Metamorphite der Silvrettadecke / Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung

Ralf Schweinehage

aus Helmstedt / Niedersachsen

Institut für Mineralogie und Kristallchemie
der Universität Stuttgart

2000

Metamorphite der Silvrettadecke / Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung

Von der Fakultät Bio- und Geowissenschaften der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Naturwissenschaften (Dr.rer.nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Ralf Schweinehage

Aus Helmstedt / Niedersachsen

Hauptberichter:	Prof. Dr. Hans-Joachim Massonne
Mitberichter:	Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Tag der mündlichen Prüfung: 31.August 2000

Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart

2000

Zusammenfassung

Die Silvrettadecke ist Teil des oberostalpinen Deckenstapels und aufgrund ihrer tektonostratigraphischen Position von einer stärkeren alpidischen Metamorphose verschont worden. Dadurch eignet sie sich gut zur Untersuchung der präalpidischen Metamorphosegeschichte des oberostalpinen Grundgebirges, das seine letzte penetrative Deformation und Aufheizung während der variszischen Gebirgsbildung erfuhr.
Eine Auswahl von 35 Proben der mit etwa 20 % des Gesteinsvolumens weit verbreiteten Metabasite der Silvrettadecke wurde geochemisch analysiert. Anschließend konnten sie nach geotektonischer Diskriminationsanalyse im wesentlichen ehemaligen Basalten mittelozeanischer Rücken zugeordnet werden. Untergeordnet treten allerdings auch Inselbogentholeiite und kalkalkaline Basalte vulkanischer Bögen auf. Die beiden letzteren Gruppen stehen im Einklang mit dem weitverbreiteten Vorkommen intermediärer Gesteinstypen, die ebenfalls auf eine magmatische Genese an einem aktiven Kontinentalrand hindeuten.
Die geochemische Bearbeitung von 33 analysierten Granitoiden ergab eine überwiegend eindeutige S-Typ-Signatur. Die granitischen Chemismen sind aus der Aufschmelzung sedimentärer Gesteine hervorgegangen. Die geotektonische Diskrimination läßt zwei Gruppen erkennen. Die Biotit-Orthogneise weisen die Signatur eines magmatischen Bogens auf, die Hellglimmer-Orthogneise besitzen dagegen Charakteristika von Kollisionsgraniten.
Der Schwerpunkt der Arbeit wurde auf die detaillierte mineralchemische Untersuchung aller wichtigen präalpidischen Kristallingesteine gelegt. Dazu wurde das Gebiet der Silvrettadecke repräsentativ beprobt. Nach polarisationsmikroskopischer Vorauswahl wurde eine Vielzahl verschiedener Eklogit-Typen, Amphibolite, Metasedimente und Orthogneise mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde mineralchemisch untersucht. Dabei wurden etwa 6000 Vollanalysen durchgeführt. Für etwa 20 Granate, Omphazite, Amphibole und Hellglimmer wurden darüberhinaus jeweils mehrere Elementverteilungsbilder angefertigt.
Aus den zahlreichen Mineralanalysen wurden unter Verwendung verschiedenartiger Methoden Druck-Temperatur-Bedingungen für die Metamorphose ermittelt. Dabei standen Multigleichgewichtsberechnungen im Mittelpunkt.
Ein aus gabbroiden Ausgangsgesteinen abzuleitendes Eklogitvorkommen nahe Ischgl im österreichischen Teil der Silvretta wurde an zehn Proben mineralchemisch untersucht. Der Eklogit weist einen P-T-Pfad auf, der durch eine schnelle Versenkung bei einem niedrigen geothermischen Gradienten von 6°C/km gekennzeichnet ist. Das Druckmaximum wurde mit ca. 27 kbar bei einer Temperatur von 490°C erreicht. Anschließend erfolgte unter gleichzeitiger Fluidzufuhr eine isobare Aufheizung auf 620-670°C, die zur Ausbildung der hydratisierten Mineralvergesellschaftung Amphibol + Zoisit + Phengit + Talk führte.
Im südlichen, schweizer Teil der Silvretta ergeben Phengit-führende Eklogite eine hinsichtlich ihres Bildungsdruckes ähnliche Entwicklung, weisen jedoch in mehreren Proben 100-150°C niedrigere Metamorphosetemperaturen als die Eklogite von Ischgl auf. Der ebenfalls bei 25-27 kbar liegende Druckhöhepunkt wurde bei Temperaturen von 400-500°C erreicht. Weitere Eklogite ohne Phengit ergeben nur vereinzelt Maximaltemperaturen von 650°C. Der frühe retrograde P-T-Pfad ist durch postkinematische Phengite aufgezeichnet. Es ergaben sich 21-23 kbar / 540-550°C und 20 kbar / 490°C.
Die retrograde Metamorphoseentwicklung der Eklogite ist durch die Bildung verschiedener Symplektite nach Omphazit, Phengit und Disthen gekennzeichnet. Im weiteren Verlauf reequilibrierten die Eklogite unter Bedingungen der Amphibolitfazies. Die weitere retrograde Entwicklung ist allen Metabasiten der Silvrettadecke gemeinsam. Sie ist durch die Ausbildung von symplektitischen Granat-Amphiboliten, granoblastischen Granat-Amphiboliten und gewöhnlichen Plagioklas- und Epidot-Amphiboliten gekennzeichnet, die in dieser Reihenfolge auch die Entwicklung von P-T-Bedingungen der oberen Amphibolitfazies bei 10-13

kbar / 650-700°C zu Bedingungen der unteren Amphibolitfazies um 4-5 kbar / 550°C nachzeichnen.
Die Hauptmasse der Metasedimente der Silvrettadecke belegen mit ihrer Mineralchemie P-T-Pfade mit Druckmaxima, die im Bereich von nur 15 kbar liegen. Die in vielen Gesteinsproben ähnlichen Entwicklungen der Mineralchemie der Hellglimmer und Granate ergab einen P-T-Bereich um 15 kbar bei 450-500°C auf dem prograden Ast des P-T-Pfades. Das Temperaturmaximum von 600-700°C wurde bei 8-10 kbar erreicht. Minerale der späten Niederdruck-Entwicklung lieferten ein P-T-Stadium bei ca. 4-5 kbar und 550°C.
Abweichend davon ergaben nur unmittelbar mit den Eklogiten auftretende dünne metasedimentäre Lagen mit diesen übereinstimmende maximale P-T-Bedingungen.
Für die P-T-Entwicklung der Orthogneise läßt sich nach der Untersuchung der Mineralchemie und Zonierung der Hellglimmer ebenfalls eine frühe Hochdruck-Phase ableiten, die allerdings durch das seltene Auftreten von Granat und dessen mangelnde Zonierung mit Multigleichgewichtsmethoden relativ unsicher auf 16-20 kbar / 550°C abgeschätzt werden konnte. Eine spätere Metamorphosephase konnte anhand der Zonierung der Hellglimmer mit 10-11 kbar / 530°C berechnet werden. Ein aplitischer Orthogneis belegte auch eine Niederdruck-Metamorphose im Bereich von 4-5 kbar / 500°C.
Zusammen mit der unsicheren geochronologischen Erfassung des Zeitpunktes der eklogitfaziellen Metamorphose kann aus den hinsichtlich ihrer Temperaturmaxima divergierenden P-T-Pfaden der beiden Eklogitvorkommen der Silvrettadecke eine zeitlich unterschiedliche Entwicklung nicht ausgeschlossen werden. Neben einer ordovizischen Hochdruck-Metamorphose, die für die Bildung der schweizer Eklogitvorkommen verantwortlich ist, könnte eine zweite Hochdruckphase in frühvariszischer Zeit zur Metamorphose der Eklogite von Ischgl geführt haben. Ohne eindeutige radiometrische Datierungen der eklogitfaziellen Metamorphose läßt sich aber auch eine einphasige Entwicklung nicht ausschließen.
Unabhängig vom Aspekt der schwierigen zeitlichen Einordnung der eklogitfaziellen Metamorphose der Metabasite ist keine gemeinsame Metamorphose mit den Metasedimenten und Orthogneisen der Silvrettadecke zu erkennen. Die Druckmaxima der Metasedimente und Orthogneise liegen mindestens 10 kbar unterhalb derjenigen der Eklogite.
Es ist daher ein tektonischer Transport der eklogitfaziellen Metabasite in die metasedimentären und magmatischen Gesteine der kontinentalen Kruste im Verlauf der frühen Exhumierung der Eklogite anzunehmen. Die Lücke in den P-T-Bedingungen zwischen Eklogiten auf der einen Seite und Metasedimenten wie Orthogneisen auf der anderen Seite macht eine "in situ-" Metamorphose unwahrscheinlich.

Summary

The Silvretta nappe is part of the Upper Austroalpine nappe stack. Because of its tectonostratigraphic position, it escaped from a severe Alpine metamorphic overprint. Therefore, it is well suited for the investigation of the pre-Alpine metamorphic evolution of the basement rocks of the Upper Austroalpine, which experienced a last pervasive deformation and heating during the Variscan orogenesis.
A selection of 35 samples of the abundant metabasites were analyzed geochemically. After this, the metabasites could be associated with former basalts of mid ocean ridges via geotectonic discriminant analysis. Nethertheless, subordinate amounts of island arc tholeiits as well as calcalkaline basalts of island arcs occur. The last two groups of rocks are in accordance with the widespread occurrence of intermediate rock types, which also point to an igneous origin at an active continental margin.
The geochemical investigation of 33 analyzed granitoids resulted in a dominantly unequivocal S-type signature. The granitic whole rock chemistries are the result of the melting of sedimentary rocks. Two groups can be distinguished after geotectonic discrimination. The biotite-orthogneisses show characteristics of a magmatic arc while the white-mica-orthogneisses show characteristics of collisional granites.
The main focus of this work is dedicated to the detailed mineral-chemical investigation of all important crystalline rock types of the Silvretta nappe. Therefore, the area of the Silvretta nappe was sampled representativly. After a preselection using polarization microscopy, a large number of eclogites, amphibolites, metasedimentary rocks and orthogneisses were analyzed by aid of the electron-microprobe. Approximately 6000 full analyses were carried out. For about 20 garnets, omphacites, amphiboles and phengites element distribution maps for several elements were made.
Using the large number of mineral analyses the pressure-temperature conditions of this metamorphic evolution were calculated using varous approaches. The main method used was multi-equilibria calculations.
An eclogite occurrence derived from gabbroic precursor rocks near Ischgl in the Austrian part of the Silvretta nappe was investigated on ten thin sections with the electron microprobe. The eclogite shows a P-T-path, which is characterized by a fast subduction with a low geothermal gradient of 6° C/km. The pressure maxima of 27 kbar was achieved at a temperature of 490°C. Subsequently an isobaric heating to 620-670°C at simultaneous fluid influx occurred, which produced the hydrated mineral assmeblage amphibole + zoisite + phengite + talc.
In the southern Swiss part of the Silvretta, phengite-bearing eclogites reveal a similar evolution with respect to their pressure conditions but differ in several samples significantly. Metamorphic temperatures 100-150°C lower are noted compared to the eclogites of Ischgl. The pressure maximum 25-27 kbar was reached at 400-500°C. Further eclogites without phengite show only in rare cases maximum temperatures of 650°C. The early retrograde P-T path is recorded through postkinematic phengites. Calculations with these crystals resulted in 21-23 kbar / 540-550°C and 20 kbar / 490°C.
The retrograde metamorphic evolution of the eclogites is characterized through the development of different kinds of symplectites after omphacite, phengite and kyanite. In the further course of this evolution, the eclogites reequilibrated under conditions of the amphibolite facies. This part of the retrograde development is common in all investigated metabasites. First, there developed symplectitc garnet-amphibolites, followed by granoblastic garnet-amphibolites and common plagioclase- and epidote-amphibolites. In this sequence, they also mark the P-T-evolution from the upper amphibolite facies at 10-13 kbar / 650-700°C to conditions of the lower amphibolite facies at 4-5 kbar / 550°C.
The majority of the metasedimentary rocks of the Silvretta prove, with their mineral chemistry, P-T paths with pressure maxima in the range of only 15 kbar. The similar development of

the mineral chemistry of white micas and garnets from many samples of metasedimentary rocks leaded to a P-T range around 15 kbar and 450-500°C on the prograde branch of the P-T path. The temperature maximum of 600-700°C was achieved at 8-10 kbar. Minerals of the late low pressure overprint yielded a P-T stage at ca. 4-5 kbar and 550°C.
Only thin layers of metasediments directly associated with eclogites resulted in coincidental P-T conditions and therefore differ from this vast majority of metasedimentary rocks.
The investigation of the mineral chemistry and zonation of white micas have lead to the derivation of an early high pressure stage in the P-T development of the orthogneisses. The results calculated with multiequilibria methods and the scarce appearance of garnet and the non-developed zonation allows therefor to conclude a degree of uncertainty concerning the derived P-T points. They are estimated to lie in the range 16-20 kbar / 550°C. A later metamorphic stage could be calculated taking white mica zonations into account at 10-11 kbar / 530°C. With a P-T range of 4-5 kbar / 500°C for an aplitic orthogneiss, a low pressure metamorphism as well as for the metasedimentary rocks is proven.
Together with the uncertain geochronological dating of the eclogite facies metamorphic event, with respect to temperature maxima divergent P-T-paths of both eclogite occurrences, a unique metamorphic event cannot be concluded. Apart from an Ordovician high pressure metamorphism, being responsible for the Swiss eclogite occurrences, a second high pressure stadium in early Variscan times could be the reason for the metamorphism of the Austrian eclogites near Ischgl. But without unequivocal radiometric dating of the eclogite facies metamorphism, a single phase evolution cannot be excluded.
Independant from the aspect of uncertain timing of the eclogite facies metamorphism, there is no evidence for a common P-T-history of metabasites, and metasedimentary rocks and orthogneisses, respectively, in the Silvretta nappe. The pressure maxima of the metasediments and orthogneisses reached values of at least 10 kbars lower than those for the eclogites.
Because of this pressure difference, a tectonic transport of the eclogite facies metabasites in the metasedimentary and magmatic rocks of the continental crust in the course of the early exhumation is assumed. The gap in the P-T conditions between eclogites on one side and metasedimentary rocks as well as orthogneisses on the other side makes an "in situ" metamorphism improbable.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung 1

1.1 Zielsetzungen, Methodik, Arbeitsgebiet 1
1.2 Geographie, Tektonische Abgrenzung, Erforschungsgeschichte, Gesteinsinhalt 2
1.3 Arbeitsgebiete - Probenauswahl 5

2. Geologischer Rahmen 6

2.1 Die Silvrettadecke im Rahmen der Variszischen Europas 6
Variszische Grundgebirgsareale in Mitteleuropa und den Alpen 6
Paläogeographie 6
Das Grundgebirge der Ostalpen 9
2.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke 11
Alpidische paläogeographische Entwicklung 11
Die Situation der Silvrettadecke im alpidischen Deckengebäude 12
Die Krustenstruktur der Alpen im Bereich der Silvrettadecke 14
Die alpidische Metamorphose in den umliegenden penninischen Einheiten 14
Alpidische Metamorphose der Silvrettadecke s. str. 15
2.3 Variszische Eklogite der Alpen 17
Helvetikum und Penninikum 17
Ostalpin 17
2.4 Radiometrische Altersdatierungen 19
2.5 Die sedimentäre Entwicklung des Autochthons der Silvrettadecke 27
Ducan- und Landwassergebiet 27
Montafon 30

3. Petrographie 31

3.1 Eklogite 31
Eklogite des Rauhen Kopfes bei Ischgl 31
Eklogite aus dem Raum Zernez (Engadin, Graubünden/Schweiz) 36
3.2 Amphibolite und Hornblende-Gneise 41
Amphibolite s. str. 42
Hornblende-Gneise 44
3.3 Orthogneise 47
"Ältere Orthogneise" 47
"Jüngere Orthogneise" 49
Petrographische Beschreibung eigener Orthogneisproben 51
3.4 Mischgesteine 56
3.5 Metasedimente 57
3.6 Pseudotachylite 60
3.7 Diabasgänge 64
3.8 Dünnschliff-Phototafeln zur Petrographie 65

4. Geochemie 70

4.1 Geochemie der Metabasite der Silvrettadecke 70
Stand der Erforschung 70
Diskrimination von Gesteinen basaltischen Ursprungs 71
Charakterisierung der Ausgangsgesteine der Metabasite 71
Charakterisierung der magmatischen Protolithe der Metabasite 74
Geotektonische Position der Metabasite der Silvrettadecke 79
Vergleich mit der Geochemie der Eklogite aus der schweizer Silvretta 87
Normierte Spurenelement-Diagramme der Metabasite 90
Zusammenfassung 91
4.2 Geochemie der Orthogneise der Silvrettadecke 93
Granitklassifikation und ihre Probleme 93
Differenzierung Ortho- und Paragneis 95
Abgrenzung gegen A- und M-Typ-Granitoiden 97
S-/I-Typ-Klassifikation der Orthogneise der Silvrettadecke 99
Geotektonische Diskriminierung 102
Abgrenzung von ORG und WPG 102

Zusammenfassung 107
Geotektonische Positionierung nach Maniar & Piccoli (1989) 109

5. Mineralchemie 111

5.1 Zonierungen in Mineralen 111
5.2 Mineralchemie des Granat 116
Granat der Eklogite 116
Granat aus den Granat-Amphiboliten 127
Granat der Metasedimente 129
5.3 Mineralchemie des Omphazit und weiterer Pyroxene 143
Omphazite 143
Klinoyproxene der Symplektite 149
Klinopyroxen der Amphibolite 149
Orthopyroxen der Metagabbros 150
5.4 Mineralchemie der Amphibole 151
Amphibol der Eklogite 151
Amphibol der symplektitischen Granat-Amphibolite (Eklogitamphibolite) 155
Amphibol der Amphibolite und Hornblende-Gneise 160
Probleme der Amphibol-Berechnung 162
5.5 Mineralchemie der Schichtsilikate 164
Hellglimmer 164
Kalihellglimmer 164
Phengit der Eklogite 164
Kalihellglimmer der Metasedimente 168
Kalihellglimmer der Orthogneise 172
Paragonit 176
Margarit 177
Talk 177
Dunkelglimmer 178
Biotit der Metasedimente 178
Biotit der Orthogneise 179
Symplektitischer Biotit der Metabasite und mit Eklogiten assoziierter Metapelite 180
Chlorite 181
5.6 Mineralchemie der Feldspäte 183
Alkalifeldspäte 183
Myrmekite 184
Plagioklas 184
Plagioklas der Orthogneise 184
Plagioklas der Metasedimente 186
Plagioklas der Amphibolite 187
5.7 Mineralchemie der Gruppe Zoisit - Klinozoisit - Epidot 188
5.8 Mineralchemie des Stauroliths und Chloritoids..... 190
5.9 Mineralchemie der Alumosilikate 191

6. Geothermobarometrie 192

6.1 Grundlagen und Methodik der Geothermobarometrie 192
6.2 Druck-Temperatur-Abschätzungen mittels Mineralstabilitäten 209
Experimentelle Arbeiten zur Stabilität von Amphiboliten 209
Titan-Phasen 210
Schichtsilikate 211
Zoisit / Klinozoisit / Epidot 216
Korund 217
Chloritoid 218
Staurolith 218
Alumosilikate 219
6.3 Geothermobarometrie an Eklogiten 221
PTAX-Berechnungen 221
Ergebnisse der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie an Eklogiten..... 229
Ergebnisse der Granat-Phengit-Thermometrie an Eklogiten..... 235
Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie an Eklogiten..... 237

6.4 Geothermobarometrie an Amphiboliten 239
6.5 Geothermobarometrie an Metasedimenten 255
6.6 Geothermobarometrie an Orthogneisen 291

7. Diskussion 298

7.1 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metabasite 298
7.2 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metasedimente 303
7.3 Druck-Temperatur-Entwicklung der Orthogneise 306
7.4 Vergleich der metamorphen Entwicklungen der verschiedenen Gesteinstypen 307
7.5 Tektonometamorphes Modell für die präalpidische Entwicklung der Silvrettadecke . 308

8. Literaturverzeichnis 311

9. Danksagung 331

Anhang:

I. Erläuterungen zu den verwandten Analyseverfahren 333

I.1 Röntgenfluoreszensanalytik (RFA) 333
I.2 Bestimmung volatiler Komponenten 334
I.3 Potentiometrische Bestimmung des Fe^{2+}/Fe^{3+}-Gehaltes (FeO nach Ungethüm) 340
I.4 Erläuterungen zu den Gesamtgesteinschemie-Tabellen 340
I.5 Fehlerbetrachtung und Nachweisgrenzen zur Röntgenfluoreszensanalytik 341
I.6 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS)..... 342
I.7 Rasterelektronenmikroskopie (REM) 343
I.8 Röntgen-Pulverdiffraktometrie 344
I.9 Polarisationsmikroskopie 345
I.10 Mineralchemische Berechnungen 346
I.11 Erläuterungen zu den mineralchemischen Tabellen 347

II. Tabellen der RFA-Gesamtgesteinsanalyen 348

II.1 Orthogneise 349
II.2 Metasedimente 352
II.3 Metabasite 353

III. Tabellen der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analytik 357

III.1 Granat 357
III.2 Alumosilikat-Minerale, Spinelle 380
III.3 Omphazit und weitere Pyroxene 381
III.4 Zoisit / Klinozoisit / Epidot 388
III.5 Amphibol 393
III.6 Hellglimmer 406
III.7 Biotit 422
III.8 Feldspäte 429
III.9 Chlorit 437
III.10 Staurolith, Chloritoid 440
III.11 Titanit, Ilmenit, Stilpnomelan 442

IV. Tabelle der Probenlokalitäten 444

Verzeichnis der Abkürzungen

Mineralnamen:

Ab	Albit	FeTr	Ferrotremolit	Or	Orthoklas
ACe	MgAl-Seladonit	FeTs	Ferrotschermakit	Pa	Pargasit
An	Anorthit	Fsp	Feldspat	Pg	Paragonit
Alm	Almandin	FSta	Fe-Staurolith	Phe	Phengit
Amp	Amphibol	Gl	Glaukophan	Phl	Phlogopit
And	Andalusit	Gr	Graphit	Plg	Plagioklas
Ann	Annit	Grs	Grossular (Gr in PTAX)	Py	Pyrop
Ap	Apatit	Grt	Granat	Qz	Quarz
aQz	α-Quarz	Häm	Hämatit	Ri	Richterit
Bt	Biotit	Hbl	Hornblende	Rt	Rutil
Cc	Kalzit	Hed	Hedenbergit	Ser	Serizit
Chl	Chlorit	Ilm	Ilmenit	Sill	Sillimanit
Cld	Chloritoid	Jd	Jadeit	Spl	Spinell
Coe	Coesit	Ky	Disthen	Sps	Spessartin
Cpx	Klinopyroxen	Law	Lawsonit	Stau	Staurolith
Crd	Korund	Mgt	Magnetit	Tlc	Talk
Czo	Klinozoisit	Mkr	Mikroklin	Tr	Tremolit
Di	Diopsid	Mrg	Margarit	Ts	Tschermakit
Ed	Edenit	Ms	Muskovit	Ttn	Titanit
Ep	Epidot	MSta	Mg-Staurolith	Tur	Turmalin
FCe	FeAl-Seladonit	Omp	Omphazit	Zrn	Zirkon
FePa	Ferropargasit	Opx	Orthopyroxen	Zoi	Zoisit

Probenbezeichnungen

Die Probennummerierung setzt sich aus drei Teilen zusammen:

1. Angabe des Landes mit Ö = Österreich und S = Schweiz,
2. Angabe zur geographischen Einheit

Cal = God Carolina	S = Silvrettagruppe s.str.
Las = Val Laschadura	V = Verwallgruppe
M = Montafon	VS = Val Sarsura
P = Val Puntota	Vz = Valzur
Pi = Pischahorn	Z = Zernez
Ra = Radönt	

3. Angabe zur Probenlokalität und Probennummer (Zahlenkombination)

Go = Gorfenspitze Jam = Jamtal F = Fasultal

Weitere häufig gebrauchte Abkürzungen

Fe^{tot}	Gesamt-Eisen (Fe^{2+} + Fe^{3+})	HP	Hochdruck
	Leerstelle im Kristallgitter	MP	Mitteldruck
Ma	Million Jahre	LP	Niedrigdruck
WR	Gesamtgestein	HT	Hochtemperatur
Ø	Durchschnitt	MT	Mitteltemperatur
P	Druck	LT	Niedrigtemperatur
T	Temperatur	VLT	Niedrigsttemperatur

Abkürzungen chemischer Modellsysteme

CASH	$CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$	MASH	$MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$
FASH	$FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$	KMASH	$K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$
NASH	$Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$	KCFMASH	$K_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

Weitere Abkürzungen wie z. B. MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) sind bei ihrer Einführung in den jeweiligen Kapiteln explizit erläutert.

1. Einleitung

1.1 Zielsetzungen, Methodik

Die Silvrettadecke ist Teil des alpidischen Deckenstapels. Sie wird dem ostalpinen Ablagerungsraum zugeordnet und nimmt das höchste tektonische Stockwerk im alpinen Deckengebäude ein. Die schwache Einbeziehung in die alpidische Metamorphose und Deformation sowie die Überschiebung der Silvrettadecke als starrer Block (Laubscher 1983) über das Penninikum des Unterengadiner Fensters, lassen die Silvrettadecke als besonders geeignet für die Erforschung der präalpidischen Geschichte des ostalpinen Krustenareals erscheinen.
Die Entwicklungsgeschichte der Silvretta läßt sich geochronologisch bis in das Proterozoikum zurückverfolgen. Innerhalb des Kristallins lassen sich mehrere paläozoische magmatische und metamorphe Phasen unterscheiden, deren radiometrische Einordnung Gegenstand langjähriger Untersuchungen insbesonders durch schweizer Arbeitsgruppen (Universitäten Fribourg, Basel und Bern) war.

Ziel des Arbeitsvorhabens

Grundlegender Gedanke zu Beginn des Projektes "Metamorphe Entwicklung ausgewählter Gneise der Ostalpen" war eine moderne petrologische Bearbeitung des Silvrettakristallins.
Aufgrund des Auftretens von Eklogiten innerhalb der in der Silvrettadecke weitverbreiteten Metabasite, wurde die vergleichende Geothermobarometrie von Eklogiten gegenüber Orthogneisen und Metasedimenten in den Vordergrund gestellt. Durch den Vergleich sollte die Fragestellung einer gemeinsamen Metamorphose aller Gesteinstypen ("in situ") oder einer späteren tektonischen Einschuppung von Gesteinen mit abweichender Metamophosegeschichte in die kontinentale Kruste ("foreign") aufgeklärt werden.
Die geochemische Analytik der Metabasite und Metagranitoide sollte einen Beitrag zur Aufklärung des geodynamischen Milieus bzw. geotektonischen Umfeldes der primären magmatischen Kristallisation der Protolithe liefern. Aufgrund von laufenden Untersuchungen von Mitgliedern schweizer Arbeitsgruppen und neuen radiometrischen Daten an den Eklogiten der nahe verwandten Ötztal-Einheit (Miller & Thöni 1995) wurden die Zielsetzung eigener geochronologischer Untersuchung zum Metamorphosealter zurückgestellt.

Problemstellungen und Lösungsansätze

1. Metamorphosegeschichte der Eklogite des Silvrettakristallins, Aufstellung von P-T-Pfaden; Vergleich der Eklogite aus der österreichischen und schweizer Silvretta.

2. Thermobarometrische Untersuchungen zur retrograden metamorphen Entwicklung der Eklogite; Entstehung von diversen Amphibolit-Typen, thermobarometrische Bearbeitung.

3. Aufklärung des geotektonischen Entstehungsmilieus der Metabasite; Anwendung von Spurenelement-Diskriminationsdiagrammen, Spiderdiagrammen, etc.

4. Metamorphosegeschichte der granitoiden Orthogneise sowie von diversen Metasedimenten der Silvrettadecke zur vergleichenden Analyse mit der P-T-Geschichte der Eklogite.

5. Aufstellung eines neuen integrativen Entwicklungsmodelles für das Silvrettakristallin unter Berücksichtigung neuer geochronologischer Daten.

Methodik

Zur Aufklärung der geotektonischen Bildungsmilieus der Metabasite und granitoiden Orthogneise sollten Hauptelemente und eine Auswahl von Spurenelementen mittels Röntgenfluoreszensspektroskopie untersucht werden. Die Auswertung hinsichtlich des geodynamischen Bildungsmilieus der Magmatite erfolgte durch Anwendung geotektonischer Diskriminationsdiagramme.

Zur Aufklärung der Metamorphosegeschichte sollten intensive mineralchemische Untersuchungen durchgeführt werden, bei denen Arbeiten mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde im Mittelpunkt stehen sollten. Neben Vollanalysen sollten zahlreiche Elementverteilungsbilder angefertigt werden, um durch die Aufklärung von Zonierungsmustern metamorphe Entwicklungen besser entschlüsseln zu können. Zur Mineralidentifikation und Vorbereitung der Mikrosonden-Messungen sollten umfangreiche polarisationsmikroskopische Arbeiten und in geringem Umfang semiquantitative Analyen an einem Rasterelektronenmikroskop mit einem energiedispersiven Spektrometer vorgenommen werden.

Zur Berechnung der Druck-Temperatur-Entwicklung der untersuchten Eklogite, Amphibolite, Orthogneise und Metasedimente standen Programme zur thermodynamischen Multigleichgewichtsberechnung wie das Programm PTAX aus dem Ge0-Calc Programmpaket von Brown et al. (1988) zur Verfügung.

1.2 Geographie, Tektonische Abgrenzung, Erforschungsgeschichte, Gesteinsinhalt

Die Silvrettadecke mit einer Ausdehnung von 1600 km^2 bedeckt im österreichisch-schweizer Grenzgebiet als Teil der Zentralalpen weite Gebiete des östlichen Teils des schweizer Kantons Graubünden und der österreichischen Länder Vorarlberg und Tirol (vgl. Abb. 2).

Geographisch gliedert sich die Silvrettadecke in die Verwallgruppe im Norden, das Montafon und Teile des Rätikons im Westen, die Keschgruppe im Süden, Teile der Nunagruppe sowie der Samnaungruppe im Osten sowie in die eigentliche Silvrettagruppe im Zentrum. Diese Gebirgsgruppen werden durch tief eingeschnittene Täler, bedingt durch Gletschererosion, begrenzt (Abb. 1).

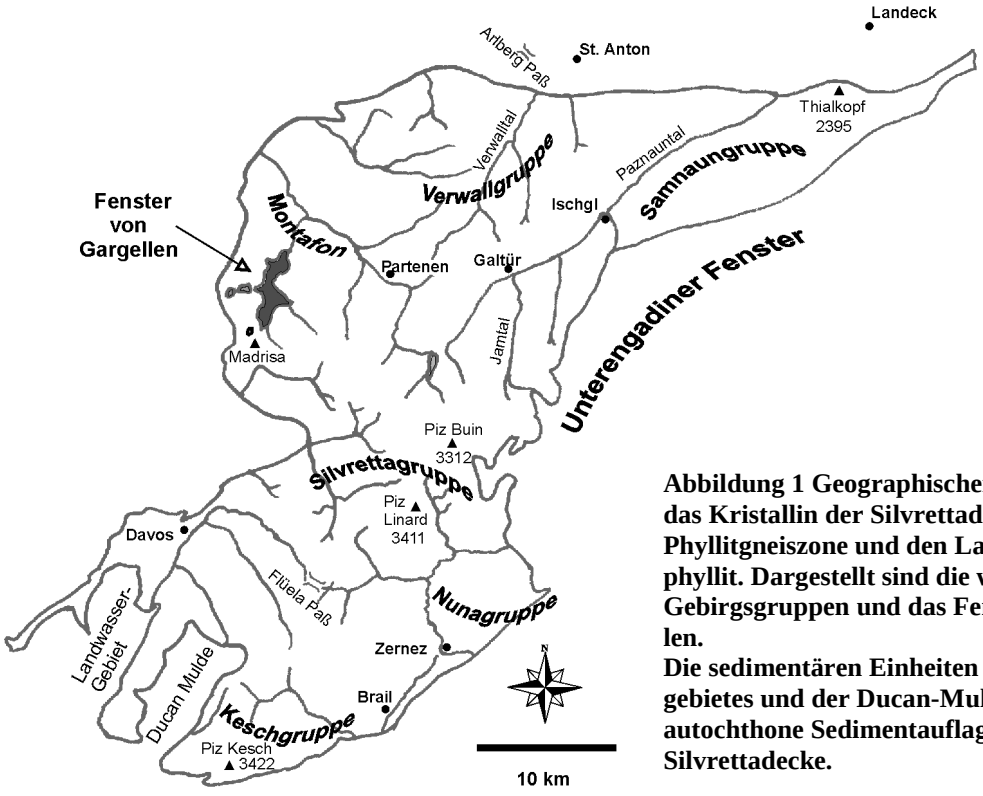


Abbildung 1 Geographischer Überblick über das Kristallin der Silvrettadecke ohne die Phyllitgneiszone und den Landecker Quarzphyllit. Dargestellt sind die wichtigsten Gebirgsgruppen und das Fenster von Gargellen.
Die sedimentären Einheiten des Landwassergebietes und der Ducan-Mulde bildet die autochthone Sedimentauflage der Silvrettadecke.

Tektonische Abgrenzung

Die oberostalpine Silvrettadecke lagert tektonisch Einheiten des Penninikums und des Unterostalpins auf. Im Westen streichen die penninischen Einheiten des Prättigauflysch und der Bündnerschiefer aus. Zwischen dem Prättigauflysch und der Silvrettadecke treten eine eine Reihe dünn ausgewälzter tektonischer Einheiten auf. Die Falknis-Decke mit hellen Karbonaten (Couches rouges), die Sulzfluh-Decke, in der helle Karbonate des Oberjura hervortreten und als höchste Einheit die Arosa-Zone, die als Mé lange-Zone zwischen dem Südpenninikum und dem Ostalpin angesehen wird. An der westlichen Basis der Silvrettadecke sind teilweise Klippen karbonatischer oberostalpiner Gesteine, die Madrisa-Schollenzone, eingelagert (Fuchs 1984).

Im Südwesten bildet die unterostalpine Err-Bernina-Decke das Unterlager. Im Südosten wird die Grenze durch eine steilstehende Störung, die Engadiner Linie gebildet. Im Osten besteht ein tektonischer Kontakt zu den überwiegend als penninisch eingestuften Serien des Unterengadiner Fensters. Entlang der Deckengrenze treten innerhalb des Silvrettakristallins Pseudotachylite auf. Kleinere karbonatische Einschuppungen sind auch an der Deckenbasis zum Unterengadiner Fenster zu beobachten. Sie werden als "subsilvrettide Linsen" bezeichnet (Tollmann 1977).

Im Gebiet von Gargellen nahe des westlichen Deckenrandes ist ein kleines tektonisches Fenster penninischer Gesteine aufgeschlossen. Auch dort treten an der Basis der Silvrettadecke Pseudotachylite auf (Bertle 1973).

Im Nordosten wird die Silvrettadecke vom Kristallin der Ötztaldecke tektonisch überlagert. Beide Einheiten werden aber als nahe verwandt angesehen.

Im Norden wird die Silvrettadecke durch die Zone der Phyllitgneise (Reithofer 1931, 1935) und den Landecker Quarzphyllit (Hammer 1918) gegen die oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen abgegrenzt. Zumindest die Phyllitgneis-Zone ist wahrscheinlich ein tektonisch verschuppter Teil der Silvrettadecke (vgl. 2.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke).

Erforschungsgeschichte der Silvrettadecke

Der Beginn der Erforschung der Silvrettamasse begann bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Eine erste Beschreibung des schweizer Anteils gaben Escher & Studer (1839), eine erste Karte stammt von Theobald (1864, Dufour-Atlas der Schweiz, Blatt 10 Feldkirch-Arlberg, 1:100.000). Auf österreichischer Seite stammt die erste Karte bereits aus dem Jahre 1852, die geognostische Karte Tirols von 1:72.000. Die ersten genaueren Untersuchungen der österreichischen Silvrettagruppe datieren aus den Jahren 1875-1877 (Koch 1876a/b, 1877a/b). Die Deckennatur wurde von Steinmann (1898), das Gargellen-Fenster von Rothpletz (1902) erkannt. Auch Häfner (1924) und Blumenthal (1926) beschäftigten sich mit dem Gargellen-Fenster, wobei letzterer einen autochthonistischen Deutungsversuch unternahm. Im schweizer Silvrettakristallin wurde die Erforschung durch Streckeisen (1928), Spaenhauer (1932, 1933), Bearth (1932a/b, 1933) und Wenk (1934) vorangetrieben Weitere Geologen beschäftigten sich mit Sedimentanteilen. Die Kristallinanteile der östlichen Silvretta wurde von W. Hammer (1924, Blatt Landeck), die Verwallgruppe durch Reithofer (1931, 1935, Blatt Stuben 1937) bearbeitet. Die südlichen Anteile der österreichischen Silvretta blieben lange ungeklärt. Das Blatt Partenen 169 schließt die eine Lücke, das Blatt Galtür (170, 1990) die andere. Die Entwicklung radiometrischer Altersdatierungs-Methoden brachte auch der Silvretta-Forschung neuen Auftrieb. Grauert (1969) entwarf eine erste auf radiometrischen Altersdaten beruhende Entwicklungsgeschichte der Silvretta.

Einen neuen Aufschwung nahm die Silvrettaforschung in den letzten 20 Jahren. Arbeitsgruppen aus Fribourg und Basel führten umfangreiche geochemische und geochronologische Untersuchungen durch.

Gesteinsinhalt

Die Silvrettadecke weist mit ca. 20 Volumen-% einen der höchsten Metabasit-Anteile aller kontinentaler Grundgebirgsdecken der Alpen auf (Abb. 2). Neben verschiedenen Amphibolit-Typen treten auch Eklogite auf, die erst durch Thierrin (1983) entdeckt wurden. Die Metabasit-Einheiten bauen langgestreckte Züge auf und dienen als Marker der großtektonischen Deformation (Faltung) um steilstehende Achsen (Schlingentektonik).

Die Orthogneise stellen mit ca. 50 % der ausstreichenden Gesteine die Hauptmasse. Seit Streckeisen (1928) stehen sie im Fokus zahlreicher Arbeiten. Maggetti & Flisch (1993) gliederten nach radiometrischen, geochemischen und petrographischen Befunden die granitoiden Gneise in zwei Gruppen: Die "Älteren Orthogneise" umfassen viele intermediäre und auch basische Gesteine; die "Jüngeren Orthogneise", auch als "Flüelagranitische Assoziation" bezeichnet, dagegen nur granitische Gesteinstypen (vgl. Petrographie Orthogneise). Die Orthogneise herrschen im Zentralteil der Silvretta vor. Im Nordteil der Silvrettadecke, insbesondere der Verwallgruppe, bilden sie häufig nur noch schmale Lamellen innerhalb metasedimentärer Einheiten.

Die Metasedimente sind die dominierenden Gesteine im Nordteil der Silvrettadecke. Oft handelt es sich um monotone Granat-führende Biotit-Plagioklas-Gneise ("Biotitfleckengneise"), die z.T. eine ausgeprägte Plagioklas-Blastese aufweisen (Knotengneise). Untergeordnet treten Granat-, Staurolith- und Alumosilikat-führende Glimmerschiefer auf.

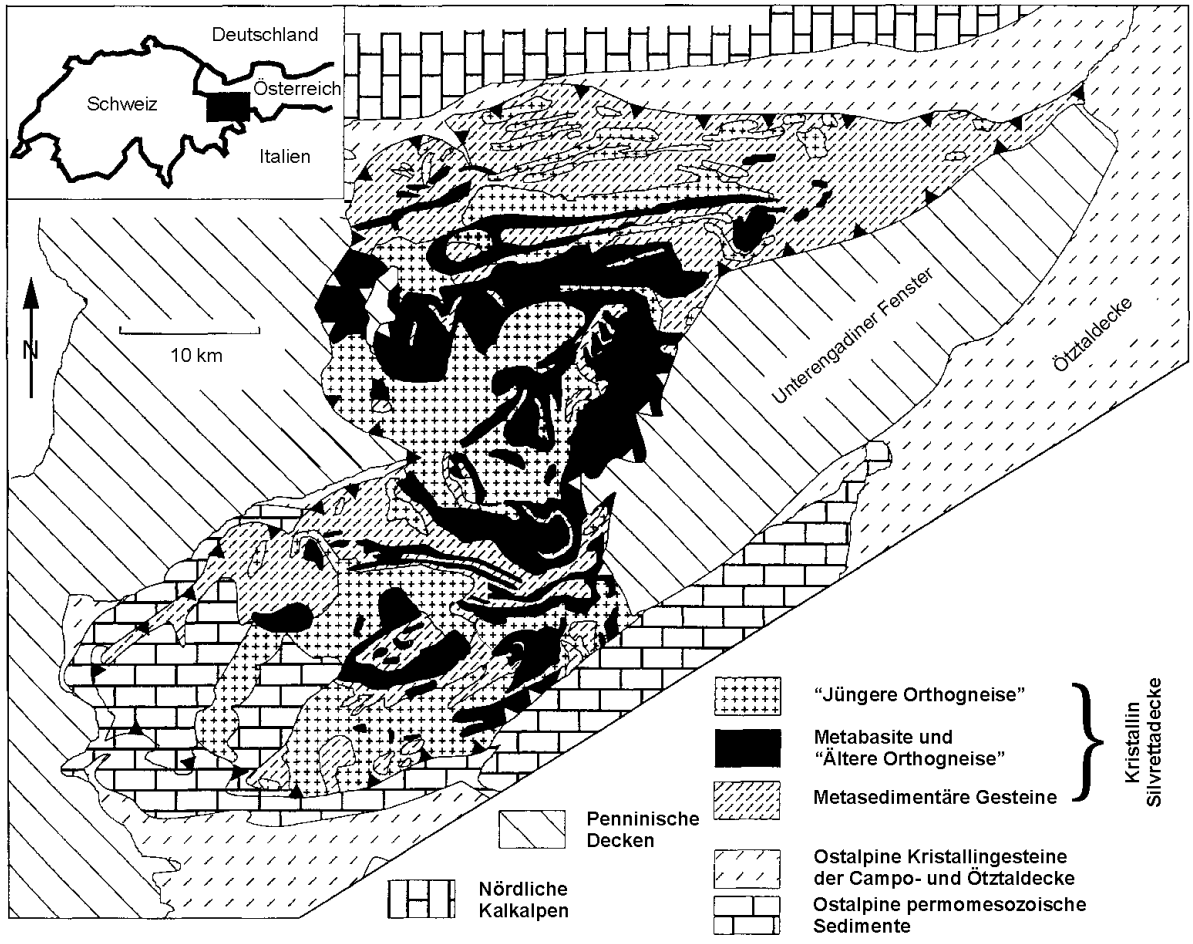


Abbildung 2 Vereinfachte geologische Karte der Silvrettadecke und ihres Umfeldes nach Müller et al. (1995).

1.3 Arbeitsgebiete - Probenauswahl

Im Gegensatz zu bisherigen Dissertationen, die sich entweder auf den österreichischen oder schweizer Anteil konzentrierten, wurden Gesteine aus dem gesamten Gebiet der Silvrettadecke untersucht. Es wurde versucht, eine repräsentative Auswahl aller wichtigen Gesteinstypen der Silvrettadecke zu beproben.

Die Eklogite wurden an zwei Lokalitäten detailliert untersucht. Die erste Lokalität ist ein kleines Vorkommen auf dem Gipfel des Rauhen Kopfes ca. 2 km südlich von Ischgl im Paznauntal / Österreich (vgl. Petrographie Eklogite). Im südlichen Teil der Silvretta wurden stellvertretend für verschiedene in den letzten Jahren entdeckte Eklogit-Aufschlüsse (Maggetti et al. 1987, Maggetti & Galetti 1988) die Eklogite des Val Puntota bei Brail im Inntal beprobt. Zum Vergleich wurden weitere schweizer Eklogite aus dem Val Laschadura und aus der Umgebung des Raumes Zernez mit in die Untersuchungen einbezogen.

Eine weitere Grundlage bildete das aus der Diplomarbeit stammende Probenmaterial aus der zentralen Verwallgruppe. Weitere Orthogneise und Metasedimente wurden in den aus Abb. 3 hervorgehenden Gebieten aus dem gesamten Bereich der Silvrettadecke beprobt.

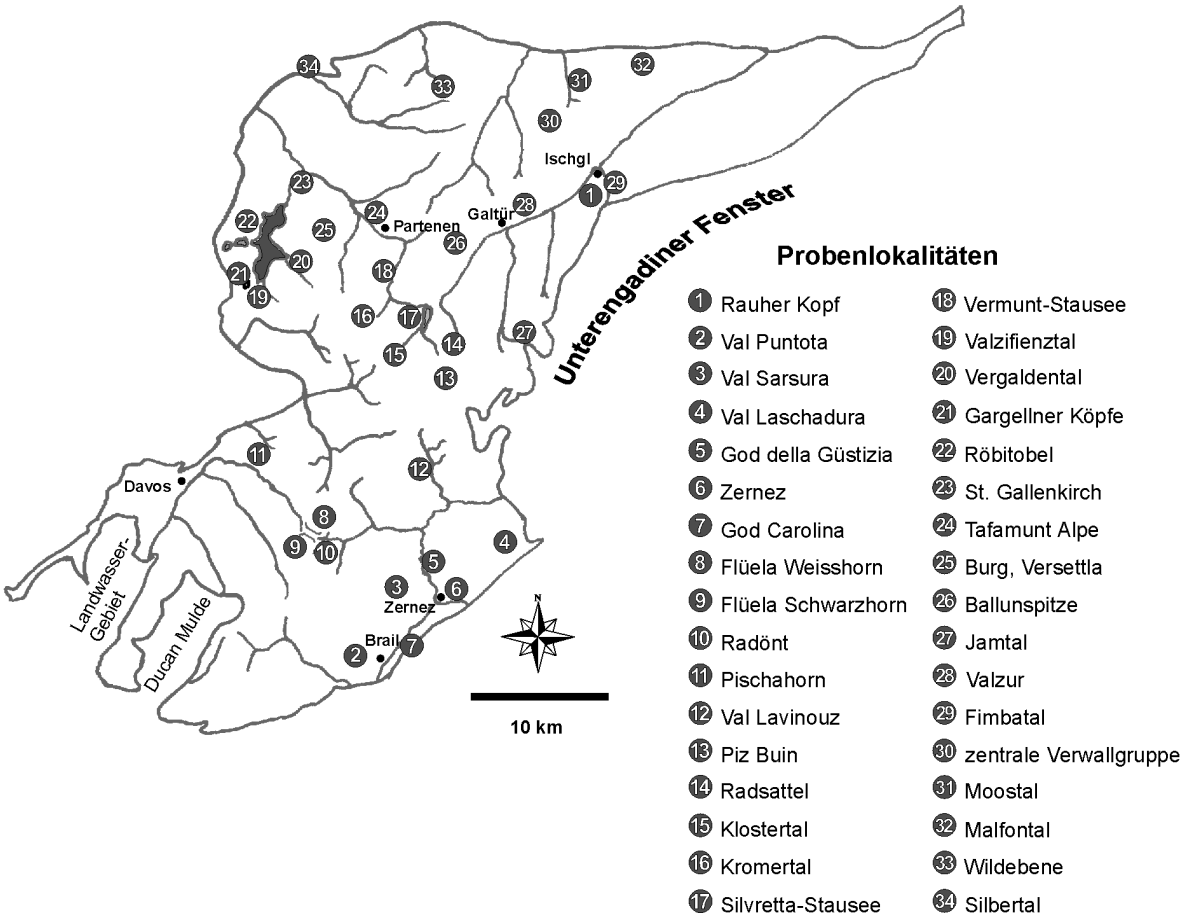


Abbildung 3 Übersicht über die wichtigsten Probenlokalitäten.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Die Silvrettadecke im Rahmen der Varisziden Europas

Die Gesteine der Silvrettadecke waren bereits in dem ausgedehnten variszischen Gebirgsgürtels involviert, dessen eingerumpfte Teile sich von der Iberischen Halbinsel bis nach Asien erstrecken. Er war das Resultat der Kollision zwischen Laurasia und Gondwana während des Paläozoikums. Waren in den klassischen Vorstellungen über die Varisziden Europas (z. B. Kossmat 1927) die Zoneneinteilungen der variszischen Gürtel auf die stabilen Teile des europäischen Kontinents begrenzt (vgl. Abb. 4), so ist inzwischen die Fortsetzung der variszischen Strukturen in den Bereich des heutigen Alpenraumes bzw. den paläogeographischen Bildungsräumen Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und Südalpin der tektonometamorphen Einheiten der Alpen anerkannt (z. B. von Raumer & Neubauer 1993). Vor der eigentlichen Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Laurussia und Gondwana, erfolgte im Silur und Devon das Anschweißen der beiden Kontinentfragmente Avalonia und Armorica (Krohe 1996) oder nach Stampfli & Mosar (1999) und von Raumer et al. (1999) die Kollision zwischen dem Hun Superterrane und Laurussia (inkl. Avalonia, s. u.).

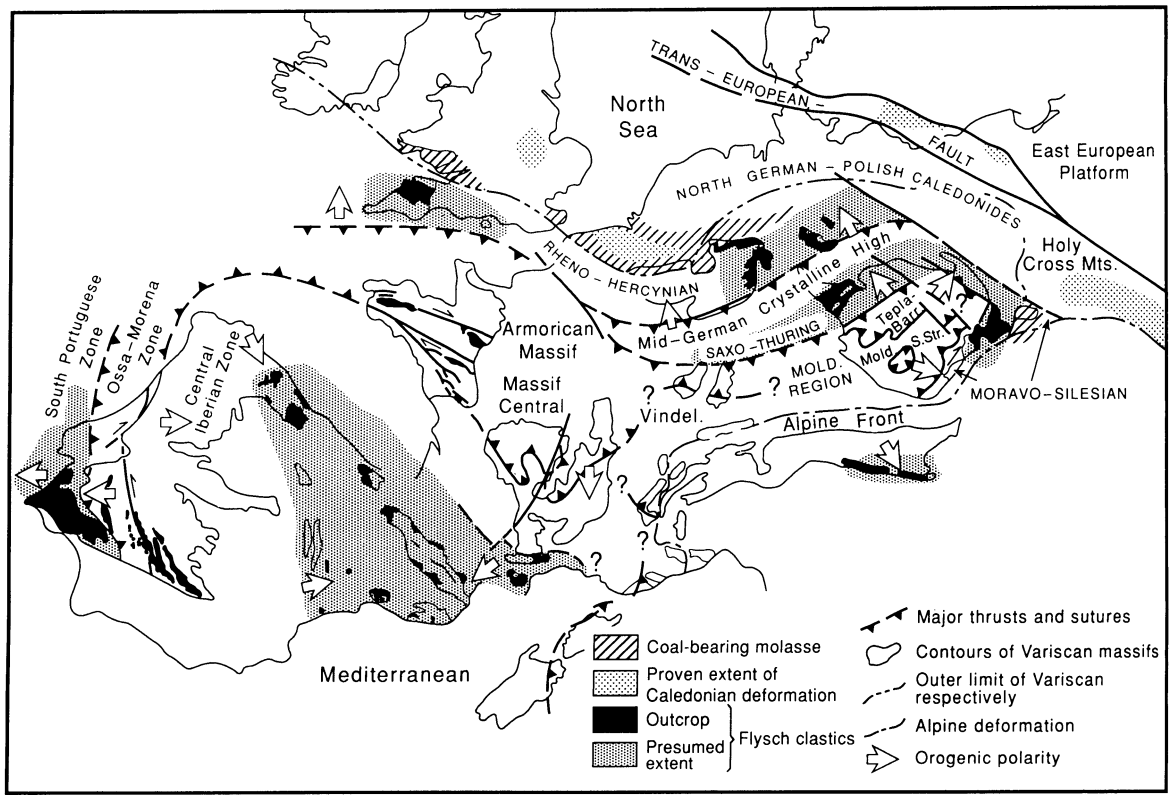


Abbildung 4 Strukturgeologische Karte der Varisziden West- und Mitteleuropas (aus Franke et al. 1995).

Die Kollision zwischen Laurasia und Gondwana wird heute als Ursache der langanhaltenden (Ordovizium-Perm) Entwicklung der Gebirgsbildung der Varisziden angesehen, wobei die frühen Entwicklungsstadien eher Kollisionsereignissen selber zugeordnet werden, spätere Stadien (vor allem magmatische im Oberkarbon/Perm) eher Extensionsprozessen. Die frühere Abgrenzung der variszischen Entwicklung auf das Spätpaläozoikum erforderte das Postulat eines "kaledonischen Ereignisses", was lange Zeit weder paläogeographisch noch geodynamisch erklärt werden konnte. Frisch & Neubauer (1984) und Frisch et al. (1984) sahen dieses Ereignis im Zusammenhang mit einer Subduktion am Nordrand von Gondwana. Heinisch & Schmidt (1982) entwarfen dagegen ein Rift-Szenario. Neuere Modelle (Matte 1991, von

Raumer 1998, von Raumer et al. 1999) vereinen Teile beider Modelle in einem Entwicklungszyklus der Terran-Akkretion von Gondwana abstammender Krustenbruchstücke an Laurussia (Baltika+Laurentia) bzw. Avalonia und Armorica im Laufe des Paläozoikums.
Im Hinblick auf eine Einordnung des variszischen Gebirges in plattentektonische Prozesse, werden zwei grundlegend divergierende Modelle werden diskutiert: 1. Die Kollision relativ kleiner Mikroplatten vom Mitteldevon bis Unterkarbon (Franke 1989, Matte 1991). 2. Eine postkollisionale interne Deformation der geschwächten kontinentalen Lithosphäre nach der Hauptkollision von Avalon und Armorica mit Gondwana (Krohe 1996).
Die frühen Entwicklungsstufen der Gebirgsbildung beinhalten die Entwicklung von Hochdruck (HP) -Metamorphiten durch die tiefe Versenkung ozeanischer Kruste in Subduktionszonen. Die Ergebnisse dieser Subduktion sind sowohl in der Silvrettadecke als auch in weiten Teilen des Moldanubikums und Saxothuringikums Mitteleuropas bzw. dessen Fortsetzung nach Westen als Eklogite zu beobachten. Der Beleg für eine Beteiligung kontinentaler Kruste an der Versenkung in große Tiefen (Massonne 1998) ist allerdings im Gegensatz zu anderen UHPM-Regionen der Erde (z.B. Dabie Shan, China) bis jetzt gering. Dies mag seine Ursache in der intensiven retrograden Überprägung dieser Gesteine in der späteren Extensionsphase haben, die zur Ausbildung von Barrow-Typ-Metamorphiten führte.
Granulitfazielle Paragenesen sind aus weiten Bereichen des Moldanubikums bekannt. Sind die Vorkommen im Schwarzwald eher klein, sind sie in der Gföhl-Einheit aus dem österreichischen Anteil der Böhmischen Masse (Waldviertel, Mühlviertel) doch erheblich weit verbreiteter. Eines der bestuntersuchten Gebiete des Variszikums mit kontinentalen HP-Gesteinen stellt das Erzgebirge dar, dem sich nördlich das Granulitgebirge anschließt. In weiten Bereichen des Moldanubikums (z.B. Schwarzwald, Bayrischer Wald) werden die frühen Hochdruck-Paragenesen durch eine spätere Tiefdruck-Hochtemperatur-Metamorphose vollständig überprägt, was zur Ausbildung von Sillimanit- oder auch Cordierit-führenden Paragenesen führte.
Die Silvrettadecke als Teil des Ostalpins nimmt paläogeographisch eine Stellung südlich der alpidischen Tethys ein. Das Helvetikum bildet den proximalen europäischen Kontinentalrand während des alpidischen Gebirgsbildungszyklus, in diesem Bereich läßt sich die Entwicklung noch besser mit der Entwicklung im Moldanubikum korrelieren. Der südlich anschließende Bereich des Penninikums (distaler europäischer Kontinentalrand) wird z.B. in den pennini-

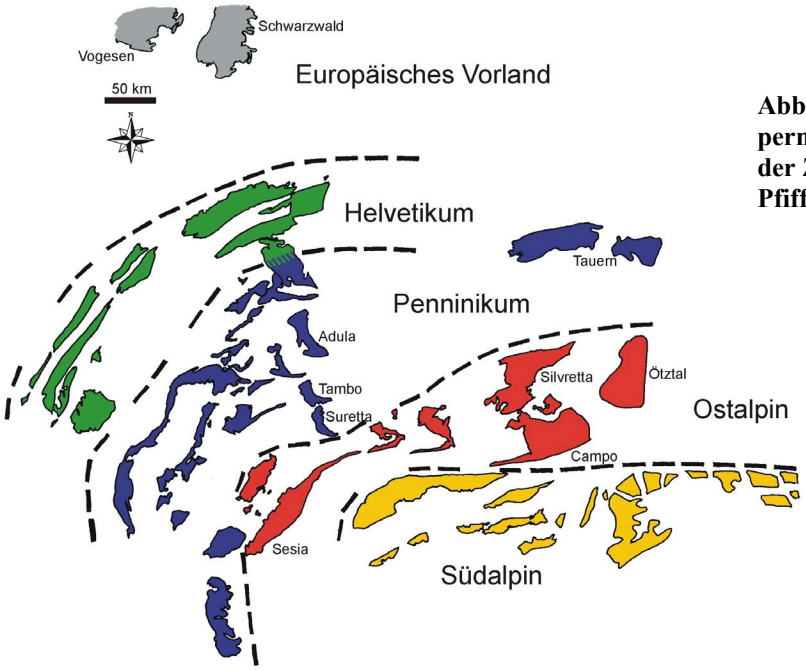


Abbildung 5 Paläogeographie präpermischer Grundgebirgseinheiten der Zentral- und Westalpen nach Pfiffner (1993)

schen Decken des Lepontin (z.B. Adula-Decke) verkörpert. Die variszische Geschichte ist hier allerdings oft durch die intensive alpidische Überprägung verwischt. Weiter südlich folgen die ozeanischen Bereiche des Südpenninikums, die heute entweder subduziert sind oder als Ophiolithe obduziert vorliegen. Das Ostalpin (Unterostalpin/Oberostalpin) bildet den Kontinentalrand und Schelf von Gondwana bzw. Gondwana vorgelagerter Mikrokontinente, das direkt verwandte Südalpin den südlichen Abschluß dieses Querschnittes durch alle tektonometamorphen Teileinheiten der Alpen.

Paläogeographie

Avalonia und Armorika bauen als zusammengesetztes Terran den mitteleuropäischen Variszidenanteil auf, stammen aber vom Nordrand Gondwanas ab (Ziegler 1986). Im Kambrium und Unterordovizium lagen die beiden Mikrokontinente in Südpolnähe im Grenzbereich zwischen Nordafrika und Südamerika, während Baltika und Laurentia im Bereich des Paläoäquators zu liegen kommen. Für diesen Zeitraum wird ein mindestens 2000-3000 km breiter Ozean zwischen Gondwana, bzw. Avalonia/Armorika und Baltika/Laurentia angenommen (Scotese & McKerrow 1990). Im Oberen Ordovizium erfolgt die Nordbewegung Avalonias und Armorikas, die Angleichung der Paläolatituden an die Baltikas und Laurentias erfolgt bei ca. 430 Ma bzw. 400 Ma. Gestützt werden diese Zeitmarken von paläomagnetischen Daten sowie der Angleichung von Faunenprovinzen. Vom Mitteldevon bis ins Oberkarbon erfolgten nach der Kollision Rotationen von Krustenblöcken im östlichen Armorika (Tait et al. 1998). Zum Zeitpunkt der Kollision mit Gondwana selbst liegen widersprüchliche paläomagnetische Daten vor, die einerseits auf das Unterdevon, andererseits auf das Unterkarbon deuten.

