

3. Petrographie

3.1 Eklogite

In der Silvrettadecke lassen sich zwei Fundgebiete gut erhaltener Eklogite unterscheiden:

1. Den Raum um Zernez im schweizer Anteil der Silvretta (Maggetti et al. 1987),
2. Einen vergleichsweise kleinen Aufschluß im Bereich des Rauhen Kopfes S Ischgl im österreichischen Teil der Silvretta.

Die im gesamten Silvrettakristallin verbreiteten Metabasite werden überwiegend aus verschiedenen Amphibolit-Typen und Hornblende-Gneisen aufgebaut. Auf eine weite Verbreitung der eklogitfaziellen Metamorphose in den Metabasiten weisen Funde symplektitischer Abbau-stadien primärer Eklogite im Montafon und in der zentralen Verwallgruppe hin. In den Amphiboliten, insbesondere den noch weniger stark retrograd überprägten Granat-Amphiboliten, deuten die reliktsch erhaltenen Rutilite, die zumeist mit Ilmenit verwachsen sind und von Titanit umwachsen werden, auf eine frühere HP-Metamorphose hin.

Eklogite des Rauhen Kopf bei Ischgl

Der Eklogit des Rauhen Kopfes befindet sich im NE des Kartenblattes 170 Galtür und wird geographisch bereits zur Samnaungruppe gerechnet. Die Entfernung zur Deckengrenze zum Penninikum des Unterengadiner Fenster beträgt nur ca. 2 km Luftlinie.

Das Metabasitvorkommen des Rauhen Kopfes gliedert sich in drei Teilkörper auf, die im Scharnier des steilstehenden Faltenbaus (Schlingentektonik) erhalten sind und als Leithorizont für die Kartierung die Deformation veranschaulichen (Abb. 15). Als Nebengesteine der Metabasitkörper treten feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise und ein als granitischer Orthogneis kartierter Metagranitoid auf, der sich im Dünnschliff und in der Gesamtgesteinschemie als Tonalit erwies.

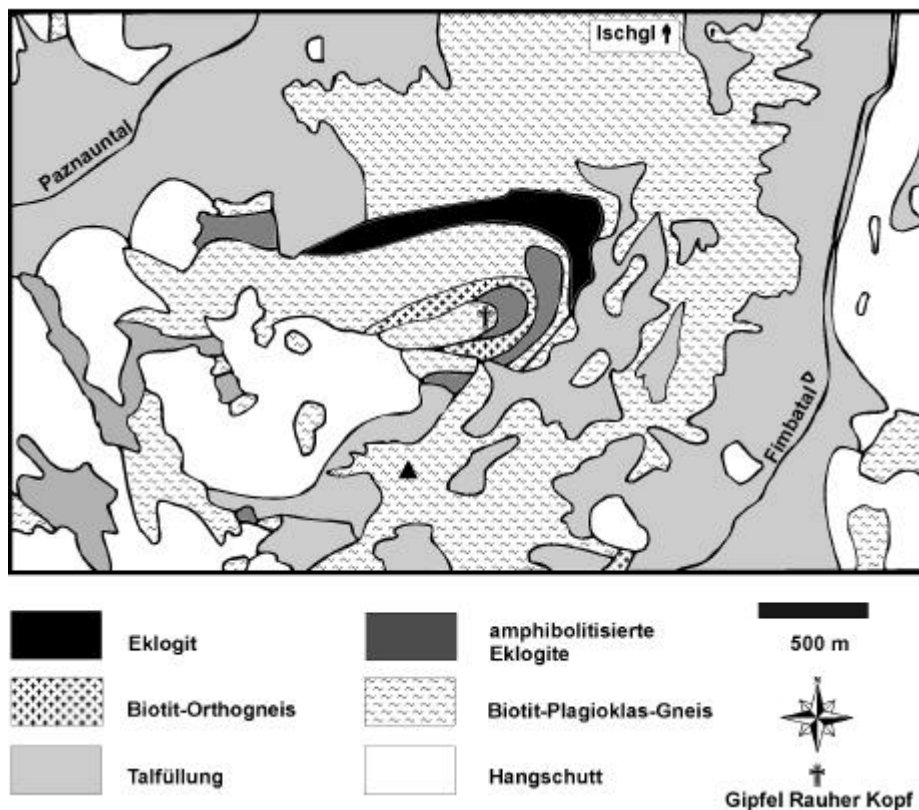


Abbildung 15 Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Österreich 1:50.000 (Blatt 170 Galtür) des Gebiets des Rauhen Kopfes südlich Ischgl.

Der metamorphe Lagenbau des Eklogits kommt parallel zur Foliation der Nebengesteine zu liegen, was eine gemeinsame Deformation wahrscheinlich macht. Im Gegensatz zur Kartierung (Fuchs et al. 1990) ergaben eigene Untersuchungen an den beiden Hauptbasitkörpern eine stärkere retrograde Überprägung des gipfelnäheren, südlicheren Vorkommens, während der nördliche, größere Körper in weiten Bereichen primär erhalten ist. Die besten Aufschlüsse befinden sich direkt an der Weggabelung des Wanderweges Richtung Ischgl, Fimbatal und Tschamatschkopf, auf dem Weg davon Richtung Gipfel und insbesondere in den NNW-Wand in Richtung Paznauntal.

Die Proben der Eklogite vom Rauhen Kopf lassen bezüglich ihrer Stellung in der Kristallisationsabfolge in drei Gruppen einteilen.

1. Klassische "trockene" Eklogite und Granatite mit nahezu biminerale Paragenese Granat + Omphazit (+ Rutil ± Quarz ± Amphibol ± Phengit ± Paragonit).
2. Hydratisierte Eklogite mit porphyroblastischem Amphibol, Zoisit, Phengit und gelegentlich Talk sowie Disthen.
3. Retrograd amphibolitisierte Eklogite mit feinkörnig symplektitischen Amphibol-Plagioklas-Verwachsungen.

1. Klassische "trockene" Eklogite und Granatite

In diese Gruppe fallen die Proben ÖRK.3, ÖRK.5a-c, ÖRK.8, ÖRK.9, ÖRK.22, ÖRK.25. Die mittel- bis grobkörnigen, zumeist massigen, Gesteine mit granoblastischem Gefüge besitzen einen metamorphen Lagenbau. Sehr häufig handelt es sich bei den am besten erhaltenen "trockenen" Proben um Granatanreicherungen (im Übergang zu Granatiten mit Granat > 80 %), deren mechanische Stabilität eine spätere Durchscherung und Hydratisierung bzw. retrograde Amphibolitisierung möglicherweise verhindert hat (Abb. 16).

Granat kristallisiert stets idiomorph und schließt Rutil, Quarz, Omphazit und auch geringe Mengen Phengit als primäre Einschlüsse ein. In den Zwickeln der Granate tritt der häufig xenomorphe Omphazit in der Korngröße meist deutlich hinter Granat zurück (ÖRK.3), in anderen Proben (ÖRK.8) tritt dagegen aber auch ein eher gleichkörniges Gefüge auf (vgl. Phototafel 1, Bild 1).

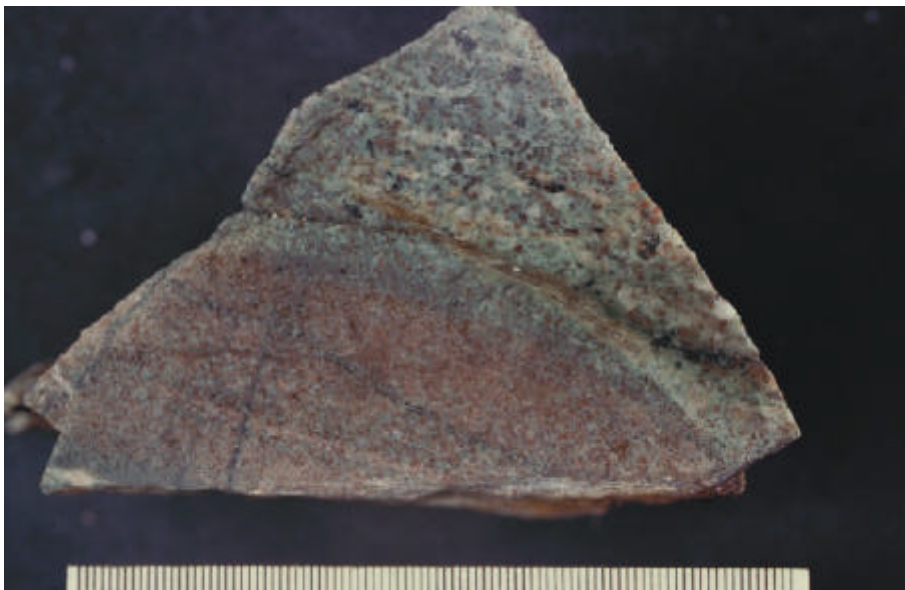


Abbildung 16 Handstück eines Eklogits vom Rauhen Kopf bei Ischgl (ÖRK.22); der untere Teil besteht aus einem nahezu wasserfreien Eklogit bis Granatit; der obere Teil ist stark hydratisiert, Amphibol und Zoisit verdrängen den Omphazit; an der Grenze tritt eine quarzreiche Scherbahn mit Phengiten auf; die Deformation ermöglichte den Zutritt von Fluiden in das Gestein und damit auch die Hydratisierung.

Quarz tritt häufig nur domänenweise auf. In ÖRK.8 fehlt er ganz, nur ÖRK.9 weist einen deutlichen Quarz-Gehalt mit ca. 10 % auf. Rutil ist in allen Proben Gemengteil und tritt sowohl als feinkörniger Einschluß in den Kernen der Granate als auch gerundet in der Matrix auf. Neben diesen wasserfreien Mineralphasen sind auch in diesen "trockenen" Eklogiten in allen Proben wasserhaltige Minerale festzustellen. Amphibol kristallisiert in textuellem Gleichgewicht (ohne Überwachungen, in der gleichen Korngröße) mit Omphazit, Phengit tritt als feinkörniger Einschluß ($< 50 \mu\text{m}$) in Granat (Phototafel 1, Bild 6), seltener auch in Omphazit der Probe ÖRK.8 auf. Diese Probe fällt auch durch das Auftreten von Paragonit als Einschlußmineral in Omphazit und Granat heraus (Phototafel 1, Bild 5).

Allen Proben gemeinsam, jedoch in ihrer Intensität unterschiedlich stark ausgeprägt, ist das Auftreten retrograder Symplektite. Die Omphazite sind dabei randlich in ein Gemenge aus Klinopyroxen + Plagioklas zerfallen, in einem weiteren Schritt und je nach Verfügbarkeit eines wäßrigen Fluids, bildete sich den Omphazit weiter verdrängend ein Gemenge aus Amphibol + Plagioklas. Der Omphazit wird dabei vom Rand zum Kern fortlaufend aufgezehrt und schließlich vollständig in ein symplektitisches Grundgewebe überführt.

2. Hydratisierte Eklogite

Zu dieser Gruppe gehören die Proben ÖRK.1, ÖRK.4a-c, ÖRK.20, ÖRK.22 (Abb. 16), ÖRK.23 und ÖRK.24. Charakteristisch für diesen Gesteinstyp ist die porphyroblastische Überwachsung der primären, "trockenen" Mineralvergesellschaftung durch ein unregelmäßiges, grobkörniges (bis ca. 10 mm) Gemenge aus Amphibol, Zoisit und in einigen Fällen auch Talk (Phototafel 1, Bild 4). Im Handstück fallen die hydratisierten Eklogite durch ihre oft helle Farbe oder ihr grobkörnig geflecktes Aussehen auf (Abb. 17). Die Fluidzufuhr erfolgte wahrscheinlich während einer Deformationsphase, die zur Ausbildung von Scherbahnen mit Quarzsegregationen führte (Abb. 16). An diesen Scherbahnen erfolgte keine retrograde Amphibolitisierung, die Blastese von Omphazit und Phengit und dessen Mineralchemie deutet auf eine eklogitfazielle Genese.

Phengit bildet in diesen Gesteinen auch grobkörnige Kristalle, die textuell ebenfalls die Blastese zugeordnet werden müssen. Randlich ist dieses Mineral gelegentlich in einen breiten Symplektitsaum aus Biotit + Plagioklas umgewandelt (Phototafel 1, Bild 2). Die gegenseitigen Einschlußverhältnisse zwischen Amphibol und Zoisit belegen das zeitgleiche Wachstum. Zoisit bildet oft idiomorphe rautenförmige Kristalle, Amphibol, neben xenomorphen Leisten im Schnitt senkrecht zur c-Achse, auch ideal sechseckige Querschnitte. Amphibol verdrängt während seines Wachstums vorwiegend Omphazit, während Granat zumindest reliktsch noch in vielen Kristallen eingeschlossen ist. Häufig treten auch siebartig



Abbildung 17 Hydratisierter Eklogit ÖRK.24 (Rauher Kopf). Die Bänderung wurde bereits in der metamorphen Differentiation des "trockenen" Eklogits angelegt, die spätere Hydratisierung konzentriert sich auf Omphazit-reiche Lagen, Granat-reiche Partien bleiben verschont. Helle gebleichte Zonen entstehen durch retrograde Alteration entlang später, bruchhafter Deformation.

Quarzeinschlüsse in Amphibol oder Zoisit auf, so daß ein poikilitisches Gefüge resultiert. Talk bildet vereinzelte Schuppen, die stets in direktem Kontakt zum Amphibol auftreten, auch zu Quarz bestehen Kontakte.

Die hydratisierten Eklogite zeichnen sich durch eine ganze Bandbreite unterschiedlicher Symplektittypen aus. Eine eindeutige zeitliche Abfolge von Symplektitbildung und Hydratisierung kann aus den Dünnschliffen nicht abgeleitet werden.

Der Einschluß symplektitisierter Omphazite durch Amphibolblasten läßt sich auch durch eine auf den Einschluß anschließende Symplektitbildung erklären.

In der Probe ÖRK.4a/b/c konnte Disthen nachgewiesen werden. Er tritt sowohl als gerundet-resorbiertes Korn in der Matrix, umgeben von symplektitischen Omphaziten, aber auch verzwillingt und frisch als Einschluß in Phengit auf (Phototafel 1, Bild 3). Disthen gehört wahrscheinlich der eklogitfaziellen Frühphase vor der Hydratisierung an. Disthen ist wahrscheinlich auch die primäre Mineralphase, aus denen sich Korund-Plagioklas-Symplektite entwickeln (Phototafel 2, Bild 1).

3. Retrograd amphibolitisierte Eklogite

Beide Ausgangstypen können retrograd durch starke amphibolitfazielle Symplektitbildung zu Plagioklas-Amphibol-Aggregaten übergehen. Im Gegensatz zu der Formenvielfalt der retrograden Eklogit-Derivate aus dem schweizer Teil der Silvretta (s.u.), entstehen im nördlichsten Metabasitkörper am Rauhen Kopf fast ausschließlich extrem feinkörnige Amphibol-Plagioklas-Symplektite. Granat wird in diesem Gesteinstyp innerhalb weniger Millimeter vollständig abgebaut, die entstehenden Pseudomorphosen ("Granatschatten") werden von granoblastischem Plagioklas und feinnadeligem Amphibol ausgefüllt (vgl. Abb. 18, Proben ÖRK.25 sowie ÖRK.2).

Als besonderes Erkennungsmerkmal für die eklogogene Herkunft der Metabasite dienen die weißen Pseudomorphosen der Zoisit-Leisten bzw. -Rauten (Phototafel 2, Bild 2). Diese treten auch in dem ansonsten granoblastischen Plagioklas-Amphibolit aus dem Gipfelbereich des Rauhen Kopfes auf und belegen eindeutig seine Abstammung aus einem Eklogit (ÖRK.6a).

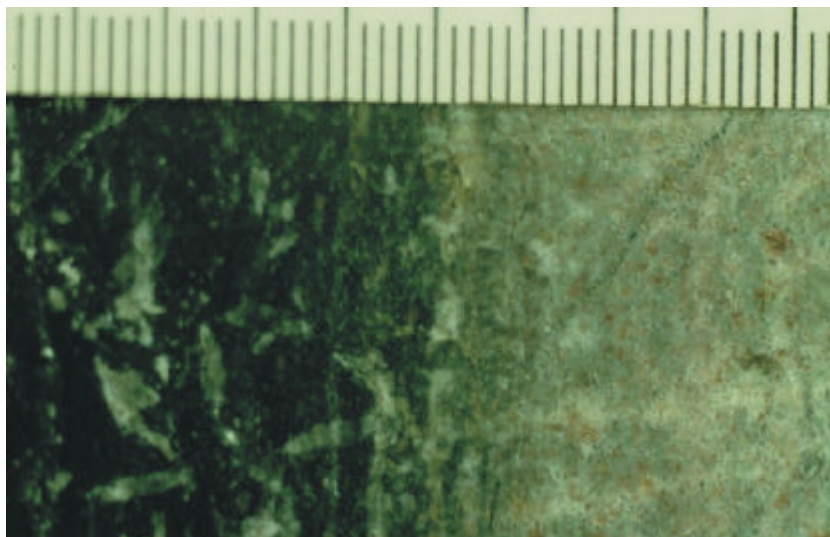


Abbildung 18 Probe ÖRK.25 aus dem Bereich des Rauhen Kopfes bei Ischgl; der Übergang von einem nahezu wasserfreien, klassischen Eklogit in einen retrograden symplektitischen Amphibolit erfolgt scharf innerhalb weniger Millimeter; charakteristisches Erkennungsmerkmal sind die weißen Pseudomorphosen nach Zoisit im dunklen, symplektitisierten Bereich.

Als Besonderheit treten innerhalb des größten Metabasitkörpers vereinzelt dünne Lagen eines leukokraten, Quarz-reichen Gesteins (ÖRK.26) auf. Dieser Granat- und Zoisit-führende Gneis zeichnet sich durch verschiedene Symplektit-Typen aus. Neben Plagioklas-Amphibol- und Plagioklas-Biotit-Symplektiten treten wiederum Korund-Plagioklas-Symplektite. Vereinzelt tritt das Mineral Högbomit und auch Spinell in diesen Symplektiten auf (Phototaf. 3, Bild1/2).

Der mittlere Metabasitkörper

Die Gesteine des mittleren Metabasitkörpers in Richtung Gipfel des Rauhen Kopfes besitzen im Vergleich zu dem nördlichen Metabasitkörper eine homogenere Zusammensetzung, was als Hinweis auf ein homogeneres Protolithgestein, eventuell einen Basalt, gewertet wird. Sie sind überwiegend stark retrograd überprägt und bauen sich aus vorwiegend aus symplektitischen Granat-Amphiboliten auf (ÖRK.12, ÖRK.13).

Die Gesteine lassen reliktilsch noch eine Foliation erkennen, die aus Omphazit und z.T. auch Phengit aufgebaut wird. Phengit ist syn- bis postkinematisch gewachsen und überwiegend in einen Biotit-Plagioklas-Symplektit abgebaut. Foliationsparallel treten Quarz-Segregationen auf, die bis zu 4 cm große Rutil-Kristalle einschließen und Phengit mit randlichen retrograden Reaktionssäumen aus Plagioklas und Biotit enthalten können. Zoisit überwächst auch in diesem Eklogitkörper die primäre Foliation und den primären Mineralbestand. Besonders in den Quarzsegregaten wächst er poikilblastisch und schließt Quarz siebartig ein. Amphibol bildet vereinzelte große Porphyroblasten innerhalb der Symplektitbereiche. Diese sind im Handstück sehr gut zu erkennen und können bis über 2 cm Länge erreichen.

Der Omphazit als primäre Mineralphase ist überwiegend symplektitisch abgebaut und nur noch in reliktilschen Kernen erhalten. Granat ist in den Gesteinen des mittleren Metabasitkörpers besser erhalten als in den symplektitischen Plagioklas-Amphiboliten des größeren Eklogitkörpers. Er bildet randlich resorbierte Kristalle mit Säumen kelyphitischen Amphibols.

Vereinzelte treten neben den großen Zoisit-Porphyroblasten auch noch feinkörnigere Klinozoisite in der symplektitischen Matrix der Gesteine auf, die z.T. in die Foliation eingeregelt sein können. Klinozoisit war also Teil der primären Mineralvergesellschaftung dieses Eklogittyps.

Der Metabasitkörper aus dem Gipfelbereich

Dieser makroskopisch amphibolitische Metabasit fällt durch seinen Biotit-Gehalt und den Reichtum an Quarz- und Plagioklas-Segregationen auf. Durch den Nachweis der Zoisit-Paramorphosen ist seine eklogitische Abkunft belegt.

Die Probe ÖRK.6a ist ein granoblastischer Plagioklas-Amphibolit mit Quarz-Segregatbändern. Ehemalige Zoisite heben sich im Mikroskop nur noch durch das Vorherrschen von Plagioklas gegenüber dem grünen, in größeren Kristallen auch blaugrünen tschermakitischen Amphibol in rautenförmigen Arealen heraus. Rutil ist großteils vollständig in Ilmenit und Titanit abgebaut. Als Nebengemengteil tritt Biotit auf, der seinerseits in Chlorit abgebaut wird. Plagioklas ist deutlich serizitisiert, in Teilbereichen erfolgt auch eine Saussuritisierung, vereinzelt auch die Blastese von größerem Epidot.

Im Randbereich zum metasedimentären Nebengestein im Bereich des unmittelbaren Gipfels konnten eklogitfazielle Metapelite beprobt werden (ÖRK.10 und ÖRK.35). Die Probe ÖRK.10 stellt einen Übergangstyp aus Eklogit und Glimmerschiefer dar. Beide Proben besitzen große Hellglimmer, die von Biotiträndern umgeben werden und z.T. als Biotit rekristallisieren. Granat ist randlich resorbiert und wird in ÖRK.10 in ein Gemenge aus Amphibol + Plagioklas + Biotit + Erz abgebaut. Omphazit tritt nicht auf, wohl aber die aus den Eklogiten bekannten Zoisit-Porphyroblasten. Bei der Probe ÖRK.35 handelt es sich um einen primären Granat-Phengitschiefer, der eine spätere Zoisitblastese durchlief. Das Auftreten von Korund-Plagioklas-Symplektiten deutet parallel zum Auftreten im Disthenführenden Eklogit, auf den pseudomorphen Ersatz des Alumosilikats.

Die Nebengesteine der Eklogitkörper sind sehr feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise, die einen z.T. mylonitisch-deformativen Charakter aufweisen (ÖRK.6b).

Weitere Eklogit-Derivate auf österreichischem Gebiet

Auf österreichischem Territorium gelangen keine Nachweise weiterer Eklogitvorkommen. Der Fund eines Eklogit-Gerölls im unteren Fimbatal (ÖS.Fim 1a) läßt sich von der Lage der Fundpunktes E des Gipfels des Rauhen Kopfes und der Lithologie dem Eklogitvorkommen des Rauhen Kopfes zuordnen. In einem Bachanschnitt an den unteren Talhängen des Paznaunales NW Ischgl wurde darüberhinaus ein mylonitisierter Eklogit als Geröll aufgefunden (Abb. 19). Der mögliche Gletschertransport oder die sogar anthropogene Verfrachtung lassen allerdings nicht auf ein unmittelbar anstehendes Eklogitvorkommen schließen.

