MATHIASS fordert also eine streng selektive Vererzung, bei der sich das Fahlerz fast ausschließlich im Eisendolomit absetzt und in die angrenzenden Schiefer nur in Spuren eindringt.
Als weiteren Beweis für eine nachtektonische Vererzung führt er an, daß beim Vorkommen Rotenstein die Verrucanoschiefer in der Nähe des Eisendolomits gebleicht sind.
Somit wird von der Vorstellung einer postpermischen-voralpinen Fahlerzbildung abgegangen und eine nachtektonisch-alpine Vererzungsphase angenommen.(E.P.MATHIASS,1961,S.12)

Abb. 74 zeigt im Vordergrund die Hochebene des Zirmegg, welche sich in einer Höhe von 2o73m befindet. Dahinter zieht der Grat zum Thialkopf in Richtung SE. Das kleine Kreuz markiert den Gipfelbereich des Thialkopfes. Von hier zieht der Grat des Gatschkopfes nach Süden, d.h.: zum rechten Bildrand.
Das Bild verdeutlicht die Aufschlußverhältnisse im Bereich Zirm--egg: die Hochfläche ist der Erosion des Windes stark ausgesetzt, die Vegetationsbedeckung beschränkt sich auf Flechten, Moos und Blaubeeren. Der feine Gesteinschutt im Vordergrund ist zum größten Teil stark vererzt; wenige große Gesteinsbrocken ,die über die ganze Hochfläche verstreut sind bilden die einzigen größeren Aufschlüsse dieses Erzvorkommens.

Tektonik

1.) Abgrenzung der Phyllitgneiszone von der Silvrettadecke

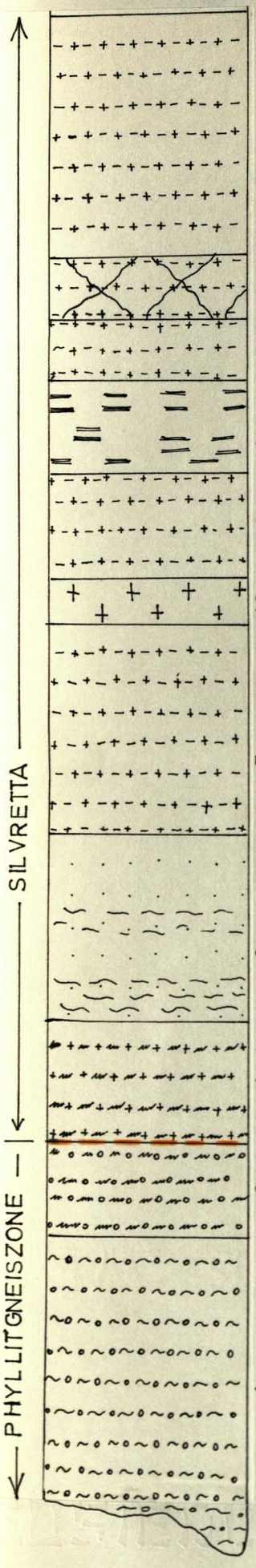
Besonderes Augenmerk wurde in dieser Arbeit auch der Abgrenzung der Phyllitgneiszone von der Silvrettadecke geschenkt. Während überall dort, wo die Überschiebungslinie durch Reste von permomesozoischen Sedimentanteilen markiert ist, wie an der Thialspitze (siehe Abb. 6/Bl.) und bei den 3 Seen (siehe Abb.7/Bl.), die tektonische Grenze ohne Schwierigkeiten über den Permomesozoikumsresten gezogen werden kann, kann überall dort, wo dieses Mesozoikum fehlt, eine Abgrenzung nur an Hand detailierter Geländeaufnahmen getroffen werden.
Im Gebiet der Flathalm konnte die Silvrettadecke an Hand von lithologischen Vergleichen in petrographischen Profilen scharf abgegrenzt werden:
(Profil 1). An der Steilstufe zum Flathsee wurde ein Profil abgeklettert, welches von der Phyllitgneiszone ins Kristallin der Silvrettadecke führt. (Lage des Profils siehe Abb. 8/Bl.).
An der Basis treten hier leicht deformierte, etwas vergrünte Feldspatknötchengneise auf. Auch im Schliff zeigen dieselben stets starke Diaphthorese. Darüber folgen, ca. 3 m mächtig, stark deformierte Gesteine mit phyllitischem Habitus, kaum noch als Feldspatknötchengneise zu erkennen. Darüber folgen 4 m dunkle, phyllitische Schiefer mit größeren Biotitflecken auf den Schieferungsflächen. Dieses Gestein erweist sich bei genauerer Untersuchung eindeutig als sehr stark beanspruchter Biotitfleckengneis des Silvrettakristallins.
Über diesem Komplex liegt ein markantes, im Gelände durch extrem dunkle Färbung schon von Ferne sichtbar, Quarzitband von 6 m Mächtigkeit. Es handelt sich hier zum Teil um heftig deformierte Quarzitschiefer mit Serizitschlieren, die in massigere Quarzite eingelagert sind bzw. in diese übergehen.
Als nächster Gesteinskomplex folgt feinkörniger Biotitfleckengneis mit Quersprossung von Biotit. Lagenweise sind hier Quarz-Feldspat-Mobilisate zu erkennen; bezeichnend ist die stark plastische Verformung, die Fließfaltenbildung.

In 2240 m Höhe durchschlägt ein ca. 1,2 m mächtiges Pegmatitband diesen Gesteinskomplex konkordant. Es handelt sich hier um einen Quarz-Feldspatpegmatit mit wenig, auffallend feinkörnigem Hellglimmer.
Über diesem Pegmatitband folgen wieder 3 m Biotitfleckengneis. Darüber tritt ein ziemlich mächtiges Amphibolitband auf (3 m). Der Amphibolit ist mittel- bis feinkörnig und sehr quarzarm. Darüber kommt wieder ein ca. 22 m mächtiges Band Biotitfleckengneis (hier wurden fibriolithisch ausgebildete Sillimanite im Schliff festgestellt. Abb.36).
In diesem mächtigen Komplex sind feine Pseudotachylitadern zu beobachten. Leider war hier auf Grund der Feinheit dieser Adern und der Aufschlußverhältnisse (glatte Wand) keine Probenahme aus dem Pseudotachylit möglich.
Am Flathsee folgen über diesem Profil Granat-Staurolith-Glimmerschiefer.

Interpretation des Profiles

Es zeichnet sich deutlich ein Horizont starker Druck- und Scherbeanspruchung ab: dieser Bewegungshorizont äußert sich in der Mylonitisierung des Feldspatknötchengneises und des Biotitfleckengneises.
Das Auftreten von Quarziten ist in dieser Ausbildung im Arbeitsgebiet in der Phyllitgneiszone nicht bekannt;
Amphibolite sind ebenfalls in der Phyllitgneiszone nie beschrieben; auch die Pegmatitgänge beschränken sich in diesem Raum auf das Kristallin der Silvrettadecke.

Pseudotachylite sind ebenfalls typisch für das Kristallin der Silvretta.
Aus diesen Überlegungen lege ich somit die Grenze Silvrettadekke/Phyllitgneiszone zwischen den mylonitisierten Biotitfleckengneis und den mylonitisierten Feldspatknötchengneis. Diese Grenze läßt sich auch am Hang rechts vom Flathbach bis zum Nordgrat der Gigglerspitze weiterverfolgen.



Biotitfleckengneis

sehr feine Pseudotachylitadern im Biotitfleckengneis

Biotitfleckengneis mit Sillimanit

Amphibolit

Biotitfleckengneis

Pegmatit (Quarz-Feldspat-Hellglimmer)

Biotitfleckengneis; lagenweise Quarz-Feldspat-Mobilisate, plastisch verformt.

Quarzite und Quarzitschiefer, heftig deformiert

Biotitfleckengneis, mylonitisiert

Feldspatknötchengneis, mylonitisiert

Feldspatknötchengneis, etwas deformiert

Abb. 75

Profil Nummer 2

Profil 2. wurde an der Ostflanke des Nordgrates der Gigglerspitze in den Gesteinen der Phyllitgneiszone und des Silvretta-Kristallins gelegt. Es sollte die Fortsetzung der im Profil an der oberen Steilstufe des Flathbaches abgegrenzten Überschiebungsfläche Silvrettadecke/Phyllitgneiszone belegt werden.
Da das im vorigen Profil erwähnte markante dunkle Quarzitband unbedingt in diesem Profil liegen sollte, wurde das Profil im Bereich des oberen Lawinenstriches gelegt, da eine andere Anordnung des Profiles über das Quarzitband aus klettertechnischen Gründen schwierig wäre. (Siehe Abb. 8/Bl.)
Das Profil reicht 1o m in den Gesteinskomplex über der Wurzel des Lawinengrabens; von hier erstreckt es sich bis hinunter auf Höhe 216o an der Bergflanke westlich des Flathbaches.

Beschreibung des Profils

An der Basis treten in großer Mächtigkeit schwach diaphthoritische Feldspatknötchengneise auf. Sie zeigen kleine Feldspatknötchen im Querbruch, die sehr frisch erscheinen.
Darüber folgt eine Zone von 1 m Mächtigkeit, in der die Phyllitgneise deutlich deformiert sind; das Gestein erscheint mechanisch stark beansprucht.
Über dieser Einschaltung folgen wieder 2 m Feldspatknötchengneise, die genau den Gneisen im Liegenden des mylonitisierten Bandes entsprechen.
Als nächstes folgt wieder eine Zone ausgeprägter Mylonitisierung; die Feldspatknötchengneise zeigen die oben beschriebene starke Deformation, das Gefüge ist ausgeprägt phyllitisch. In den Zonen stärkerer Mylonitisierung tritt meist eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Schwarzfärbung des Gesteins auf. (Beschreibung der Mylonite siehe S.
Darüber tritt wieder ein schmaler Bereich mit kaum deformierten Feldspatknötchengneise auf (1 m).
Jetzt folgen 2 m Biotitfleckengneise mit Biotitquersprossungen und einen etwas höheren Quarzgehalt.