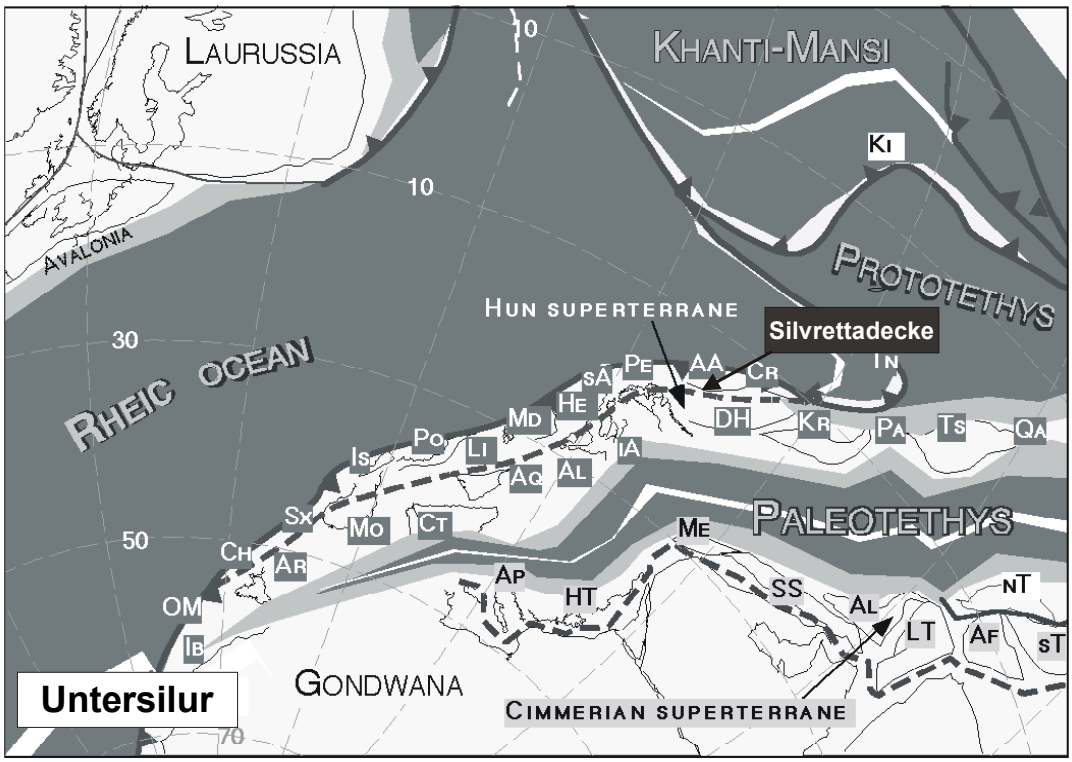


Abbildung 6 Paläogeographie im Untersilur im Bereich zwischen Gondwana im Süden und Laurussia im Norden aus Stampfli & Mosar (1998). Das Kristallin der Silvrettadecke ist Teil des Ostalpins (Austroalpin = AA) am Nordrand des sogenannten Hun Superterranes. WichtigeAbkürzungen nach Stampfli & Mosar (1998): Penninikum = Pe, sA = Südapennin, Helvetikum = He, Md = Moldanubikum, Li = Ligerian, Po = Pontiden, Aq = Aquitanien, Ct = Kantabrien, iA = Inneralpines Terran, DH = Dinariden-Helleniden, Cr = Karpaten, Ap = Apulien, HT = Helleniden-Tauriden, Me = Menderes).

Informationen über die paläogeographische Lage der Platten Laurentia, Baltika, Gondwana sowie der Mikroplatten Avalonia und Armorika (Bachatadse et al. 1995) führen zusammen mit paläogeographischen Daten aus dem Bereich des Ostalpins, die aus paläomagnetischen Daten (Channell et al. 1992, Tait et al. 1998), Faunenvergleichen und sedimentären Klimazeugen (Lutz et al. 1997, Schönlaub 1993, 1997a, 1997b) sowie der magmatischen Entwicklung (Loeschke & Heinisch 1993, Läufer et al. 1993) stammen, zu einem neuen plattentektonischen Modell für den Bereich des heutigen Alpenraumes (Stampfli et al. 1999, Stampfli & Mosar 1999, von Raumer 1998, von Raumer et al. 1999).
Stampfli et al. (1998) und Stampfli & Mosar (1998) definierten ein neues zusammengesetztes Terran, das sogenannte Hun Superterran. Dieses entstand aus einer ordovizischen Kollisionsvergesellschaftung von kontinentalen Krustenelementen, die wahrscheinlich von Baltika-Siberia abgespalten wurden, zusammen mit kambrischen bis unterordovizischen Teilen ozeanischer Kruste (des Rheischen Ozeans), Inselbögen und Akkretionskeilen durch Kollision mit dem Gondwana-Rand. Das Hun Superterran verselbständigt sich durch Abspaltung vom Nordrand von Gondwana unter Öffnung der Paläotethys (vgl. Abb. 6).

Das Grundgebirge der Ostalpen

Das Grundgebirge der Ostalpen gliedert sich in mehrere Teileinheiten, die sowohl alpidisch als auch variszisch und prävariszisch eine abweichende geologische Entwicklung durchlaufen haben. Frisch & Neubauer (1989) interpretierten das variszisch konsolidierte Grundgebirge der Ostalpen im Sinne eines Terrankonzeptes (vgl. Abb. 7). Sie definierten im Ostalpin und dem Penninikum acht verschiedene Terrane (inklusive der permokarbonischen Granite). Das westliche Ostalpin mit der Silvrettadecke, der Ötztaldecke, dem Sesvenna-, Campo-, Ulten- und Languard-Kristallin, der Schobergruppe sowie dem Schladminger Kristallin wird zum Keltischen Terran zusammengefaßt und als geodynamisches Milieu eine Inselbogen-

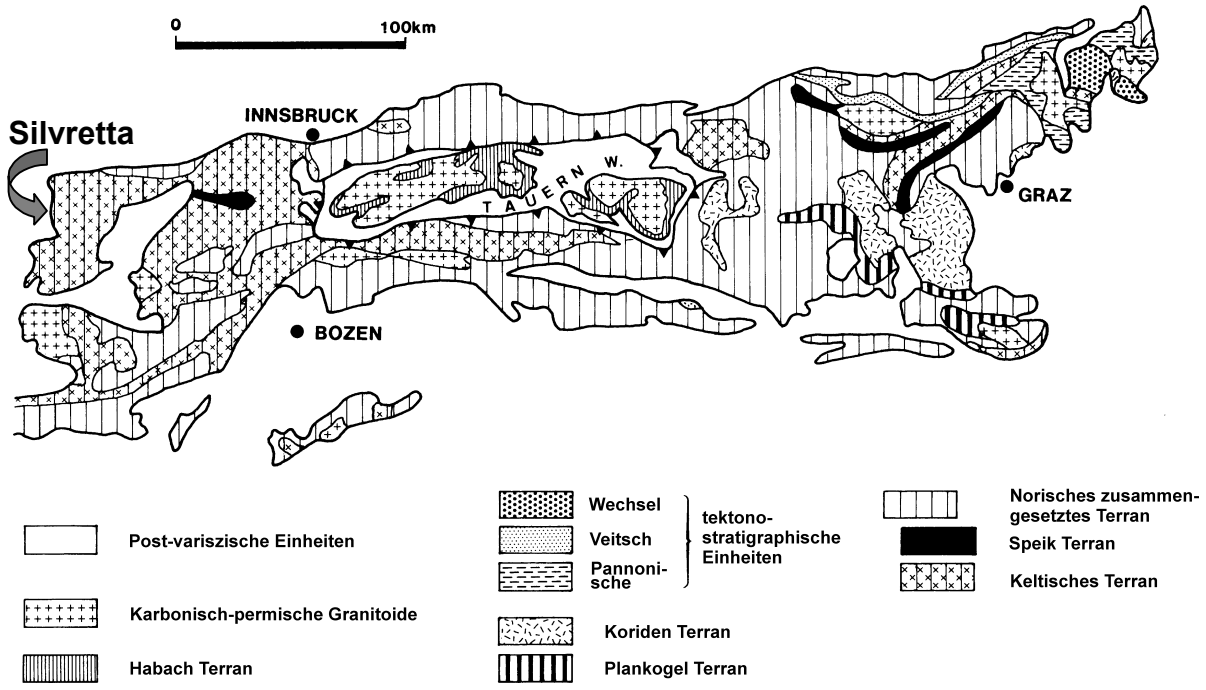


Abbildung 7 Paläozoische Terrane und tektonostratigraphische Einheiten in den Grundgebirgskomplexen der Ostalpen nach Frisch & Neubauer (1984). Die Silvrettadecke liegt am Westende der Ostalpen und gehört zusammen mit dem Ötztal-/Stubai-Kristallin, der Scarl-Campo-Einheit, den ostalpinen Grundgebirgskomplexen S der Tauern sowie dem Schladminger Kristallin und kleineren Einheiten E des Tauernfensters dem Keltischen Terran an.

entstehung angenommen. Untergeordnet treten auch Gesteine dieser Einheit im östlichen Teil des Ostalpins auf. Innerhalb des Ötztalkristallins scheiden Frisch & Neubauer (1989) eine Einschaltung des Speik Terrans aus, welches als ehemaliger Ozeanboden gedeutet wird und dem Keltischen Terran überschoben worden sein soll. Weite Teile insbesondere der östlichen Ostalpen werden von dem Norischen zusammengesetzten Terran aufgebaut. Die Bereiche der Sau- und Koralpe werden durch die Plankogel und Koriden Terrane aufgebaut, ganz im Nordosten des Ostalpins fassen Frisch & Neubauer (1989) kontinentale Krustenspäne zum Pannonischen Terran zusammen.
Variszische Granitoide treten in den Zentralalpen verbreitet in den unterostalpinen Decken auf, z.B. die Julier- und Bernina-Granite der Err-Bernina-Decke, die ein karbonisches Alter (305 Ma) aufweisen (Pfiffner 1993). Oberpaläozoische rhyolithische Vulkanoklastika werden als wahrscheinlich älter als der Julier-Granit gedeutet (Mercolli 1989). In den oberostalpinen Decken, also auch der Silvrettadecke und dem Ötztal-Kristallin, sind spätvariszische Granitoide weniger weit verbreitet, eine Ausnahme bilden Orthogneise im Languard-Campo-Sesvenna-Kristallin, deren Intrusionalter auf 267-277 Ma datiert wird (Del Moro & Notarpietro 1987, Bockemühl 1988). Thöni (1981) datierte einen Orthogneis des Scarl-Kristallins auf 336 ± 7 Ma, deutete das Alter aber eher als metamorphe Überprägung anstatt der primären Kristallisation. Hoinkes & Thöni (1993) betonen dagegen die lithologische Verwandtschaft von Scarl- und dem Silvretta-Kristallin. In diesem Sinne könnte auch eine Beziehung zu den aplitisch-pegmatitischen Muskowit-Granitgneisen (Typ Güstizia) nach Grauert (1969) bestehen, die jüngere Rb/Sr-Alter von ca. 350 Ma aufweisen. Bereits Flisch (1987) deutet diese Gesamtgesteinsalter aber ebenfalls als Alter einer hochgradigen variszischen Überprägung. In der Silvrettadecke treten genauso wie im Languard-Campo-Sesvenna-Kristallin permische Vulkanoklastika auf (Ruina-Formation, Eichenberger 1986). Im südlichen Ötztal-Kristallin wie im Scarl-Campo-Kristallin sind Pegmatite Zeuge der spätvariszischen magmatischen Aktivität (Hoinkes & Thöni 1993).
Auch aus dem Altkristallin südlich des Tauernfensters sind keine spätvariszischen Granitoide bekannt (Schulz et al. 1993). Hier, wie auch in weiten Teilen des ostalpinen Grundgebirges östlich des Tauernfensters (Neubauer & Frisch 1993), dominieren ordovizisch-silurische Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter.
Die unterostalpine Dent Blanche Decke der Westalpen enthält oberpermische Plutonite (Gabbros und Granite, Pfiffner 1993) und auch die Sesia-Lanzo-Zone beinhaltet präalpidische, vermutlich spätvariszische Granite (Compagnoni et al. 1977).
In den penninischen Einheiten sind spätvariszische Granitoide weit verbreitet, wenn sie auch bereichsweise, wie in den unteren Decken des Lepontindomes, stark metamorphisiert sind (Pfiffner 1993). Die radiometrischen Altersdaten reichen von 350 Ma für den Rofna-Porphyr der Surettadecke bis zu 260 Ma für den Monte Rosa Orthogneis, der als Monte Rosa Granit ein Alter von 310 Ma ergibt. Treten im Unterengadiner Fenster abgesehen vom Tasna-Granit keine variszischen Granitoide auf, sind sie im Tauernfenster um so verbreiteter (Finger et al. 1993, Finger & Steyrer 1990). Ihre Intrusionsalter sind grundsätzlich spätvariszisch, erstrecken sich allerdings über einen weiten Zeitraum (333-245 Ma) mit einem Maximum im Zeitraum 330-310 Ma.

2.2 Die alpidische Entwicklung der Silvrettadecke

Alpidische paläogeographische Entwicklung

Die Silvrettadecke ist Teil des ostalpinen Deckenstapels und nimmt in diesem die oberste Position ein. Das ostalpine Deckengebäude ist das Resultat der tektonischen Verschuppung des passiven Kontinentalrandes der Adriatischen Mikroplatte während des Jura und der Unterkreide (Froitzheim et al. 1994). Die Deckenstapelung in den ostalpinen Einheiten wurde durch ein eigenständiges orogenes Ereignis in der Kreide verursacht, das durch die Kontinent-Kontinent-Kollision im Zuge der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans weiter östlich zum Vorrücken eines Überschiebungskeiles innerhalb der ostalpinen Einheiten führte (Schmid et al. 1996). Nach Froitzheim & Eberli (1990) entsprechen die heutigen tektonischen Positionen ihren ungefähren paläogeographischen Lagen am ehemaligen Kontinentalrand der Adriatischen Mikroplatte. Die oberostalpinen Decken, zu denen die Silvrettadecke gehört, nehmen daher eine Position am proximalen Kontinentalrand ein (vgl. Abb. 8).

Stampfli (1996), Stampfli et al. (1998) und Stampfli & Mosar (1999) nehmen eine westliche

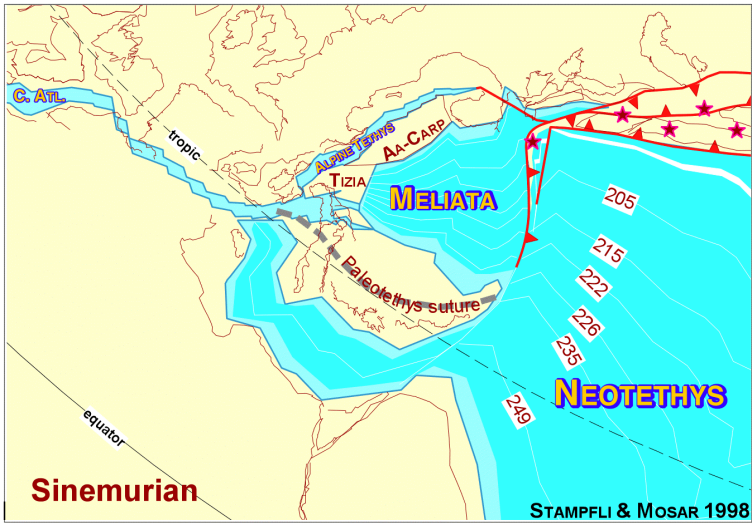
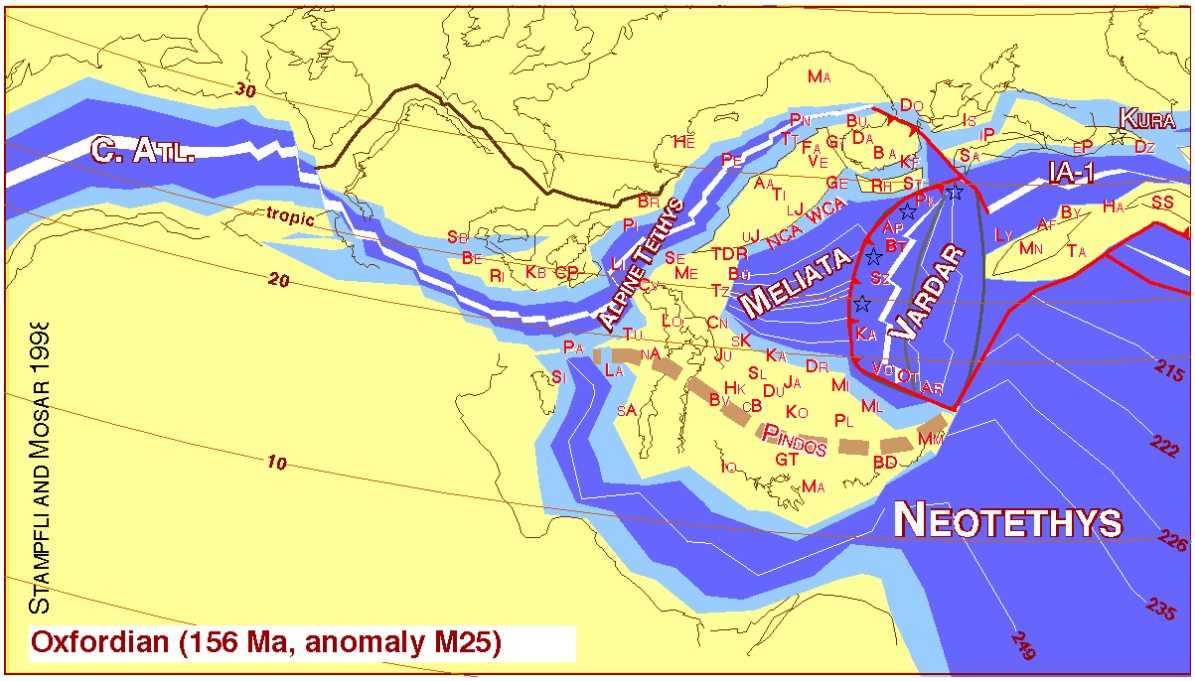


Abbildung 8
A Paläogeographie des heutigen Alpenraumes (Bereich der westlichen Tethys) im Sinemurium nach Stampfli & Mosar (1999). Die Silvrettadecke ist Teil des Ostalpins (AA), das durch kontinentale Extension und Bildung der alpinen Tethys vom europäischen Kontinent getrennt wird.
B Paläogeographie im Oxfordium (B) nach Stampfli et al. (1998). Die Nördlichen Kalkalpen (NCA) gehören nach dieser Darstellung einem südlicheren Ablagerungsraum an, als das eigentliche Ostalpin (AA). Anomalie M25 bezieht sich auf die Magnetostratigraphie.



Fortsetzung des Meliata (-Hallstatt)-Ozeans bis in das Ivrea-Gebiet (Südalpen) an, für dessen Existenz es im Bereich der Silvrettadecke allerdings keine Belege gibt (Abb. 8A). Der Meliata-Ozean (permische Ozeanspreizung, im E bis in die Trias) trennt die Bereiche des Ostalpins (AA = Austroalpin) von den Einheiten des Pelagonischen Massivs mit der Paläotethys-Sutur im Süden.
In der alpidischen Tethys setzte die Ozeanspreizung in einem Seitenverschiebungssystem mit Verbindung zum Zentralatlantik im Jura ein (Abb. 8B).

Die Situation der Silvrettadecke im alpidischen Deckengebäude

Zum oberostalpinen System (nach Trümpy 1980 auch zentralostalpin) gehören neben der Silvrettadecke auch noch die Kristallineinheiten Ötztal, Campo, Sesvenna und Languard, die sedimentären Decken S-charl (partiell abgescherte Teildecke der Sesvennadecke) und die vollständig abgescherten Deckgebirgseinheiten der Quattervalsdecke, Ortlerdecke sowie der Arosa Dolomiten (Froitzheim et al. 1994, vgl. Abb. 9). Die Beziehung zu den ebenfalls vollständig abgescherten Nördlichen Kalkalpen wird immer noch kontrovers diskutiert. Während Tollmann (1977) eine tektonische Deckengrenze zwischen dem eigentlichen Silvrettakristallin und der sogenannten Phyllitgneiszone zieht (begründet durch Verrucano-Vorkommen in der

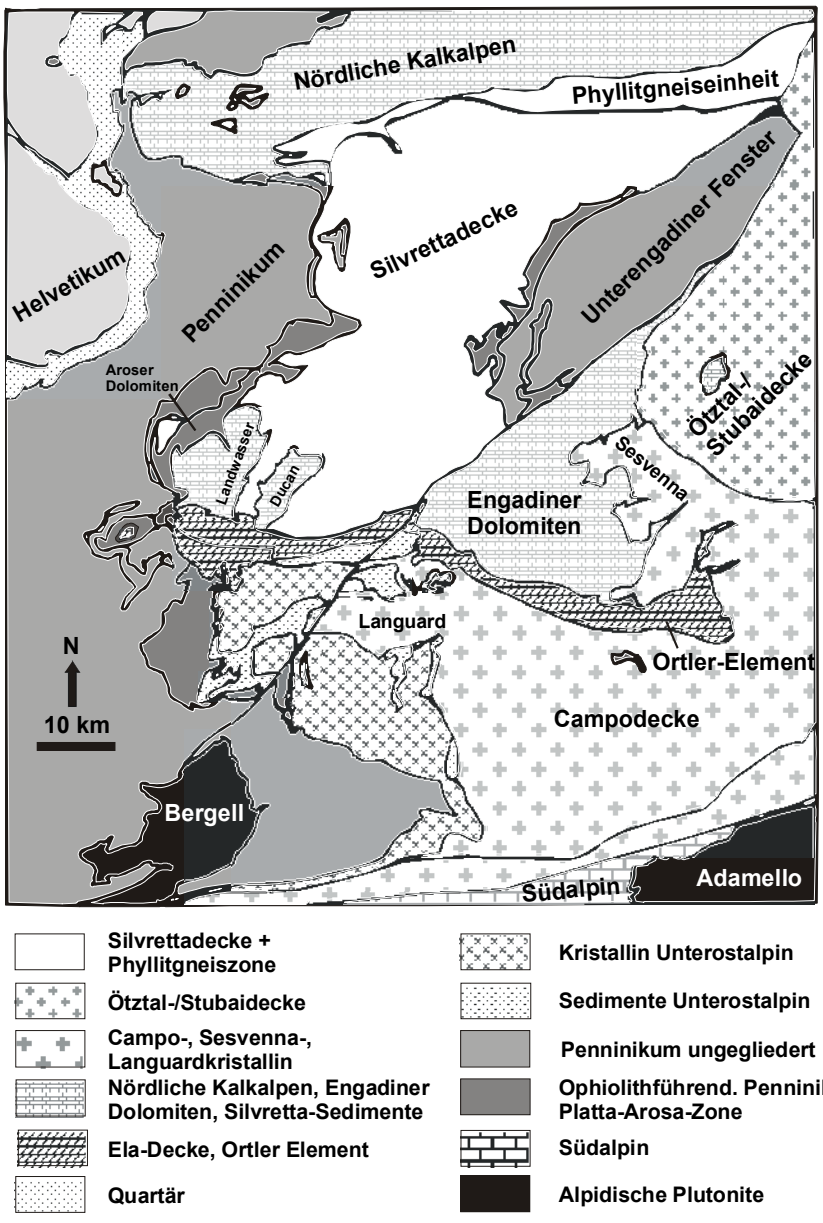


Abbildung 9 Tektonische Übersichtskarte und Deckenbau am Westrand der Ostalpen nach Eberli (1985).
Die Silvrettadecke s.str. und die Phyllitgneiseinheit werden in einheitlicher Signatur dargestellt, die autochthone Sedimentauflage in der Signatur verwandter oberostalpiner Sedimentdecken.
Die Campodecke umfaßt die Sesvenna- und Languard-Einheiten.

Zone von Puschlin-Thialspitz) und damit der Silvrettadecke eine eigenständige mittelostalpine Position zuschreibt, kommen neuere Bearbeiter (Amann 1985, Rockenschaub 1990, Nowotny et al. 1992) zur Ansicht, daß keine großtektonische Trennlinie vorhanden ist und deshalb auch die Silvrettadecke als Unterlage der sedimentären Einheiten der Nördlichen Kalkalpen möglich erscheint und auf jeden Fall oberostalpiner Herkunft ist. Einen Überblick über die historische Entwicklung der Abgrenzung der Ostalpineinheiten am Westende der Ostalpen gibt Naef (1987, S.19).
Die unterlagernden Einheiten des Unterostalpins und des Penninikums sind im Prättigauer Halbfenster im Westen, dem Unterengadiner Fenster im Osten und im Gebiet des Albulapasses südlich der Silvrettadecke aufgeschlossen. Froitzheim et al. (1994) ordnen in dem Gebiet südlich der Silvrettadecke das Bernina und das Err Deckensystem dem Unterostalpin zu. Die Plattadecke mit ihren Ophiolithen soll penninisch sein, auch wenn triassische und jurassische Sedimente ostalpiner Fazies sowie kontinentale Scherköper auftreten. Ihr wird paläogeographisch eine Position zwischen dem eigentlichen Kontinentalrand der Adriatischen Mikroplatte, der durch das Unterostalpin (Bernina / Err) repräsentiert wird, und dem kontinentalen Fragment der Margna-Sella-Decke zugeordnet. Diese Margna-Sella-Einheit besitzt eine mesozoische Sedimentbedeckung in ostalpiner Fazies (Froitzheim et al. 1994) und wurde durch mitteljurassische Dehnungstektonik vom eigentlichen Kontinentalbereich getrennt. Das Südpenninikum bildet die tiefste Deckeneinheit des Deckenstapels in Graubünden und wird durch die Ophiolithe der Malenco-Forno-Lizun-Einheit repräsentiert.
Nach Laubscher (1983) bauen diese Decken zusammen den sogenannte ”orogene Deckel” auf, welcher bereits in der Kreide entstand und die tieferen penninischen Einheiten der Arosa-Zone, des Prättigauer Halbfensters und auch des Unterengadiner Fensters erst später als zusammenhängende Masse im Alttertiär überfuhr.
Im Unterengadiner Fenster werden als jüngstes paläozäne bis untereozäne Sedimente überfahren (Rudolph 1982, Oberhauser 1983), was eine obere Zeitmarke für den zweiten Deckenschub des ”orogenen Deckels” gibt. Nach der geologischen Karte von Österreich, Blatt 170 Galtür, sowie nach Oberhauser (1980), werden die Abfolgen des Unterengadiner Fensters vollständig in das Penninikum eingeordnet, während Gwinner (1978) zumindest für die Tasnadecke (Prutzer Serie, Schuppenzone von Champatsch) die Zuordnung in Unterostalpin oder Mittelpenninikum offen läßt und Hlauschek (1983) die Tasna-Sedimentserie und die Prutzer Serie in das Unterostalpin stellt, die Champatschzone in das ”Hochpenninikum” und die Bündnerschiefer in das ”Tiefpenninikum. Hitz (1996) ordnet alle tektonostratigraphishen Einheiten des Unterengadiner Fensters in das Penninikum ein. Die tektonisch höchste, ophiolithführenden Einheit wird als Arosa Zone in das Südpenninikum. Die Tasnadecke nimmt demnach eine Art Zwischenposition zwischen Mittelpenninikum (Briançonnais) und dem Nordpenninikum (Valais) ein. Die Klastika und Ophiolithe des Nordpenninikum bauen demzufolge die Hauptmasse des Kerns des Unterengadiner Fensters auf. Nach dieser Darstellung ist das Unterostalpin also vollständig tektonisch unterdrückt.
Am Westrand der Silvrettadecke wird das oberostalpine Kristallin direkt von der Arosa-Zone, der höchsten penninischen Einheit, unterlagert (Fuchs 1984). Diese tektonische Mélange ist in vielen Bereichen (z.B. Gargellen-Fenster) stark ausgedünnt (Bertle 1973). Bereichsweise treten auch Klippen oberostalpiner Kalkalpingesteine auf, die von Tollmann (1970) als Madrisa-Schollenzone ausgeschieden werden. Eine ähnliche Position nehmen die subsilvrettiden Schürflinge an der Basis der Silvrettadecke in der Umrahmung des Unterengadiner Fensters (z.B. Idalpe) ein. Unter der Arosa-Zone folgen die Sulzfluh- und Falknis-Decken, die nach Gwinner (1978) und Hlauschek (1983) in das Unterostalpin eingeordnet werden, allerdings hier in einer mittelpenninischen Position auftreten. Als unterste tektonische Einheit folgt der Prättigau-Flysch.

Krustenstruktur der Alpen im Bereich der Silvrettadecke

Detaillierte seismische und durch die Oberflächengeologie ergänzte N-S-, als auch E-W-Profile wurden im Rahmen des NFP 20-Projektes zur Tiefenstruktur der Schweiz gewonnen (Pfiffner et al. 1997, Schmid et al. 1997, Hitz 1996, Pfiffner & Hitz 1997). Die reflexionsseismischen Daten des östlichen Profils durch die Ostschweiz ergeben eine Krustenmächtigkeit von ca. 50 km unterhalb der Silvrettadecke und ein Einfallen der Moho nach SSE (Hitz 1996, vgl. Abb. 10). Unterhalb der Silvrettadecke folgen die Arosa-Mélange, die Tasnadecke und Flysch-Einheiten, die insgesamt aber nur weniger als einen Kilometer Mächtigkeit ausmachen. Die abgescherte Falte der Bündnerschiefer mit ihren eingelagerten Ophiolithen (interpretiert aus SSE-fallenden Reflexionen innerhalb der Bündnerschiefer) baut mit 10 km Mächtigkeit den Kern des Unterengadiner Fensters auf. Darunter folgen die imbrikierten helvetischen und nordpenninischen Kristallindecken, die auf das helvetische Vorland überschoben wurden (Hitz 1996). Die Unterkruste erweist sich nur am Nordrand des Unterengadiner Fensters unterhalb der Silvrettadecke als reflektiv.

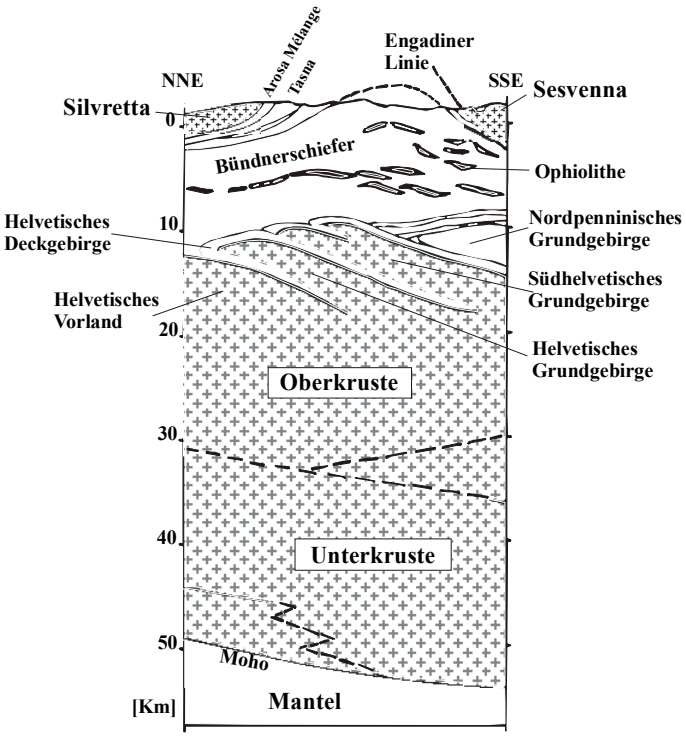


Abbildung 10 Krustenprofil im Bereich des Unterengadiner Fensters basierend auf der seismischen Reflexionsdaten des Programms NRP20 Tiefenstruktur der Schweizer Alpen (nach Hitz 1996).

Die alpidische Metmorphose in den umliegenden penninischen Einheiten

Zur Charakterisierung der alpidischen Metamorphose sind die sedimentären und ozeanischen penninischen Einheiten des Prättigauer Halbfensters, des Unterengadiner Fensters und der Südumrahmung der Silvrettadecke wesentlich besser geeignet als die hochmetamorphen Gesteine der Silvrettadecke. Nachdem Bearth (1967), Oberhänsli & Dietrich 1975) den Grad der Metamorphose als sehr schwach bezeichnet hatten, gaben Leimser & Purtscheller (1980) nach den Funden von Pumpellyit, Stilpnomelan, Lawsonit und Alkaliamphibol (Glaukophan) bereits erhöhte Drücke von 4-5 kbar bei 350°C an. Höck & Koller (1987) vermuteten 300-350°C und 5-6 kbar.

Neuere Arbeiten zur Metamorphose des Unterengadiner Fensters stammen von Stöckhert et al. (1990), die 6-7 kbar bei 350°C angeben, sowie Goffé & Oberhänsli (1992), deren Fund von Karpholith im Ophiolithkörper von Avers auf Druckbedingungen von mindestens 8 kbar hinweisen soll. Bousquet et al. (1995, 1998) gliedern die Bündnerschiefer aufgrund einer abweichenden P-T-Entwicklung in zwei Teileinheiten, die von einer kartierbaren Scherzone getrennt werden. In der tieferen Einheit (Mundin) konnten typische HP/LT-Paragenesen festgestellt werden. In den Metapeliten können Fe-Mg-Karpholith, Seladonit-reicher Phengit und Mg-reicher Chlorit nachgewiesen werden, im Ophiolith vom Piz Mundin Glaukophan. Der Druck wird aufgrund F-armer Karpholithe auf 12 kbar bei 375°C (Bousquet et al. 1998) geschätzt, F-reichere Karpholithe deuten auf etwas niedrigere Bedingungen um 10 kbar. In der

oberen Bündnerschiefer-Einheit (Arina-Einheit) treten nach Bousquet et al. (1995) dagegen keine charakteristischen Hochdruckphasen auf, nur mehr oder weniger Seladonit-reiche Phengite, Stilpnomelan und Riebeckit. Die metamorphen Bedingungen dieser Einheit werden auf 7 kbar bei 325°C geschätzt.
Auch in den Bündnerschiefern des nordpenninischen (Valais) Prättigauer Halbfensters wurde inzwischen Karpholith nachgewiesen (Goffé & Oberhänsli 1992). Weh et al. (1997) bestimmten für die Bündnerschiefer mit dem Phengitbarometer nach Massonne & Schreyer (1987) 7 ± 1 kbar und 370 ± 20°C mit dem Chlorit-Thermometer nach Cathelineau (1988).
Daten zur Chloritkristallinität, Vitrinitreflexion, Illitkristallinität sowie -polytypie ermittelte Henrichs (1993) für eine einzelne Probe aus den Kössener Schichten der Stammerspitze nördlich Scuol. Die tektonostratigraphische Zuordnung in das Ober- oder Unterostalpin dieser Klippe über den penninischen Bündnerschiefern ist allerdings umstritten. Es ergeben sich Werte der mittleren Anchizone, die Henrichs (1993) im Sinne einer Zugehörigkeit zum Oberostalpin interpretiert.

Alpidische Metamorphose der Silvrettadecke s.str.
Henrichs (1993) untersuchte die Illitkristallinität in der Kössenformation in den Ostalpen und im angrenzenden Südalpin, Kürmann (1993) bearbeitete die Hochdiagenese und Anchimetamorphose in der Permotrias des Ostalpins westlich der Tauern. Ferreiro-Mählmann (1994) bearbeitete die Kohlenpetrographie und Mineralogie zur Diagenese und Metamorphose in Mittelbünden und kam zu sowohl zeitlich als auch im Grad der Metamorphose zu stark abweichenden Resultaten im Bezug auf die Silvrettadecke.
Kürmann (1993) leitete aus seinen Untersuchungen eine maximale Versenkungstiefe von 7-8 km ab. In Anbetracht der ca. 4000 m mächtigen Schichtfolge ergibt sich dadurch die Frage nach der Ursache der Auflastverdopplung. Flisch (1986) und Hurford et al. (1989) lehnen eine überlagernde, heute nicht mehr erhaltene bzw. abgeglittene Decke ab und postulieren regionale Faltungs- und Bruchtektonik als Verursacher, Eichenberger (1986) vermutet dagegen eine ”Ultradecke”.
An der westlichen Deckengrenze zur Arosazone und dem Penninikum nehmen die Temperaturen in den unterschiedlichen Einheiten parallel von Nord nach Süd zu. Dabei ist auch in Profilen durch die Deckengrenzen kein Versatz der Isothermen festzustellen (Kürmann 1993). Im Rätikon wird dabei erst im penninischen Flysch die Anchizone erreicht (Thum & Nabholz 1972), während im Süden bereits in der Landwasserkette der Sedimentauflage der Silvretta (Amselflue) die hochgradige Anchimetamorphose mit Pyrophyllitbildung erreicht wird (Kürmann 1993). In den Sedimenten der Silvrettadecke ergibt sich überraschenderweise ein Trend der Temperaturabnahme von West nach Ost, in der Ducankette werden nur noch Bedingungen der mittleren Anchizone erreicht, nach Flisch (1986) sogar nur die schwache Anchimetamorphose. Dieser Trend wird durch die gleichlaufende Entwicklung in den Kössener Schichten bestätigt (Henrichs 1993). Dies steht im Gegensatz zur zunehmenden thermischen Beeinflussung des Kristallins der Silvrettadecke in Richtung des Unterengadiner Fensters, was sich in der Rückstellung der variszischen Glimmeralter äußert. Die Ursache dieser Temperaturzunahme nach Westen ist umstritten, ein Einfluß der Lepontinischen Metamorphose wird diskutiert, aber auch eine Imbrikation des Silvretta-Westrandes mit westwärts sukzessive tieferen Schuppen wird als möglich erachtet (Eichenberger 1986).
Die von Kürmann (1993) ebenfalls untersuchten Sedimente der umstrittenen Zone von Thialspitz-Puschlin besitzen eine metamorphe Überprägung, die zumindest im Bereich der hochgradigen Anchimetamorphoe (270-300°C) liegt, die Neubildung alpidischen Paragonits an der Thialspitze (Kürmann 1993) und von Chloritoid im Urgtal (Amann 1985) deuten auf eine epimetamorphe Überprägung.

Zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen liegt kein Sprung in den Temperaturen gemäß der Illitkristallinität vor. Dies bestätigt auch den aufgrund der metamorphen Petrologie festgestellten Übergang von der Phyllitgneiszone und dem Landecker Quarzphyllit einerseits und dem Silvrettakristallin andererseits (Kreczy 1981, Amann 1985, Nowotny et al. 1992, Rockenschaub 1990) und die Ablehnung einer Deckengrenze erster Ordnung, wie von Tollmann (1977) gefordert.
Amann (1985) gibt als alpin metamorphe Minerale Paragonit, Pyrophyllit, Choritoid und auch Stilpnomelan an. Während die zwei letzteren durch Dünnschliffbeobachtungen festgestellt wurden, geht der Nachweis der ersteren auf Röntgendiffraktometeruntersuchungen zurück.
Der Chloritoid tritt sowohl im diaphthoretischen Kristallin als auch in den Sedimentschuppen der Thialspitz-Puschlin-Zone auf. Im Kristallin ist dabei häufig eine Blastese in Serizitaggregaten nach Staurolith festzustellen (Hoernes & Purtscheller 1970). Die Entdeckung retrogradierten Stauroliths führte zur Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits, der heute als diaphthoretischer Nordrand der Silvretta-Kristallinmasse betrachtet wird.
Rockenschaub et al. (1983) beschreiben aus der Region von Fließ auch voralpidische Chloritoide (z.T. als Einschlüsse in Granat), was sich mit den eigenen Beobachtungen aus dem vorderen Malfontal deckt.
Stilpnomelan wurde aus verschiedenen Bereichen der Silvretta beschrieben. Schon Grauert (1969) erwähnt postdeformativen Stilpnomelan in Zweiglimmer-Granitgneisen mit alpidisch Rb/Sr-verjüngtem Biotit. Amann (1985) gibt Funde aus dem Orthogneis des Hohen Riffler und aus einem Diabasgang nördlich von Kappl an. Koch & Masch (1992) erwähnen Stilpnomelan in Pseudotachyliten. Nach eigenen Befunden ist Stilpnomelan in weiten Teilen der nördlichen Silvrettadecke verbreitet. So tritt er z.B. in einem Zweiglimmer-Granitgneis der zentralen Verwallgruppe auf, aber auch ganz im Nordwesten im Montafon im Silbertal. Die Zugehörigkeit zu einer alpidischen Überprägung ist in den meisten Fällen nicht zu überprüfen, das Auftreten in den postvariszischen Diabasen und den Pseudotachyliten ist allerdings ein Beleg für die alpidische Blastese. Das Vorkommen am Hohen Riffler (Amann 1985) kommt innerhalb des alpidischen Auftretens von Pyrophyllit zu liegen, außerdem im Bereich der alpidisch-variszischen K/Ar-Mischalter der Hellglimmer, was auf Temperaturen im Bereich von 350°C schließen läßt. Die oberen und unteren Stabilitätsgrenzen lassen eine alpidische Bildung als möglich erscheinen. Ähnliches gilt für das Vorkommen nördlich der Saumspitze, hier wurden allerdings variszische Glimmeralter gemessen. Im Silbertal kann allerdings höchstens von einer anchizonalen Metamorphose ausgegangen werden.
Paragonit ist am Nordrand des östlichen Verwall und an der Kalkalpenbasis relativ häufig (Amann 1985). Die unteren Stabilitätsgrenzen sind schlecht definiert, so daß aus diesem Mineral kaum eine verwertbare PT-Information gewonnen werden kann.
Pyrophyllit tritt ebenfalls verbreitet im Kristallin und an der Basis der Nördlichen Kalkalpen auf. Besonders häufig ist er im Verrucano, in dem er auch knapp westlich des Arlbergpasses seine Verbreitungsgrenze erreicht (Amann 1985). Er wurde röntgenographisch identifiziert und tritt stets gemeinsam mit Phengit/Muskowit auf. Die untere und obere Druckstabilität wurden von Chatterjee (1984) eingegrenzt. Im zu vermutenden Bereich von 2-4 kbar ensteht Pyrophyllit gemäß der Reaktion (A) bei ca. 320°C. Reiner Pyrophyllit wird bereits bei knapp 400°C wieder nach Reaktion (B) abgebaut. Das gemeinsame Auftreten mit Muskowit legt allerdings eine Blastese aus diesem nahe, zumal westlich der Pyrophyllitisograde kein Kaolinit auftritt, obige Reaktion also nicht im Gelände nachvollzogen werden kann (Amann 1985).

$$\text{Kaolinit} + \text{Quarz} \Rightarrow \text{Pyrophyllit} + H_2O \qquad \text{Reaktion A}$$

$$\text{Pyrophyllit} \Rightarrow \text{Alumosilikat} + \text{Quarz} + H_2O \qquad \text{Reaktion B}$$

2.3 Variszische Eklogite der Alpen

Eklogite sind aus vielen Bereichen der Varisziden Europas bekannt (O´Brien et al. 1990), in Mitteleuropa treten sie sowohl im Saxothuringikum (z.B. Erzgebirge) als auch im Moldanubikum (z.B. Schwarzwald, südliche Böhmische Masse) auf. Die Altersstellung zahlreicher Eklogitvorkommen im variszisch geprägten Teil der Alpen ist umstritten. So werden nach jüngeren Datierungen zahlreiche für variszisch oder gar prävariszisch gehaltene Eklogite aus dem Bereich der Ostalpen (Droop et al. 1990) heute einem kretazischen, möglicherweise sogar jurassischen Hochdruckereignis zugeordnet (vgl. Abb. 11). Dies betrifft Eklogite der Sau-/Koralpe (Thöni & Jagoutz 1992, Thöni & Miller 1996, Heede 1997, Miller & Thöni 1997), der Prijakte in der Schobergruppe südlich des Tauernfensters (Schulz 1993, 1995, Linner et al. 1996) und solche im südlichen Ötztal (Hoinkes et al. 1991, Poli 1991).

Helvetikum und Penninikum
In den helvetischen und penninischen Grundgebirgseinheiten des ehemaligen südlichen europäischen Kontinentalrandes sind Eklogite eher selten, ihre Stellung ist im alpidisch schwächer deformierten und metamorphisierten Helvetikum, mit Nachweisen im Aiguilles Rouges, Argentera und Mont Blanc Massiv (vgl. Abb. 11), erheblich eindeutiger als im Penninikum, in dem nur reliktische Paragenesen im südöstlichen Tauernfenster (Droop 1983) und im Savona-Kristallin der Briançonnais bekannt sind (Droop et al. 1990). Messiga (1981) schreibt letzterem Vorkommen ein kaledonisches Alter zu. Gebauer (1993) beschreibt mit SHRIMP-U/Pb- sowie Sm/Nd-Daten an Eklogit-Zirkonen ein altpaläozoisches Hochdruckereignis aus dem Gotthardmassiv.

Ostalpin
Die größte Dichte an wahrscheinlich variszischen Eklogitvorkommen besitzen die ostalpinen Grundgebirgsdecken Österreichs (Droop et al. 1990). Von West nach Ost treten Eklogite in der Silvretta- und Ötztaldecke, der Schober und der Polinik Gruppe im „Altkristallin“ südlich des Tauernfensters sowie in der Sau-/Koralpe Region östlich des Tauernfensters auf. Eklogitfazielle Ultrabasite sind aus dem Val d´Ultimo der Ulten Zone in Südtirol/Italien bekannt (Obata & Morten 1987; Godard et al. 1996). Eklogitfazielle Paragenesen treten nach dem heutigen Kenntnisstand in metagranitoiden oder metapelitischen Gesteinen dagegen nicht auf.
Die Eklogite der Sau-/Koralpe werden von Droop et al. (1990) in eine sicher präalpidische und eine möglicherweise alpidische Gruppe eingeteilt, die vom Plattengneishorizont voneinander getrennt werden. Thöni & Jagoutz (1992) ermittelten Sm/Nd-Alter, die auf eine eoalpine Metamorphose hindeuten, Manby & Thiedig (1988) dagegen präkambrische Alter um 700 Ma. Heede (1997) bestätigt dagegen mit U/Pb-Messungen an eklogitischen Zirkonen die eoalpine Metamorphose für die Saualpe-Eklogite, die Sm/Nd-Ergebnisse von Manby & Thiedig (1988) konnten nicht bestätigt werden, es ergab sich ein negatives Alter. Aufgrund der sehr geringen Sm- und Nd-Gehalte der Granate ergeben sich große Fehler in den Sm/Nd-Datierungen (Heede 1997) und auch die Rb/Sr-Analysen führen nur zur Feststellung eines isotopischen Ungleichgewichts (Thöni & Jagoutz 1992). Aufgrund dieser Probleme geben Thöni & Jagoutz (1992) den weiten Zeitraum von 90 bis 147 Ma für die Eklogitisierung der Proben an. Neuere Arbeiten zur Sm/Nd-Isotopie ergeben dagegen konkordante Granat-Gesamtgesteinsisochronen von 88,5 ± 1,7 Ma und 90,9 ± 0,7 Ma für Eklogite der Saualpe (Thöni & Miller 1996) sowie 97 ± 5, 101 ± 7 und 109 ± 8 Ma Gr-Omp-Zoi-Amp-WR-Alter für Eklogite der Koralpe (Miller & Thöni 1997). Heede (1997) ermittelte an Zirkonen des Gertrusk-Eklogits der Saualpe konventionelle U/Pb-Alter, deren unterer Schnittpunkt von 184 ± 10 Ma als Alter der Eklogit-Metamorphose interpretiert wird, also bereits Unterjura. Das obere Schnittpunktsalter liegt bei 268 +26/-7 Ma, es wird zusammen mit den an einer quasikonkordanten Zirkonfraktion gewonnenen 285-280 Ma als primäres Kristallisationsalter

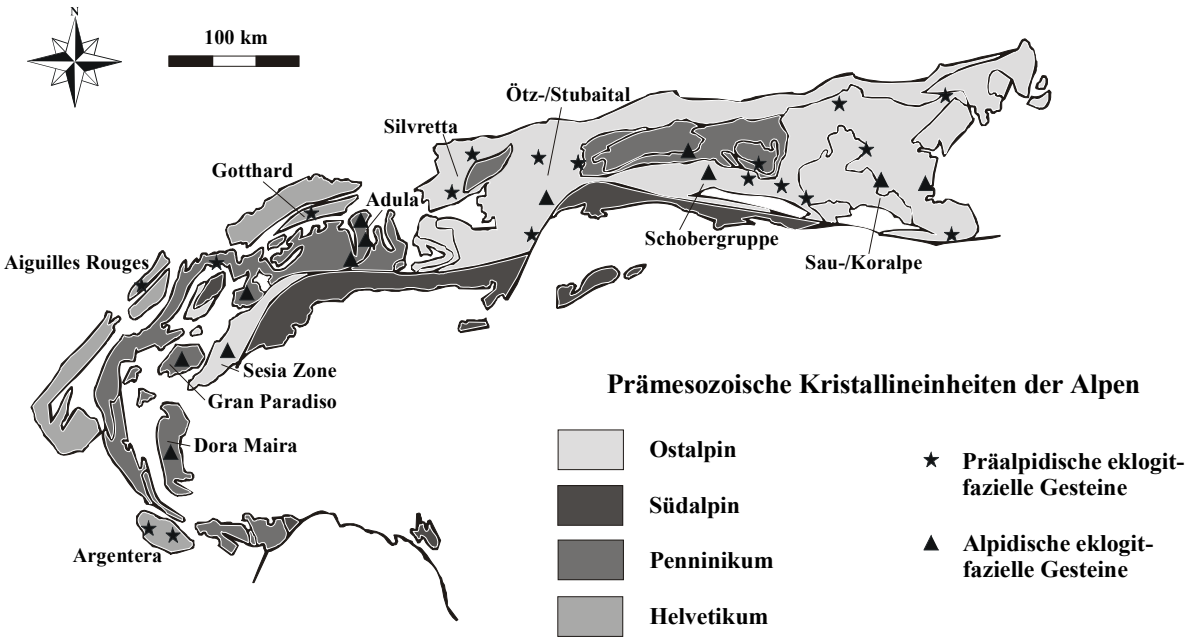


Abbildung 11 Prä-permische Kristallineinheiten mit ausgewählten Eklogitvorkommen im Altkristallin (Sterne präalpidische, Dreiecke alpidische Alter); verändert nach Droop et al. (1990)

der permischen gabbroiden Edukte der Eklogite gedeutet, was das an einem echten Metagabbro vom Bärofen/Koralpe ermittelte Sm/Nd WR-Cpx-Plg-Alter von 275 ± 18 Ma nach Thöni & Jagoutz (1992) unterstützt.

Die Eklogite südlich des Tauernfensters sind in ihrer Altersstellung ebenfalls umstritten (Troll et al. 1976, Schulz 1995). Während Schulz (1993, 1996) für ein variszisches Alter argumentiert, ermittelten Linner et al. (1996) aufgrund von Sm/Nd-Isochronen ein eoalpines Alter der eklogitfaziellen Metamorphose.

Aus dem Ötztal sind Eklogite bereits seit Hezner (1903) bekannt. Es treten sowohl präalpidische als auch eoalpine Eklogite auf, wobei sich letztere auf den Schneebergerzug im Süden der Ötztalmasse beschränken (Hoinkes et al. 1991). Im Norden treten die Eklogite konzentriert innerhalb der zentralötztaler Metabasitmasse bzw. südlichen Eklogitzone (Koziol & Oberhänsli 1994, 1995) auf, ein kleineres Vorkommen liegt in der östlichen Hochedergruppe (Miller & Thöni 1995). Die reliktischen Gabbrovorkommen im Milchenkar bei Längenfeld ermöglichten die Datierung der Bildung der Eklogitprotolithe auf den Zeitraum 530-521 Ma (Miller & Thöni 1995). Die Hochdruckmetamorphose wurde mittels Sm/Nd-Mineralisochronen auf den Zeitraum 370-340 Ma eingegrenzt. Söllner & Hansen (1987) zitierten unpublizierte Ergebnisse von Söllner & Gebauer, die die primäre Kristallisation und die HP-Metamorphose auf 497 ± 2 Ma datierten, die amphibolitfazielle Überprägung auf 305 Ma. Neuere SHRIMP-Daten (Gebauer & Söllner 1993) ergeben 481 ± 9 Ma für den magmatischen Protolith und 336 ± 14 Ma für das Hochdruckereignis.

Die Entdeckung primär erhaltener Eklogite in der Silvrettadecke gelang erst Thierrin (1983) im Val Sarsura / Schweiz.

2.4 Radiometrische Altersdatierungen

Schon früh war die Silvrettadecke Ziel radiometrischer Altersdatierungen. Die ersten Arbeiten (Jäger et al. 1961, und Jäger 1962) ergaben Rb/Sr-Glimmer-Abkühlalter beziehungsweise Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter. Pasteels (1964) führte bereits U/Pb-Messungen an Zirkonen durch. Alle Arbeiten bezogen sich aber nicht ausschließlich auf die Silvrettadecke, sondern umfaßten Gesteine verschiedener tektonometamorpher Einheiten der Alpen. Die ersten auf die Silvrettadecke fokussierten Arbeiten stammen von Grauert (1966, 1969) und Grauert & Arnold (1968). Grauert (1969) liefert auch die erste in sich geschlossene Synthese zur Entwicklungsgeschichte der Silvretta.
Einen Überblick über die präalpidische geochronologische Entwicklung der Silvrettadecke geben Tab. 1 und Abb. 12.

Datierung der sedimentären Protolithe der Paragneise

Die lange Zeit (s.u.) ältesten Alter wurden an detritischen Zirkonen aus Paragneisen gewonnen. Pasteels (1964) bestimmte an Zirkonen aus den Paragneisen des Radönt (Nähe Flüelapaß) Alter von 1550-1910 Ma, Grauert & Arnold (1968) erhielten ein oberes Interzeptalter für Paragneiszirkone von 1841 Ma, daß sie mittels des Modells des episodischen Bleiverlustes auf ein minimales Kristallisationsalter von ca. 1500 Ma schließen ließ. Das untere Interzeptalter liegt bei 440 Ma und wurde als kaledonische Metamophose gedeutet. Da die Zirkone auch bei der variszischen Metamorphose rekristallisierten (Müller 1989) und zudem mehrere Wachstumsphasen unterschieden werden können (sowohl in Ortho- als auch Paragneisen), ist die Anwendbarkeit des Modells eines einmaligen Bleiverlustes nicht gewährleistet. Die berechneten Alter stellen höchstens eine Annäherung dar. Eine Metamorphose kaledonischen Alters wird aber von Maggetti et al. (1990) als gesichert angesehen.

Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an den Orthogneisen

Nachdem U/Pb-Diskordia-Datierungen an den verschiedenen Orthogneistypen der Silvretta nicht zum Erfolg führten (Grauert & Arnold 1968), wurden lange Zeit Rb/Sr-Gesamtgesteinsmessungen zur Altersbestimmung herangezogen. Grauert (1966) ermittelte an dem Haupttyp der Orthogneise, der flüelagranitischen Assoziation, Alter von 428 ±17 Ma und 443 Ma, eine Isochrone durch alle granitischen Orthogneise ergab dagegen 427 ± 9 Ma (Grauert 1969). Die ebenfalls granitischen Gneise des Typs Frauenkirch wurden auf 365 Ma bzw. 351 ± 16 und 353 ± 19 Ma (Streckeisen et al. 1966) datiert. Flisch (1987) konnte durch abermalige Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an Großproben das Alter der flüelagranitischen Assoziation auf 451 ± 2, 450 ± 5 bzw. 444 ± 4 Ma bestimmen. Die jüngeren Alter der Gneise des Typs Frauenkirch hielt Flisch (1987) für variszische verjüngte Metamorphosealter, die Intrusion erfolgte vermutlich auch kaledonisch.
Maggetti & Flisch (1993) unterschieden die Hauptmasse der granitischen "Jüngeren Orthogneise" von den zumeist basischeren "Älteren Orthogneisen". Diesen wurde aufgrund einer Rb/Sr-Gesamtgesteins-Fehlerchrone ein Alter von 895 +130/-140 Ma zugeordnet. Neuere Arbeiten (Müller et al. 1994, 1995, 1996; Poller 1994, 1997; Liebetrau 1996; Schaltegger et al. 1997) widerlegen allerdings die geologische Bedeutung dieses Ergebnisses.

Zirkon- / Einzelzirkon-Datierungen an Älteren Orthogneisen

Durch Einzelzirkondatierungen an Gesteinen der Suite der "Älteren Orthogneise" ermittelten Müller et al. (1994, 1995 und 1996) kambrische Alter. Ein Alkaligranitgneis (Within-Plate Granite WPG nach Pearce et al. 1984, vgl. Müller et al. 1995) aus dem Val Lavinuoz (Zirkontypologie P5 nach Pupin 1980) ergab $^{207}Pb/^{206}Pb$-Evaporationsalter von 519 ± 7 Ma, Zirkonpopulationen ein oberes U/Pb-Interzeptalter von 526 ± 7 Ma. Das dazu gehörende untere

Tabelle 1 Zusammenfassung der radiometrischen Altersdatierungen zur präalpidischen Entwicklung der Silvrettadecke ohne Glimmerabkühlalter.

Alter [Ma]	Fehler [Ma]	Methode	Autor	Gestein
ca. 2300	-	U / Pb Oberer Interzept Zr	Poller (1994)	Mönchalpgneise
1500 - 2300	-	U / Pb Oberer Interzept Zr	Liebetrau (1996)	"Jüngere Orthogneise"
1910 - 1550	-	U / Pb Zirkon	Pasteels (1964)	Paragneise
895	+ 130 / - 140	Rb / Sr Gesamtgestein	Maggetti & Flisch (1993)	"Ältere Orthogneise"
568	± 6	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Zirkon-Evapor.	Müller et al. (1995)	Hbl-Bt-Gneis
533	± 4	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Zirkon-Evapor.	Müller et al. (1995)	Bt-Plg-Gneis
532	± 30	U / Pb Oberer Interzept Zr	Müller et al. (1996)	Grt-Hbl-Plg-Gneis
ca. 528	-	U / Pb Einzelzirkon	Poller (1997)	Mönchalpgneis
526	± 7	U / Pb Oberer Interzept Zr	Müller et al. (1995)	Alkaligranitgneis
519	± 7	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Zirkon-Evapor.	Müller et al. (1995)	Alkaligranitgneis
537, 510, 482, 467	± 4, ± 3, ± 3, ± 14	U / Pb Einzelzirkon	Poller (1997)	Metagabbros
ca. 510	-	U / Pb Unterer Interzept Zr	Poller (1994)	Mönchalpgneise
473	± 5	U / Pb Einzelzirkon	Schaltegger et al. (1997)	Pegmatoider Gabbro-Norit
ca. 470	-	U / Pb Einzelzirkon	Poller (1997)	Mönchalpgneise
460 -500	-	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Zirkon-Evapor.	Liebetrau (1996)	"Jüngere Orthogneise"
460 - 430	-	U / Pb Unterer Interzept Zr	Liebetrau (1996)	"Jüngere Orthogneise"
451, 450,	± 2, ± 5, ± 4	Rb / Sr Gesamtgestein	Flisch (1987)	Flüelagranitische Assoz.
428	± 17	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1969)	Flüelagranitische Assoz.
427	± 9	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1969)	Granitische Orthogneise
373, 362, 342	20, ± 29, ± 3	Sm / Nd-Gesamtisochronen und -Mineralisochronen	Miller & Thöni (1995)	Eklogite Ötztal (inkl. Eklogit Rauher Kopf)
370	± 17	Rb / Sr-Kleinbereichsisochrone	Flisch (1987)	Orthogneis Typ Tschuggen
365 bzw. 351, 353	± 16, ± 19	Rb / Sr Gesamtgestein	Streckeisen et al. (1966)	Granitischer Orthogneis Typ Frauenkirch
363	± 10	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1981)	Hgl-Orthogneis (Zernez)
357	± 27	U / Pb Unterer Interzept Zr	Müller et al. (1996)	Grt-Hbl-Plg-Gneis
351, 350	-	Rb / Sr Gesamtgestein	Grauert (1969)	Orthogneis Typ Frauenkirch und Güstizia
308	± 28	$^{207}Pb/^{206}Pb$ an Staurolith	Frei et al. (1995)	Grt-Stau-Glimmerschiefer Pischahorn
306, 304	± 8, ± 6	U / Pb an Staurolith	Frei et al. (1995)	Grt-Stau-Glimmerschiefer Pischahorn
301	± 3	U / Pb Zirkon	Liebetrau et al. (1996)	amphibolitisierter Eklogit

Interzeptalter lag bei 295 ± 9 Ma und somit im Bereich der jüngsten Glimmer-Abkühlalter. Damit wurden für das Alter der variszischen Deformation etwas zu niedrige Alter geliefert. Ein Biotit-Plagioklas-Gneis von God Praschitsch bei Zernez (Quarzdioritgneis nach Grauert 1969) ergab ein Zirkon-Evaporationsalter von 533 ± 4 Ma. Etwas älter sind die Zirkon-Evaporationsalter des Hornblende-Biotit-Gneises aus dem Val Lavinouz mit 568 ± 6 Ma. Ein weiteres kambrisches konventionelles U/Pb-Alter wurde an Zirkonen aus einem Granat-Hornblende-Plagioklas-Gneis (ehemaliger ozeanischer Plagiogranit mit P4-P5 nach Pupin 1980) mit 532 ± 30 Ma (oberes Interzeptalter) gewonnen (Müller et al. 1996). Das untere Interzeptalter von 357 ± 27 Ma kann wiederum der variszischen Metamorphose zugeordnet werden.