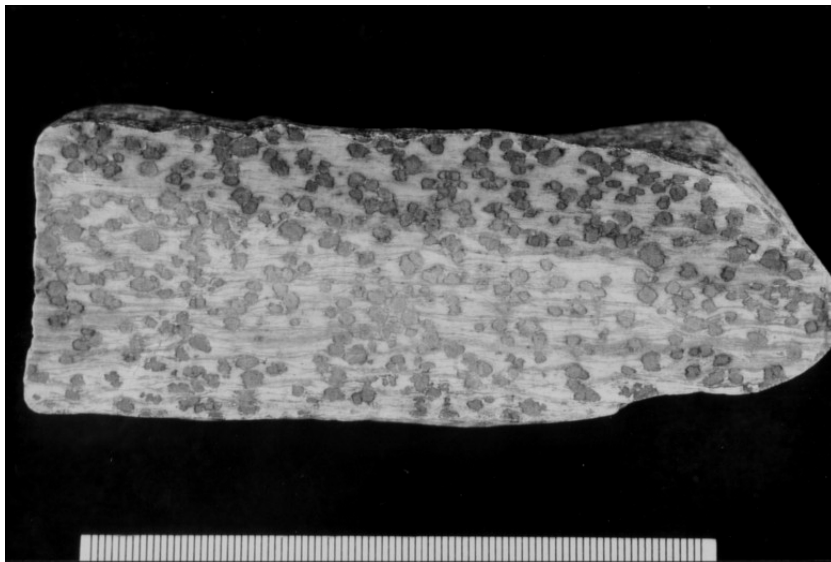


Abbildung 19 Mylonitisierter Eklogit ÖS.Bis 1a von Ischgl. Das Gestein besitzt ein zeilenartiges Gefüge mit abwechselnd weißen und braunen Lagen. Granat wurde nicht deformiert und bildet Relikte mit kelyphitischen Säumen.

Das Gestein besitzt ein auffallendes zeilenartiges Gefüge mit alternierenden weißen und grauen, teilweise auch rötlichbraunen Lagen. Die Granate (bis 4 mm) sind nicht deformiert, besitzen aber stets einen kelyphitischen Saum (Abb. 19).

Im Polarisationsmikroskop ist die weiße Matrix als feinkörnige symplektitische Verwachsung (Cpx/Amp + Plg aus Omphazit) zu erkennen, die teilweise noch schattenartig die alten Korngrenzen nachzeichnet. Dunklere Lagen werden durch grobkörnigere Symplektite (Amp + Plg) gebildet und sind wahrscheinlich aus Kinozoisiten und Phengit hervorgegangen, auch Quarz bildet separate Lagen. Der kelyphitische Saum des Granats setzt sich aus einem fast farblosen Amphibol, der im Druckschatten der Granate fasrig ausgebildet ist, in Rissen dagegen granoblastisch, und Chlorit zusammen. Die Mylonitisierung muß unter erhöhten Druckbedingungen stattgefunden haben, da neben Rutil nur sehr untergeordnet andere Ti-Mineralen auftreten. Granat zeigt auch mikroskopisch nur geringe Deformationsspuren (spröde Risse). Späte bruchhafte Deformation wird darüberhinaus durch Rißfüllungen aus Prehnit dokumentiert. Der Prehnit kann ein mosaikartiges Pflaster ausbilden (vgl. auch Amphibolit-Probe ÖS.Go 1), in anderen Rissen bildet er dagegen Kristalle aus, die an Hundezahn-Zemente, wie sie in Sedimenten auftreten, erinnern.

Wenk (1934, S. 232) berichtet bereits von mylonitischen Eklogitamphiboliten aus dem Val Laschadura nahe der südöstlichen Deckengrenze. Nach heutiger Nomenklatur deutet die parallele Bezeichnung als "verruschelter Amphibolit mit Rutschspiegeln" aber eher auf eine spröde Deformation bei niedrigeren Temperaturen unter Ausbildung von Rissen und Spiegelharnischen.

Eklogite aus dem Raum Zernez (Engadin, Graubünden / Schweiz)

Das Vorkommen symplektitischer Granat-Amphibolite im Südteil der Silvrettadecke (Schweiz) war bereits seit der ersten Kartierungskampagne in den 20er und 30er Jahren dieses Jahrhunderts bekannt (Streckeisen 1928, Bearth 1932b, Spaenhauer 1932, Wenk 1934). Im Gegensatz zur Ötztal-/Stubaiadecke (Hezner 1903) konnten lange Zeit allerdings keine erhal-

tenen Eklogite entdeckt werden. Die sogenannten "Eklogitamphibolite" zeichnen sich durch ein symplektitisches ("mikrodiablastisches") Amphibol-Plagioklas-Gewebe und kelyphitisch umsäumte Granate aus. Der Nachweis eines erhaltenen Omphazits gelang allerdings erst Thierrin (1983) an einem Eklogit-Geröll aus dem Val Sarsura.

Nachfolgend gelangen auch Funde aus anderen Tälern der südlichen Silvretta-Gruppe (Krähenbühl 1984, Maggetti & Galetti 1984, Michael 1985) sowie aus dem Val Lavinouz in der zentralen Silvretta-Gruppe. Maggetti & Galetti (1988) gaben eine Zusammenfassung seinerzeit bekannter Vorkommen von Eklogiten mit Omphazitrelikten und retrograden Eklogiten.

Zum Vergleich mit den Eklogiten des Rauhen Kopfes bei Ischgl wurden Eklogite aus dem Val Puntota bei Brail, dem Val Laschadura NE von Zernez sowie dem unmittelbaren östlichen Ortsrand von Zernez beprobt. Retrograde Eklogitderivate wurden weiterhin im Val Sarsura, Val Lavinouz, im Inntal sowie im God Carolina zwischen Zernez und Brail genommen.

Im Vergleich zu den Gesteinen des Rauhen Kopfes bei Ischgl sind die Eklogite deutlich feinkörniger (meist nur 0.1 bis 0.2 mm Korndurchmesser für Granat und Omphazit) und stärker retrograd überprägt.

1.2.1 Eklogite aus dem Val Puntota

Die Eklogite des Val Puntota gehören dem großen Metabasitkomplex von Brail an, der neben erhaltenen Eklogiten auch deren retrograde Derivate, nämlich symplektitische Granat-Amphibolite, granoblastische Granat-Amphibolite sowie gewöhnliche Plagioklas-Amphibolite, aufweist (Maggetti et al. 1990). Trotz des Vorherrschens von "Granat-Amphiboliten mit diablastischem Grundgewebe" (Spitz & Dyhrenfurth 1914), blieb das Vorkommen von Eklogiten mit Omphazit-Erhaltung in der Kartierung von Spaenhauer (1932) unentdeckt. Nur ein sehr kleines Areal wurde mit der Eklogitamphibolit-Signatur versehen, in der Karte 1:25.000 (Blatt 1218 Zernez) fehlt die Signatur ganz.

Maggetti & Galetti (1988) unterscheiden zwei texturell abweichende Eklogit-Typen. Einen feinkörnigen, granatreichen sowie straff foliierten Typ A und einen mittelkörnigen, mehr oder weniger foliierten Typ B, der vorherrschend sein soll. In den nur schwach retrograd überprägten Eklogiten treten nach Maggetti & Galetti (1988) die Phasen Granat, Omphazit, Quarz, Rutil, Ca-Amphibol, Zoisit, Klinozoisit, Phengit, Biotit, Ilmenit, Pyrit, Plagioklas, Apatit, Zirkon und Titanit auf. Dabei werden Ca-Amphibol, Biotit, Plagioklas, Klinozoisit, Titanit und Ilmenit einer vermuteten prä-eklogitischen, amphibolitfaziellen Metamorphose zugerechnet. Der Biotit soll auch während der prograden Entwicklung der HP-Metamorphose stabil gewesen sein.

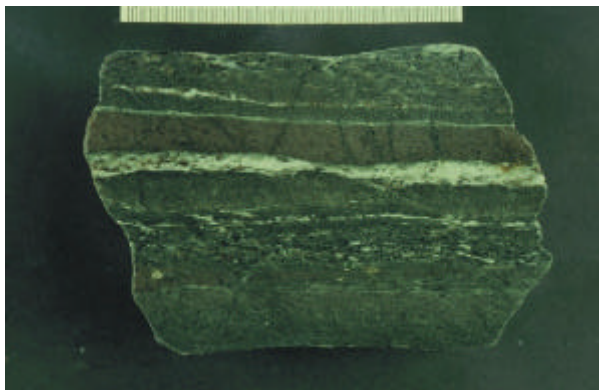


Abbildung 20A Lagiger Metabasit aus dem Val Puntota; feinkörnige Granat-reiche Lagen mit gut erhaltener Primärparagenese wechseln mit Symplektit-, Quarz-Klinozoisit- und Amphibolitlagen.



Abbildung 20B Typischer symplektitischer Granat-Amphibolit ("Eklogitamphibolit") aus dem Val Puntota mit grünlichgrauer Grundmasse und dunklen Kelyphitsäumen (Al-reiche Hornblenden) um Granat.

Maggetti & Galetti (1984) unterschieden weiterhin noch einen Zoisit-reichen, mittel-bis grobkörnigen dritten Eklogit-Typ. Alle drei Typen gehen ineinander über. Die Mineralvergesellschaftung ist in allen gleich, nur die modalen Anteile variieren.

Nach eigenen Befunden kann eine strikte Einteilung in verschiedene Eklogit-Typen nicht bestätigt werden. Es lassen sich nur verschiedene grundlegende Trends feststellen. Die frischesten Eklogite mit den am besten erhaltenen Omphaziten treten stets in den granatreichsten Partien auf, die z. T. in Granatite übergehen können (SP.2 und SP.10). Ein metamorpher Lagenbau entsteht durch Variationen im Modalbestand (Granat-, Omphazit-, aber auch Quarz- oder Klinozoisit-reiche Lagen), das verstärkte Auftreten später Amphibolblasten, die allerdings noch in die eklogitische Foliation eingeregelt sind sowie durch retrograd amphibolitfazielle Amphibol-Plagioklas-Lagen, die parallel zur eklogitischen Foliation zu liegen kommen (Abb. 20A).

Die Eklogite besitzen die Mineralvergesellschaftung

Granat + Omphazit + Rutil ± Quarz, Amphibol, Klinozoisit/Epidot/Zoisit, Phengit, Ilmenit, Erzphasen, Apatit, Zirkon.

Viele der Granat-reichen Proben besitzen ein massiges Gefüge (SP.2), können allerdings auch straff foliierte Omphazit-(Klinozoisit/Epidot)-Zwischenlagen besitzen. Die Omphazit-reicheren Proben weisen zumeist ein besser eingeregelt Gefüge auf.

Ausnahmsweise können Granate Durchmesser bis > 1.0 mm erreichen (SP.16), Maggetti & Galetti (1988) beschreiben Granatkerne bis 0,8 mm. In der Granat-reichen Probe SP.10 erreichen Omphazit und auch Epidot Korngrößen von > 1 mm. Die späten Amphibole können Korngrößen von 0,1 bis 1,0 mm erreichen.

Granat und Omphazit sind mit 90-95 % die dominierenden Mineralphasen, Rutil ist stetes Gemengteil, der z. T. auch in nicht retrograd überprägten Gesteinen in Verwachsung mit Ilmenit auftritt. Quarz kann in den Granat-reichen Partien fehlen oder ist nur auf einzelne Segregatlagen beschränkt. Auch in den Eklogiten ist eine späte Blastese von Amphibol festzustellen, der Omphazit poikiloblastisch verdrängt. Ebenfalls in die Foliation eingeregelt tritt in vielen Proben (z. B. SP.10, SP.18, SP.19, SP.20, SP.22) Klinozoisit bzw. Epidot auf. Epidot mit bunten Interferenzfarben ist allerdings auf die Fe-reichsten Gesamtgesteinschemismen beschränkt und tritt nur in den Granatkonzentraten (Granatiten, SP.10) auf. Neben Klinozoisit ist teilweise auch Zoisit festzustellen, der durch seine gerade Auslöschung und seine eher graubraunen Interferenzfarben polarisationsoptisch vom Klinozoisit abzugrenzen ist. Zoisit scheint dabei stets die später kristallisierte Phase zu sein, die postkinematisch in größeren, rautenförmigen Kristallen die Foliation überwächst. Der in die Foliation eingeregelt Klinozoisit besitzt dagegen kräftig anomal blaue Interferenzfarben und gestreckte Kristallformen.

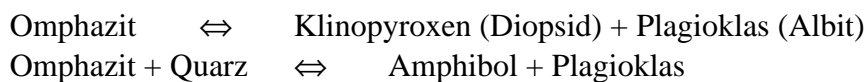
Die Amphibole treten nie in textuellem Gleichgewicht mit Omphazit auf, sie wachsen stets als späte Porphyroblasten. Sie besitzen generell eine blaßgrüne Eigenfarbe mit schwachem Pleochroismus und einen kräftig blaugrünen Saum mit Pleochroismus nach Grün.

Phengit, Nebengemengteil vieler Proben, ist zumeist stark symplektitisch alteriert. Er wird vom Rand in ein Gemenge aus Biotit + Plagioklas (Phototafel 2, Bild6) umgewandelt. Phengit ist Teil der Gesteinsmatrix und bildet zusammen mit Omphazit und Klinozoisit die Foliation auf, wächst aber auch noch postkinematisch quer zur Foliation.

Akzessorisch treten Apatit und Zirkon auftreten. Auffallender ist allerdings das verbreitete Vorkommen von Pyrit, insbesondere in den Granat-reichen Eklogit-Lagen. Als weitere Erzphase konnte mit einem Rasterelektronenmikroskop mit energiedispersiver Röntgenanalyse EDX auch Chalkopyrit nachgewiesen werden. Titanit tritt nur in stärker amphibolitisierten Gesteinen auf und umwächst dann Rutil bzw. Ilmenit, wobei letzterer in den Granat-Amphiboliten dominiert.

Charakteristikum der Metabasite des Val Puntota, wie auch anderer Gebiete der südlichen Silvrettadecke, ist die ausgeprägte symplektitische Überprägung der Eklogite (Abb. 20B). Im Handstück fallen die roten Granate mit einem dunkel blauschwarzen Saum in einer hell grüngrauen Grundmasse auf. Die weitere retrograde Entwicklung leitet zu den Amphiboliten über. Granat wird jetzt von weißen Säumen begleitet, aus der symplektitischen Matrix entsteht durch Sammelkristallisation ein grobkörniger Amphibol. Detaillierte Beschreibungen der resultierenden Texturen lieferten bereits Streckeisen (1928) und Spaenhauer (1932). Obwohl sie noch keinen sicheren Klinopyroxen, mit Ausnahme eines fragwürdigen Kristalls (Spaenhauer 1932, S. 86), nachweisen konnten, erkannten beide Autoren allerdings die Zwischenstellung dieser symplektitischen Granat- und Plagioklas-Amphibolite zwischen Eklogiten und Amphiboliten, worauf sich die Benennung "Eklogitamphibolit" bezieht.

Der Omphazit wird ausgehend von den Korngrenzen in ein extrem feinkörniges Symplektitgemenge abgebaut. Dabei treten sowohl Klinopyroxen (diopsidisch) + Plagioklas als auch Amphibol + Plagioklas Symplektite auf. Die Art der gebildeten Mafite läßt sich sowohl über unterschiedliche Fluidverfügbarkeiten, die Lokalchemie als auch eine zeitliche Abfolge in Abhängigkeit von P-T-Bedingungen interpretieren.



Spaenhauer (1932) unterscheidet neun verschiedene retrograde Abbauproduktassoziationen von Granat. Die Umwandlung setzt stets randlich ein oder geht von Rissen aus, so daß auch bei äußerer Erhaltung im Kern eine Blastese von Epidot/Klinozoisit, Amphibol (Hornblende), Erz, Biotit, Plagioklas, Quarz, Titanit stattfinden kann. Häufig wird die ehemalige äußere Form der Granate von einem Erzsaum nachgezeichnet, der eigentlich Granat ist vollständig pseudomorph durch ein Gemenge aus Amphibol, Epidot, Erz und Plagioklas ersetzt. In einer Probe kann der Grad des Granatabbaus erheblich variieren.

Das Erkennen primärer Einschlüsse wird durch die starke Symplektitbildung der meisten Proben erschwert. Scheinbare Amphibol-Einschlüsse der Probe SP.1 werden im Vergleich mit der texturell sehr ähnlichen Probe SP.5 als retrograd gedeutet. Die pargasitischen bis hastingsitischen Einschlüsse (vgl. Mineralchemie) treten nur in der vollständig symplektitisierten Probe SP.1 auf, während in SP.5 keine Amphibol-Einschlüsse beobachtet werden konnten. Auch Paragonit konnte nur in einem Granat aus SP.1 festgestellt werden. Die von Maggetti & Galetti (1988) beschriebenen Plagioklase, Klinozoisite, Ca-Amphibole und Titanite/Ilmenite aus Granatkernen konnten nicht bestätigt werden, ebensowenig konnten von der externen Foliation abweichende Internfoliationen oder helizitische Bänder synkinematischer Einschlüsse gefunden werden. Die Granatkerne zeichnen sich in den Proben SP.2, SP.5, SP.10, SP.19, SP.20 und SP.23 durch eine feine Durchstäubung mit Rutil aus, im Rasterelektronenmikroskop REM konnte mit energiedispersiver Röntgenanalyse EDX auch Zirkon nachgewiesen werden. In Probe SP.5 treten vereinzelt auch einzelne kleine Phengit-Einschlüsse (< 0,1 mm) in ansonsten primär erhaltenem Granat auf. Die Probe SP.5 und ihr retrogrades Pendant SP.1, verstärkter noch die Probe SP.25, zeigen die Entwicklung von Atollgranat-Strukturen. Innerhalb der äußeren Granat-Barriere treten Quarz, Omphazit, Rutil und Phengit als Atoll-füllende Mineralphasen auf.

Verbreitet treten Quarzsegregationen auf, die postkinematisch in Bezug auf die Hauptfoliation angelegt wurden. Sie verlaufen teilweise subparallel zur Foliation, schneiden sie aber auch nahezu rechtwinklig. Diese Quarzsegregate können neben Phengit, Klinozoisit, Amphibol und Rutil auch Omphazit und Granat (z. B. SP.2 und SP.23) enthalten und sind damit eindeutig eklogitfaziell angelegt worden.

Einzelne Proben (SP.11 und SP.22) weisen Übergänge in Kalksilikatlagen bzw. Metapelitlagen auf. Die stark amphibolitisierte Probe SP.11 besitzt lagig angereicherte Epidot-Konzentrationen.

trationen, in denen Calcit und auch amphibolitfaziell gebildeter Klinopyroxen (diopsidisch) auftreten. In Probe SP.22 ist eine wenige Millimeter dünne Lage einer metapelitischen Zusammensetzung mit der eklogitfaziellen Paragenese Granat + Phengit + Quarz + Rutil + Klinozoisit/Zoisit + Amphibol eingeschaltet. Der Phengit ist randlich bereits stark von Biotit verdrängt, Granat großteils durch ein feinkörniges Gemenge aus Biotit + Plagioklas ersetzt. Klinozoisit/Zoisit ist wiederum in die Foliation eingeregelt.

1.2.2 Eklogite aus anderen Gebieten der südlichen Silvrettadecke

Maggetti & Galetti (1984) geben als Fundpunkte weiterer Eklogite bzw. deren retrograden Derivate mit Omphazitrelikten das Inntal mit der Lokalität Punt Nova, den Steinbruch La Serra am östlichen Ortsrand von Zernez, das Macun, das Val Laschadura (Fouron da Nuna), das Val Lavinouz (Schuttfächer Val Muntanellas) und das Val Sarsura an. Die meisten Vorkommen beziehen sich auf Funde aus Blöcken oder Geröllen aus Seitentälern einmündender Schwemmfächer.

Maggetti et al. (1987) und Maggetti & Galetti (1988) erweitern die Fundliste um weitere Lokalitäten aus dem Val Lavinouz, dem Val Barlasch dem Inntal zwischen Zernez und Brail und dem Macun. Eigene Proben frischer Eklogite entstammen dem Steinbruch La Serra bei Zernez und dem Val Laschadura. Im Val Sarsura konnten lediglich retrograde und granoblastische Granat-Amphibolite entdeckt werden. Im Inntal am Punt Nova konnten Omphazitrelikte nachgewiesen werden, ebenso im God Carolina am Südhang des Kalkalpins in der Nähe der Deckengrenze zum Kalkalpin. Frisch erhaltene Granat-Quarz-Lagen in ansonsten stark symplektisiertem Eklogit wurden bei einer Lokalität N Zernez entdeckt.

La Serra / Zernez

Zwei feinkörnige Proben (SZ.2a und SZ.2b) (Granat < 0,5 mm, Omphazit < 0,4 mm) aus dem Steinbruch La Serra zeichnen sich durch die klassische trockene Eklogitparagenese Granat + Omphazit + Quarz + Rutil/Ilmenit aus. Eklogitfazielle Amphibole treten nur ganz vereinzelt auf, zumeist sind es amphibolitfaziell aus dem Symplektit gebildete. Klinozoisit/Zoisit und auch Phengit fehlen vollständig. Die Gesteine besitzen ein massiges, equigranulares Gefüge, wenige Granate zeigen die Ausbildung von Atollstrukturen. Eine dritte Probe (SZ.1a) weist ein typisches Amphibol-Zoisit-Pflaster einer späten eklogitfaziellen Hydratisierung auf. Vereinzelt tritt auch Phengit als Teil der Hydratisierungs-Mineralvergesellschaftung auf. SZ.1a besitzt allerdings auch einen deutlich foliierten Primärbereich, in dem vereinzelt größere blaßgrüne Amphibolblasten den Omphazit überwachsen.

Val Laschadura

Weitere Proben echter Eklogite entstammen aus Geröllhalden des Val Laschadura. Die granatreichen und quarzfreien Proben SLas.1c und SLas.1c' besitzen gegenüber den Gesteinen des Val Puntota ein ungewöhnlich grobkörniges Gefüge (Granat bis 3 mm), auch Omphazit ist aufgrund der Korngröße trotz z. T. starker Symplektitisierung erhalten. Außergewöhnlich ist eine grobkörnige (bis > 3 mm) Omphazitgeneration, die Granat zu umwachsen scheint (SLas.1c). Um den erhaltenen Omphazit lassen sich zwei Symplektitbereiche unterscheiden: Ein feinkörniger direkt um Omphazit (wahrscheinlich Cpx-Plg) und ein grobkörnigerer Amp-Plg-Symplektit im Bereich der ehemaligen Primärkorngrenzen.