In den Biotitfleckengneis ist schwarzes Mylonitband mit ca. o,6 m Mächtigkeit eingelagert, welches den ursprünglichen Biotitfleckengneischarakter nur bei genauer Untersuchung erkennen läßt. Auflagernd folgen hierauf 3 m Biotitfleckengneis geringerer Deformation.
Der darüberfolgende Quarzit-Mylonit besitzt eine Mächtigkeit von 2,5 m und ist stark tektonisiert. Es treten hier vermehrt Harnische auf, junge Faltenbildungen sind zu beobachten. Ähnliche Harnischbildungen und Verfaltungen sind auch im darüber liegenden, 4,5 m mächtigen Biotitfleckengneis zu beobachten. Es folgt nun wieder ein schmales Mylonitband. Dieses besitzt eine Mächtigkeit von ca. o,5 m. Der Mylonit ist zum Teil als schwarzes, dichtes Gestein vorliegend, das einen muscheligen Bruch aufweist und dessen Schliffbild außer Quarz keinen auflösbaren Mineralbestand liefert. Einzelne besser erhaltene Linsen sichern jedoch einen Quarzit als Ausgangsgestein.
Der schwarz-grüne Quarzit im Hangenden ist ca. 4 m mächtig und bildet die Fortsetzung des oben beschriebenen Quarzitbandes ( ). Hier treten wieder Einlagerungen von mehr schiefrigen Typen (Quarzitschiefer) auf.
Darüber folgt ein schmales Band mylonitisierten Biotitfleckengneises, über diesem in großer Mächtigkeit der wenig deformierte Biotitfleckengneis.

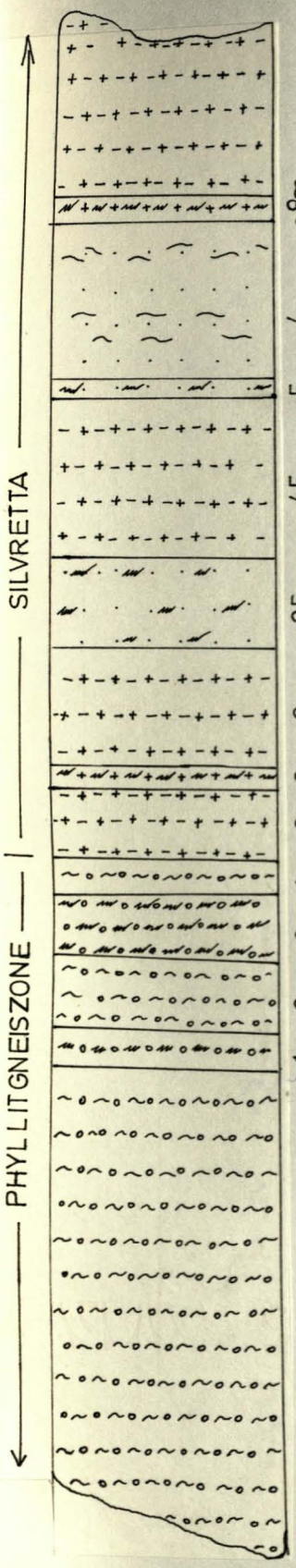
Eine ausführliche Beschreibung der interessantesten Schliffe dieses Profiles befindet sich
Die Entnahmepunkte dieser Proben sind aus Abb. ersichtlich.

Interpretation des Profiles

Im wesentlichen treten hier die gleichen Verhältnisse auf wie in Profil : Über den Feldspatknötchengneisen der Phyllitgneiszone liegen in mehr oder weniger konkordanter Lagerung die Gesteine des Silvrettakristallins.
Auffallend ist hier jedoch, daß nicht ein einziger Mylonithorizont die Bewegungsfläche über dem Silvrettakristallin markiert, sondern daß vielmehr das ganze Profil von Mylonitbändern

durchzogen wird. Besonders auffallend ist hier wiederum, daß die Bereiche stärkster Deformation hier nicht eindeutig am Kontakt der Feldspatknötchengneise der Phyllitgneiszone mit den Biotitfleckengneisen der Silvrettadecke liegen. Es zeigt sich also, daß die Druck- und Scherbelastung der Überschiebung sich hier auf mehrere Bewegungsflächen verteilen.

PROFIL Nr.2



Biotitfleckengneis

Biotitfleckengneis, stark mylonitisiert

Quarzit und Quarzitschiefer, schwach deformiert

Mylonit mit Quarzitkomponenten

Biotitfleckengneis, reich an Harnischflächen

Quarzit, stark durchbewegt und mylonitisiert

Biotitfleckengneis, quarzreich

schwarzes Mylonitgestein aus Biotitfleckengneis

Biotitfleckengneis

Feldspatknötchengneis

Feldspatknötchengneis, stark mylonitisiert

Feldspatknötchengneis

Mylonit im Feldspatknötchengneis

Feldspatknötchengneis

Abb. 76

Tektonik

2..... Zur Gefügekarte (Beilage .)

In der Quarzphyllitzone herrscht generell mittelsteiles Südfallen vor , die aufgeschlossenen Gesteine liegen oft, bedingt durch Hangtektonik , in überstürzter Lagerung vor.
In der Phyllitgneiszone tritt ebenfalls Südfallen auf , im Bereich des Grates Zirmegg - Thialkopf ist ein leichtes Drehen der Schichten zu beobachten : Das Einfallen ist hier nach SE gerichtet . (siehe Bereich A in Karte)
Während die Faltenachsen am Gigglergrat (W- Teil des Bereichs Diagramm A) ca. 1o° nach SW geneigt sind , sind die b - Achsen der gleichen Deformationsphase am Grat Zirmegg - Thialkopf mit einer Neigung von 45° nach NE gerichtet , was für eine spätere (kretazische ?) Verbiegung der Hauptdeformation in der Phyllitgneiszone spricht .
Nach dem Schema der geologischen Entwicklungsgeschichte dieses Gebietes und insbesonders auch nach den Ergebnissen der Altersdatierung ist die Einordnung dieser älteren Hauptdeformation als voralpin (variszisch) zu diskutieren: Während in meinem Arbeitsgebiet die Datierungen schwach verjüngte Alter im Phyllitgneisgebiet ergaben , konnte M.THÖNI weiter westlich , im Arlberggebiet, nur rein variszische Daten aus dem Phyllitgneis nachweisen; dies spricht dafür , daß zumindest in einem Teil der Phyllitgneiszone die Hauptdeformation voralpin ist.(mündliche Mitteilung).
Im Bereich des Verrucanozuges vom Thialkopf Richtung Urgtal fallen die Schichten in der unmittelbaren Umgebung des Thialkopfes mittelsteil nach SE (konkordant mit der Phyllitgneiszone) , drehen jedoch im Bereich der "Drei Seen"etwas in Richtung SW und werden dabei steilgestellt. Die Faltenachsen sind im Bereich Urgtal ca. 3o° nach SE geneigt , im Bereich Thialkopf nach NE.

Der Deformationstypus des Verrucanozuges unterscheidet sich durch das Fehlen von ausgeprägten Faltenstrukturen vom Deformationstypus der Phyllitgneiszone; Die Faltenachsen des Verrucanozuges sind im Bereich Urgtal mit einer Neigung von 30° nach SE deutlich anders gerichtet als die b - Achsen der Phyllitgneiszone ; Im Bereich Thialkopf allerdings fallen sie mit den Faltenachsen der Phyllitgneiszone zusammen; eine eindeutige Aussage über die Unterscheidung der Hauptstrukturen der Phyllitgneiszone von denen des Verrucanozuges kann aus meinen Beobachtungen somit nicht getroffen werden.

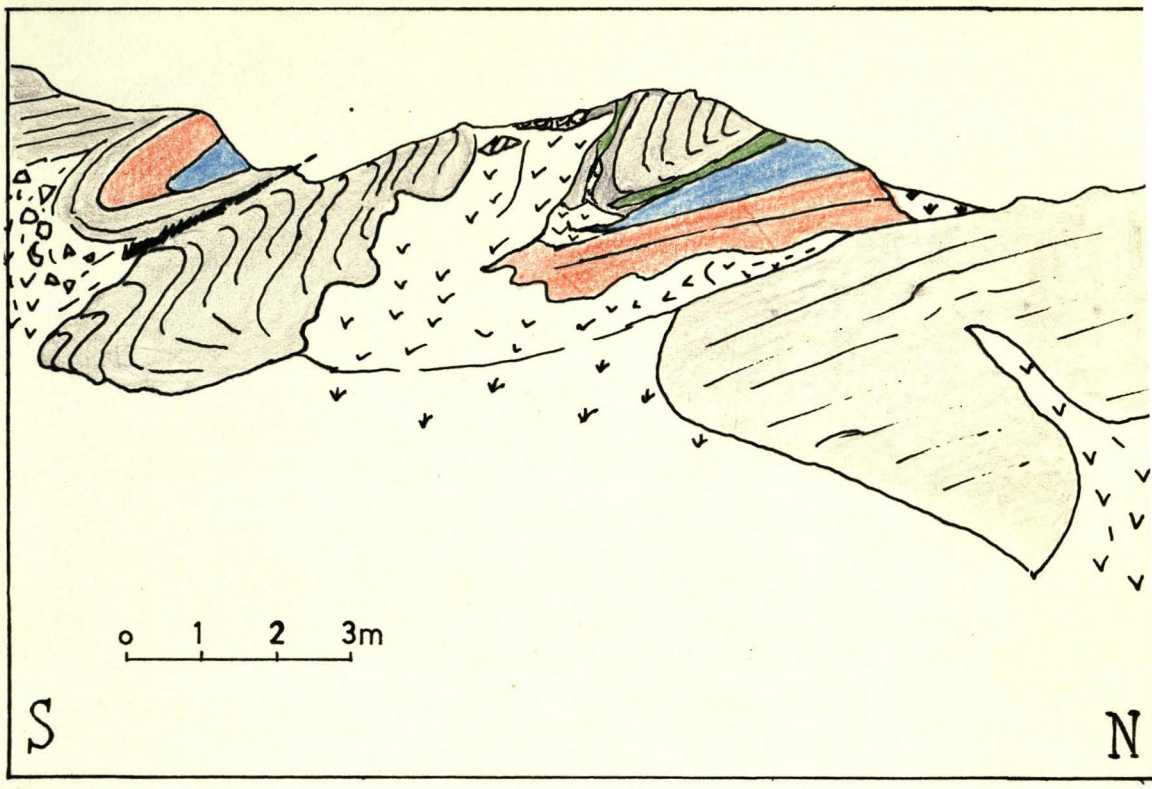
Gefüge im Bereich des Silvrettakristallins