Diese kambrischen Daten wurden von Müller et al. (1994, 1995) als cadomische Intrusionsalter interpretiert. Sie stehen in Übereinstimmung mit Datierungen aus anderen Gebieten der europäischen Varisziden, z.B. der Münchberger Gneismasse (Gebauer 1990), der nördlichen Böhmische Masse (Kröner et al. 1994), ihrem Südteil (van Breemen et al. 1982) oder des Massif Central (Gebauer 1990). Aus den Alpen sind aus der unmittelbar verwandten Ötztaldecke (Miller & Thöni 1995), aber auch aus Einheiten des Penninikums (Alpe Arami, Gebauer 1996; Tauernfenster, von Quadt 1992; Chamrousse Ophiolith, Ménot et al. 1988) vergleichbare Alter bekannt.
Müller et al. (1995) stellen die datierten Proben, und auch die assoziierten Amphibolite, in Zusammenhang mit Intrusionen während der cadomischen Gebirgsbildung. Die mafischen Gesteine sollen nach einem Anologieschluß mit der Ossa-Morena-Zone in Spanien (vgl. Abb.1) mit einer späteren anorogenen Riftphase verknüpft sein. Gebauer (1990) bezeichnet dies als post-panafrikanisches Rifting. Als paläogeographische Lage dieser cadomisch / panafrikanisch geprägten Kontinentalbereiche wird der nördliche Rand von Proto-Gondwana angenommen (Müller et al. 1995) gestellt. Die ozeanische Kruste entstand während der anschließenden Riftphase durch randliches Aufbrechen des Superkontinents Gondwana (Ochsner 1993).
Einzelzirkondatierungen an den gabbroiden Gesteinen der Silvrettadecke (Val Sarsura, Val Barlas-ch) führten Schaltegger et al. (1997) und Poller (1997) durch. Für den pegmatoiden Gabbro-Norit des Val Sarsura ergaben sich 473 ± 5 Ma (Schaltegger et al. 1997), für feinkörnige Metagabbros aus dem Val Barlas-ch Alter von 467 ± 14 Ma (Poller 1997). Im Val Barlas-ch wird die Deutung des radiometrischen Befunds durch eine breite Streuung der Altersdaten hin zu kambrischen Werten erschwert. Verschiedene Messungen an Einzelzirkonen Quarz-führender Metagabbros ergaben Alter von 537 ± 4 Ma, 510 ±3 Ma und 482 ± 3 Ma (Poller 1997). Die Interpretation von Poller (1997), nachdem alle Altersdaten auf ein Ereignis zurückgeführt werden können, bedingt die Zuordnung des 510 Ma-Alters zu einer HP-Metamorphose. Die kambrischen Daten wurden von Schaltegger et al. (1997) im Hinblick auf eine Inselbogenentwicklung interpretiert. Die tholeiitischen Gabbros wurden aufgrund ihres TiO_2-Gehaltes und des Ti-Zr-Plots nach Pearce (1982) als intermediäre Magmen zwischen Signaturen eines Inselbogen und MOR gedeutet.
Auch an den granitischen Mönchalpgneisen mit S-Typ-Charakteristik führte Poller (1997) Einzelzirkondatierungen durch. Die als Kristallisationsalter gedeuteten ältesten Daten von ca. 528 Ma korrelieren gut mit den Daten von Müller et al. (1994, 1995, 1996) und Schaltegger et al. (1997). Die geodynamische Situation für diesen Kollisions-Typ-Granit bleibt allerdings unklar, da der Zeitraum der ältesten Altersdaten (528 Ma) mit der primären Kristallisation der Gabbros aus einem Inselbogen, als auch mit der eines ozeanischen Plagiogranites mit 532 ± 30 Ma nach Müller et al. (1996), zusammenfällt. Es müßten also auf engstem Raum drei verschiedene geodynamische Szenarien miteinander verknüpft werden.
Die jüngeren Altersdaten an den Mönchalpgneisen wurden von Poller (1997) als Hinweise auf eine oberkambrische HP-Metamorphose und eine nochmalige, ordovizische magmatische Aktivität um 470 Ma gedeutet.

Zirkon- / Einzelzirkon-Datierungen an Jüngeren Orthogneisen

Die Ergebnisse am U/Pb-System von Liebetrau (1996) unterstützen die bisherige, allein auf Rb/Sr-Gesamtgesteinsdaten beruhende, Einstufung in das Ordovizium. In einer gemeinsamen Diskordiadarstellung dreier verschiedener Varietäten der Jüngeren Orthogneise ("Flüelagranitische Assoziation") ergibt sich ein unteres Interzeptalter von ca. 445 Ma (Liebetrau 1996), $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter liegen im Bereich von 460-500 Ma.

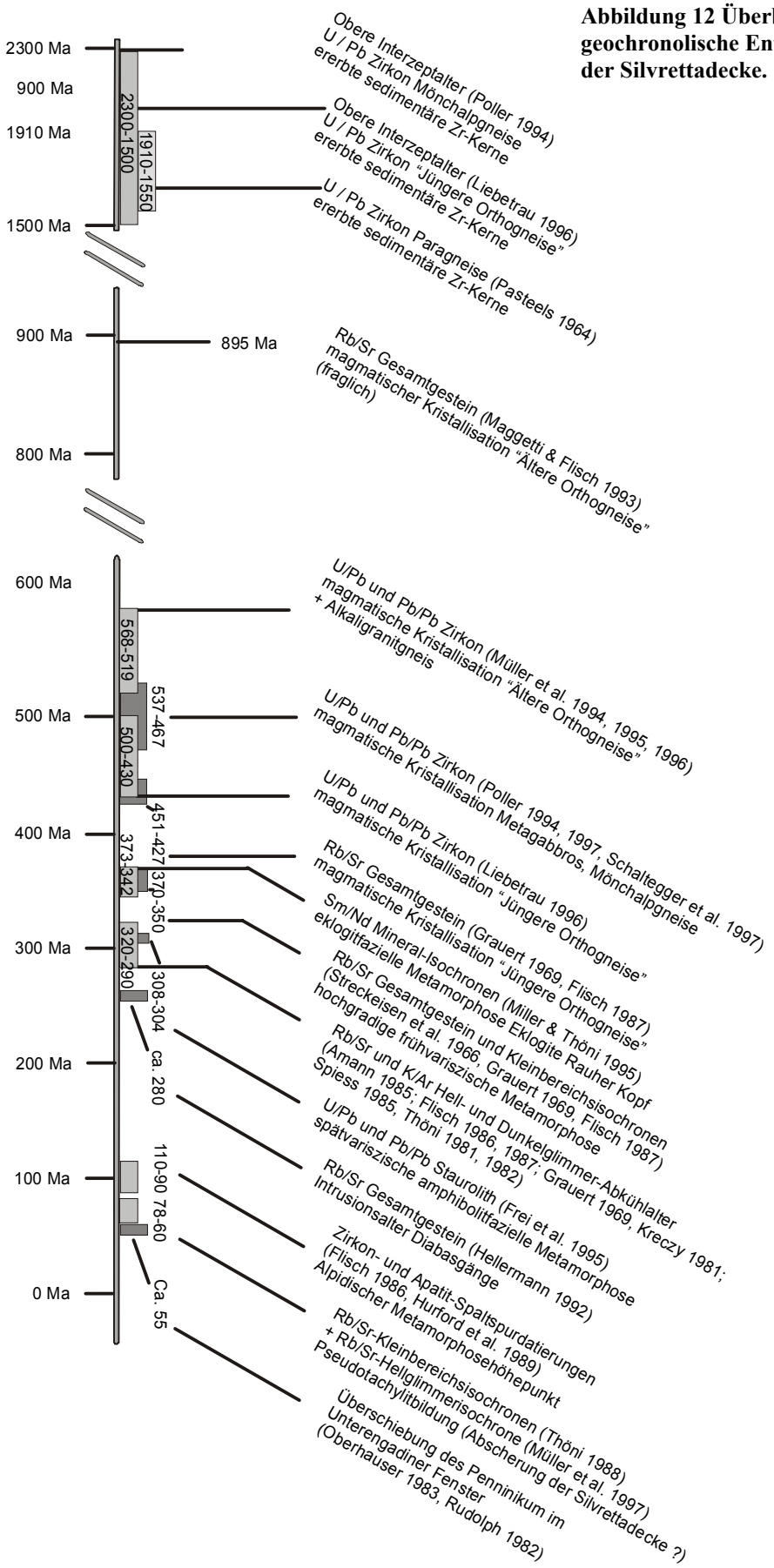


Abbildung 12 Überblick über die geochronolische Entwicklung der Silvrettadecke.

Konventionelle U/Pb-Populationsmethoden

Auch konventionelle U/Pb-Datierungen an Zirkonpopulationen der Jüngeren und Älteren Orthogneise wurden in jüngerer Zeit nochmals durchgeführt (Poller 1994, Liebetrau 1996). Die dabei ermittelten oberen Schnittpunktsalter der Diskordia mit der Konkordia ergeben Alter im Bereich der ältesten Paragneiszirkone oder sogar darüber hinaus. Poller (1994) ermittelte für die Mönchalpgneise (Ältere Orthogneise) ein oberes Interzeptalter von 2,3 Ga, Liebetrau (1996) an der flüelagranitischen Assoziation (Jüngere Orthogneise) 1,5 bis 2,3 Ga. Die unteren Schnittpunktsalter werden in beiden Fällen als Kristallisationsalter der granitoiden Protolithe der heutigen Orthogneise gedeutet. Im Falle der Mönchalpgneise ergeben sich Alter um 510 Ma (Poller 1994), bei den Jüngeren Orthogneisen der flüelagranitischen Assoziation dagegen ein breiter Bereich zwischen 460 und 430 Ma, je nach Gesteinstyp (Liebetrau 1996).

Die Sm/Nd-Untersuchungen Poller et al. (1997) ergaben für die Mönchalpgneise Krustenaufenthaltsdauern von 1,7 Ga bei einem heutigen ε_{Nd} von –10. Die $^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse von 0,123-0,126 sind typische Krustenwerte (Poller et al. 1997). Deshalb werden die Mönchalpgneise als aufgearbeitete kontinentale Kruste angesehen, ein bedeutender Anteil juveniler, vom Mantel abstammender Kruste (I-Typ), kann ausgeschlossen werden.

Für die Jüngeren Orthogneise sowie die Tonalite der Silvrettadecke streuen die Krustenaufenthaltsdauern stärker, es muß eine Mischkomponente jünger als 900 Ma enthalten sein (Liebetrau 1996). In Betracht dafür kommen die basischen Gesteine der Silvrettadecke (Poller et al. 1997).

Radiometrische Altersdatierungen an Eklogiten der Silvrettadecke sowie weiterer Einheiten des Ostalpins

Das Alter des eklogitfaziellen Ereignisses der Silvrettadecke und weiterer Grundgebirgseinheiten des Ostalpins (Ötztaldecke, Schobergruppe) ist der Gegenstand einer kontroversen Diskussion. Bis vor kurzem (Gebauer & Söllner 1993, Miller & Thöni 1995) standen keine direkten geochronologischen Daten zur Verfügung. Aufgrund relativer Alterseinordnungen (Minimalalter, festgelegt durch datierte, aber nicht eklogitfaziell überprägte Einheiten) wurden kaledonische (Liebetrau & Poller 1996) und präkambrische (Maggetti & Flisch 1993) Alter postuliert. Letztere gehen von zwei getrennten Hochdruck-Ereignissen aus, da in den Mönchalpgneisen eklogitische Einschlüsse auftreten (Poller 1994), die Gneise selbst aber auch eine HP-Signatur aufweisen sollen (Maggetti 1986). Da diese in den "Jüngeren Orthogneisen" fehlt, nimmt Biino (1996) eine Kontaktmetamorphose der Eklogite durch die granitischen Magmen an. Liebetrau et al. (1996) geben ein U/Pb-Zirkon-Alter von 460 Ma für die Eklogite an, welches allerdings mit denen der Gabbros übereinstimmt und das Resultat einer thermischen Überprägung sein könnte.

Auch die neuen radiometrischen Daten führen bis jetzt nicht zur eindeutigen Klärung der Fragestellung. Geochronologische Ergebnisse am Sm/Nd-System widersprechen dem klassischen Silvretta-Entwicklungsmodell nach Maggeti & Flisch (1993). Allerdings könnten mögliche isotopische Ungleichgewichte in der Sm- und Nd-Verteilung auf eine Störung der isotopischen HP-Signatur hinweisen.

Für die Eklogite der Schobergruppe südlich des Tauernfensters wurde, aufgrund der übereinstimmenden Raumlage der Foliation von Eklogiten und ihren variszischen Nebengesteinen (Amphiboliten wie Metasedimenten), allerdings auch ein frühvariszisches Alter als möglich erachtet (Schulz 1996). Neuere Daten (Linner et al. 1996) ergaben allerdings ein alpidisches Alter.

Frühvariszische Alter ergeben dagegen die von Miller & Thöni (1995) bestimmten Sm/Nd-Mineralisochronen an Eklogiten der Ötztaldecke (370-340 Ma). In der Probensuite waren auch Gesteines des Eklogits vom Rauhen Kopf (vgl. Abb. 3) aus der Silvrettadecke beinhaltet.

Die Ötztaldecke weist ebenso wie die Silvrettadecke primär magmatisch erhaltene Gabbrokörper auf. Isotopendaten an den reliktischen Gabbros des Milchenkars bei Gries im Sulztal sowie aus dem Gebiet des Luibiskogels datieren Miller & Thöni (1995) die magmatischen Protolithe der heute vorherrschenden Eklogite auf 516 ± 15 bis 530 ± 2 Ma. Eine Sm/Nd-Gesamt-Isochrone aller Fe-Eklogite ergibt ein Metamorphosealter von 362 ± 29 Ma, die Sm/Nd-Mineralisochronen für Fe- und Ky-Eklogite aus verschiedenen Proben des mittleren Ötztals Werte von 342 ± 3 bis 373 ± 20 Ma (Miller & Thöni 1995).

Variszische Entwicklung der Orthogneise und Metasedimente

Die letzte penetrative Strukturprägung erfuhr die Silvrettadecke während der variszischen Gebirgsbildung. Die radiometrischen Altersdatierungen verschiedenster Autoren liefern einen weiten Streubereich an Altersdaten, der aber im Hinblick auf die unterschiedlichen Schließungstemperaturen der Isotopensysteme als auch auf die zeitliche Abfolge in der variszischen Entwicklung erklärt werden kann.

Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an den Orthogneisen

Flisch (1987) ermittelte an den "Jüngeren Orthogneisen" (Augengneis des Tschuggen-Typs) eine Rb/Sr-Kleinbereichsisochrone von 370 ± 17 Ma. Ähnliche Alter ergaben ältere Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen (Streckeisen et al. 1966) der Gneise des Typs Frauenkirch (s.o.). Die Interpretation dieser Daten des Typ Frauenkirch als Kristallisationsalter (Streckeisen et al. 1966) wurde von Flisch (1987) durch ein Modell mit einer frühvariszischen hochgradigen metamorphen Überprägung ersetzt. Grauert (1969) ermittelte Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen an den sogenannten aplitisch-pegmatitischen Muskowitgranitgneisen des Typs Frauenkirch und dem Steinbruch God della Güstizia von 350 bzw. 351 Ma. Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen von Muskowit-Granitgneisen des Raums Zernez gibt Grauert (1981) mit 363 ± 10 Ma an, zusammen mit drei weiteren Vorkommen dieses Gesteinstyps ergibt sich ein konstanter Altersbereich von 361 bis 366 Ma. Grauert (1981) interpretiert die Ergebnisse aufgrund des Rb/Sr-Initialverhältnisses als überwiegend primäre Kristallisation, nicht allerdings für die Proben aus dem Raum Zernez, für die eine Deutung als Metamorphosealter wahrscheinlich ist.

Spätvariszische Geschichte

U/Pb- (306 ± 8 Ma und 304 ± 6 Ma) und Pb/Pb- (308 ± 28 Ma) Datierungen mit Lösungstechniken an Staurolith von Frei et al. (1995) werden von den Autoren als Teil des prograden variszischen Pfades gedeutet. Diese Alter liegen allerdings nur unwesentlich höher als die von zahlreichen Autoren bestimmten Glimmerabkühlalter zum Abschluß der variszischen Gebirgsbildungsepoche.

Die spätvariszische Metamorphose wird durch die U/Pb-Zirkon-Datierung einer feinkörnigen, rein metamorph gebildeten Fraktion aus einem Eklogit gestützt, die ein konkordantes Alter von 301 ± 3 Ma ergibt (Liebetrau & Poller 1996, Liebetrau et al. 1996). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß es sich dabei um Produkte der retrograden amphibolitfaziellen Metamorphose handelt.

Maggetti & Biino (1996) deuten dagegen alle devonischen Alter als Mischalter zwischen der oberkarbonischen Metamorphose und dem ordovizischen Ereignis.

Glimmerabkühlalter

Die ersten radiometrischen Altersdaten (Jäger et al. 1961, Jäger 1962) waren Rb/Sr-Abkühlalter an Glimmern. Seit dieser Zeit haben sich zahlreiche Autoren (Grauert 1969, Thöni 1981, 1982, Kreczy 1981, Amann 1985, Spiess 1985, Flisch 1986, 1987) um die Vermehrung der Daten zur Abkühlgeschichte verdient gemacht. Die resultierende Abkühl-

geschichte als auch die alpidische Überprägung der Schließungsalter werden von Thöni (1980, 1981), Flisch (1986) und Hurford et al. (1989) detailliert dargelegt. Zusammen mit Informationen aus der Mineralverteilung während der alpidischen Metamorphose (Thöni 1982) entwickelten Maggeti & Flisch (1993) Karten zur alpidischen metamorphen Zonierung der Silvrettadecke (Abb. 13). Radiometrische Altersdatierungen an der autochthonen Sedimentauflage der Silvrettadecke (Landwassertal, Ducan-Mulde) führte Ferreiro-Mähllmann (1994) durch.

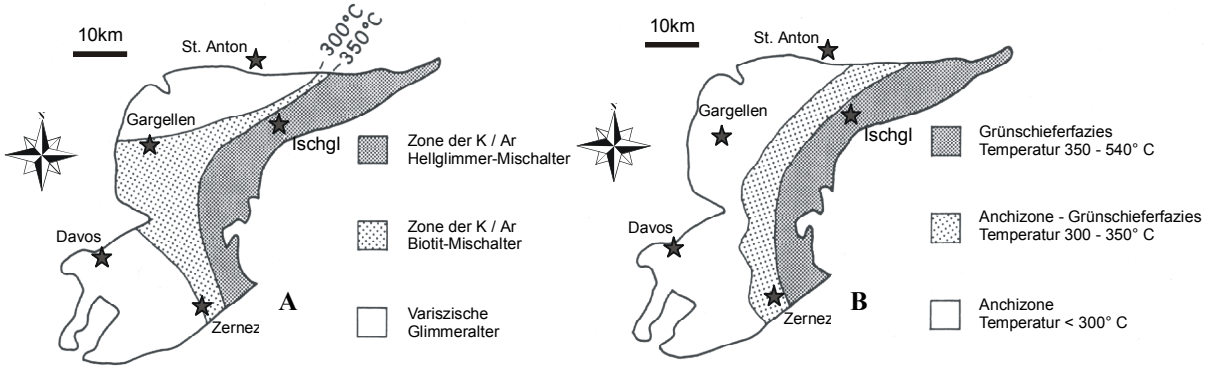


Abbildung 13 Alpidische Metamorphosezonierung der Silvrettadecke nach Maggetti & Flisch (1993). A Verteilung der Hellglimmer- und Biotit-Abkühlalter nach Hurford et al. (1989) und Maggetti et al. (1990); B Verteilung alpidischer Indexminerale nach Thöni (1981).

Generell läßt sich bei den K/Ar- und Rb/Sr-Schließungsaltern der Hell- und Dunkelglimmer eine Zunahme der Überprägung von West nach Ost, insbesondere um das Unterengadiner Fenster feststellen, was sich im Auftreten von variszisch-alpidischen Mischanalysen äußert. Die nicht verjüngten variszischen K/Ar-Alter liegen im Bereich 320 - 290 Ma.
Amann (1985) und Spiess (1985) beschäftigten sich speziell mit K/Ar-Datierungen von Hell- und Dunkelglimmern am Nordrand der Silvrettadecke. Auch hier ist von Westen nach Osten ist hier eine zunehmende Beeinflussung der Isotopensysteme zu erkennen. Der Vorarlberger Anteil der österreichischen Silvretta ist, mit Ausnahme eines verjüngten Biotits aus einem Orthogneis nahe des Vermunt Stausees, durchgehend variszisch (Thöni 1981). Im Stanzertal ist die erste alpidische Beeinflussung der Isotopensysteme bei St. Anton am Arlberg zu erkennen, im Seßladtal sind schon deutliche Mischalter mit 204 Ma gemessen worden (Spiess 1985). Der Ostteil der Silvrettadecke besitzt durchgehend Mischalter (Thöni 1981), auch die zur Silvrettadecke gehörende Samnaungruppe besitzt alpidisch-variszische Mischalter (Kreczy 1981).

Datierung der Diabasgänge

Die postvariszische aber prä-alpidische Natur der Diabasgänge war bereits frühzeitig bekannt (Reithofer 1931, Bearth 1932a). Sie durchschlagen das metamorphe und deformierte Kristallin ohne selbst in die Foliation einbezogen zu werden oder entsprechend den Nebengestein metamorph überprägt worden zu sein. Nachdem erste Ansätze einer absoluten Altersdatierung zu teilweise geologisch unmöglichen Ergebnissen führten (Hellermann-Furrer 1990), konnte Hellermann (1992) Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter ermitteln, die auf eine Intrusion um 280 Ma hindeuten.

Das Alter der alpidischen Metamorphose in der Silvrettadecke

Das Alter der alpidischen metamorphen Überprägung ist umstritten, Maggetti & Flisch (1993) gaben dafür den Zeitraum von 110-90 Ma an. Auch Ferreiro-Mähllmann (1994) bestätigt eine

Konzentration der K/Ar-Altersdaten des Oberostalpins im Zeitraum um 90 Ma. Aufgrund der Häufigkeitsverteilung der Abkühlalter von Hell- und Dunkelglimmer (Thöni 1981, 1982) und Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen, gab Thöni (1988) den Zeitraum von 100-85 Ma für das Temperatur-Maximum der alpidischen Metamorphose in den ostalpinen Kristallineinheiten westlich des Tauernfensters an.

Zirkon- und Apatit-Spaltspurendatierungen

Spaltspurdatierungen an Zirkon und Apatit führten Flisch (1986) und Hurford et al. (1989) durch und leiten daraus eine komplexe Hebungsgeschichte der Silvretta ab. Aus Zirkon-Spaltspuraltern von 105 bzw. 106 Ma in der Zone der alpidisch-variszischen Biotit-Mischalter leitet Flisch (1986) ein Alter des alpidischen Metamorphosehöhepunktes von 110 Ma ab.

Abscherung der Silvrettadecke / Bildung der Pseudotachylite

Die genetische Verbindung der Pseudotachylite mit der Abscherung der Silvrettadecke von ihrem Untergrund ist nicht gesichert, aufgrund ihres Auftretens in der Umrahmung der tektonischen Fenster, dem Unterengadiner Fenster (Laubscher 1983) und auch Gargellen Fenster (Bertle 1973) allerdings wahrscheinlich.

Eine Altersdatierung von Thöni (1988) ergab ca. 75 Ma, was ca. 20 Ma vor der endgültigen Überschiebung der biostratigraphisch als Untereozän datierten penninischen Serien des Unterengadiner Fensters (Oberhauser 1983) liegt.

2.5 Die sedimentäre Entwicklung des Autochthons der Silvrettadecke

Im Ducan- und Landwassertal im Bereich der südwestlichen Silvrettadecke sind autochthone bis parautochthone permotriassische Sedimente erhalten. Die Erforschungsgeschichte begann mit den Arbeiten von Spitz & Dyhrenfurth (1913, 1914), Leupold (1920), Eugster (1923) und Staub (1924). Die Stratigraphie geht dabei auf die Arbeiten von Leupold (1920) und Eugster (1923) zurück, die sich in ihrer Triasgliederung auf Vergleiche mit den Südalpen und den Nördlichen Kalkalpen stützten. Neuere Arbeiten zur Stratigraphie der Ducankette und des Landwassergebietes stammen von Furrer (1981), Eichenberger (1986), Frank (1986), Wurster (1991) und Furrer et al. (1992). Vergleiche mit den ostalpinen Sedimenteinheiten der benachbarten Decken geben Eberli (1985) und Naef (1987). Nach Furrer (1981) erreichten die Sedimente eine Gesamtmächtigkeit von 4000 m.
Eine weitere autochthone Abfolge beschreibt Mostler (1972) vom Bartholomäberg im Montafon bei Schruns, die stratigraphisch den Zeitraum vom Oberkarbon (fraglich) bis zur Skyth/Anis-Grenze umfaßt.

Ducan- und Landwassergebiet

Die sedimentäre Auflage der Silvrettadecke im Landwassergebiet und in der Ducanmulde (Abb. 14) umfaßt Gesteine des Perm und der Trias, der Lias und höhere Schichtglieder fehlen erosiv (Leupold 1934). Fragliche karbonische dunkle Schiefer zwischen Kristallin und klastischen Sedimenten werden von Eichenberger (1986) als Mylonite gedeutet. Sie könnten in Übereinstimmung mit den insbesondere innerhalb des Verwalls verbreiteten Graphitschiefern (phyllonitische Schiefer) stehen, die auch dort stets im Zusammenhang mit postvariszischen Scherzonen innerhalb des Kristallins auftreten (Schweinehage 1995, Riedmüller & Weiss 1977). In der Ducanmulde ist die Schichtfolge vollständig ausgebildet, im Landwassergebiet wird sie nach oben durch die Prosantoschichten begrenzt.
Die Beschreibung der Schichtfolge orientiert sich an den neueren Arbeiten von Dössegger (1974) und Eichenberger (1986), sie setzt z.T. mit einem Basiskonglomerat ein (Eichenberger 1986), um dann in eine Verrucano-Abfolge überzugehen, die in die von Dössegger (1974) für den Münstertaler Verrucano erfolgten Untergliederung, in eine Ruina-, Chazforà- und Fuorn-Formationen aufgegliegert werden kann. Die Chazforà-Formation läßt sich mit dem Oberen Verrucano und Buntsandstein nach Spitz & Dyhrenfurth (1914) bzw. Basiskonglomerat, Verrucano und Teilen des alpinen Buntsandstein nach Eugster (1923) parallelisieren. Synonym für die Fuorn-Formation verwendet Eugster (1923) in der Ducankette den oberen grobkörnigen „Buntsandtsein“, den „Pflanzenquarzit“ und die „Campilerschichten“. Bei der Ruina-Formation handelt es sich um permische Vulkanite (Bellaluna-Dazit, Sandhubel-Rhyodazite und begleitende Rhyolithe), die innerhalb von Grabenbrüchen ihre größte Mächtigkeit erreichen, außerhalb dieser Gräben aber auch völlig fehlen können. Neben den in der Silvrettadecke allgemein verbreiteten Diabasen stellen sie einen weiteren Beleg für Extensionstektonik in der spätvariszischen Entwicklung dar. Zugleich sind sie ein Beleg für einen permischen Magmatismus.
Die kontinentalen Abfolgen der Chazforà-Formation umfassen Konglomerate, Fanglomerate und Sandsteine, die nach Eichenberger (1986) und Furrer et al. (1992) überwiegend in das Skyth gestellt werden. Die ebenfalls kontinentale Fuorn-Formation des unteren Anis setzt sich aus feinkörnigen, karbonathaltigen Silt- und Sandsteinen sowie grobkörnigen, gut-sortierten Sandsteinen zusammen. Aufgrund des spärlichen Fossilbeleges kann die Einordnung in die internationalen Stufen nur mit sehr großen Unsicherheiten erfolgen.
Darüber folgt die karbonatische Mitteltrias, die sogenannte Buffalora-Gruppe (Dössegger & Müller 1976), die sich in die Ducan-, S-charl- und Vallatscha-Formation aufteilt. Synonym dafür verwendete Begriffe sind „alpiner Muschelkalk“ (Gümbel 1856) oder „Arlbergkalk“ (Richthofen 1859). Leupold (1934) gliederte in Recoarokalk, Trochitendolomit, Mittlere

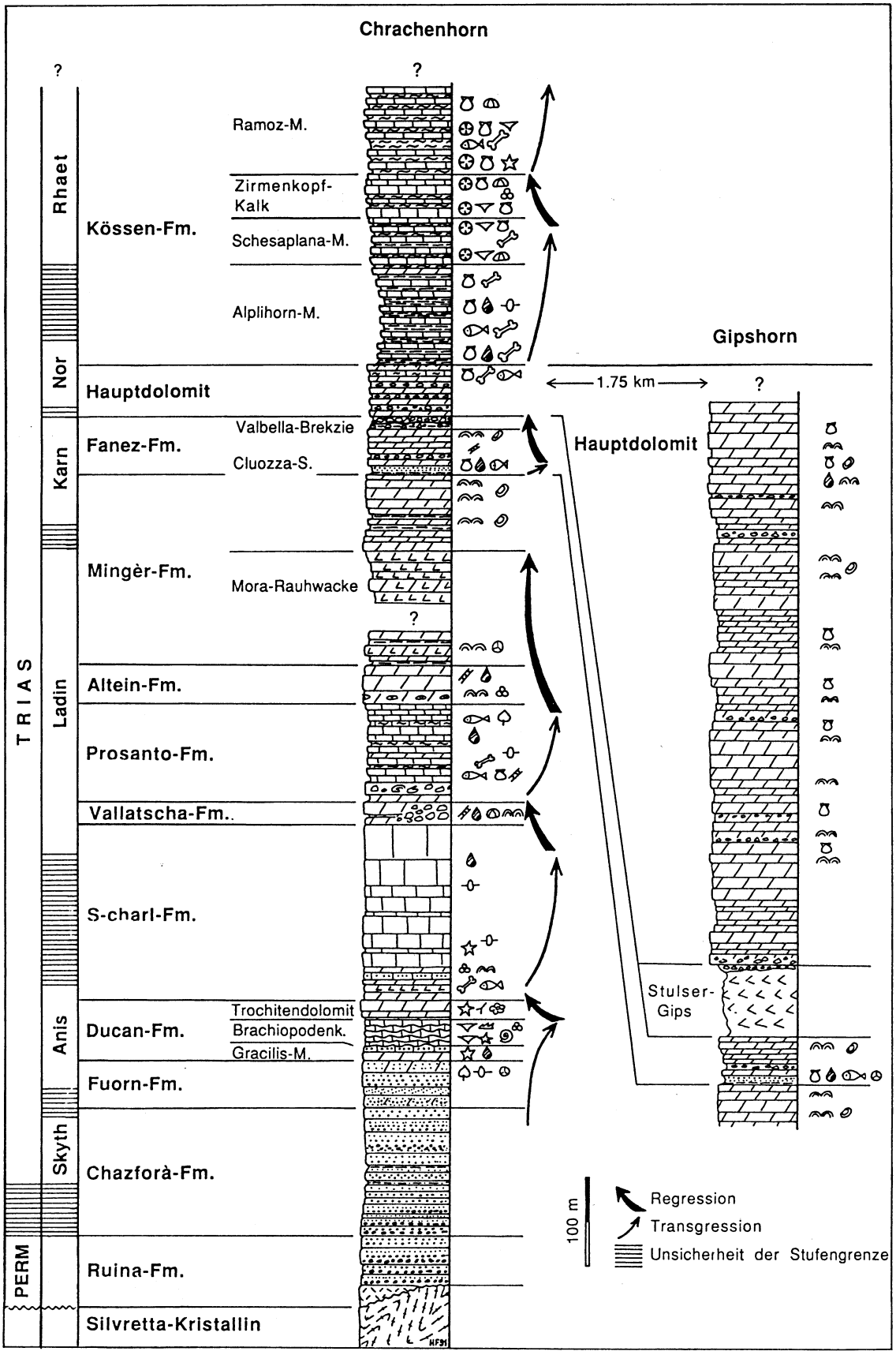


Abbildung 14 Stratigraphisches Sammelprofil der der autochthonen Sedimente der Silvrettadecke in der Ducankette vom Perm bis in die Obertrias. Aus Furrer et al. (1992).

Rauhwacke, Arlbergkalk, Mittelladien und Arlbergdolomit auf. Die Neugliederung nach Dössegger & Müller (1976) an den Sedimentserien der Engadiner Dolomiten beruht auf deren Eigenständigkeit der Schichtfolge und Faziesentwicklung und verwendet dazu Lokalnamen. Eichenberger (1986) stellt auch die Prosanto-Formation in die Buffalora-Gruppe.
Die Ducan-Formation läßt sich auch in den Silvrettasedimenten in drei Member aufgliedern. Sie setzt mit dem Gracilis-Member ein, darüber folgen Brachiopodenkalk-Member und abschließend Trochitendolomit-Member (Eichenberger 1986). Es treten verschiedenste Karbonatgesteine flachmariner Herkunft auf, die teilweise noch siliziklastischen Detritus führen. Nach Furrer et al. (1992) ermöglichen seltene Ammonoideen und Conodonten eine biostratigraphische Einstufung ins späte Anis (Ouwehand 1984).
Die S-charl-Formation umfaßt die „Mittlere Rauhwacke“ und den Arlbergkalk nach Eugster (1923) und Leupold (1934). Eichenberger (1986) lehnt die weitere Verwendung des Begriffes „Alpiner Muschelkalk“ ab und verwendet den Begriff S-charl-Formation aus den Unterengadiner Dolomiten (Dössegger & Müller 1976), der sich in der Silvretta-Schichtfolge in eine Untere S-charl-Formation (Ravais-ch-Rauhwacke) und eine Obere S-charl-Formation (Sertig-Kalk) aufgliedern läßt. Die biostratigraphische Einordnung in Anis oder Ladin ist mangels Leitfossilien weiterhin offen. Lithologisch dominieren in der unteren Teileinheit Dolomite mit Siltlagen, in der oberen neritische Kalke, es erfolgte die Ausbildung einer komplexen Karbonatplattform (Furrer et al. 1992).
Die Vallatscha-Formation beinhaltet nur die tatsächlich dolomitischen Partien des Arlberg-dolomits nach Eugster (1923). Es handelt sich um gebankte, graue Dolomitsparite, Algenlaminite und intraformationelle Brekzien. Auch die Vallatscha-Formation kann sowohl anisisches als auch ladinisches Alter besitzen.
Bei der Prosanto-Formation handelt es sich um feinbankige, plattige Kalke oder schwarze Kalkschiefer, Turbidite und Slump-Ablagerungen treten auf. Das Alter deutet nach der Foraminiferenfauna auf das obere Anis (Eichenberger 1986).
Aus der S-charl- und Prosanto-Formation sind Skelettreste von marinen Sauropterygiern bekannt (Kuhn-Schnyder 1952, 1959). Die Prosanto-Formation hat sich inzwischen als Fossil-Lagerstätte für diverse Nothosauriden, Knochenfische und Krebse herausgestellt (Bürgin et al. 1991).
Über der Prosanto-Formation folgt die Altein-Formation, die sich aus Dolomiten mit Zwischenschaltungen aus Kalksanden, Diploporenbänken und Stromatolithen sowie häufigen vulkanischen Tufflagen aufbaut (Furrer et al. 1992).
Der regressive Zyklus erreicht in der Mora-Rauhwacke der Mingèr-Formation seinen Höhepunkt (Furrer et al. 1992). Die Mingèr- und Fanez-Formationen gehören der Raibl Gruppe des Karn an (Eichenberger 1986), Leupold (1934) ordnet auch die Prosantoschichten und den Alteindolomit in die Raiblerschichten ein. Der Begriff Raibl Gruppe wird aufgrund der heterogenen Verwendung in bio- und lithostratigraphischer Hinsicht innerhalb des gesamten ost- und südalpinen Faziesbereiches nur als übergeordneter Gruppenname verwendet (Eichenberger 1986). In der Mingèr-Formation ist eine zyklische Wechsellagerung von peritidalen Dolomiten und Tonsteinen zu beobachten (Furrer et al. 1992), die als Folge eines oszillierenden Meeresspiegelstandes gedeutet werden (Frank 1986). Es treten Bodenbildungen und vadose Diagenese auf. Der Cluozza-Sandstein soll ein kuzfristiges Transgressions-Regressions-Ereignis widerspiegeln (Furrer et al. 1992), aufgrund palynologischer Befunde und der Pelycypodenfauna ist er eindeutig in das Karn einzuordnen. Darüber folgt die Fanez-Formation mit charakteristischen Bodenbildungen. Der Stulser-Gips und die Valbella-Brekzie zeigen weitere Meeresspiegelschwankungen an (Furrer et al. 1992).
Das Nor wird überwiegend durch den Hauptdolomit bzw. dessen Transgressionshorizont, die Hauptdolomitbrekzie repräsentiert (Furrer et al. 1992, Leupold 1934). Sedimentologisch handelt es sich um sub- bis intertidalen Ablagerungen eines vom offenen Meer abgetrennten Bereichs einer Karbonatplattform (Furrer et al. 1992). Der Hauptdolomit weist ganz

erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf, im Bereich des Gipshorns erreicht 800 m Mächtigkeit, am nur 2 km entfernten Chrachenhorn nur noch 75 m (Furrer et al. 1992), teilweise ist er bis auf wenige Meter reduziert. Die Ursachen für diese Mächtigkeitsschwankungen sind ungeklärt, sowohl für eine Emersion im Nor/Rhät (Eugster 1923) als auch für eine unterschiedliche Subsidenz (Furrer 1981) oder spättriassische bzw. jurassische Extensionsbrüche (Eichenberger 1986, Frank 1986) lassen sich Gegenargumente finden.
Die Kössen-Formation mit ihrer Ton-Karbonat-Wechsellagerung (shallowing-upward-Zyklen mit zwei überlagerten größeren Transgressions-Regressions-Zyklen) beginnt nach Furrer et al. (1992) bereits im Nor, vertritt aber überwiegend das untere Rhät. Leupold (1934) gliedert das Rhät dagegen in Contortaschichten (Kössener Schichten), Hauptlithodendronkalk und Oberrätische Kalke. Die Formation läßt sich in die Alplihorn-Member (tonig-kalkige Sedimente einer schlammigen Lagune), Schesaplana-Member (tonige Brachiopoden- und Korallenkalke), Zirmenkopf-Kalk (≅ Hauptlithodendronkalk, massiger Korallen- und Megalodontenkalk) und Ramoz -Member unterteilen (tonig-kalkige Wechsellagerung) (Furrer et al. 1992). Alplihorn-Member, Schesaplana-Member und Zirmnekopfkalk bilden zusammen die Abfolge einer progradierenden Karbonatplattform. Das Ramoz-Member markiert den Beginn eines weiteren Großzyklus (Furrer et al. 1992).
Mit dem Ramoz-Member der Kössen-Formation endet die Schichtfolge in der Ducanmulde erosiv.
Die größte fazielle Übereinstimmung der Silvrettasedimente besteht zu den östlichen Engadiner Dolomiten, Analogien zum sandigen Anis der Krabachjochdecke der westlichen Nördlichen Kalkalpen, zu den westlichen Engadiner Dolimiten und zum westlichen Drauzug (Eichenberger 1986).

Montafon
Mostler (1972) beschreibt eine Sedimentfolge vom Oberkarbon (unsicher) bis an die Grenze Skyth/Anis, die autochthon auf der „Phyllitgneisdecke“ auflagert. In den basalen Konglomeraten tritt der aufgearbeitete Gesteinsinhalt des unterlagernden Kristallins auf, teilweise besitzen die Kristallingerölle eine retrograde Metamorphose, die nach Mostler (1972) Beleg für eine spätvariszisch erfolgte Diaphthorese ist. Neben Konglomeraten treten in den basalen Partien auch feinkörnigere Sedimente (Tonschiefer, Sandsteine und Kieselschiefer) auf. Auch in der Abfolge vom Bartholomäberg treten im unteren Perm saure Vulkanite und Vulkaniklastika/Epiklastika auf. Der zum stratigraphisch jüngeren folgende Sandstein besitzt nach Mostler (1972) Ähnlichkeiten mit dem Grödner Sandstein und muß vermutlich bereits z.T. in das Skyth gestellt werden. Eine genaue Einordnung mittels Leitfossilien oder auf palynologischer ist bis jetzt nicht gelungen.

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 Abbaustadien primärer Eklogite im Montafon und in der zentralen Verwallgruppe hin. In den Amphiboliten, insbesondere den noch weniger stark retrograd überprägten Granat-Amphiboliten, deuten die reliktisch erhaltenen Rutile, 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.

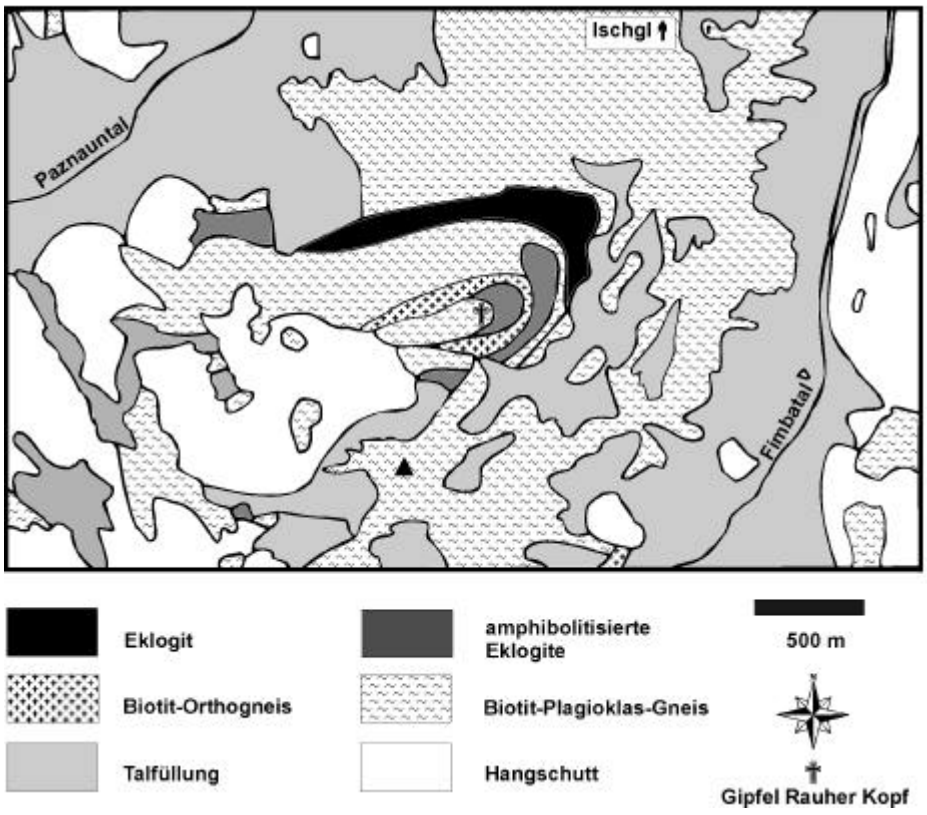


Abbildung 15 Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Österreich 1:50.000 (Blatt 170 Galtür) des Gebiets des Rauhen Kopfes südlich Ischgl.

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 bimineralischer 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).

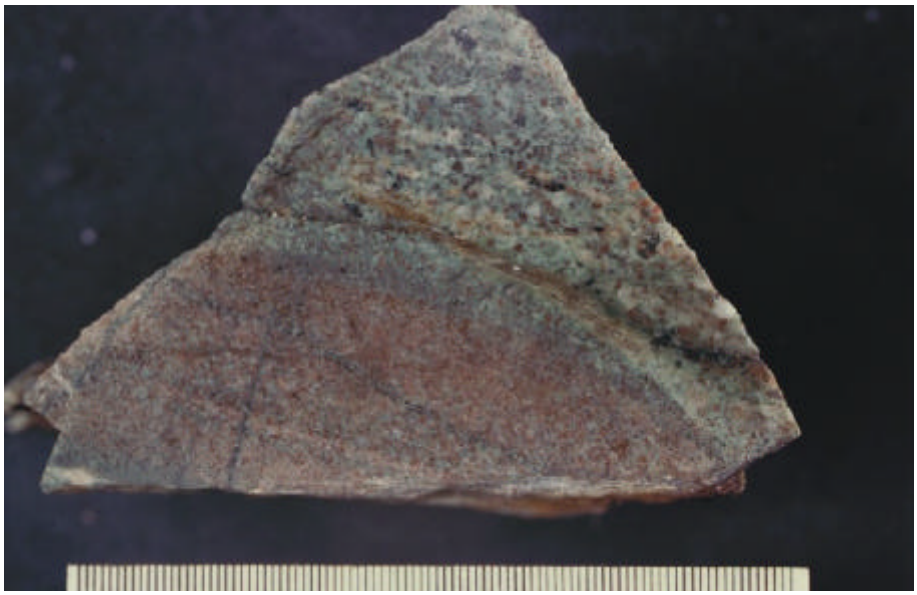


Abbildung 16 Handstück eines Eklogits vom Rauhen Kopf bei Ischgl (ÖRK.22); der untere Teil besteht aus einem nahezu wasserfreien Eklogit bis Granatit; der obere Teil ist stark hydratisiert, Amphibol und Zoisit verdrängen den Omphazit; an der Grenze tritt eine quarzreiche Scherbahn mit Phengiten auf; 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 texturellem Gleichgewicht (ohne Überwachsungen, in der gleichen Korngröße) mit Omphazit, Phengit tritt als feinkörniger Einschluß (< 50 µm) 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 ungeregeltes, 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 texturell ebenfalls die Blastesephase 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 sechsseitige Querschnitte. Amphibol verdrängt während seines Wachstums vorwiegend Omphazit, während Granat zumindest reliktisch noch in vielen Kristallen eingeschlossen ist. Häufig treten auch siebartig

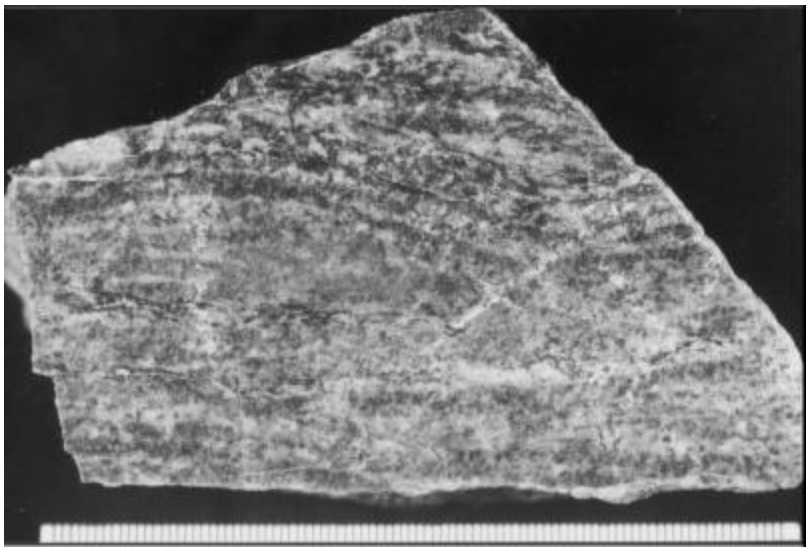


Abbildung 17 Hydratisierter Eklogit ÖRK.24 (Rauher Kopf). Die Bänderung wurde bereits in der metamorphen Differentiation des "trocken-en" Eklogits angelegt, die spä-tere Hydratisierung konzen-triert sich auf Omphazit-reiche Lagen, Granat-reiche Partien bleiben verschont. Helle gebleichte Zonen entstehen 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 Pseudomophosen ("Granatschatten") werden von granoblastischem Plagioklas und feinnadeligem Amphibol ausgefüllt (vgl. Abb. 18, Proben ÖRK.25 sowie ÖRK.2).
Als besonderes Erkennungsmerkmal für die eklitogene 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).

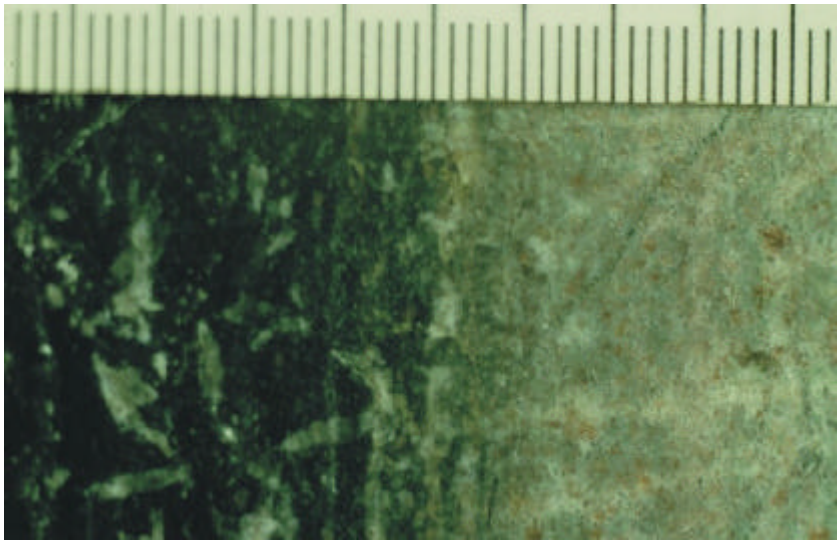


Abbildung 18 Probe ÖRK.25 aus dem Bereich des Rauhen Kopfes bei Ischgl; der Übergang von einem nahezu wasserfreien, klassischen Eklogit in einen retrograden symplektitischen Amphibolit erfolgt scharf innerhalb weniger Millimeter; charakteristisches Erkennungsmerkmal sind die weißen Pseudomorphosen nach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

Vereinzelt 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 Disthen-führenden 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 Paznauntales NW Ischgls 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.

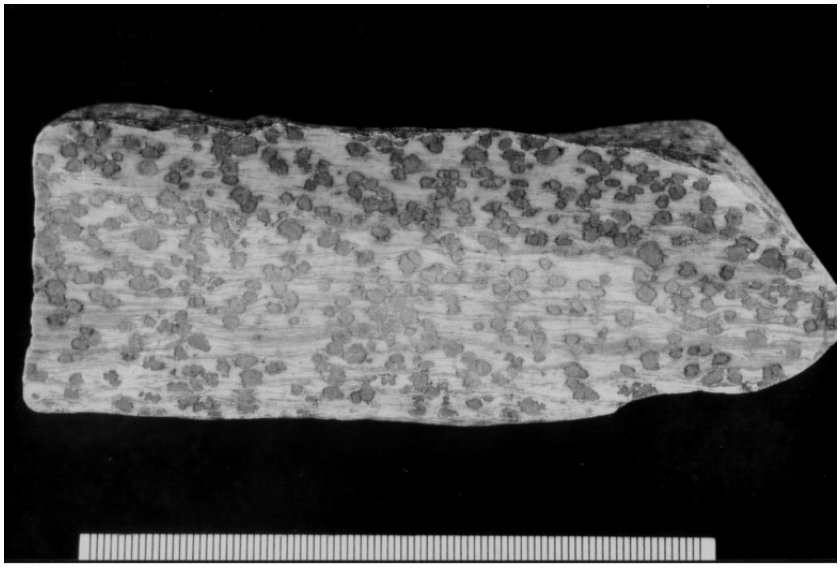


Abbildung 19 Mylonitisierter Eklogit ÖS.Bis 1a von Ischgl. Das Gestein besitzt ein zeilenartiges Gefüge mit abwechselnd weißen und braunen Lagen. Granat wurde nicht deformiert und bildet Relikte mit kelyphitischen Säumen.

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-Minerale 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-/Stubaidecke (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 Silvrettagruppe (Krähenbühl 1984, Maggetti & Galetti 1984, Michael 1985) sowie aus dem Val Lavinouz in der zentralen Silvrettagruppe. 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, Plagiokls, 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.

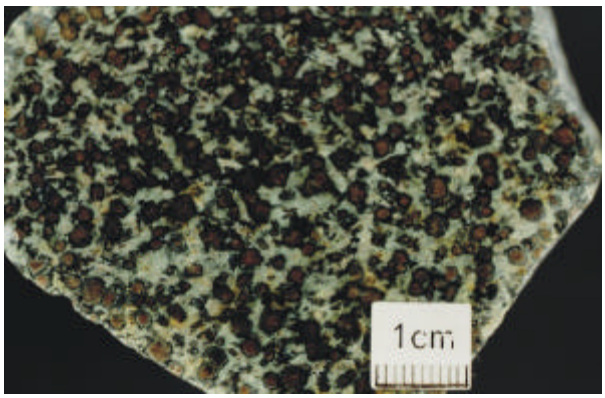


Abbildung 20B Typischer symplektitischer Granat-Amphibolit ("Eklogitamphibolit") aus dem Val Puntota mit grünlichgrauer Grundmasse und dunklen Kelyphitsäumen (Al-reiche Hornblenden) um Granat.

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 eingeregeltes 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 eingeregelte Klinozoisit besitzt dagegen kräftig anomal blaue Interferenzfarben und gestreckte Kristallformen.
Die Amphibole treten nie in texturellem 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.

Omphazit ⇔ Klinopyroxen (Diopsid) + Plagioklas (Albit)
Omphazit + Quarz ⇔ Amphibol + Plagioklas

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-Konzen-

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 Foliaton 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 Barlas-ch 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 symplektitisiertem 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 symplektitisierte 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 symplektitisiert.

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 Enwicklung zu Atollgranaten (Phototafel 2, Bild 4) zeigen.

Ausdehnung der eklogtifaziellen 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.

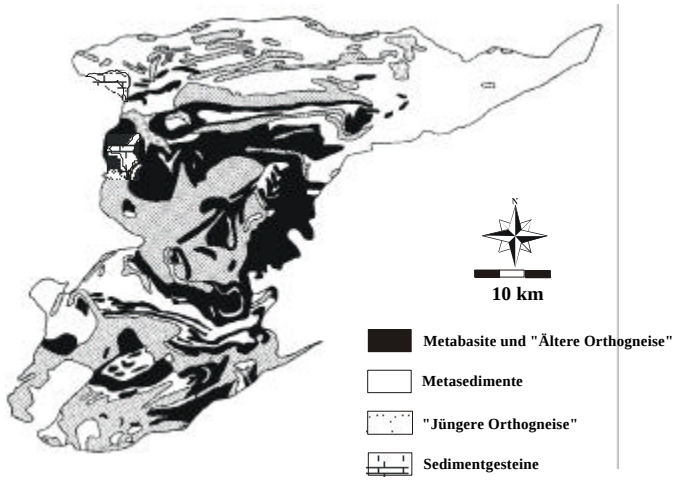


Abbildung 21 Vereinfachte geologische Karte der Kristallingesteine der Silvrettadecke (verändert nach Maggetti & Flisch 1993).

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-Minerale 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-

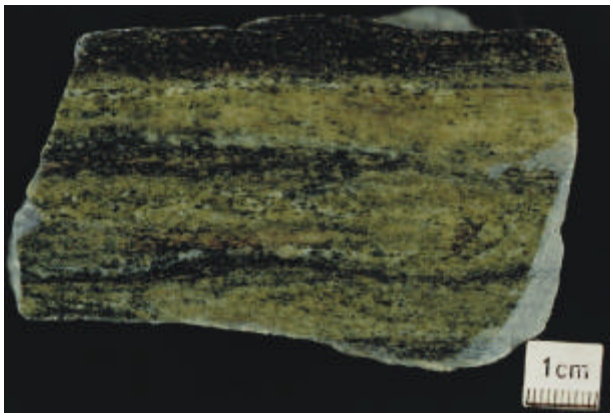


Abbildung 22 Epidot-Amphibolit ÖM.4.1f aus den Edelweißwänden des Vergaldentals bei Gargellen.

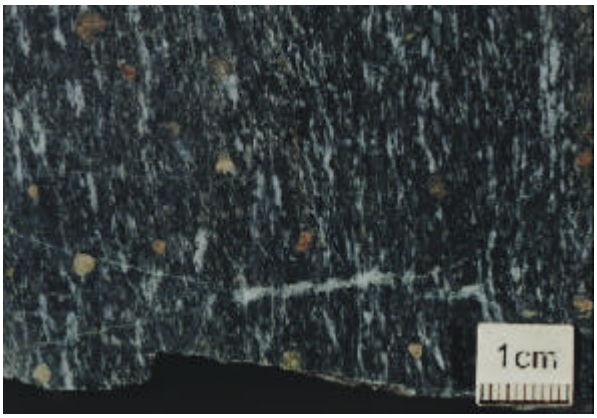


Abbildung 23 Granat-Amphibolit ÖS.7.5a aus der Umrahmung des Silvretta-Stausees / Bieler Höhe.

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, Schweinehage 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 Protolithe 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 Barlas-ch), 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 wechsellagern. 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") Hornblenden (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 Spaltrisse (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 Verwallgruppe zeigt deutlich blassere 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 verbreiteteste Alterationsform darstellt. Saussuristisierung (starke Trübung der Plagioklase durch ein extrem feinkörniges Gemenge aus Epidot/Klinozoisit ± 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-Minerale festgestellt werden. Die charakteristische Wachstumssequenz lautet Rutil ⇒ Ilmenit ⇒ Titanit, wobei letzterer die stabile Ti-Phase in der amphibolitfaziellen Überprägungsphase darstellt. Rutil ist stets nur reliktisch 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 texturelles 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 eingeregelte Blasten. 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 $Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$) 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), Kalifeldspataugen-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 Barlas-ch;
- 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), grau-grünen 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 Mönchalpgnesie 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, Silvrettahorn 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
Quarz	26	31	33
Kalifeldspat	15	20	20
Plagioklas	32	27	28
Biotit	18	16	12
Hellglimmer	9 (Pinit)	6	7

Tabelle 2 Modalzusammensetzungen der Mönchalpgranite und -gneise der Silvrettadecke nach Streckeisen (1928).

Bereits diese Orginaldaten von Streckeisen (1928) belegen die Klassifikation der Mönchalp-granite als eigentliche Granodiorite. Eine Auswertung von Mönchalpgraniten mit magmatischem Gefüge aus den Regionen Mönchalp/Pischa und Älpeltispitz ergeben neben Monzo-graniten 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 Möchalpgranits 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 Pischa/Mönchalp. Die Quarz-Augen führenden Xenolithe sind zumeist stark alteriert, der Übergäng 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 Jüngeren Orthogneise der Silvretta

Die Gruppe der Jüngeren Orthogneise stellen die Mehrzahl der ausstreichenden Orthogesteine. Sie besitzen ganz überwiegend granitische Modalzusammensetzungen. Petrographisch lassen sich die Jüngeren 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 Kalifeldspataugen und Variationen in der Korngröße führten zur sukzessiven Definition einer Vielzahl von Typen-Bezeichnungen für die Jüngeren 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, grobflasriger Augengneis, Zweiglimmergranit nach Flisch (1987)
- sehr hell und grobkörnig mit bis zu 5 cm großen Kalifeldspäten, ausgeprägte Paralleltextur;

- 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 Kalifeldspataugen, 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), muskowitführender Biotitgranitgneis nach Flisch (1987);

- Typ **Güstizia**, Muskowitgneis
- mittelkörniger bis grobflasriger granitischer Zweiglimmergneis mit einzelnen Kalifeldspataugen (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 Kalifeldspataugen (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 braungrüne Ränder (Grubenmann 1904), die nach von der Crone (1989) auf einen randlich erhöhten Ti-Gehalt der Schörle (Fe^{2+}-reiche Turmaline) zurückzuführen sind.

	Flüela	Tschuggen	Güstizia
	Frapolli (1975)	von der Crone (1989)	
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 Jüngeren Orthogneise von Liebetrau (1996) entwickelt daher folgerichtig die Differenzierung fort und gliedert die Jüngeren 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 Kalifeldspataugen, 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.I m Montafon, im Kromertal 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

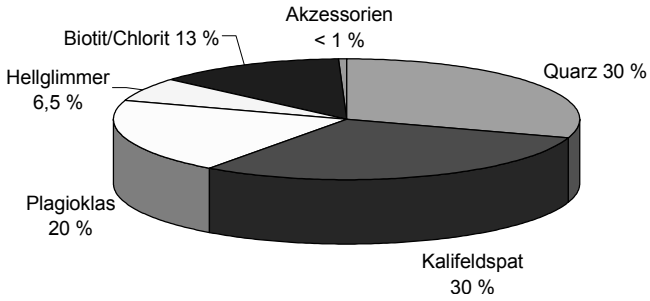


Abbildung 25 Beispiel zu Korngröße und Modalzusammensetzung eines Biotit-Orthogneises der Silvrettadecke (ÖM.3.2d).

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.

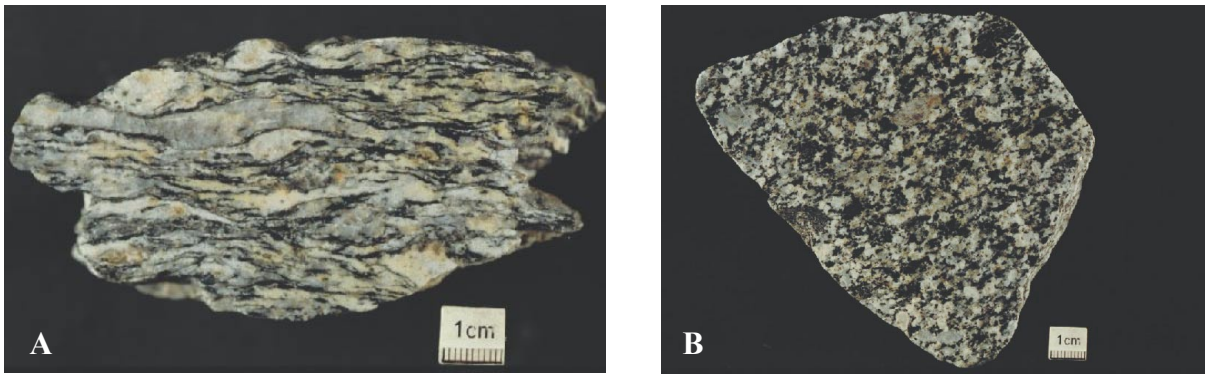


Abbildung 26 Anpolierte Handstücke eines folierten Biotit-Orthogneises (A, ÖS.10.1bTyp Ballunspitze) und eines granitischen Gesteins mit erhaltener magmatischer Textur aus dem Kromertal (B, ÖS.10.1c).