Granat enthält primäre Einschlüsse aus Omphazit wie auch sekundäre aus farbkräftigem Amphibol. Vereinzelt tauchen auch nicht symplektisierte Hellglimmer in Kontakt mit solchen sekundären Amphibol-Einschlüssen auf, die daher ebenfalls als Alterationsprodukte aufgefaßt werden. Granat wird in Teilbereichen aber auch in ein Gemenge von Hornblende, Epidot und vereinzelt auch Chlorit abgebaut. Eingeregelter Phengit taucht in SLas.1c konzentriert in einer Lage zusammen mit Omphazit auf, ist aber überwiegend symplektisiert.

Amphibol tritt als Abbauprodukt von Granat (s. o.), aber auch als granoblastisches Pflaster blaßgrüner Kristalle auf, die eklogitfaziellen Ursprungs sein können. Retrograd im Bereich rekristallisiertem Plagioklases treten nochmals nadelige, blaßgrüne Amphibole auf.

Rutil und Ilmenit umfließen Granat oft schnurartig und zeichnen bei dessen Abbau seine Form nach, Titanit tritt nicht auf. Klinozoisit ist Teil der Hydratisierungs-Mineralvergesellschaftung, Zoisit bildet gedrungene Porphyroblasten, Epidot ist retrogrades Granat-Abbauprodukt.

Weitere Eklogite sind die Typen SLas.1f (feinkörnig-gebändert) und SLas.1a (gebändert, mit Hydratisierungslagen). SLas.1f besitzt hellrosafarbene Granat-Quarz-Lagen, die in gewöhnliche, aber stark symplektitisierte Eklogite, eingeschaltet sind. Die Probe weist eine Überwachsung durch Amphibol und Zoisit auf, lagenweise ist die retrograde Entwicklung bis zum Granat-Amphibolit fortgeschritten. SLas.1a besitzt ebenfalls Lagen der typischen Hydratisierungsphase mit Amphibol und Zoisit, weist aber auch noch relativ frisch erhaltene Partien auf, die eine Entwicklung zu Atollgranaten (Phototafel 2, Bild 4) zeigen.

Ausdehnung der eklogitfaziellen Metamorphose in der Silvrettadecke

Im österreichischen Anreil der Silvretta gelangen im Fasultal der zentralen Verwallgruppe und im Montafon bei St. Gallenkirch der Fund von symplektitischen Granat-Amphiboliten, die eindeutige Derivate von Eklogiten sind (s. u., vgl. Amphibolite).

3.2 Amphibolite und Hornblende-Gneise

Einleitung

Metabasite nehmen mit ca. 20 % (Wenk 1934) einen hohen Anteil der ausstreichenden Gesteine der Silvrettadecke ein (Abb. 21). Sie treten in allen Teilen der Decke auf, wenngleich sie im mittleren und südlichen Teil konzentriert sind. Sie bauen mächtige Metabasit-Züge (z. B. Amphibolitzug von Brail, Spaenhauer 1932, S.75), schmale Züge oder auch nur kleine Linsen auf. Teilweise wechsellagern sie auch intensiv mit Paragneisen, mit denen sie gemeinsam isoklinal verfaltet sind (Bröcker 1985, Maggetti & Flisch 1993, Schweinehage 1995). Wieder andere Amphibolite gehen in intermediäre Hornblende-Gneise über. Diese Hornblende-Gneise können weite Teile der als Amphibolite kartierten Gebiete einnehmen (z. B. Gorfenspitze bei Galtür, Gargellner Köpfe bei Gargellen).

Neuere Bearbeitungen der Amphibolite der Silvretta beschränken sich zumeist nur auf die Geochemie (z. B. Bröcker 1985, Maggetti & Galetti 1996). Petrographische Beschreibungen gehen zumeist auf die klassischen Silvretta-Bearbeiter (Streckeisen 1928, Spaenhauer 1932, Wenk 1934) zurück. Für die Amphibolite abgeleitete P-T-Daten werden sehr oft durch Parallelisierung mit den Daten von Metapeliten gewonnen (Frapolli 1975, Bröcker 1985).

Eine detaillierte Bearbeitung der Amphibolite der direkt benachbarten Ötztal-Stubai-Decke geben Mogessie & Purtscheller (1986). Sie leiten aus der Entwicklung der Amphibolchemie P-T-Daten zur Polymetamorphose dieser Kristallineinheit ab.

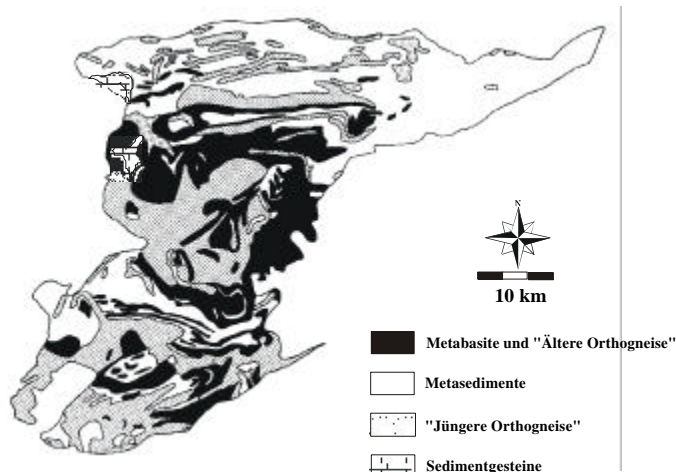


Abbildung 21 Vereinfachte geologische Karte der Kristallingesteine der Silvrettadecke (verändert nach Maggetti & Flisch 1993).

Amphibolite s.str.

Die klassischen Silvretta-Bearbeiter (Streckeisen 1928, Spaenhauer 1932, Wenk 1934) unterschieden folgende Amphibolit-Typen:

- Eklogit-Amphibolite (Granat-Amphibolite mit Plagioklas-Amphibol-Symplektiten)
- Granat-Amphibolite (vgl. Abb. 23)
- Epidot-Amphibolite (vgl. Abb. 22)
- Biotit-Amphibolite
- Plagioklas-Amphibolite
 - Granoblastische Plagioklas-Amphibolite
 - Knotenamphibolite (mit Plagioklas-Porphyroblasten)
 - Plagioklas-Amphibolite mit Hornblende-Porphyroblasten
- Bänderamphibolite
- Strahlsteinschiefer (Aktinolithschiefer)

Zusätzlich treten in den Metasedimenten oftmals dünne Zwischenlagen oder Linsen grobkörniger Hornblendite auf.

Die überwiegende Mehrheit der Proben sind gewöhnliche Amphibolite mit der einfachen Mineralvergesellschaftung Hornblende + Plagioklas + Titanit/Ilmenit/ Rutil ± Quarz ± Apatit. Mit unterschiedlichem modalem Anteil treten Epidot, Biotit und Granat hinzu. Die Definition und Abgrenzung der oben genannten Typen erscheint schwierig, da die Übergänge fließend sind und die Amphibolite geringe Anteile Epidot und Biotit aufweisen können. Als Epidot- bzw. Biotit- oder Granat-Amphibolite werden daher nur Amphibolite mit einem Epidot-Modalgehalt > 10 %, bzw. Biotit oder Granat, angesprochen. Verschiedene Amphibolite, z. B. ÖS.9.1m, wurden bei der polarisationsoptischen Bearbeitung aufgrund der anomal blaugrauen Interferenzfarben der Epidotgruppen-Mineralen als Klinozoisit-Amphibolite angesprochen.

Klinopyroxen konnte in zwei Proben, dem eindeutigen Eklogitderivat SP.11 aus dem Val Puntota sowie dem Qz-freien Amphibolit ÖM.4.1c aus dem Vergaldental, nachgewiesen werden. Er konzentriert sich allerdings auf kalksilikatische Karbonat-angereicherte Lagen.

Chlorit ersetzt als späte retrograde Neubildung Biotit und Amphibol, tritt in seltenen Fällen aber auch als Primärphase mit scharfen Kornkontakten gegenüber Biotit und Amphibol auf, wie z. B. im Amphibolit-Lagen führenden Granat-Biotit-Amphibol-Gneis ÖV.0.1a. Untergeordnet treten in den meisten Amphiboliten Kalzit, seltener auch Margarit als retrograde Abbauprodukte auf. Der Plagioklas ist nur selten frisch erhalten. In den meisten Proben ist eine Serizitisierung, oft auch eine Saussuritisierung oder Karbonatisierung festzustellen.

Bei den Bänderamphiboliten handelt es sich um gewöhnliche Amphibolite, die eng mit leuko-

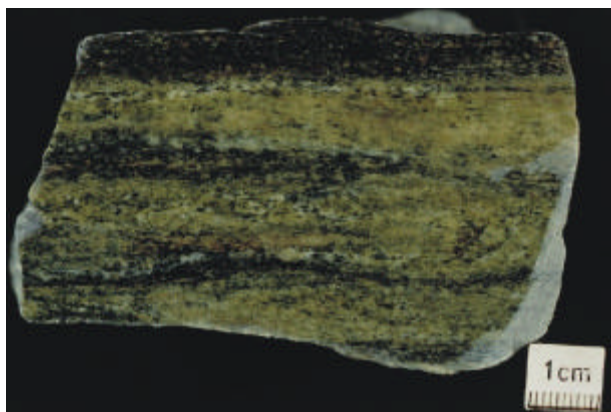


Abbildung 22 Epidot-Amphibolit ÖM.4.1f aus den Edelweißwänden des Vergaldentals bei Gargellen.



Abbildung 23 Granat-Amphibolit ÖS.7.5a aus der Umrahmung des Silvretta-Stausees / Bieler Höhe.

kraten Plagioklas-Quarz-Lagen wechsellagern. Eine intensive Wechsellagerung tritt besonders am Kontakt der Amphibolite mit ihren Nebengesteinen auf (Spaenhauer 1932). Die Amphibolite können allerdings auch mit leukokraten granitischen Gesteinen (Verwall, Schweinhage 1995) oder auch mit Grt-Stau-Glimmerschiefern wechsellagern (z. B. oberes Jamtal). Maggetti & Flisch (1993) interpretieren diese enge Verzahnung der Sequenzen als primäres Merkmal. Als Mechanismen dafür wurden verschiedene Mechanismen vorgeschlagen:

- Magmatische Injektionen der leukokraten Bänder (Grubenmann 1904)
- Sedimentäre Wechsellagerung (Spaenhauer 1932)
- Metamorphe Differentiation (Spaenhauer 1932)
- Vulkanische bzw. vulkaniklastische Wechsellagerung (Bröcker 1985)

Diese unterschiedlichen Modelle zur Herkunft der Metabasite führten zu intensiven geochemischen Untersuchungen zur Aufklärung der Fragestellung, ob sedimentäre oder orthogene Protolithen vorliegen sowie zur Einordnung der geotektonischen Stellung möglicher orthogener Metabasite (Frisch & Neubauer 1984, Maggetti & Galetti 1984, Bröcker 1985, Maggetti et al. 1987, Maggetti & Galetti 1988). Der Nachweis orthogener Reliktgefüge in den großen Metabasit-Einheiten gelang bereits Spaenhauer (1932) durch den Fund von Gabbros, Noriten, Olivin-Noriten und Peridotiten (Val Sarsura, Val Barlasch), sowie Bröcker (1985) für Gesteine des Val Tuoi. Die Edukte der dünnen Zwischenlagen in den Metasedimenten wurden allerdings lange Zeit als Vulkaniklastika bzw. Tuffe (Blumenthal 1926, Tollmann 1977) oder Mergel (Pirkl 1980, S. 333) angesprochen, insbesondere bei Auftreten von Karbonateinschlüssen (Streckeisen et al. 1966).

Ein beispielhafter Aufschluß in den Bänderamphiboliten liegt am SE-Ende des Silvretta-Stausees. In ihm sind Plagioklas-Amphibolite in Wechsellagerung mit Hornblende-Gneisen und leukokraten Plagioklas-Gneisen aufgeschlossen. Als weiteres Beispiel geben Maggetti et al. (1990) das Val Tuoi (Lokalität Cronsell) an.

Für den österreichischen Teil der Silvrettadecke sind dagegen nur wenige Vorkommen sicherer Eklogit-Derivate, die sogenannten Eklogit-Amphibolite, bekannt (Jamtal, Tollmann 1977, S. 408). Eigene Nachweise von symplektitischen Granat-Amphiboliten gelangen weiterhin im Verwalltal der zentralen Verwallgruppe zwischen Patteriol und Kuchenspitze (ÖV.F1P) sowie im Montafon bei St. Gallenkirch (ÖM.2.4f). In weiteren Amphiboliten treten nur noch Granatrelikte oder deren Pseudomorphosen auf. Granat kann oft nur noch aufgrund der ehemaligen Kornform erkannt werden, ist aber vollständig durch ein Gemenge von Plagioklas und feinkörnigem Biotit, Epidot und Hornblende ersetzt (ÖS.9.1m).

Die zumeist feinkörnigen Plagioklas-Amphibolite besitzen generell ein granoblastisches Gefüge mit nur untergeordneter Einregelung nematoblastischer Amphibole (Hornblende). Vereinzelt treten aber auch grobkörnige Amphibolite auf (Abb. 24), die eine mylonitische



Abbildung 24 Grobkörniger Amphibolit ÖM.5.1b mit gescherten Amphibolblasten aus dem Gebiet Burg westlich St. Gallenkirch. In der feinkörnigen Plg-Qz-Matrix tritt auch Granat auf.

Deformation erfahren haben (ÖM.5.1b-d, Versettlabahn Gipfelstation, unterhalb Gipfel Burg, Abb. 24). Die gescherten Amphibolblasten schwimmen in einer Plagioklas-Quarz-Matrix, die auch Granat enthalten kann. Granat ist ebenfalls bruchhaft deformiert, also präkinematisch.

Hornblende-Gneise

Neben den eigentlichen Amphiboliten bauen Hornblende-Gneise große Teile der als Amphibolite kartierten Areale auf. Sie gehen scheinbar aus den Amphiboliten durch eine Zunahme der leukokraten Gemengteile, insbesondere Quarz, und eine Abnahme der dunklen Gemengteile (Hornblende) hervor. Sie besitzen generell eine starke metamorphe Differentiation mit lagig-gebändertem Aufbau und können auch mit Amphibolit-Bändern wechselagern. In den Lagen ist stets eine Mineralphase, entweder Hornblende, Plagioklas, Quarz oder Epidot, deutlich angereichert. Zusätzlich tritt verstärkt Biotit in der Mineralvergesellschaftung auf. Die Hornblende-Gneise zeigen oft eine stärkere retrograde Alteration als die Amphibolite, was auf deren geringere mechanische Scherstabilität und daher erleichterten Fluid-Zutritt zurückgeführt werden konnte.

Besonders mächtig sind Hornblende-Gneise z. B. an der Gorfenspitze S Galtür ausgebildet. In ihnen treten immer wieder dünne, amphibolitische Lagen auf (ÖS.Go 3). Zwischen dem Talausgang des Bieltales und dem Silvretta-Stausee / Bieler Höhe (Österreich) sind ebenfalls Hornblende-Gneise, die in Amphibolite übergehen, aufgeschlossen. Im nördlichen Verwall treten diese Gesteine dagegen ebenso wie die Amphibolite zurück.

Aufgrund ihres identischen Mineralbestandes werden im Abschnitt "Mikroskopische Beschreibung der Mineralphasen" beide Gesteinstypen zusammen erläutert.

Mikroskopische Beschreibung der Mineralphasen

Amphibol

Bei den Amphibolen der verschiedenen Amphibolit-Typen handelt es sich überwiegend um Grüne ("gemeine") Hornblendens (Pichler & Schmitt-Riegraf 1987, S.98ff). Sie besitzen einen Pleochroismus von tiefgrün bis blaugrün nach gelblichgrün bis gelb und weisen dadurch auf tschermakitische Zusammensetzungen (vgl. Mineralchemie) hin. Die grano- bis nematoblastischen Kristalle zeigen in geeigneten Querschnitten das charakteristische Muster der Spalt- risse (124° bzw. 56°). Große Kristalle sind in einigen Proben (z. B. ÖS.9.1m) farblich zoniert, der farblose bis -schwache Kerne wird von typisch tschermakitischer Hornblende ummantelt. Für einzelne Amphibolite (ÖS.9.1m) konnte diesen farblosen Kernen eine Fe-Mg-Amphibol Zusammensetzung zugeordnet werden (Phototafel 3, Bild 5). Oft allerdings weisen auch große Amphibolkristalle keinerlei optische Zonierung auf. Ein Granat-Amphibol-Biotit-Gneis mit einer Amphibolitlage (ÖV.0.1a) aus einer metasedimentären Einheit besitzt Amphibole mit deutlich blasserer grüner Eigenfarbe und Pleochroismus, die einer Magnesio-Hornblende zugeordnet werden können. Auch ein Biotit-Amphibolit (ÖV.V.7) aus der zentralen Verwall- gruppe zeigt deutlich blässere Amphibole auf.

Insbesondere in den symplektitischen Eklogitderivaten treten ebenfalls blasse Amphibole in den Symplektiten auf (z. B. SP.1 oder ÖRK.2). Blasse Kerne von Amphibolen in den "Eklogit-Amphiboliten" oder symplektitischen Granat-Amphiboliten können die für Eklogite typische barroisitische Mineralchemie besitzen.

Der Modalgehalt von Amphibol in den Amphiboliten liegt im Bereich von 50 bis 75 %. Zu den Hornblende-Gneisen, die Modalgehalte von 20-35 % aufweisen, besteht ein fließender Übergang.

Plagioklas

Plagioklas ist das einzige leukokrate Hauptgemengteil der Amphibolite. Er erreicht 15 bis 35 Modal-%, in Knotenamphiboliten bis zu 40 %, die Übergänge zu den Hornblende-Gneisen (z. B. ÖS.Go 2) sind wiederum fließend, in diesen wurden Gehalte bis 55 % abgeschätzt.

Häufig ist Plagioklas nur vereinzelt polysynthetisch verzwillingt. Von diesen Zwillingslamellen geht oft die Serizitisierung aus, die die verbreitetste Alterationsform darstellt. Saussuritisierung (starke Trübung der Plagioklase durch ein extrem feinkörniges Gemenge aus Epidot/Klinozoisit \pm Albit) und Karbonatisierung treten dagegen seltener auf. Optisch erkennbare Zonierungen sind ebenfalls selten. Der Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 weist Plagioklase mit deutlichem Zonarbau auf, der mikrochemisch allerdings nicht verifiziert werden konnte (vgl. Mineralchemie). Die Plagioklaskristalle besitzen oftmals Deformationsmerkmale wie suturierte Korngrenzen oder werden durch Neukörner ganz ersetzt.

Rutil / Ilmenit / Titanit

Fast vielen Amphiboliten konnten alle drei Ti-Mineralen festgestellt werden. Die charakteristische Wachstumssequenz lautet Rutil \Rightarrow Ilmenit \Rightarrow Titanit, wobei letzterer die stabile Ti-Phase in der amphibolitfaziellen Überprägungsphase darstellt. Rutil ist stets nur reliktsch als Einschluß in Amphibol, Plagioklas oder Granat bzw. als Kern ummantelt von Ilmenit und / oder Titanit erhalten. In Übereinstimmung mit Maggetti (1986) wird Rutil als Relikt der eklogitfaziellen Metamorphosegeschichte der Metabasite angesehen. In wenigen Granat-Amphiboliten (SP.8, SP.12) tritt kein Titanit auf, was auf die Equilibrierung bei höheren P-T-Bedingungen zurückgeführt wird (s.u.). Ilmenit scheint den Rutil pseudomorph zu ersetzen, um selbst von Titanit ummantelt zu werden. Titanit bildet je breitere Säume, je weiter die amphibolitfazielle Reequilibrierung fortgeschritten ist. Titanit bildet in den meisten Amphiboliten auch eigenständige Kristalle, auch im retrograd überprägten Granat-Amphibolit ÖS.7.5a. Eine Besonderheit stellt die Probe ÖV.14/15 dar, in der Titanit Hauptgemengteil wird und kein Plagioklas auftritt (Titanit-Amphibolit, vgl. Schweinehage 1995).

Quarz

Quarz ist Nebengemengteil (1-5 Modal-%) der Mehrzahl der Amphibolite, fehlt in verschiedenen Proben auch ganz (z.B. ÖM.4.1c, ÖM.5.1a). Im Granat-Amphibolit ÖS.7.5a und im Biotit-Amphibolit ÖM.2.4d erreicht er mit 15 % bzw. 17 % sogar den Status eines Hauptgemengteils. Da Plagioklas oft nicht verzwillingt ist (z. B. SP.8, ÖV.V.7), kann bei dessen frischer Erhaltung eine Unterscheidung von Quarz und Plagioklas erschwert und der Quarz-Gehalt unterschätzt sein. Quarz neigt außerdem dazu, in leukokraten Lagen angereichert vorzuliegen, so daß er nicht unbedingt im Gleichgewicht mit Hornblende und Plagioklas stehen muß.

Granat

Granat tritt mit unterschiedlichen Modalgehalten auf. In gewöhnlichen Plagioklas-Amphiboliten ist er untergeordnetes Nebengemengteil, z. B. eingeschlossen in Plagioklas-Knoten (ÖM.5.1e) oder als resorbiertes Mineralrelikt in der Matrix (ÖM.5.1b, vgl. Abb. 24), ebenso stellt er aber auch ein Hauptgemengteil mit Modalgehalten von ca. 10 % in den Granat-Amphiboliten (ÖV.XVII.9, ÖS.7.5a) bzw. 10-25 % in den symplektitischen Granat-Amphiboliten (ÖV.F1P, ÖM.2.4f, SP.8, SP.11, SP.12). Er besitzt dabei stark variable Korngrößen von ca. 0,1 mm bis zu 5 mm. Texturell lassen sich die idiomorphen bis hypidiomorphen Granate zumeist als im Hinblick auf die amphibolitfazielle Deformation und Paragenese (Hornblende-Plagioklas) als präkinematisch deuten. In den meisten Fällen lassen sich die Granate als Relikte eklogitfazieller Paragenesen deuten (Phototafel 3, Bild 3), was auch die unmittelbare Vergesellschaftung mit Eklogiten (Val Puntota) nahelegt. Teilweise scheint aber auch ein textuelles Gleichgewicht zu bestehen (SP.8, Phototafel 3, Bild 6). Granat besitzt in ÖV.XVII.9 synkinematische Einschlußmuster, was ihn von allen bearbeiteten Eklogit-Granaten unterscheidet. Der Abbau des Granats wurde bereits detailliert durch Spaenhauer (1932) beschrieben (s. Eklogite). Als Besonderheit wird in Granat-Amphibolit SVS.2a der

Kern eines einzelnen Granats durch Turmalin verdrängt. Der Dünnschliff aus dem Val Sarsura fällt auch durch die fortgeschrittene Verdrängung des Granats und des Amphibols durch Chlorit mit anomalen Interferenzfarben auf.