Dieses Gebiet wurde in vier Einzelbereiche aufgegliedert:

Bereich B : Umgebung Flathsee - Grat Thialkopf - Gatschkopf
Bereich C : Umgebung Wasensee
Bereich D : Umgebung Spinnsee
Bereich E : Quellgebiet Urgbach

Sehr deutlich läßt sich die breite Muldenstruktur des Silvrettakristallins erkennen : Während noch am Thialkopf ein generelles Südfallen vorherrscht, gibt es am Rotpleiskopf nur Nordfallen;
Im Bereich C ist das Drehen der Schichten nach SW im Bereich östlich des Wasensees zu beobachten;
Im Bereich D ist W - bzw. NW - Fallen vorherrschend. Die Faltenachsen sind flach nach W geneigt im Bereich des unteren Spinnsees , im Bereich des oberen Spinnsees sind sie mit ca. 30° nach NW geneigt.
Wie aus dem Diagramm E zu entnehmen ist , ist das Schichtfallen in diesem Bereich sehr unterschiedlich : Während die Schichten östlich des Urgbaches steil bis mittelsteil nach NW fallen, biegen sie am Hang westlich des Urgbaches von einem NW - Fallen im S des Diagrammbereiches, in Richtung zur Urgalpe hin in ein Fallen nach SW um.

3. Detailskizze zum Marmor - Aufschluß am Grat
Thialkopf - Gatschkopf
Beispiel einer Falte im 1oer- m -Bereich



Legende:

- Amphibolit
- Marmor
- Pegmatit
- Biotitfleckengneis
- Hangschutt

Abb. 77

4. Detailskizze zum Marmoraufschluß am Grat Thialkopf / Gatschkopf

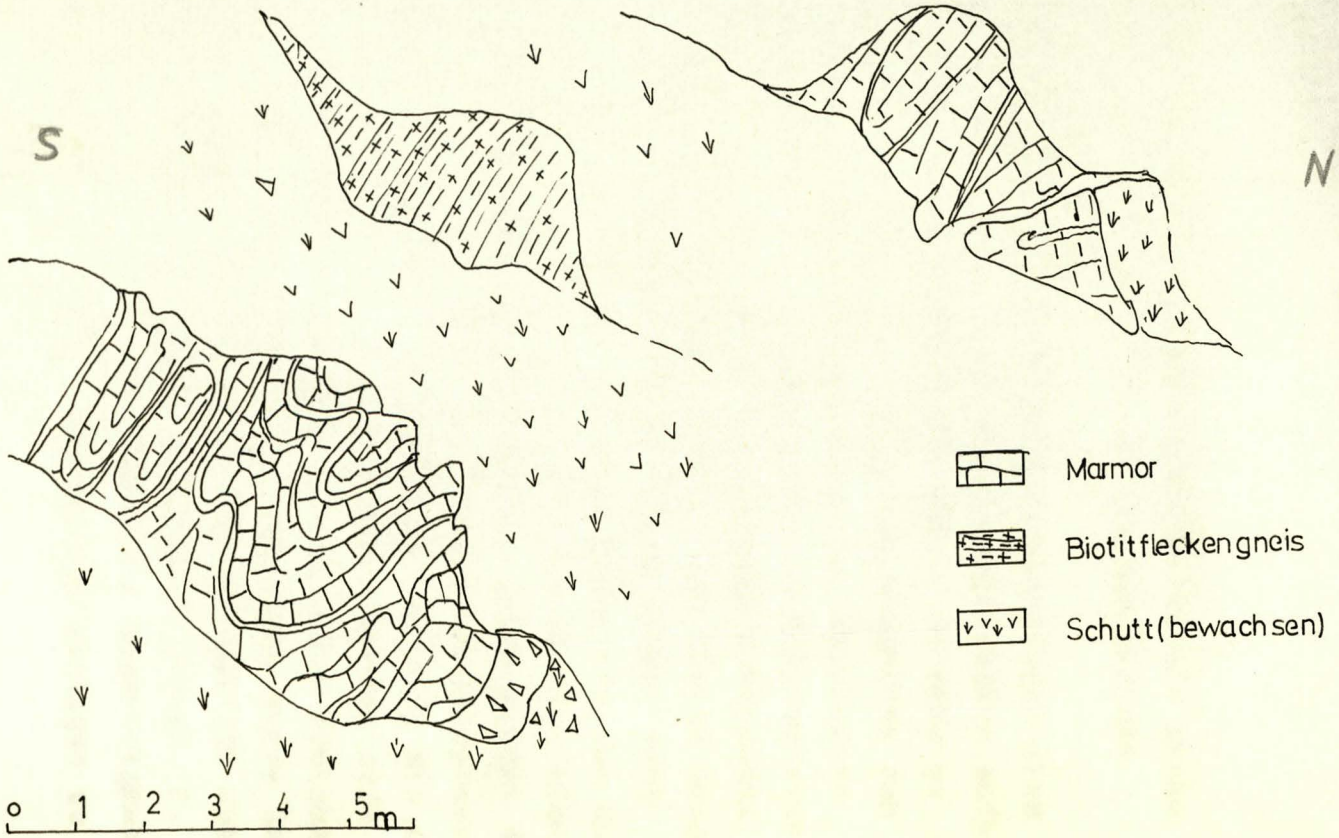


Abb. 78

Zusammenfassung der Beobachtungen

Verhältnisse an der Basis der Silvrettadecke im Bereich S Landeck

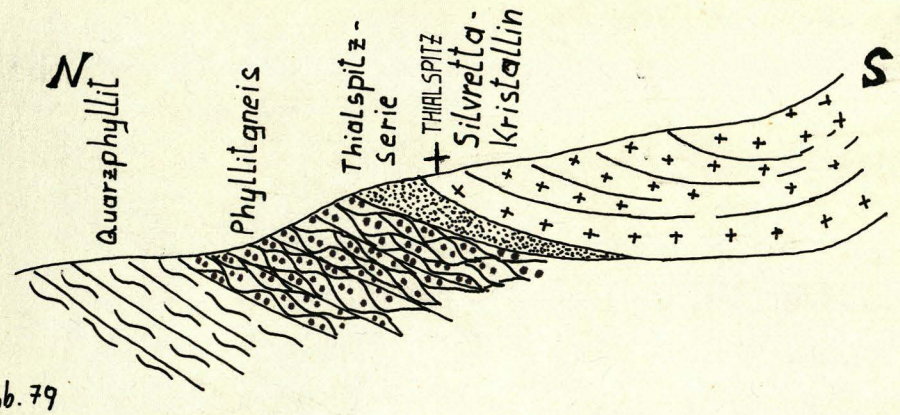


Abb. 79

Im untersuchten Gebiet liegt das Silvrettakristallin als große Schüssel über den nach S einfallenden Schichten des Alpinen Verrucano und der Phyllitgneiszone.
Wenn die Zonen im Grenzgebiet zu den Kalkalpen überstürzt sind und die Thialspitzserie als primär dem Silvrettakristallin auflagerndes Permomesozoikum zu interpretieren wäre , so wäre zu erwarten , daß in dieser Position vom tektonisch Liegendem zum tektonisch Hangendem eine inverse Schichtfolge der Thialspitzserie vorliegt.Da es sich bei den Gesteinen der Thialspitzserie fast durchwegs um einen monotonen Typus des Alpinen Verrucanos handelt , läßt sich hier keine Aussage treffen. Das kleine Dolomitvorkommen am Grat zum Thialkopf wird auf Grund seines doch relativ isolierten Vorkommens und der geringen Dimension des Aufschlusses nicht als Beweis gewertet; hier wäre der Umstand einer verkehrten Lagerung gegeben, da sich der Dolomit im Liegenden des Alpinen Verrucano befindet. Die permomesozoische Transgessivserie bei Puschlin, die in vergleichbarer tektonischer Position wie die Thialspitzserie auftritt, läßt die Deutung einer primären Auflagerung dieser Serie auf den Phyllitgneis zu, da keine Bewegungslinie zwischen Phyllitgneis und Tonschiefer beobachtet wurde und die Dünnschliffuntersuchungen keine Zunahme der Deformation zum Kontakt Phyllitgneis / Transgressivserie aufzeigten (vergl. S.)
Die Beobachtungen reichen nicht aus, hier über die Zugehörigkeit der permomesozoischen Transgressivserie eindeutige Aussagen zu treffen.

Altersdatierungen

Analytische Methodik

Zur Gewinnung der Minerale wurden zwei Methoden der Aufbereitung angewandt:

1.) Das Sedimentationsverfahren

Dieses Verfahren wurde bei feinkörnigen Gesteinen angewandt (Proben des Alpinen Verrucano).

Nach 2o sec. Mahldauer in einer Scheibenschwingmühle wurden die Fraktionen 2 , 6 - 11 in Sedimentationszylindern abgetrennt.

Um zu gewährleisten, daß nur Hellglimmer / Quarz-Gemenge zur Datierung verwendet wurden, erfolgte eine Untersuchung der abgetrennten Fraktionen mit einem Röntgendiffraktometer.