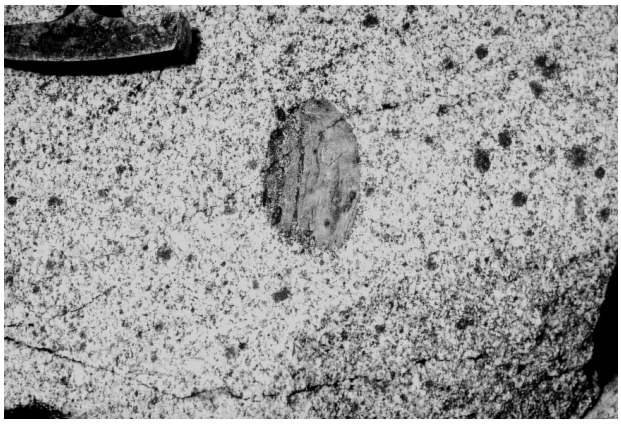


Abbildung 27 Xenolith-führende Biotit-Granite des Kromertales südlich des Vermuntsees.

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 Feldspataugen. 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 Valzifienztal 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 Verzwillingung und mikroperthitischer Albit-Entmischung. Plagioklas ist häufig frisch und nur bereichsweise leicht serizitisiert. Die Serizitisierung folgt dabei oft der feinen Lamellierung der polysynthetischen Verzwillingung. 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	Rekristallisat 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

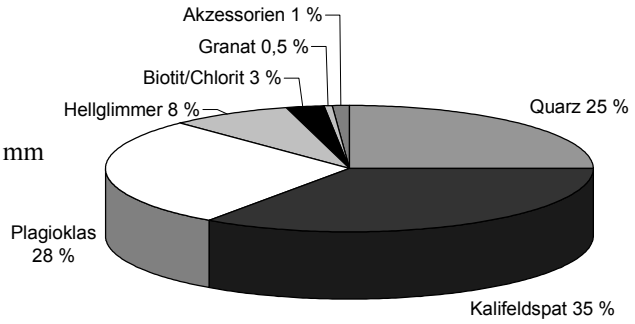


Abbildung 28 Korngrößen und Modalzusammensetzung der Hellglimmer-Orthogneise der Silvrettadecke (Beispiel ÖM.4.2a).

Vereinzelt können die Hellglimmer-Orthogneise Granat-führend sein (z. B. ÖM.1.2a aus dem Silbertal östlich Schruns und ÖM.4.2a aus dem Valzifienztal 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-Porphyroklasten auf (Abbb. 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 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).

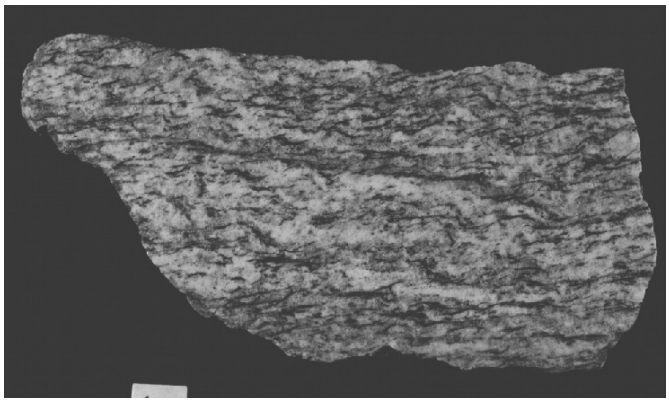


Abbildung 29 Anpoliertes Handstück eines Zweiglimmer-Orthogneises (ÖS.10.3a) von der Silvretta-Hochalpenstraße NE Bieler Höhe.

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

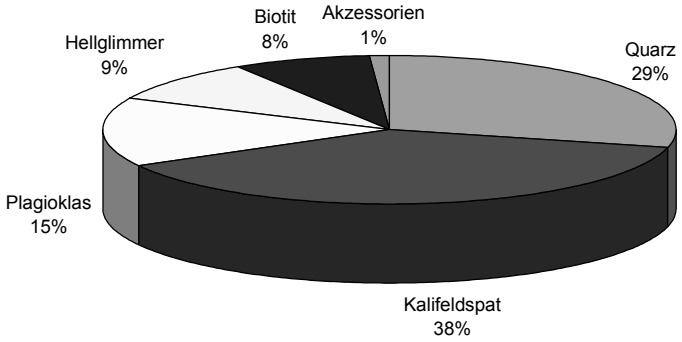


Abbildung 30 Korngrößen und Modalzusammensetzung der Zweiglimmer-Orthogneise der Silvrettadecke (Beispiel ÖS.10.3a).

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 grobflasrigen 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 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.

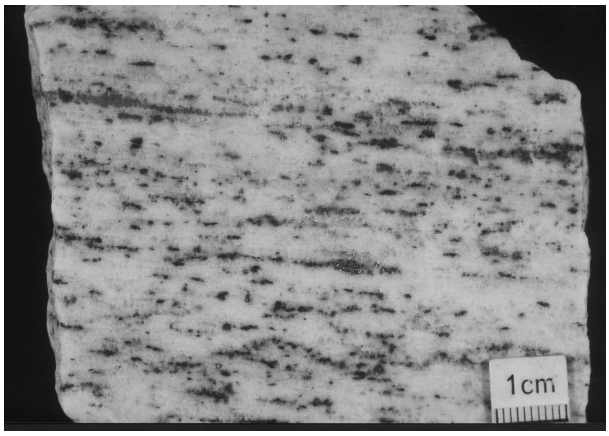


Abbildung 31 Anpoliertes Handstück des Granat-Amphibol-Mikroklin-Gneises SLav.1a aus dem Val Lavinouz östlich Piz Linard. Mafite (Granat, Amphibol, Epidot, Magnetit) sind zeilenartig angeordnet.

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

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.

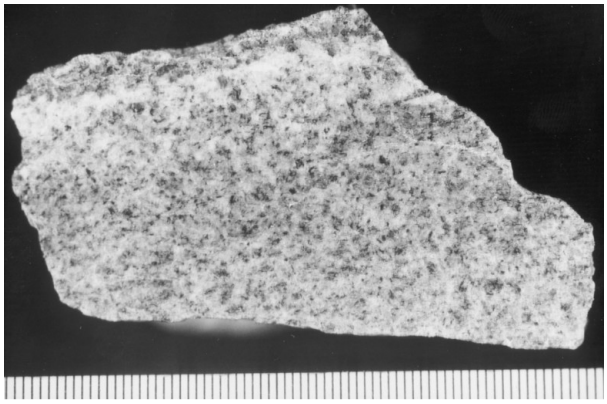


Abbildung 32 Anpoliertes Handstück des Granat-Zoisit-Gneises ÖRK.26 aus einer Zwischenlage in den Eklogiten des Rauhen Kopfes.

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 Kalifeldspataugen als injeziert. 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 Imbibitionsgneise", 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 Faltenscharnieren 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 Feldspatknotengneis 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, Feldspatknotengneise, 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:

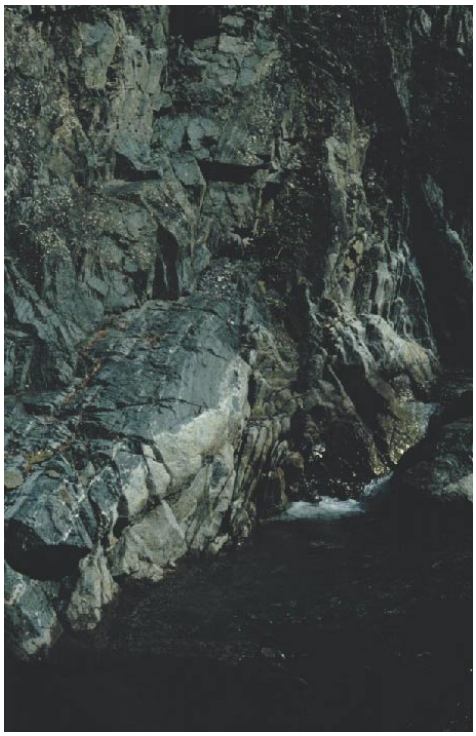
1. Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise,
2. Biotit-Plagioklas-Gneise,
3. Biotit-Schiefer,
4. aluminiumreiche Gneise,
5. mineralreiche Glimmerschiefer,
6. Granat-Glimmerschiefer,
7. Quarzite.

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 Feldspatknotengneise 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 Seital des Inntals zwischen Zernez und Brail, der direkt im Kontakt zu amphibolitisiertem Eklogit aufgeschlossen ist (Abb. 34).



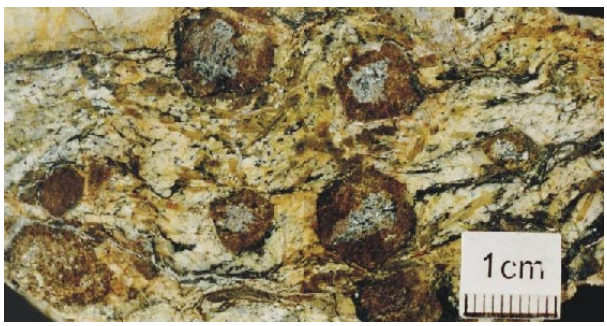
A

B

Abbildung 34 A+B Kontakt eines metasedimentären Granat-Biotit-Plagioklas-Gneises (SCal.3a) mit amphibolitisiertem Eklogit im God Carolina nahe des Inntal 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 texturellem 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-Minerale 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 Schiefern, 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.

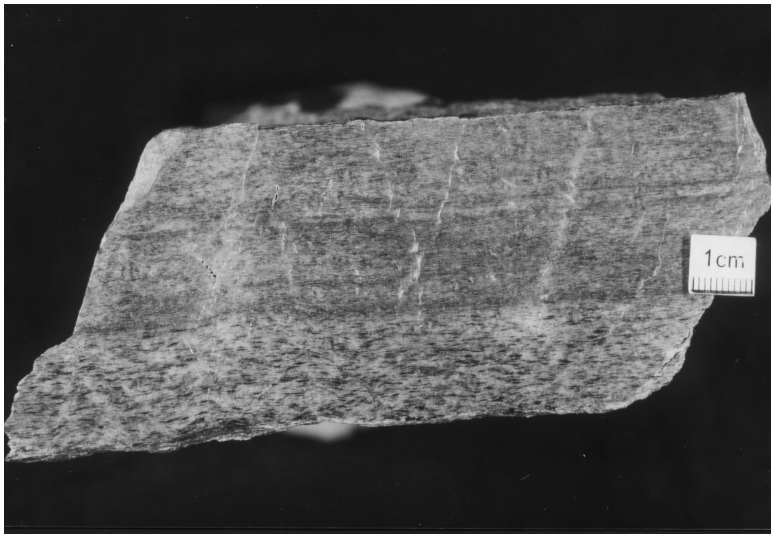


Abbildung 36 Anpoliertes Handstück (ÖV.IX.1) der Biotit-Plagioklas-Gneise ("Biotitfleckengneise") aus dem Bereich der zentralen Verwallgruppe. Die metamorphe Bänderung ist durch Variation des Gehalts an Schichtsilikaten sowie der Korngröße bedingt. Diese geht auf primäre Unterschiede in der Gesamtgesteinschemie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

Quarzsegregationen

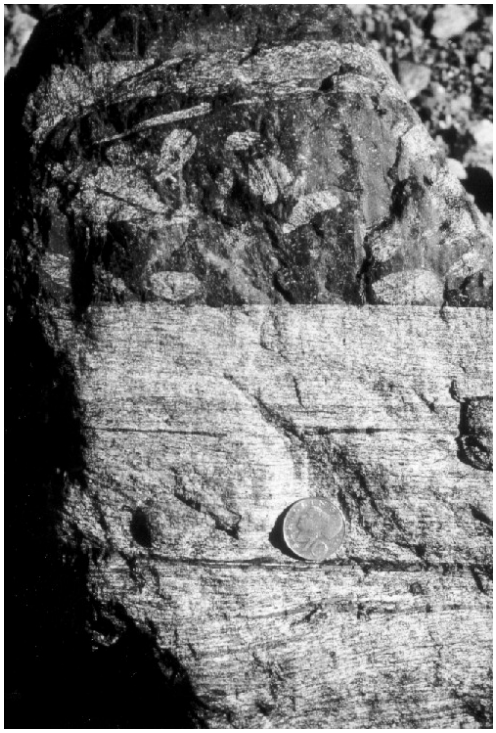
In den Metasedimenten treten zahllose konkordante (foliationsparallele) Quarzsegregationen auf. In einer Spätphase der Deformations-Entwicklung bildeten sich auch diskordante, die Foliation durchsetzende, Quarzsegregationen, die zudem Andalusit und/oder Disthen führen können (Schweinehage 1995). Prospert & 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 rupturellen Versatz entlang von Störungszonen im Übergangbereich 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.



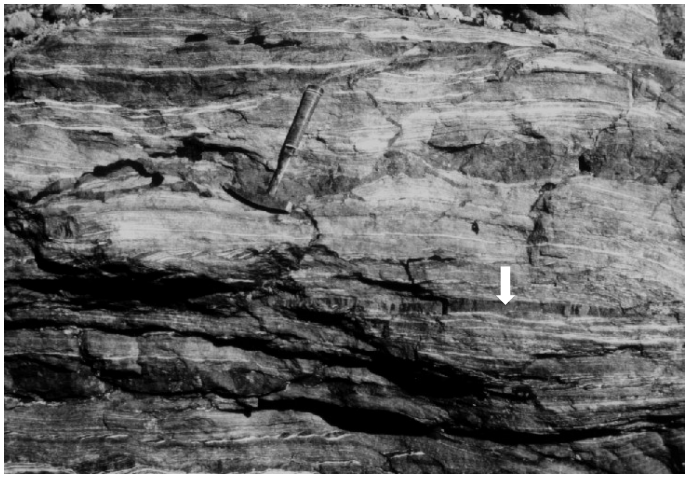


Abbildung 37 Aufschluß in einer Amphibolit-Paragneis-Wechselfolge mit eingelagerten Pseudotachyliten (Pfeil). Die kompetenteren Amphibolit-Lagen sind boudiniert und in antithetische Staffelbrüche zerlegt.

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 Nebenfensters des oberen Jamtales 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 („Ultramylonite“ 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 geglitten ist. Thöni (1988) datierte dagegen mit Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen Pseudotachylite aus den Biotit-Plagioklas-Gneisen der Idalpe im Fimbertal 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.

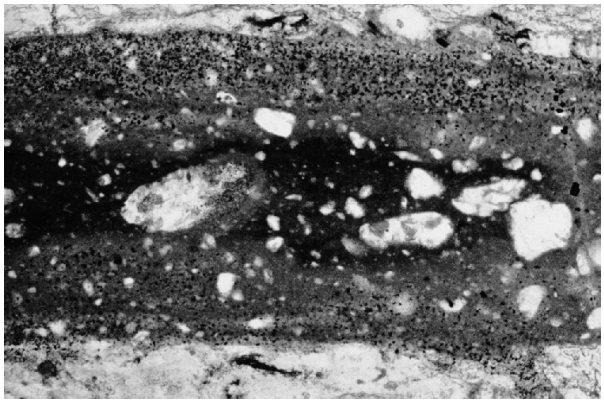


Abbildung 39 Lagig differenzierter Pseudotachylitgang in einem Amphibolit des oberen Jamtal es (ÖS.Jam 2). In der glasigen Matrix schwimmen Plagioklas-Porphyroklasten. Insbesondere am Rand sind feinkörnige Erzausscheidungen zu erkennen. Vergrößerung 25x, 5.3 mm Bildbreite, xNicols.

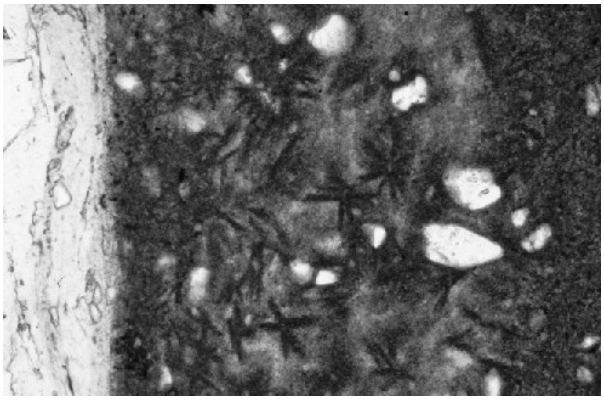


Abbildung 40 Kontakt eines querschlägigen Pseudotachylits zu seinem Nebengestein (grobkörniger Amphibolit). Im Pseudotachylit treten Plagioklas-Porphyroklasten und rosettenförmige Entglasungstexturen auf. Vergrößerung 100x, 1.3 mm Bildbreite, xNicols.

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. An_{40}), 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 Na_2O 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 Na_2O-Anstieg verantwortlich sein. Masch (1970) beschrieb teilaufgeschmolzene Plagioklase mit randlicher CaO-Anreicherung, Na_2O 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_2O_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_2O	7,42	3,89	4,10	2,83	1,72	6,48
K_2O	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 ± Quarz ± Hornblende (braun) ± Biotit ± Talk (nach Olivin) ± 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-Furrrer (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 Paralleltextur 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.

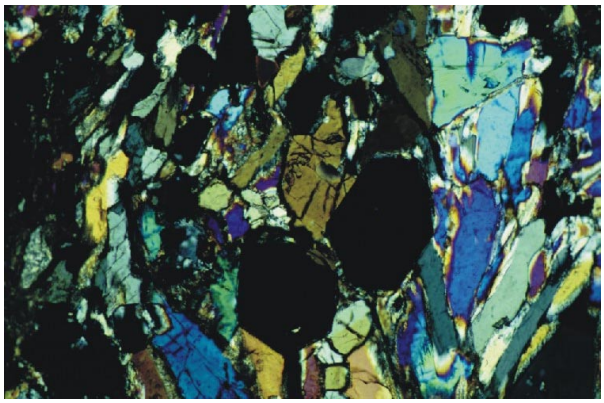


Bild 1 Dünnschliff-Photographie aus Probe ÖRK.8; primärer "trockener" Eklogit-Bereich mit idiomorphem Granat und eingeregelten Omphazit; vereinzelt treten Amphibole in texturellem Gleichgewicht mit Omphazit auf.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

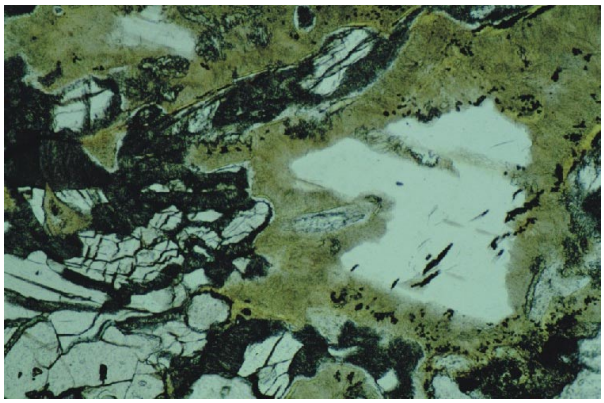


Bild 2 Polarisationsoptische Aufnahme aus dem Eklogit ÖRK.8 (Rauher Kopf). Phengitblasten sind von einem breiten Symplektitsaum aus Biotit+ Plagioklas umgeben. Omphazit weist ebenfalls eine deutliche randliche Symplektitisierung auf.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

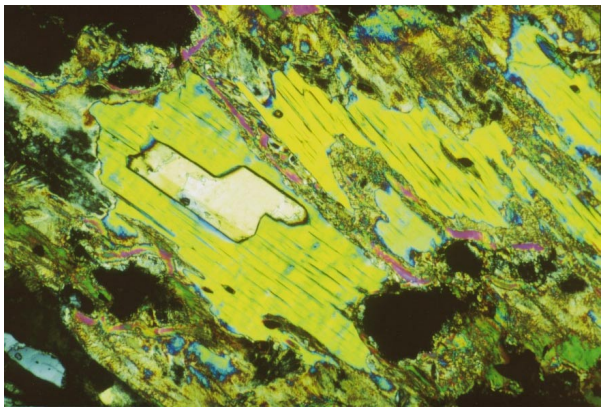


Bild 3 Disthen-Einschluß in Phengit aus Eklogit ÖRK.4c (Rauher Kopf). Granat ist deutlich resorbiert, Phengit weist abermals Symplektitsäume auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

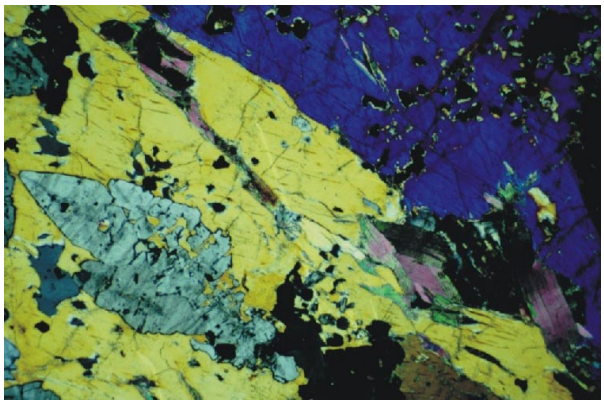


Bild 4 Amphibol- und Zoisitporphyroblasten überwachsen die primäre Eklogit-Mineralvergesellschaftung in ÖRK.1 (Rauher Kopf); Amphibol schließt reliktischen Granat ein; Talk tritt in Verwachsung mit Amphibol auf.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

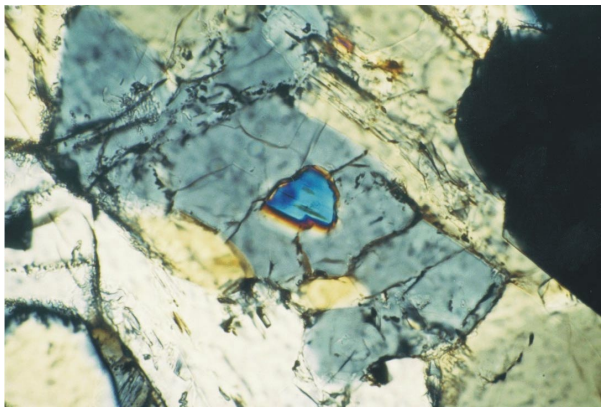


Bild 5 Paragonit-Einschluß in Omphazit des Eklogits ÖRK.8. Neben Paragonit treten in dieser Probe auch Phengit-Einschlüsse in Granat und Omphazit auf.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

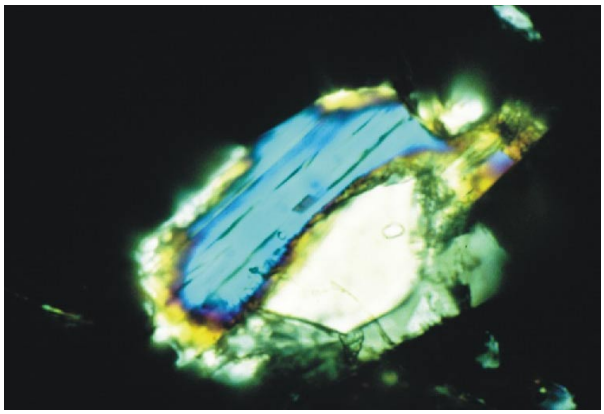


Bild 6 Direkt im Kontakt liegende Phengit-und Omphazit-Einschlüsse in Granat des Eklogits ÖRK.9 (Rauher Kopf).
250fach, Bildbreite 0.53 mm, XPL.

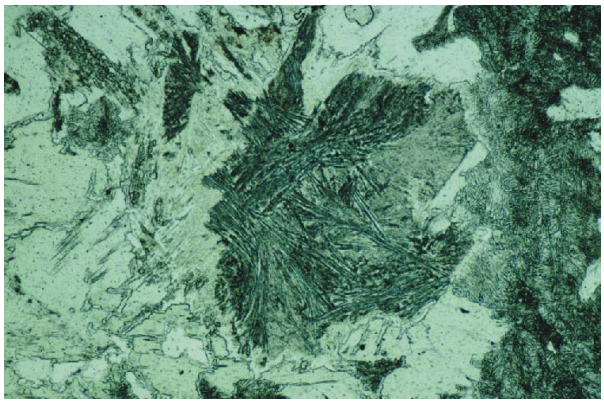


Bild 1 Korund-Plagioklas-Symplektit im Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4c. Das feinkörnige Aggregat wird durch einen Plagioklas-Saum gegen die umgebenden Minerale abgeschottet. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

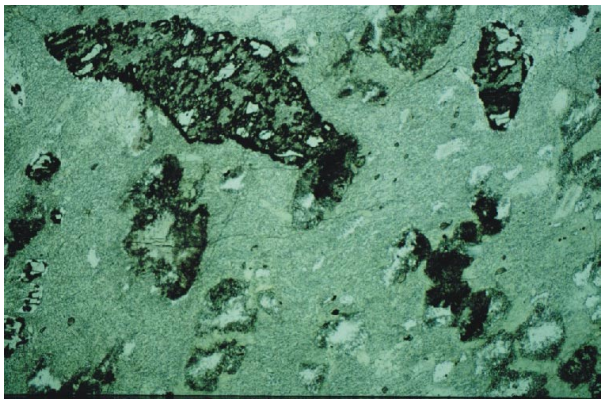


Bild 2 Polarisationsmikroskopische Aufnahme eines symplektitisierten Eklogits (ÖRK.2, Rauher Kopf). Granat ist durch Plagioklas pseudomorph ersetzt, rautenförmige Zoisite sind an ihrer Kristallform erkennbar. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

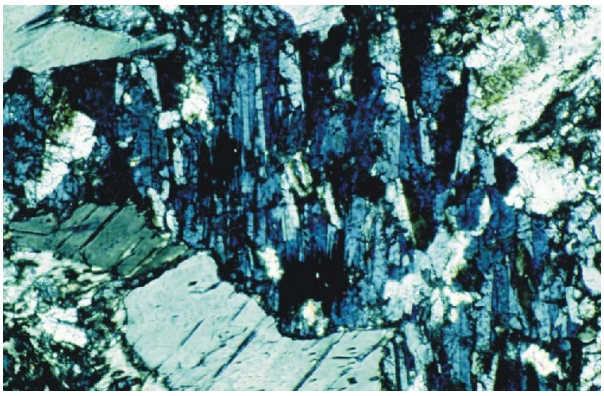


Bild 3 Retrograd in eine lamellenförmige Verwachsung von umgewandelter Zoisit-Porphyroblast aus ÖRK.2. In der Umgebung Amphibolblasten mit grauen Interferenzfarben. 100faxh, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

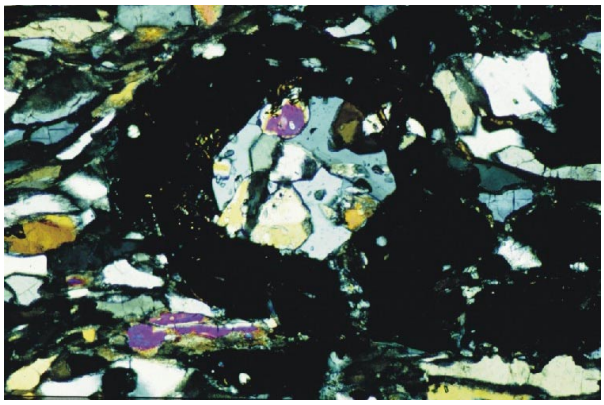


Bild 4 Atollgranat aus Eklogit SP.5 (Val Puntota). Die Lagune des Atolls nehmen Omphazit und Quarz ein, auch Rutil und Phengit können enthalten sein. In der Matrix Omphazit mit Symplektitsäumen. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

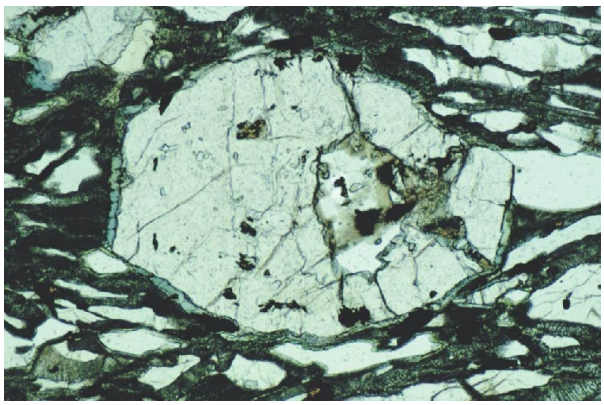


Bild 5 Granat aus Eklogit SP.5 mit teilweiser Atollbildung und großem Phengit-Einschluß. Der Saum des Granats zeigt eine beginnende Kelyphitbildung (Al-reiche Amphibole), Omphazit der Matrix ist deutlich symplektitisiert. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

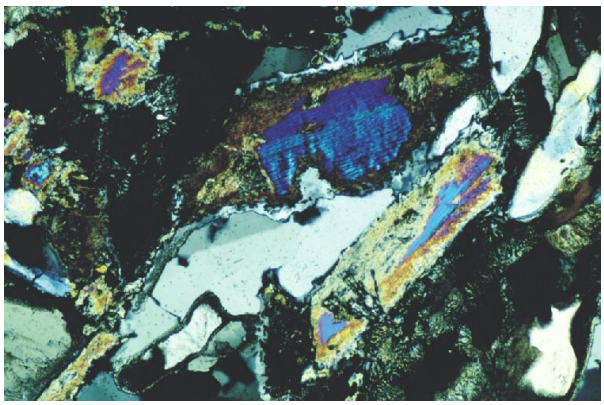


Bild 6 Späte Phengit-Generation in Quarz aus Eklogit SP.5 mit deutlicher randlicher Symplektitisierung. Der helle, äußere Saum zwischen Symplektit und Quarz wird aus Plagioklas aufgebaut. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

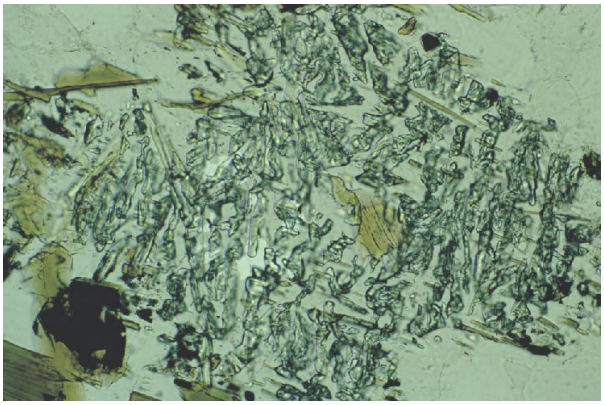


Bild 1 Korund-Plagioklas-Symplektit aus dem Grt-Zoi-Gneis ÖRK.26. Die Korund-führenden Aggregate werden von einem Plagioklas-Saum gegen den Quarz der Matrix abgeschirmt.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

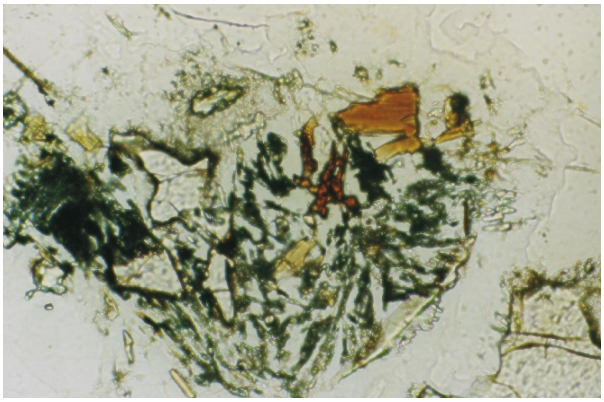


Bild 2 Korund-Plagioklas-Symplektit aus ÖRK.26 mit Högbomit (dunkelbraun, hohes Relief) und Biotit. Der dunkle, extrem feinkörnige Symplektit am linken Bildrand enthält Spinell. Größere farblose Kristalle sind Klinozoisit.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

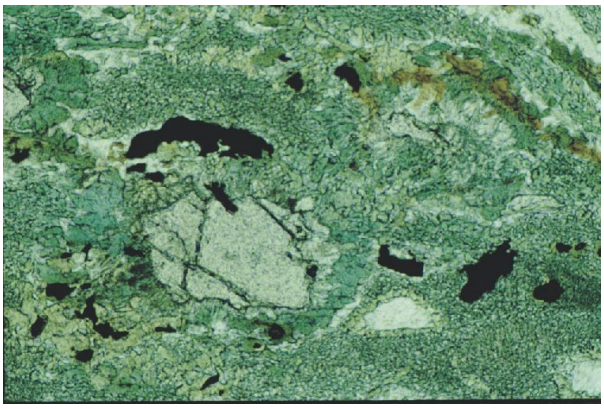


Bild 3 Symplektitischer Granat-Amphibolit SP.11 (Val Puntota). Stark resorbierter Granat schwimmt in einer Matrix aus Amphibol-Plagioklas-Symplektit. Biotit markiert das ehemalige Auftreten von Phengit.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

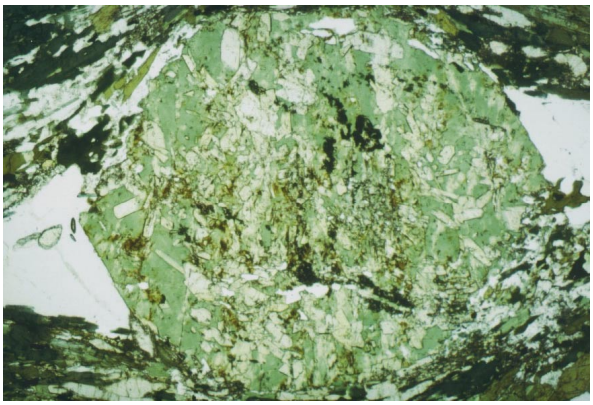


Bild 4 Retrograd alterierter Granat aus Granat-Amphibolit ÖS.7.5a. Granat wird vollständig durch Chlorit und Epidot ersetzt.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

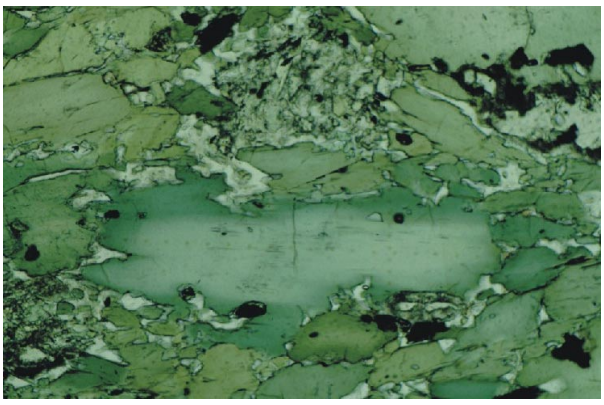


Bild 5 Zonierter Amphibol aus Klinozoisit-Amphibolit ÖS.9.1m. Der blaßgrüne Kern weist eine deutliche Fe-Mg-Amphibol Komponente auf, der Saum besteht aus tschermakitischer Grüner Hornblende.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

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

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

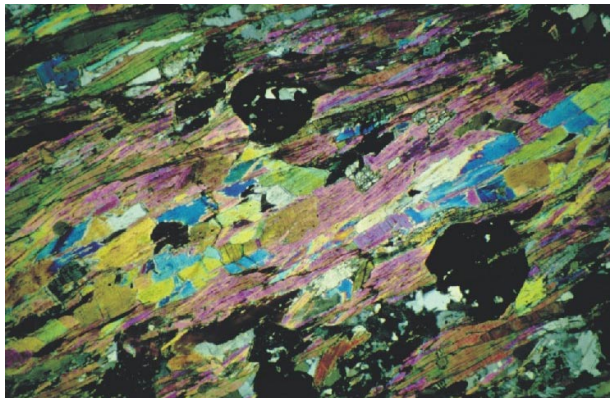


Bild 2 Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3 aus dem Malfontal (Verwall). Die foliierten Hellglimmer rekristallisieren statisch. Disthen ist zumeist randlich resorbiert.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

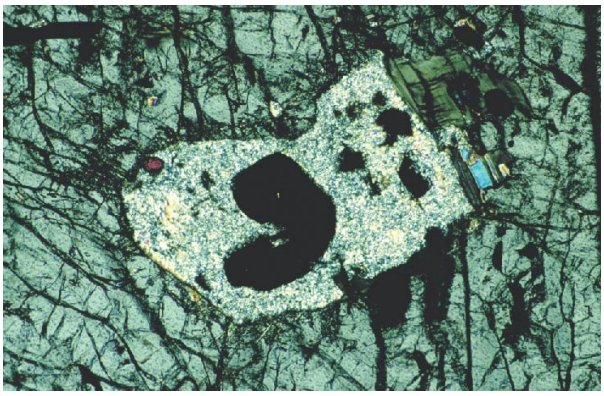


Bild 3 Granat-Einschluß in Staurolith aus Grt-Stau-Sill-Schiefer ÖS.Jam 6b. Neben Granat wurde auch Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit (?) und Zirkon eingeschlossen. Plg ist vollständig serizitisiert, Grt bereits beim Einschluß resorbiert.
100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

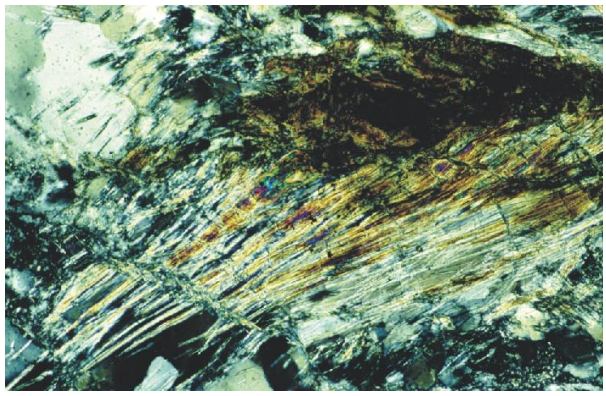


Bild 4 Sillimanit-Nadeln aus Grt-Stau-Sill-Schiefer ÖS.Jam 6b. Sillimanit bildet zumeist fibrolithische Aggregate zusammen mit Hellglimmer, Biotit ist Chlorit oder Sillimanit abgebaut. Granat und Staurolith sind kataklastisch deformiert.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

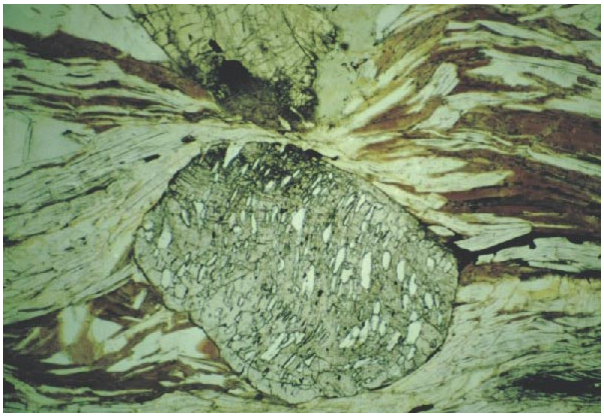


Bild 5 Granat-Porphyroblast mit synkinematischen Internstrukturen aus Grt-Stau-Glimmerschiefer ÖV.VI.3. Staurolith wird randlich chloritisiert.
25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

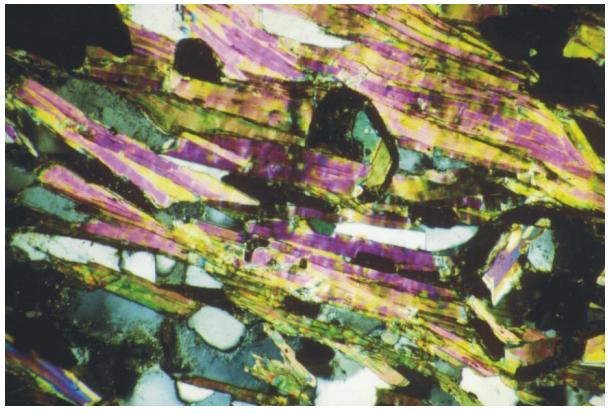


Bild 6 Atollartige Granatgeneration II aus Grt-Stau-Glimmerschiefer ÖV.VI.3. Die Foliation wird aus Hell- und Dunkelglimmern aufgebaut. Als Einschlüsse in den Atoll-Lagunen treten Hell- und Dunkelglimmer, Plagioklas und Quarz auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

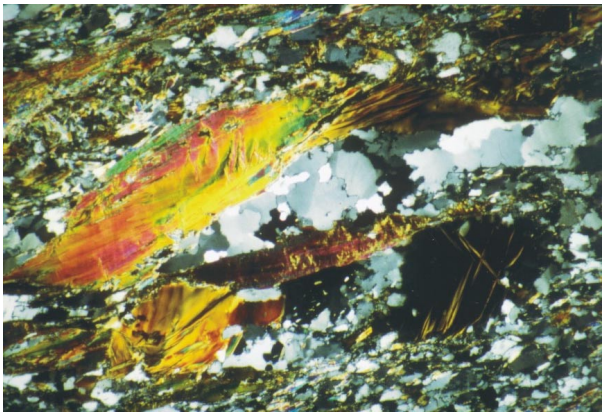


Bild 1 Postkinematische Biotit-Porphyroblasten aus dem "Biotitfleckengneis" ÖM.4.3a. Biotit bildet bis zu 5 mm große Kristalle, die quer zur Foliation sprossen und bruchhaft deformiert werden. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

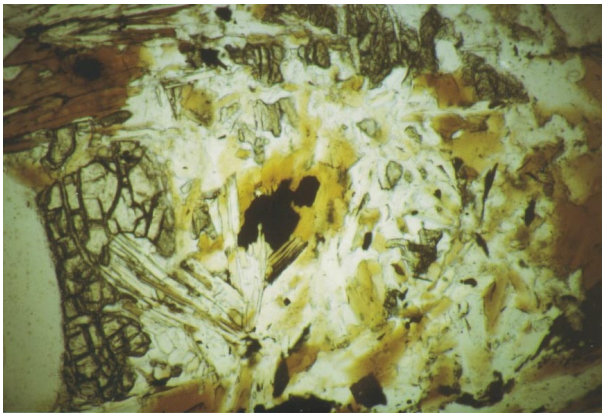


Bild 2 Typischer Granatabbau in "Biotitfleckengneis" ÖM.4.3a. Granat zerfällt postkinematisch in ein defokussates Gemenge aus Hell- und Dunkelglimmern, Plagioklas, Quarz und Erz. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, PPL.

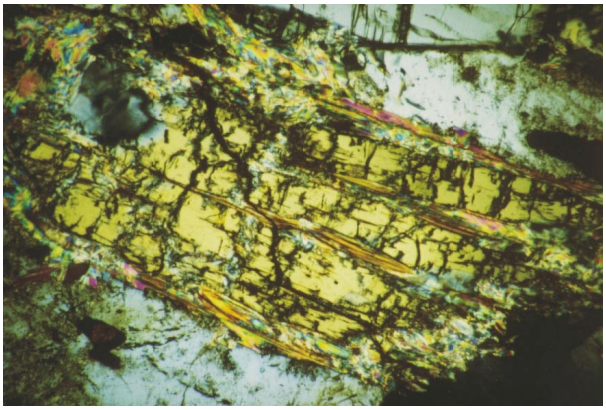


Bild 3 Disthen aus dem Grt-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Vz 2. Randlich und entlang der Spaltrisse wird Disthen durch Margarit verdrängt. In Plagioklas eingeschlossen tritt Rutil auf. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL.

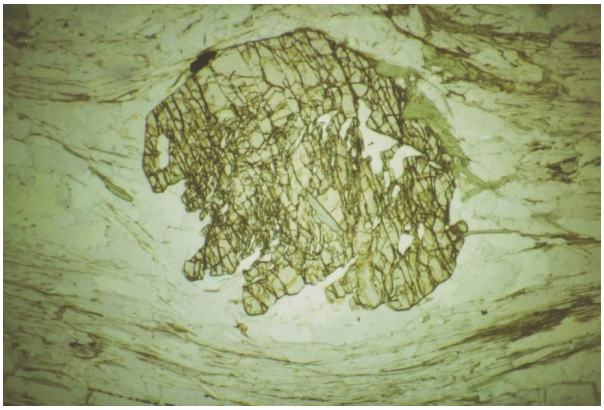


Bild 4 Granatporphyroblast mit Chloritoid-Einschluß (schwach blau) aus Grt-Chl-Hgl-Schiefer ÖV.Ma 2. Granat besitzt synkinematische Einschlußmuster und wird randlich durch Chlorit verdrängt. 25fach, Bildbreite 5.3 mm, PPL.

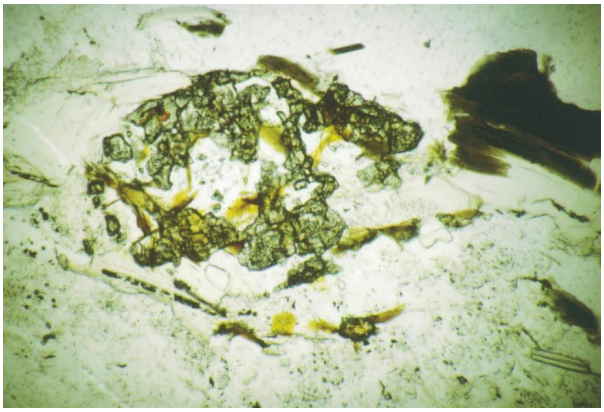


Bild 5 Reliktischer, feinkörniger Granat aus dem Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7. Granat liegt bevorzugt in glimmerreichen Partien, die sowohl aus Hell- und Dunkelglimmern aufgebaut werden. Als Querglimmer tritt eine zweite Hellglimmer-Generation auf. Auf Granat wächst Stilpnomelan auf. 100fach, Bildbreite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

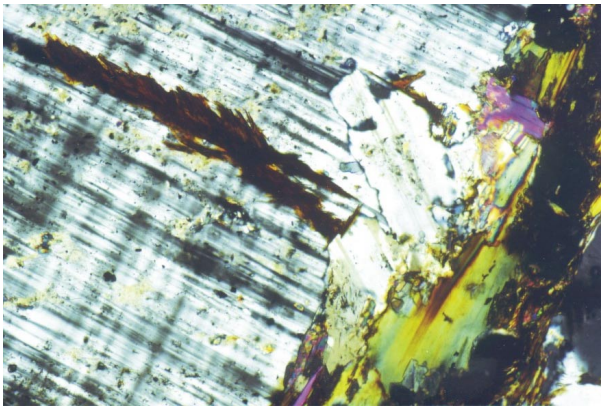


Bild 6 Mikroklin aus dem Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7. Randlich rekristallisiert häufig Plagioklas, z. T. in myrmekitischer Verwachsung, Albit-Perthit entmischt fleckig. Entlang Spaltrissen tritt Stilpnomelan neben Serizit auf. 100fach, Bildbreite 1.3 mm, XPL.

4. Geochemie

4.1 Geochemie der Metabasite der Silvrettadecke

Stand der Erforschung

Die Silvrettadecke besitzt mit ca. 20 % des ausstreichenden Gesteine den höchsten Anteil an Metabasiten aller ostalpinen Grundgebirgseinheiten der Ostalpen. Zur Aufklärung der Herkunft und geotektonischen Position der Metabasite wurde bereits von diversen Autoren (Maggetti & Galetti 1984, 1988, Maggetti et al. 1987, Bröcker 1985) versucht, die Geochemie der basischen Gesteine zu analysieren und, unter Anwendung überwiegend an Basalten entwickelter Diskriminationsdiagramme, die Eklogite und Amphibolite geodynamisch zu deuten. Dabei konzentrierten sich die Beprobungen bisher auf den schweizer Teil der Silvrettadecke. Die Analysen führten zu z. T. divergierenden Ergebnissen. Während Maggetti & Galetti (1984) und Bröcker (1985) neben typischen MORB (mid ocean ridge basalts) -Chemismen auch basaltische Zusammensetzungen ermittelten, die charakteristisch für tholeiitischen Inselbogenvulkanismus (IATs = island arc tholeiits) sind, korrigierten Maggetti et al. (1987) und Maggetti & Galetti (1988) aufgrund einer Filterung ihres umfassenden Analysen-Datensatzes durch den TiO_2-Al_2O_3-Diagramm nach Pearce (1983) ihre geotektonische Interpretation und deuteten alle echten basaltischen Amphibolite als MORBs bzw. BABBs (back-arc basin basalts). Zusammenfassend deuten Maggetti & Galetti (1995) heute alle Metabasite als MORBs.

Entsprechend der geotektonischen Ausdeutung der geochemischen Analytik in der Silvrettadecke von Bröcker (1985) sowie Untersuchungen in anderen Grundgebirgs-Teileinheiten des Ostalpins, entwickelten Frisch & Neubauer (1984, 1989) und Frisch et al. (1984) ein neues Subduktions-Modell für die Entwicklung des Ostalpins während der sogenannten kaledonischen Phase (vgl. Schweinehage 1995). In der Ötztal-/Stubaidecke wird der zentrale Metabasit-Zug im fortentwickelten Terranmodell nach Frisch & Neubauer (1989) als eigenständiges ozeanisches "Keltisches" Terran ausgeschieden.

Fragestellungen zur geochemischen Analytik

Die Analytik der Haupt- und Spurenelementgehalte der Metabasite wurde zur Aufklärung folgender Fragestellungen untersucht:

- ⇒ Charakter der Protolithe (orthogen ⇔ paragen),
- ⇒ Homogenität unterschiedlicher Metabasite,
- ⇒ Ausdehnung der Ergebnisse aus dem schweizer Silvrettaanteil auf den österreichischen,
- ⇒ Auswirkungen metamorpher Überprägungen und Fluidzufuhr (isochemische ⇔ allochemische Metamorphose, Metasomatose),
- ⇒ Vergleich der Haupt- und Spurenelementcharakteristika von Eklogiten und Amphiboliten,
- ⇒ Vergleich beider Eklogitvorkommen (Rauher Kopf bei Ischgl/Österrreich und Val Puntota bei Brail/Schweiz),
- ⇒ Vergleich mit Daten aus dem schweizer Silvrettaanteil,
- ⇒ geotektonische Diskrimination mittels Spurenelementdiagrammen.

Zur flächendeckenden, repräsentativen Beprobung wurden 30 Amphibolite, 6 Proben unterschiedlicher Metamorphosestadien und Alterationsstufen aus dem Eklogitkörper des Rauhen Kopfes, 3 Eklogite aus dem Val Puntota (zum Vergleich mit Ergebnissen von Maggetti & Galetti 1984, 1988 und Maggetti et al. (1987) sowie mehrere Hornblende-Gneise aus dem österreichischen Teil der Silvrettadecke herangezogen.

Diskrimination von Gesteinen basaltischen Chemismus

Grundlagen

Die Anwendung der für rezente Basalte entwickelten geotektonischen Diskriminationsdiagramme auf höhergradig metamorphe Gesteine, im Falle der Silvrettadecke sogar auf polymetamorphe, bringt grundlegende Probleme mit sich. Bereits kurz nach der Extrusion auftretende Alterationen wie Spilitisierung können nicht mehr erkannt werden und aus einem tholeiitischen Gestein geochemisch einen Alkalibasalt machen (z. B. ÖS.Ko 1).

Das Hauptproblem stellt aber die Polymetamorphose der Gesteine mit einer Fluiddurchströmung dar, die zu erheblichen Stoffverschiebungen, besonders der mobilen LILE (large ion lithophile elements), geführt haben kann. Wegen dieser Unsicherheit fokussieren sich die Diskriminationsdiagramme auf die HFSE (high field strength elements, Elemente hoher Kernladungszahl und mit geringen Ionenradius), denen eine weitgehende Immobilität zugebilligt wird. Ein weiteres grundlegendes Problem ist die Übertragbarkeit der an rezenten Gesteinen gewonnenen Ergebnisse auf paläozoische Gesteine (Maggetti et al. 1987), auch wenn inzwischen die Wirksamkeit der plattentektonischen Prozesse bis in das Paläozoikum als gesichert erscheinen mag.

Der überwiegende Teil der Diagramme wird anhand von Spurenelementen gewonnen. Jedes tektono-magmatische Diskriminationsdiagramm bietet Vorteile, hat aber auch seine spezifischen Nachteile.

Charakterisierung der Ausgangsgesteine der Metabasite

Die Frage des ortho- oder paragenen Charakters stand lange Zeit im Zentrum der geochemischen Untersuchungen der Metabasite der Silvretta. Bereits Spaenhauer (1932) konnte im Val Sarsura und im Val Barlas-ch orthogene Reliktstrukturen gabbroider Gesteine nachweisen. Neuere Bearbeitungen zu diesen Noriten und Gabbros stammen von Thierrin (1983) und Benciolini (1994).

Funde von Ultrabasiten (Fuchs et al. 1986) wiesen sogar Mantelgesteine am Hochnörderer S Galtür nach. Trotz dieser eindeutigen Belege für die magmatische Herkunft der großteils mächtigen Metabasit-Einheiten der südlichen Silvrettadecke, blieb der Charakter der Protolithe der intensiv mit Metagrauwacken, Metapeliten oder sogar Orthogneisen wechsellagernden Amphibolite anderer Silvrettagebiete unsicher.

Pirkl (1980) erwähnt die Möglichkeit einer paragenen Herkunft aus Mergeln, Blumenthal (1926) und Tollmann (1977) stellen Vulkaniklastika (Tuffe) als mögliche Protolithe in den Raum. Der Nachweis von Marmoren (Amann 1985, Schweinehage 1995) sowie das Vorkommen von Kalksilikatlagen (vgl. Petrographie) belegt das Auftreten karbonatischer Anteile in den Metasedimenten.

Eine Diskriminierung zwischen Ortho- und Paraamphiboliten ermöglicht das Dreiecksdiagramm MgO-CaO-FeO nach Walker et al. (1960). Dieses auf empirischer Basis durch Analyse von Magmatiten, Sedimenten sowie para- und orthogenen Metamorphiten entwickelte Diagramm weist charakteristische Felder für Ortho- und Paragesteine auf, die sich allerdings überlappen. Die Proben der Silvrettadecke plotten eindeutig im Bereich der orthogenen Gesteine, teilweise kommen sie aber auch im Überlappungsbereich mit den paragenen zu liegen. Einzelanalysen plotten außerhalb der beiden Felder (Abb. 41).

Weitere Hauptelement-Diagramme, die zwischen magmatischer und sedimentärer Herkunft einer Probenpopulation differenzieren, stammen von Leake (1964). In den Diagrammen 100mg-c-(al-alk) und mg-c (Werte der Niggli-Norm) ist dem magmatischen (Karroo) Trend die Entwicklung von Sedimenten gegenübergestellt. Bereits Bröcker (1985) und Maggetti et al. (1987) konnten für die Proben der Silvrettadecke eine eindeutige Zugehörigkeit zum magmatischen Trend unter Anwendung dieses Diskriminationsdiagrammes feststellen.

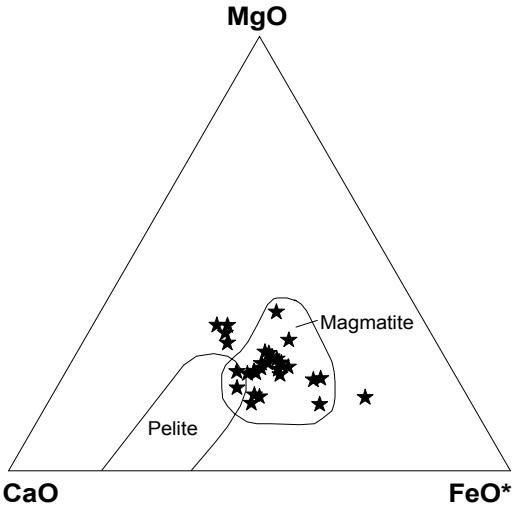


Abbildung 41 Diskriminationsdiagramm für Ortho- und Paraamphibolite nach Walker et al. (1960). Sterne = alle Metabasit-Proben.

Ein weiteres Hauptelement-Diagramm zur Unterscheidung von Basalten und Sedimenten stellten Moine & De La Roche (1968) vor. Im Plot (Al+Fe+Ti)/3-Na gegen (Al+Fe+Ti)/3-K heben sich Basalte und Spilite gegenüber Grauwacken, Schiefern, Mergeln und Arkosen durch ihre deutlich höheren (Al-Fe+Ti)/3-K-Werte ab (ohne Abb.).

Zur Differenzierung der Herkunft der Amphibolite und Eklogite wurden weiterhin immobile Spurenelemente wie Cr, Ni, Zr oder Ti herangezogen. Nach Fröhlich (1960) gelten Cr-Gehalte > 150 ppm als sicher orthogen, während Leake (1964) dafür > 250 ppm angibt. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Bröcker (1985) ist der Anteil der danach als sicher einzustufenden orthogenen Gesteine in den untersuchten Gesteinen deutlich geringer. Nur 15 % erfüllen das strengere Kriterium nach Leake (1964), 56 % das von Fröhlich (1960). Besonders auffällig ist mit 1022 ppm Cr der nahe der Darmstädter Hütte ausstreichende Biotit-Amphibolit ÖV.V.7, der eine lediglich metermächtige Lage in den Biotitfleckengneisen bildet. Seine Sonderstellung wird auch durch die anderen Spurenelemente verdeutlicht (z.B. Ni, vgl. Abb. 42 und 43), in den geotektonischen Diskriminationsdiagrammen plottet er allerdings im Feld gewöhnlicher MORBs (s. u.).

Die Plagioklas-Amphibolite besitzen überwiegend Gehalte zwischen 150 und 250 ppm Cr, nur zwei Proben (ÖV.XVI.4 und ÖM.2.1i) weisen deutlich niedrigere Gehalte auf. Allgemein niedrig (< 100 ppm) liegen die Gehalte der intermediären Hornblendegneise, seltsamerweise aber auch die der als sicher MORB eingestuften Eklogite (bzw. deren Derivate) des Val Puntota (vgl. Abb. 42 / 43). Der Kumulatcharakter der Gesteine des Rauhen Kopfes wird auch durch die extrem schwankenden Cr-Gehalte bestätigt, sie liegen zwischen 28 und 457 ppm.

Insgesamt liegen die Cr-Gehalte damit deutlich unter durchschnittlichen Angaben für MORBs von Seim & Tischendorf (1990) mit 318 ppm, Wilson 1989 (346 ppm) und Sun et al. (1979).

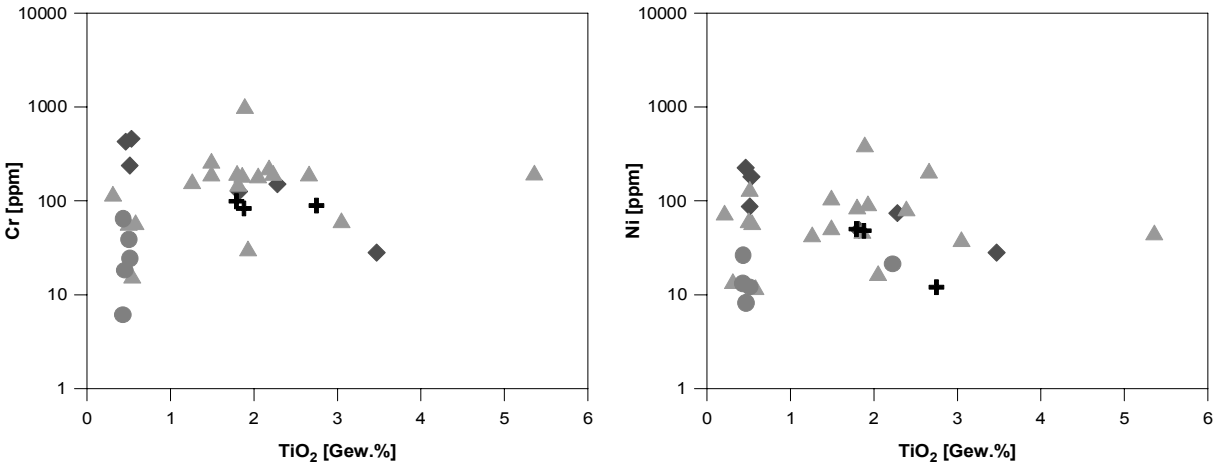


Abbildung 42 Variationsdiagramme TiO_2 gegen Cr und Ni zur Unterscheidung von pelitischen und magmatischen Trends in Amphiboliten nach Leake (1964). Für Cr umfaßt das Feld für Pelite den Bereich zwischen ca. 80 und 115 ppm Cr und 0 bis 2 Gew. TiO_2. Für Ni plotten Pelite im Bereich 0 bis 2 Gew.% TiO_2 und ca. 20 bis 105 ppm Ni. Signaturen: Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota, ausgefüllte Kreise = Hornblende-Gneise.

Viel eher lassen sie sich mit den Gehalten kontinentaler Tholeiite korrelieren, die bei durchschnittlich 160 ppm Cr liegen (Seim & Tischendorf 1990).
Auch die Ni-Gehalte erreichen nicht das Niveau durchschnittlicher MORBs oder anderer Basalttypen. Zumeist übersteigen sie nicht 100 ppm, Ausnahmen bilden wiederum der Biotit-Amphibolit ÖV.V.7 mit 398 ppm sowie eine Analyse aus den Eklogiten des Rauhen Kopfes mit 225 ppm. Neben den erwartet niedrigen Gehalten in den intermediären Gesteinen, fallen auch beim Ni die geringen Werte für die Eklogite des Val Puntota auf (12-50 ppm).
Seim & Tischendorf (1990, S. 323) geben als Durchschnitt für ozeanische Tholeiite (N-MORBs) 110 ppm an, Wilson (1989, S. 300) 177 ppm. Der Ni-Gehalt von Basalten wird durch die Olivin-Fraktionierung kontrolliert und zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom MgO-Gehalt. Hochfraktionierte MOR-Basalte können daher auch deutlich geringere Ni-Gehalte aufweisen (Wilson 1989, S. 139). Primitive, nicht kumulierte Magmen sollen sich nach Maggetti & Galetti (1988) durch eine Mg-Zahl von 0.70 bis 0.75 und Ni-Gehalte von 200-450 ppm auszeichnen. Eine Abstammung aus primitiven Mantelschmelzen sollte sich durch die Korrelation der HFSE-Entwicklung gegen die Mg-Zahl ermitteln lassen. Eine fraktionierte Kristallisation würde sich in positiven oder negativen Korrelationen niederschlagen. Maggetti & Galetti (1988) ermittelten für TiO_2 eine deutliche negative Korrelation gegen die Mg-Zahl.