Epidot / Klinozoisit

Im Gegensatz zu den hydratisierten Eklogiten, sind die Vertreter dieser Mineralgruppe in den Amphiboliten stets Mischglieder der monoklin-prismatischen Epidot-Reihe. Polarisationsoptisch wurden die beiden Phasen Epidot und Klinozoisit aufgrund ihrer unterschiedlichen Doppelbrechung unterschieden. Epidot besitzt leuchtend übernormale Interferenzfarben, Klinozoisit dagegen leuchtend preußischblaue (Pichler & Schmitt-Riegraf 1987). Beide Minerale besitzen schiefe Auslöschung, mit der Klinozoisit gegenüber Zoisit abgegrenzt wurde. Mineralchemische Untersuchungen deuten allerdings auf einen erheblichen Fe^{3+} -Einbau auch im Klinozoisit (s. u.). Klinozoisite können hellgelbe Säume aus Epidot besitzen.

In den Amphiboliten kommt meist nur ein Mischglied der Epidot-Reihe pro Schliff vor. Die Proben ÖS.9.1m aus dem Klostertal und SFlüe.1a vom Flüelapaß sind Klinozoisit-Amphibolite. Klinozoisit bildet in ihnen unscharf-schwammig umgrenzte, in die Foliation der Amphibole eingeregelt Blasen. Randlich werden sie häufig von einem extrem feinkörnigen Saum umgeben, der nach REM-EDX Analytik von Fe^{3+} -reicheren Vertretern der Epidot-Reihe aufgebaut wird.

Epidot selbst (mit erhöhtem Einbau der Pistazit-Komponente $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) ist Hauptgemengteil der Epidot-Amphibolite. Dabei tritt er zusammen mit Amphibol auf, den er zu verdrängen scheint, konzentriert aber auch in z. T. fast monomineralischen Lagen.

Biotit

Biotit ist in vielen Amphiboliten Nebengemengteil. Er tritt im Kontaktbereich der Amphibolite zu den metasedimentären Nebengesteinen und in den Bänderamphiboliten (ÖM.5.1e) gehäuft auf. Fast in allen dünnen Amphibolitlagen innerhalb der Metasedimente ist er Hauptgemengteil (ÖV.III.11, ÖV.V.7). In den Eklogit-Amphiboliten entsteht er zuerst retrograd durch den Phengit-Abbau. Durch Sammelkristallisation können sowohl Granat-Amphibolite als auch gewöhnliche Plagioklas-Amphibolite Biotit enthalten. Die Eigenfarbe wechselt. Im Granat-Amphibolit SP.12 dominieren blaßbraune, Mg-reiche Mischglieder; ansonsten können aber auch kräftig gefärbte Biotite auftreten. In den intermediären Hornblende-Gneisen ist Biotit stetes Gemengteil.

Oft wird Biotit sekundär retrograd durch Chlorit verdrängt.

Klinopyroxen

Klinopyroxen konnte nur vereinzelt innerhalb kalksilikatischer Lagen festgestellt werden. In einer kalksilikatischen Lage in ÖM.4.1c tritt Klinopyroxen (~ 10 Modal-%) zusammen mit dominierendem Epidot (~ 50 %), Kalzit (~ 10 %), Plagioklas (~ 15 %), Tremolit (~ 10 %) und Titanit auf. Dabei tritt Klinopyroxen vor allem an der Grenze der Epidotlage zum gewöhnlichen Plagioklas-Amphibolit auf. Innerhalb des eigentlichen Amphibolits beträgt der Modal-Gehalt lediglich 2 %. In der kalksilikatischen Lage der Probe SP.11 mit ~ 30 % Epidot, 25 % Kalzit und 10 % Quarz + Plagioklas, 10 % Hornblende und 5 % Granatrelikten erreicht Klinopyroxen 20 %.

Klinopyroxen ist zumeist xenomorph und besitzt eine blaßgrüne Eigenfarbe.

Chlorit

Chlorit erreicht in verschiedenen Amphiboliten mehrere Modal-%, ist aber überwiegend retrograd entstanden. Er bildet zumeist nicht foliierte, rosettenförmige Aggregate und ersetzt foliierten Biotit, Hornblende und auch Granat (Phototafel 3, Bild 4). Er ist blaßgrün gefärbt und besitzt überwiegend graue Interferenzfarben.

3.3 Orthogneise

Die verschiedenen Orthogneis-Typen des Silvretta-Kristallins stellen mit ca. 50 % (Wenk 1934) des Anstehenden die häufigste Gesteinsgruppe. Die Erforschungsgeschichte der Silvrettadecke ist eng mit der zuerst rein petrographisch-deskriptiven (Streckeisen 1928, Spaenhauer 1932, Bearth 1932b, Wenk 1934), frühzeitig auch geochemischen (Streckeisen 1928) und später radiometrischen-isotopengeologischen (Grauert 1969, Flisch 1987, u.a.) Untersuchung der Orthogneise verknüpft. Die nachfolgenden Gliederungen beziehen sich aufgrund der Dominanz schweizer Untersuchungsgruppen vorwiegend auf den schweizer Teil der Silvretta.

Streckeisen (1928) unterscheidet die extrem grobkörnigen (Korngröße Matrix 0.5 bis 4 mm, Augen bis 4 cm), Kalifeldspat-Augen-reichen Flüelagranitgneise (grobflasrige Augengneise nach Spaenhauer 1932 und Wenk 1934) von den sogenannten aplitisch-pegmatitischen Gneisen (Typus Frauenkirch, Streckeisen et al. 1966), deren gleichkörniges Gefüge zumeist eine sehr gut ausgebildete Paralleltextur besitzt. Beide von Streckeisen beschriebenen Gesteine sind Biotit-arm bis -frei und können nicht als repräsentativ für die gesamte Silvretta angesehen werden. Eine weitere Gruppe stellen die Mönchalpgneise bzw. der an seiner Typuslokalität (NE Davos) undeformierte Mönchalpgranit. Neben granitischen Gesteinstypen treten nach Streckeisen et al. (1966) auch vereinzelt granodioritische und trondhjemitische Varietäten auf.

Eine detaillierte Einführung in die Orthogneis-Typen geben Maggetti et al. (1990). Entsprechend der detaillierten Bearbeitung des schweizer Teils der Silvrettadecke, wurde eine umfangreiche Nomenklatur der verschiedenen Typen der Silvretta-Orthogneise, vorwiegend von Petrologen aus Bern und Freiburg (Schweiz) ausgearbeitet. Der österreichische Anteil erfuhr dagegen bis dato nur eine geringe Beachtung, weshalb sich die eigenen geochemischen Arbeiten, ähnlich wie bei den Metabasiten, auf diesen Bereich konzentrieren.

Nach Maggetti et al. (1990) lassen sich die Orthogneise der Silvrettadecke nach folgender Nomenklatur klassifizieren:

Ältere Orthogneise

Diese Gruppe kann nur als Sammelbegriff für eine Gruppe sehr inhomogener Gesteinstypen verwendet werden. Neben den eigentlichen Graniten und intermediären Gesteinen, verwendeten Maggetti & Flisch (1993) diesen Begriff auch ultrabasische und gabbroide Gesteine. Wichtige Merkmale dieser Gruppe sind:

- von Grauert (1969) aufgrund von Isotopenzusammensetzungen aufgestellte Gruppe intermediärer bis basischer Gesteine;
- gabbroide Gesteine beschrieb Spaenhauer (1932), quarzdioritische kartierte Wenk (1934) in der Umgebung von Zernez; nach Untersuchungen der Uni Freiburg/Schweiz umfaßt die Gruppe ultramafische, gabbroide, intermediäre und granodioritisch-granitische Gesteine;
- die gabbroiden Gesteine besitzen noch oft ihr magmatisches Gefüge, ihr Modalbestand ist allerdings metamorph überprägt; die Ultrabasite des Val Puntota sind nach Thierrin (1983) Harzburgite, Fuchs et al. (1986) beschreiben Harzburgite, Dunite und Pyroxenite am Hochnörderer S von Galtür/Österreich; von der Crone (1989) beschreibt metamorph überprägte gabbroide Gesteine aus dem Val Barlasch;
- es dominieren Hornblendegneise (quarzdioritische bis dioritische Protolithe); mit dunklen, hornblendereichen, Einschlüssen;
- seltener treten Gesteine mit tonalitischem bis granodioritischem Chemismus auf, in denen Biotit die Hornblende ersetzt; vereinzelt granatführende Typen mit spezieller Geochemie;
- von der Crone (1989) geht von der Koexistenz gabbroider und granitischer Magmen aus;
- die Granite bis Augengneise gehören dem Typ **Mönchalp** (Streckeisen 1928, Wenk 1934, Poller 1994) an (s. u.);

- ein weiterer undeformierter granitischer Typ ist der sogenannte **Rotbüelgranit** (Flisch 1981, 1987) mit ebenfalls vielen Schollen und Muskowitführung.

Mönchalpgranit / Mönchalpgneise

Den eigentlichen Mönchalpgranit beschrieb Streckeisen (1928) an seiner Typlokalität im Mönchalptal NE Davos. Er besitzt das typisch magmatische, grobkörnige, richtungslos-körnige Gefüge eines Granits. Die Modalzusammensetzung des Mönchalpgranits besteht aus großen Kalifeldspäten, bläulichem Quarz, dicken schwarzen Biotitpaketen (Flasern), graugrünen Pinitaggregaten (= umgewandelter Cordierit, Hellglimmer mit optischen Eigenschaften von Muskowit) und weißen Plagioklasgranulaten zusammen. Mikroskopisch erkennt man den Ersatz der großen Biotite durch ein Haufwerk jüngerer Kristalle sowie den Kornzerfall der Plagioklase. Wenk (1934) bestreitet, nach Untersuchungen an verwandten Gesteinen aus der Nuna-Gruppe NE Zernez, die Anwesenheit von Cordierit, von dem Streckeisen (1928) ein einzelnes mögliches Kornaggregat entdeckt hatte.

Die Mönchalpgranite gehen kontinuierlich in deutlich geschieferte Gesteine über, die Mönchalpgneise. In diesen tritt auch Hellglimmer zusammen mit Biotit oder in einzelnen Längszügen, Schuppen oder Leisten auf (Streckeisen 1928). Durch Zunahme der Deformation entwickeln sich aus den Mönchalpgneisen die sogenannten "Streifengneise", deren Charakteristikum eine starke Schieferung ist. Petrographisch handelt es sich dabei um einen Zweiglimmer-Orthogneis.

Eine grundlegende Neubearbeitung unter besonderer Betrachtung der Geochemie und der Geochronologie lieferte Poller (1994). Diese Arbeit lieferte auch neue Daten zur Verbreitung der Mönchalpnesie innerhalb der Silvrettadecke. Neben der Typlokalität auf der Mönchalp (Gatschieferalp bis zum NE-Hang des Pischahorns) bei Davos, konnten zahlreiche weitere Vorkommen, auch auf österreichischem Gebiet, neu dieser Gesteinsassoziation zugeordnet werden. Funde gelangen am Radsattel östlich des Silvretta-Stausees, am Groß Litzner, Piz Buin, Silvretthorn und der Rotbüelspitz, auf schweizer Seite westlich und östlich von Zernez, im Val Sarsura (Lokalität Munt), im Val Barlas-ch, bei Ussersäss im Schlappintal und an der Älpeltispitz NE Klosters. Beobachtungen aus dem Val Barlas-ch stammen ebenfalls aus einer Diplomarbeit (von der Crone 1989). Poller (1994) unterteilt die Varietäten Gneise des Typs Mönchalp nach obigen Entwicklungsschema in drei Gruppen. Gruppe 1 (Gneis mit magmatischen Gefüge) umfaßt die undeformierten Granite, Gruppe 2 (schiefrige Gneise) die eigentlichen Mönchalpgneise und Gruppe 3 (mylonitisierte Gneise) die Streifengneise.

Detaillierte Angaben zur Mineralogie der Mönchalpgranite und -gneise sind in Streckeisen (1928), Wenk (1934) und in der Neubearbeitung von Poller (1994) enthalten.

Die Modalzusammensetzungen für die unterschiedlichen Typen gibt Streckeisen (1928) wie folgt an:

| | Mönchalpgranit | Mönchalpgneis | Streifengneis | Tabelle 2 |
|--------------|----------------|---------------|---------------|---|
| Quarz | 26 | 31 | 33 | Modalzusammensetzungen der Mönchalpgranite und -gneise der Silvrettadecke nach Streckeisen (1928). |
| Kalifeldspat | 15 | 20 | 20 | |
| Plagioklas | 32 | 27 | 28 | |
| Biotit | 18 | 16 | 12 | |
| Hellglimmer | 9 (Pinit) | 6 | 7 | |

Bereits diese Originaldaten von Streckeisen (1928) belegen die Klassifikation der Mönchalpgranite als eigentliche Granodiorite. Eine Auswertung von Mönchalpgraniten mit magmatischem Gefüge aus den Regionen Mönchalp/Pischa und Älpeltispitz ergeben neben Monzograniten ebenfalls Granodiorite (Poller 1994). Trotz der, aufgrund des erhaltenen magmatischen Reliktgefüges, offensichtlichen Orthonatur des Mönchalpgranits/-gneises, zweifelt Wenk (1934) diese an und interpretiert die Mönchalpgneise als Mischgesteine, die durch

Assimilation von Paramaterial aus den Augengneisen der Silvretta hervorgegangen sein sollen.

Der Mönchalpgranit mit dem erhaltenen magmatischen Gefüge zeichnet sich durch seinen Reichtum an Xenolithen aus. Bereits Streckeisen (1928) beschrieb eine ganze Anzahl verschiedener Schiefer und Hornfelse. Maggetti et al. (1990) nennen Biotit-Plagioklas-Gneise, Schiefer, Amphibolite, retrograde Eklogite und sogenannte "Fleckengesteine" (von der Crone 1989), Poller (1994) darüberhinaus Gabbros und Kalksilikatfelse. Besonders das Val Barlas-ch besitzt eine hohe Variabilität verschiedenster Xenolithe. Die Amphibolite sind nach Poller (1994) eher selten, Eklogite sind nur aus dem Val Barlas-ch bekannt. Die Amphibolite weisen meist scharfe Übergänge zum Nebengestein auf, die Eklogite besitzen am Rand zum Mönchalpgneis einen an Biotit angereicherten dünnen Saum. Zum Zentrum des Xenoliths folgt dann zumeist eine feinkörnige, amphibolitisierte Zone und im Kern der Eklogit selbst (Poller 1994). Der Reaktionssaum wird als Beleg für die magmatische Inkorporation der Eklogit-Xenolithe angesehen (Poller 1994), obwohl diese gehäuft in den stark deformierten, mylonitischen Streifengneisen (Gruppe 3) auftreten und daher eine Deutung als durch Deformation eingeschuppte Xenolithe naheliegt. Streckeisen (1928) beschreibt innerhalb des undeformierten und schwach foliierten Mönchalpgranits schwach diskordant eingelagerte Eklogit-Amphibolite (symplektitische Granat-Amphibolite) und Plagioklas-Amphibolite, die er Gangintrusionen zuordnet und daher als Lamprophyre bezeichnet. Wenk (1934) bezweifelt dagegen die Gangnatur, er interpretiert sie, im Vergleich mit ähnlichen Amphibolitlinsen im Val Barlas-ch und Val Gondas (Spaenhauer 1932), als von einem mächtigeren Metabasit-Körper abgescherte Linsen.

Gabbroide Xenolithe beschreibt Poller (1994) aus der Region Pisch/Mönchalp. Die Quarz-Augen führenden Xenolithe sind zumeist stark alteriert, der Übergang zum Nebengestein diffus. Aufgrund des Auftretens blauer Quarze im Mönchalpgranit und im Gabbro-Xenolith, wird von der Koexistenz zweier Magmen ausgegangen. Der Quarz soll im Granit gewachsen und dann mechanisch in den noch duktileren Gabbro inkorporiert worden sein (Poller 1994). Aufgrund des rheologischen Verhaltens von Granit und Gabbro erscheint dieses Modell sehr fraglich.

In Gesteinen aus dem Val Barlas-ch treten Granatkoronen um Biotit auf (Maggetti 1986, von der Crone 1989).

3.2 Jüngere Orthogneise

Systematik der Jüngerer Orthogneise der Silvretta

Die Gruppe der Jüngerer Orthogneise stellen die Mehrzahl der ausstreichenden Orthogneise. Sie besitzen ganz überwiegend granitische Modalzusammensetzungen. Petrographisch lassen sich die Jüngerer Orthogneise in Biotit-Granitgneise, Muskowit-Granitgneise und Muskowit-Biotit-Granitgneise einteilen. Im Diagramm nach Streckeisen fallen sie überwiegend in das Feld der Monzogranite, seltener in das Feld der Granodiorite. Abgesehen von Pegmatiten, enthalten die Gesteine keine magmatischen Gefüge mehr. Bei den eher seltenen Xenolithen handelt es sich um Biotit-Plagioklas-Gneise (Maggetti et al. 1990). Die Variabilität der Texturen und Modalzusammensetzungen, das Auftreten von Kalifeldspat-Augen und Variationen in der Korngröße führten zur sukzessiven Definition einer Vielzahl von Typen-Bezeichnungen für die Jüngerer Orthogneise der Silvrettadecke auf schweizer Gebiet.

Eine Zusammenfassung der bereits von den Autoren der ersten Silvretta-Forschungsepoche (Streckeisen 1928, Bearth 1932b, Spaenhauer 1932, Wenk 1934) sowie Streckeisen et al. (1966) und Grauert (1969) definierten Gesteinstypen in Verbindung mit Ergebnissen von Diplomarbeiten an der Universität Freiburg / Schweiz und der geochronologischen Bearbeitung durch Flisch (1987) führten nach Maggetti et al. (1990) zur Definition folgender, nach ihren Typlokalitäten benannten, kartierbarer Orthogneis-Typen:

- Typ **Flüela**, Augengneis, grobflaseriger Augengneis, Zweiglimmergranit nach Flisch (1987)
 - sehr hell und grobkörnig mit bis zu 5 cm großen Kalifeldspäten, ausgeprägte Paralleltexur;
- Typ **Frauenkirch**, Augengneis, aplitisch-pegmatitische Gneise nach Streckeisen et al. (1966), Muskowitgranitgneis nach Flisch (1987)
 - Fe-karbonathaltige Variante des Typs Flüela (Flisch 1987);
- Typ **Tschuggen**, Augengneis, biotitreicher Augengneis
 - durch seinen Biotitreichtum hebt sich dieses Gestein von den Flüelagneisen ab; es hat weniger zahlreiche, kleinere und loser verteilte Kalifeldspat-Augen, die auch ganz entfallen können; in solchen Lagen ist das Gestein makroskopisch nicht von einem Biotit-Plagioklas-Gneis zu unterscheiden;
- Typ **Radönt**, Augengneis, glimmerreicher Augengneis Typ Radönt nach Streckeisen et al. (1966), muskowitzführender Biotitgranitgneis nach Flisch (1987);
- Typ **Güstizia**, Muskowitgneis
 - mittelkörniger bis grobflaseriger granitischer Zweiglimmergneis mit einzelnen Kalifeldspat-Augen (nach Grauert 1969); diese Gesteine enthalten am Südrand der Silvretta alpidisch gebildeten Stilpnomelan;
- Typ **Macun**, Muskowit-Biotitgneis, Helle Gneise nach Michael (1985), fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis nach Flisch (1987)
 - Zusammenfassung mehrerer Gesteinstypen; nicht den anderen Typen zuordenbar, da entweder zuviel Biotit (für Typ Güstizia) oder zuwenig Kalifeldspat-Augen (für einen Augengneis) enthalten;
- **Meta-Aplite und Meta-Pegmatite**
 - feinkörnige Zweiglimmergneise, die oft als gangartige Einlagerung in Amphiboliten, älteren wie jüngeren Orthogneisen auftreten, wurden als Aplite gedeutet; grobkörnige turmalinführende Pegmatite wurden von vielen Autoren beschrieben; neben Turmalin tritt Granat und Muskowit auf; Turmalin besitzt braune Kerne und braungüne Ränder (Grubenmann 1904), die nach von der Crone (1989) auf einen randlich erhöhten Ti-Gehalt der Schörle (Fe^{2+} -reiche Turmaline) zurückzuführen sind.

| | Flüela Frapolli (1975) | Tschuggen von der Crone (1989) | Güstizia |
|--------------|---------------------------|-----------------------------------|----------|
| Quarz | 30-40 | 25-35 | 30-40 |
| Kalifeldspat | 20-35 | 20-35 | 25-35 |
| Plagioklas | 20-40 | 25-35 | 20-25 |
| Biotit | 2-10 | 15-25 | - |
| Hellglimmer | 2-10 | 6 | 10-15 |

Tabelle 3 Modalzusammensetzungen der Typen Flüela, Tschuggen und Güstizia der flüelagranitischen Assoziation nach Frapolli (1975) und von der Crone (1989).

Bereits die Definition eines zusammenfassenden Typs (Macun) verdeutlicht die Schwierigkeiten bei der Abgrenzung verschiedener Typen. Eine weitere Neubearbeitung der Jüngerer Orthogneise von Liebetrau (1996) entwickelt daher folgerichtig die Differenzierung fort und gliedert die Jüngerer Orthogneise, jetzt auch als "Flüelagranitische Assoziation" zusammengefaßt, in zwölf petrographische Typen auf:

| | | | |
|---------|----------|----------------------|-------|
| Flüela | Güstizia | Sco Alb | Aplit |
| Forun | Kesch | Tschuggen I, II, III | |
| Fuorcla | Radönt | Urezzas | |

Detaillierte Angaben zur Nomenklatur, der erforschungsgeschichtlichen Entwicklung der Typenbezeichnungen sowie petrographische Beschreibungen der einzelnen Typen können Liebetrau (1996, S.23-41) entnommen werden. Der Typ Frauenkirch wurde dem Typ Güstizia zugerechnet.

Die Probleme der Definition kommen auch hier zum Ausdruck. Die Untergliederung des Typs Tschuggen, der in einem Steinbruch an der Flüelapaßstraße sehr gut aufgeschlossen ist, in drei Typen (Tschuggen I-III) ist nur unter diesen idealen Aufschlußverhältnissen möglich, die Typen Tschuggen II und III ähneln dabei den Typen Fuorcla und Güstizia / Sco Alb. Typ II unterscheidet sich gegenüber Typ I durch die fehlenden Kalifeldspat-Augen, Typ III ist gegenüber Typ II heller und grobkörniger. Im Aufschluß wechsellagern die drei Typen mehrfach, auch konkordante Lagen des Aplits sind häufig zwischengeschaltet (Liebetrau 1996). Die scharfen Kontakte der Typen könnten auf eine differentielle Deformation der beiden Typen bzw. durch eine Verformungsaufteilung /-konzentration in einem lagig inhomogenen Granitoid zurückzuführen sein.