2.) Die Trockenseperation

Für die Gewinnung der Glimmer aus den Proben des Silvrettakristallins und des Quarzphyllits wurden die Gesteine entsprechend zerkleinert, gesiebt und am Rütteltisch bzw. Magnetscheider separiert.

Eine Überprüfung der Mineralkonzentrate erfolgte laufend im Polarisationsmikroskop; Einzelne Proben wurden auch mit der Röntgendiffraktometrie geprüft.

Mit einem PERKIN - ELMER 3oo - Atomabsorbtionsspektrophotometer wurden die K- Werte bestimmt.

Die Ar- Gehalte wurden mit einem umgebauten BALZERS CMS 8o Zykloidenmassenspektrometer untersucht.

Die Proben wurden sechs Stunden lang bei $15o^{o}$ C im Vakuum ausgeheizt; das Vakuum in der Aufschlußanlage betrug 2 - 5X $1o^{-8}$ torr.

Die Mengenbestimmung erfolgte mit dem Vergleich mit einem hochangereicherten Ar^{38}- Spike.

Der analytische Altersfehler wurde mit $\pm$ 5 % abgeschätzt. (Aus wiederholten Standardmessungen).

K/Ar - Datierungen an Permoskyth- Gesteinen -
Verrucano im Quarzphyllit- Gebiet

Labor-Nr. Proben-Nr.	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}Ar_{rad} cm^3$ 10^{-6} NTP / g	% rad	Alter Mio. J.
Fe WAP 773	Verrucano 2ooom SE Tobadill (im Quarzphyllit)	<2µ	6,43	15,704	92,99	61,7±1,9
Fe WAP 773		6-11µ	4,72	18,779	94,52	99,5±3
W4 WAP 774	Verrucano 18oomSE Tobadill (im Quarzphyllit)	<2µ	6,68	14,49	85,2°	54,9±1,9
K WAP 775	Verrucano 185om SE Tobadill (im Quarzphyllit)	<2µ	6,45	14,665	79,68	57,5±2,1
76 WAP 776	Verrucano 1ooom S Tobadill (im Quarzphyllit)	<2µ	6,47	1[illegible],072	9o,9o	74,2±2,4
ß WAP 777	Verrucano Arzl (im Quarzphyllit)	<2µ	4,58	11,479	58,61	63,3±3,2
α_1 WAP 778	Verrucano Arzl (im Quarzphyllit)	<2µ	3,86	1o,[illegible]44	48,24	7o,3±4,5

Labor-Nr. Proben-Nr.	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}Ar_{rad}cm^3$ 10^{-6} NTP / g	% rad	Alter Mio. J.
II WAP 765	Verrucano Flirsch	<2 µ	6,80	22,023	95,69	81,4±2,5
GK WAP 766	Verrucano Thialspitz	<2 µ	5,88	10,240	79,18	44,2±1,6
Gk WAP 766		6-11 µ	4,07	10,599	82,87	65,7±2,3
72 WAP 767	Verrucano Urgtal	<2 µ	5,73	11,851	64,49	52,4±2,4
75 WAP 768	Verrucano Urgtal	<2 µ	4,87	7,920	77,5	41,3±1,6
75 WAP 768		6-11 µ	3,19	10,599	82,87	83,5±3,0

K/Ar - Datierungen an Gesteinen der Quarzphyllitzone - Quarzphyllite

Labor-Nr. Proben-Nr.	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}Ar_{rad}cm^3$ 10^{-6} NTP / g	% rad	Alter Mio. J.
47 WAP 769	Quarzphyllit Tobadill (im Ort)	Mu + Paragonit	4,37	51,160	97,86	278,4±8,5
46 WAP 770	Quarzphyllit Tobadill	Mu	6,88	112,19	66,88	371±17
43 WAP 771	Quarzphyllit S Tobadill (Höhe 1540)	Mu	7,38	96,782	89,99	309±10,3
WAP 772 ∝	Quarzphyllit Arzl	Mu	6,84	81,226	98,59	282,2±8,5

K/Ar - Datierungen an Gesteinen des Silvrettakristallins und der Phyllitgneiszone

Labor-Nr. Proben-Nr.	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}Ar_{rad} cm^3$ 10^{-6} NTP / g	% rad	Alter Mio. J.
Fi 45 WAP 779	Phyllitgneis Flathbach-Wasserfall	Mu	7,69	49,881	85,38	159,5±5,6
$\overline{gp}$ WAP 780	Phyllitgneis Zirmegg - Thialgrat	Mu	5,60	53,048	85,4	274,0±9,6
Fi 32 WAP 781	Granat- Staurolith-Glimmerschiefer Gatschkopf	Mu	6,76	51,044	88,75	184,4±6,2
Fi 32 WAP 781		Bio	6,36	63,62	96,17	240,2±7,4
Fi 34 WAP 782	Amphibolit Gatschkopf	Bio	7,0	48,760	90,62	170,8±5,6
Fi 29 WAP 783	Biotit-Fleckengneis Spinnscharte	Mu	5,32	31,027	90,48	144,0±4,7
F1 WAP 784	Biotit-Fleckengneis Thialspitz	Bio	7,47	52,648	94,81	172,7±5,4
WP WAP 785	Pegmatit Flathbach-Wasserfall	Mu	8,14	66,74	89,62	199,4±6,6
Mu-Pe WAP 786	Pegmatit Urgtal	Mu	8,2	69,36	98,0	206,8±6,3

INTERPRETATION DER ALTERSDATEN

Die Daten der Quarzphyllite werden als variszische Alter gedeutet , das heißt die alpine Metamorphosetemperatur war in diesem tektonischen Niveau zu gering , um die schon in mittlerer Grünschieferfazies metamorphen Gesteine zu verjüngen. Der Wert von 371 Mio.J. an einer Quarzphyllitprobe aus Tobadill wird als Überschußalter interpretiert.

Die Verrucanoproben von Flirsch zeigen Alter von 8o Mio.j., die Verrucanoproben aus dem Bereich Thialspitz/Urgtal Alter zwischen 4o Mio.J. und 5o Mio.j.,die Verrucanoproben S Tobadill Alter zwischem 55Mio.J. und 74 Mio.J.' die Verrucanoproben von Arzl zeigen Alter um die 7oMio.J.

Diese Alterswerte ergaben Datierungen an $<2\mu$ - Fraktionen; Die gröberen Fraktionen ergaben bedeutend höhere Alter: Der Unterschied zwischen der Fraktion $<2\mu$ und der Fraktion $6\text{-}11\mu$ beträgt am gleichen Gestein bis zu 4o Mio.J..

Diese auffallende Erscheinung der stärkeren Verjüngung der kleineren Fraktionen wird folgendermaßen gedeutet: Da die Korngrößen der datierten Glimmer deutlich geringer sind, als die Glimmerkorngröße im Gestein vor der mechanischen Aufbereitung, muß also ein Zertrümmerungseffekt bei der mechanischen Aufbereitung in der Scheibenschwingmühle vorhanden sein.

Naturgemäß sind die feinen Spießchen des Randbereichs der Glimmer in der Fraktion $<2\mu$ zu finden , die größeren Kerne in den gröberen Fraktionen.

Ist nun bei einer späteren Aufwärmung des Gesteins die Metamorphose nicht stark genug , um das gesamte radiogene Ar eines Glimmers auszutreiben , so wird durch Volumsdiffusion der Randbereich eines Glimmers stärker verjüngt als der Kern.

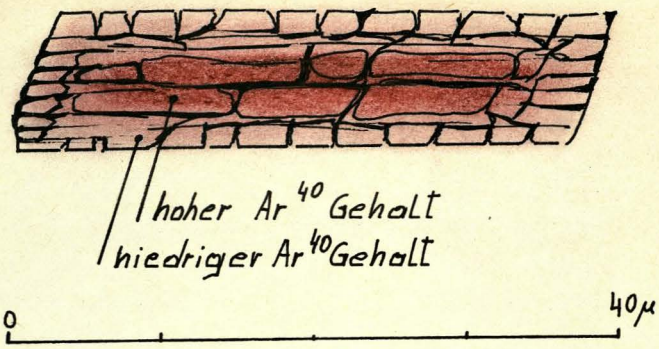


Abb. 80: Skizze zum Mechanismus der Separierung von Glimmer-Bruchstücken mit höherem Ar^{40}- Gehalt im Kern und niedrigerem Ar^{40}- Gehalt im Randbereich.

Es ist erstaunlich , daß es möglich ist, daß die unmittelbar an den Verrucano anschließenden Quarzphyllite bei Arzl variszische Alter liefern , währen im Verrucano Alter von ca. 65 Mio.J. gemessen werden, obwohl im Quarzphyllit eine intensive Deformation zu erkennen ist.
Diese Erscheinung ist darauf zurückzuführen , daß der Quarzphyllit einst einer höheren Metamorphose unterlegen ist, als die nur alpin metamorphen Verrucanogesteine.
Es ist eine bekannte Tatsache , daß schon metamorphe Gesteine bei einer späteren niedrig - metamorphen Beanspruchung und Durchbewegung nur dann ihr Ar abgeben , wenn bei dieser abermaligen Beanspruchung die Metamorphosebedingungen den Bereich der Blocking -Temperatur merklich überschreiten, bzw. wenn es zu einer tatsächlichen Um—bzw.- Neukristallisation der Glimmer,und nicht nur zu einer mechanischen Deformation, kommt.
Die Altersdatierungen im Kristallin ergaben , ebenso wie in der hier schmalen Phyllitgneiszone relativ stark verjüngte Alter.
Im Granat- Staurolith - Glimmerschiefer des Gatschkopfs ergaben die Biotite ein Alter von 240 Mio.J. , während die Hellglimmer des gleichen Gesteins einen Wert von 184Mio.J. lieferten.