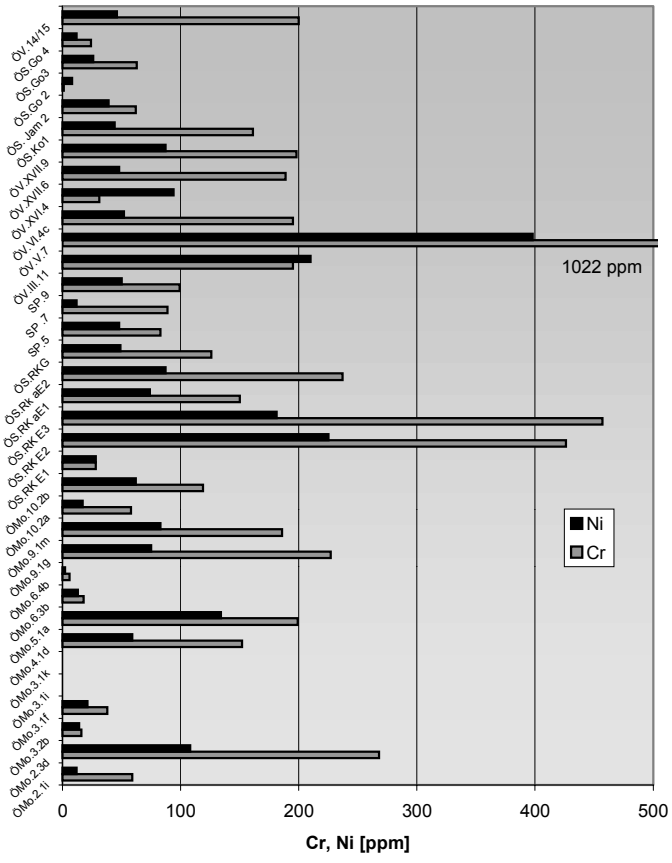


Abbildung 43 Spurengehalte der diagnostischen Elemente Cr und Ni der Metabasite der Silvrettadecke

Aufgrund der nicht ganz eindeutigen Aussagen der Element-Gehalte von Cr und Ni, zog bereits Leake (1964) Verhältnisse verschiedener Spurenelemente heran. Im Diagramm Cr/TiO_2 ergibt sich für steigendes TiO_2 eine negative Korrelation des Cr, was durch unterschiedliche K_D-Werte während der fraktionierten Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen zu erklären ist (vgl. Abb. 42). Das Feld der Pelite in diesem Diagramm schließt allerdings Basalte nicht aus.
In den Diagrammen TiO_2/Cr und TiO_2/Ni lassen sich mehrere Gruppen-Trends unterscheiden. Der Teil der Analysen, insbesondere die Eklogite des Rauhen Kopfes, zeigt eine deutliche negative Korrelation der Cr-Gehalte mit steigendem TiO_2-Gehalt. Diese Metabasite besitzen fraktionierte magmatische Ausgangsgesteine, die Kumulatcharakteristika aufweisen. Die Eklogite des Val Puntota fügen sich diesem Trend ein ohne allerdings eine so starke Streuung der TiO_2-Gehalte zu besitzen. Die Gruppe der Amphibolite zeigt dagegen keine eindeutige Korrelation. Die Hornblende-Gneise, aber auch Teile der Amphibolite, weisen bei konstant niedrigem TiO_2 eine weite Bandbreite von Cr-Gehalten auf.
Im Diagramm TiO_2/Ni läßt sich eine grundsätzlich ähnliche Entwicklung ablesen. Ein Teil der Amphibolite plottet zusammen mit den Hornblende-Gneisen ohne erkennbare Korrelation bei

niedrigen TiO_2-Gehalten. Die Hauptmasse der Amphibolit-Analysen läßt dagegen wiederum keine Korrelation erkennen. Die Eklogite des Rauhen Kopfes und des Val Puntota zeigen abermals eine negative Korrelation. In beiden Diagrammen fällt der Titanit-Amphibolit ÖV.14/15 durch seinen extremen, wahrscheinlich metasomatisch beeinflußten TiO_2-Gehalt von 5.36 Gew.% heraus.
Pelitische Gesteine des Phanero- und Proterozoikums besitzen gemäß Taylor & McLennan (1985) deutlich niedrigere TiO_2-Gehalte von 0.6-0.7 (± 0.1) Gew.%. Damit liegen die Absolutgehalte der Gruppe der negativen Korrelation mit TiO_2-Gehalten von 1.26 bis 3.47 Gew.% deutlich oberhalb des Bereichs typischer Metapelite.
Neuere Arbeiten (Winchester et al. 1980, Winchester & Max 1982) zur Unterscheidung von Para- und Ortho-Amphiboliten verwenden das Verhältnis Zr/TiO_2 gegen Ni, was aufgrund der alleinigen Verwendung von immobilen Spurenelementen sinnvoll erscheint. Bröcker (1985) ermittelte an den Amphiboliten des Val Tuoi Orthocharakter. Zweifel an der Aussagekraft der Diagramme ergaben sich aber aus der Klassifizierung von Granat-Staurolith-Glimmerschiefern als orthogen.

Charakterisierung der magmatischen Protolithe der Metabasite

Ausgehend von einer rein magmatischen Herkunft der Edukte der heutigen Metabasite wurden die RFA-Daten der Proben in die Hauptelement-Klassifikationsdiagrammen für Vulkanite nach Le Maitre et al. (1989) und Jensen (1976) dargestellt.
Im Diagramm nach Le Maitre et al. (1989) kommt die Hauptmasse der Proben im Feld der Basalte zu liegen. Die Eklogite aus dem schweizer Teil der Silvretta (Abb. 44) fallen konstant in das Feld der Basalte, eine Analyse kommt auf der Grenze zum basaltischen Andesit zu liegen. Die Eklogite des Rauhen Kopfes bilden ebenfalls einen Schwerpunkt im Feld der Basalte, besitzen allerdings Ausreißer, die ins Feld der Pikrobasalte und der basaltischen Andesite fallen. Zur Erklärung können primärmagmatische Prozesse, aber auch Einwirkungen durch metamorphe Segregation herangezogen werden.

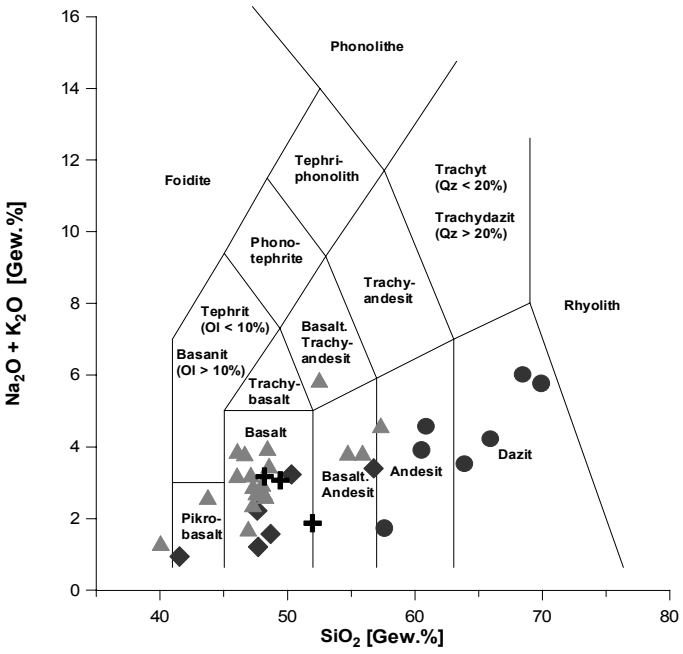


Abbildung 44 Chemische Klassifikation und Nomenklatur der vermuteten vulkanischen Protolithe der Metabasite der Silvrettadecke nach Le Maitre et al. (1989). Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota, ausgefüllte Kreise = Hornblende-Gneise.

Auch die eigentlichen Amphibolite streuen vom Schwerpunkt Basalt in die Felder der Pikrobasalte und basaltischen Andesite. Die extrem TiO_2-haltige Probe ÖV.14/15 mit nur 40 Gew.% SiO_2 fällt ebenso heraus wie die stark alterierte Probe ÖS.Ko 1 mit ihren erhöhten Alkali-Gehalten.
Die intermediären Hornblende-Gneise streuen über den gesamten Bereich der Andesite und Dazite hinweg und passen sich dem Trend an, daß mit der Zunahme der Alkalien die SiO_2-Gehalte ansteigen.

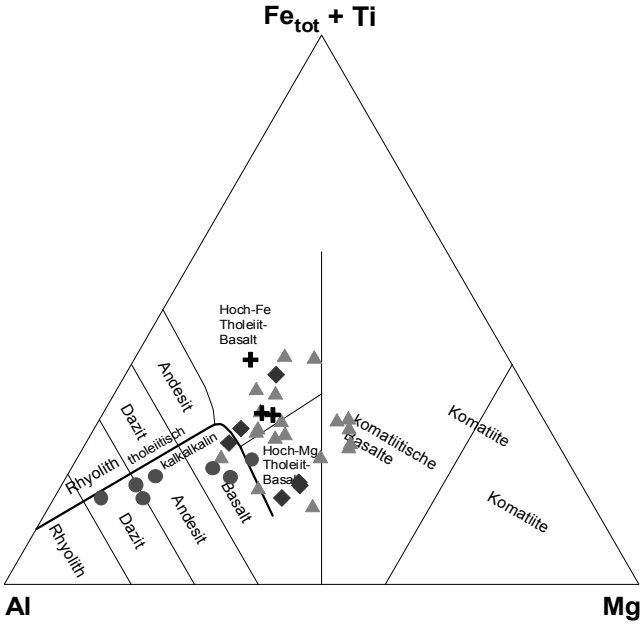


Abbildung 45 Diagramm zur Klassifikation der Metabasite der Silvrettadecke nach ihren vulkanischen Protolithen nach Jensen (1976). Signaturen vgl. Abb. 44.

Im Kationendiagramm nach Jensen (1976) kommt der Schwerpunkt der Eklogite und Amphibolite in den Feldern der Hoch-Fe- und Hoch-Mg-Basalte zu liegen (Abb. 45). Die Amphibolite liegen z. T. im Feld Mg-reicherer komatiitischer Basalte, nur eine Probe (ÖS.Ko 1) wird im Feld kalkalkaliner Basalte abgebildet, ÖS.10.2a liegt an der Grenze tholeiitisch/kalkalkalin.
Die Hornblende-Gneise plotten im Bereich der kalkalkalinen Dazite, Andesite, aber auch Basalte, obwohl die zugehörigen SiO_2-Gehalte dazu zu hoch sind.

Charakterisierung der Magmenserien

Ausgehend von einer orthogenen Natur der basischen Gesteine der Silvretta wurde versucht, die basaltischen Chemismen in die beiden Hauptserien, Alkali- und Subalkali-Basalte, einzuordnen. Die klassischen Arbeiten zur Einordnung in diese beiden Magmenserien (Irvine & Baragar 1971, Middlemost 1975) beruhen auf Hauptelement-Variationsdiagrammen von SiO_2 gegen die Alkalien Na_2O und K_2O. Zur weiteren Abgrenzung der subalkalischen Magmenserie in tholeiitische und kalkalkaline Basalte eignet sich das Diagramm Al_2O_3 gegen den Alkaliindex $(Na_2O+K_2O)/((SiO_2-43)*0.17)$ von Middlemost (1975) sowie das Dreiecksdiagramm FeO_{tot}-(Na_2O+K_2O)-MgO nach Irvine & Baragar (1971). Da in Metamorphiten die

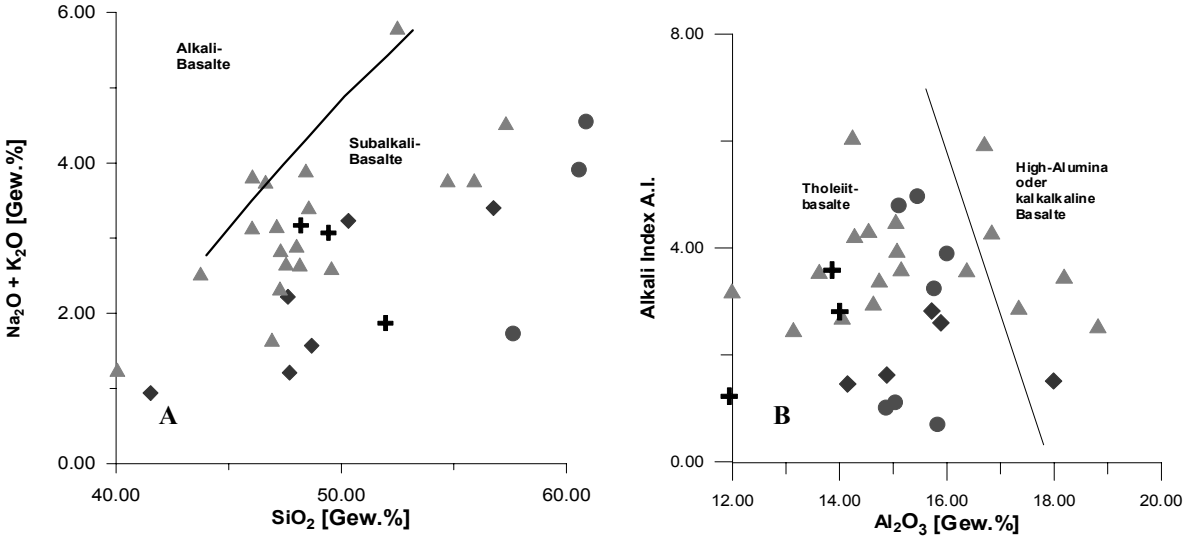


Abbildung 46 Diskriminationsdiagramme für die Einteilung in Magmenserien nach Irvine & Baragar (1971) (A) sowie die Abgrenzung von Tholeiiten und kalkalkalinen Basalten nach Middlemost (1975), (B).
Signaturen: Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota, ausgefüllte Kreise = Hornblende-Gneise.

ursprüngliche Hauptelementchemie durch die Mobilität der Alkalien, insbesondere von K, verändert sein kann, wurden weiterhin Spurenelement-Diskriminationsdiagramme nach Winchester & Floyd (1976) herangezogen.

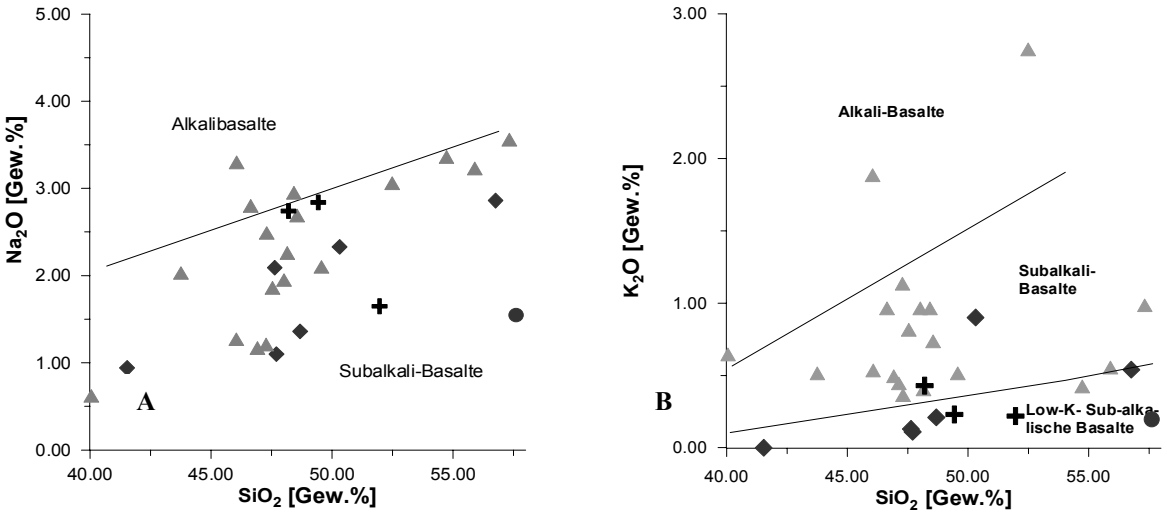


Abbildung 47 Klassifikation alkalischer und subalkalischer Basalte mit den Hauptelement-Variationsdiagrammen SiO_2 gegen Na_2O (A) und SiO_2 gegen K_2O (B) nach Middlemost (1975). Signaturen vgl. Abb. 46.

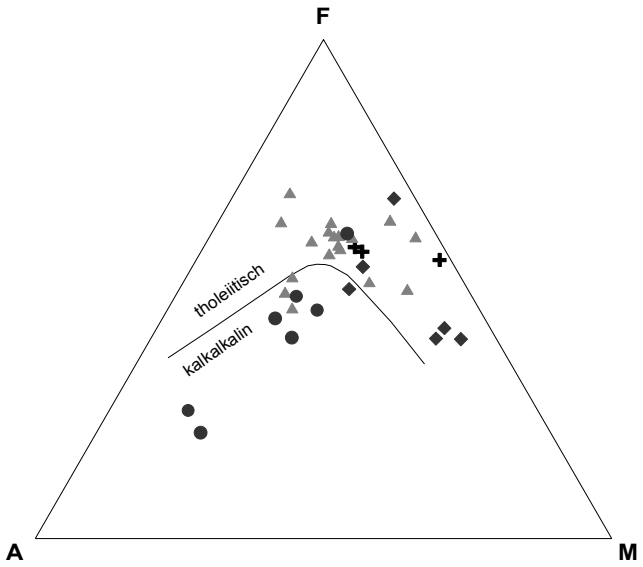


Abbildung 48 AFM-Diagramm nach Irvine & Baragar (1971) zur Differenzierung von Tholeiiten und Kalkalkali-Basalten. Signaturen vgl. Abb. 46.

Im Diagramm SiO_2 / Na_2O+K_2O nach Irvine & Baragar (1971) fallen die Metabasite der Silvrettadecke nahezu ausschließlich ins Feld der Subalkali-Basalte. Einzelne Amphibolite liegen allerdings oberhalb der Grenzlinie im Feld der Alaklibasalte (vgl. Abb. 46A). Der Amphibolit mit der höchsten Alkaliensumme (ÖS.Ko 1) fällt mikroskopisch durch die stärkste Alteration aller untersuchten Geochemie-Proben. Die beiden Plagioklas-Amphibolite ÖM.5.1a und ÖS.9.1g weisen keine starken Alterationserscheinungen auf und kommen trotzdem im Feld der Alkali-Basalte oder auf der Grenzlinie zwischen Alkali- und Subalkali-Basalten zu liegen.

Die Eklogite des Rauhen Kopfes und des Val Puntota fallen ausnahmslos in das Feld der Subalkali-Basalte. Die aufgrund ihrer hohen SiO_2-Gehalte nur z. T. dargestellten intermediären Hornblende-Gneise zeigen ebenfalls subalkalische Charakteristika. Die Einzeldiagramme SiO_2 / Na_2O und SiO_2 / K_2O mit den Abgrenzungen der Alkali- und Subalkali-Felder nach Middlemost (1975) weisen ebenfalls die Mehrzahl der Proben als Subalkali-Gesteine aus. Die hohen Na_2O-Gehalte von ÖS.9.1g und ÖM.5.1a sowie einer Probe aus dem Verwall (Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVI.4) führt zu einer Einstufung dieser als Alkali-Basalte.

Im Diagramm SiO_2 gegen K_2O fallen die Amphibolite überwiegend ins Feld der Subalkali-Basalte nach Middlemost (1975), die Eklogite dagegen vorwiegend ins Feld der Low-K-

Subalkali-Basalte. Im Feld der Alkali-Basalte liegende Proben umfassen den stark alterierten Plagioklas-Amphibolit ÖS.Ko 1, den aus Metasedimenten des Verwall stammenden Biotit-Amphibolit ÖV.III.11 sowie den durch extreme TiO_2- und Spurenelement-Anreicherungen auffälligen Titanit-Amphibolit ÖV.14/15.
Im AFM-Diagramm nach Irvine & Baragar (1971) kommen die meisten Amphibolite und Eklogite im Feld der Tholeiite zu liegen, eindeutige Differentiationstrends sind allerdings nicht zu erkennen. Drei Amphibolit-Proben liegen im Feld der Kalkalkali-Gesteine, nämlich ÖS.Ko 1 und die in Hornblende-Gneise übergehenden Typen ÖM.3.2b und ÖS.10.2a. Die eigentlichen intermediären Hornblende-Gneise liegen vorwiegend im Feld der kalkalkalischen Gesteine (Abb. 48).
Das Diagramm Al_2O_3 / Alkaliindex nach Middlemost (1975) (Abb. 46B) unterscheidet zwischen Tholeiit-Basalte und "High-Alumina" bzw. kalkalkaline Basalte. Die Eklogite und Amphibolite besitzen stark streuende Al_2O_3-Gehalte; beide Gruppen fallen überwiegend ins Feld der Tholeiit-Basalte. Eine Probe der Eklogite des Rauhen Kopfes und fünf Proben der Amphibolite (ÖS.10.2a und ÖS.10.2b, ÖS.9.1g, ÖM.2.3d sowie ÖM.3.2b) liegen im Feld der "High-Alumina" Basalte, eine weitere Probe der Eklogite des Rauhen Kopfes fällt aufgrund ihres niedrigen SiO_2-Gehaltes (vgl. Berechnung des Alkaliindexes) heraus.

Spurenelementdiagramme
Zur Eliminerung der metasomatischen Effekte während der hochgradigen Metamorphose und einer späteren retrograden Alteration kamen auch zur Unterscheidung der Magmenserien Spurenelement-Diagramme der HFSE Nb, P, Ti, Y und Zr (nach Winchester & Floyd 1976) zum Einsatz.

Zr / P_2O_5 (Winchester & Floyd 1976)
Der Plot der beiden Spurenelemente Zr und P verdeutlicht ihre positive Korrelation. Die Proben aller Gesteinstypen werden ganz überwiegend im Feld der Tholeiite abgebildet. Einzelne Proben (ÖRK.E1 und ÖV.14/15, in Abb. xx nicht dargestellt) fallen aufgrund ihrer deutlich zu hohen P_2O_5-Gehalte aus dem Bereich des Plots heraus. Die Proben des im Anstehenden einheitlichen Eklogit-Körpers vom Rauhen Kopfes fallen durch ihre starke Heterogenität auf. Drei Proben zeigen nur geringe Phosphor-Gehalte, zwei weitere P_2O_5-Gehalte um 0.3 Gew.%, einer sogar 0.95 Gew.%.
Bei den Amphiboliten handelt es sich um Tholeiit-Basalte, der Ausreißer ÖV.14/15 fällt bereits bei den Hauptelementdiagrammen durch seine starke Anreicherung an Ti und anderen HFSE heraus. Die in das Feld der Alkali-Basalte fallende Probe ÖM.3.1k (vgl. Abb. 49) ist in den Hauptelementdiagrammen unauffällig geblieben.
Im Diagramm der Abb. 49 sind die Analysenergebnisse der intermediären kalkalkalischen Hornblendegneise ebenfalls dargestellt worden. Sie fallen auch in das Feld der Tholeiite. Die starke Streuung der Proben des Rauhen Kopfes wird durch den Einfluß von Kumulatanteilen in einem vermutlich gabbroiden Ausgangsgestein erklärt.

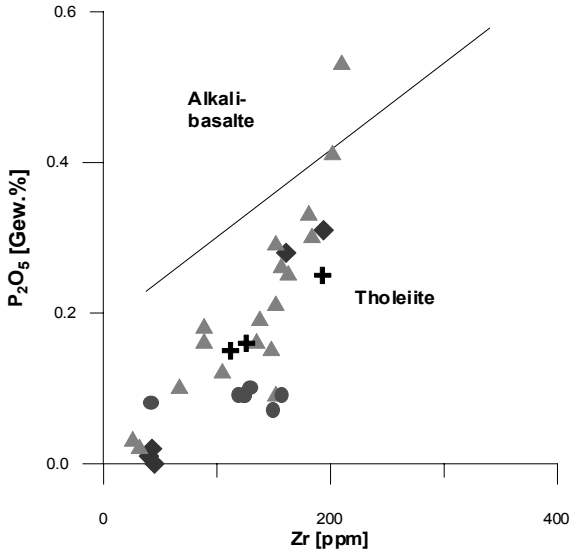


Abbildung 49 Diagramm Zr gegen P_2O_5 nach Winchester & Floyd (1976) zur Diskriminierung von Alkali- und Tholeiit-Basalten Signaturen vgl. Abb. 46.

Zr/P_2O_5 / Nb/Y (Winchester & Floyd 1976)

Im Diagramm Zr/P_2O_5 gegen Nb/Y nach Winchester & Floyd (1976) liegt die überwiegende Zahl der Metabasite im Feld der Tholeiit-Basalte, nur eine Probe liegt knapp oberhalb der Grenzlinie im Feld der Alkalibasalte. Gegenüber den Plagioklas- und Granat-Amphiboliten der großen Metabasitzüge fallen in diesem Diagramm erstmals die Amphibolit-Einschaltungen in den Metasedimenten ÖV.III.11 und ÖV.V.7 heraus, sie weisen deutlich höhere Nb/Y-Verhältnisse auf und stellen mit ÖV.III.11 auch den einzigen im Alkali-Basalt-Feld liegenden Probenpunkt. Extrem niedrige Nb-Gehalte von 0 bzw. 2 ppm (unterhalb der Nachweisgrenzen der RFA für Nb) ergaben sich für zwei primär erhaltene Eklogite des Rauhen Kopfes, eine dritte, SiO_2-arme Probe (ÖRK.E1) weist dagegen 21 ppm Nb auf.

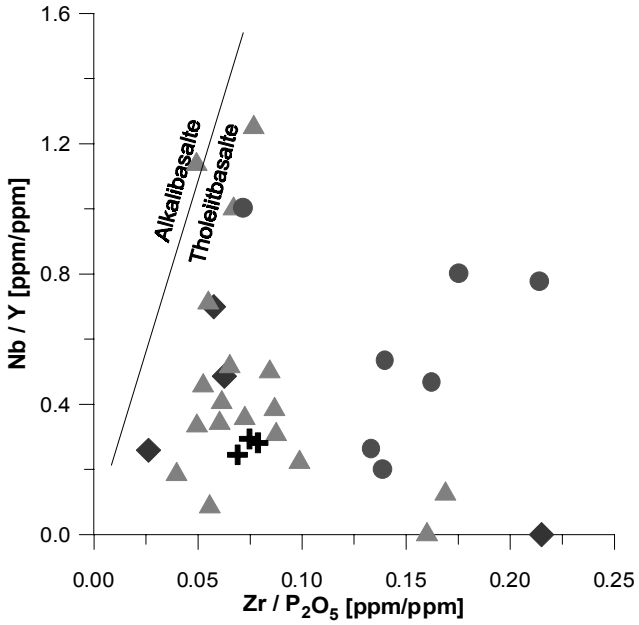


Abbildung 50 Diagramm Zr/P_2O_5 - Nb/Y nach Winchester & Floyd (1976) zur Diskriminierung von Alkali- und Tholeiit-Basalten. Signaturen: Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota, ausgefüllte Kreise = Hornblende-Gneise.

Amphibolitisierte Eklogite des Rauhen Kopfes besitzen ebenfalls deutlich streuende Nb-Gehalte. Die Y-Gehalte korrelieren positiv mit den Nb-Gehalten, schwanken aber prozentual nicht ganz so stark. Die stark streuenden Nb/Y-Verhältnisse gehen daher vorwiegend auf die variablen Nb-Gehalte zurück. Die ebenfalls variablen Zr- und P_2O_5-Gehalte führen zum Herausfallen von Probenpunkten der Eklogite des Rauhen Kopfes aus dem Streubereich der Val Puntota-Eklogite und Amphibolite.

Die Plagioklas- und Granat-Amphibolite der großen Metabasit-Züge sowie die Eklogite des Val Puntota besitzen eine tholeiitische Signatur. Die ebenfalls unter Tholeiitbasalte fallenden mitdargestellten kalkalkalinen Hornblende-Gneise und SiO_2-reichen Hornblende-Biotit-Gneise weisen insgesamt niedrige Nb/Y-Verhältnisse bei relativ hohen Zr/P_2O_5-Verhältnissen auf.

Zr/P_2O_5 / TiO_2 (Winchester & Floyd 1976)

Das Diagramm Zr/P_2O_5 gegen TiO_2 führt gegenüber den anderen beiden Spurenelementdiagrammen von Winchester & Floyd (1976) zu einer etwas unsicheren Einstufung der Tholeiit-Basalte. Vier Amphibolite und ein Eklogit des Rauhen Kopfes werden im Feld der Alkali-Basalte dargestellt. Die TiO_2-Gehalte zeigen eine erhebliche Streuung auf, wogegen die Zr/P_2O_5-Verhältnisse relativ konstant sind. Daraus ergibt sich ein von diesen nahezu unabhängiger Trend. Winchester & Floyd (1976) stellten dagegen für Tholeiite einen von den TiO_2-Gehalten nahezu unabhängigen Trend und Zr/P_2O_5-Verhältnisse > 0.05 fest. Letztere Bedingung wird überwiegend erfüllt, der TiO_2-Gehalt liegt oft allerdings deutlich höher, als bei den meisten rezenten Tholeiit-Basalten.

Die Eklogite des Rauhen Kopfes streuen wiederum über einen weiten Bereich des Diagramms (vgl. Abb. 51), eine Probe liegt bei erheblich höheren Zr/P_2O_5-Verhältnissen außerhalb des Bereichs gewöhnlicher basaltischer Gesteine, eine weitere kommt im Feld der Alkalibasalte zu liegen. Dies wird wiederum mit der Variation durch TiO_2-Kumulate (Rutil oder Ilmenit in

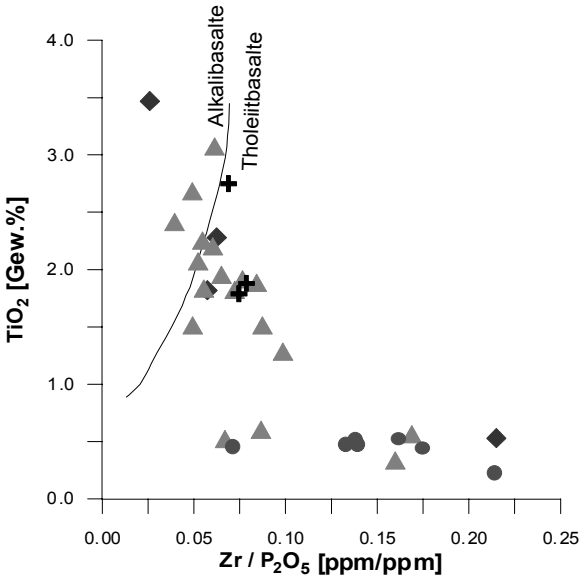


Abbildung 51 Diagramm Zr/P_2O_5 - TiO_2 verändert nach Winchester & Floyd (1976) zur Diskriminierung von Alkalibasalten und Tholeiiten. Signaturen vgl. Abb. 46.

einem gabbroiden Protolith) und Apatit-Kumulate erklärt. Die Eklogite des Val Puntota fallen wie zumeist eindeutig ins Feld der Tholeiit-Basalte. Bei den Amphibolit-Proben im Alkali-Feld handelt es sich um den metasomatisch beeinflußten Titanit-Amphibolit ÖV.14/15, den Biotit-Amphibolit aus einer metasedimentären Abfolge ÖV.III.11, den Plagioklas-Amphibolit ÖM.3.1k sowie den Granat-Amphibolit ÖS.Jam 2.

Geotektonische Position der Metabasite der Silvrettadecke

Einschaltungen metamorpher basischer Gesteine in der kontinentalen Kruste führen unweigerlich zur Frage ihrer Herkunft und Genese. Erscheinen der orthogene Charakter der Metabasite der Silvrettadecke, ihre überwiegend basaltische bis andesitische Zusammensetzung als auch ihre überwiegende Zugehörigkeit zur tholeiitischen Magmenserie geklärt, stellt sich nun die Frage nach dem geodynamischen Milieu der Extrusion der basaltischen Protolithe der heutigen Eklogite und Amphibolite, nach ihrer geotektonischen Position. Erschwert wird die Untersuchung durch die metamorphe Überprägung der Gesteine und die intensive Deformation der Gesteine.

Das Basaltfenster nach Pearce (1983)

Die Diskriminationsdiagramme wurden für frische Magmatite entwickelt, im Falle der Basalte werden die Analysen an Glasproben oder aphyrischen Gesteinen gewonnen. Durch die Metamorphose wird das Erkennen solcher ideal-homogener Bereiche erschwert oder durch die zusätzliche starke Deformation unmöglich gemacht, weshalb sich häufig eine Verfälschung der Ergebnisse durch die Einbeziehung von Kumulatmaterial ergibt. Pearce entwickelt deshalb den Al_2O_3-TiO_2-Filter zur Abtrennung von Kumulaten von echten basaltischen Gesteinen. Das Feld der echten basaltischen Schmelzen grenzt Pearce (1983) darin auf ca. 13,5 bis 17,5 Gew.% Al_2O_3 sowie ca. 1,0 bis 2,1 Gew.% TiO_2 ein. TiO_2-ärmere Gesteine werden Gabbros und im Extremfall Troktolithen zugeordnet, die Erhöhung des Al_2O_3-Gehaltes führt zu den Anorthositen, die Al_2O_3-Erniedrigung zu den Ultrabasiten.

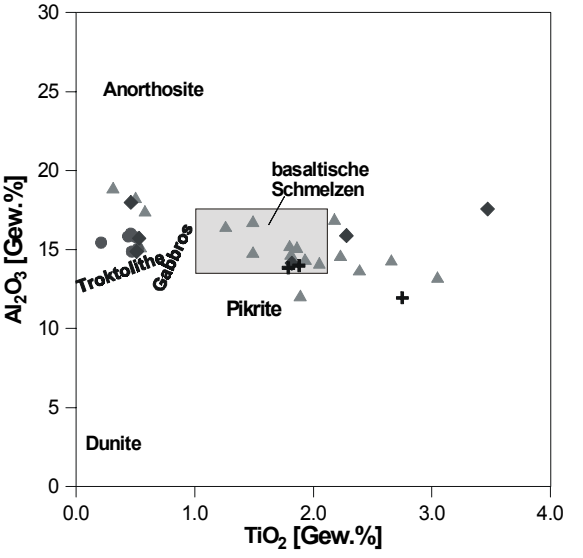


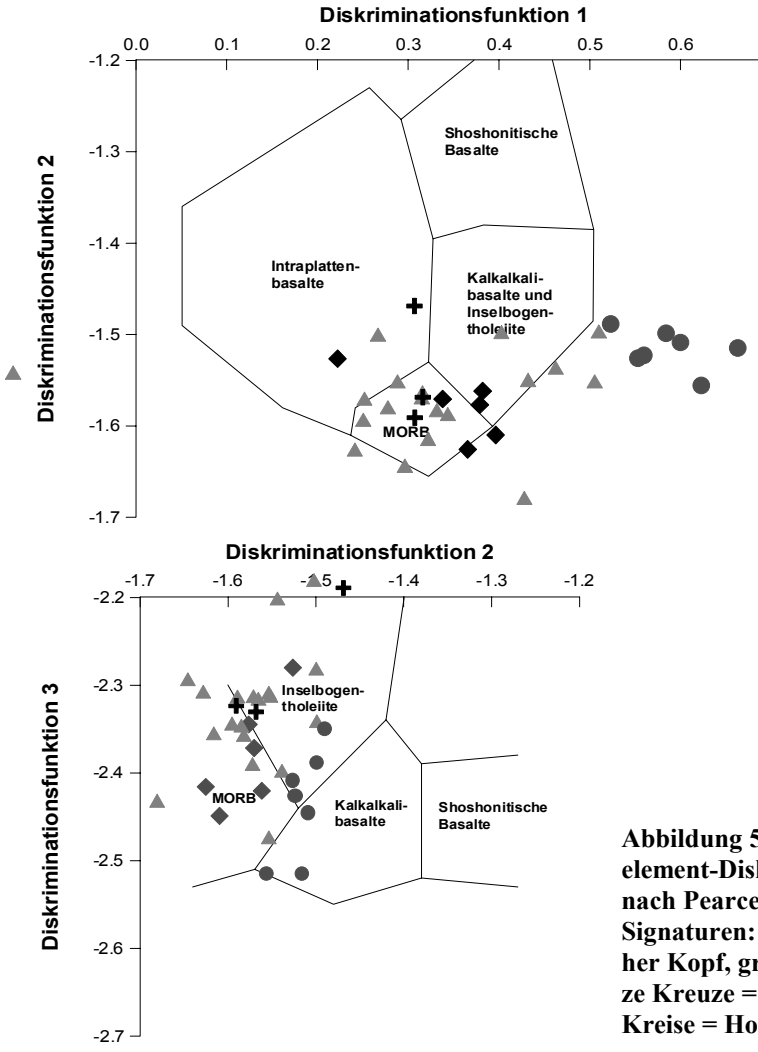
Abbildung 52 Silvretta-Metabasite im TiO_2-Al_2O_3-Fenster "echter" basaltischer Schmelzen nach Pearce (1983). Signaturen vgl. Abb. 46.

Maggetti & Galetti (1988) grenzten mit dieser Methode 42 aus 67 Eklogit-Proben als tatsächliche basaltische Gesteine ab. Zuvor

als IATs diskriminierte Proben wurden so als Kumulate identifiziert, die tatsächlichen basaltischen Gesteine ergaben eine reine MORB-Signatur der Silvretta-Metabasite. Wilson (1989, S. 215 und 300f) gibt allerdings dagegen auch Beispiele echter Basalte mit niedrigeren (kalkalkaline Basalte destruktiver Plattenränder) und höheren (vor allem CFBs = continental flood basalts und OITs = ocean island tholeiits) TiO_2-Gehalten. Das Spektrum der TiO_2-Gehalte von Basalten ist insgesamt erheblich breiter als das TiO_2-Al_2O_3-Fenster nach Pearce (1983) angibt. Seim & Tischendorf (1990, S. 323) nennen als durchschnittliche Gehalte ozeanischer Alkalibasalte 3.17 Gew.% TiO_2, nach Wilson (1989, S.299ff) erreichen auch Tholeiite kontinentaler Flutbasalt-Provinzen sowie OITs TiO_2-Gehalte > 3 Gew.%. Bei einer Eingrenzung des TiO_2-Bereichs auf den Schwankungsbereich typischer Ozeanbodenbasalte (N-MORBs = Normal-Typen, P-MORBs = angereicherte Plume-Typen, T-MORBs = Übergangs-Typen) kann als Ergebnis die Festlegung auf reine MORB-Chemie nicht verwundern.
Von der weiteren Diskussion werden daher nur die Eklogite des Rauhen Kopfes ausgeschlossen, die auch in den Spurenelement-Diagrammen zur Festlegung des Magmentyps eindeutige Kumulat-Charakteristika aufwiesen. Desweiteren werden eindeutig metasomatisch überprägte Amphibolit-Proben, wie ÖV.14/15 und ÖS.Ko 1 nicht weiter betrachtet.

Hauptelementdiagramme

Hauptelementdiagramme wurden bis heute aufgrund von breiten Überlappungen der Hauptelemente von MORBs, BABBs (back-arc basin basalts) und Inselbogen-Basalten kaum entwickelt (Rollinson 1993). Zudem erfüllen sie kaum die Anforderungen nach Immobilität und Unempfindlichkeit gegenüber Einflüssen fraktionierter Kristallisation.



Die Diskriminationsfunktionen lauten:

$$F1 = 0.0088 \cdot SiO_2 - 0.0774 \cdot TiO_2 + 0.0102 \cdot Al_2O_3 + 0.0066 \cdot FeO - 0.0017 \cdot MgO - 0.0143 \cdot CaO - 0.0155 \cdot Na_2O - 0.0007 \cdot K_2O$$

$$F2 = -0.0130 \cdot SiO_2 - 0.0185 \cdot TiO_2 - 0.0129 \cdot Al_2O_3 - 0.0134 \cdot FeO - 0.0300 \cdot MgO - 0.0204 \cdot CaO - 0.0481 \cdot Na_2O - 0.0715 \cdot K_2O$$

$$F3 = -0.0130 \cdot SiO_2 - 0.0532 \cdot TiO_2 - 0.0361 \cdot Al_2O_3 - 0.0016 \cdot FeO - 0.0310 \cdot MgO - 0.0237 \cdot CaO - 0.0614 \cdot Na_2O - 0.0289 \cdot K_2O$$

Abbildung 53 Silvretta Metabasite in den Hauptelement-Diskriminationsdiagrammen für Basalte nach Pearce et al. (1976).
Signaturen: Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota, ausgefüllte Kreise = Hornblende-Gneise.

Die Diagramme von Pearce (1976) grenzen Felder von MORBs, Intraplattenbasalten, Inselbogenbasalten und shoshonitischen Basalten auf Basis von Diskriminationsfunktionen von acht Hauptelementen gegeneinander ab. Doch bereits an submarin verwitterten Basalten sinkt die Quote der korrekt klassifizierten Gesteine auf unter 50 % (Rollinson 1993).
Angewandt auf die Metabasite der Silvrettadecke ergibt sich im Diagramm F1 - F2 trotz der Metamorphose ein deutlicher Schwerpunkt der Amphibolite und Eklogite des Val Puntota im Bereich der MOR-Basalte. Die Gruppe der intermediären Hornblende- und Hornblende-Biotit-Gneise fällt heraus und kommt außerhalb der Kalkalkali-Basalte und Inselbogen-Tholeiite zu liegen. Verschiedene Amphibolite, insbesondere SiO_2-reichere Typen, die häufig mit Hornblende-Gneisen vergesellschaftet sind, wie ÖS.10.2a/b, ÖM.3.1k oder ÖM.3.2b, aber auch der gewöhnliche Plagioklas-Amphibolit ÖM.2.1i, kommen dagegen ebenfalls im Kalkalkali- / Inselbogen-Tholeiit-Feld oder sogar außerhalb der Umgrenzung dieses Feldes zu liegen. Im Diagramm F2 - F3 streuen die Amphibolite und Eklogite in den Feldern der MORBs und IATs, die intermediären Gesteine fallen in die Felder der IATs und Kalkalkali-Basalte.

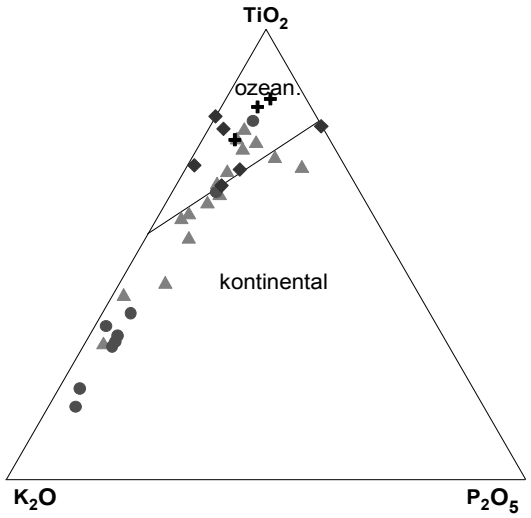


Abbildung 54 Diagramm TiO_2-K_2O-P_2O_5 (Pearce et al. 1975) zur Diskrimination von ozeanischen und kontinentalen Basalten; Signaturen vgl. Abb. 53.

Weiterhin wurden die Hauptelementdiagramme TiO_2-K_2O-P_2O_5 nach Pearce et al. (1975, vgl. Abb. 54) und MgO-FeO-Al_2O_3 nach Pearce et al. (1977) angewandt. Die Eklogite des Val Puntota und die Mehrzahl der Amphibolite liegen im Feld der ozeanischen Basalte, die intermediären Gesteine und Übergangstypen zu den Amphiboliten streuen weit ins Feld der kontinentalen Gesteine. Eine durch die Metamorphose bewirkte Metasomatose sollte zu einer Erhöhung der K_2O-Gehalte in den Metabasiten und damit zu einer Verschiebung der Punktlagen in das Feld der kontinentalten Basalte führen (Rollinson 1993).
Das Diagramm MgO-FeO-Al_2O_3 nach Pearce et al. (1977) ergab keine befriedigende Diskrimination der Gesteine. Die Masse der Amphibolite kommt nahe des Tripelpunktes der Felder MORB, OIT (ocean island tholeiit) und kontinentaler Tholeiit zu liegen, eindeutige Zuordnungen sind nicht möglich. Die Eklogite des Val Puntota werden als Ozeaninsel- und Kontinental-Basalte klasifiziert, was im Widerspruch zu den meisten anderen Diagrammen steht.

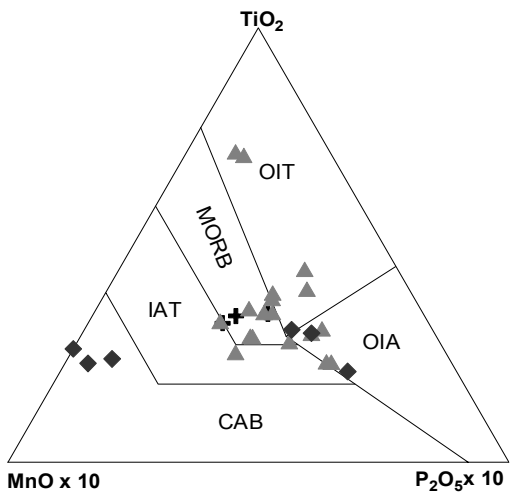


Abbildung 55 Ternäres Diagramm TiO_2-MnO(x10)-P_2O_5(x10) für Basalte und basaltische Andesite nach Mullen (1983). OIT = ocean island tholeiit, OIA = ocean island alkali basalt, IAT = island arc tholeiit, MORB = mid ocean ridge basalt, CAB = calc-alkaline basalt. Signaturen vgl. Abb. 53.

Das ebenfalls auf der empirischen Studie von 507 Basaltanalysen beruhende Dreiecksdiagramm TiO_2-MnO-P_2O_5 nach Mullen (1983) eignet sich für Basalte und andesitische Basalte im SiO_2-Bereich zwischen 45 und 54 Gew.%. Bis in die Grünschieferfazies verhalten sich Ti, Mn und P relativ immobil (Rollinson 1993). Die Eklogite

des Val Puntota und die Mehrzahl der Amphibolite plotten im MORB-Feld, streuen aber auch in die IAT-, OIA- und OIT-Felder. Ein Amphibolit (ÖM.2.1i) plottet vereinzelt im OIT-Feld.

Spurenelementdiagramme

Das Ti-Zr-Y-Dreiecks-Diagramm nach Pearce & Cann (1973) läßt sich am besten zur Diskriminierung von Intraplattenbasalten (Feld D) gegenüber anderen Basalttypen anwenden. Ein Problem des Ti-Zr-Y-Diagramms stellt die bei der Veröffentlichung geringe Datenlage zur Geochemie der kontinentalen tholeiitischen Flutbasalte dar, weshalb diese häufig nicht in das ihnen zugeordnete WPB-Feld plotten. Beeinflussungen durch krustale Kontaminationen wurden nicht berücksichtigt, was ebenfalls zur Fehleinschätzung kontinentaler Flutbasalte führt. Aus diesem Grund entwickelten Pearce et al. (1975) das Diagramm TiO_2-K_2O-P_2O_5 zur Diskrimination von ozeanischen und kontinentalen Basalten, das allerdings aufgrund der Verwendung des mobilen K Probleme bei der Anwendung auf Metamorphite aufwirft (s. o.).

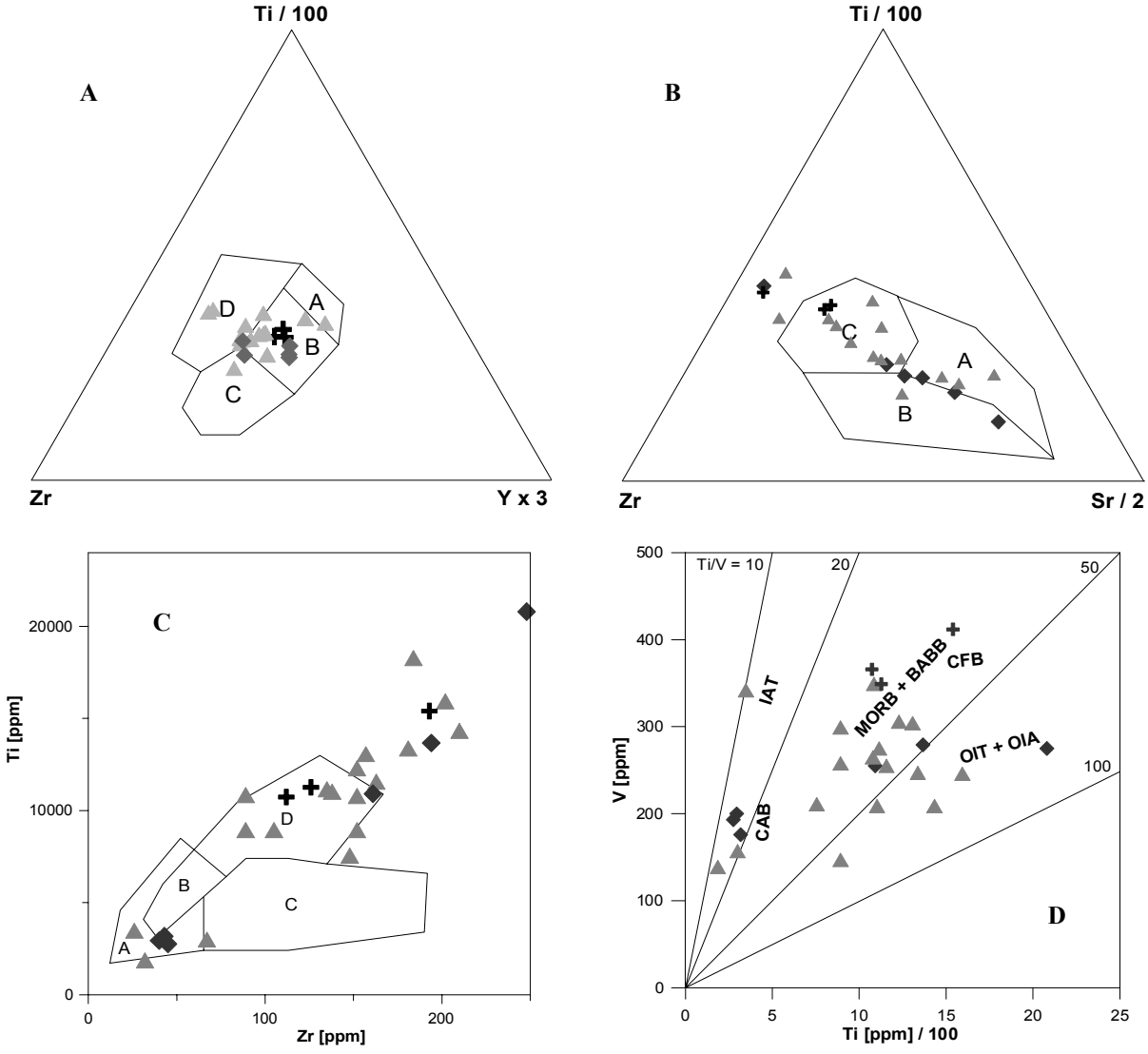


Abbildung 56 Diskriminationsdiagramme Ti-Zr-Y (A), Ti-Zr-Sr (B) und Zr / Ti (C) nach Pearce & Cann (1973) sowie Ti / V nach Shervais (1982). A Ti-Zr-Y: Feld A Inselbogentholeiite IATs, Feld B mittelozeanische Rückenbasalte MORBs, IATs und kalkalkaline Basalte CABs, Feld C CABs, Feld D Intraplattenbasalte. B Ti-Zr-Sr: Feld A IATs, Feld B CABs, Feld C MORBs. C Zr / Ti: Feld A IAT, Feld B MORB, CAB und IAT, Feld C CAB, Feld D MORB. B Ti / V genaue Umgrenzung der Felder für CAB, IAT, MORB+BABB, CFB, OIT+OIA vgl. Rollinson (1993). MORBs konzentrieren sich zwischen Ti/V = 20-50, OITs und OIAs weisen signifikant höhere Ti/V-Verhältnisse auf. Signaturen: Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota.

Die Hauptmasse der metabasischen Proben kommen im Feld B der MORBs, IATs und CFBs des Ti-Zr-Y-Diagramms zu liegen oder streuen geringfügig in die Felder A, C und D (Abb. 56A). Neben den eindeutig im Feld B liegenden Eklogiten des Val Puntota, werden auch die Eklogite des Rauhen Kopfes vorwiegend in Feld B dargestellt. Zwei Amphibolite, die beiden mit Metasedimenten wechsellagernden Biotit-Amphibolite ÖV.III.11 und ÖV.V.7, liegen etwas abgegrenzt im Feld D der Intraplattenbasalte.
Das Ti-Zr-Sr-Dreiecksdiagramm dient zur weiteren Differenzierung der Gesteine aus Feld B des Ti-Zr-Y-Diagramms. Die Anfälligkeit des Sr gegenüber hydrothermaler Fluidalteration läßt die Anwendbarkeit des Diagramms auf metamorphe Gesteine fraglich erscheinen.
Bei relativ konstanten Ti/Zr-Verhältnissen streuen die Proben über weite Bereiche der Sr-Gehalte (Abb. 56B). Die Eklogite des Val Puntota und die Mehrzahl der Amphibolite plotten im Feld C der MORBs bzw. in dessen Verlängerung zu noch niedrigeren Sr-Gehalten, wie dies auch z. B. für die Eklogite des Erzgebirges belegt ist (Schmädicke 1994). Bei den Sr-reichsten Proben handelt es sich wiederum um die "High-Alumina"-Basalte ÖS.10.2a/b. In Feld A der Inselbogentholeiite fällt neben dem mehrfach herausfallenden ÖM.2.1i auch ansonsten kontinuierlich als MORBs diskriminierte Amphibolite der zentralen Verwallgruppe (ÖV.VI.4c und ÖV.XVII.6), was auf Sr-Zufuhr während der Metamorphose hindeutet.
Im Diagramm Zr gegen Ti nach Pearce & Cann (1973) werden die überwiegende Mehrzahl der Amphibolite und der Eklogite des Val Puntota im Feld D (MORBs) und dessen Fortsetzung zu höheren Ti- und Zr-Gehalten dargestellt. Durch hohe Ti- und Zr-Gehalte fallen der mit Grt-Stau-Sill-Glimmerschiefern wechsellagernde Grt-Amphibolit ÖS.Jam 2, der Biotit-Amphibolit ÖV.III.11, die Probe ÖM.3.1k und der bis zu diesem Diagramm zumeist als MORB klassifizierte Amphibolit ÖM.5.1a auf. Der Amphibolit ÖM.2.1i plottet wiederum außerhalb der anderen Proben im Feld A der IATs. Auch die als "High-Alumina"-Basalte klasssifizierten ÖS.10.2a/b plotten im Feld C der Kalkalkali-Basalte bzw. außerhalb des Feldes A und damit deutlich abgegrenzt von den anderen Amphiboliten (vgl. Abb 56C).
Eine doppelt logarithmische Version des Zr/Ti-Diagramms nach Pearce (1982) diskriminiert auch Intraplattenbasalte, das MORB-Feld besitzt allerdings auch breite Überlappungen mit den Feldern der Intraplatten- und Inselbogen-Basalte. Nach dieser Version fallen zahlreiche Proben sowohl der Eklogite des Val Puntota als auch der Amphibolite im Feld der Intraplattenbasalte (ohne Abb.).
Das unterschiedliche geochemische Verhalten der beiden im Periodensystem direkt benachbarten Übergangselemente Ti und V beruht im wesentlichen auf der starken Abhängigkeit des Oxidationszustandes des V von der Sauerstofffugazität des Magmas. Shervais (1982) nutzte dieses abweichende Verhalten der beiden als selbst bei hochgradiger Metamorphose immobil betrachteten Elemente in Magmen unterschiedlicher Eruptionsmilieus als Basis für ein geotektonisches Diskriminationsdiagramm.
Die Silvretta-Metabasite lassen mehrere Gruppierungen erkennen (Abb. 56D). Die Hauptmasse der Amphibolite, alle Amphibolite des Verwall mit Ausnahme der Biotit-Amphibolite (ÖV.III.11 und ÖV.V.7), die Proben aus dem Klostertal ÖS.9.1g/m, die Proben des Montafon ÖM.4.1d und ÖM.2.3d und die Eklogite des Val Puntota fallen in den Bereich von Ti/V-Verhältnissen von 20 bis 50 und besitzen damit MORB- bzw. BABB-Charakteristika. Die Proben ÖV.III.11, ÖM.3.1k, ÖM.5.1a sowie ÖV.V.7 fallen in das Feld der OIBs und Alkali-Basalte. Die Probe ÖM.3.2b besitzt bei relativ niedrigen V-Gehalten ein hohes Ti/V-Verhältnis und liegt damit außerhalb der von Shervais (1982) definierten Felder. Die hohen V-Gehalte von ÖS.Jam2 und SP.7 könnten als Beleg für die Zugehörigkeit zu den CFBs gewertet werden. Die Überlappungen zwischen MORB+BABB einerseits und CFBs andererseits sind allerdings erheblich und lassen in diesem Diagramm keine exakte Diskriminierung kontinentaler Flutbasalte zu. Die "High-Alumina"-Basalte ÖS.10.2a/b plotten im Bereich kalkalkaliner Basalte, der bereits mehrfach herausgefallene ÖM.2.1i konstant im Bereich der IATs.

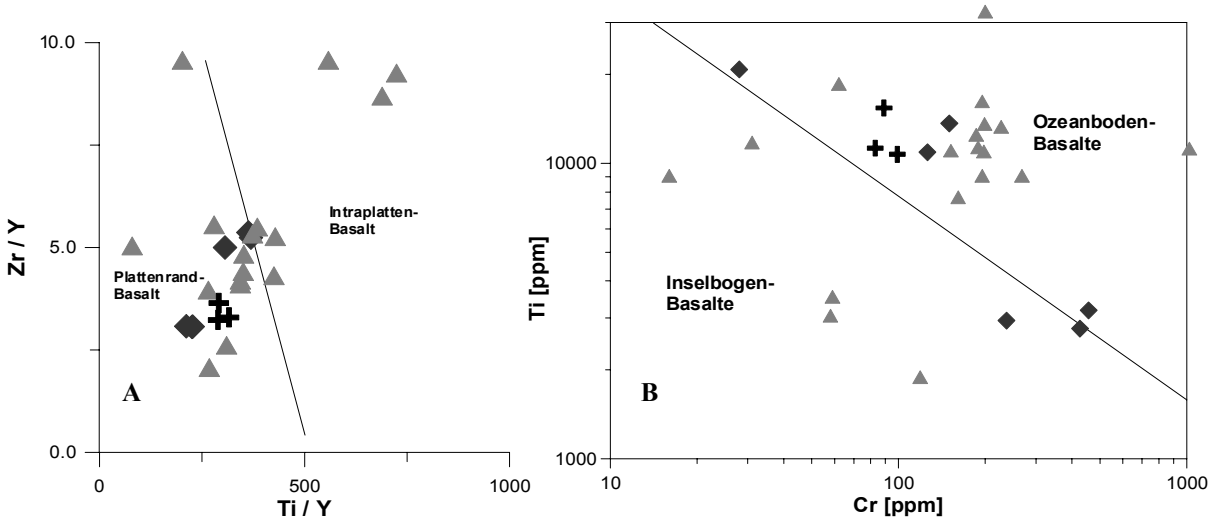


Abbildung 57 Diagramme Ti/Y gegen Zr/Y (A) und Cr gegen Ti (B) nach Pearce & Gale (1977) zur Diskriminierung von Intraplatten- und Plattenrand-Basalten bzw. der weiteren Diskriminierung der Plattenrand-Basalte in Ozeanboden- und Inselbogen-Basalte. A Die Eklogite des Val Puntota und die Mehrzahl der Amphibolite plotten im Feld der Plattenrand-Basalte. B Bei den Plattenrand-Basalten handelt es sich überwiegend um Ozeanbodenbasalte. Signaturen vgl. Abb. 56.

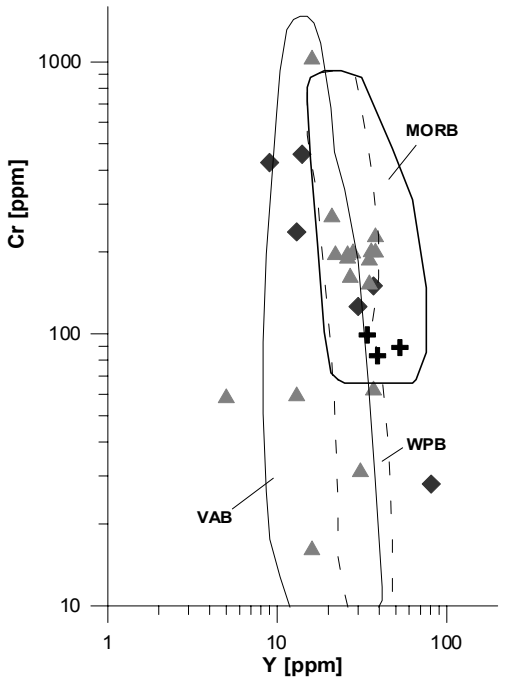


Abbildung 58 Diagramm Y / Cr nach Pearce (1982) zur Diskriminierung von Basalten mittelozeanischer Rücken (MORB), Intraplatten-Basalten (WPB) und Basalten vulkanischer Bögen (VAB). Die Abgrenzung der Felder erfolgte nach Rollinson (1993). Signaturen vgl. Abb. 56.