Auch zahlreiche andere Typen lassen sich nur unscharf abgrenzen, so daß fraglich ist, ob der Versuch, eine derartig detaillierte Untergliederung der Orthogneise zu versuchen, sinnvoll ist.

Petrographische Beschreibung eigener Orthogneisproben

Für die eigenen, vor allem aus dem österreichischen Teil der Silvretta stammenden Orthogneis-Proben, wurde daher auf eine Einordnung in die bestehenden Typen verzichtet und stattdessen auf eine an den Modalgehalten orientierten Benennung zurückgegriffen.

Demnach wurden abgegrenzt:

| | |
|--|--|
| 1. Biotit-Orthogneise mit der Mineralvergesellschaftung | Qz + Kfs + Plg + Bt + Hgl + Ap + Zr ± Opake |
| 2. Hellglimmer-Orthogneise mit der Mineralvergesellschaftung | Qz + Kfs + Plg + Hgl + Ap + Zr ± Bt ± Opake ± Grt ± Stilp |
| 3. Zweiglimmer-Orthogneise mit der Mineralvergesellschaftung | Qz + Kfs + Plg + Bt + Hgl + Ap + Zr + Opake ± Grt ± Stilp |

Alle Orthogneis-Typen weisen demnach Hell- und Dunkelglimmer auf, nur in wenigen Hellglimmer-Orthogneisen fehlt der Biotit vollständig. In den Biotit-Orthogneisen dominiert der Biotit (10-15 Vol.%), Hellglimmer ist nur Nebengemengteil mit einem Modalanteil von 4-5 Vol. %.

Biotit-Orthogneise

Als Biotit-Orthogneise werden alle Orthogneise mit gegenüber den Hellglimmern dominierender Dunkelglimmer-Komponente bezeichnet. Dieser Gesteinstyp baut die Hauptmasse der Orthogneise im österreichischen Teil der Silvretta auf. Das makroskopische Gefüge ist variabel. Im Verwall herrschen lediglich schwach foliierte, eher feinkörnige Gesteine vor, die nach Schweinehage (1995) als "Typ Saumspitze" bezeichnet wurden. Im Montafon, im Kromental und der Vallüla-Gruppe dominieren dagegen mittelkörnige, flasrige, teilweise Augen-führende Varietäten, die hier als "Typ Ballunspitze" zusammengefaßt werden.

| | |
|--------------|-------------------------------|
| Korngrößen: | |
| Kalifeldspat | 0.2-2.0 mm |
| Plagioklas | ~ 0.5 mm |
| Quarz | 1.0-3.0 mm |
| Hellglimmer | 0.5-1.0 mm |
| Biotit | 0.5-2.0 mm, vereinzelt 5,0 mm |

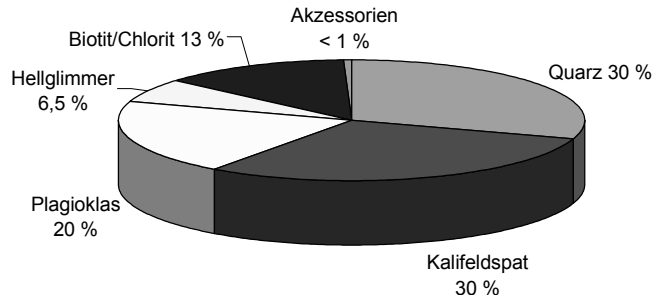


Abbildung 25 Beispiel zu Korngröße und Modalzusammensetzung eines Biotit-Orthogneises der Silvrettadecke (ÖM.3.2d).

Die verschiedenen Biotit-Orthogneis-Typen unterschieden sich vorwiegend im Grad der Dominanz des Dunkel- gegenüber dem Hellglimmer, in ihrer Korngröße und Kornverteilung sowie im Grad der Deformation (dynamische Rekristallisation, Mylonitisierung). Die Mineralogie dieser Gesteine ist weitgehend identisch.

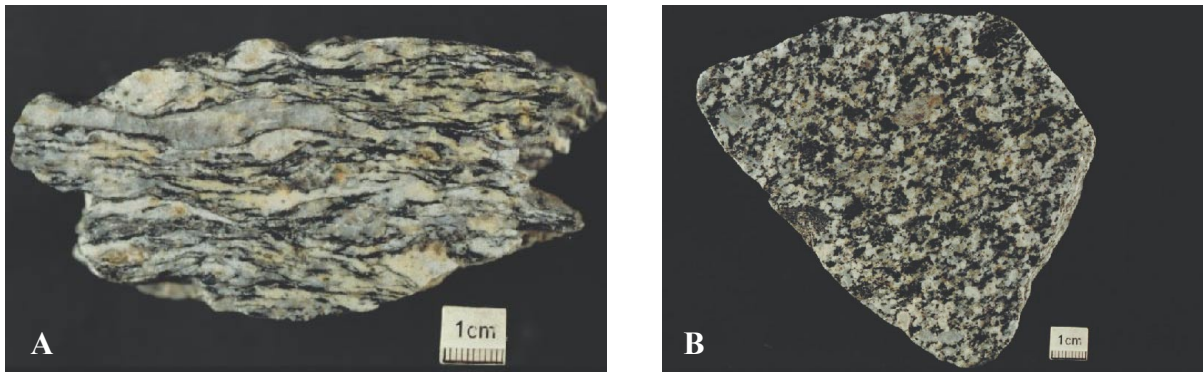


Abbildung 26 Anpolierte Handstücke eines foliierten Biotit-Orthogneises (A, ÖS.10.1b Typ Ballunspitze) und eines granitischen Gesteins mit erhaltener magmatischer Textur aus dem Kromertal (B, ÖS.10.1c).



Abbildung 27 Xenolith-führende Biotit-Granite des Kromertales südlich des Vermuntsees.

Im Kromertal sind neben gewöhnlichen foliierten Biotit-Orthogneisen des "Typ Ballunspitze" Gesteine mit einer erhaltenen primär-magmatischen Textur aufgeschlossen (Abb. 26B). Biotit ist darin das einzige primäre Schichtsilikat. Es treten allerdings Pinit-artige Hellglimmer-Aggregate auf, die eine Verwandtschaft mit den Mönchalp-Graniten aus der Suite der "Älteren Orthogneise" nahelegt.

Die granitischen Varietäten weisen wie auch folierte Biotit-Orthogneise des Typ Ballunspitze (ÖS.8.1b, Parkplatz Hölle, Silvretta-Hochalpenstraße) Zweiglimmer-Schiefereinschlüsse auf. Während sie in den Graniten gerundet sind und ein

statisch getempertes Gefüge mit 120° Korngrenzen zwischen Quarz und Plagioklas besitzen, sind sie in den Gneisen stark geplättet.

Das Verhältnis Mikroklin:Plagioklas beträgt ca. 1:2, liegt also an der Grenze zum Granodiorit. Die Plagioklase enthalten relativ große Serizit-Einschlüsse, z. T. sind die Kerne saussuritisiert.

Hellglimmer-Orthogneise

Die hololeukokraten Hellglimmer-Orthogneise bilden im österreichischen Teil der Silvretta, insbesondere im Verwall und im Montafon, langgestreckte, über Kilometer durchhaltende Einheiten von zumeist nur wenigen hundert Meter Mächtigkeit. In der nördlichen Verwallgruppe bilden sie oft nur kleine Linsen. In der zentralen Verwall-Gruppe wechsellagern Hellglimmer-Orthogneise (Proben ÖV.VIII.2 und ÖV.XVII.5b) mit Amphiboliten. Diese Gneise können aufgrund ihrer völligen Biotit-Freiheit, ihrer straffen Foliation und teilweise rein-weißen Ausbildung als Leukogranitgneis bezeichnet werden (Schweinehage 1995). Hellglimmer-Gneise treten neben der Silvrettadecke s.str. auch in der Phyllitgneiszone auf (Reithofer 1933, Rockenschaub 1990).

Die weißgrauen Gesteine sind häufig intensiv foliiert, enthalten teilweise aber auch noch Feldspat-Augen. Der Glimmergehalt ist insgesamt gering. Ehemals vorhandener Biotit ist überwiegend in Chlorit abgebaut worden. Häufig sind die Gesteine mylonitisch deformiert, Hellglimmer rekristallisiert randlich und bildet als Porphyroklasten entlang von Scherbahnen Glimmerfische aus, Quarz weist die stärksten Deformationsspuren auf. In gering deformierten Gesteinen besitzt er nur undulöse Auslöschung, mit Ausbildung paralleler Subkörner (ÖM.4.2a aus dem Valzifizental bei Gargellen) und suturierter Korngrenzen. Bei stärkerer mylonitischer Überprägung erfolgte eine vollständige dynamische Rekristallisation, welche dann auch Feldspäte erfassen konnte. Kalifeldspat ist überwiegend ein Mikroklin mit deutlicher polysynthetischer Verzwilligung und mikroperthitischer Albit-Entmischung. Plagioklas ist häufig frisch und nur bereichsweise leicht serizitisiert. Die Serizitisierung folgt dabei oft der feinen Lamellierung der polysynthetischen Verzwilligung. In stärker deformierten Gesteinen, z. B. in Probe ÖM.2.1h aus dem Röbitobel bei Gargellen, unweit der Deckengrenze zum Gargellner Fenster, weisen auch die Plagioklase mit ihren spitz zulaufenden Druckzwillingslamellen Spuren der Deformation auf.

| | | |
|--------------|-------------------------------|------------------------|
| Korngrößen: | | |
| Kalifeldspat | 0.3-0.7 mm | Augen bis 2.0 mm |
| Plagioklas | 0.2-1.0 mm | |
| Quarz | 0.3-2.0 mm | Rekristallisit 0.05 mm |
| Hellglimmer | bis 1.0 mm lang, 0.2 mm breit | |
| Chlorit | ~ 0.3 mm | |
| Granat | ~ 0.3 mm | |
| Akzessorien: | Zirkon, Apatit | 0.2-0.5 mm |

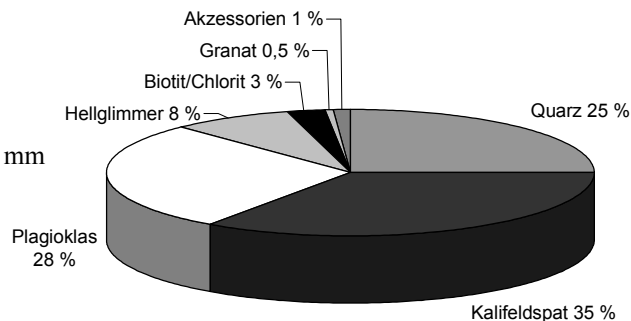


Abbildung 28 Korngrößen und Modalzusammensetzung der Hellglimmer-Orthogneise der Silvrettadecke (Beispiel ÖM.4.2a).

Vereinzelt können die Hellglimmer-Orthogneise Granat-führend sein (z. B. ÖM.1.2a aus dem Silbertal östlich Schruns und ÖM.4.2a aus dem Valzifizental südlich Gargellen). Dieser bleibt generell feinkörnig, meist xenomorph, scheint er teilweise skelettartig aus Biotit metamorph entstanden zu sein. Granat schließt Mikroklin und Quarz ein, er wird retrograd chloritisiert.

Andere Proben, wie ÖM.2.1h aus dem Röbitobel bei Gargellen oder ÖS.PB 1b von der Nordflanke des Piz Buin, weisen keinen Granat auf. Stattdessen tritt in verschiedenen Proben (ÖM.1.2a, ÖM.2.1h, ÖS.Fim 1a) Stilpnomelan auf.

Eine Sonderstellung nehmen die aplitischen Gneise ein, die die granitischen Orthogneise in konkordanten Lagen durchziehen (ÖS.10.1a aus dem Kromertal). Diese Gesteine besitzen ein fein- und gleichkörniges Gefüge, die Kornformen sind xenomorph. Die Hellglimmer sind schwach orientiert; sie sind möglicherweise primär-magmatisch. Der auch in dieser Probe auftretende Granat ist direkt an Hellglimmer und vereinzelt auftretenden Biotit gebunden. Biotit wird retrograd in Chlorit und Epidot abgebaut.

Zweiglimmer-Orthogneise

Unter dieser Gruppe werden alle granitischen Orthogneise mit ungefähr ausgeglichenen Hell- und Dunkelglimmer-Gehalten eingeordnet. Die Gesteine besitzen oft ein ausgeprägtes Parallelgefüge, weisen z. T. aber noch deutlich deformierte Mikroklin-Porphyrklasten auf (Abb. 29).

Gesteine dieses Typus sind über die gesamte Silvretta weit verbreitet, z.B. im Val Sarsura, entlang der Silvretta-Hochalpenstraße sowie in der zentralen Verwallgruppe. Proben aus letzteren beiden Gebieten (ÖS.10.3a und ÖV.XIX.7/ÖV.XXII.11) wurden geochemisch und petrologisch bearbeitet.

Die Probe ÖV.XIX.7 entstammt der nördlichen Randfazies des großen Biotit-Orthogneis-Komplexes der Saumspitze gegen die Biotit-Plagioklas-Gneise. Ebenso wie in verschiedenen

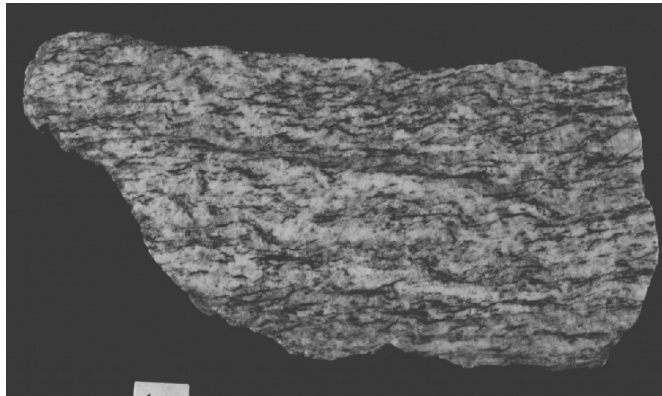


Abbildung 29 Anpoliertes Handstück eines Zweiglimmer-Orthogneises (ÖS.10.3a) von der Silvretta-Hochalpenstraße NE Bieler Höhe.

Hellglimmer-Orthogneisen tritt auch hier Granat auf, der vermutlich metamorph aus Biotit entstanden ist. Zusätzlich tritt in dieser Probe und in ÖS.10.3a auch Stilpnomelan auf (vgl. Phototafel 5, Bild5/6).

Als zusätzliche Akzessorien sind in ÖS.10.3a Titanit und Orthit enthalten. Biotit ist häufig chloritisiert oder auch in Epidot umgewandelt, Hellglimmer scheint Biotit z. T. zu verdrängen.

Plagioklas ist zumeist feinlamellar verzwillingt und leicht serizitisiert. Die Zwillingslamellen sind häufig verbogen.

| | |
|--------------|-------------------------------|
| Korngrößen: | |
| Kalifeldspat | 0.2-1.0 mm Augen bis 8 mm |
| Plagioklas | 0.2-0.6 mm |
| Quarz | 0.2-0.9 mm |
| Hellglimmer | bis 2.3 mm lang, 0.2 mm breit |
| Biotit | bis 0.8 mm lang, 0.2 mm breit |

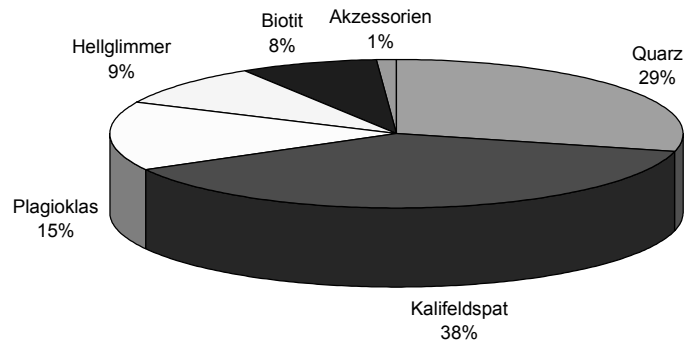


Abbildung 30 Korngrößen und Modalzusammensetzung der Zweiglimmer-Orthogneise der Silvrettadecke (Beispiel ÖS.10.3a).

Amann (1985) rechnet auch die hier als Biotit-Orthogneise ausgeschiedenen Gesteine der zentralen Verwallgruppe seiner Gruppe der Zweiglimmergranitgneise zu. Die Bezeichnungen sind daher nicht scharf gegeneinander abzugrenzen, beide Typen gehen ineinander über.

Ein weiterer Typ der Zweiglimmer-Orthogneise sind die grobflaserigen Augen-Gneise des Typ Flüela. Die Mikroklin-, z. T. auch Plagioklas/Quarz-Augen erreichen mehrere Zentimeter, sie werden von einer Glimmermatrix umflossen, bei der zumeist Hellglimmer überwiegt. Amann (1985) bezeichnete solche Gesteine als Flasergneise, sie treten auf österreichischer Seite mit deutlich geringerer Korngröße am Hohen Riffler auf. Ein weiteres Vorkommen, mit einer den eigentlichen Flüela-Gneisen nahekommenden Korngröße, steht an der Nordflanke der Kleinen Schattenspitze südlich des Silvretta-Stausees an (ÖS.9.1q).

Tonalitische Orthogneis-Typen

Eine Ausnahme bildet ein tonalitisches Gestein vom Rauhen Kopf bei Ischgl (ÖRK.7), das in seinem Gefüge allerdings stark den granitischen Gneisen vom Typ Saumspitze ähnelt. Das Ca-reiche, Mikroklin-freie Gestein weist neben Epidot / Klinozoisit, der oft zoniert ist, mit anomal-blauen Interferenzfarben im Kern und leuchtend gelben Saum, zusätzlich Granat auf.

Granat-Amphibol-Mikroklin-Gneise

Diese für die Silvrettadecke seltenen Gesteine stehen im Val Lavinouz östlich des Piz Linard an. Ein Hornblende-Mikroklin-Gneis wurde von Müller et al. (1995) eingehend geochemisch und radiometrisch untersucht und dabei auch petrographisch beschrieben. Das von Müller beschriebene Gestein setzt sich aus 56 % Mikroklin, 25 % Quarz, 4 % Amphibol, 3 % Titanit, 2 % Epidot, 1 % Magnetit und 2 % weitere Opakminerale zusammen.

Ein sehr ähnliches Gestein (Probe SLav.1a) konnte in unmittelbarer Nähe des von Müller et al. (1995) angegebenen Fundpunktes beprobt werden. Das leukokrate Gestein besitzt eine

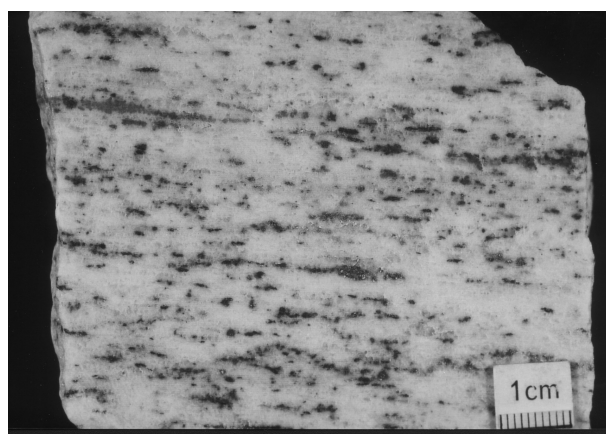


Abbildung 31 Anpoliertes Handstück des Granat-Amphibol-Mikroklin-Gneises SLav.1a aus dem Val Lavinouz östlich Piz Linard. Mafite (Granat, Amphibol, Epidot, Magnetit) sind zeilenartig angeordnet.

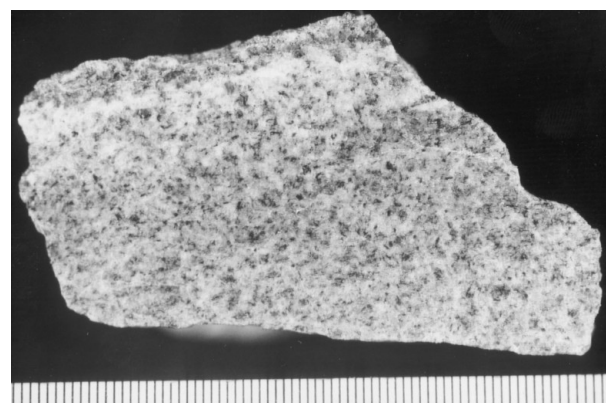
aus dem Gebiet der Silvrettadecke. Die Einordnung als Alkaligranit belegten Müller et al. (1995) durch Untersuchungen zur Zirkontypologie nach Pupin (1980).

gebänderte Textur mit zeilenartig angeordneten Mafiten (Abb. 31). Zusätzlich zu dem kräftig blaugrünen Amphibol und Epidot sowie Magnetit und Titanit ist auch Granat und Stilpnomelan enthalten. Während Granat zeilenartig auftritt, aber auch den Amphibol koronaartig umwächst, ist der Stilpnomelan eine spät gewachsene Mineralphase, die auf Magnetit aufwächst. Granat könnte aus einer hochgradigen metamorphen Überprägung entstammen.

Nach Müller et al. (1995) ergeben RFA-Gesamtgesteinsanalysen extrem hohe HFSE-Gehalte bei moderaten Rb-Gehalten. Sie fallen damit in das Feld der WPG (Within-Plate-Granites) nach Pearce et al. (1984, vgl. Geochemie). Es handelt sich um die einzigen bekannten Alkaligranite

Granat-Klinozoisit-Gneis aus dem Bereich des Eklogites vom Rauhen Kopf

Im nördlichen Metabasitkörper an der Nordflanke des Rauhen Kopfes tritt als dünne leukokrate Zwischenlage innerhalb der überwiegend frischen Eklogite ein Granat-Klinozoisit-Quarzit (ÖRK.26) auf (Abb. 32). Das Gestein zeichnet sich durch seinen Quarzreichtum, sein



reiches Inventar an Symplektitgefügen und das Auftreten des seltenen Minerals Högbomit in den Symplektiten aus (vgl. Phototaf. 3, Bild1/2). Nähere Erläuterungen zur Petrographie, Mineralchemie und metamorphen Entwicklung folgen im Zusammenhang mit der Thermobarometrie der Eklogite.

Abbildung 32 Anpoliertes Handstück des Granat-Klinozoisit-Gneises ÖRK.26 aus einer Zwischenlage in den Eklogiten des Rauhen Kopfes.