Daher werden die Biotit K/Ar - Alter als Überschußalter interpretiert, da bekanntlich der Hellglimmer eine höhere Blocking - Temperatur besitzt als der Biotit, der daher auf diffusen (?) Weg während der alpinen Wiederaufwärmung wieder radiogenes Ar aufnehmen konnte.
Es ist eine schwierig zu klärende Frage, ob diese deutlichen Mischalter im Kristallin durch die kretazische oder die jungalpine Wiederaufwärmung verursacht wurde.
Die Tatsache, daß auch im feinkörnigen Gestein des Alpinen Verrucano der Thialspitzserie die jungalpine Aufwärmung lediglich imstande war, den Randbereich des Hellglimmers drastisch zu verjüngen, nicht jedoch die größeren Kerne,ist wohl ein Hinweis, daß ein noch intensiveres Wärmeereignis als dieses jungalpine notwendig war, um die grobkörnigen Muskowite, z.B. aus den Pegmatiten des Kristallins zu verjüngen.
Damit ist ein deutlicher Hinweis gegeben, daß die kretazische Metamorphose wohl die Hauptursache der Verjüngung im Kristallin war, wobei natürlich durch die jungalpine Aufwärmung eine weitere Beeinflussung erwartet werden kann.
Nach den bisherigen Erfahrungen des geochronologischen Labors Wien deutet diese starke Verjüngung der Hellglimmer im Kristallin darauf hin, daß während der kretazischen Metamorphose eine Temperatur von merklich über 400° C erreicht worden sein könnte.

Interpretation der Ergebnisse der Rb / Sr - Analysen.

Von den mit der K/Ar - Methode datierten Proben wurden eine Pegmatitprobe und zwei Fraktionen eines Alpinen Verrucanos für Rb / Sr - Analysen ausgewählt.
Auf Grund der guten Rb / Sr - Verhältnisse ist das Datum des Pegmatits (Probe Mu - Pe) als sehr verläßlicher Wert anzusehen . Es ergibt sich ein variszisches Alter für den primären Pegmatit- Muskowit , welches sich relativ gut in das Schema der bisher bekannten variszischen Alter dieses Gebietes einordnen läßt. Ähnliche Werte hat GRAUERT (1966 , 1969) aus dem südlichen Bereich der Silvretta publiziert . Die Entstehung des Pegmatits zu dieser Zeit ist gut möglich , es kann sich aber auch um ein Metamorphose-alter handeln.
Es zeigt sich jedenfalls , daß die kretazische Metamorphose nicht stark genug war , die Rb / Sr - Alter der grobkörnigen Hellglimmer des Kristallins zu verjüngen.
Bei den Verrucanoproben ist der Radiogengehalt für eine sinnvolle Aussage zu niedrig. Auch die Konstruktion einer Isochrone durch die 2 Punkte (2 und 6 - 11) ist nicht sinnvoll , das Ergebnis von 17,4 Mio. J. weist darauf hin , daß zwischen diesen beiden Fraktionen desselben Handstückes kein vollständiger Austausch stattfand.

R/Sr - Analysen an einem Pegmatit des Silvrettakristallins und einem Alpinen Verrucano der Thialspitzserie

Proben - Nummer Labor - Nummer	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	^{87}Rb ppm	$^{87}Sr_{rad}$ * ppm	Sr_{tot} ppm	%rad. *	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	* Alter mio.J
Mu - Pe WAP 786	Pegmatit Urgtal	Muskowit	144,6	0,682	2,17	86,8	990,74	5,381	331 ± 13
75 WAP 768	A.Verrucano Urgtal	Muskowit 6 - 11 µ	44,86	0,093	42,32	3,09	10,863	0,7328	146 ± 93
75 WAP 768	A.Verrucano Urgtal	Muskowit < 2 µ	70,82	0,0656	24,71	3,69	29,383	0,7373	65 ± 35

* alle Angaben sind bezogen auf gew. Sr mit Sr^{87}/Sr^{86} = 0,71014

Literatur-verzeichnis

ALBER,H.,FRANK,W. und THÖNI,M. :Bericht 1976 über Unter--suchungen im Permoskyth des Münstertales,Jaggl und des Mauls-Penserjochzuges sowie über den Aufbau der K/Ar-Methode. -Geol.Tiefbau Ostalpen,5 (1976),Wien (Zentralanst. Meteorol. Geodyn. Nr. 221) 1977.

AMPFERER,O. & HAMMER,W. : Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 ß 75.ooo, Blatt Landeck (5145), 1922. Mit Erläut. (88 S.; 1924) , Wien (Geol. B.-A.) 1922/1924.

ANGEL,F. : Einige neue Pseudotachylitfunde in den österr. Zentralalpen.- Verh. geol. B.-A., 1931,143- 153, Wien 1931.

BEARTH,P. :Die Diabasgänge der Silvretta. - Schweiz. miner. petrogr. Mitt.,12, 147- 179, 2 Abb.,3 Tab.,Taf.1, Zürich 1932 a.

BEARTH,P.: Geologie und Petrographie der Keschgruppe. - Schweiz. miner. petr.Mitt.,12, 256-279 , 1 Abb.,Taf.1, Zürich 1932 b.

BEARTH,P .: Über Gangmylonite der Silvretta.- Schweiz. miner. petrogr.Mitt., 13, 347 - 355, 4 Abb.,Zürich 1933.

BERTLE,H.:Kurze Mitteilung über ein NNE- SSW-steichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. - Verh.geol. B.-A.,197o,486-49o, 1 Abb., Wien 197o.

BERTLE,H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines Kristallinen Rahmens,-Österreich.- Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud.,22(1973), 1-59, 8 Abb.,Taf. 1-3, Wien (1973) 1974.

BICKLE,M.J. und POWELL,R.: Calcite- Dolomite Geothermometry for Iron- Bearing Carbonates.- Journal of sedimentary petrology, 59,281-292, 1977.

CHATTERJEE,N.D. :The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonite and Quarz.Its Natural Occurences.- Contr.Mineral. and Petrol.,34, 288 - 3o3, 1972.

FUCHS,G. : Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt Gaschurn (169) und Mathon (17o) 1959 - 1971.- Verh.geol.B.-A., 196o - 1972, Wien 196o - 1972.

GRAUERT,B.: Rb-Sr-age determination on orthogneisses of the Silvretta(Switzerland).- Earth and Planetary Sci.Letters,1, 139- 147, 9 Abb.,1Tab.,Amsterdam 1966.

GRAUERT,B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grundradiometrischer Altersbestimmung.- Diss.phil.-natw.Fak. Univ.Bern,166 S.,42 Abb.,5Tab.,2Kt.,München (Photodruck) 1969.

GRAUERT,B.& ARNOLD,A.:Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen) .- Contr.Miner.Petrol.,2o,34-56,6Abb.,2Tab.,Berlin 1968.

HAMMER,W. : Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau.- Jb. geol.R.-A.,61,1-4o, 5 Abb.,Taf.1-2, Wien 1911.

HAMMER,W. : Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.- Jb. geol. R.-A.,64,(1914), 443-566, 31 Abb.,Taf. 21 bis 26, Wien 1915 a.

HAMMER,W. : Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales.- Z.Ferdinand.,(3)59, 64-94, 1 Kt.,Innsbruck 1915 b.

HAMMER,W. : Die Phyllitzone von Landeck (Tirol).- Jb.geol.R.-A., 68(1918), 2o5- 258, 1o Abb., Taf. 12-14,Wien 1919.

HAMMER,W.: Die Erzführung des Verrucano in Westtirol.- Ver.geol. Si.-A.,192o, 77-88, Wien 192o.

HAMMER,W. : Über Pseudotachylit in den Ostalpen.- Jb.geol.B.-A., 8o,571-585,2 Abb.,Wien 193o.

HANSEN,E. : Strain Facies.- 2o7 S.,Springer Verlag,Berlin- Heidel--berg, New York 1971.

HOBBS,B.E., MEANS,W.D., WILLIAMS,P.F. : An outline of structural geology. - 571 S., New York (John Willey u.Sons)1976.

HOERNES,S. : Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins.- Tschermaks miner.ptrogr. Mitt.,(3)15,56-7o, 12 Abb., Wien 1971.

HOERNES,S.&PURTSCHELLER,F. : Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites.- Ber.med.-natw.Ver.Innsbruck,58, 483-488,5 Abb., Innsbruck 197o.

JÄGER,E., GEISS,J.,et al. : Rb.-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen.- Schweizer.miner.petrogr.Mitt.,41,255-272, 3 Tab., Zürich 1961.

KOLLER,F. : Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen.- Tschermaks Min. Ptr.Mitt.23, 275-315, Wien 1976.

LADURNER,J. : Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite.- Jb. geol.B.-A.,96,253-3oo,Wien 1953.

MASCH,L. : Untersuchung der Aufschmelzung und der Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich,Schweiz).- N.Jb. Miner.Mh.,1973, 485-5o9,16 Abb., 2 Tab.,Stuttgart 1974.

MATTHIASS,E. : Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg.- Berg- u.hüttenmänn.Mh.,1o6,1-13, 45-55, 16 Abb.,2 Taf.,Wien 1961.

MIYASHIRO,A. : Metamorphism and Metamorphic Belts.491 S. Boston (George Allen u. Unwin) 1978.

PAULCKE,W. : Geologische Exkursionen im Unterengadin. Fetan-Finstermünz.- Exk.-führer geol.Ver.,25-35,Abb.8-11,Taf.2, Leipzig(Weg) 1913.

PIRKL,H. : Bericht über Aufnahmen auf Blatt Partenen (169) 1971-1972.- Verh.geol.B.-A.,1972-1973, Wien.

PURTSCHELLER,F. :Petrographische Untersuchungen an Alumo--silikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins.- Tscher--maks miner.petrogr.Mitt.,(3) 13,35-54,Diskuss.298-3o1,9 Abb., Wien 1969.