Das Diagramm Ti/Y gegen Zr/Y nach Pearce & Gale (1977) belegt die überwiegende Zugehörigkeit der Metabasite zu Plattenrandbasalten (Abb. 57A). Mehrere Proben der verbreitetsten Plagioklas-Amphibolite werden allerdings in der Nähe der Grenzlinie zwischen beiden geotektonischen Milieus abgebildet. Klar im Feld der Intraplattenbasalte liegen die beiden Bt-Amphibolite ÖV.III.11 / ÖV.V.7 aus den Metasediment-Einheiten und ÖM.3.2b aus dem Montafon. Von den "High-Alumina-Basalten" fällt nur ÖS.10.2b entsprechend seines kalkalkalinen Charakters ins Feld der Plattenrand-Basalte. Die Eklogite des Val Puntota liegen im Feld der Plattenrand-Basalte.

Die Hauptmasse der Amphibolite ist dementsprechend einem Rifting-Milieu, einem mittelozeanischen Rücken oder einer destruktiven Plattengrenze zuzuordnen.

Zur weiteren Differenzierung der Basalt-Provenance entwickelten Pearce & Gale (1977) ein zweites Diagramm Cr gegen Ti, welches Ozeanboden-Basalte (OFB) von Inselbogen-Basalten unterscheiden kann. Dabei fallen die Mehrzahl der Amphibolite in das Feld der Ozeanboden-Basalte (Abb. 57B). Deutlich im Feld der Inselbogen-Basalte liegen der bereits zuvor als IAT identifizierte ÖM.2.1i sowie die beiden "High-Alumina"-Basalte ÖS.10.2a/b und ebenfalls SiO_2-reichere Amphibolit ÖM.3.2b. Der ansonsten als MORB klassifizierte ÖV.XVI.4 plottet in dem Cr-Ti-Diagramm nach Pearce & Gale (1977) ebenfalls im Feld der Inselbogen-Basalte,

wenn auch nahe der Grenze zum Ozeanboden-Basalt-Feld. Die Eklogite des Val Puntita werden wie zumeist eindeutig als OFB identifiziert.
Der niedrige Cr-Gehalt von Inselbogen-Basalten wurde auch von Pearce (1982) zur Entwicklung des Y-Cr-Diagramms genutzt (Abb. 58). Die Silvretta Metabasite konzentrieren sich abermals im MORB-Feld, die abweichenden Proben ÖM.2.1i, ÖS.10.2a und ÖM.3.2b plotten wiederum im VAB-Feld. ÖS.10.2b kann aufgrund seines Y-Gehaltes unter der Nachweisgrenze nicht verwendet werden. Durch seinen niedrigen Cr-Gehalt fällt ÖV.XVI.4 abermals aus dem MORB-Feld heraus. Der Biotit-Amphibolit ÖV.III.11 wird als MORB oder WPB klassifiziert, ÖV.V.7 zeichnet durch seinen ungewöhnlich hohen Cr-Gehalt aus und liegt daher im VAB-Feld.
Die Eklogite des Val Puntota werden als einzige eindeutig als MORB identifiziert, sie liegen außerhalb des breiten Überlappungsbereiches mit dem WPB-Feld. Die Eklogite des Rauhen Kopfes streuen abermals unsystematisch.
Ein weiteres auf den Cr-Gehalt beruhendes Diagramm ist der ebenfalls von Pearce (1982) entwickelte Plot Ce/Sr gegen Cr (ohne Abb.). Auch in diesem Diagramm ist bei ähnlichen Überlappungn zwischen MORBs und WPBs ein übereinstimmdener Trend der Silvretta-Metabasite zu dominierenden MORB-Signaturen und vereinzelten VABs zu erkennen.

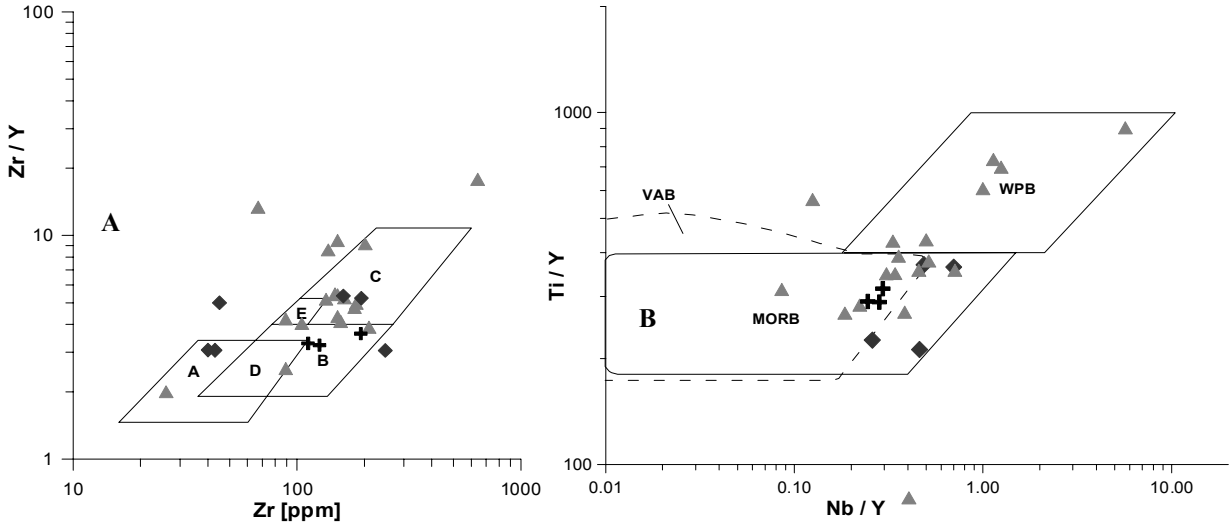


Abbildung 59 A Diagramm Zr gegen Zr/Y nach Pearce & Norry (1979) zur Diskrimination in Inselbogen-Basalte (A), MORBs (B), WPBs (C), MORBs + VABs (D) und MORBs + WPBs (E). B Diagramm Nb/Y gegen Ti/Y nach Pearce (1982) zur Unterscheidung von MORBs, WPBs und VABs.
Signaturen: Dunkelgraue Rauten = Eklogite Rauher Kopf, graue Dreiecke = Amphibolite, schwarze Kreuze = Eklogite Val Puntota.

Im differenzierteren Diagramm Zr gegen Zr/Y nach Pearce & Norry (1979) ist ein stärkerer Trend der Amphibolite zu Intraplatten-Basalten zu erkennen (Abb. 59A). Während die Eklogite des Val Puntota strikt ins MORB-Feld B fallen, liegen nur wenige Amphibolite an den Grenzen dieses Feldes. Die meisten werden im Feld C der Intraplattenbasalte oder im Überlappungsfeld E (MORB + WPB) abgebildet. Der Unterschied der Zr/Y-Verhältnisse und Zr-Gehalte zwischen den drei Feldern ist allerdings so gering, daß kaum eine sichere Diskrimination möglich erscheint. Deutlich höhere Zr/Y-Verhältnisse weisen dagegen die beiden Bt-Amphibolite ÖV.III.11 und ÖV.V.7 sowie ÖM.3.2b auf. Auch der "High-Alumina"-Basalt ÖS.10.2a fällt durch ein noch höheres Zr/Y-Verhältnis auf, plottet aber nicht im VAB-Feld. Als Inselbogen-Basalt wird wiederum ÖM.2.1i diskriminiert.
Weitere Diagramme wurden durch die Hinzunahme des HFSE Nb entwickelt (Pearce 1982, Meschede 1986). Allerdings sollten mit RFA ermittelte Nb-Konzentrationen von unter 10 ppm mit Vorsicht betrachtet werden.

Das Diagramm Nb/Y gegen Ti/Y nach Pearce (1982) ermöglicht die Diskrimination von Intraplatten- und MOR-Basalten, wobei letztere Überlappungen mit dem Inselbogen-Basalten aufweisen. Grundsätzlich weisen Intraplatten-Basalte niedrigere Y-Gehalte und dadurch höhere Nb/Y- und Ti/Y-Verhältnisse auf, was auf angereicherte Mantelquellen zurückgeführt wird (Rollinson 1993). Die Silvretta-Metabasite, Eklogite wie Amphibolite, werden überwiegend im Feld der MORBs (Abb. 59B) abgebildet. Im Feld der WPBs liegen die innerhalb metasedimentärer Einheiten auftretenden Bt-Amphibolite ÖV.III.11 / ÖV.V.7, aber auch der kalkalkaline Basalt ÖS.10.2a, während ÖM.3.2b und ÖS.Jam2 vollständig aus den Feldern heraufallen. Die Eklogite des Val Puntota liegen konstant im MORB-Feld.
Das bekannteste ist das Zr-Nb-Y-Diagramm von Meschede (1986), es ermöglicht die Diskriminierung verschiedener MORB-Typen (N- bzw. E/P-Typ). Die VABs plotten in die Felder C und D. Durch Überlappungen können nur die E-Typ-MORBs und die WPABs zweifelsfrei diskriminiert werden.
Die Amphibolite der Silvrettadecke können mit dem Diagramm nach Meschede (1986) nicht zweifelsfrei diskriminiert werden. Entgegen dem Trend der meisten anderen Diagramme plotten sie nicht in den Feldern der E- und N-MORBs, sondern konzentrieren sich im Feld C der WPTs und VABs. Einziger im Feld D der N-MORBs zu liegen kommender Amphibolit ist die Probe ÖM.4.1d, während der vorher konstant als IAT diskriminierte ÖM.2.1i als einiger im Feld der E-MORBs plottet. Die beiden Bt-Amphibolite ÖV.III.11 / ÖV.V.7 liegen auch in dieser Darstellung mit einer Position an der Grenze der Felder AI / AII außerhalb der Amphibolite mächtigerer Metabasit-Einheiten. Die beiden "High-Alumina"-Basalte ÖS.10.2a/b plotten am Rand des Feldes AI oder ganz außerhalb der definierten Felder. Die Eklogite des Val Puntota plotten im Gegensatz zu den Amphiboliten an der Grenze der beiden MORB-Felder B und D bzw. an der Grenze des N-MORB-Feldes D zum Feld C (Abb. 60).

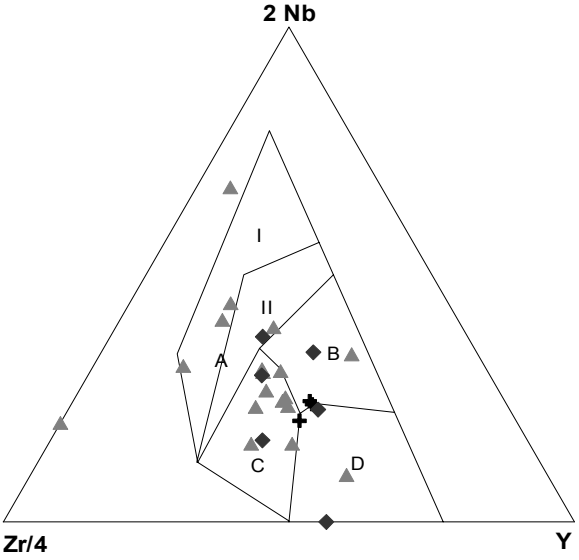
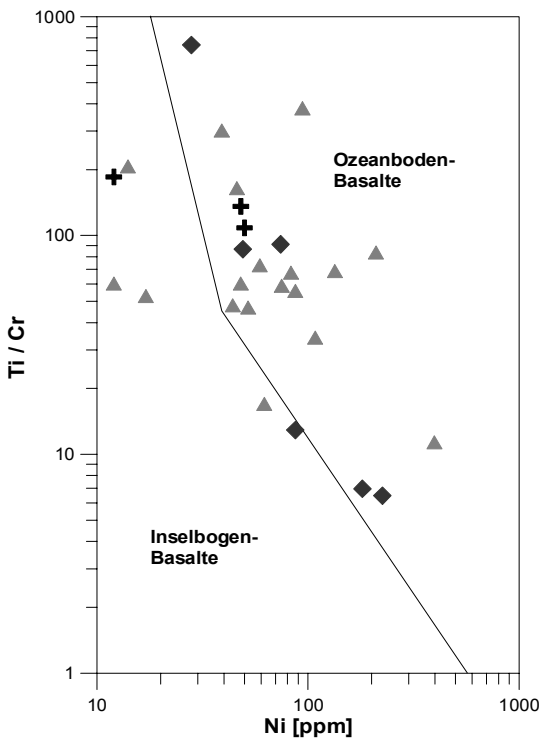


Abbildung 60 Ternäres Diagramm Nb-Zr-Y für Basalte nach Meschede (1986); AI = WPAB, AII = WPT, B = E-/P-MORB, C = VAB+WPT, D = N-MORB+VAB. Signaturen vgl. Abb. 59.

Das Diagramm nach Meschede (1986) liefert insgesamt nur einen geringen Beitrag zur Diskriminierung der Metabasite, da es teilweise vorherigen Befunden widerspricht und keine eindeutige Gruppierung der Amphibolite zuläßt. Am ehesten kann auf die MORB-Signatur der Eklogite des Val Puntota und auf eine Intraplatten-Signatur der dünnen Bt-Amphibolit-Lagen aus den Metasedimenten des Verwall geschlossen werden. Mit der steigenden metasomatischen Überprägung und Fluidzufuhr während der amphibolitfaziellen Metamorphose kam es wahrscheinlich auch zur Mobilisierung der sogenannten immobilen Spurenelemente, die zu einer Verschiebung der Nb-Zr-Y-Verhältnisse und damit auch Punktlagen der Amphibolite im Diagramm führte.
Die bereits zur Identifikation eines magmatischen, orthogenen Protoliths genutzten Elemente Cr und Ni können auch bei der Bestimmung des geotektonischen Milieus der basaltischen Protolithe verwandt werden. Im Diagramm Ni gegen Ti/Cr von Beccaluva et al. (1979) werden Ozeanboden- gegenüber Inselbogen-Basalten diskriminiert. Die Metabasite der Silvretta zeigen das aus der Mehrzahl der vorhergehenden Diagramme bekannte Bild dominierender Ozeanboden-Basalte (Abb. 61). Von den Amphiboliten fallen wiederum nur ÖM.2.1i, ÖM.3.2b sowie die beiden "High-Alumina"-Basalte ÖS.10.2a/b ins Feld der Inselbogen-



Basalte. Der durch seinen niedrigen Cr-Gehalt z. T. als VAB klassifizierte ÖV.XVI.4 plottet in diesem Diagramm eindeutig als OFB.
Von den Eklogiten des Val Puntota ist in dem Ni-Ti/Cr-Plot ausnahmsweise der Ausreißer SP.7 im Feld der Inselbogen-Basalte zu beobachten. Eine weitergehende Differenzierung von Intraplatten-Basalten ist mit dem Diagramm von Beccaluva et al. (1979) nicht möglich.

Abbildung 61 Diagramm Ni gegen Ti/Cr nach Beccaluva et al. (1979) zur Diskriminierung von Ozeanboden- und Inselbogen-Basalten. Signaturen vgl. Abb. 59.

Vergleich mit der Geochemie der Eklogite aus der schweizer Silvretta

Zum Vergleich der eigenen Ergebnisse mit den Ergebnissen von Maggetti & Galetti (1984), Maggetti et al. (1987) und Maggetti & Galetti (1988), wurden die veröffentlichten Eklogit-Analysen dieser Arbeiten in verschiedenen Diskriminationsdiagrammen zur geotektonischen Positionierung dargestellt. Bei den Literaturdaten handelt es sich ausschließlich um tholeiitische Gesteine. Kalkalkaline Chemismen treten nicht auf. Aus der Diskrimination ergibt sich ein erheblich einheitlicherer Trend zu einer MORB-Zusammensetzung als bei Verwendung der retrograd überprägten Amphibolite und der Eklogite des Rauhen Kopfes mit ihrem Kumulatanteil.
Die Diagramme der Hauptelement-Diskriminations-Funktionen nach Pearce (1976) ergeben eindeutig einen MORB-Zusammensetzung (vgl. Abb. 62). Die Diskrimination ist wesentlich eindeutiger als für die eigenen Eklogit- und Amphibolit-Proben.

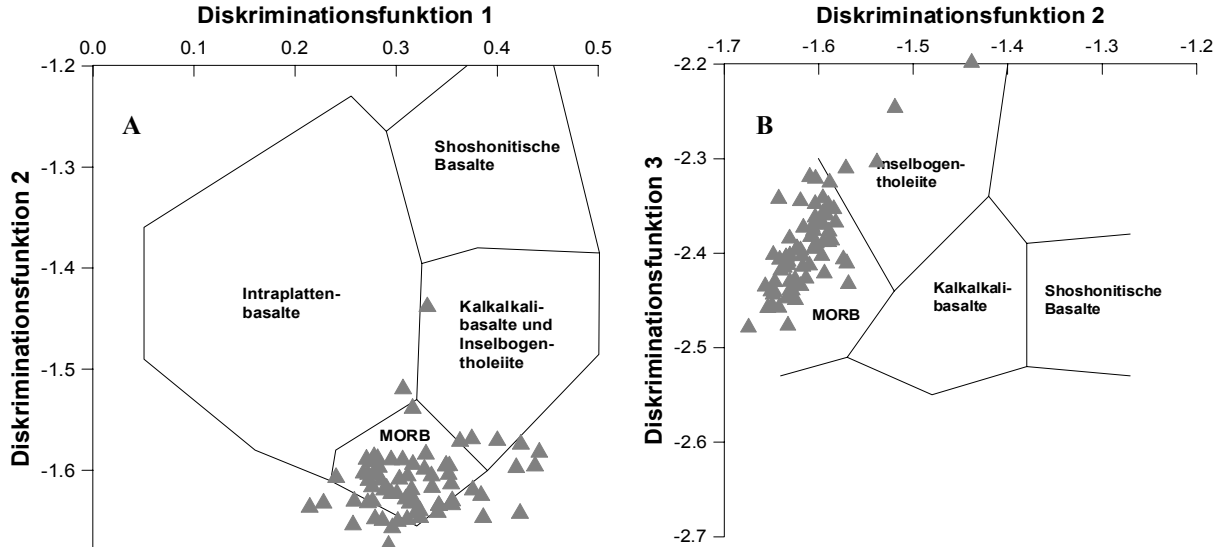


Abbildung 62 Hauptelement-Diskriminationsdiagramme nach Pearce (1976) für die Analysen aus Maggetti & Galetti (1984) und Maggetti et al. (1987). Diskriminationsfunktionen vgl. Abb. 59.

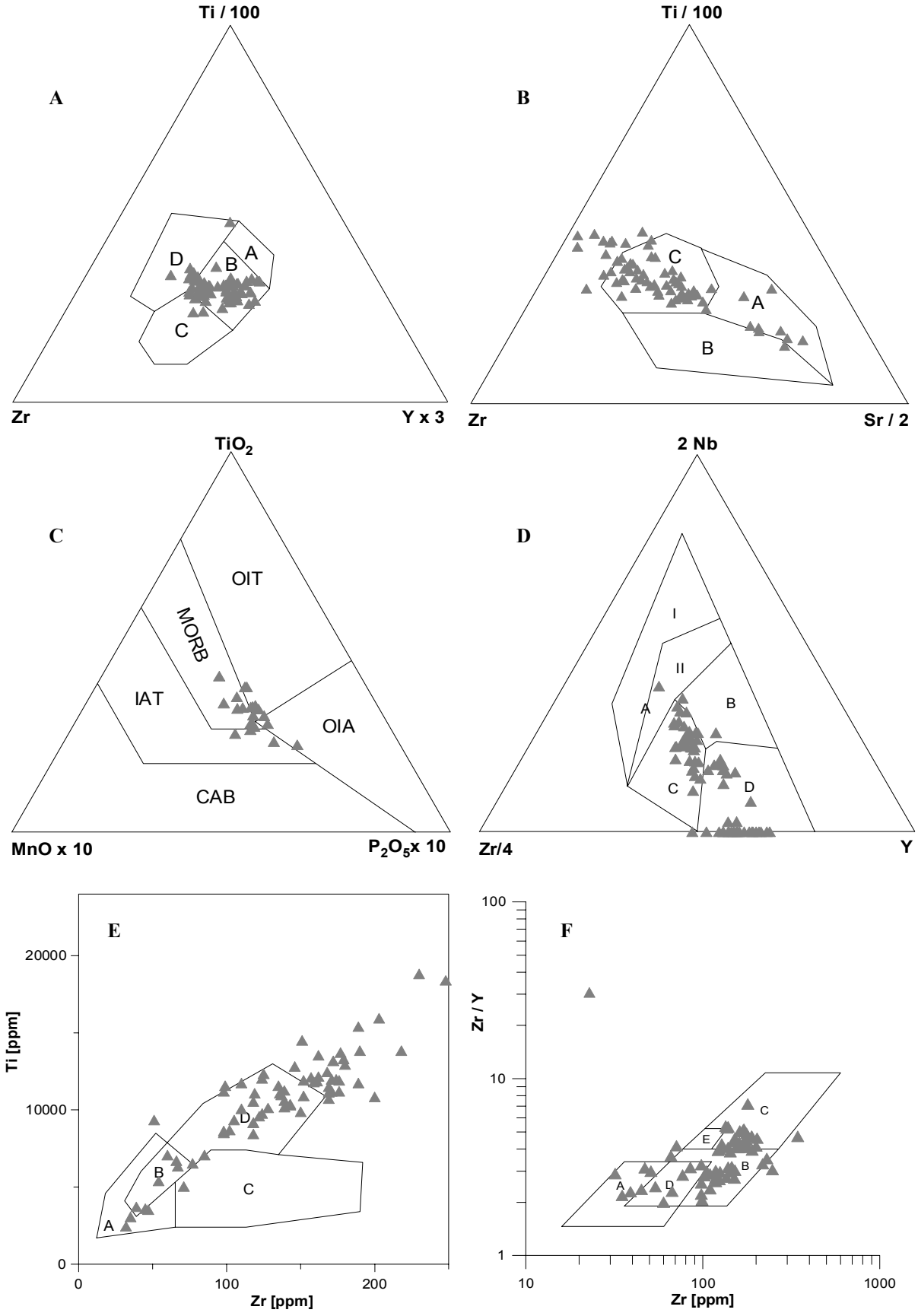


Abbildung 63 Diskriminationsdiagramme zu den aus den Arbeiten Maggetti & Galetti (1984) und Maggetti et al. (1987) entnommenen Eklogit-Analysen. A Ti-Zr-Y nach Pearce & Cann (1973), B Ti-Zr-Sr nach Pearce & Cann (1973), C Ti-Mn-P nach Mullen (1983), D Nb-Zr-Y nach Meschede (1986), E Zr-Ti nach Pearce & Cann (1973), F Zr-Zr/Y nach Pearce & Norry (1979). Diagrammerläuterungen s. o. und Text.

In den Diagrammen Ti-Zr-Y und Ti-Zr-Sr nach Pearce & Cann (1973) bilden die Eklogitproben einen eindeutigen Schwerpunkt in den jeweiligen MORB-Feldern (Abb. 63A+B). Die eigenen Ergebnisse an den Eklogiten des Val Puntota (SP.5/7/9) sind gut mit den Literaturanalysen vergleichbar. Auch die Proben von Maggetti & Galetti (1984) und Maggetti et al. (1987) bilden einen Schwerpunkt im Feld C, einige Proben weisen allerdings ebenfalls sehr niedrige Sr-Gehalte auf und kommen daher außerhalb des Feld C zu liegen. Eine eigenständige Gruppe der Analysen besitzt dagegen höhere Sr-Gehalte und plottet im Feld A der IATs.
Im Diagramm Ti-Mn-P nach Mullen (1983) liegt übereinstimmend mit dem eigenen Analysensatz der Schwerpunkt im Bereich des Tripelpunktes der Felder MORB, OIT und OIA, einige Analysen fallen in das IAT-Feld. Die Diskrimination der Val Puntota Eklogite ergibt aufgrund der fehlenden Fluidzufuhr während der Amphibolitisierung eindeutiger MORB.
Das Diagramm nach Meschede (1986) verdeutlicht die Problematik des mit der Röntgenfluoreszenzanalytik bestimmten Nb. In zahlreichen Proben liegt das Nb unter der Nachweisgrenze, aber alle diese Proben plotten in der Darstellung im Dreiecksdiagramm im Feld D der N-MORBs (Abb. 63D).
Im Diagramm Zr gegen Ti nach Pearce & Cann (1973) fallen die Daten schwerpunktmäßig ins Feld D (MORB) und in dessen Verlängerung, vergleichbar dem eigenen Analysensatz (Abb. 63E). Neben einigen Analysen im Feld B der MORBs, CABs und IATs fällt eine Gruppe in das Feld A der IATs. Auch bei den Amphiboliten plotteten mehrere Proben in das IAT-Feld.
Eine erheblich breitere Streuung der Literaturdaten über nahezu alle geotektonischen Felder ist im Diagramm Zr gegen Zr/Y nach Pearce & Norry (1979) zu beobachten. Zwei Schwerpunkte liegen im Feld B der MORBs und Feld C der Intraplatten-Basalte (Abb. 63F).
Die Diagramme Ti gegen V nach Shervais (1982) und Nb/Y gegen Ti/Y nach Pearce & Norry (1979) ergeben eindeutig MORB, mit abweichenden Gruppen im Bereich der IATs sowie ins WPB-Feld (Abb. 64A+B).
Maggetti et al. (1987) unterschieden drei Eklogit-Typen aus dem schweizer Silvrettaanteil. Der dritte grobkörnige und Zoisit-reiche Typ variiert dabei deutlich gegenüber den beiden anderen "trockenen" Eklogit-Typen, die sich lediglich in der Korngröße und der modalen Anteilen von Omphazit und Granat unterscheiden. Die Zoisit-reichen Gesteine, die der, auch an den Eklogiten des Rauhen Kopfes beobachteten, späten Hydratisierungsphase entstammen, weisen eine deutlichere Tendenz zu einer IAT-Signatur auf. Die von Maggetti et al. (1987) veröffentlichten Analysenergebnisse lassen allerdings die Diskriminationsergebnisse dieser Zoisit-reichen Eklogite nicht nachvollziehen.

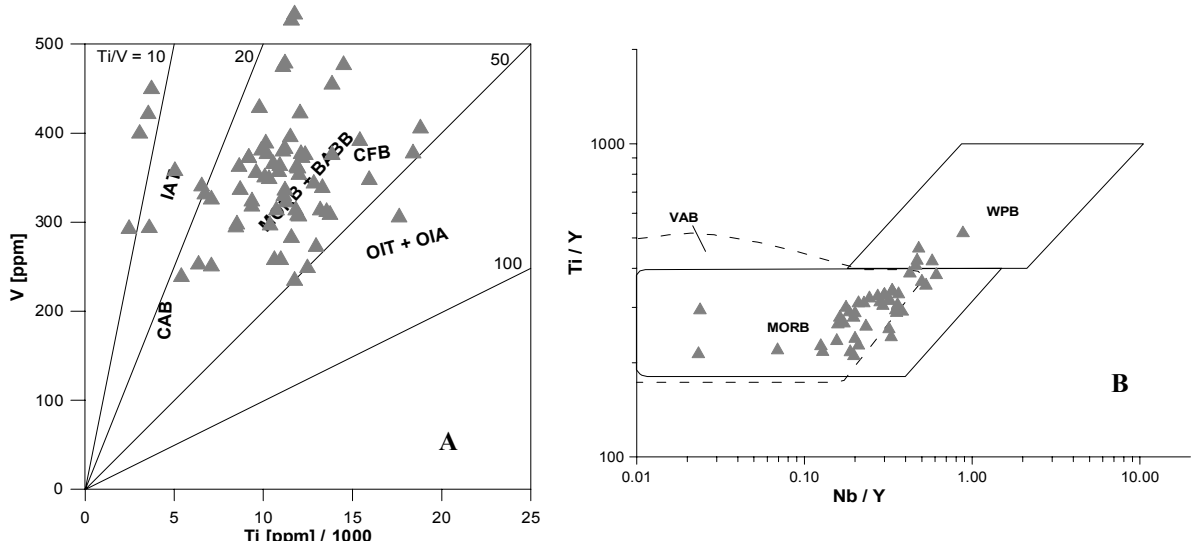


Abbildung 64 Diskriminationsdiagramme Ti vs V nach Shervais (1982) sowie Nb/Y gegen Ti/Y nach Pearce & Norry (1979) für die Eklogit-Daten von Maggetti & Galetti (1984) und Maggetti et al. (1987).

Normierte Spurenelement-Diagramme der Metabasite

Zur Darstellung von Elementan- bzw. -abreicherungen gegenüber einem definierten Ausgangsgestein, zum Beispiel einem MORB, wird eine Normierung mit den Elementgehalten dieser Vergleichsgesteine vorgenommen und zusammenfassend in sogenannten "Spider"-Diagrammen dargestellt. Die Verteilungsmuster einer Gesteinsgruppe lassen sich so erheblich vereinfacht mit anderen Gesteinsgruppen vergleichen.

MORB-normierte Spurenelement-Verteilungsmuster

Bei diesem Diagramm-Typ werden die Spurenelement-Gehalte der verschiedenen Metabasit-Gruppen gegen durchschnittliche Element-Gehalte eines typischen N-MORBs normiert. In der vorliegenden Arbeit wurden dazu die Werte von Sun & McDonough (1989) verwendet.

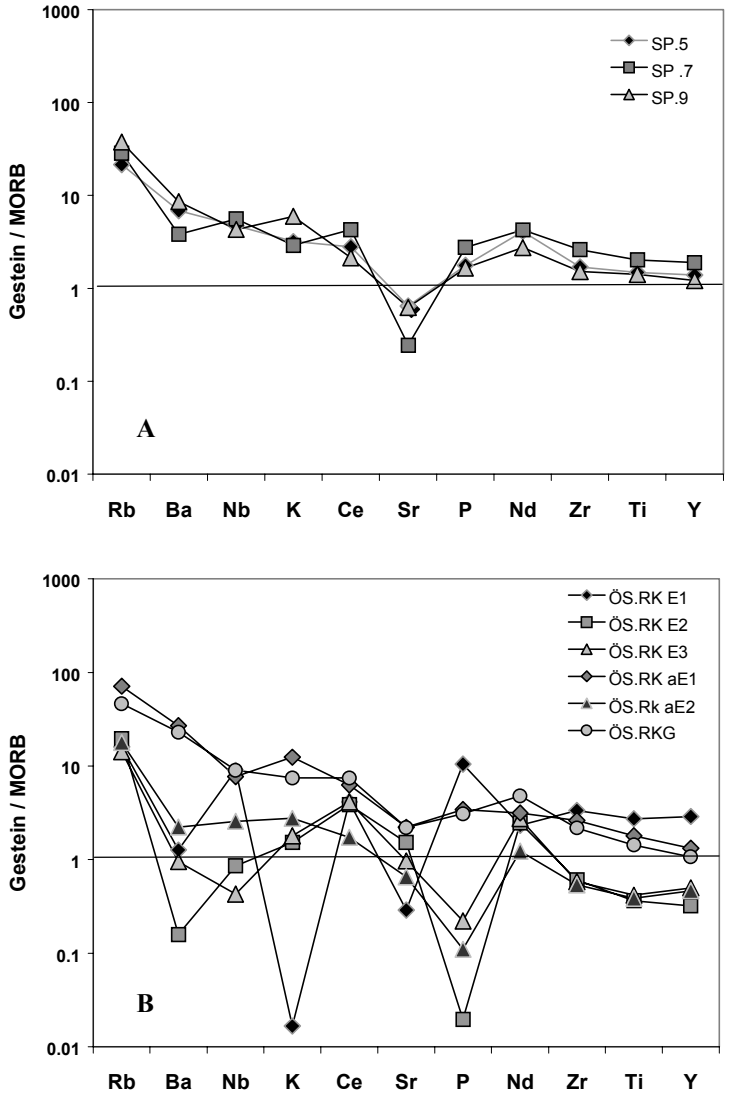


Abbildung 65 MORB-normierte Verteilungsdiagramme der Eklogite des Val Puntota (A) sowie des Rauhen Kopfes (B). Normiert gegen Daten aus Sun & McDonough (1989).

Die Eklogite des Val Puntota ergeben ein MORB-verwandtes Muster (Abb. 65A) mit einer mäßigen Anreicherung der LILE-Elemente (Rb bis zu 37fach). Alle drei untersuchten Proben weisen eine ausgeprägte negative Sr-Anomalie auf, die aufgrund der Mobilität des Elements wahrscheinlich aus einer sekundären Abreicherung während der retrograden Metamorphose hervorgeht. Die schwereren HFSE (P-Y) zeigen einen flachen Verlauf mit einer leichten Anreicherung des Nd.

Das Spiderdiagramm für die Eklogite des Rauhen Kopfes und deren retrograder Derivate ergibt dagegen ein stark streuendes Muster. Die Muster für ÖS.RKG und ÖS.RK aE2 verlaufen nahezu einheitlich mit einer Anreicherung der LILE vergleichbar den Eklogiten des Val Puntota (Abb. 65B). Die frischen Eklogite (ÖS.RK E1/2/3 sowie die amphibolitisierte Probe ÖS.RK aE1 besitzen dagegen sehr unregelmäßige Elementverteilungsmuster mit Negativanomalien für Ba, Nb, und P. Die Granat-reiche Probe ÖS.RK E1 zeigt dagegen eine positive P-Anomalie und ausgeprägte negative K-Anomalie. Sr schwankt in den Eklogiten des Rauhen Kopfes dagegen dicht um den MORB-Wert. Die HFSE Nd, Zr, Ti und Y bilden flache Verteilungsmuster, die sowohl Ab- wie auch Anreicherung gegenüber einem MORB zeigen können.

Der K-Gehalt der Eklogite des Rauhen Kopfes nimmt mit zunehmender Amphibolitisierung zu, was auf den Einfluß einer Zufuhr über eine fluide Phase aus den Nebengesteinen hindeutet. Auch für das Ba ist insbesondere im Amphibolit aus dem Gipfelbereich (ÖS.RKG) und in der stark amphibolitisierten Probe ÖS.RK aE2 eine deutliche Anreicherung festzustellen, die frischen Eklogite besitzen dagegen um das MORB-Niveau schwankende Gehalte. Ein ähnliches Verhalten ist bei Nd und Ce zu erkennen. Die starke Variation des P-Gehaltes läßt sich durch den Einfluß einer Kumulat-Komponente, in diesem Fall Apatit, erklären, die allerdings die Deutung der Diagramme erschwert (vgl. auch Diskriminationsdiagramme).
Die verschiedenen Amphibolit-Typen der Silvrettadecke weisen überwiegend ähnliche MORB-normierte Verteilungsmuster auf. Die Hauptmasse der Plagioklas- und Granat-Amphibolite weisen eine deutliche Anreicherung der LILE (insbesondere Rb, Ba und K) auf. Die höchsten Anreicherungen sind in den mit Metasedimenten vergesellschafteten Biotit-Amphiboliten ÖV.III.11 und ÖV.V.7 sowie der stark alterierten Probe ÖS.Ko 1 festzustellen. Sr besitzt im Gegensatz zu den Eklogiten des Val Puntota keine Negativanomalie. Vom Ce bis zum Y zeigt das Verteilungsmuster einen flachen Verlauf mit nur schwacher Anreicherung gegenüber einem MORB (Abb. 66).

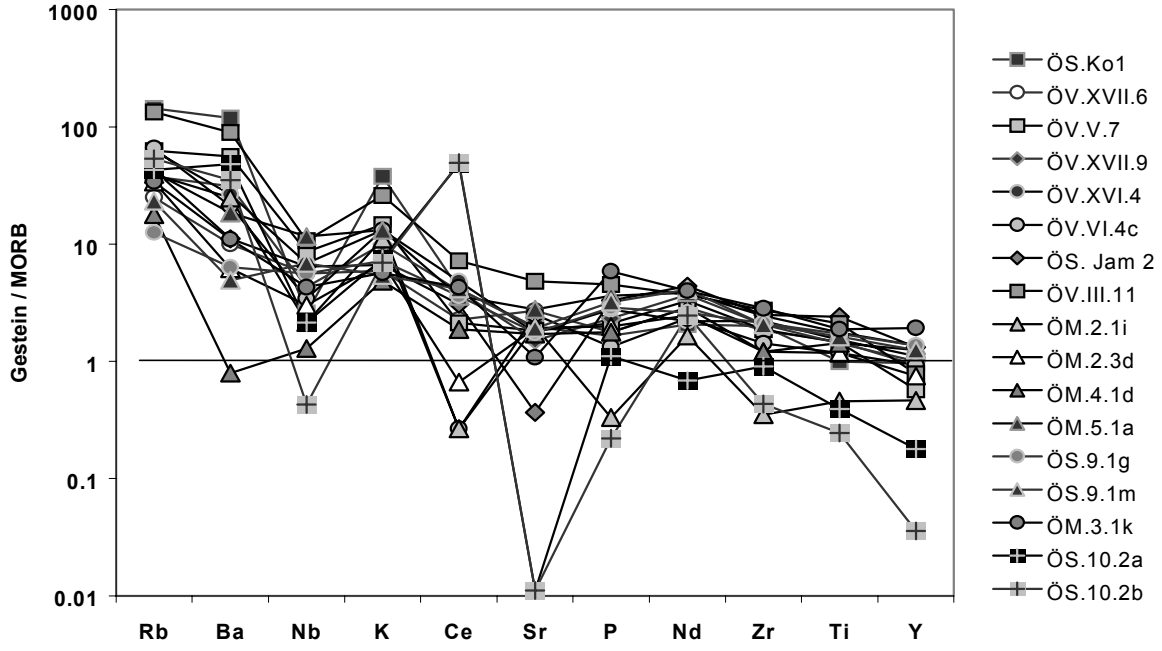


Abbildung 66 MORB-normiertes Verteilungsdiagramm für die Amphibolite der Silvrettadecke. Normiert mit Werten nach Sun & McDonough (1989).

Deutliche Abweichungen weisen dagegen die beiden Proben ÖS.10.2a/b auf, die eine Abreicherung der HFSE zeigen. ÖS.10.2b besitzt zudem eine starke negative Sr-Anomalie. Auch die Probe ÖM.2.1i besitzt einen ähnlichen Verlauf mit deutlich angereicherten LILE und gegenüber MORB abgereicherten HFSE, was abermals ihre Sonderstellung dokumentiert.

Zusammenfassung

Insgesamt ist für die Metabasite der Silvrettadecke eine weit überwiegende Abkunft von MORB-artigen Protolithen festzustellen (vgl. auch Maggetti & Galetti 1995). Vereinzelt treten allerdings auch kalkalkaline Hoch-Al-Basalte, die stets in Zusammenhang mit den intermediären Hornblende-Gneisen stehen, sowie Ozeaninsel-Basalte (OIB) auf.

Die eindeutigste Identifizierung einer MORB-Signatur mittels Diskriminationsdiagrammen gelingt für die Eklogite des Val Puntota (vgl. Tab. 5). Dies bestätigt die bisherigen Untersuchungen von Maggetti & Galetti (1984, 1988) und Maggetti et al. (1987) sowie die Neuauswertung von Literaturdaten zu den Eklogiten der schweizer Silvretta. Auch die MORB-normierten Spurenelement-Verteilungsmuster weisen die beste Übereinstimmung aller untersuchten Metabasite mit einer MORB-Signatur auf. Nur die mobilen Elemente Rb und Sr weisen eine deutliche positive bzw. negative Abweichung auf.
Die Eklogite des Rauhen Kopfes streuen dagegen stark in ihren Diskriminationsergebnissen. Dies wird auf eine Beteiligung einer Kumulatkomponente in dem wahrscheinlich gabbroiden magmatischen Protolith zurückgeführt. Von Miller & Thöni (1995) an Eklogiten des Ötztales und einer Probe des Rauhen Kopfes veröffentlichte Spektren Seltener Erden deuten auch für diese Gesteine auf eine Abstammung aus einem MORB-artigen Magma.
Bei den Amphiboliten ist ebenfalls eine überwiegende Abstammung von MORB-artigen Gesteinen anzunehmen. Die Punktlagen der Amphibolit-Proben in den Diskriminationsdiagrammen streuen allerdings stärker als die der Eklogite des Val Puntota. Neben einer Beeinflussung durch metasomatische Alteration während der retrograden amphibolit- und grünschieferfaziellen Metamorphose, muß eine primär-magmatische Abstammung aus unterschiedlichen Quellmagmen angenommen werden. Die Probe ÖM.2.1i wird in der Mehrzahl der Diagramme als tholeiitischer Basalt eines Inselbogens diskriminiert, auch ÖM.3.2b ergibt überwiegend eine Inselbogen-Signatur. Die beiden Proben ÖS.10.2a/b wird ebenfalls eine Inselbogen-Genese zugeordnet. Die beiden Proben aus dünnen Amphibolit-Lagen innerhalb der Metasedimente (ÖV.III.11 + ÖV.V.7) erweisen sich in der Mehrzahl der Diagramme als Intraplattenbasalte.

Tabelle 5 Zusammenfassung der geotektonischen Diskriminierung der Metabasite der Silvrettadecke.

Probe	Ti-Zr-Y P&C ´73	Ti-Zr-Sr P&C ´73	Zr-Ti P&C ´73	Ti-Mn-P Mullen ´83	Ti-V Shervais ´82	Ti/Y-Zr/Y P&G ´77	Cr-Ti P&G ´77	Y-Cr Pearce ´82	Zr-Zr/Y P&N ´79	Nb/Y-Ti/Y Pearce ´82	Nb-Zr-Y Meschede ´86	Ni-Ti/Cr Beccaluva ´79
ÖM.2.1i	IAT	IAT	IAT	OIT	IAT	Rand	IAB	VAB	IAB	MORB	E-MORB	IAB
ÖM.2.3d	MORB	MORB	MORB	OIT	MORB	Intra	OFB	alle	MOR-/WPB	WPB	WPT/VAB	OFB
ÖM.3.2b	-	-	-	-	OIT/OIA	Intra	IAB	VAB	WPB	-	WPT/VAB	IAB
ÖM.3.1k	MORB	MORB	MORB*	MORB	OIT/OIA	Rand	OFB	MOR-/WPB	MORB	MOR-/VAB	WPT/VAB	OFB
ÖM.4.1d	MORB	MORB	MORB	MORB	MORB	Rand	OFB	MOR-/WPB	MORB	MOR-/VAB	MORB	OFB
ÖM.5.1a	MORB	MORB	MORB*	OIA	OIT/OIA	Rand	OFB	MOR-/WPB	WPB	MORB	WPT	OFB
ÖS.9.1g	MORB	MORB	MORB*	OIT	MORB	Rand	OFB	MOR-/WPB	MORB	MOR-/VAB	WPT/VAB	OFB
ÖS.9.1m	MORB	MORB	MORB*	OIA	MORB	Rand	OFB	MOR-/WPB	WPB	MOR-/VAB	WPT/VAB	OFB
ÖS.10.2a	-	CAB	CAB	OIT	CAB	Intra	IAB	VAB	-	WPB	WPAB	IAB
ÖS.10.2b	-	IAT	IAT	OIT	CAB	Rand	IAB	alle	-	-	-	IAB
ÖS. Jam 2	MORB	-	MORB*	MORB	MORB*	Rand	OFB	WPB	WPB	-	WPT/VAB	OFB
ÖS.Ko1	CAB	CAB	-	MORB	MORB	Rand	OFB	alle	WPB	MOR-/VAB	WPT/VAB	OFB
ÖS.RK E1	MORB	-	MORB*	OIA	OIT/OIA	Rand	OFB	-	-	MORB	E-MORB	OFB
ÖS.RK E2	CAB	IAT	IAT	CAB	CAB	Rand	IAB	-	-	-	WPT/VAB	OFB
ÖS.RK E3	MORB	IAT/CFB	IAT	CAB	CAB	Rand	OFB	VAB	IAB	-	MORB	OFB
ÖS.RK aE1	CFB	MORB	MORB*	OIT	MORB	Rand	OFB	alle	WPB	MORB	WPT/VAB	OFB
ÖS.Rk aE2	MORB	IAT/CFB	IAT	CAB	CAB	Rand	IAB	VAB	IAB	MORB	MORB	IAB
ÖS.RKG	CFB	IAT/CFB	MORB	OIA	MORB	Rand	OFB	alle	WPB	MORB	WPT	OFB
ÖV.III.11	CFB	-	MORB*	OIA	OIT/OIA	Intra	OFB	alle	WPB	WPB	WPAB	OFB
ÖV.V.7	CFB	MORB	MORB	MORB	OIT/OIA	Intra	OFB	VAB	WPB	WPB	WPAB	OFB
ÖV.VI.4c	MORB	IAT	MORB	IAT	MORB	Rand	OFB	alle	MORB	MOR-/VAB	WPT/VAB	OFB
ÖV.XVI.4	CFB	MORB	MORB*	IAT	MORB	Rand	IAB	VAB/WPB	WPB	MORB	WPT/VAB	OFB
ÖV.XVII.6	CFB	IAT	MORB	MORB	MORB	Intra	OFB	alle	WPB	WPB	WPT/VAB	OFB
ÖV.XVII.9	CFB	MORB	MORB	MORB	MORB	Intra	OFB	alle	WPB	MOR-/VAB	WPT/VAB	OFB
SP.5	MORB	MORB	MORB	MORB	MORB	Rand	OFB	MORB	MORB	MOR-/VAB	MORB	OFB
SP .7	MORB	-	MORB*	MORB	MORB	Rand	OFB	MORB	MORB	MOR-/VAB	MORB	IAB
SP.9	MORB	MORB	MORB	MORB	MORB	Rand	OFB	MORB	MORB	MOR-/VAB	MORB	OFB

4.2 Geochemie der Orthogneise

Die Geochemie der Orthogneise war einer der Untersuchungsschwerpunkte mehrerer Dissertationen und Diplomarbeiten auf dem Gebiet der schweizer Silvretta dar. Die ersten Analysen von Orthogneisen gehen bereits auf Spitz & Dyhrenfurth (1914) sowie Escher (1921) zurück, Streckeisen (1928) unterschied bereits den Flüela-Typ vom Mönchalpgranit-Typ und veröffentlichte für beide Typen chemische Analysen. Mittels der Molekularwerte wurden die granitischen Gesteine in Magmentypen eingeteilt.

Granitklassifikationen und ihre Probleme

In der weltweiten Bearbeitung granitoider Gesteine wurden Ansätze zur Identifikation der Herkunft der granitischen Schmelzen sowie zur Aufklärung der geotektonischen Position der Magmenbildung parallel zur Diskriminierung von Basalten entwickelt. Chappell & White (1974) teilten Granitoide mit dem A/CNK-Diagramm (vgl. Abb. 70A+B, 72A) in S-Typ-Granitoide (S = sedimentary), die aus aufgeschmolzenen krustalen Sedimenten bzw. Metasedimenten hervorgegangen sind, sowie I-Typ-Granitoide (I = igneous) ein, deren Hauptmagmenkomponente aus dem Mantel stammt. Zur Absicherung der S- und I-Typ-Klassifikation wurden weitere Diskriminationsdiagramme von Hine et al. (1978), Tischendorf & Pälchen (1985) sowie Norman et al. (1992) vorgestellt. Dieser einfache Ansatz wurde durch die Definition von A- und M-Typen erweitert, wobei A für alkalin, anorogen und wasserfrei (anhydrous) und M für magmatisch steht. A-Typ-Granitoide treten als klassische Intraplattenmagmatite auf und entstehen durch die Aufschmelzung kontinentaler Kruste durch Wärmezufuhr aus dem Mantel bzw. durch Extension der kontinentalen Kruste (Collins et al. 1982, Whalen et al. 1987), während die wenig verbreiteten M-Typ-Granitoide durch die Aufschmelzung subduzierter ozeanischer Kruste oder wahrscheinlicher, des Mantelkeils über der subduzierten Platte (Pitcher 1982), hervorgehen. Beide stellen daher Sonderfälle der I-Typ-Granitoide dar.

Tabelle 6 Chemische und mineralogische Charakteristika für S- und I-Typ-Granite nach Chappell & White (1974) und White & Chappell (1983).

	I-Typ-Granitoid	**S-Typ-Granitoid**
Gesamtgesteinschemismus		
CIPW Norm	c < 1 % oder di	c > 1 %
Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)	< 1,1 %	> 1,1 %
SiO_2	53 - 76 %	65 - 74 %
Na_2O	> 2,2 bei 2 % K_2O > 3,2 bei 5 % K_2O	< 2,2 bei 2 % K_2O < 3,2 bei 5 % K_2O
K_2O / Na_2O	niedrig	hoch
Cr und Ni Gehalte	niedrig	hoch
^{87}Sr / ^{86}Sr	< 0,708	> 0,708
Mineralogie		
Al-reiche Minerale	nicht enthalten	anwesend, z.B. Ms oder Grt
Hornblende	anwesend	nicht enthalten
Klinopyroxen	anwesend	nicht enthalten
Titanit	anwesend	nicht enthalten
Fe-Oxide	generell Magnetit	generell Ilmenit

Da S- und I-Typen in ihrer extremen Interpretation nur Endglieder der Magmengenese darstellen, entwarfen Pitcher (1983) und Castro et al. (1991) Modelle zu Magmenmischungen und zu Hybrid-Typen. Das Modell nach Castro et al. (1991) geht einerseits vom klassischen S-Typ nach Chappell & White (1974) und vom M-Typ als seinem rein magmatischen Kontrapart

aus, um drei weitere Hybridgruppen zu definieren. Zur Abgrenzung der Typen dienen neben Hauptelement-Verhältnissen und isotopengeochemischen Parametern ($\delta^{18}O$, $Sr_{ini,}$ ε_{Nd}) auch die petrographische QAPF-Klassifikation, das Auftreten von Fe-Mg-Mineralen oder restitischen Alumosilikaten, Kalifeldspat oder Cordierit, die Zonierungen in Plagioklas sowie die Xenolith-Führung (vgl. Tab. 7).

Tabelle 7 Granitoid-Klassifikationsschema nach Castro et al. (1991) zur Unterscheidung von S-, M- und Hybrid-Typen von Granitoiden in orogenen Komplexen.

S-Typ	**H_S-Typ**	**H_{SS}-Typ**	**H_M-Typ**	**M-Typ**
Leuko-, Zweiglimmer- und Syeno- bis Monzogranite	Monzogranite bis Granodiorite	Granodiorite bis Tonalite	Tonalite	Quarzdiorite und Tonalite
metamorphe Restite (Sill, Cord, usw.)	metamorphe Restite, selten maf. Xenol.	mafische Xenolithe dominant	wenig Xenolithe, kaum / keine Restite	nur Kumulat-Xenolithe
Residualphasen von Schmelzreaktionen (Kfs, Cord, Sill, Bt)	Kfs und Cord von Schmelzreaktionen, Bt-Haufen	Kfs resorbiert, Cord → Bt, Hbl-Bt-Haufen	Hbl-Haufen, Py → Hbl und Bt → Hbl Reaktionen	Stabile Fe-Mg-Phasen
Einfache Plg-Zonierung, keine Resorbt./ Xenokris. von Plg	komplex zonierte Plagioklase mit Resorbtionszonen			oszillierende und einfache Plg-Zonierung, keine Xenokris.
Assoziation mit regionaler, hochgradiger Metamorphose	Assoziation mit M- und S-Typ-Granitoiden in großen Batholithen mit Übergangscharakteristika; können in flachen Krustenniveaus auch in isolierten Einzelplutonen auftreten			Assoziation mit kleineren Körpern ultrabas. Gesteine
$\delta^{18}O \geq 10$ ‰ $Sr_{ini} > 0.708$ $\varepsilon_{Nd} \ll 0$	variable Isotopenverhältnisse, grundsätzlich intermediär zwischen Mantel- und Krustengesteinen; charakteristische Mischungsreihen			$Sr_{ini} < 0.704$ $\varepsilon_{Nd} > 0$ (verarmter Mantel)
$K_2O / Na_2O > 1$	K_2O / Na_2O nahe 1			$K_2O / Na_2O < 1$
ASI > 1 (Alumina Saturation Index)	ASI > 1	ASI ≈ 1	ASI < 1	tholeiitischer Magmentyp
partiell. Aufschmelz. von Metasedimenten	Entstehung durch Magmenmischung (Hybridisation) zwischen vom Mantel abstammenden M-Typ-Magmen mit krustalen anatektischen S-Typ-Magmen			Fraktionierung von basaltischen Mantelmagmen

Die geotektonische Position der Granitoide nach dem Schema von Pearce et al. (1984) versucht den Ort der Magmenentstehung im Sinne des plattentektonischen Paradigmas festzulegen. Dazu wird, neben den immobilen Spurenelementen Nb und Y (HFSE), allerdings auch das hochmobile LILE Rb verwandt. Die Anwendung dieser für Magmatite entwickelten Klassifikation auf metamorphe und stark deformierte Orthogneise ist daher nur eingeschränkt möglich.

Aber auch an unmetamorphen, undeformierten Graniten ist die Diskrimination nicht in allen Fällen zweifelsfrei. Schon Pearce et al. (1984) wiesen auf die ungenügende Diskriminierung von postkollisionalen Graniten hin, neuere Arbeiten (z.B. Förster et al. 1997) belegen die mangelnde Eignung für zahlreiche bedeutende syn- bis postkollisionale Granitvorkommen. Ein Hauptproblem stellt das Ererben der geochemischen Signatur dar. Die Spurenelemente spiegeln weniger das tektonische Milieu der Granitbildung als das ihrer Ausgangsgesteine wieder (Cobbing 1990, Whalen et al. 1996). Weitere Probleme ergeben sich durch die zeitliche und räumliche Überlagerung verschiedener geodynamischer Milieus bzw. deren zeitlicher Sequenz (z.B. Übergang intraozeanischer Bogen zu kontinentalem Bogen zu

Kollision). Nach Förster et al. (1997) ergeben sich auch für die syn- bis post-kollisionalen Graniten der europäischen Varisziden Probleme in der Abgrenzung zwischen syn-COLGs (Collision Granites = Kollisionsgranite) und VAGs (Volcanic Arc Granites = Inselbogengranite).
Weitere Ansätze zur Identifikation des geodynamischen Bildungsmilieus mit Hauptelement-Verhältnissen geben Maniar & Piccoli (1989). Sie teilen die Granitoide nach ihrem geotektonischen Bildungsmilieu in orogene und anorogene Klassen ein. Die orogenen Granitoide können in Inselbogengranitoide (IAG), Kontinentalbogengranitoide (CAG), Kontinentalkollisionsgranitoide (CCG) und postorogene Granitoide (POG) klassifiziert werden. Die anorogenen Granitoide teilen sich in riftbezogene Granitoide (RRG), kontinentale epirogene Hebungsgranitoide (CEUG) und ozeanische Plagiogranite (OP) auf. Die Kriterien zur Einteilung der Gruppen sind in Tab. 8 zusammengefaßt.

Tabelle 8 Geotektonisches Klassifikationsschema für orogene und anorogene Granitoide nach Maniar & Piccoli (1989). Abkürzungen vgl. Text.

	Orogene Granitoide				**Anorogene Granitoide**		
	IAG	**CAG**	**CCG**	**POG**	**RRG**	**CEUG**	**OP**
SiO_2-Gehalt (Gew.%)	60-68	62-76	70-76	70-78	72-78 60-63	71-77 60-62	61-78
	unimodal	unimodal	unimodal	unimodal	bimodal	bimodal	unimodal
Alkali-lime-Index	kalzisch bis kalkalkalin	kalkalkalin	kalkalkalin - alkalin-kalzisch	alkalin-kalzisch	alkalisch	alkalisch	kalzisch
Shand´s Index	metaluminös selten peralum.		peraluminös metalum. selten peralkal.		metaluminös peralkalin selten peralum.		peralum. metalum.
Na_2O / CaO (Gew.%)	~ 1,0	~ < 4,0	~ 2,0 - 10,0	~ 2,0 - 18,0	~ 2,0 - 25,0	~ 1,0 - 12,0	~ < 4,0
Na_2O / K_2O (Gew.%)	~ 0,4 - 3,0	~ 0,4 - 2,0	~ 0,4 - 1,5	~0,6 - 1,2	~ 0,7 - 1,0	~0,6 - 1,0	0,0 - 50,0
MgO / FeO_{tot} (Gew.%)	0,3 - 0,85	0,10 - 0,50	0,05 - 0,6	0,02 - 0,30	0,0 - 0,20	0,0 - 0,12	0,0 - 0,70
MgO/MnO (Gew.%)	12,0 - 28,0	2,0 - 38,0	2,0 - 45,0	2,0 - 18,0	0,0 - 7,5	0,0 - 7,5	0,0 - 50,0
A / NK (Mol.%)	> 1,5	> 1,1	> 1,1	0,9 - 1,4	< 1,15	< 1,15	> 1,0

Differenzierung Ortho- und Paragneis

Die korrekte Geländeansprache von Handstücken beider Gesteinsgruppen ist bei ungünstiger Aufschlußsituation und unklaren Verbandsverhältnissen oftmals schwierig. Für die Silvretta wird die Situation durch das Auftreten sogenannter Mischgneise, die bereits die alten Bearbeiter (Streckeisen 1928, Bearth 1932b, Spaenhauer 1932, Wenk 1934) beschrieben und kartierten, zusätzlich erschwert. In der zentralen Verwallgruppe bilden die Biotit-Orthogneise große, zusammenhängende Einheiten, deren plutonischer Charakter schon aus der Form des Ausstriches wahrscheinlich wird. Die verbreiteten Augengneise, die gehäuft in der zentralen und südlichen Silvrettadecke auftreten, lassen sich durch ihre bis zu 5 cm großen Kalifeldspat-Porphyroblasten ebenfalls bereits im Handstück einem granitischen Ausgangssubstrat zuordnen.

Weitere petrographische Belege für den orthogenen Charakter der Gneise sind durch den Erhalt magmatischer Reliktstrukturen gegeben. Neben der Erhaltung von gabbroiden Gesteinen des Val Sarsura (Spaenhauer 1932, Thierrin 1983) und Val Barlas-ch (Poller 1994) sowie Peridotiten des Val Tuoi (Bröcker 1985) und Hochnörderers (Fuchs et al. 1986) sind auch granitische Gesteine mit primär magmatischer Textur beschrieben worden.
Bereits Streckeisen (1928) befaßte sich ausführlich mit den Mönchalpgraniten an ihrer Typlokalität NE Davos (vgl. Petrographie). Fuchs (1984) erwähnt granitische Gesteine mit magmatischer Textur aus dem Kromertal südlich Partenen. Eine Beprobung letztgenannter Gesteine ergab einen Biotit-Granit mit erheblicher Xenolith-Führung. Bei den Xenolithen handelt es sich um restitische Biotit-Hellglimmer-Schiefer mit starker Quarz- und Plagioklas-Abreicherung. Parallel zu den Mönchalpgraniten Streckeisens (1928) weisen sie Pinitaggregate auf, die von Streckeisen als umgewandelte Cordierite interpretiert wurden (vgl. Petrographie).
Zur geochemischen Absicherung des orthogenen Charakters der Proben wurden diverse Haupt- und Spurenelement-Diagramme zur Diskrimination von Ortho- und Paragneisen herangezogen. Im Diagramm nach Thélin (1983) wurde der erhöhte MgO-Gehalt der metasedimentären Gesteine in Korrelation mit dem Al_2O_3-Gehalt verwandt, um Para- von Orthogesteinen abzugrenzen. Poller (1994) ermittelte für die Mönchalpgneise ebenso eine rein intrusiv-magmatische Herkunft wie Liebetrau (1996) bei den Jüngeren Orthogneisen der Flüelagranitischen Assoziation (vgl. Abb 67A+B).