3.4 Mischgesteine

Als sogenannte Mischgesteine werden hier zwischen Para- und Orthogneisen stehende Gesteinstypen mit unsicherer Genese bezeichnet. Diese treten in der Silvrettadecke an den Kontakten beider Gesteinstypen auf, erreichen aber kaum größere Mächtigkeiten (Pirkl 1980). Tollmann (1977) und Pirkl (1980) interpretieren diese Gesteine als Migmatite und Metatexite. Die Mischgesteine besitzen eine große Variabilität in ihrem makroskopischen Habitus sowie einen starken Lagenbau (Spaenhauer 1932). Als Prozesse für die Bildung der Mischgesteine wurden von älteren Autoren (Grubenmann 1904, Streckeisen 1928, Bearth 1932b, Spaenhauer 1932, Wenk 1934) Injektion von granitischen Magmen in das Nebengestein, vollständige Aufschmelzung des Paragesteins sowie "pneumatolytische Durchtränkung" angenommen. Ebenso wurde die Blastese der Plagioklas-Knoten in den Plagioklas-Knotengneisen und den Knotenamphiboliten als auch die Blastese von Biotit in den "Biotit-Fleckengneisen" von Streckeisen (1928) auf eine Stoffzufuhr durch die intrudierten Granite zurückgeführt. Streckeisen (1928) und Spaenhauer (1932) interpretierten sogar Kalifeldspat-Augen als injiziert. In eine Neubearbeitung der Paragneise der Silvretta lehnte Bollin (1994) dagegen einen Zusammenhang der Plagioklas-Blastese mit der Intrusion von Graniten ab.

Die resultierenden am stärksten assimilierten sogenannten "glimmerreichen Augengneise" gehen durch Zunahme erhaltener Paraanteile in "Injektions- und Imbibitions-gneise", danach in "Lagen- und Adergneise" über (Spaenhauer 1932). Der lagenweise Wechsel bedingt eine starke Bänderung, wobei diese stets parallel zur Foliation verläuft.

Nicht alle Kontakte von Ortho- und Paragneisen weisen Zonen dieser Mischgesteine auf. Viele Grenzen beider Gesteinstypen verlaufen nahezu übergangsfrei (zentrale Verwallgruppe, Schweinehage 1995). Es muß daher davon ausgegangen werden, daß Deformation und tektonischer Transport eine wesentlich größere Rolle bei der Genese der Mischgesteine gespielt hat. In vielen Arealen (z. B. zentrale Verwallgruppe, Wildebene, Radönt, Scalettapaß) ist zudem eine intensive isoklinale Verfaltung der Gesteinseinheiten zu beobachten (Abb. 33).



Abbildung 33 Isoklinal verfaltete leukokrate Lagen in Knotengneisen des Radönt (Flüelapaß). In Faltscharnieren treten Quarz-Andalusit-Segregationen auf.

Maggetti et al. (1990) und Bollin (1994) interpretierten leukokrate Lagen granitischer Zusammensetzung, ebenso wie reine Quarz-Segregationen in Biotit-Plagioklas-(Knoten-)Gneisen als mögliche prävariszische Mobilisationen, teilweise aber auch aplitische Intrusionen.

Streckeisen (1928) betrachtete sogar Biotit-Hornblende-Gneise als Produkt der Aufschmelzung von Amphiboliten im granitischen Magma. Aus heutiger Sicht lassen sich diese Gesteine, die auf österreichischer Seite z. B. auch auf der Tafamunt Alpe bei Partenen (Proben ÖM.6.4a-c) und westlich von Gaschurn am Gandakopf (Proben ÖM.5.2a-c) nachgewiesen werden konnten, als primär sedimentär oder durch Deformation vermischt entstanden betrachten. Der Solidus eines wassergesättigten Basalts, als Modellsystem für Amphibolite, liegt höher als die zu erwartenden Temperaturen bei der Granitintrusion.

3.5 Die Metasedimente der Silvrettadecke

Metasedimente sind neben den Orthogneisen und den Amphiboliten die dritte wichtige Gruppe von Gesteinen des Silvretta-Kristallins. Sie bauen ca. 30 % der anstehenden Gesteinsmassen auf und dominieren insbesondere im Norden der Silvrettadecke, dem Verwall und Teilen des Montafon. Im schweizer Teil der Silvretta nehmen sie in der Region des Flüelapasses (Radönt, Pischahorn) größere Flächen ein.

Für den österreichischen Teil führten Hammer (1918) und Reithofer (1931, 1935) detaillierte Kartierungen am Nordrand der Silvrettadecke, dem Verwall, durch, und grenzten dabei das eigentliche Silvrettakristallin vom Landecker Quarzphyllit und der sogenannten Phyllitgneiszone ab. Die deskriptive Gesteinsansprache führte zur Einführung zahlreicher heute nicht mehr gebräuchlicher Gesteinsbezeichnungen wie Biotitfleckengneis für einen Biotit-Plagioklas(-Granat)-Gneis mit Biotit-Porphyroblasten, Schiefergneis für einen straff foliierten Biotit-Plagioklas-Gneis oder -Schiefer und Feldspatknottengneis bzw. Perlgneis für einen Biotit-Plagioklas-Gneis mit ausgeprägter Plagioklas-Porphyroblastese.

Die Metasedimente des schweizer Teils der Silvrettadecke wurden eingehend von Streckeisen (1928), Spaenhauer (1932, 1933), Bearth (1932b) und Wenk (1934) untersucht. Diese Autoren definierten Biotitschiefergneise, Biotitfleckengneise, Feldspatknottengneise, Staurolithschiefergneise bzw. -glimmerschiefer, Granatgneise und -glimmerschiefer. Letztere vier Gruppen wurden von Wenk (1934) zu tonerdesilikatreichen Gneisen zusammengefaßt. Quarzitgneise wurden von Wenk (1934) als hornfelsartige Paragneise bezeichnet.

Neuere Arbeiten zur Petrographie führten Hoernes (1971), Bertle (1973), Fuchs et al. (1984) und Amann (1985) für den österreichischen Teil und von der Crone (1989) und Bollin (1994) für den schweizer Teil durch.

Detaillierte Angaben zur Mineralogie, Mineralvergesellschaftung, Modalzusammensetzung und Korngrößen der Metasedimentgesteine machten Streckeisen (1928) und Bollin (1994) für den schweizer Teil sowie Hoernes (1971) und Schweinehage (1995) für das Verwall. Amann (1985) grenzte folgende sieben Gruppen von Metasedimenten ab:

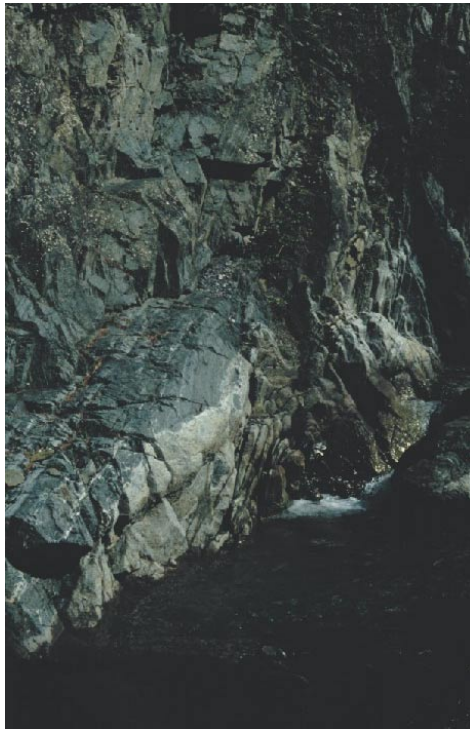
1. Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise,
2. Biotit-Plagioklas-Gneise,
3. Biotit-Schiefer,
4. aluminiumreiche Gneise,
5. mineralreiche Glimmerschiefer,
6. Granat-Glimmerschiefer,
7. Quarzite.

Die erste Gruppe umfaßt die Hauptmasse der Gesteine, die zweite Gruppe geht aus ersterer durch Zurücktreten des Hellglimmers hervor. Biotitfleckengneise (Hammer 1918, Streckeisen 1928) können Vertreter beider Gruppen sein, während die Feldspatknottengneise oder Perlgneise zumeist Vertreter der ersten Gruppe sind. Die Mineralvergesellschaftung für die erste Gruppe lautet:

Plagioklas + Quarz + Biotit + Hellglimmer ± Granat + Apatit + Zirkon + Erz (Ilmenit)
± Rutil ± Staurolith ± Chlorit ± Turmalin ± Graphit.

Die Gesteine enthalten zumeist als Nebengemengteil Granat, der insbesondere in den Biotitfleckengneisen eine charakteristische retrograde Umwandlung in ein dekussates Hell- und Dunkelglimmer-Gemenge aufweist (vgl. Phototafel 5, Bild 2). Staurolith ist selten. Insbesondere Zirkon, aber auch Apatit sind gerundet. Biotit ist häufig chloritisiert, ebenso wie Granat. Turmalin tritt oft sehr feinkörnig, z. T. aber auch in größeren Kristallen (< 1 mm) auf.

Graphit ist ebenfalls häufiger Nebengemengteil, tritt aber stark angereichert in verschiedenen Graphit-Glimmerschiefern, -Gneisen und -Quarziten auf, die in der zentralen Verwallgruppe steilstehende Scherzonen markieren (Schweinehage 1995). Als Probe für die petrologische Bearbeitung wurde ein repräsentativer "Biotitfleckengneis" aus dem Montafon bei St. Gallenkirch (ÖM.4.3a) ausgewählt. Ein vergleichbares Gestein aus dem schweizer Teil der Silvretta ist der Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis SCal.3a aus dem God Carolina, einem Seitäl der Innental zwischen Zernez und Brail, der direkt im Kontakt zu amphibolitisiertem Eklogit aufgeschlossen ist (Abb. 34).



A **B**
Abbildung 34 A+B Kontakt eines metasedimentären Granat-Biotit-Plagioklas-Gneises (SCal.3a) mit amphibolitisiertem Eklogit im God Carolina nahe des Innental zwischen Zernez und Brail. Der Kontakt schneidet die eklogitfaziellen Strukturelemente (Foliation, Segregation).

Die dritte Gruppe der quarzreichen, feinkörnigen Biotit-Schiefer tritt vor allem im südlichen Verwall (Amann 1985), aber auch im Bereich des Rauhen Kopfes südlich Ischgl auf. In allen drei Gruppen kann Biotit bis zu 1 cm große (Amann 1985) Porphyroblasten ("Flecken") bilden (vgl. Phototafel 5, Bild 1).

Die aluminiumreichen Gneise können zusätzlich zur Mineralvergesellschaftung der Gruppe 1



A **B**

Abbildung 35 Anpolierte Handstücke der Granat-Staurolith(-Disthen)-Glimmerschiefer aus dem Gebiet der Gargellner Köpfe (A, ÖM.3.1b) sowie aus der Umgebung von Valzur (B, ÖV.Vz 2). Der größte Granatblast aus ÖM.3.1b erreicht 1.5 cm, Staurolith erreicht nur 1-3 mm. In Probe ÖV.Vz 2 werden die Kerne der ca. 1 cm großen Granate durch ein Gemenge aus Plg, Chl, Qz, Erz sowie Hgl und Bt verdrängt.

Sillimanit und Disthen in ihrer Mineralvergesellschaftung aufweisen. Sie sind eher selten und vermitteln zur Gruppe der mineralreichen Glimmerschiefer, in denen Plagioklas modal deutlich zurücktritt. Charakteristisch für diese Gesteine sind die bis 10 cm langen Starolithe und 2-3 cm großen Granate. Amann (1985) gibt als Vorkommensgebiete die nördliche Samnaungruppe, den Raum Galtür und das Garneratal an. Eigene Proben dieser Gesteinsgruppe stammen aus dem Gebiet der Gargellner Köpfe westlich Gargellen im Montafon (ÖM.3.1a/b/c), dem Jamtal (ÖS.Jam 6b) sowie der Umgebung von Valzur (Paznauntal, ÖV.Vz 2). Die Proben von den Gargellner Köpfen besitzen zudem bis zu zentimetergroße Turmaline. Die großen Granate dieser Proben weisen verbreitet synkinematische Einschlußmuster (vorwiegend Quarz) auf. Staurolith erreicht zumeist geringere Korngrößen von 1-3 mm (vgl. Abb. 35A). Vereinzelt tritt Disthen als gekinkter Porphyroblast auf (vgl. Phototafel 4 Bild 1). Die Probe ÖV.Vz 2 fällt durch die Verdrängung der Granatkerne durch ein granoblastisches Gemenge von Plagioklas, Quarz, Ilmenit, Chlorit sowie Hell- und Dunkelglimmern auf (Abb. 35B). Zudem wird der reichlich vorhandene Disthen randlich von Margarit verdrängt (vgl. Phototafel 5, Bild3).

Der Granat-Staurolith-Sillimanit-Glimmerschiefer bis -Gneis ÖS.Jam 6b aus dem hinteren Jamtal, der dort mit Granat-Amphiboliten wechsellagert, zeichnet sich durch die Blastese fibrolithischen Sillimanits aus, der Biotit verdrängt, Hellglimmer fehlt weitgehend (vgl. Phototafel 4, Bild3/4). Ähnliche Gesteine stehen auch im hinteren Fimbatal an. Durch die Nähe zur Hauptdeckenbahn ist eine Durchäderung mit Pseudotachyliten festzustellen.

Ein weiterer Grt-Stau-Glimmerschiefer (ÖV.VI.3) stammt aus der zentralen Verwallgruppe. In ihm kann eine Generation älterer Groß-Granate mit synkinematischen Qz-Einschlüssen von einschlußfreien Granaten und Atollgranaten unterschieden werden (vgl. Phototafel 4 Bild5).

In nahezu allen Grt-Stau(-Ky-Tur)-Glimmerschiefern tritt Rutil als Einschlußphase in Granat und Staurolith auf. In der Matrix tritt dagegen fast ausschließlich Ilmenit auf. Granat ist zumindest teilweise älter als Staurolith und wird von diesem als resorbiertes Relikt auch eingeschlossen (vgl. Phototafel 4 Bild 3).

Ein texturell andersartiger Granat-Staurolith-Disthen-Glimmerschiefer (ÖV.Ma 3) stammt vom Nordende des Malfontales aus der Grenzregion Silvrettadecke s. str. zur Phyllitgneiszone. Das Hellglimmer-dominierte Gestein weist relativ feinkörnigen Granat (< 0.5 mm) in textuellem Gleichgewicht mit Disthen und Staurolith auf. Der Hellglimmer erscheint postkinematisch rekristallisiert zu sein (vgl. Phototaf. 4 Bild 2). ÖV.Ma 2 ist dagegen ein Granat-Muskovit-Chlorit-Schiefer mit beginnender Chloritisierung der Granate. Eine engbegrenzte, vorwiegend aus dynamisch rekristallisiertem Albit aufgebaute duktile Scherzone durchzieht die Probe. Die durch Chlorit und Hellglimmer nachgezeichnete Foliation rotiert in die Scherzone ein. In einem Granat treten im Kern zwei blaßblaue Chloritoid-Einschlüsse auf (vgl. Phototaf. 5 Bild 4). Präalpidischer Chloritoid wurde bereits von Rockenschaub et al. (1983) bei Fließ nachgewiesen.

Die Gruppe der Granat-Glimmerschiefer weisen keine Alumosilikat-Mineralen auf. Hellglimmer ist das dominierende Schichtsilikat. Er baut einen mächtigen Gesteinszug vom Kaltenberg (Verwallgruppe) nach Osten auf und ist in der Samnaungruppe auch bis in den Landecker Quarzphyllit zu verfolgen (Amann 1985). Proben aus dieser Einheit wurden nicht bearbeitet. Ähnliche Gesteine repräsentieren der Glimmerschiefer ÖM.5.1g aus dem Montafon bei Gaschurn (Lokalität Burg/Madrisella) sowie die Probe ÖV.XVI.2 aus der zentralen Verwallgruppe (Ostflanke Seeköpfe).

Die quarzitischen Gesteine bestehen zumeist aus nur wenige Meter mächtigen, unreinen Quarziten oder quarzitischen Schiefen, vereinzelt auch Graphit-Quarziten (Schweinehage 1995). Oft sind sie den Biotit-Plagioklas-Gneisen zwischengeschaltet oder wechsellagern mit ihnen. Zumeist besitzen sie deutlich Plagioklas-, Chlorit-, Hell- oder Dunkelglimmer-Gehalte. Im schweizer Teil der Silvretta untersuchte Bollin (1994) detailliert die Biotit-Plagioklas-Gneise, Mikroplagioklas-Knotengneise und Plagioklas-Knotengneise auf Modalzusammen-

setzung und Einschlußverhältnisse. An den mineralreichen Glimmerschiefern und Knotengneisen aus dem Gebiet des Pischahorns führten Prospert & Biino (1996) Untersuchungen durch. Diese Arbeit enthält genaue Beschreibungen der Kristallisationsabfolge der Alumosilikatminerale, sowie von Staurolith und Granat. Im Gegensatz zu den Metapeliten aus dem österreichischen Teil der Silvrettadecke, tritt in den Plagioklas-Knotengneisen und den mineralreichen Glimmerschiefern auch Andalusit als spät gewachsener Porphyroblast auf. Zum Vergleich mit den Ergebnissen von Prospert & Biino (1996), wurde die Probe SPi.1a aus dem Bereich des Pischahorn-Gipfels petrologisch untersucht, da in dieser Probe, neben Granat und Staurolith, auch Andalusit auftritt. Disthen und Sillimanit konnten allerdings nicht beobachtet werden. In den Staurolithen ist Rutil eingeschlossen, Ti-Phase der Matrix ist Ilmenit. Die Gesteine ähneln den Granat-Staurolith(-Disthen-Turmalin)-Glimmerschiefern aus dem Bereich von Gargellen / Montafon, die allerdings keinen Andalusit aufweisen. Die Metasedimente zeichnen sich im Gelände durch eine intensive Wechsellagerung scharf abgegrenzter, oft nur wenige Zentimeter breiter Bänder aus (Abb. 36). Diese Bänderung geht ursächlich auf den primär-sedimentären Lagenbau zurück.

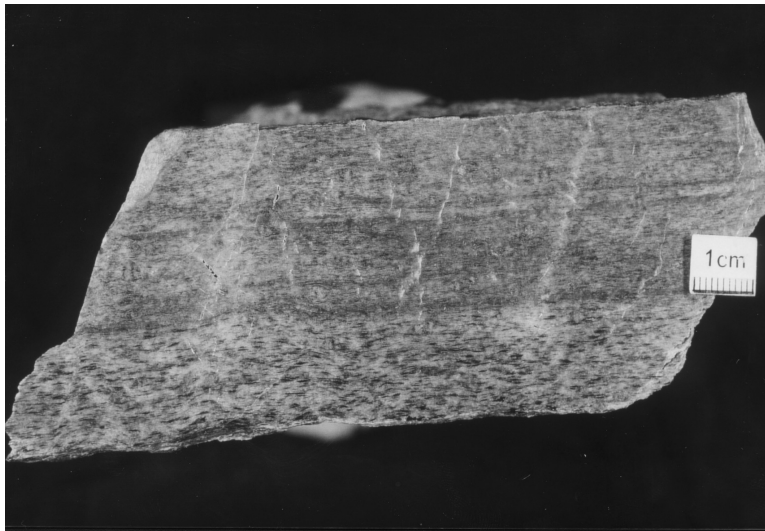


Abbildung 36 Anpoliertes Handstück (ÖV.IX.1) der Biotit-Plagioklas-Gneise ("Biotitfleckengneise") aus dem Bereich der zentralen Verwallgruppe. Die metamorphe Bänderung ist durch Variation des Gehalts an Schichtsilikaten sowie der Korngröße bedingt. Diese geht auf primäre Unterschiede in der Gesamtgesteinschemie und damit auf das sedimentäre Ablagerungsgeschehen zurück. Helle, Quarz- und Plagioklas-reiche Lagen entsprechen ehemaligen Grauwacken (lithische Wacken), Glimmer-reiche Lagen ehemaligen Peliten.

Quarzsegregationen

In den Metasedimenten treten zahllose konkordante (foliationsparallele) Quarzsegregationen auf. In einer Spätphase der Deformations-Entwicklung bildeten sich auch diskordante, die Foliation durchsetzende, Quarzsegregationen, die zudem Andalusit und/oder Disthen führen können (Schweinehage 1995). Prospert & Biino (1996) definierten an den Segregationen des Pischagebietes in Relation zur Deformation drei verschiedene Generationen. In einer Segregation können alle drei Alumosilikate gemeinsam auftreten.

Karbonatische Metasedimente

Vereinzelt treten in den Biotit-Plagioklas-Gneisen auch größere, zusammenhängende Marmor-Körper auf (Schweinehage 1995). Amann (1985) beschrieb ein konkordantes, 2 m mächtiges, Diopsid-, Tremolit- und Zoisit-führendes Marmorband aus der nördlichen Samnaungruppe, das randlich von kalksilikatischen Reaktionszone begleitet wird.

Innerhalb der Biotit-Plagioklas-Gneise der zentralen Verwallgruppe wurden mehrere dünne (< 3 cm) Kalksilikatgesteinslagen (ÖV.III.4b) entdeckt, die aus Kalzit, Hornblende, Granat und Quarz aufgebaut werden. Randlich treten oft Granat-Hornblende-Biotit-Chlorit-Gneise auf (z. B. ÖV.0.1a). Ein weiteres Kalksilikatgestein stammt aus dem Gebiet Burg/Madrisella im Montafon (ÖM.5.1g). In scharfer Wechsellagerung mit einem Granat-Glimmerschiefer tritt dort ein Granat-Epidot-Amphibol-Marmor auf.

3.6 Pseudotachylite

Einer der bemerkenswertesten Gesteinstypen der Silvrettadecke sind die an der Deckenbasis, insbesondere im Bereich der Fenster, weit verbreiteten Pseudotachylite. Sie wurden bereits frühzeitig von Hammer (1914, 1930) und Bearth (1933) als sogenannte Gangmylonite untersucht. Neuere Bearbeitungen gehen auf Masch (1970, 1973), Laubscher (1983), Thöni (1988), Koch (1990) und Koch & Masch (1992) zurück. Diese Autoren interpretierten die gangförmigen, submikroskopisch-dichten Pseudotachylite als schnell abgekühlte Reibungsschmelzen, die durch rupturrellen Versatz entlang von Störungszonen im Übergangsbereich der bruchhaften zur duktilen Deformation entstanden. Laubscher (1983) und Maggetti et al. (1990) betrachteten die Pseudotachylite als Dokumente fossiler Erdbebenhypozentren, die im Zusammenhang mit der Abscherung der Silvrettadecke standen. Im Gegensatz dazu postulierte Tollmann (1977) die Entstehung durch einen Einschlag eines extraterrestrischen Körpers. Masch (1970) betonte dagegen die Bindung an tektonische Trennflächen.