PURTSCHELLER,F. und HOINKES,G. : Die Petrogenese der Karbonat--gesteine im Schneebergerzug,Ötztaler Alpen,Tirol.- N.Jb.Miner. MH.,1976,H. 1o, 467-476, Stuttgart 1976.

PURTSCHELLER,F. & SASSI,F. : Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps.- Tschermaks miner.petrogr.Mitt.,(3)22,175-199,3 Abb., Wien 1975.

RAMSAY,J.G. : Folding and Fracturing of Rocks.- 562 S., New York(Mc Graw-Hill Bock Company) 1967.

REITHOFER,O. : Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I.- Jb. geol.B.-A.,81,3o5-33o,2Abb.,Taf. 7 ,Wien 1931.

REITHOFER,O. : Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels, Ötztal.- Jb.geol.B-A.,82,276-342,42Abb.,1 Tab.,Wien 1932.

REITHOFER,O. : Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II.- Jb. geol.B.-A.,85,225-258,6Abb.,1Taf.,1 Kt.,Wien 1935.

REITHOFER,O. : Über das Kristallin zwischen dem Rells-und Gampadelztal im Rätikon.- Jb. geol.B.-A.,87,195-2o6,3Abb., Wien 1937.

REITHOFER,O. : Über die Störungen im Silvrettakristallin zwischen Fimber-und Jamtal (Tirol).- Eclogae geol.Helv.,58,63-72,16 Diagr.,Basel 1965.

REITHOFER,O. & SCHMIDEGG,O. : Exkursion III/1:Rätikon.- Mitt. geol.Ges.Wien,57(1964),H.1,225-242,Taf. 1-2, Wien 1964.

SCHMIDEGG,O. : Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I.- Jb. geol.B.-A.,98,145-172,4Abb.,Taf.8-9, wien 1955.

SCHMIDEGG,O. : Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraft--werkes Prutz-Imst der TIWAG(Tirol).- Jb.geol.B.-A.,1o2,353-4o6,2Abb,,Taf.9-13,Wien 1959.

SCHMIDEGG,O. : Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung.- Verh. geol.B.-A.,1964,27-47,Taf.1-3,Wien 1964.

SKIPPEN,G.B. :Experimental Data for Reactions in Siliceous Marbles. Journal of Geology,79,457-481, 1971.

SKIPPEN,G.B. : An Experimental Model for Low Pressure Metamorphism of Siliceous Dolomitic Marble.- Am.Jour. of Sci.,274,487-5o9, 1974.

SLAUGHTER,B., KERRICK,D.M., and WALL,V.B. : Experimental and Thermodynamic Study of Equilibria in the System CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2.- Am. Jour.Sci. 275,143-162, 1975.

SPAENHAUER,F. : Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe.- Schweiz.miner.petrogr.Mitt.,12(1932), 27-146,5Abb.,Taf.1-4,Zürich 1932.

SPAENHAUER,F. : Die Andalusit-und Disthenvorkommen der Silvretta.- Schweiz.miner.petrogr.Mitt.,13,323-346,Abb.4-6,1Taf., Zürich 1933.

SPRY,A. : Metamorphic Textures.- 35o S.,Oxford (Pergamon Press) 1976.

STRECKEISEN,A. : Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden).- Schweiz.miner.petrogr.Mitt.,8,87-239,3Abb.,Taf.1 -6,Zürich 1928.

STRECKEISEN,A.,GRAUERT,B. & PETERS,T.:Bericht über die Exkursion der Schweiz.Mineralog.u.Petrogr.Ges. ins Silvretta-Kristallin etc. - Schweiz.miner.petrogr.Mitt.,46,7o4-722,1 Taf.(Kt.), Zürich 1966.

TERMIER,P. : Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. - Bull.Soc.géol.France,(4)3,19o3,711-765,4Abb.,Taf.22-23, Paris 19o4a.

TERMIER,P. : Sur la fenêtre de la Basse Engadine. - C.R.Acad.Sci. Paris,189,648-65o,Paris 19o4b.

TOLLMANN,A. : Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neu--untersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. - Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud.,1o,1-62, Taf.1, Wien 1959.

TOLLMANN,A. : Ostalpensynthese. - VIII,256S.,22Abb.,11 Taf., Wien(Deuticke) 1963.

TOLLMANN,A. : Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. - Verh.geol.B.-A.,197o, 324-345,2 Abb.,Wien 197o.

TOLLMANN,A. : Geologie von Österreich. - Band 1, XIV +766 S, 2oo Abb.,Wien(Deuticke) 1977.

TRÖGER,W.E. : Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale.Teil 1 und 2,Stuttgart 1969.

VOHRYZKA,K. : Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. - Jb.geol.B.-A.,111,3-88,36 Abb.,Taf.1, Wien 1968.

WENK,E. : Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta--kristallins.- Schweiz.miner.petrogr.Mitt.,14,196-278,7Abb., Taf.1-3, Zürich 1934a.

WENK,E. : Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders im Unterengadin etc.--Eclogae geol. Helv.,27,135-146, 1 Abb.,Basel 1934b.

WINKLER,H.G.F. : Die Genese der metamorphen Gesteine,2.Auflage. - 237 S.,Berlin,Heidelberg,New York(Springer) 1967.

WURM,A. : Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. - Z.Vulkanol.,16,98-119,Berlin 1935.

Wien , am

Lebenslauf

Ich wurde am 22. Juli 1956 in Dornbirn geboren . Meine Eltern sind Dipl. Ing. Leopold Kreczy und Hilda Kreczy. Vier Jahre lang besuchte ich die Pflichtschule in Dornbirn / Haselstauden , um dann ins Bundesgymnasium und Bundesrealgymnasium Dornbirn überzuwechseln . 1974 legte ich an obiger Anstalt die Reifeprüfung ab. Den Präsenzdienst leistete ich als geteilten Wehrdienst in den Sommern 1974 und 1975 bei den Gebirgsjägern in Tirol ab. Im Wintersemester 1974 / 75 begann ich mein Geologiestudium an der Universität Wien .

Beilage 1

GEOLOGISCHE KARTE DES THIALSPITZ-URGTAL-GEBIETES SW LANDECK

M. 1:10.000

AUFGENOMMEN VON
LEOPOLD KRECZY

Institut für Geologie
Universität Wien

QUARTÄR
- BLOCKWERK im m³-BEREICH
- BLOCKSTROM
- SCHUTTHALDE
- ABLÖSEFLÄCHE
- MORÄNENWÄLLE

SILVRETTA KRISTALLIN
- QUARZPHYLLIT
- VERRUCANO
- PHYLLITGNEIS
- BIOTITFLECKENGNEIS
- GRANAT-STAUROLITH GLIMMERSCHIEFER
- MYLONIT
- PEGMATIT
- MARMOR
- AMPHIBOLIT

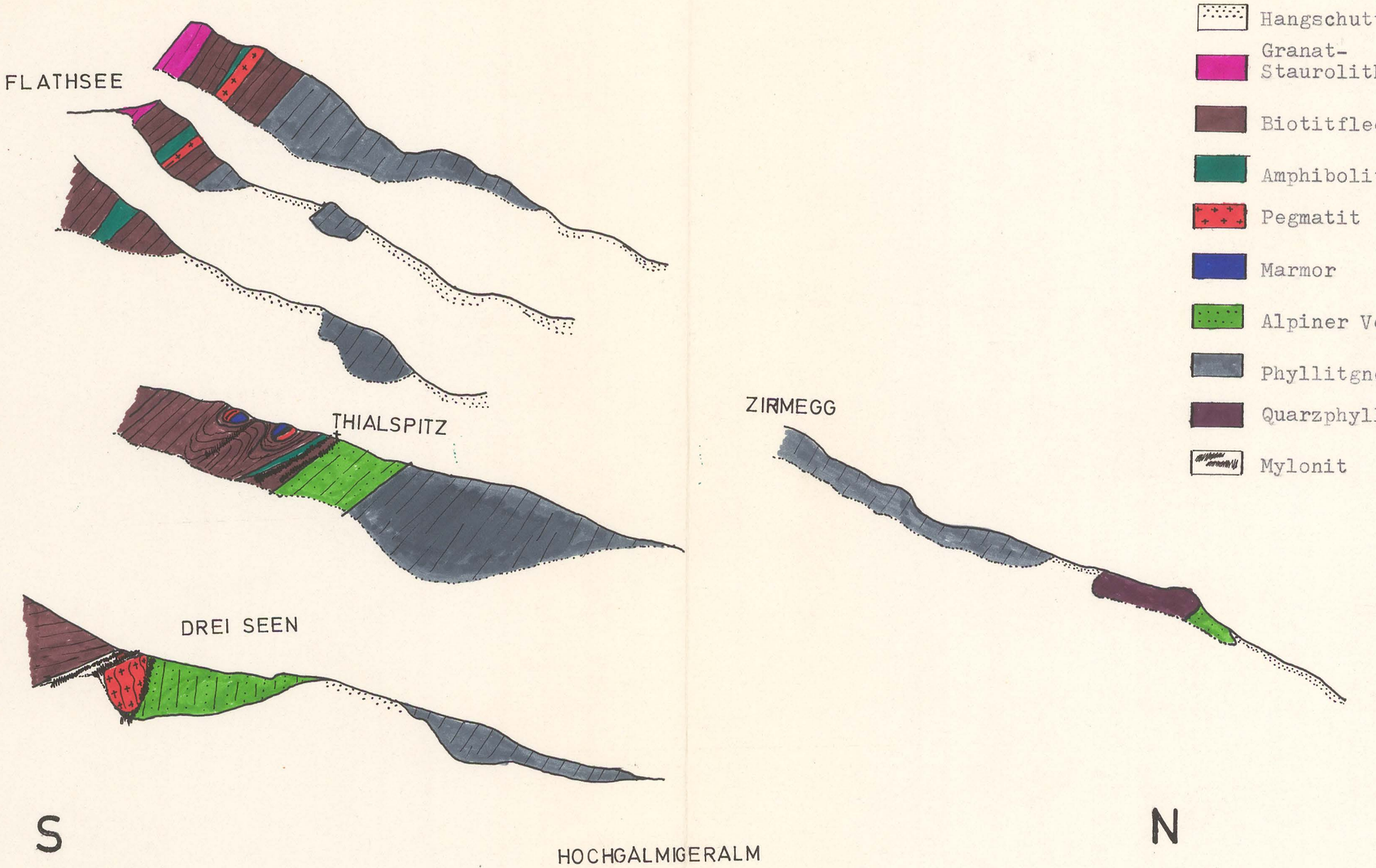
FALLZEICHEN: 0-5° | 5-40° | 40-60° | 60-30° | 90°

Zappenhof
Dialbach
Flathbach
1687
Flathalpe
2073
Gramsee
2398
Dialkopf
Drei Seen
2332
Flathsee
2588
Gatschkopf
1800
2371
Vorderer Gaischsee
1878
Fisser Alpe
Urgbach
2402
Wasensee
Hinterer
Urgsee
2450
Unterer Spinnsee

PROFILE IM BEREICH 3SEEN/FLATHSEE

1:10.000

Institut für Geologie
Universität Wien



S

HOCHGALMIGERALM

N

Beilage 2

ÜBERSICHTSKARTE K/Ar-DATIERUNGEN

M.1 :25.000

Datierung an Hellglimmern des Quarzphyllits .....278 - 377 Mio. J.