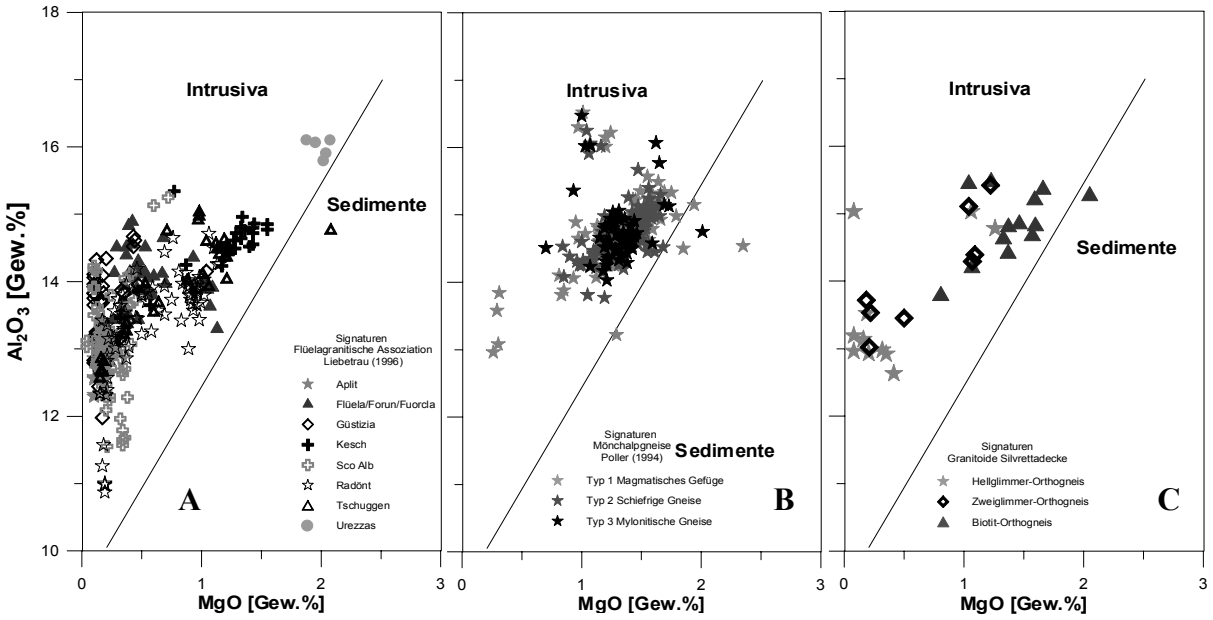


Abbildung 67 Diagramm MgO [Gew.%] gegen Al_2O_3 [Gew.%] nach Thélin (1983) zur Diskrimination ortho- und paragener Gneise. A Datensatz der Jüngeren Orthogneise nach Liebetrau (1996); B Datensatz der Mönchalpgneise nach Poller (1994); C Eigener Datensatz.

Weitere Ansätze zur Unterscheidung para- und orthogener Protolithe von Gneisen gibt das Hauptelementdiagramm P_2O_5/TiO_2 gegen MgO/CaO von Werner (1987) sowie die Spurenelementdiagramme Ni gegen Zr/Ti von Imeokparia & Emofurieta (1991) sowie Zr/TiO_2 gegen Ni nach Winchester & Max (1982). Letzteres bestätigt nach Poller (1994) die Einstufung der Mönchalpgneise als orthogen. Auch die Flüelagranitische Assoziation wird nach Liebetrau (1996) überwiegend eindeutig als orthogen identifiziert. Lediglich eine Analyse des Xenolith-reichen Typ Urezzas liegt nach Liebetrau (1996) im Diagramm nach Werner (1987) im Paragneis-Bereich, die veröffentlichten Daten plotten allerdings ebenfalls im Feld der orthogenen Gesteine (vgl. Abb. 68A). Die Mönchalpgneise plotten im Diagramm von Werner

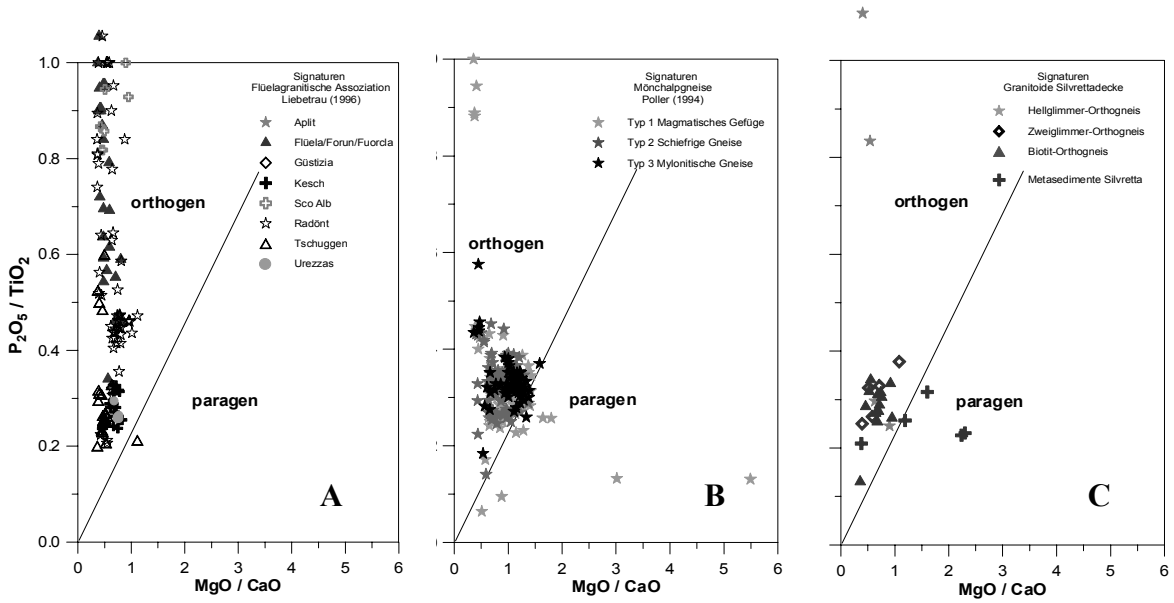


Abbildung 68 Diagramm MgO/CaO gegen P_2O_5/TiO_2 (alle Werte in Gew.%) nach Werner (1987) zur Diskrimination von ortho- und paragenen Gneisen. A Jüngere Orthogneise nach Liebetrau (1996); B Mönchalpgneise nach Poller (1994); C Eigener Datensatz vergleichend mit Metasedimenten der Silvretta.

(1987) näher an der Grenze des ortho- und paragenen Bereichs. Sie besitzen generell höhere MgO- und TiO_2-Gehalte und ähneln den Gesteinen des Typs Urezzas der Flüelagranitischen Assoziation. Aber auch ihr Schwerpunkt liegt eindeutig im Bereich der orthogenen Gesteine (vgl. Abb. 68B).
Die Immobilität des Ni ist unter den Metamorphose-Bedingungen der Silvrettadecke nicht mehr als gegeben anzusehen. Liebetrau (1996) bestätigt zwar die gute Diskrimination aller Orthogneis-Typen der Flüelagranitischen Assoziation im Diagramm nach Winchester & Max (1982), beschreibt allerdings auch die schlechtere im Falle der Paragneis-Identifikation. Dazu wurde der Datensatz von Bollin (1994) verwendet, der im Plot von Imeokparia & Emofurieta (1991) nach Bollin (1994) aber eine eindeutige Paragneis-Signatur ergab. Eine Überprüfung des Ni gegen Zr/TiO_2-Diagramms von Bollin (1994) ergab deutlich abweichende Punktlagen, die die Grenze sedimentär / magmatisch überlappen.

Abgrenzung gegen A- und M-Typ-Granitoiden

Die häufig unabhängig von anderen magmatischen und orogenen Prozessen intrudierenden A-Typ-Granite lassen sich durch spezielle Fraktionierungsprozesse an geochemischen Signaturen erkennen. Collins et al. (1982) ermittelte in einer vergleichenden Analyse von A-Typ-Graniten gegenüber I- und S-Typen höhere Gehalte der Elemente Ga, Nb, Mo und W. Die beiden letztgenannten Elementen weisen oft sehr niedrige Konzentrationen für die RFA-Analytik. Zudem treten beim W Kontaminationen durch die Wolframkarbid-Einsätze in Backenbrecher und Scheibenschwingmühle auf. Aufgrund zumeist höherer Konzentrationen des Gallium gegenüber Niobium und weil zudem Ga, aufgrund seiner Substitution für Al, ein auch durch magmatische Differentiationsprozesse kaum gestörtes Ga/Al-Verhältnis aufweist, entwickelte Collins et al. (1982) ein Diagramm Al_2O_3 gegen Ga zur Abgrenzung von I- und S-Typ-Granitoiden gegenüber A-Typ-Granitoiden. Die Ga-Anreicherung soll nach Collins et al. (1982) durch partielle Aufschmelzung trockener felsischer Granulite in der Unterkruste erfolgen. Das trockene, aber F-reiche Magma bewirkt durch die höhere Komplexstabilität des GaF_6^{3-} gegenüber dem AlF_6^{3-} eine Fraktionierung des Ga in das A-Typ-Magma.
Die Datensätze von Poller (1994) für die Mönchalpgneise und Liebetrau (1996) für die Flüelagranitische Assoziation schließen insbesondere für die Mönchalpgneise A-Typ-Signa-

turen aus. Von den Jüngeren Orthogneisen plotten lediglich einige Proben der Güstizia- und Sco Alb-Gruppen Liebetraus (1996) in das A-Typ-Feld. Liebetrau erklärt diese Abweichung einzelner Proben durch spätmagmatische Differentiation unter pegmatitischen oder aplitischen Verhältnissen und der Anreicherung von Ga in spät kristallisierenden Magmen. Weiterhin könnte unter pegmatitischen Bedingungen eine höhere Fluor-Verfügbarkeit gegeben sein und damit auch die Möglichkeit zur effektiveren Ga/Al-Fraktionierung (Abb. 69A+B).
Die Anwendung auf das eigene Probenset weist ebenfalls eine deutliche Dominanz der S- und I-Typen aus, einzelne Proben reichen aber auch hier etwas in das Feld der A-Typ-Granite (Abb. 69C). Dabei konzentrieren sich die höchsten Ga-Gehalte in den Biotit-Orthogneisen der Saumspitze und der Faselfadwände der zentralen Verwallgruppe (ÖV.VIII.3, ÖV.XIII.7, ÖV.GG, ÖV.XXII.8, ÖV.I.1), aber auch einzelne Leuko-Orthogneise der zentralen Verwallgruppe können ebenso wie die Biotit-Orthogneise des Vallülamassivs / Ballunspitze (ÖS.Bal 1) Ga-Gehalte über 20 ppm erreichen.
Poller (1994) und Liebetrau (1996) wandten im weiteren verschiedene Haupt-, Spuren- als auch SE Elemente umfassende Diskriminationsdiagramme nach Whalen et al. (1987) an und stellten sowohl für die Mönchalpgneise als auch für die Flüelagranitische Assoziation eine Zugehörigkeit zur I- / S-Typ-Gruppe fest. Schwache Tendenzen zu den A-Typ-Gesteinen erklärt Liebetrau (1996) durch spätmagmatische Differentiation (s. o.).

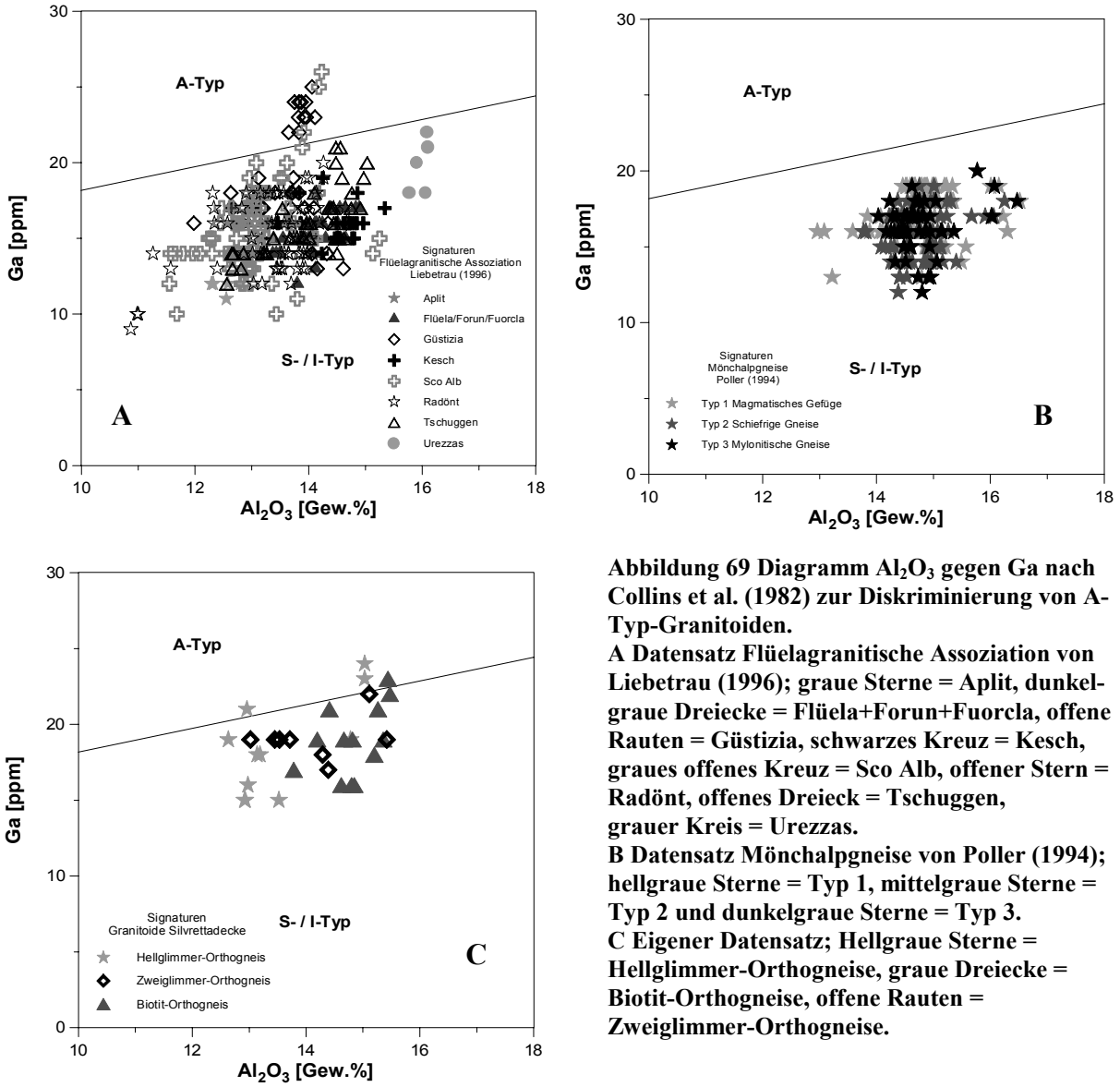


Abbildung 69 Diagramm Al_2O_3 gegen Ga nach Collins et al. (1982) zur Diskriminierung von A-Typ-Granitoiden.
A Datensatz Flüelagranitische Assoziation von Liebetrau (1996); graue Sterne = Aplit, dunkelgraue Dreiecke = Flüela+Forun+Fuorcla, offene Rauten = Güstizia, schwarzes Kreuz = Kesch, graues offenes Kreuz = Sco Alb, offener Stern = Radönt, offenes Dreieck = Tschuggen, grauer Kreis = Urezzas.
B Datensatz Mönchalpgneise von Poller (1994); hellgraue Sterne = Typ 1, mittelgraue Sterne = Typ 2 und dunkelgraue Sterne = Typ 3.
C Eigener Datensatz; Hellgraue Sterne = Hellglimmer-Orthogneise, graue Dreiecke = Biotit-Orthogneise, offene Rauten = Zweiglimmer-Orthogneise.

Dementsprechend gehören die Granite keinem Dehnungsregime an und entstanden nicht unter anorogenen Bedingungen.
Die M-Typ-Granite sind im wesentlichen kalkalkaline Plagiogranite (Pitcher 1982). Dies und das Auftreten der Fe-Mg-Minerale, die Xenolith-Führung und die Größe der plutonischen Protolith-Massive sprechen gegen eine M-Typ-Abkunft.

I- / S-Typ-Klassifikation der Orthogneise der Silvrettadecke

In der Arbeit von Flisch (1987) wird die Flüelagranitische Assoziation nach Chappell & White (1974) zusammenfassend als S-Typ-Granitoid klassifiziert. Maggetti & Flisch (1993) grenzten sechs verschiedene Orthogneis-Gruppen ab, von denen nur der Rotbüel-Augengneis, nach Poller (1994) ein Subtyp der Mönchalpgneise, eindeutig im Feld der S-Typ-Granitoide zu liegen kommt. Eindeutige I-Typ-Gesteine stellen die Metadiorite und Metatonalite aus dem schweizer Silvrettateil. Andere Granit-Typen, insbesondere der Tschuggen-Typ, zeigen im Diagramm nach Chappell & White (1974) keine eindeutige Diskrimination. Der Mönchalpgneis und die Jüngeren Orthogneise der Flüelagranitischen Assoziation zeigen überwiegende S-Typ-Charakteristika.
Für die Mönchalpgneise konnte Poller (1994) mit dem Diagramm $Fe_2O_3^{tot}$ (Gew.%) gegen ASI (Alumina Saturation Index (Aluminium-Sättigungs-Index) = A/CNK = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ in Mol %) nach Norman et al. (1992) sowie Diskriminationsansätzen von Tischendorf & Pälchen (1985) und Hine et al. (1978) eindeutig S-Typ-Signaturen nachweisen.

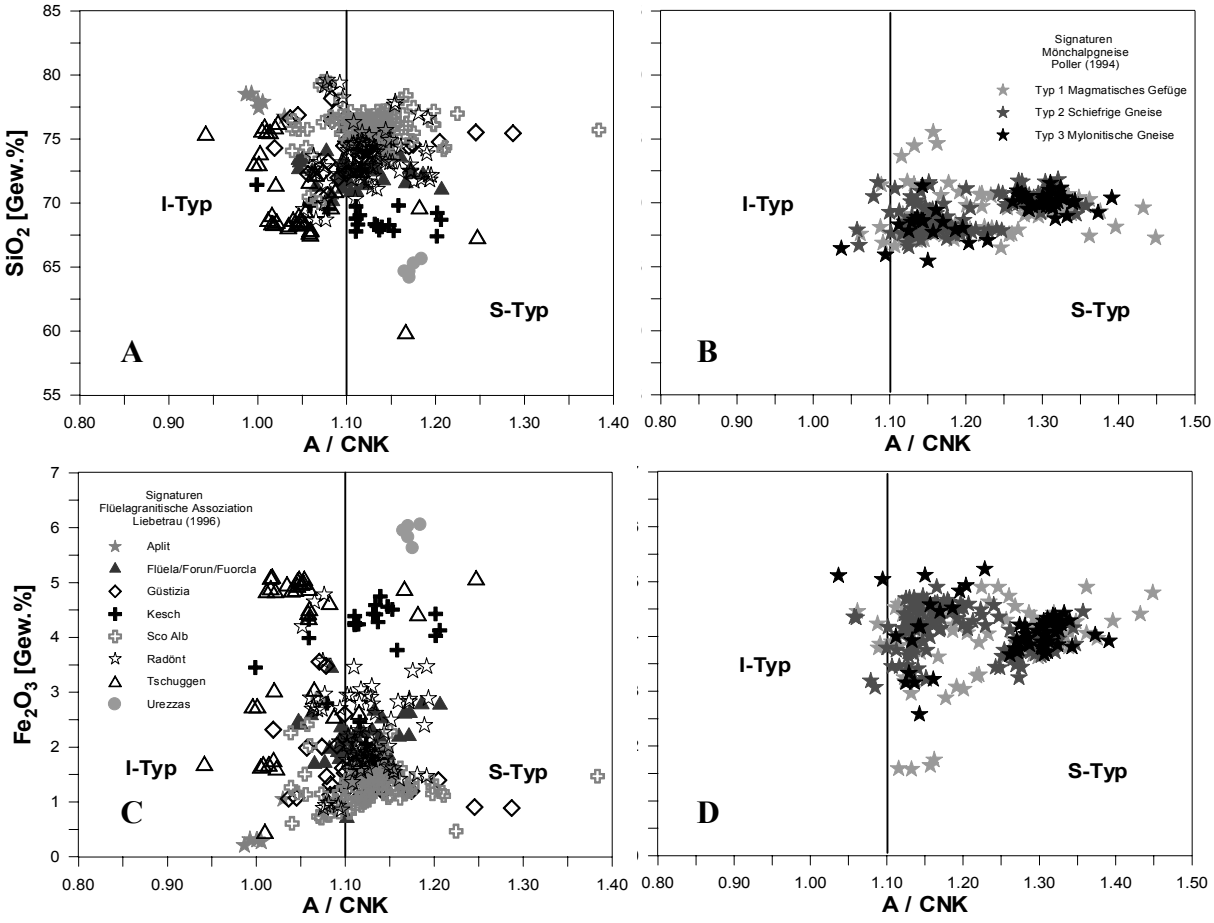


Abbildung 70 Diagramme A/CNK (ASI) gegen SiO_2 [Gew.%] nach Chappell & White (1974) (obere Reihe, A+B) und A/CNK gegen Fe_2O_3 [Gew.%] (Norman et al. 1992) (untere Reihe, C+D) zur Unterscheidung von S- und I-Typ-Signaturen granitoider Gesteine für die Flüelagranitische Assoziation (Daten von Liebetrau 1996, linke Spalte, A+C) und die Mönchalpgneise (nach Poller 1994, rechte Spalte, B+D).

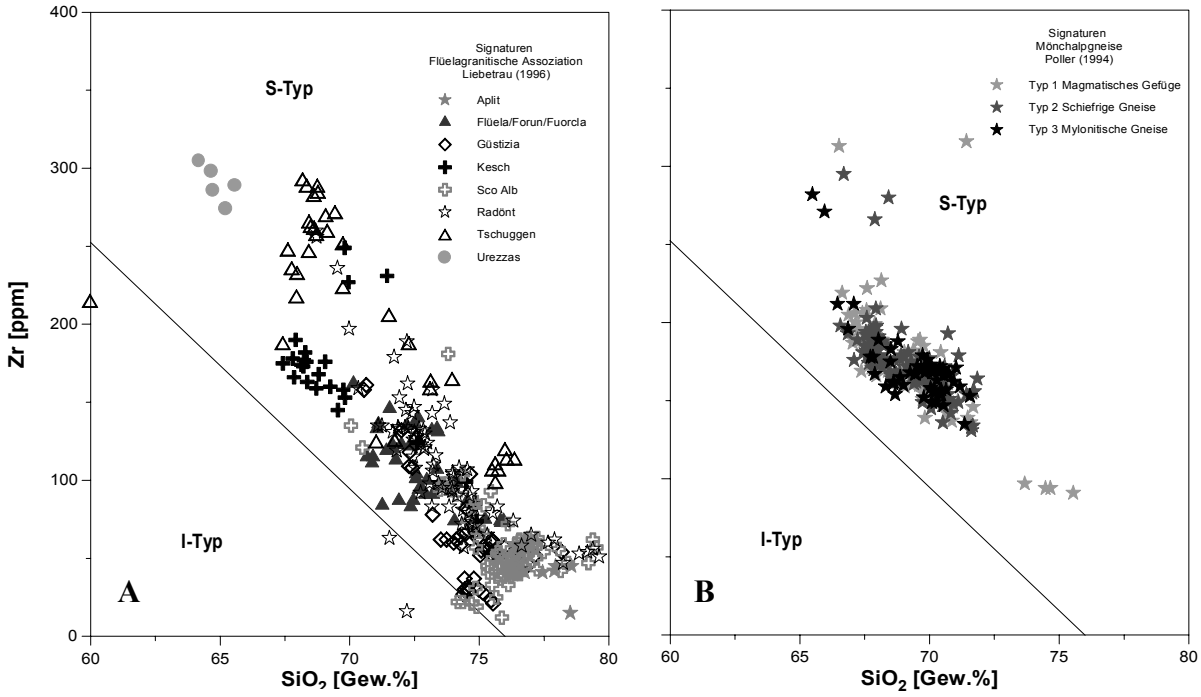


Abbildung 71Diagramm SiO_2 [Gew.%] gegen Zr [ppm] nach Hine et al. (1978) zur Unterscheidung von S- und I-Typ-Granitoiden.

In der Klassifikation nach Castro et al. (1991) sind es aufgrund ihres K_2O/Na_2O-Verhältnisses von > 1 und des ASI > 1 ebenfalls eindeutige S-Typ-Granitoide. Poller (1994) ermittelte ebenso ε_{Nd}-Werte von -10, die eindeutig auf die Beteiligung von krustalen Ausgangsgesteinen hindeuten.

Liebetrau (1996) konnte mit seinem umfassenden Datensatz zu den Gesteinen der Flüelagranitischen Assoziation die Einstufung als eindeutige S-Typ-Gesteine (Flisch 1987) nur z. T. bestätigen. In den klassischen Diagrammen nach Chappell & White (1974) sowie Norman et al. (1992), die den ASI verwenden, werden die Proben verstreut über die Diskriminationsgrenze hinweg abgebildet, wenn auch der Schwerpunkt im S-Typ-Feld liegt. Für verschiedene Gruppen der Flüelagranitischen Assoziation sind z. T. eindeutige Aussagen möglich, so liegen die Typen Kesch und Urezzas eindeutig im S-Typ-Feld, die Typen Aplit, Tschuggen III und Kalifeldspat-Augen-freie Güstizia dagegen im I-Typ-Feld. Für diese Typen bietet sich eine Erklärung der I-Typ-Signatur durch den hohen Fraktionierungsgrad an (Liebetrau 1996).

Die Verwendung der hochmobilen Alkalien und des CaO im ASI birgt die Anfälligkeit gegenüber metamorphen Stoffverschiebungen und Fluidzufuhr. Daher erfolgte auch die Diskrimination durch das immobil eingestufte Spurenelement Zr nach Hine et al. (1978). Mit wenigen Ausnahmen plotten alle Gneise der Flüelagranitischen Assoziation im Feld der S-Typ-Gesteine.

In der Nomenklatur von Castro et al. (1991) sind die Mönchalpgneise nach Poller (1994) reine S-Typ-Gesteine. Auch die Gesteine der Flüelagranitische Assoziation besitzen nach allen an metamorphen und deformierten Gneisen verwendbaren Kriterien (vgl. Tab. 7) eindeutige S-Typ-Charakteristika, nur die Typen Kesch, Tschuggen und Urezzas weichen in Richtung H_S-Typ geringfügig ab (Liebetrau 1996). Auch Liebetrau (1996) ermittelte ε_{Nd}-Werte von « 0, $^{86}Sr/^{87}Sr$-Initialverhältnisse des Gneis-Typs Tschuggen liegen > 0.708 (Flisch 1987) und damit ebenfalls im charakteristischen Bereich von S-Typ-Granitoiden.

Die Anwesenheit von Hellglimmer in den Gneisen kann allerdings nicht als Beleg für einen Zweiglimmer-Granit als Protolith verwandt werden. Der Biotit-Granit aus dem Kromertal (ÖS.10.1c) weist innerhalb seines magmatischen Gefüges keine Hellglimmer auf, aus ihm abgeleitete Gneise besitzen dagegen einen untergeordneten Hellglimmer-Modalgehalt.

Klassifikation des eigenen Datensatzes

Der eigene Datensatz, der vorwiegend durch Analyse von Gesteinen aus der österreichischen Silvretta gewonnen wurde, bestätigt die Einstufung als ehemalige S-Typ-Granitoide weitgehend. In den Diagrammen von Chappell & White (1974) und Norman et al. (1992) besitzen die Biotit- und Hellglimmer-Orthogneise zwar relativ einheitliche SiO_2- bzw. Fe_2O_3-Gehalte, aber eine deutliche Streuung des A/CNK-Verhältnisses. Letzteres liegt allerdings weit überwiegend im Bereich der S-Typ-Granitoide (Abb. 72A+B). Von den Hellglimmer-Orthogneisen plotten mehrere Proben unmittelbar an der Grenzlinie der S- zu den I-Typ-Gesteinen. Bei den Biotit-Orthogneisen liegt der tonalitische ÖRK.7 im I-Typ-Feld, die Analyse des Biotit-reichen Gneis Typ Ballunspitze ÖS.8.1b fällt genau auf die Grenzlinie. Alle anderen Biotit-Orthogneise liegen aufgrund ihres hohen Al_2O_3-Gehaltes im Feld der S-Typ-Granitoide.

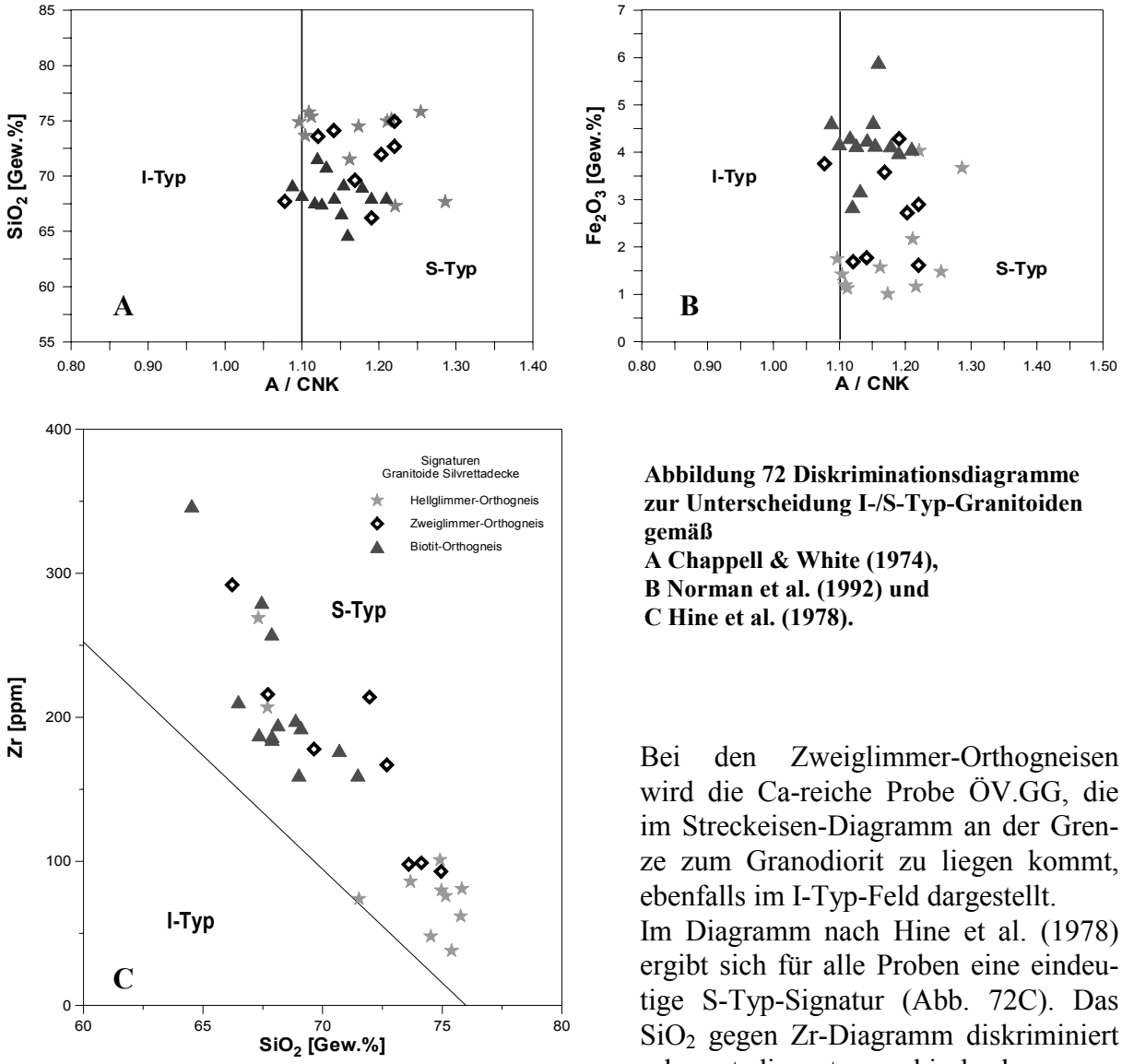


Abbildung 72 Diskriminationsdiagramme zur Unterscheidung I-/S-Typ-Granitoiden gemäß
A Chappell & White (1974),
B Norman et al. (1992) und
C Hine et al. (1978).

Bei den Zweiglimmer-Orthogneisen wird die Ca-reiche Probe ÖV.GG, die im Streckeisen-Diagramm an der Grenze zum Granodiorit zu liegen kommt, ebenfalls im I-Typ-Feld dargestellt.

Im Diagramm nach Hine et al. (1978) ergibt sich für alle Proben eine eindeutige S-Typ-Signatur (Abb. 72C). Das SiO_2 gegen Zr-Diagramm diskriminiert sehr gut die petrographisch abgegrenzten Gruppen. Zwei abweichende Analysen (ÖV.I.1/4), die in den Bereich fallen, der vorwiegend von Biotit-Orthogneise eingenommen wird, stellen retrograd veränderte ehemalige Vertreter der Orthogneise Typ Ballunspitze dar. Von den Zweiglimmer-Orthogneisen sind die Proben ÖS.10.3a, ÖV.XXII.11 und der Flüela-Typ ÖS.9.1q den Hellglimmer-Orthogneisen zuzuordnen.

Geotektonische Diskriminierung

Spurenelementdiagramme nach Pearce et al. (1984) und Harris et al. (1986)
Grundlage der Einstufung von Granitoiden in ein geodynamisches Bildungsmilieu sind die Arbeiten von Pearce et al. (1984) und Harris et al. (1986), die mit einer Datenbasis von 600 Graniten empirisch die Verteilung von Spurenelementen und SEE untersuchten. Als für eine Diskrimination am geeignetsten erwiesen sich die Elemente Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr und Hf. Als Standarddiagramm hat sich besonders die Darstellung durchgesetzt, in der die Spurenelemente Rb, Nb und Y verwendet werden. Vier grundsätzliche Bildungsmilieus wurden von Pearce et al. (1984) abgegrenzt: 1. ORG (ocean ridge granites = Ozeanrückengranite), 2. WPG (within plate granites = Intraplattengranite), 3. VAG (volcanic arc granites = Vulkanbogengranite) und 4. syn-COLG (syn-collision granites = Kollisionszonengranite).
Pearce et al. (1984) fassen den Begriff "Granit" anders als die Streckeisen-Nomenklatur weiter und betrachten alle plutonischen Gesteine mit mehr als 5 Modal-% Quarz als Granitoide.

Abgrenzung von ORG und WPG
Nachdem zuvor sowohl für die Literaturdaten von Poller (1994) und Liebetrau (1996) als auch für den eigenen Orthogneis-Datensatz eine Abgrenzung gegenüber den A- und M-Typ-Graniten erfolgte, ist eine Zugehörigkeit zu den ORG- oder WPG-Gruppen unwahrscheinlich. ORGs können als fraktionierte Restschmelzen an normalen und angereicherten Ozeanrücken-Segmenten und in Back-arc-Situationen, aber auch im Forearc-Bereich von Inselbögen als sogenannte SSZ (supra subduction zone) Granite auftreten. Sie werden von Pearce et al. (1984) durch fraktionierte Kristallisation aus einem vom Mantel abstammenden MORB-Magma abgeleitet. Elementgehalte zur Normalisierung gegenüber einer durchschnittlichen ORG-Zusammensetzung, parallel zur Normalisierung gegenüber der MORB-Zusammensetzung bei den Basiten, wurden durch ein Rayleigh-Fraktionierungsmodell eines MORB-Magmas von Pearce et al. (1984) abgeleitet.

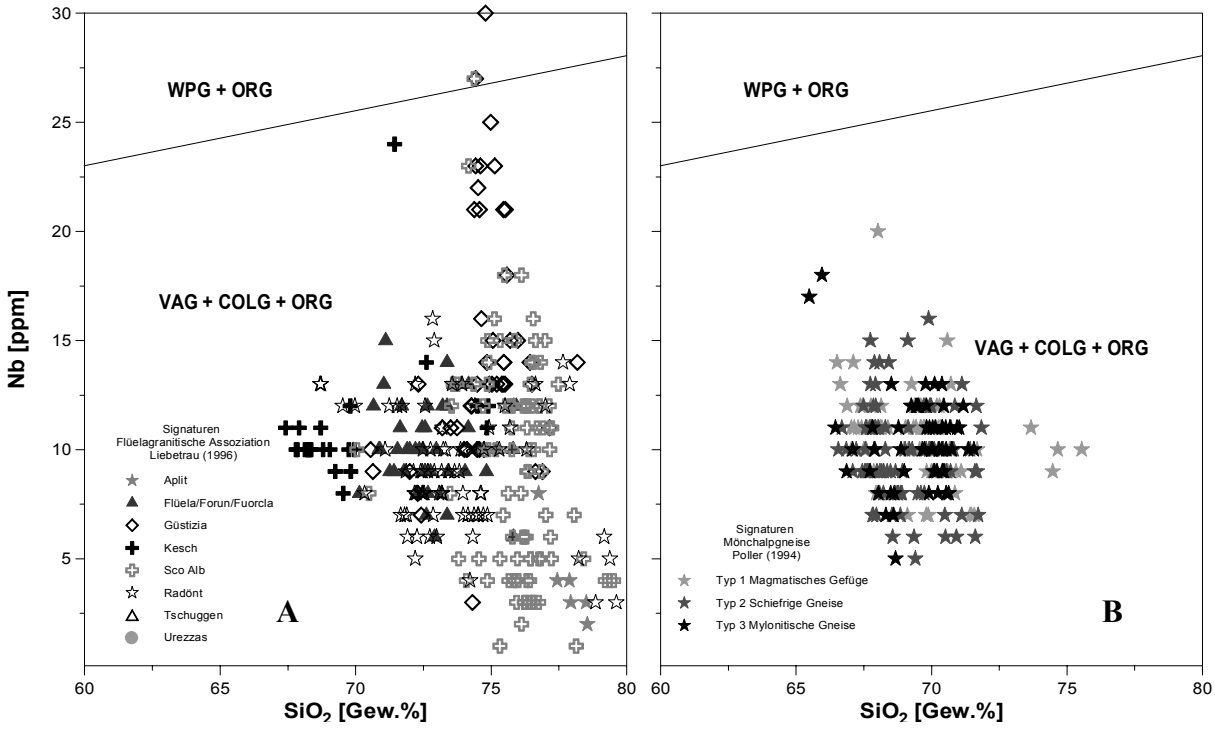


Abbildung 73 Diagramm SiO_2 gegen Nb nach Pearce et al. (1984) zur Diskrimination von WPG und ORG gegenüber VAG, COLG und ORG für die Flüelagranitische Assoziation (A) und die Mönchalpgneise (B).

Zur Unterscheidung von ORGs und WPGs gegenüber den VAGs und COLGs dient vorwiegend der erhöhte Nb-Gehalt der ORGs/WPGs. Nur ORGs aus ozeanischen Rückenbereichen, die sich aus einem angereicherten Mantel ableiten (äquivalent zu E-MORBS) weisen die erhöhten Nb-Werte auf, normale ORGs äquivalent zu N-MORBs besitzen dagegen ebenfalls niedrigere Nb-Gehalte. Im Diagramm nach Pearce et al. (1984) plotten sowohl die Mönchalpgneise als auch die Gesteine der Flüelagranitischen Assoziation, mit Ausnahme einzelner Proben aus letzterer Gruppe, in das VAG + COLG (± ORG) -Feld (Abb. 73A+B).
Im Diagramm Y gegen Nb nach Pearce et al. (1984) ist eine eindeutige Abgrenzung der VAGs und syn-COLGs gegenüber den in Einzelfeldern dargestellten WPGs und ORGs möglich. Für beide Gesteinsgruppen fallen die Analysenpunkte mehrheitlich ins Feld VAG + syn-COLG, zeigen jedoch, insbesondere für die Mönchalpgneise, einen Trend in das WPG-Feld. In den Diagrammen nach Poller (1994) und Liebetrau (1996) fallen die Gesteine im übereinstimmenden Diagramm eindeutiger ins VAG + syn-COLG-Feld. Die Grenzen der Abb. 74A+B stammen aus Rollinson (1993). Poller (1994) und Liebetrau (1996) verwendeten ein abgewandeltes Diagramm mit linearer statt logarithmischer Darstellung beider Achsen.

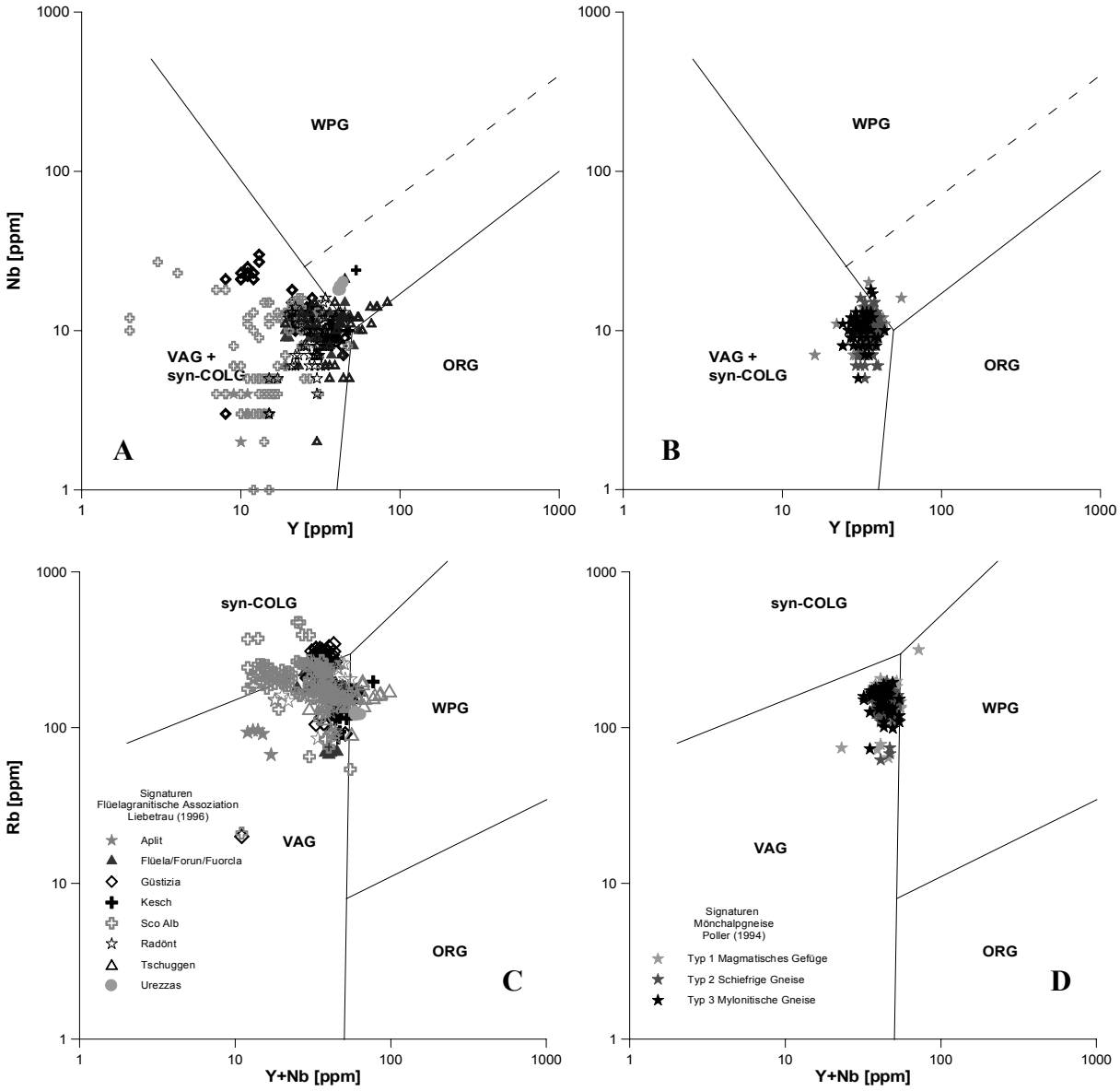


Abbildung 74 Diskriminationsdiagramme Y gegen Nb und Y+Nb gegen Rb nach Pearce et al. (1984) zur geotektonischen Position von Granitoiden angewandt auf die Flüelagranitische Assoziation (Liebetrau 1996, A und C) und die Mönchalpgneise (Poller 1994, B und D).

Ähnliche Abweichungen ergeben sich auch bei der Darstellung im Diagramm Y+Nb gegen Rb nach Pearce et al. (1984, vgl. Abb. 74C+D). Die Diagramm-Koordinaten von Poller (1994) weichen deutlich von den Empfehlungen aus Pearce et al. (1984) ab. So kommen nach Poller (1994) einzelne Proben im Feld der syn-COLGs zu liegen, in der überarbeiteten Darstellung liegen dagegen alle im VAG-Feld. Die Daten von Liebetrau (1996) zeigen eine erheblich breitere Streuung, die vor allem auf eine größere Variabilität des Rb-Gehalts zurückzuführen ist und als Folge einer Fraktionierung gedeutet wurde. Die Typen Tschuggen I und Urezzas von Liebetrau (1996) weichen deutlich von den anderen Gruppen ab und plotten im WPG-Feld. Da sie zugleich die an paragenen Xenolithen reichsten Typen sind und daher als eindeutige S-Typen interpretiert wurden, war eher eine Verarmung an Y und Nb zu erwarten. Liebetrau (1996) vermutet eine Aufnahme von Fe-Mg-reichen Phasen aus einem hochmetamorphen Protolith und deren Einbau ohne stärkere Fraktionierung.
Deutlich unterschiedlich verhalten sich die Mönchalpgneise und die Jüngeren Orthogneise der Flüelagranitischen Assoziation im Diagramm SiO_2 [Gew.%] gegen Rb/Zr [ppm/ppm] zur Unterscheidung von VAG und COLG nach Harris et al. (1986). Während die Mönchalpgneise vollständig im VAG-Feld liegen (Abb. 75B), überlappen die Jüngeren Orthogneise die Grenzlinie der beiden Felder. Die Gleichförmigkeit der Mönchalpgneise äußert sich in weitgehend konstanten Rb/Zr-Verhältnissen um 1, die zu niedrigeren Rb/Zr-Verhältnissen streuenden Proben stammen aus dem Val Barlas-ch und fallen auch durch ihre niedrigeren Rb-Gehalte im Y+Nb gegen Rb Diagramm nach Pearce et al. (1984) heraus.
Bei der Flüelagranitischen Assoziation ist wie im Y+Nb gegen Rb Diagramm nach Pearce et al. (1984) eine deutlicher Trend zur Zunahme des Rb/Zr-Verhältnisses mit erhöhtem SiO_2 zu erkennen. Die Hellglimmer-reichen, hochfraktionierten Typen Güstizia und Sco Alb liegen im COLG-Feld, die schwach fraktionierten Typen dagegen im VAG-Feld (Abb. 75A).
Bereits Pearce et al. (1984) erwähnten die geringe Eignung hochfraktionierter Granitoide für die Diskrimination. Ebenso beschreiben sie Rb-Anreicherungen durch serizitische Abbauprozesse. Auch die Metamorphose und Deformation führt zur Bildung von Hellglimmern und kann daher zur Anreicherung von Rb beitragen.

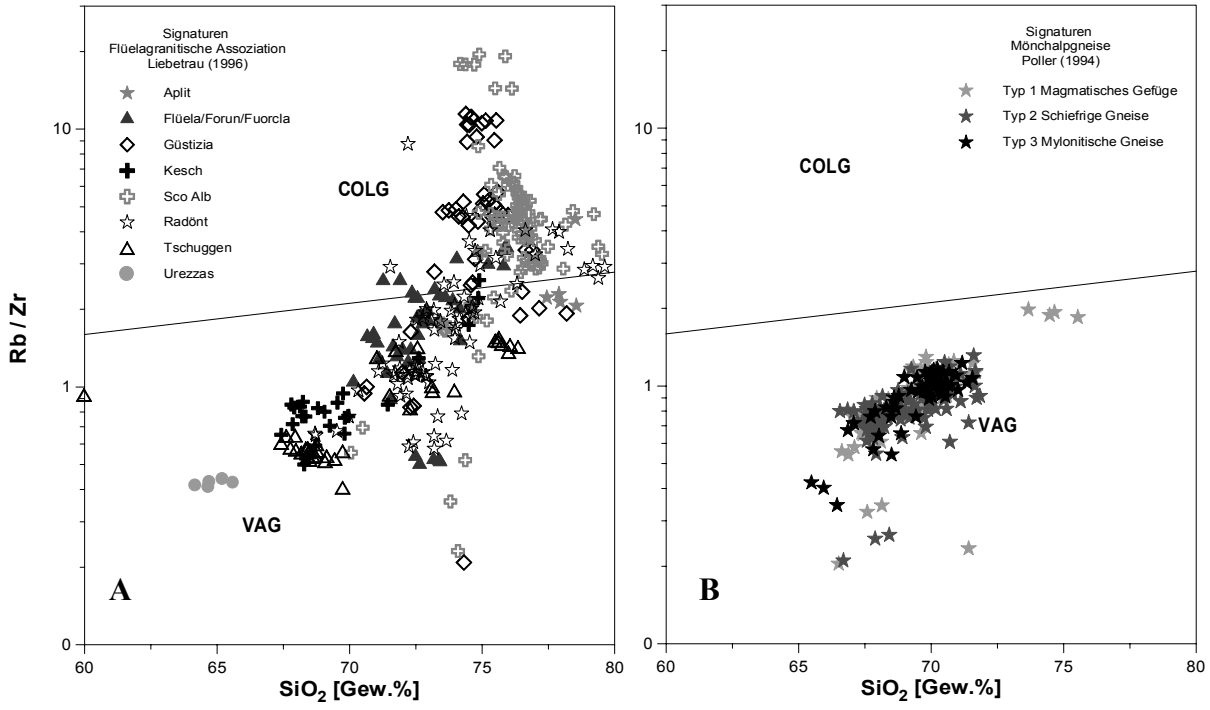


Abbildung 75 Diagramm SiO_2 gegen Rb/Zr nach Harris et al. (1986) zur Diskrimination von VAGs und COLGs; A Flüelagranitische Assoziation nach Liebetrau (1996), B Mönchalpgneise (Poller 1994).

Aufgrund der Diskrimination der schwach fraktionierten Typen ist demnach auch die "Flüela-granitische Assoziation" als VAG einzuordnen. Die Abfolge von gering fraktionierten VAG-Typen zu hochfraktionierter syn-COLG-Typen muß nicht auf eine zeitliche Abfolge von aktivem Kontinentalrand zu Kollisionszone zurückzuführen sein, sondern kann allein durch extreme Differentiation eines Ausgangsmagmas erklärt werden (Liebetrau 1996).
Förster et al. (1997) unterzogen das Y+Nb gegen Rb Diagramm von Pearce et al. (1984) einer kritischen Betrachtung. Fehler in der geotektonischen Interpretation können durch eine Abfolge verschiedener geotektonischer Milieus während einer orogenen Entwicklung und der Mischung von Magmen verschiedener Ausgangsgesteine entstehen, z. B. durch die zeitliche Sequenz und räumliche Überlagerung eines intraozeanischer Bogen gefolgt von einem kontinentalem Bogen bis zur abschließenden Kollisionsorogenese. Post-kollisionale Dehnungsregime können zeitlich und räumlich eng mit tektonischen Regimen von Kontinentalbögen- und Kollisionsgraniten vergesellschaftet sein. Die Signatur der Ausgangsgesteine spielt dabei eine zentrale Rolle (Cobbing 1990, Whalen et al. 1996). Wie auch am Beispiel der Silvretta-Orthogneise zu erkennen ist, erzeugt eine Fraktionierung Signaturen, die die Grenzlinien der VAG- und syn-COLG-Felder schneiden. Daher sollten möglichst unfraktionierte SiO_2-ärmere Granitoide kogenetischer Serien ohne Kumulatanteile verwendet werden. Verschiedene Autoren (Brown et al. 1984, Clarke 1992) lehnen aus diesen Gründen eine tektonische Diskrimination aufgrund geochemischer Befunde grundlegend ab.

Klassifikation des eigenen Datensatzes
Die Auswertung des eigenen Datensatzes, aufgeteilt in die drei petrographischen Gruppen Hellglimmer-, Biotit- und Zweiglimmer-Orthogneise, führt zu Ergebnissen, die auf eine Verwandtschaft der granitoiden Protolithe mit den Gesteinen, die Eingang in die Datensätze von Poller (1994) und Liebetrau (1996) gefunden haben, schließen läßt.
Die Nb-Gehalte der Orthogneise sind in allen drei petrographisch unterschiedenen Gruppen gering. Es ist allerdings eine Tendenz der Abnahme der Nb-Gehalte mit Zunahme des SiO_2-Gehaltes zu erkennen, entsprechend besitzen die Biotit-Orthogneise die höchsten Nb-Gehalte, die Hellglimmer-Orthogneise die geringsten. Alle Proben kommen im Feld der VAG+COLG+ORG zu liegen (Abb. 76). Ein Intraplatten-Ursprung ist demnach auszuschließen.
Wie bei den Datensätzen von Poller (1994) und Liebetrau (1996) fallen insbesondere die Proben der Biotit- und Zweiglimmer-Orthogneise in den Randbereich der VAG- und syn-COLG- Felder gegen das Feld der WPG im Diagramm Y gegen Nb nach Pearce et al. (1984). Die Hellglimmer-Orthogneise streuen insgesamt stärker, liegen allerdings insgesamt deutlicher im Feld VAG / syn-COLG (vgl. Abb. 77A).

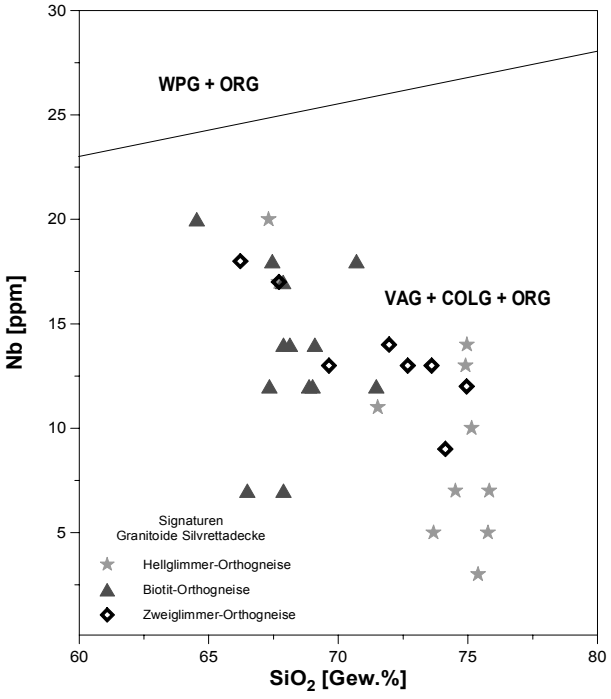


Abbildung 76 Diagramm SiO_2 gegen Nb nach Pearce et al. (1984) zur Abgrenzung von WPG von VAG + COLG + ORG für den eigenen Datensatz der Granitoide der Silvrettadecke.

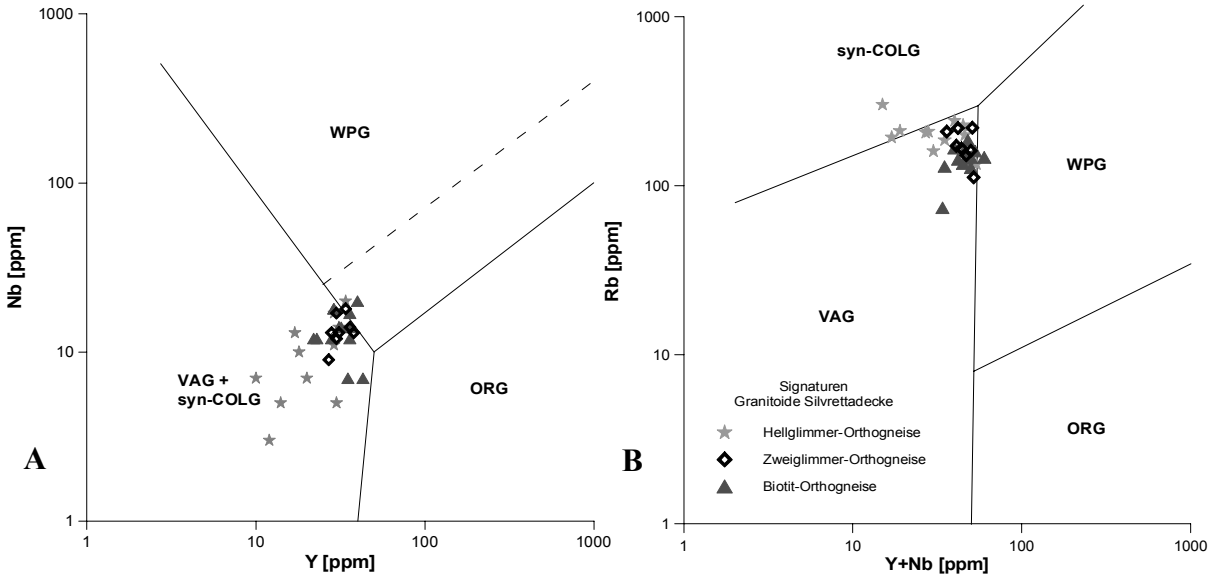


Abbildung 77 Diskriminationsdiagramme Y gegen Nb (A) und Y+Nb gegen Rb (B) nach Pearce et al. (1984) mit darstellenden Punkten bezüglich des eigenen Datensatzes der Granitoide der Silvrettadecke.

Während die Biotit- und Zweiglimmer-Orthogneise eine relativ homogene Gruppierung bilden, erweisen sich die Hellglimmer-Orthogneise durch die geochemische Diskriminierung als mehr oder weniger heterogen zusammengestellte Gruppe. Insbesondere die beiden Proben aus dem Orthogneis-Massiv der Faselfadwände in der zentralen Verwallgruppe (Hellglimmer-Chlorit-Orthogneise ÖV.I.1 und ÖV.I.4) erweisen sich als lediglich retrograd alterierte Zweiglimmer-Orthogneise.

Im Diagramm Y+Nb gegen Rb (Abb. 77B) fallen die Biotit- und Zweiglimmer-Orthogneise, sehr ähnlich wie die Mönchalpgneise von Poller (1994), in den Grenzbereich von VAG-Feld und WPG-Feld, vereinzelt sogar schon im WPG-Feld. Die Hellglimmer-Orthogneise besitzen wiederum eine wesentlich größere Streuung mit einem Schwerpunkt im Grenzbereich von VAG und syn-COLG. Die Hellglimmer-Orthogneise besitzen demnach eine größere Ähnlichkeit mit der flüelagranitischen Assoziation der Jüngeren Orthogneise. Wie auch Diagramm Y gegen Nb werden auch im Diagramm Y+Nb gegen Rb einzelne Hellglimmer-Orthogneise in einer Gruppe zusammen mit den Biotit-Orthogneisen (ÖV.I.1/4) abgebildet.

Im Diagramm SiO_2 gegen Rb/Zr nach Harris et al. (1986) erfolgt die deutlichste Differenzierung der unterschiedlichen Orthogneis-Gruppen (Abb. 78). Die Biotit-Orthogneise plotten mit relativ homogenen Rb/Zr-Verhältnissen und geringen SiO_2-Gehalten im Feld der VAG und im Bereich der Mönchalpgneise nach Poller (1994). Nur die Typen Kesch und Tschuggen nach Liebetrau (1996) aus der Suite der Jüngeren Orthogneise werden ebenfalls in diesem Bereich abgebildet. Auch in diesem Diagramm kommen die beiden Hellglimmer-Orthogneis-Proben aus den Faselfadwänden (ÖV.I.1/4) im Bereich der Biotit-Orthogneise zu liegen. Von den Zweiglimmer-Orthogneisen fallen die Proben ÖV.XI.7 und ÖV.GG aus der zentralen Verwallgruppe, ÖM.4.1a und ÖM.4.2b aus dem Vergalden- und Valzifienztal bei Gargellen im Montafon sowie SRa.3 aus dem Radönt am Flüelapaß ebenfalls in diesen Bereich niedriger Rb/Zr-Verhältnisse des Feldes der VAG. Die Abtrennung von Biotit- und Zweiglimmer-Orthogneisen ist daher eine willkürliche Trennung aufgrund des Modalanteils der Glimmerminerale und kann mit den verwandten Spurenelementen nicht nachvollzogen werden.

Weitere Zweiglimmer-Orthogneise (ÖV.XXII.11, ÖS.9.1q sowie ÖS.10.3a) bilden mit den "echten" Hellglimmer-Orthogneisen eine Gruppe mit wenig variablen, aber deutlich höheren Rb/Zr-Verhältnissen, wie auch höheren SiO_2-Gehalten, die im Grenzbereich der VAG- und COLG-Felder zu liegen kommt. Die Ergebnisse stimmen mit der Einordnung der Orthogneis-Typen Flüela, Güstizia, Radönt und Sco Alb von Liebetrau (1996) überein.

Die Hellglimmer-Orthogneise fallen im Diagramm von Harris et al. (1986) überwiegend ins Feld der COLGs. Die Proben besitzen stark variierende Rb/Zr-Verhältnisse mit einem Maximum von 7.95 in der hololeukokraten Probe ÖM.2.1h aus dem Röbitobel bei Gargellen. Auch die vergleichbare Probe ÖM.4.2a aus dem Valzifienztal und der aplitische Gneis ÖS.10.1a erreichen mit 3.40 und 4.02 ebenfalls deutlich erhöhte Rb/Zr-Verhältnisse.