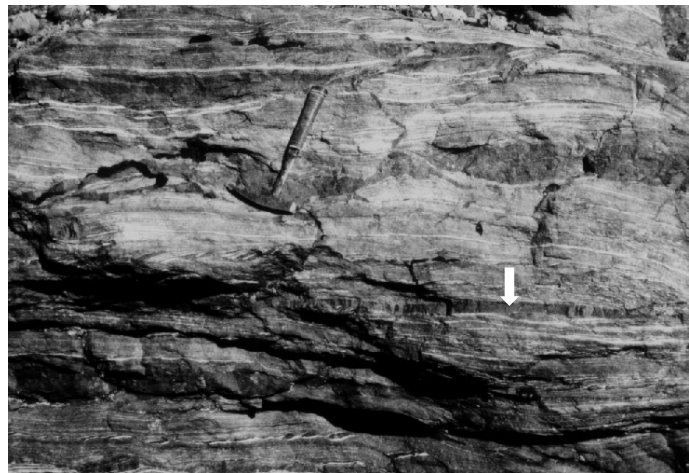
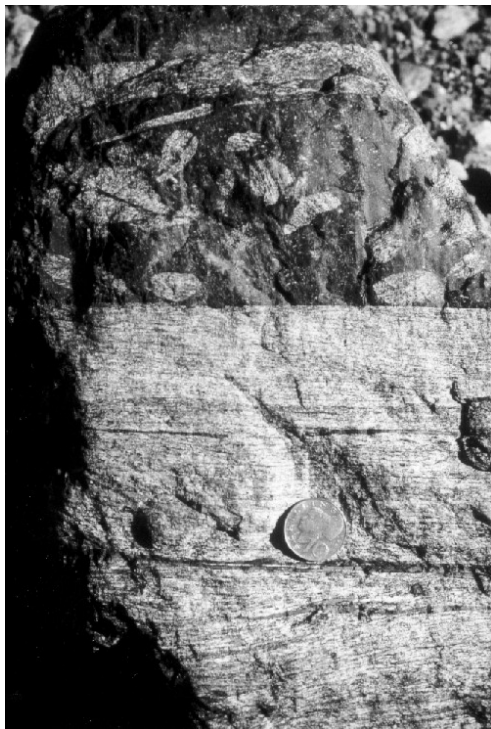


Abbildung 37 Aufschluß in einer Amphibolit-Paragneis-Wechselfolge mit eingelagerten Pseudotachyliten (Pfeil). Die kompetenteren Amphibolit-Lagen sind boudiniert und in antithetische Staffelbrüche zerlegt.

Abbildung 38 Pseudotachylit in Orthogneis. Bruchstücke des Nebengesteins schwimmen in dichten Matrix.

Nach Masch (1970) sind die Pseudotachylite nur im Kristallin der Silvrettadecke und nur 200-300 m oberhalb der Basisüberschiebung in der Umrahmung der penninischen Fenster zu beobachten. Vereinzelt können sie aber auch innerhalb der Silvrettadecke auftreten, z.B. in der zentralen Verwallgruppe (Schweinehage 1995). Eine Beschreibung von Aufschlüssen entlang der Westgrenze des Unterengadiner Fensters kann Maggetti et al. (1990) entnommen werden. Die größte Konzentration der Pseudotachylite tritt im oberen Val Urschai sowie in den Fensterausbuchtungen und Nebenfensern des oberen Jämtales auf. Sie lassen sich aber den ganzen Nordrand des Unterengadiner Fensters bis zum Tiefensee verfolgen (Koch 1990), wobei bereichsweise eine starke posttektonische Karbonatisierung (vgl. auch Schweinehage 1995) und Pyritisierung zu beobachten ist. Im Bereich des Gargellener Fensters beschreibt Bertle (1973) ebenfalls Pseudotachylite von mehreren Lokalitäten. Basisnah treten Pseudotachylite („Ultramytonite“ nach Bertle (1973)) in Verbindung mit Myloniten eines Biotit-Chlorit-Plagioklas-Gneises im Röbitobel NNW von Gargellen auf. Darüber hinaus beschreibt Bertle (1973) ihr Vorkommen in einem Hornblendegneis am St. Antönierjoch und in Ortho- und Biotitgneisen der Madrisa, in letzterem Fall bis zu 500 m über der Basalüberschiebung.

Die zeitliche Einstufung kann relativ zu den Myloniten der Basisüberschiebung und durch radiometrische Datierungen erfolgen. Da die Pseudotachylite die Mylonite schneiden (Masch 1970), wurde davon ausgegangen, daß sie jünger sein müssen als der eoalpine Deckenschub, durch den die Silvrettadecke über die Tasnadecke und die Arosa-Zone gegliedert ist. Thöni (1988) datierte dagegen mit Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen Pseudotachylite aus den Biotit-Plagioklas-Gneisen der Idalpe im Fimbartal südlich von Ischgl auf 73 ± 3.2 bzw. 78.5 ± 4.6 Ma und stellt sie im Zusammenhang mit der Abscherung der Silvrettadecke von ihrem Untergrund und der oberkretazischen Deckenstapelung. Die endgültige Überschiebung der penninischen Einheiten des Unterengadiner Fensters durch die Silvrettadecke erfolgte erst im Untereozän (Rudolph 1982, Oberhauser 1983). Müller et al. (1997, mündl. Mitt.) ermittelten mit Rb/Sr nach Mikrobeprobung synkinematischer Hellglimmer an Myloniten und Ar/Ar-Geochronologie an Pseudotachyliten Alter von ca. 60 Ma und sahen es in Zusammenhang mit einer Seitenverschiebungstektonik entlang des Periadriatischen Lineaments.

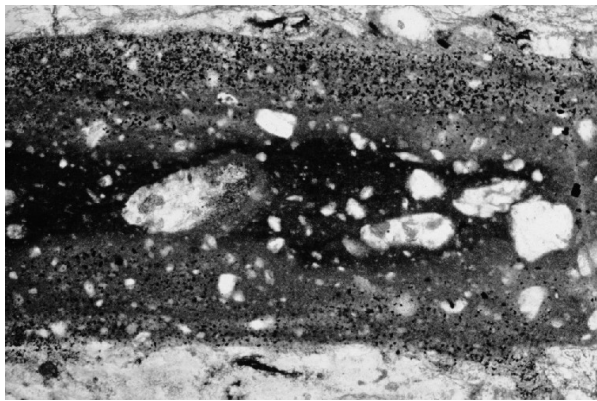


Abbildung 39 Lagig differenzierter Pseudotachylitgang in einem Amphibolit des oberen Jamtal es (ÖS.Jam 2). In der glasigen Matrix schwimmen Plagioklas-Porphyroklasten. Insbesondere am Rand sind feinkörnige Erzausscheidungen zu erkennen. Vergrößerung 25x, 5.3 mm Bildbreite, xNicols.

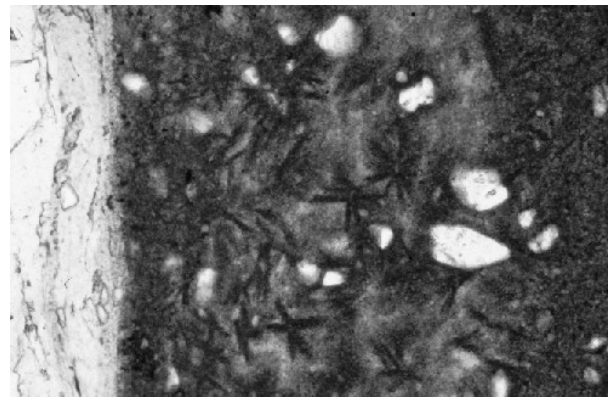


Abbildung 40 Kontakt eines querschlägigen Pseudotachylits zu seinem Nebengestein (grobkörniger Amphibolit). Im Pseudotachylit treten Plagioklas-Porphyroklasten und rosettenförmige Entglasungstexturen auf. Vergrößerung 100x, 1.3 mm Bildbreite, xNicols.

Nach Masch (1970) ist der überwiegende Teil der Silvretta-Pseudotachylite kristallisiert, wobei Plagioklas, Amphibol, Biotit, Hellglimmer, Magnetit und Ilmenit als Kristallisationsprodukte nachgewiesen werden konnten. In der Probe ÖS.Jam 2, einem Pseudotachylit in einem grobkörnigen Amphibolit aus dem oberen Jamtal, konnte mit REM-EDX Amphibol, Plagioklas (ca. An₄₀), Epidot und Fe-Oxid festgestellt werden. Es liegen typische Abschreckungsgefüge, wie dentritische und skeletäre Wachstumsformen und Sphärolithe vor (Quenchphasengesellschaft, Koch 1990). Glas konnte Masch (1970) nur an einer Probe nachweisen, die überwiegende Mehrzahl der Pseudotachylit-Grundmassen weisen Krypto- bis Feinkristallisate auf. Weitere Pseudotachylite konnten in den granitischen Orthogneisen und in Granat-Staurolith-Gneisen und -Glimmerschiefern entdeckt werden. In letzteren entwickeln sich eher diffus verteilte und oft an Staffelbrüchen versetzte dünne Pseudotachylite, während sie in den Amphiboliten oft mehrere Zentimeter Mächtigkeit erreichen.

Typische Deformationsmerkmale sind die Entwicklung von Spaltbarkeiten in Quarz und Apatit, Deformationslamellen in Plagioklas und Titanit und Knickbänder in Hell- und Dunkelglimmern (Masch 1970). Teilweise wird die Quenchphasengesellschaft alpidisch metamorph überprägt. Nach Koch (1990) treten Zoisit und Stilpnomelan in der Grundmasse und in Nebengesteinseinschlüssen auf.

Der Chemismus der Pseudotachylite liefert eindeutige Belege für eine lokale Aufschmelzung. An der Amphibolit-Probe ÖS.Jam 2 wurde mit REM-EDX Nebengestein und Pseudotachylit

vergleichend analysiert. Die Chemismen stimmen weitgehend überein, MgO und Na₂O werden aber gegenüber dem Nebengestein deutlich angereichert. Eine MgO-Anreicherung läßt sich nach Masch (1970) durch selektive Resorption von Hornblende während dem Aufschmelzen erklären, es erfolgt demnach keine Totalaufschmelzung, sondern ein partielles Schmelzen. Der selbe Prozeß könnte auch für die Na₂O-Anstieg verantwortlich sein. Masch (1970) beschrieb teilaufgeschmolzene Plagioklase mit randlicher CaO-Anreicherung, Na₂O geht demnach bevorzugt in die Schmelze.

Tabelle 4 Vergleich der Geochemie eines Pseudotachylitganges mit seinem Nebengestein (Amphibolit) und Mineralchemie neugebildeter Mineralphasen. Die Messung erfolgte mit REM-EDX, Gesamtsummen = 100 Gew.%.

| Elementoxid | Pseudotachylit | | | Amphibolit | Neubildungen | |
|--------------------------------|----------------|--------|----------------------|------------|--------------|------------|
| | Rand | Matrix | Matr. + Porphyro. | | Amphibol | Plagioklas |
| SiO ₂ | 51,96 | 52,10 | 55,04 | 53,95 | 49,17 | 55,55 |
| TiO ₂ | 0,84 | 0,38 | 0,50 | 0,37 | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 18,52 | 18,08 | 18,13 | 19,34 | 10,75 | 27,36 |
| FeO | 7,13 | 7,92 | 6,94 | 7,79 | 13,87 | 1,32 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,24 | 0,16 | - | - |
| MgO | 5,98 | 8,56 | 7,32 | 5,93 | 14,05 | 0,60 |
| CaO | 4,19 | 8,36 | 7,42 | 8,59 | 9,24 | 8,12 |
| Na ₂ O | 7,42 | 3,89 | 4,10 | 2,83 | 1,72 | 6,48 |
| K ₂ O | 0,29 | 0,49 | 0,46 | 1,05 | 0,46 | - |

Ursächlich für die Pseudotachylitentstehung werden drei Modelle diskutiert: Die Abscherung der Silvrettadecke von ihrem Untergrund, die Überschiebung über das Penninikum und die Aufwölbung des Unterengadiner Fensters. Da sie räumlich nicht nur auf dieses Fenstergebiet beschränkt sind (Bertle 1973), erscheint ein Zusammenhang mit der Deckenüberschiebung wahrscheinlicher. Die Altersrelationen (s. o.) deuten auf eine Anlage nach der Abscherung von der kontinentalen Unterlage der adriatischen Mikroplatte. Dieses Ereignis wird durch die Mylonite an der Basis der Silvrettadecke dokumentiert. Da sie radiometrisch vor der endgültigen Überschiebung der Flyschserien eingeordnet werden, könnte die Entstehung der Pseudotachylite während des Deckenschubes möglich sein.

3.7 Diabasgänge

Im gesamten Silvrettakristallin treten als Diabase bezeichnete Ganggesteine basaltischer bis andesitischer Zusammensetzung auf. Sie konzentrieren sich besonders im südlichen Silvrettakristallin (Bearth 1932a), sind aber auch in der zentralen Verwallgruppe nicht selten (Schweinehage 1995). Die wenige Zentimeter bis 50 m, meist aber nur wenige Meter mächtigen Gänge durchschlagen das metamorphe Kristallin diskordant und besitzen keine Vorzugsorientierung (Bearth 1932a). Da sie in keinem Fall in die sedimentäre Auflage intrudieren, werden sie als postvariszisch, aber präalpidisch angesehen. Sie sind wahrscheinlich syngenetisch mit den an Abschiebungen gebundenen permischen Grobklastika entstanden.

In der zentralen Verwallgruppe sind die Diabase zumeist stark alteriert (Schweinehage 1995). Detaillierte Beschreibungen zur Mineralogie der Diabase geben Bearth (1932a), Hellermann-Furrer (1990), Hellermann (1992) und Schweinehage (1995). Die magmatische Primärparagenese lautet Plagioklas + Klinopyroxen (oder Orthopyroxen) + Ilmenit \pm Quarz \pm Hornblende (braun) \pm Biotit \pm Talk (nach Olivin) \pm Apatit. Die Plagioklas-Leisten bilden eine typische ophitische Struktur. Als Alterationsprodukte treten Epidot/Klinozoisit, Quarz, Albit und Kalzit nach Plagioklas sowie Aktinolith/Chlorit nach Klinopyroxen auf, die von Hellermann-Furrer (1990) als alpidisch metamorph gedeutet werden, von Bearth (1932a) und Tollmann (1977) einer pneumatolytisch-hydrothermalen magmatischen Phase zugeordnet werden. Rammlmair (1980) beschreibt Stilpnomelan aus einem Diabas bei Landeck, Amann (1985) wies zusätzlich Stilpnomelan in einem Diabas nördlich von Kappl nach.

Bearth (1932a) unterteilte die gewöhnlichen Diabasen aufgrund ihrer Phänokristallführung in Diabasporphyrite und je nach Mineralgehalt Hornblendediabase und Hornblendebiotitdiabase. In der Nähe der alpidischen Deckenbahnen ist eine Deformation der Diabase festzustellen. Aufgrund der Paralleltexur bezeichnete sie Bearth (1932a) als geschieferte Diabase.

Hellermann-Furrer (1990) unterschied fünf petrographische Gruppen, die den ansteigenden Einfluß der alpidischen Metamorphose repräsentieren. Eine Kartierung der Metamorphosezonierung ist damit allerdings nicht möglich.

Geochemisch handelt es sich passend zu extensionalen Horst-und-Graben-Tektonik der permotriassischen Sedimente um kontinentale, stark differenzierte Tholeiite (Hellermann-Furrer 1990, Hellermann 1992). Die Klassifizierung beruht dabei auf dem Dreiecksdiagramm nach Jensen (1976).

Die Diabase können aufgrund ihrer zeitlichen Einstufung keinen Beitrag zur Aufklärung der prävariszischen und variszischen Metamorphosegeschichte erbringen und werden daher nicht näher betrachtet.

Nächste Seiten:

3.8 Dünnschliff-Phototafeln zur Petrographie

| | | |
|-----------|--------------|-------------------------------|
| Seite 65: | Phototafel 1 | Eklogite. |
| Seite 66: | Phototafel 2 | Eklogite. |
| Seite 67: | Phototafel 3 | Grt-Zoi-Quarzit, Amphibolite. |
| Seite 68: | Phototafel 4 | Metasedimente. |
| Seite 69: | Phototafel 5 | Metasedimente, Orthogneise. |

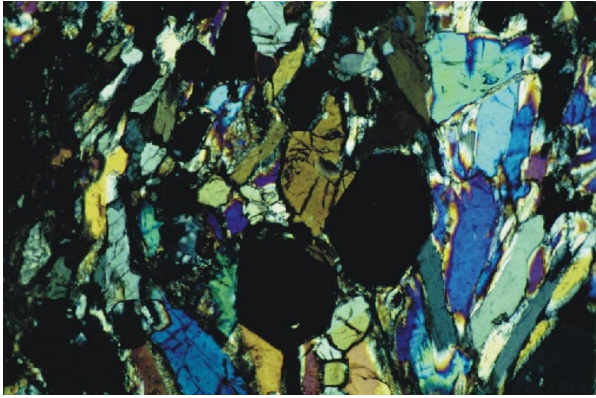


Bild 1 Dünnschliff-Photographie aus Probe ÖRK.8; primärer "trockener" Eklogit-Bereich mit idiomorphem Granat und eingeregelter Omphazit; vereinzelt treten Amphibole in textuellem Gleichgewicht mit Omphazit auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

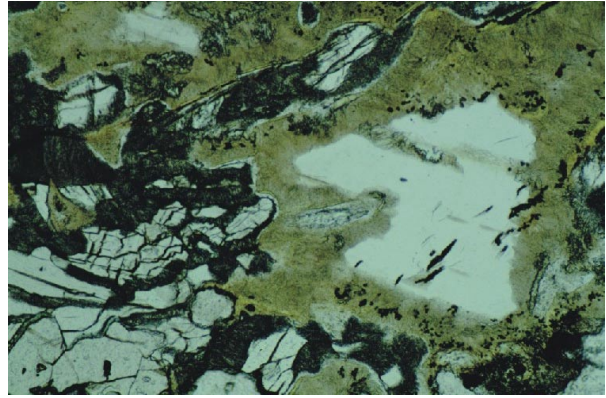


Bild 2 Polarisationsoptische Aufnahme aus dem Eklogit ÖRK.8 (Rauher Kopf). Phengitblasten sind von einem breiten Symplektitsaum aus Biotit+ Plagioklas umgeben. Omphazit weist ebenfalls eine deutliche randliche Symplektitisierung auf. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

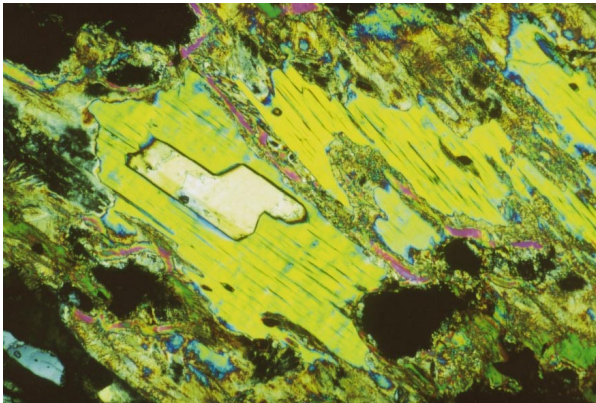


Bild 3 Disthen-Einschluß in Phengit aus Eklogit ÖRK.4c (Rauher Kopf). Granat ist deutlich resorbiert, Phengit weist abermals Symplektitsäume auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

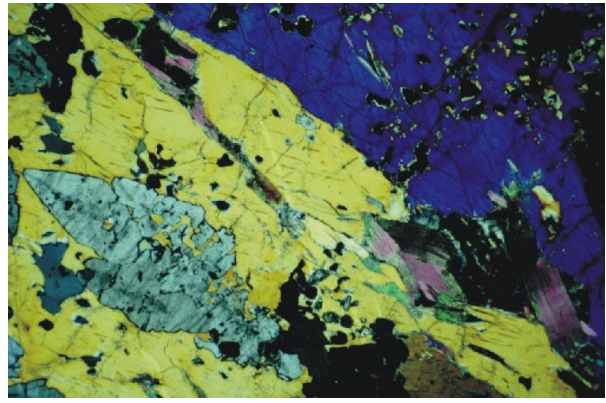


Bild 4 Amphibol- und Zoisitporphyroblasten überwachsen die primäre Eklogit-Mineralvergesellschaftung in ÖRK.1 (Rauher Kopf); Amphibol schließt reliktsichen Granat ein; Talk tritt in Verwachsung mit Amphibol auf. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

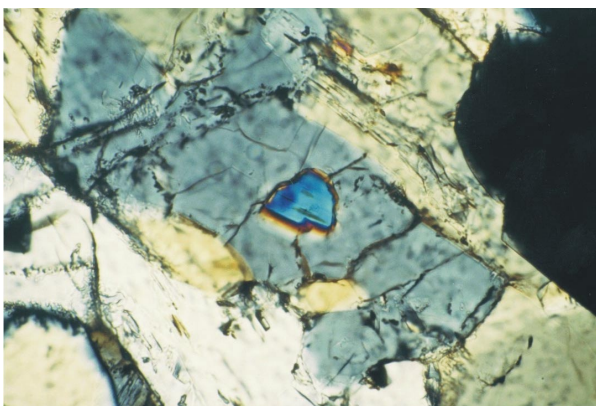


Bild 5 Paragonit-Einschluß in Omphazit des Eklogits ÖRK.8. Neben Paragonit treten in dieser Probe auch Phengit-Einschlüsse in Granat und Omphazit auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

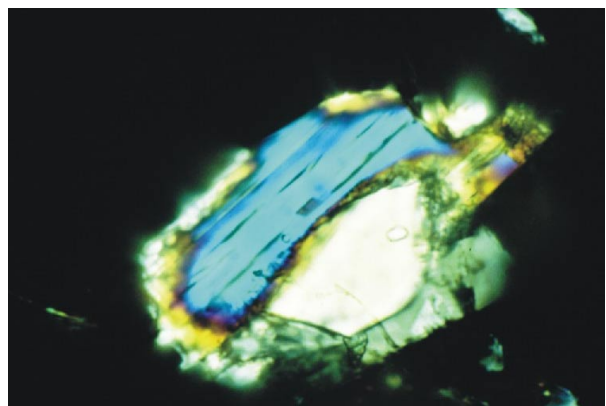


Bild 6 Direkt im Kontakt liegende Phengit- und Omphazit-Einschlüsse in Granat des Eklogits ÖRK.9 (Rauher Kopf). 250fach, Bildbreite 0.53 mm, XPL.