Datierung an 2μ - Fraktionen des Verrucano .....41 - 74 Mio.J.

Datierung an Hellglimmern des Silvrettakristallins und der Phyllitgneiszone .....144 - 274 Mio. J.

Datierung an Biotiten des Silvrettakristallins .....170 - 240 Mio. J.

Verrucano | Quarzphyllit | Phyllitgneis | Silvrettakristallin

278±8 | 377±17 Überschuß | 309±10 | <2μ 61,7±7 / 99,5 6-11μ | <2μ 57,5±2 | <2μ 59,9±2 | <2μ 74,1±2 | 2740±9 | <2μ 44,2 / 65,7 6-11μ | 172,7 | 159±5 | 199±6 Pegmatit | 170,8 Amphibol | 240,2±7 | <2μ 47,3 / 83,5 6-11μ | 184,4±6 | 206,8±6 Pegmatit | 144±5 | <2μ 52,4

Sanna | Bhf. Landeck | Perfuchs | Bhf. Landeck | 949 | Tramserhof | LANDECK | Perfuchsberg | Wh. Schöne Aussicht | Birchegg | Schl. Landeck | Hammerhütte | Dialmühle | Zappenhof | Bhf. Pians | Ruetzen | Loch | Feld | Ötzlen | Bichl | Schützen | Edd | Burgfried | Kälberhütte | Dialbach | Landecker Jagerhütte | Keller'le | Perfuchser Schihütte | Mathbach | Ist Kiesberg | Plamwald | Grameswald | Zirmegg | Mathalpe | Vordergiggl | Flatschalpe | Hochgallmigger Alpe | Grametsee | Sattelgut | Vorderlose | Raukköpfli | Dialkopf | Frei Seen | Fließer Ochsenalpe | Giggler Alm | Giglerspitze | Gatschkopf | Rodenegg | Giglbach | Kegelkopf | Giggler See | Landecker Schihütte | Vorderer Gatschsee | Gstapfhütte | Gamsbergkopf | Wasensee Hinterer | Urgsee | Versingalpe | Versingalpe | Gamsscharte | Gamsbergspitze | Unterer Spinnsee | Spinnscharte | Oberer Urgalpe | Zwölferkopf | Ascher Hütte | Hohpleiskopf | Oberer

GEFÜGEKARTE

A - E s - Flächen - Diagramme
Zahl rechts neben den Diagrammen = Zahl der Messungen
Besetzungsdichte in Prozenten
Die jeweils zugeordneten Bereiche sind rot abgegrenzt

Kartenmaßstab :1 : 25.000

FALLZEICHEN : o - 5 5 - 40 40 - 70 - 85 - 90

Phyllitgneis Verrucano Silvrettakristallin

FALTENACHSEN

- o-5°
- 7-15°
- 30-45°
- 80°

Quarzphyllit

A

B

C

D

E

Sanna
Perfuchsberg
Zappenhof
Schützen
Kälberhütte
Landecker Jagerhütte
Perfuchser Schihütte
Flatschalpe
Flatschsee
Gamsbergkopf
Gamsscharte
Kegelkopf
Gatschkopf
Rauhkopf
Flieder Ochsenalpe
Landecker Schihütte
Hochgallmigger Alpe
LANDECK
Schl. Landeck
Perfuchs
Birchegg
Wh. Schöne Aussicht
Ost Landeck
Trimserhof
Kellerle
Grametsee
Vorderer Gatschsee
Hinterer Gatschsee
Gamsbergspitze
Doppelskopf
Zirmegg
Dialmühle
Sommerhütte
Ochsenalpe
Plamwald
Schützen
Burgfeld
Bichl
Huetzen
Feld
Otten
Unterhügl
Grodeneegg
Flatschbach
Gamsscharte
Hauptkamm
Grenzkamm
Tirol
Vorarlberg
Salzburg
Kärnten
Gemeinde
Grenze
Alpe
Hütte
Berg
See
Bach
Weg
Straße
Brücke
Haus
Kirche
Friedhof
Wald
Steig
Lift
Seilbahn
Skipiste
Parkplatz
Tankstelle
Post
Telefon
Bank
Apotheke
Arzt
Zahnarzt
Polizei
Feuerwehr
Rettung
Krankenhaus
Schule
Kindergarten
Bibliothek
Museum
Theater
Kino
Hotel
Pension
Gasthof
Restaurant
Cafe
Bar
Disco
Sauna
Solarium
Schwimmbad
Tennisplatz
Golfplatz
Reitstall
Eislaufplatz
Rodelbahn
Langlaufloipe
Wanderweg
Radweg
Mountainbikestrecke
Klettersteig
Paragleitstartplatz
Landeplatz
Hubschrauberlandeplatz
Flugplatz
Segelflugplatz
Modellflugplatz
Drachenfluggelände
Gleitschirmfluggelände
Segelflugzeug
Motorflugzeug
Hubschrauber
Ballon
Fallschirm
Drachen
Gleitschirm
Segelflugzeug
Motorflugzeug
Hubschrauber
Ballon
Fallschirm
Drachen
Gleitschirm

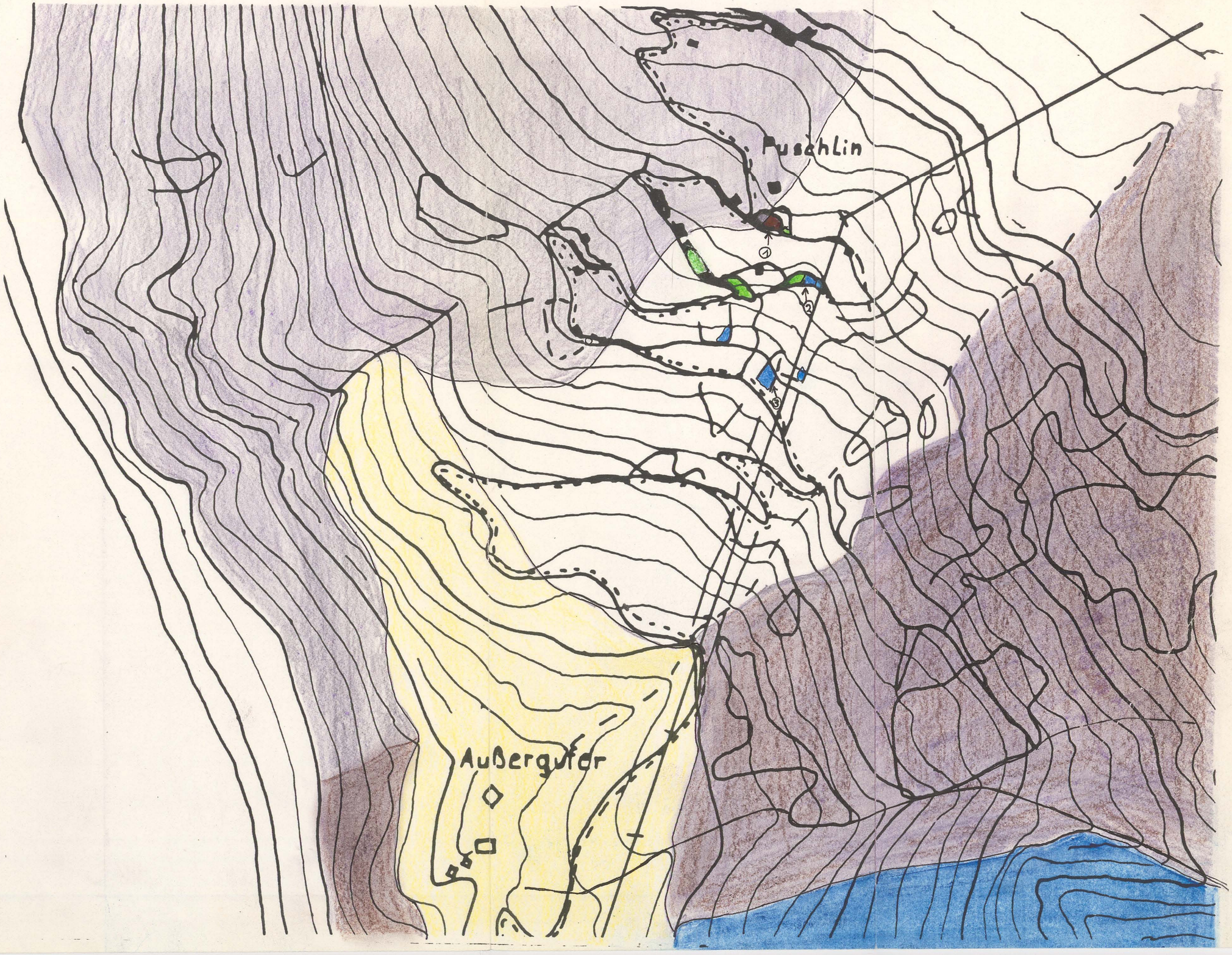
GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE
PUSCHLIN