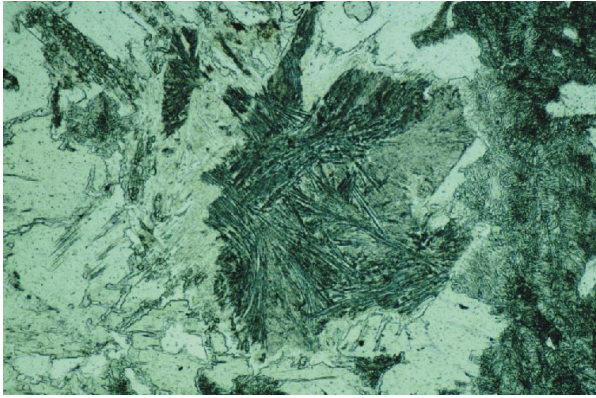


Bild 1 Korund-Plagioklas-Symplektit im Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4c. Das feinkörnige Aggregat wird durch einen Plagioklas-Saum gegen die umgebenden Minerale abgeschottet. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

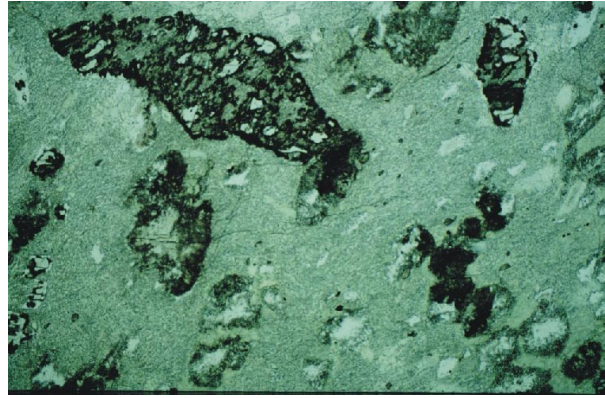


Bild 2 Polarisationsmikroskopische Aufnahme eines symplektitisierten Eklogits (ÖRK.2, Rauher Kopf). Granat ist durch Plagioklas pseudomorph ersetzt, rautenförmige Zoisite sind an ihrer Kristallform erkennbar. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

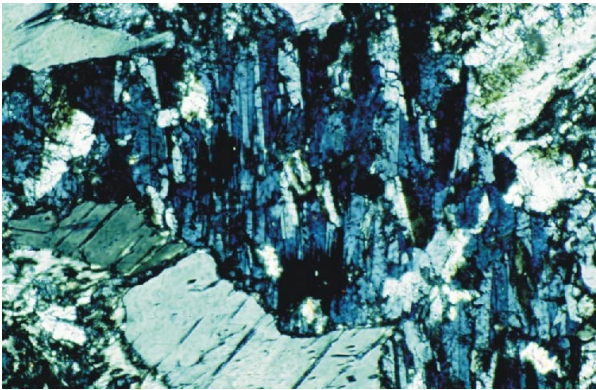


Bild 3 Retrograd in eine lamellenförmige Verwachsung von umgewandelter Zoisit-Porphyrblast aus ÖRK.2. In der Umgebung Amphibolblasten mit grauen Interferenzfarben. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

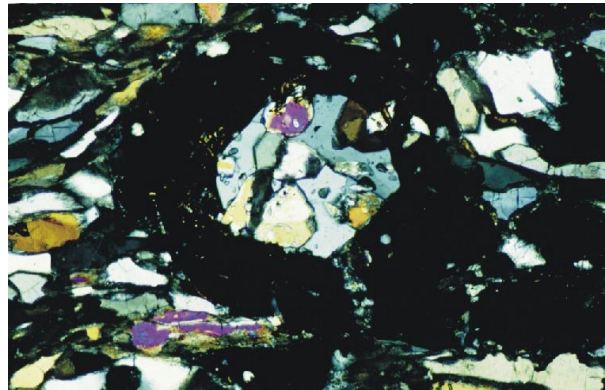


Bild 4 Atollgranat aus Eklogit SP.5 (Val Puntota). Die Lagune des Atolls nehmen Omphazit und Quarz ein, auch Rutil und Phengit können enthalten sein. In der Matrix Omphazit mit Symplektitssäumen. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

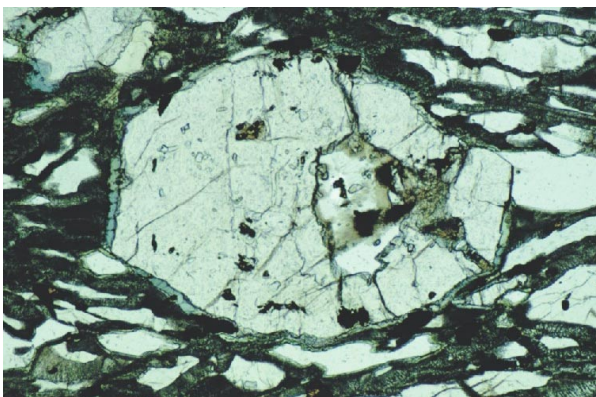


Bild 5 Granat aus Eklogit SP.5 mit teilweiser Atollbildung und großem Phengit-Einschluß. Der Saum des Granats zeigt eine beginnende Kelyphitbildung (Al-reiche Amphibole), Omphazit der Matrix ist deutlich symplektitisiert. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

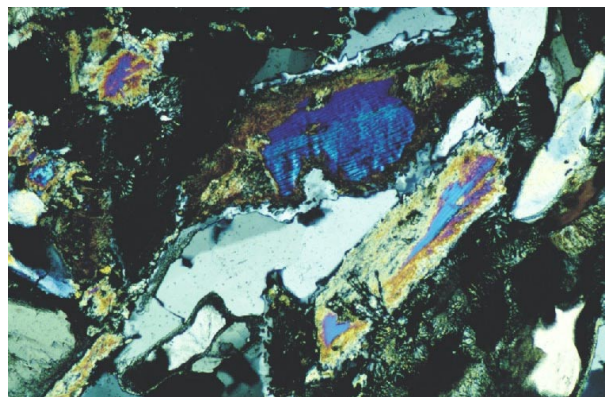


Bild 6 Späte Phengit-Generation in Quarz aus Eklogit SP.5 mit deutlicher randlicher Symplektitisierung. Der helle, äußere Saum zwischen Symplektit und Quarz wird aus Plagioklas aufgebaut. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

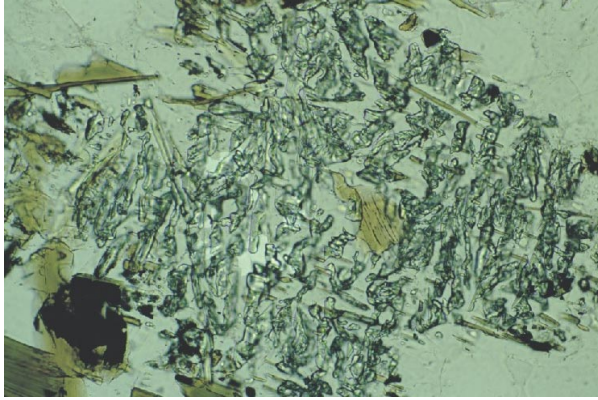


Bild 1 Korund-Plagioklas-Symplektit aus dem Grt-Zoi-Gneis ÖRK.26. Die Korund-führenden Aggregate werden von einem Plagioklas-Saum gegen den Quarz der Matrix abgeschirmt. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

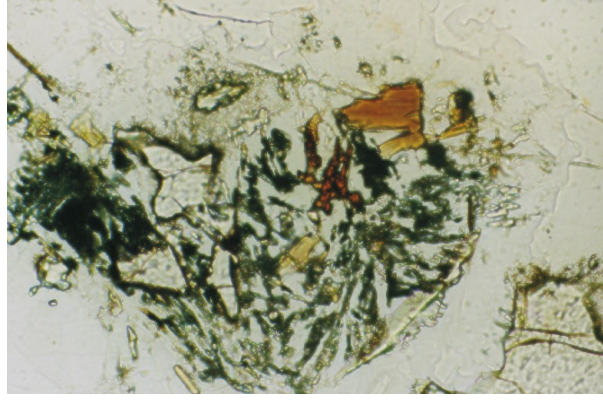


Bild 2 Korund-Plagioklas-Symplektit aus ÖRK.26 mit Högbomit (dunkelbraun, hohes Relief) und Biotit. Der dunkle, extrem feinkörnige Symplektit am linken Bildrand enthält Spinell. Größere farblose Kristalle sind Klinzoisit. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

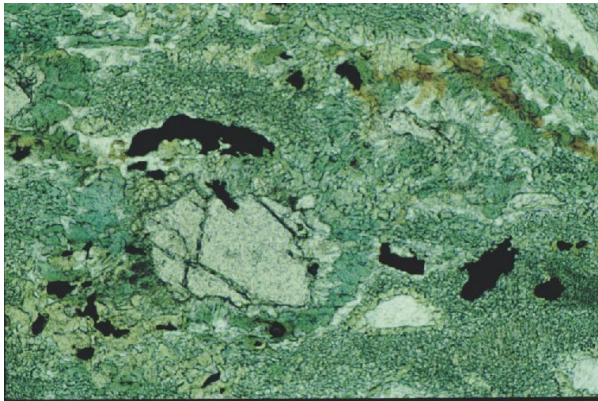


Bild 3 Symplektitischer Granat-Amphibolit SP.11 (Val Puntota). Stark resorbierter Granat schwimmt in einer Matrix aus Amphibol-Plagioklas-Symplektit. Biotit markiert das ehemalige Auftreten von Phengit. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

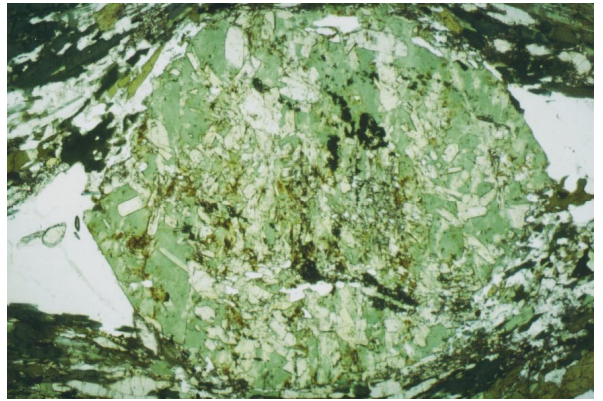


Bild 4 Retrograd alterierter Granat aus Granat-Amphibolit ÖS.7.5a. Granat wird vollständig durch Chlorit und Epidot ersetzt. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

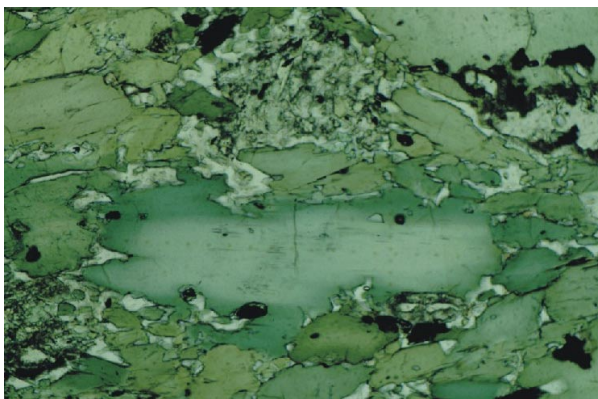


Bild 5 Zonierter Amphibol aus Klinzoisit-Amphibolit ÖS.9.1m. Der blaßgrüne Kern weist eine deutliche Fe-Mg-Amphibol Komponente auf, der Saum besteht aus tschermakitischer Grüner Hornblende. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.



Bild 6 Granat-Amphibolit SP.8 (Val Puntota). Granat bildet mit Hornblende gerade Korngrenzen aus und scheint daher im textuellen Gleichgewicht zu stehen. Ilmenit bildet dendritische Kristallformen aus. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.



Bild 1 Gekinkter Disthen-Porphryoblast aus Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖM.3.1c nahe Gargellen. Qz besitzt suturierte Korngrenzen, Glimmer sind ebenfalls gekinkt.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

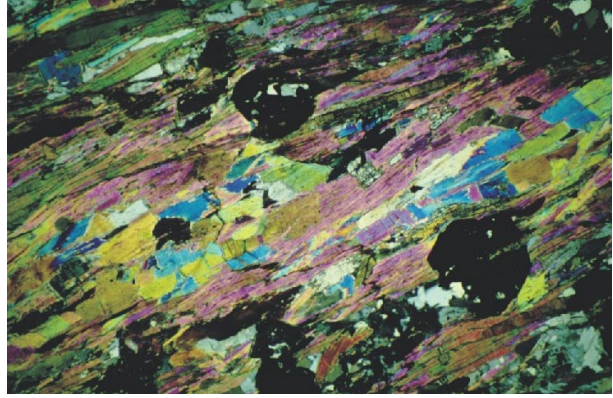


Bild 2 Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3 aus dem Malfontal (Verwall). Die foliierten Hellglimmer rekrystallisieren statisch. Disthen ist zumeist randlich resorbiert.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

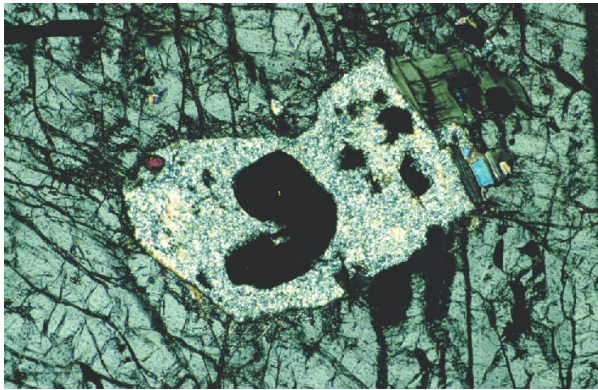


Bild 3 Granat-Einschluß in Staurolith aus Grt-Stau-Sill-Schiefer ÖS.Jam 6b. Neben Granat wurde auch Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit (?) und Zirkon eingeschlossen. Plg ist vollständig serizitisiert, Grt bereits beim Einschluß resorbiert.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

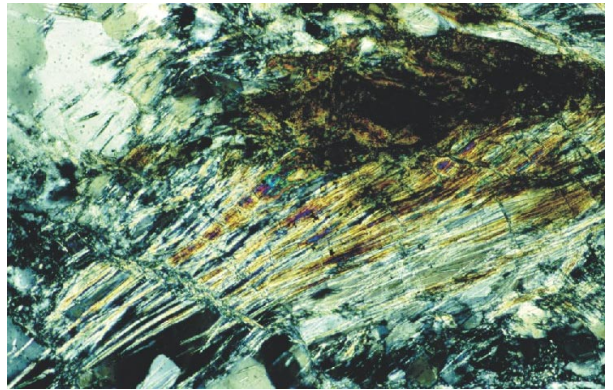


Bild 4 Sillimanit-Nadeln aus Grt-Stau-Sill-Schiefer ÖS.Jam 6b. Sillimanit bildet zumeist fibrolithische Aggregate zusammen mit Hellglimmer, Biotit ist Chlorit oder Sillimanit abgebaut. Granat und Staurolith sind kataklastisch deformiert.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

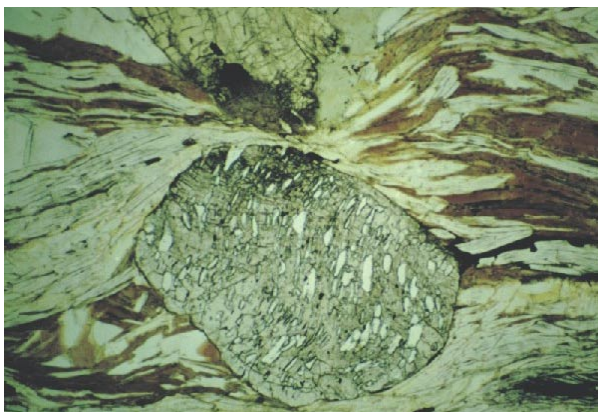


Bild 5 Granat-Porphryoblast mit synkinematischen Internstrukturen aus Grt-Stau-Glimmerschiefer ÖV.VI.3. Staurolith wird randlich chloritisiert.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

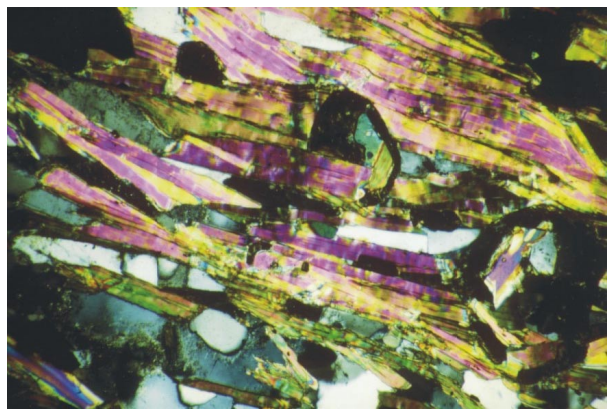


Bild 6 Atollartige Granatgeneration II aus Grt-Stau-Glimmerschiefer ÖV.VI.3. Die Foliation wird aus Hell- und Dunkelglimmern aufgebaut. Als Einschlüsse in den Atoll-Lagunen treten Hell- und Dunkelglimmer, Plagioklas und Quarz auf.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

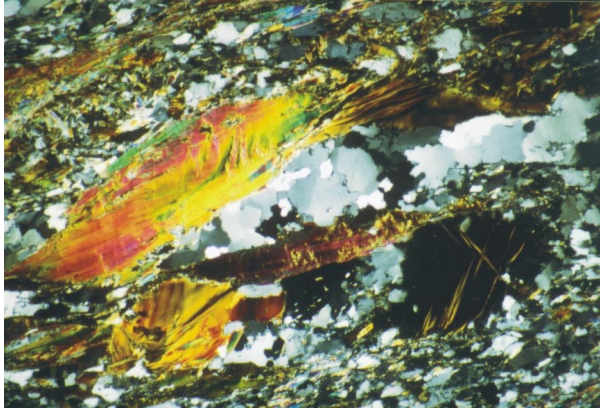


Bild 1 Postkinematische Biotit-Porphyroblasten aus dem "Biotitfleckengneis" ÖM.4.3a. Biotit bildet bis zu 5 mm große Kristalle, die quer zur Foliation sprossen und bruchhaft deformiert werden. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

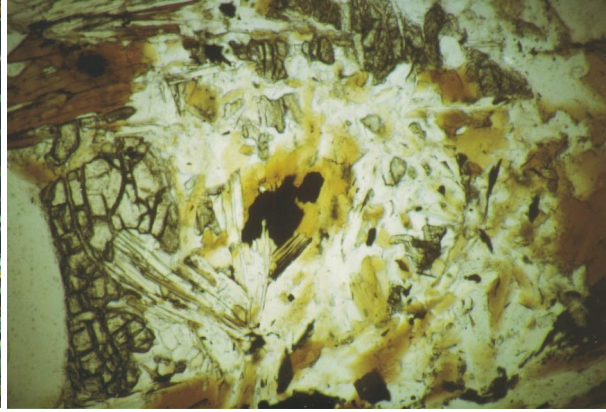


Bild 2 Typischer Granatabbau in "Biotitfleckengneis" ÖM.4.3a. Granat zerfällt postkinematisch in ein defokussates Gemenge aus Hell- und Dunkelglimmern, Plagioklas, Quarz und Erz. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

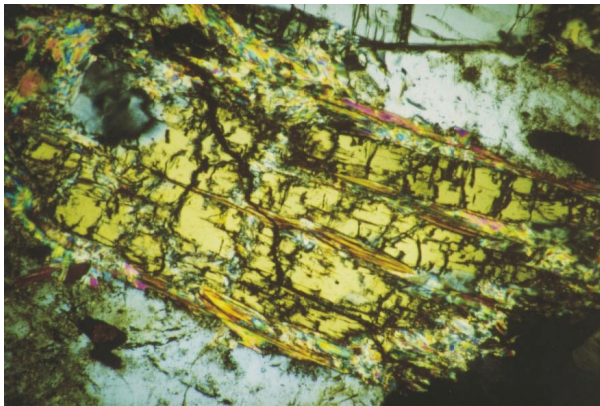


Bild 3 Disthen aus dem Grt-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Vz 2. Randlich und entlang der Spaltrisse wird Disthen durch Margarit verdrängt. In Plagioklas eingeschlossen tritt Rutil auf. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

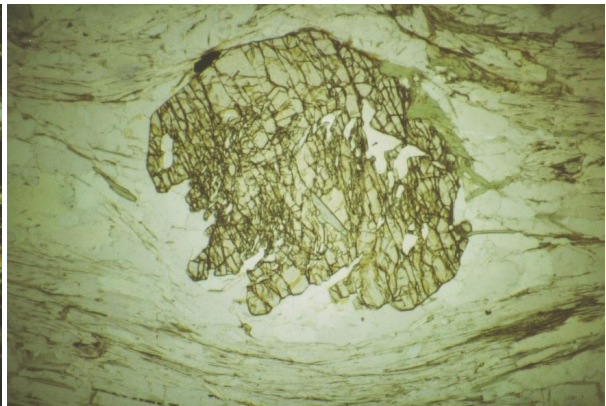


Bild 4 Granatporphyroblast mit Chloritoid-Einschluß (schwach blau) aus Grt-Chl-Hgl-Schiefer ÖV.Ma 2. Granat besitzt synkinematische Einschlußmuster und wird randlich durch Chlorit verdrängt. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

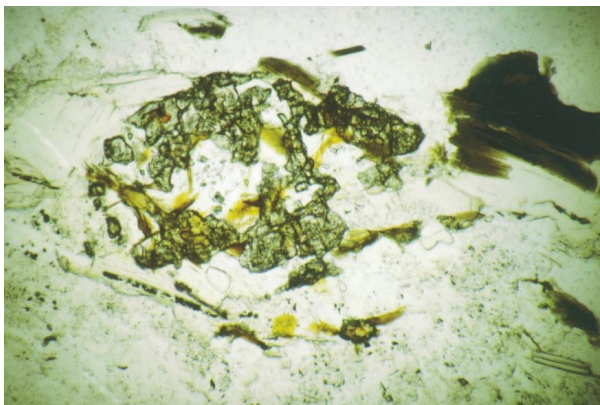


Bild 5 Reliktischer, feinkörniger Granat aus dem Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7. Granat liegt bevorzugt in glimmerreichen Partien, die sowohl aus Hell- und Dunkelglimmern aufgebaut werden. Als Querglimmer tritt eine zweite Hellglimmer-Generation auf. Auf Granat wächst Stilpnomelan auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

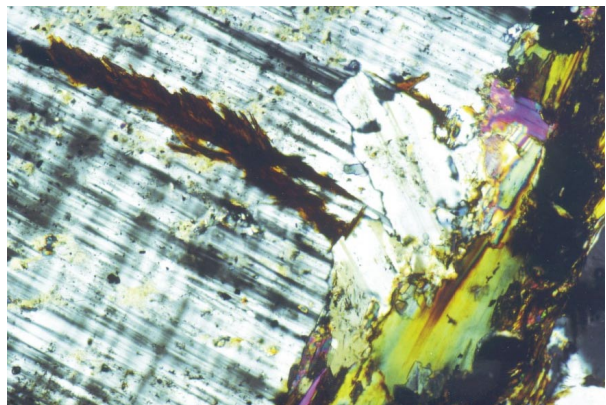


Bild 6 Mikroklin aus dem Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7. Randlich rekristallisiert häufig Plagioklas, z. T. in myrmekitischer Verwachsung, Albit-Perthit entmischt fleckig. Entlang Spaltrissen tritt Stilpnomelan neben Serizit auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.