Institut für Geologie
Universität Wien

LEGENDE

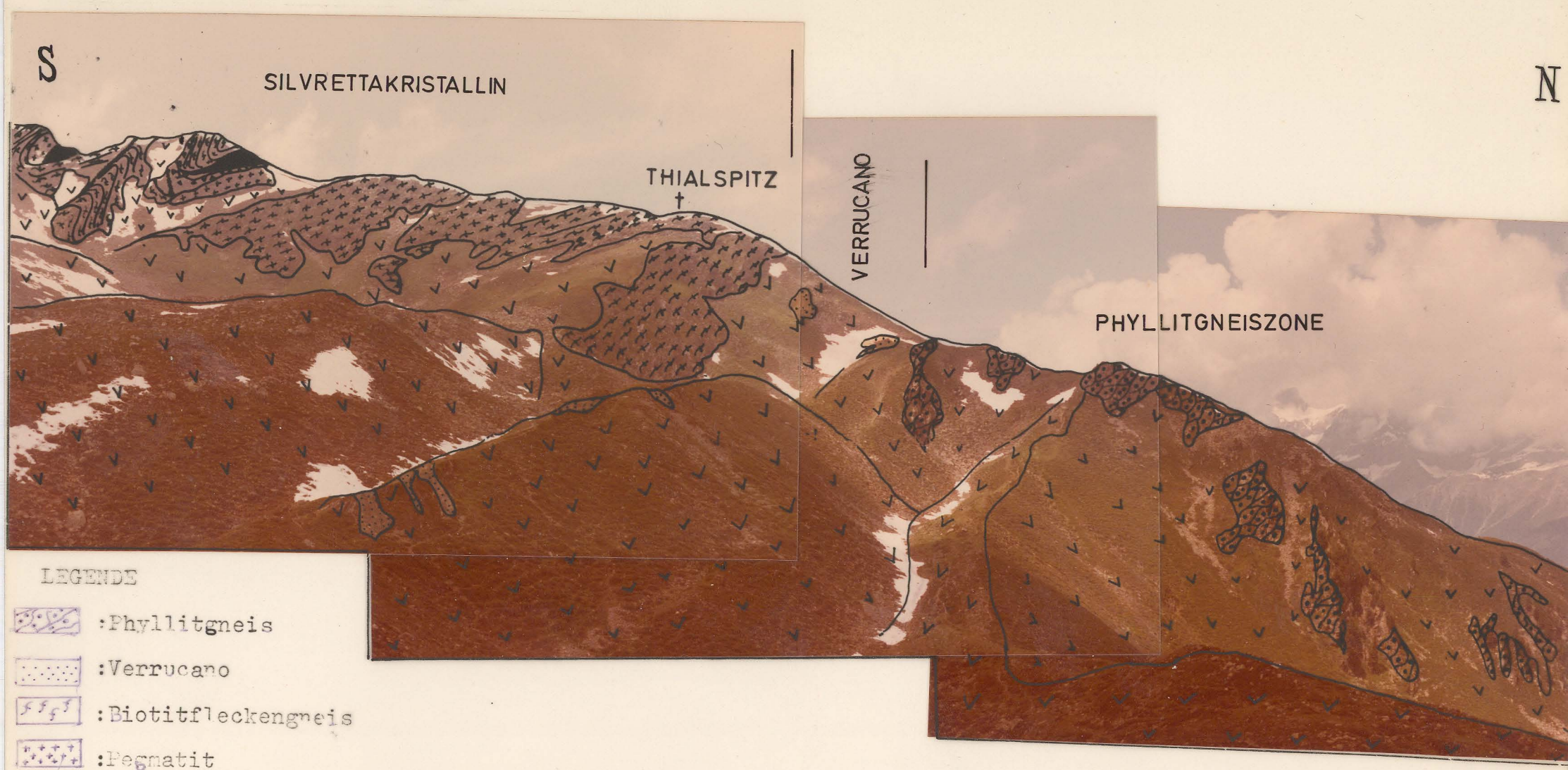
- Moräne
- Hangschutt
- Verrucano
- Tonschiefer
- Dolomit
- Schlierendolomit
- Phyllitgneis
- Biotitfleckengneis

Maßstab 1 : 5000



Beilage 5

PROFIL THIALSPITZ 1: 1000



LEGENDE

:Phyllitgneis

:Verrucano

:Biotitfleckengneis

:Pegmatit

:Kristalliner Kalk

:Amphibolit

:Mylonit

:Bergstürze, Schutthalden Moränen

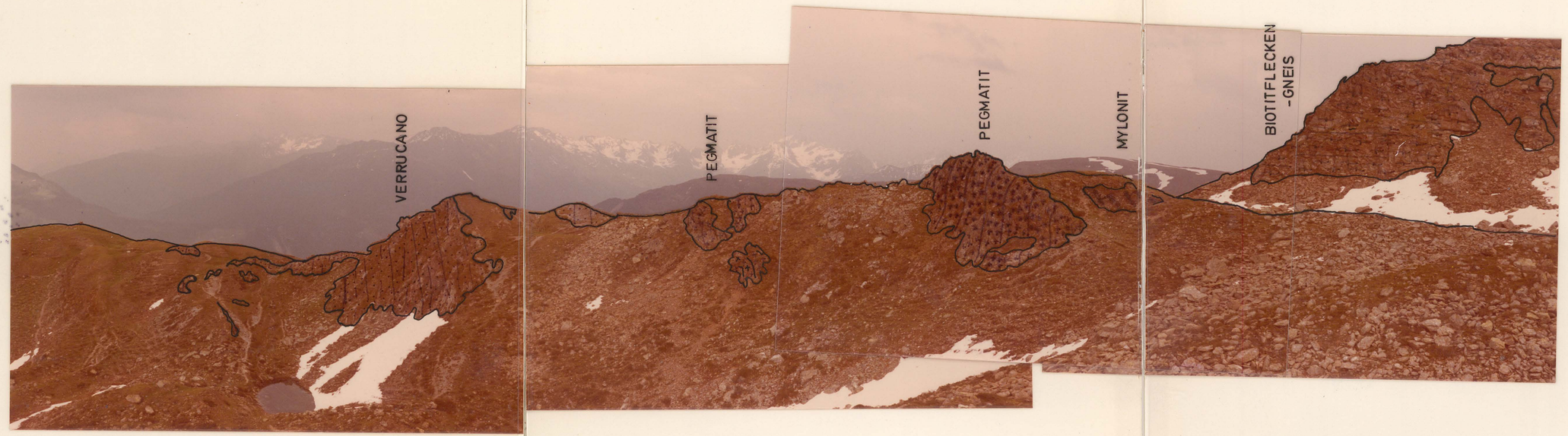
Institut für Geologie * Universität Wien *

Beilage 6

Beilage 7

Institut für Geologie * Universität Wien *

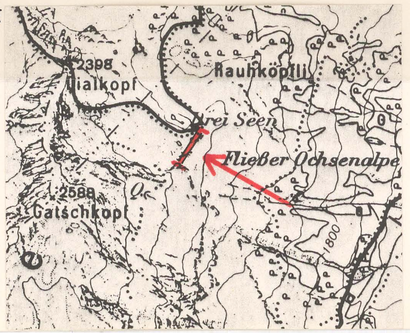
PROFIL D DREI SEEN

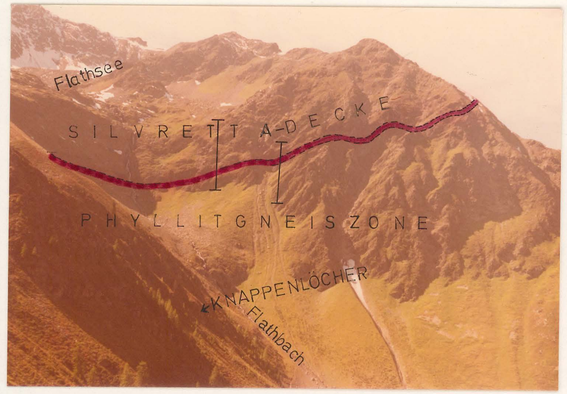


NE

SW

LAGEKARTE
1:25 000





Institut für Geologie
Universität Wien

Abb. : Das Bild zeigt die Situation im Bereich der Steilstufe des Flathbaches im Norden der Flathalm: Hier wurde die Grenze zwischen Silvrettadecke und Phyllitgneiszone durch eine schwarze Linie, die zum Nordgrat der Gigglerspitze hinüberstreicht, markiert. Die eingetragenen Profilstrecken kennzeichnen die Lage der auf S. und S. beschriebenen Profile.
Abb. zeigt die Situation am Nordgrat der Gigglerspitze im Detail.

Beilage 8

Beilage 9

Institut für Geologie * Universität Wien

PROFIL PLATTENRAIN

dünnplattiger violetter Verrucanoschiefer

Quarzgang extrem verschieferter Typus Quarzreicherer Quarzknauern führend

blau-violetter Verrucano

rot blicher Verrucano violett-roter Verrucano

gelblicher Verrucano

Wechsellagerung von gelblichen und/ violetten Verrucano, sehr stark verwittert

grau-schwarzer Quarzphyllit

Quarzphyllit, sehr reich an großen, rostigen Quarzknauern

grünlich-grauer Quarzphyllit stärker phyllonitisch

Institut für Geologie * Universität Wien *

Beilage 10

AUFSCHLÜSSE BEI PUSCHLIN BILDTAFEL

Abb.: Aufschluß Nr 2

Abb.: Aufschluß Nr. 1