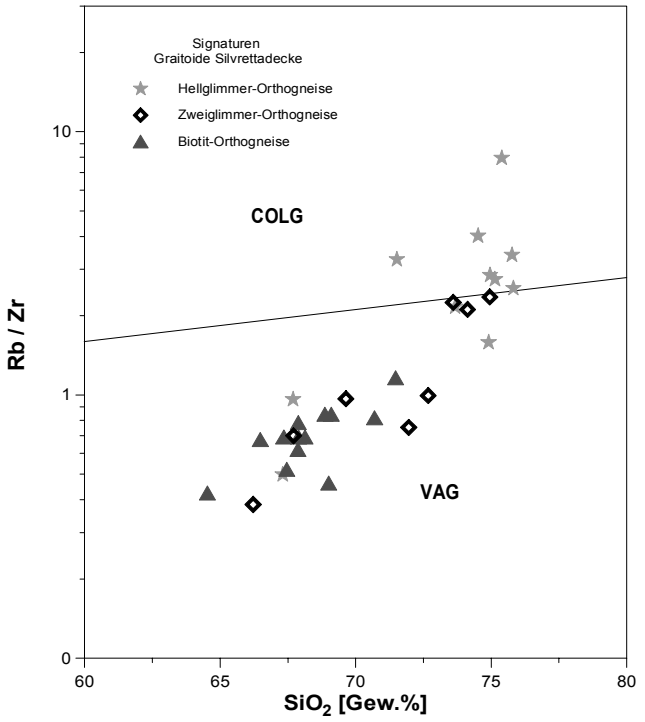


Abbildung 78 Diagramm SiO_2 gegen Rb/Zr nach Harris et al. (1986) zur Unterscheidung von VAG- und COLG-Signaturen angewandt auf die Graniotoide der Silvrettadecke (eigener Datensatz).

Die hololeukokraten Hellglimmer-Orthogneise (ÖV.VII.6, ÖV.VIII.2 und ÖV.XVII.5b), die als Zwischenlagen in den Amphiboliten aus dem Gebiet der Seeköpfe / Rautetürme (zentrale Verwallgruppe) auftreten, besitzen eher intermediäre Rb/Zr-Verhältnisse von 1.58 - 3.27 und werden im Bereich der VAG-COLG-Grenzlinie abgebildet. Auch die Proben ÖV.XIII.7 aus dem Verwall und ÖS.Fim 1a aus dem Fimbatal besitzen mit 2.54 und 2.16 intermediäre Rb/Zr-Verhältnisse, die im Grenzbereich VAG zu COLG zu liegen kommen.

Zusammenfassung

Die Biotit-Orthogneise weisen in den Spurenelement-Diskriminationsdiagrammen nach Pearce et al. (1984) und Harris et al. (1986) eine eindeutige VAG-Signatur auf. Sie sind gut mit den Biotit-Orthogneisen des Typs Mönchalp nach Poller (1994) zu parallelisieren. Es ist daher davon auszugehen, daß dieser Granitoid-Typ, der von Streckeisen nur von seiner Typlokalität auf der Mönchalp (Region Pischahorn) und von Poller (1994) weiträumiger aus dem Gebiet der schweizer Silvrettadecke beschrieben wurde, auch auf österreichischem Gebiet eine weite Verbreitung besitzt. Die petrographischen Typen Saumspitze (Schweinehage 1995) und Ballunspitze (vgl. Petrographie Orthogneise) besitzen eine übereinstimmende Spurenelement-Signatur.

Charakteristisch für diese Gruppe sind weiterhin hohe Ba-Gehalte von 400 - 900 ppm. Die petrographisch zu den Hellglimmer-Orthogneisen gestellten Proben ÖV.I.1/4 erweisen sich mit hohen Ba-Gehalten um 900 ppm auch in dieser Hinsicht als retrograd überprägte Vertreter der Biotit-Orthogneise. Der Ba-Gehalt ist demnach durch die retrograde Alteration nicht stark verändert worden.

Auch der Sr-Gehalt der Biotit-Orthogneise liegt mit 82 - 233 ppm deutlich über den Werten der Hellglimmer-Orthogneise (7 - 66 ppm), wobei die beiden Proben ÖV.I.1/4 abermals mit 202 bzw. 140 ppm ihre Zugehörigkeit zu den Biotit-Orthogneisen untermauern. Weitere Indikatoren für die Biotit-Orthogneise sind die gegenüber den Hellglimmer- und Zweiglimmer-Orthogneisen erhöhten Zr-, Ce-, Sc- und Nd-Gehalte.

Die geotektonische Einordnung zu einem vulkanischen Inselbogen widerspricht allerdings der zuvor festgestellten eindeutigen S-Typ-Charakteristik der Biotit-Orthogneise. Auch nach der Bandbreite der Xenolithe kann auf eine Aufschmelzung sedimentärer Protolithe rückgeschlos-

sen werden. Eine eindeutige Beteiligung magmatischer Komponenten an den Xenolithen kann nicht festgestellt werden. Dies wirft wiederum die Frage nach der Aussagekraft der verwandten Spurenelementdiagramme auf. Metamorphe Überprägung, retrograde Alteration, abermalige alpidische Metamorphose und Verwitterung können insbesondere beim mobilen Rb zu Stoffverschiebungen geführt haben. Poller (1994) führte auch Vergleiche von ORG-normierten Spurenelementverteilungen und Chondrit-normalisierten SEE-Verteilungen mit typischen Magmatiten aus magmatischen Bögen und Kollisionsorogenen durch und kam zum Ergebnis, daß die Mönchalpgneise auch in dieser Beziehung eine VAG-Signatur aufweisen.
Die Frage einer möglichen Ererbung einer geochemischen Signatur wurde bereits oben behandelt. Liebetrau (1996) verglich die ORG-normalisierten Spurenelement-Verteilungen mit denen von VAG- und COLG-Typen, aber ebenso mit einer durchschnittlichen kontinentalen Krustenzusammensetzung, der NASC (north American shale composite). Auch die gesamte Suite der Jüngeren Orthogneise (flüelagranitische Assoziation) besitzt ein ORG-normalisiertes Spurenelement-Muster, daß den VAG nahe kommt, aber genauso dem einer durchschnittlichen kontinentalen Kruste (Liebetrau 1996). Die Mischung verschiedener Ausgangsgesteine durch den Gesteinskreislauf der kontinentalen Kruste führt demnach zu einer Annäherung der Spurenelement/SEE-Signaturen an die eines Granitoids magmatischer Bögen. Typische COLGs unterscheiden sich im Vergleich zum ORG nach Pearce et al. (1984) durch abgereicherte Ce-, Hf-, Zr-, Sm-, Y- und Yb-Gehalte.
Die petrographisch abgegrenzten Hellglimmer-Orthogneise stellen eine heterogene Gruppe dar, die sich geochemisch in mehrere Untergruppen untergliedern läßt. Die Hellglimmer-Chlorit-Orthogneise ÖV.I.1/4 aus der zentralen Verwallgruppe gehören geochemisch der Gruppe der Biotit-Orthogneise an und besitzen eine VAG-Signatur. Die Gesteine aus dem Montafon (ÖM.2.1h, ÖM.4.2a) weisen im Y+Nb gegen Rb-Diagramm nach Pearce et al. (1984) und SiO_2 gegn Rb/Zr-Diagramm nach Harris et al. (1986) Punktlagen im Feld der syn-COLG auf, während ÖM.1.2a aus dem Silbertal relativ hohe Y+Nb-Gehalte besitzt und daher ins Feld der VAG fällt. Die Ba-Gehalte aller drei Proben liegen niedrig (< 105 ppm).
Der aplitische Typ ÖS.10.1a liegt in beiden Diagrammen im syn-COLG-Feld. Mit 151 ppm sind die Ba-Gehalte ebenfalls gering. Die Gruppe der mit Amphiboliten wechsellagernden hololeukokraten Hellglimmer-Orthogneise (ÖV.VII.6, ÖV.VIII.2, ÖV.XVII.5b) fällt im Diagramm nach Pearce et al. (1984) konstant ins VAG-Feld, im Diagramm nach Harris et al. (1986) fallen die beiden ersten Proben im COLG-Feld, die dritte Probe liegt durch ihren etwas niedrigeren Rb- und erhöhten Zr-Gehalt im VAG-Feld. Auch im Ba-Gehalt weist ÖV.XVII.5b mit 207 ppm gegenüber 99 bzw. 78 ppm erhöhte Gehalte auf.
Die beiden Proben ÖV.XIII.7 und ÖS.Fim 1a nehmen im Diagramm nach Pearce et al. (1984) grenznahe Positionen im VAG-Feld ein, im Diagramm nach Harris et al. (1986) fallen beide Proben exakt auf die Grenzlinie der COLG-VAG-Felder, eine sichere Zuordnung ist nicht möglich. Die Ba-Gehalte liegen mit 236 bzw. 129 ppm im oberen Schwankungsbereich der Hellglimmer-Orthogneise.
Aus der Gruppe der Zweiglimmer-Orthogneise lassen sich ÖV.XI.7, ÖV.GG, ÖM.4.1a, ÖM.4.2b sowie SRa.3 bezüglich der verwandten geochemischen Parameter den Biotit-Orthogneisen zuordnen. Sie besitzen niedrige Rb-Gehalte, dafür aber erhöhte Gehalte an Ba, Sr, Ce, Nd und Zr. Die Proben ÖS.10.3a und ÖV.XXII.11, sowie der Flüela-Typ ÖS.9.1q besitzen niedrigere Zr-, Sr-, Ce- und Nd-Gehalte, der Rb-Gehalt erreicht 209 - 220 ppm und zeigt damit Charakteristika der Hellglimmmer-Orthogneise.
In den Diskriminationsdiagrammen zeichnen sich ebenfalls diese beiden Gruppierungen ab. Die verwandten der Biotit-Orthogneise werden konstant als VAG abgebildet, während die zweite Gruppe zwar ebenfalls in beiden Diagrammen im VAG-Feld zu liegen kommt, allerdings durch die grenznahe Lage keine sichere Zuordnung zu VAG oder COLG möglich erscheint.

Geotektonische Positionierung nach Maniar & Piccoli (1989)

Auch der Ansatz von Maniar & Piccoli (1989) leidet durch die Verwendung von Verhältnissen mobiler Hauptelemente, insbesondere der Alkalien, unter der starken Empfindlichkeit gegenüber postmagmatischen Alterationen. Die weiten Überlappungen der unterschiedlichen Gruppen orogener Granitoide lassen zudem kaum eine eindeutige Einordnung zu.
Die Anwendung auf die Mönchalpgneise ermöglicht lediglich eine Eingrenzung auf die Gruppen der Kontinentalbogengranite (CAG) und Kontinentalkollisionsgranite (CCG). Der überwiegend peraluminöse Charakter im Diagramm nach Shand (1950) spricht eher für CCGs, die SiO_2-Variation und der durchschnittliche Gehalt von 68.7 Gew.% eher für CAGs. Das hohe MgO/FeO^{tot}-Verhältnis von 0.371 schließt postorogene Granite (POG) aus. Anorogene Granite sollten alkalische Charakteristika aufweisen.

Tabelle 9 Zusammenfassung der Klassifikations-Parameter nach Maniar & Piccoli (1989) für die Granitoide der Silvrettadecke.

Probe	**ÖM.1.2a**	**ÖM.2.1h**	**ÖM.4.2a**	**ÖS.10.1a**	**ÖS.Fim 1**	**ÖV.XVII.5**	**ÖV.VII.6**	**ÖV.VIII.**	**ÖV.XIII.7**	**ÖV.I.1**	**ÖV.I.4**
Shand Index	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös
SiO_2 [Gew.%]	74.96	75.39	75.77	74.52	73.67	74.91	71.52	75.14	67.31	67.69	75.82
A/NK	1.3058	1.1685	1.1941	1.3334	1.2282	1.2487	1.2728	1.2899	1.6243	1.6522	1.3545
A/CNK	1.2111	1.1122	1.1089	1.1735	1.1041	1.0966	1.1619	1.2163	1.2212	1.2862	1.2544
Na_2O/CaO	6.2922	12.1240	7.4830	4.1447	4.5538	4.9266	6.0161	9.2059	1.7619	1.6000	6.5476
Na_2O/K_2O	0.5282	0.8247	0.7143	0.6878	0.5670	1.0668	0.7118	0.6674	0.7309	0.4609	0.5901
MgO/FeO^{tot}	0.2119	0.1570	0.1898	0.2090	0.2730	0.2018	0.0564	0.0760	0.2921	0.3813	0.0601
MgO/MnO	32.4550	4.74030	3.8214	3.8000	8.7500	7.4929	1.3333	2.0000	21.2000	31.5000	2.6667

Probe	**ÖM.3.2d**	**SRa.4**	**ÖS.7.1a**	**ÖS.7.7a**	**ÖS.8.1b**	**ÖV.VIII.3**	**ÖS.10.1c**	**ÖS.10.1d**	**ÖS.10.1e**	**ÖS.Bal1**	**ÖV.XV.11b**
Shand Index	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös
SiO_2 [Gew.%]	67.89	70.70	66.48	68.87	68.13	67.45	67.88	71.47	67.35	69.09	64.53
A/NK	1.7108	1.3612	1.7324	1.6359	1.6501	1.6154	1.6656	1.4278	1.6370	1.5825	1.6535
A/CNK	1.2098	1.1318	1.1515	1.1782	1.1000	1.1165	1.1423	1.1201	1.1258	1.1543	1.1594
Na2O/CaO	1.4670	3.3197	1.1504	1.5951	1.2238	1.3427	1.2717	1.9851	1.2975	1.6134	1.4720
Na2O/K2O	0.8028	1.0249	0.7275	0.8399	0.8162	0.7812	0.7335	0.6408	0.7511	0.7771	0.8636
MgO/FeO^{tot}	0.3731	0.3715	0.3975	0.3918	0.4164	0.3155	0.4167	0.3130	0.4261	0.3656	0.3854
MgO/MnO	27.4000	24.1260	27.6670	22.2040	25.3810	22.7468	25.5087	15.9667	25.4012	20.4101	27.2070

Probe	**ÖRK 7**	**ÖV.XXII.8**		**ÖS.10.3a**	**ÖM.4.1a**	**ÖV.GG**	**ÖV.XI.7**	**ÖS.9.1q**	**ÖM.4.2b**	**SRa.3**	**ÖV.XXII.11**
Shand Index	Peralu-minös	Peralu-minös		Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös	Peralu-minös
SiO_2 [Gew.%]	69.01	67.87		73.60	69.64	67.71	66.22	74.13	71.90	72.68	74.95
A/NK	1.7108	1.3612		1.6535	1.7324	1.6359	1.6501	1.6154	1.6656	1.6370	1.4278
A/CNK	1.2098	1.1318		1.1594	1.1515	1.1782	1.1000	1.1165	1.1423	1.1258	1.1201
Na_2O/CaO	1.4670	3.3197		1.4720	1.1504	1.5951	1.2238	1.3427	1.2717	1.2975	1.9851
Na_2O/K_2O	0.8028	1.0249		0.8636	0.7275	0.8399	0.8162	0.7812	0.7335	0.7511	0.6408
MgO/FeO^{tot}	0.3731	0.3715		0.3854	0.3975	0.3918	0.4164	0.3155	0.4167	0.4261	0.3130
MgO/MnO	27.4000	24.1260		27.2070	27.6670	22.2040	25.3810	22.7468	25.5087	25.4012	15.9667

Die Gneise der Flüelagranitischen Assoziation weisen mit Ausnahme des Aplit-Typs insgesamt ebenfalls Charakteristika der CAGs und CCGs auf. Es ist ähnlich wie in den Diagrammen von Pearce et al. (1984) und Harris et al. (1986) eine Veränderung der Element-Verhältnisse mit zunehmender Fraktionierung zu erkennen. Die hoch fraktionierten Typen Güstizia, Radönt und Sco Alb deuten mit ihren hohen SiO_2-Gehalten, hohen Na_2O/CaO- und niedrigen MgO/MnO-Verhältnissen auf einen CCG, während die weniger fraktionierten Typen Kesch, Forun, Fuorcla und Tschuggen eher einem CAG entsprechen. Der Aplit-Typ

besitzt als einziger ein Verhältnis A/NK < 1.1, ein hohes durchschnittliches Na_2O/CaO-Verhältnis von 15 und ein Na_2O/K_2O-Verhältnis > 2. Die beiden ersten Kriterien deuten auf eine Zugehörigkeit zu den POGs (postorogene Granite), das hohe Na_2O/K_2O-Verhältnis allerdings dagegen.
Daten des eigenen Probensatz überdecken ebenfalls die beiden Gruppen der Kontinentalbogengranite (CAG) und Kontinentalkollisionsgranite (CCG) aus der Gruppe der orogenen Granitoide (Tab. 9). Die anorogenen Granitoid-Typen scheiden wegen der mangelnden Alkalinität aus. Ozeanische Plagiogranite sind ebenfalls nicht zu erwarten. Als CCG werden allerdings nur die Hellglimmer-Orthogneise klassifiziert. Sie besitzen, mit Ausnahme der auch hier generell entsprechend der Biotit-Orthogneise verlaufenden Proben ÖV.I.1/4, eine hohes Na_2O/CaO-und niedriges Na_2O/K_2O-Verhältnis sowie hohe SiO_2-Gehalte.
Die Biotit-Orthogneise und auch die bereits nach der Spurenelement-Diskrimination dieser Gruppe zugeordneten Zweiglimmer-Orthogneise besitzen nach Maniar & Piccoli (1989) Charakteristika von CAG, was vorwiegend in den niedrigen SiO_2-Gehalten, dem niedrigeren Na_2O/CaO- und höheren Na_2O/K_2O-Verhältnis zum Ausdruck kommt. Die den Hellglimmer-Orthogneisen näher stehende Gruppe der Zweiglimmer-Orthogneise ist auch in der Klassifikation nach Maniar & Piccoli (1989) der Gruppe der CCG zuzuordnen.

5. Mineralchemie

5.1 Zonierungen in Mineralen

Chemische Zonierungen sind in metamorphen Mineralen weit verbreitet. Neben einer ganzen Reihe von Mineralen, die, wie z.B. Granat, ihre Zonierung erst durch eine Untersuchung mit der Mikrosonde offenbaren, gibt es auch Minerale, wie etwa Plagioklas, in denen das Zonierungsmuster schon unter unter dem Polarisationsmikroskop sichtbar wird. Eine Zusammenfassung über die wichtigsten zonierten gesteinsbildenden Minerale gab Tracy (1982), eine Übersicht über die Modelle zur Zonierung von Granaten in Eklogiten Ghent (1988) und Spear (1993). Stand zu Beginn der Erforschung der Zonierungen die mit der Mikrosonde untersuchbare Hauptelementchemie der Granate im Vordergrund, ist mittels der Ionensonde und LA-ICP-MS (laser ablation induced coupled plasma mass spectrometry) inzwischen auch der Nachweis der Zonierung von Spurenelementen (z. B. Hickmott et al. 1987), SEE und Sauerstoffisotopen (z. B. Kohn et al. 1993) an Granat erbracht worden. Die Sauerstoffisotopie und -zonierung von metamorphen Mineralen wird genauso wie die chemische Zonierung für geothermometrische Aussagen verwendet (z. B. Hoernes & Friedrichsen 1978). Darüberhinaus werden Daten zur Sauerstoffisotopie beispielsweise angewandt (Baker et al. 1997, Rumble 1998), um Aussagen zur tektonischen Beziehung von Metabasiteinschlüssen in sauren Gesteinen kontinentaler Kruste zu gewinnen ("in situ" versus "foreign" Fragestellung).
Die geologische Bedeutung der Mineralzonierungen, insbesondere die des Granats, liegt in der sich daraus eröffnenden Möglichkeit der Entschlüsselung der P-T-Geschichte eines Gesteins. Verschiedene Prozesse tragen zur Entwicklung von chemischen Zonierungen bei:

1. Wachstum
2. Diffusion

Wachstumszonierungen
Die Grundannahme hinter diesem Zonierungstyp ist die Änderung der an den Granatrand angelieferten Kationen im Verlauf des Wachstums. Diese erschiedenen Kationen werden in den Granat eingebaut und bildet eine neue Schale. Verschiedene Prozesse können nach Spear (1993) zur Veränderung der Materialanlieferung mit der Zeit beitragen. Von großer Bedeutung sind vor allem die ersten drei der folgenden Prozesse:

1. Veränderungen der P-T-Bedingungen;
2. Veränderungen der Mineralvergesellschaftung;
3. Fraktionierung von Material in den Kern des Granats, Isolierung im Kristallkern, Verarmung des Elements in einem homogenen Reservoir. Dies führt zu veränderten Gleichgewichtsbedingungen für den Granatrand (entspricht magmatischer fraktionierter Kristallisation), Rayleigh Fraktionierung (Hollister 1966);
4. Veränderungen der Gesamtzusammensetzung des Gesteins durch Infiltration und Metasomatose;
5. Ungleichgewichtsverteilung von Material am Rande des Granats.

Als charakteristisch für Wachstumszonierungen werden steile, konzentrische Zonen gleicher Elementkonzentration angesehen. Die sogenannte Glockenkurve (s. u.) des Mn in Granat pelitischer Metamorphite (ebenso in Eklogiten) wird als typische Wachstumszonierung gedeutet.
Durch Elementverteilungskarten, die insbesondere für Granat, aber auch an Omphazit, Amphibol und Phengit der Eklogite angefertigt wurden, als auch analytische Messungen entlang eines Profils durch ein Mineralkorn (Linienprofile), wurde für jede thermobarometrisch bearbeitete Probe das Zonierungsmuster der Hauptelemente bestimmt.

Diffusion

Die Diffusion ist ein thermisch aktivierter Prozeß, dessen Einfluß mit steigender Temperatur exponentiell ansteigt, was seine Bedeutung in hochgradigen Gesteinen erklärt. Die Erhaltung chemischer Zonierungen in Granat selbst bei hohen Temperaturen (vgl. Massonne 1998) deutet auf niedrige Volumendiffusionsraten in den Granatkristallen. Solange die Diffusion niedrig genug ist, wird sich ihre Zusammensetzung nicht verändern und damit die Mineralchemie während der Blastese repräsentieren.

Die Diffusion ist die Wanderung von Atomen (Ionen) aufgrund eines chemischen Potentialgradienten, was auch vereinfachend als chemische Migration aufgrund von Konzentrationsgradienten betrachtet werden kann (Spear 1993). Die mathematischen Grundlagen der sowohl für die metamorphe Petrologie als auch Geochronologie wichtigen Diffusion beschreibt beispielsweise Crank (1975). Die Rate der Volumendiffusion werden durch Experimente an wenigen gut definierten Mineralzusammensetzungen bei Temperaturen weit oberhalb des in der Petrologie von krustalen Gesteinen relevanten Temperaturbereichs abgeschätzt (Elphick et al. 1981, Chakraborty & Ganguly 1992). Von Bedeutung für Temperaturabschätzungen von metamorphen Gesteinen ist die Schwellentemperatur, bei der die Volumendiffusion so hohe Werte annimmt, daß es zu einer vollständigen Homogenisierung der Granate kommen sollte. Für Austauschthermometer wie Granat-Klinopyroxen oder Granat-Biotit ist die Schließungstemperatur des Diffusionssystems von großer Bedeutung (Ghent 1988). Dodson (1973) leitete folgende Gleichung zur Definition einer Schließungstemperatur eines Diffusionssystems ab.

$$T_C = \frac{E / R + 2 \cdot T_C}{\ln\left(A \cdot R \cdot {T_C}^2 \cdot D_0 / a^2\right) / E\left(dT / dt\right)}$$

wobei T_C = Schließungstemperatur E = Aktivierungsenergie
R = allgemeine Gaskonstante A = Geometrie-Konstante des diffusiven Transfer
a = Abstand, über die Diff. erfolgt dT/dt = Abkühlrate
D_0 = Diffusionskonstante bei einer infinitisimalen Temperatur T

Die Diffusionskonstante D_0 und die Aktivierungsenergie E sind vom Chemismus des Granats abhängig. Es besteht also auch darin ein Unsicherheitsfaktor, da die Daten an pelitischen Granaten ermittelt wurden und auf eklogitische extrapoliert werden.

Unter Verwendung der Daten von Elphick et al. (1981) bzw. Lasaga et al. (1977) ermittelte Ghent (1988) unter Annahme realistischer Parameter und Abkühlraten von 10°C / 10^6 Jahren Schließungstemperaturen des Fe-Mg-Diffusionssystems von ca. 700°C für die Daten von Lasaga (1977) bzw. 950°C für die Daten von Elphick et al. (1981). Für Granat-Klinopyroxen Kontaktpaare berechnete Ghent (1988) Schließungstemperaturen des Fe-Mg-Diffusionssystems bei Abkühlraten von 10-100°C/10^6 Jahren die zwischen 540 und 585°C nach Daten von Lasaga (1977) und 750 bis 800°C nach den Daten von Elphick et al. (1981) liegen.

Tracy (1982) postulierte eine Temperatur von 650°C, oberhalb derer alle metamorphen Granate nahezu vollständig homogenisiert sein sollten. Dieses Postulat besitzt allerdings keine generelle Gültigkeit, da der Einfluß der Abkühlrate nicht betrachtet wird. Gerade die jüngsten geochronologischen Ergebnisse zur Exhumierung von UHPM-Gesteinen (z. B. Duchêne et al. 1997 am Dora Maira Massiv oder Perchuk & Philippot 1998 u. a. für das Kokochetav Massiv) legen eine extrem hohe Wiederaufstiegsgeschwindigkeit (bis 10 cm/a) der HP-Gesteine nahe. Diese würden dann auch mit extrem hohen Abkühlraten korrelieren, was zur Erhaltung von primären Granat-Wachstumszonierungen bei höheren Temperaturen führen würde. Aus diesem Grund muß hinter dem Konzept der Schließungstemperaturen ein Vorbehalt gestellt werden.

Die von Maggetti & Galetti (1988) aufgrund der Abschätzung von Tracy (1982) postulierte obere Temperaturgrenze von 650°C für die Eklogite der Silvrettadecke ist daher als fraglich zu betrachten.
Bei Temperaturen zwischen 400 und 500°C erfolgt die Diffusion der wichtigsten Kationen Fe, Mg, Ca und Mn extrem langsam. Bei Temperaturen der Granulitfazies erfolgt die Diffusion so rasch, daß ein vollständig homogenisierter Granat resultieren kann (vgl. aber Massonne 1998). Im Temperaturbereich der Amphibolitfazies von 550 bis ca. 700°C muß mit einer Beeinflussung der Wachstumszonierung durch die Diffusion gerechnet werden. In diesem Temperaturbereich werden durch die alleinige Anwendung eines Wachstumszonierungsmodells mit den Multigleichgewichtsberechnungen keine wahren, sondern nur scheinbare Temperaturen berechnet, die durch die diffusive randliche Überprägung niedriger sein sollten als die tatsächlichen. Deshalb wurde versucht, neben Granatprofilen durch die Eklogitgranate, auch Granate aus symplektitischen Granat-Amphiboliten auf eine solche diffusive Überprägung zu untersuchen. Durch den Wirkungsbereich der Diffusion in der Größenordnung von 10er und 100er µm, spielt auch die Größe des Ausgangskristalles eine wichtige Rolle. Die größte diffusive Überprägung erfolgt meist an den Korngrenzen, da häufig dort die größten Zusammensetzungsgradienten vorliegen. Kleine Granate können allerdings auch vollständig bis in den Kern diffusiv überprägt werden. Als charakteristische Größenordnung der einwirkenden Diffusion (Einwirkungstiefe in einen Kristall) ermittelte Spear (1993) unter Verwendung von Diffusivitätsdaten für Mg in Granat von Cygan & Lasaga (1985) und der Gleichung

$$h = \sqrt{D \cdot t}$$ wobei h = Einwirkungstiefe der Diffusion D = Diffusionskoeffizient t = Zeit

bei 600°C und einer Zeit von 1 Ma eine Länge von 40 µm.

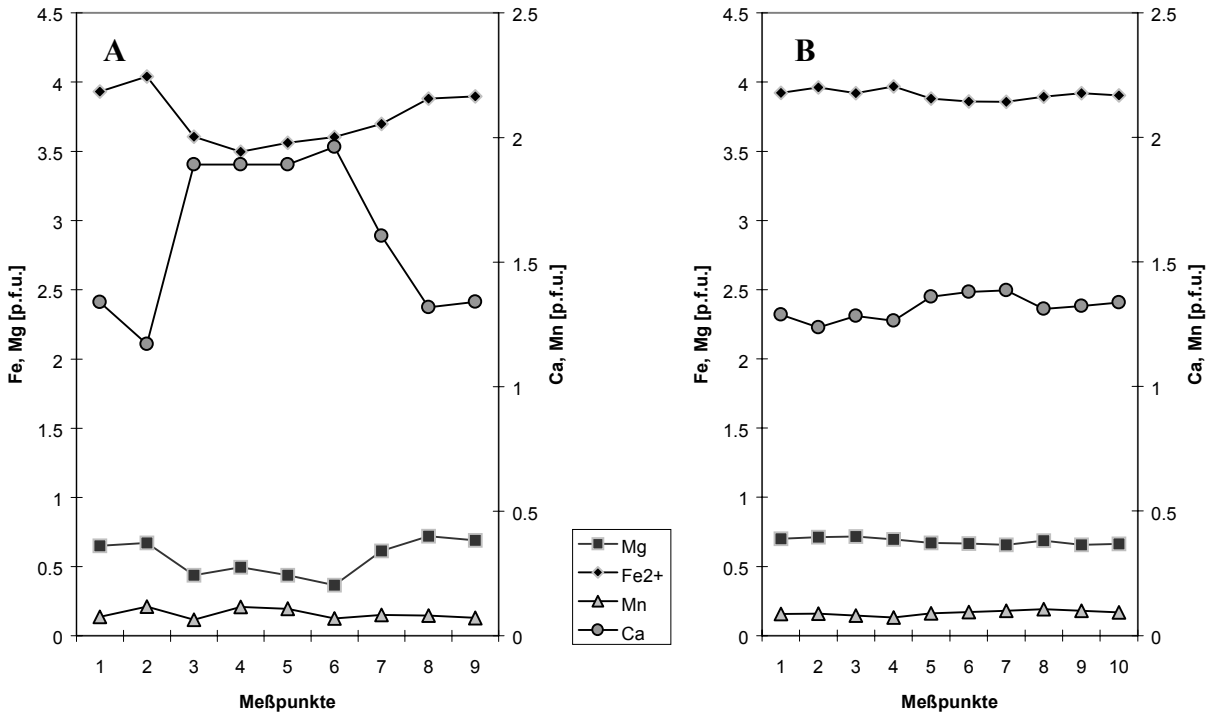


Abbildung 79 Linienprofile durch einen Granat aus dem symplektitischen Granat-Amphibolit SP.8a; A Gesamtprofil Rand-Kern-Rand mit Ca-reichem Kern und parallel verlaufender Fe- und Mg-Entwicklung, ca. 300 µm; B ausgeglichenes Profil des äußeren Randes von innen nach außen (33 µm).

Modelle für gleichzeitiges Wachstum und Diffusion von Granat wurden von Florence & Spear (1991) aufgestellt. Neben der Temperaturkontrolle und der Abkühlrate sind durch Netto-Transfer-Reaktionen verursachte Veränderungen der Mineralvergesellschaftung von großer Bedeutung. In einem Modell mit prograder Aufheizung bis in den Bereich der Granatzone (570°C) bzw. der Staurolithzone (600°C) mit anschließender Abkühlung von 5°C/Ma auf 500°C ergeben sich deutlich niedrigere scheinbare Temperaturen für beide Zonen, besonders aber für die Staurolithzone, deren Maximaltemperatur sogar niedriger liegt als die der Granatzone. Die Ursache liegt in den steilen Zusammensetzungsgradienten, die aufgrund des Verbrauchs von Granat und der Neubildung von Staurolith (Reaktion Grt + Chl + Ms = Sta + Bt + Plg + Qz + H_2O) entstehen.
Der Unterschied zwischen tatsächlicher und scheinbarer Temperatur wird ebenfalls von der Abkühlrate kontrolliert. Bei schneller Abkühlung (100°C/Ma) kann er in der Granatzone nur wenige Grad betragen, während er in langsam abgekühlten Gesteinen (1°C/Ma) mehr als 30°C erreichen kann. In der Staurolithzone wird der Abkühlrate generell eine geringere Rolle eingeräumt, es werden generell Differenzen von > 50°C angesetzt (Spear 1993).

Häufige Granat-Zonierungsmuster
In metapelitischen Gesteinen der Staurolithzone ist ein Anstieg des Fe- und Mg-Gehaltes bei gleichzeitigem Abfallen des Ca- und Mn-Gehaltes charakteristisch. Das Fe / (Fe+Mg)-Verhältnis nimmt ebenfalls vom Kern zum Rand ab. Besonders auffällig ist die Steilheit (dconc/dx) des Mn-Profiles, die sogenannte Glockenform. Dieses Muster wird als Beleg für eine prograde Metamorphose (steigende Temperaturen) bei Chlorit-führenden Paragenesen interpretiert. Typische Wachstumszonierungen ergeben sich auch in Granaten, die aus der Schmelze auskristallisierten.
In Granaten der Sillimanit-Muskowit-Kalifeldspat-Zone ergibt sich häufig eine umgekehrt orientierte Zonierung mit relativ flachen Zonierungen im Kern, einem Anstieg von Fe und Mn zum Rand und einer Abnahme von Mg sowie einem kaum zonierten Ca. Das Verhältnis Fe / (Fe+Mg) steigt damit zum Rand hin an. Dieses Zonierungsmuster wird als interkristalline diffusive Überprägung eines präexistierenden unzonierten Granates interpretiert. Auf dem Abkühlpfad erfolgt randlich eine diffusive Reequilibrierung zwischen Granat und z. B. Biotit.
In hochgradigen Gneisen sind die Granate überwiegend unzoniert. Ausnahmen stellen die Kontakte mit Biotitkristallen dar, an denen durch die diffusive Überprägung von Fe und Mg sich ein neues Fe-Mg-Austauschgleichgewicht nach der Gleichung Almandin + Phlogopit = Pyrop + Annit einstellt (Beispiele aus Spear 1993).
Resorbtionen können gemäß der Netto-Transfer-Reaktion Granat + Kalifeldspat + H_2O = Sillimanit + Biotit + Quarz erfolgen. Die ansonsten unzonierten Kristalle weisen am unmittelbaren Rand Zonierungen aller Hauptelemente sowie des Fe / (Fe+Mg)-Verhältnisses auf. Im Internbereich des Kristalls treten Zonierungen nur unmittelbar um Biotit-Einschlüsse auf, was auf die oben genannte Granat-Biotit Fe-Mg-Austauschreaktion zurückzuführen ist.
Der Wechsel von Wachstums- zu Diffusionszonierung mit steigendem metamorphen Grad wurde von vielen Bearbeitern dargestellt. Yardley (1977) fand in den Connemara-Schiefern eine scharfe Grenze zwischen den beiden Zonierungstypen, er definierte sogar Isograden, die im Gelände zu kartieren waren. Eine Abfolge von Zonierungsmustern von der Staurolith- bis zur oberen Sillimanit-Zone ergibt eine zunehmende Verflachung der Zonierungen.

Relative Abfolge der Diffusivitäten
Von den in der Silvrettadecke auftretenden wichtigen gesteinsbildenden Mineralen kann nach Spear (1993) eine relative Abfolge der Diffusivitäten aufgestellt werden. Am höchsten liegen die Werte für den K-Na-Austausch in Glimmern und Feldspäten, es folgen die Fe-Mg-Austauschsysteme für Chlorit und Biotit. Staurolith und Chloritoid besitzen etwas geringere Fe-Mg-Diffusionsraten. Es folgen die Diffusionsraten für Mn, Fe/Mg und Ca, die in dieser

Reihenfolge abnehmen. Gekoppelte Austausche, wie der Tschermak-Austausch in Glimmern, Pyroxenen oder Amphibolen, besitzen generell die geringsten Diffusivitäten. Der Plagioklas-Austausch ($CaAlNa_{-1}Si_{-1}$) bildet das diffusionsstabilste Austauschsystem.
Diese semiquantitative Abfolge wird durch die Linienprofilmessungen an Granat- und Biotit-Kristallen der Silvrettaproben bestätigt. Während Biotit zumeist eine nahezu homogenisierte Fe-Mg-Verteilung aufweist, sind Mg und Fe im Granat zoniert. Das Ca zeigt in fast allen Elementverteilungsbildern ein deutlich besser erhaltenes Muster als die von Mg und Fe.

Einfluß der Diffusion auf P-T-Pfad-Berechnungen
Die P-T-Pfad-Berechnungen erfolgen an Einschlüssen in Granat. Um den Einfluß der Diffusion zu quantifizieren, ist eine Betrachtung der Diffusionsraten von Ca und dem Verhältnis Fe / (Fe+Mg) in Granat notwendig. Die Diffusionsrate von Ca ist deutlich geringer als die von Fe und Mg, was auch an den Elementverteilungsbildern an eklogitischen und metapelitischen Granaten der Silvrettadecke deutlich wird. Plagioklaseinschlüsse in metapelitischen Granaten reagieren nach ihrem Einschluß nicht mit dem Granat, da sie isoliert auftreten und dazu weitere Phasen notwendig wären. Aus diesem Grund bleibt die Gleichgewichtskonstante zwischen Granat-Plagioklas für die meisten Geobarometer-Kalibrationen konstant. Im Gegensatz dazu kommt es aber bei Biotit-Einschlüssen durch den Fe-Mg-Austausch zur diffusiven Rehomogenisierung des Fe-Mg-Verteilungsgleichgewichts. Erfolgt dieser nicht vollständig, sind die berechneten Temperaturdifferenzen zwischen Kern- und Randeinschlüssen geringer als die tatsächlichen während dem Einschluß.

5.2 Mineralchemie des Granat

Granat ist einer der beiden Hauptgemengteile der klassischen bimineralischen Eklogit-paragenese Granat + Omphazit. Daneben ist er reliktisch in den retrograden Abbauprodukten der Eklogite (symplektitische Granat-Amphibolite) vorhanden. Die Entstehung granoblastischer Granat-Amphibolite mit z. T. von den Eklogit-Granaten abweichender Granat-Textur ist wahrscheinlich die Folge eines Metamorphosestadiums bei noch relativ hohen Drücken auf dem retrograden P-T-Pfad. Die Zugehörigkeit dieses Granats zu einem älteren eklogitfaziellen Stadium oder einem späteren amphibolitfaziellen sollte durch die Mineralchemie untersucht werden.
Wichtiges gesteinsbildendes Mineral ist Granat auch in zahlreichen metasedimentären Gesteinen, nämlich Metapeliten (Granat ± Staurolith ± Disthen -Glimmerschiefer) und Metagrauwacken (Biotit-Plagioklas-Gneise). Als untergeordnetes Gemengteil tritt er dagegen in einzelnen Orthogneisen auf (vgl. Petrographie).

Granat der Eklogite

Die Granate der Eklogite vom Rauhen Kopf und der schweizer Silvretta weisen ausgeprägte Zonierungen mit ähnlichen Entwicklungen vom Kern zum Rand auf. Die Granate der Eklogite des Rauhen Kopfes besitzen allerdings zumeist deutlich höhere MgO-Gehalte. Die Granate liegen im ternären Diagramm Almandin/Spessartin - Grossular - Pyrop von Coleman et al. (1965) im Feld der Gruppe C Eklogite, die als typisch subduktionsgebunden betrachtet wurden. Nur die Granate des Rauhen Kopfes weisen einen Trend in das Feld der Gruppe B Eklogite auf (Abb. 80).
Die Zonierungen der Granate des Rauhen Kopfes variieren sowohl von Probe zu Probe als auch innerhalb eines einzelnen Dünnschliffes, was teilweise durch Zugehörigkeit zu unterschiedlichen Granatgenerationen erklärt werden kann.

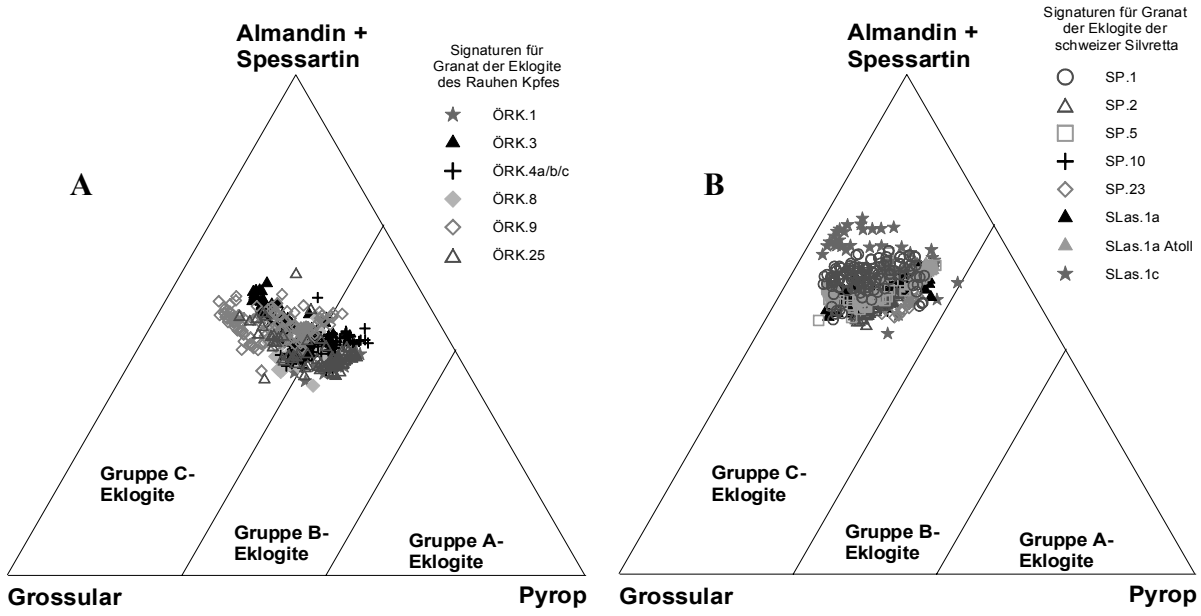


Abbildung 80 Mineralchemie der Eklogit-Granate im ternären Diagramm nach Coleman et al. (1965).
A Granate der Eklogite vom Rauhen Kopf (Proben ÖRK). In den meisten Proben überdecken die Granate die Felder der Eklogit-Gruppen B und C.
B Granate der Eklogite der schweizer Silvretta (Val Puntota, Val Laschadura). Die Punkte werden auf engstem Raum im Feld der Eklogit-Gruppe C abgebildet. Nur Probe SLas.1c (graue Sterne) besitzt noch Pyrop- und Grossular-ärmere Zusammensetzungen.

Elementverteilungsbilder

Zur Untersuchung der Zonierungen an Granat als auch anderen Mineralphasen (Omphazit, Amphibol und Glimmer, s. u.), wurden an einer Camebax Elektronenstrahl-Mikrosonde der Ruhr-Universität Bochum digitale Elementverteilungsbilder angefertigt (Bernhardt et al. (1995) und mit dem Programm XMAP ausgewertet.

Der Elektronenstrahl bleibt bei diesem Verfahren fixiert, die Probe wird mittels des automatisierten Probentisches schrittweise in x- und y-Richtung unter dem Strahl bewegt. Für jeden Punkt erfolgt eine simultane Messung der Zählraten von drei Elementen auf den drei Spektrometern der Elektronenstrahl-Mikrosonde. Die Meßzeit pro Punkt betrug eine Sekunde, es wurde K_α-Strahlung verwendet. Die Verteilung der Zählraten wurde anschließend als Histogramm dargestellt und Bereiche zusammengefaßt und mit einer Farbkodierung belegt. Die Punktabstände in x- und y-Richtung wurden im Bereich 3 - 10 µm gewählt, die Gesamtpunktzahl lag zwischen 30000 und 60000 Punkten.

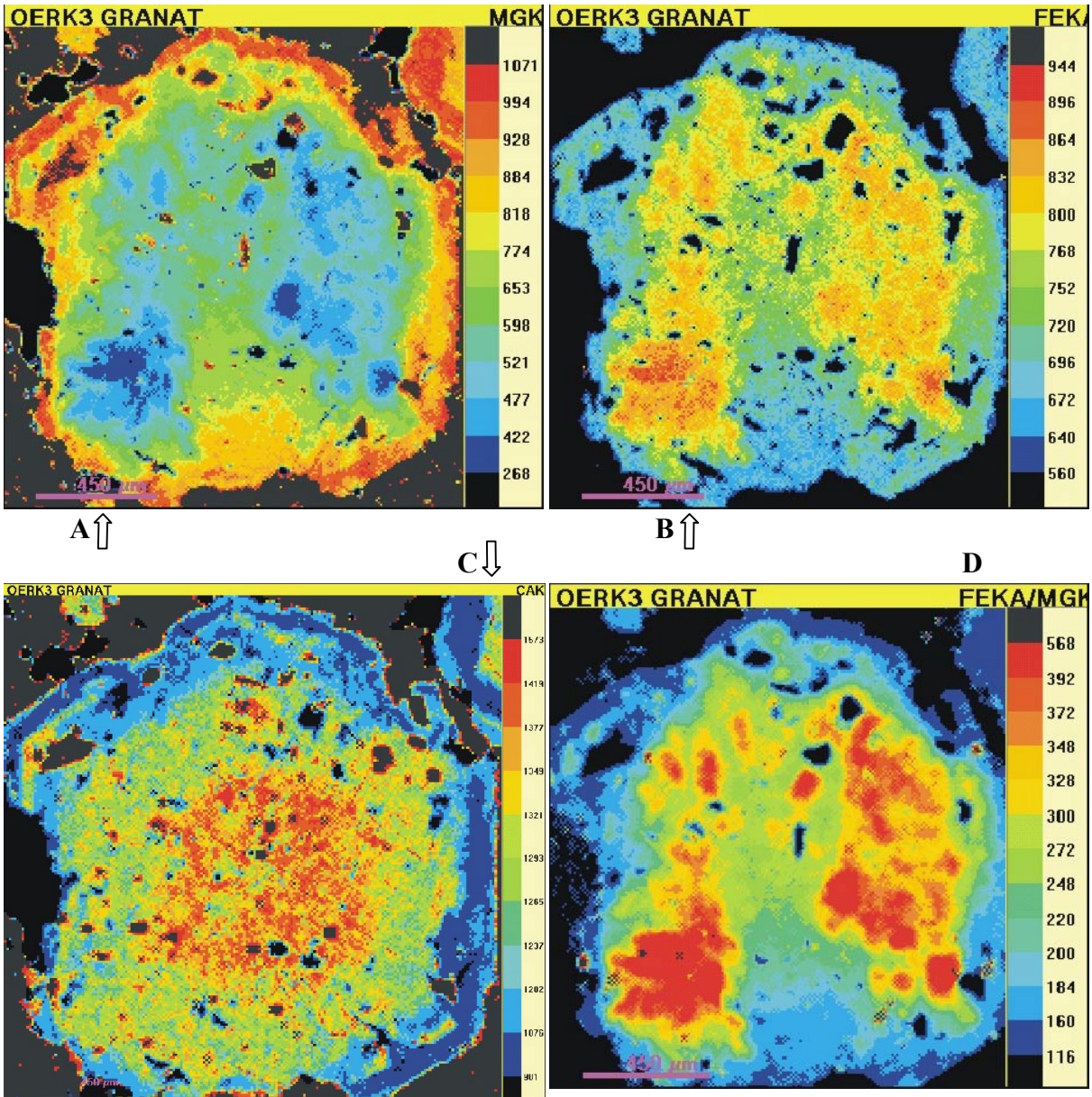
Bei den schwarzen oder dunkelgrauen Arealen in den untersuchten Kristallen handelt es sich um Einschlußminerale, die Zählraten unter- bzw. oberhalb der definierten Farbkodierung aufweisen.

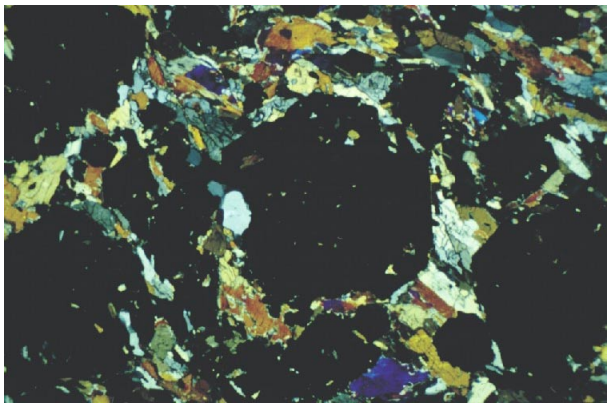
Granatzonierungen der Eklogite des Rauhen Kopfes

Die Granate der Eklogite des Rauhen Kopfes weisen überwiegend prograde Zonierungen mit Mg-armen und Ca-reichen Kernen auf. Zum Rand nimmt der MgO-Gehalt oft kontinuierlich zu, die CaO- und FeO-Gehalte sind zumeist negativ dazu korreliert. In Probe ÖRK.3 lassen sich Granate aufgrund ihrer Größe in zwei Generationen einteilen. Der große Granat (Abb. 81A-E) zeigt in den XMAP Elementverteilungsbildern von Mg und Fe ein fleckiges Auftreten der Mg-armen und Fe-reichen Kerne. Aufgrund der mangelnden Zentrosymmetrie könnte dieses Zonierungsmuster als Ergebnis der Koagulation mehrerer Kleingranate gedeutet werden. Das Ca-Verteilungsbild zeigt dagegen eine eindeutige zentrische Symmetrie und einfachen Kristallaufbau. Die niedrigere Diffusivität des Ca in Granat läßt eine bessere Erhaltung der primären Wachstumszonierung erwarten. Daher wird dieses komplexe, irreguläre Zonierungsmuster des großen Granats aus ÖRK.3 als Wachstumszonierung mit späterer schwacher diffusiver Überprägung der Mg- und Fe-Verteilungen gedeutet. Am äußeren Rand des großen Granats folgt dann ein konzentrisches, reguläres Wachstum mit Mg-Zunahme und Ca-Abnahme, wobei ein undeutlicher, leichter Ca-Wiederanstieg zu erkennen ist, der auf eine oszillierende Zonierung im Saumbereich hindeutet. Fe erscheint dagegen im gesamten Saumbereich diffusiv homogenisiert worden zu sein.

Kleiner Granat aus ÖRK.3 besitzt einen übereinstimmenden Gesamttrend mit prograder Zunahme des Mg-Gehaltes und negativ dazu korrelierender Fe- und Ca-Abnahme. In mehreren Anschnitten kleiner Granate (Abb. 82 A-C) beruhen azentrische Kernlagen auf Schnitteffekten. Im Ca-Bild ist wiederum im Kristall am rechten oberen Bildrand ein Nebenmaximum des Ca-Gehalts im Randbereich zu erkennen. Der Kristall am linken unteren Bildrand weist im Ca-Bild einen scharf angegrenzten Kern- und Saumbereich auf. Im Kern scheint das Ca von einem Maximum im innersten Bereich zuerst anzunehmen, um im äußeren Kernbereich ein weiteres Maximum zu erreichen. Es folgt ein Sprung der Zonierung zum Saum mit deutlich niedrigeren Ca-Gehalten. Die scharfe Erhaltung des Zonierungsmusters und die großen Konzentrationsgradienten lassen auf keine wesentliche diffusive Überprägung des Ca-Verteilungsmusters schließen.

Ein Linienprofil durch den zentral geschnittenen Kristall (unten rechts im XMAP) der kleinen Granate aus ÖRK.3 (Abb. 85A) verdeutlicht die mehrstufige Entwicklung im Granatkern. Neben dem Hauptmaximum für Fe im inneren Kern sind zwei Nebenmaxima zu erkennen, zu dem Mg genau negativ korreliert. Ca besitzt dagegen in diesem Fall ein breiteres Maximum im Kern und eine relativ kontinuierliche Abnahme zum Rand. Einseitig steigt Ca am unmittelbaren Rand stark an. Eine typische Glockenkurve zeigt die Mn-Verteilung, es erfolgt





E

Abbildung 81 XMAP-Elementverteilungsbilder eines großen Granats aus Eklogit ÖRK.3; Größenmaßstab = 450 µm. Die Skala der Farbkodierung am rechten Rand der jeweiligen Bilder beziehen sich auf Zählraten der Kα-Strahlung, die nahezu linear mit Elementkonzentrationen korreliert werden können. Bei den schwarzen und dunkelgrauen Arealen handelt es sich um Einschlußminerale (Omphazit, Amphibol).
A Das Mg-Verteilungsbild zeigt fleckige Mimima im äußeren Kernbereich des Granats. Im Randbereich erfolgt eine starke Zunahme von Mg.
B Das Fe-Verteilungsbild ist negativ dazu korreliert. Fe bleibt im Saumbereich nahezu konstant.
C Das diffusionsstabile Ca läßt im Gegensatz zu Mg und Fe noch einen zentrosymmetrischen Aufbau mit dem Maximum im Kern erkennen.
D Das Verhältnis Fe/Mg betont die Mg-armen Kernbereiche sowie den Mg-reichen Saum.
E Polarisationsmikroskopische Aufnahme des untersuchten Granatkristalls (Bildmitte). 25fach, Bildbreite 5.3 mm, XPL, Breite Grt 1.56 mm.

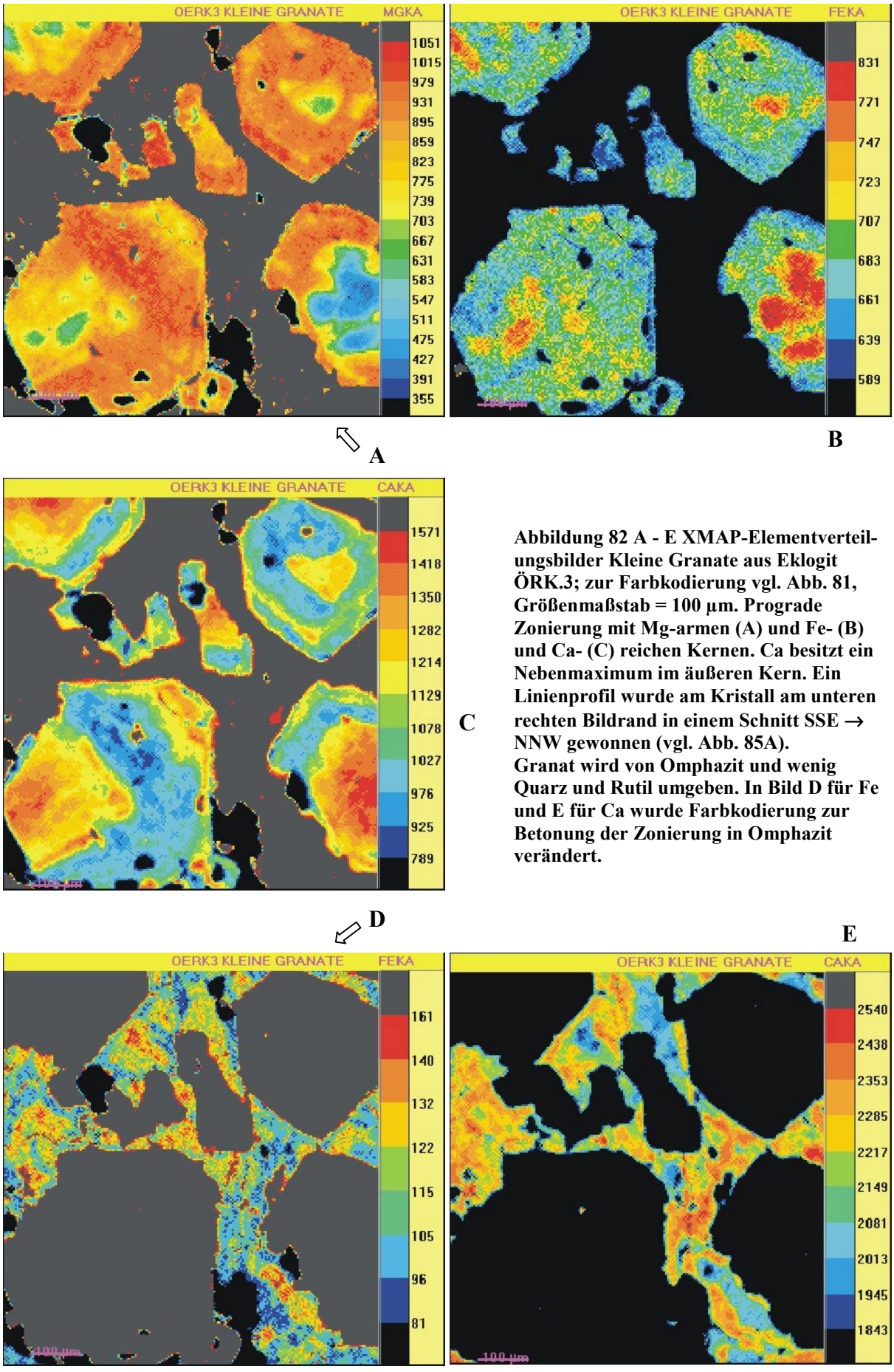


Abbildung 82 A - E XMAP-Elementverteilungsbilder Kleine Granate aus Eklogit ÖRK.3; zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 100 µm. Prograde Zonierung mit Mg-armen (A) und Fe- (B) und Ca- (C) reichen Kernen. Ca besitzt ein Nebenmaximum im äußeren Kern. Ein Linienprofil wurde am Kristall am unteren rechten Bildrand in einem Schnitt SSE → NNW gewonnen (vgl. Abb. 85A). Granat wird von Omphazit und wenig Quarz und Rutil umgeben. In Bild D für Fe und E für Ca wurde Farbkodierung zur Betonung der Zonierung in Omphazit verändert.

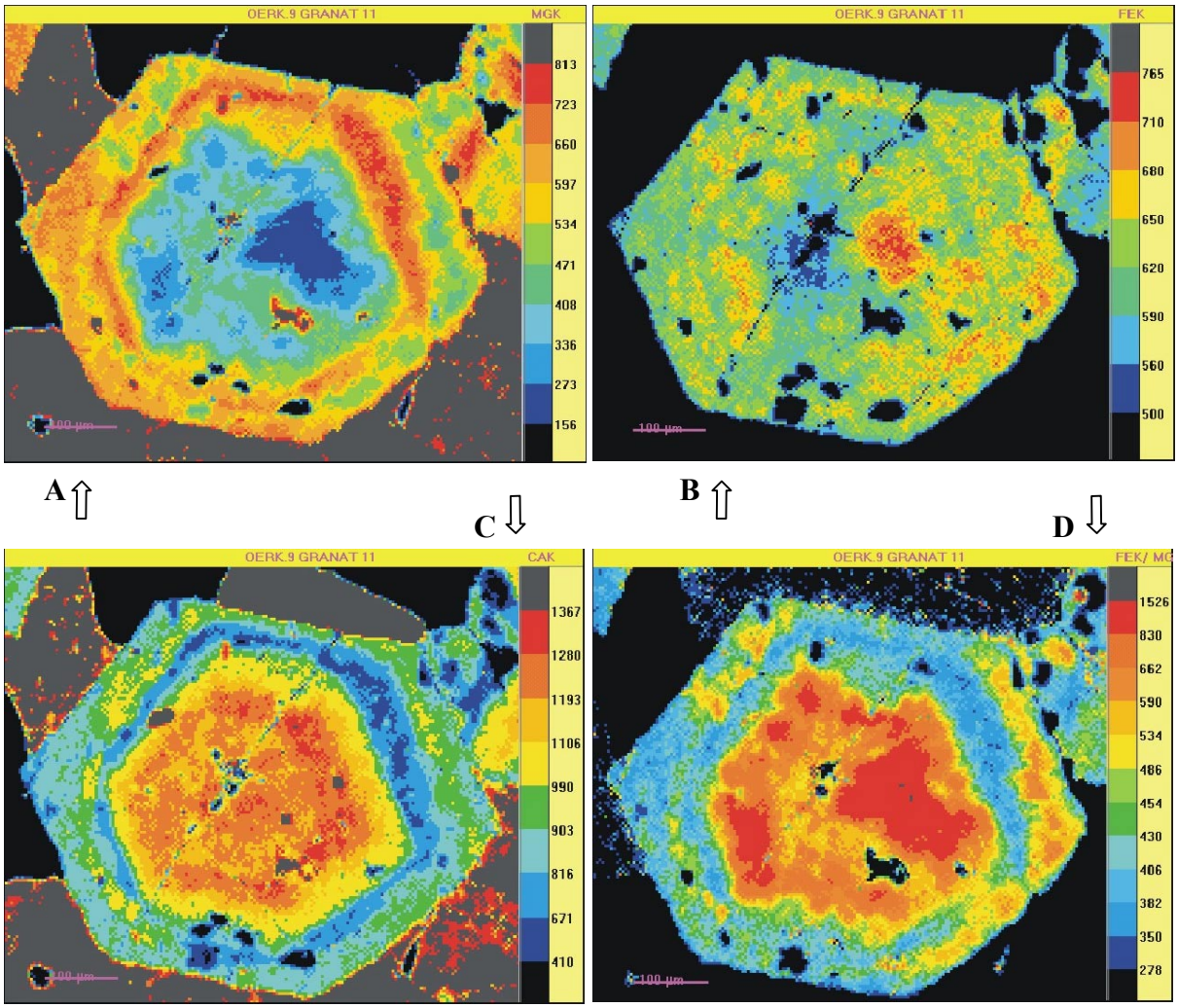


Abbildung 83 A - D XMAP-Elementverteilungsbilder für Granat 11 aus Eklogit ÖRK.9; zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 100 µm. A Prograde Granatzonierung mit Mg-Minimum im Kern und Mg-Maximum im inneren Saumbereich, Wiederabfall zum äußeren Rand. B Fe-Maximum im Kern korreliert negativ mit Mg-Minimum, besitzt aber auch in Nebenmaximum im Bereich des Mg-Maximums. C Ca besitzt die am besten erhaltene zentrosymmetrische Zonierung mit Maxima im geometrischen Kern und im Mg-Minimum. Im Saum tritt ebenfalls ein Nebenmaximum auf. D Das Verhältnis Fe/Mg spiegelt im wesentlichen die Mg-Verteilung wieder und verdeutlicht die Abgrenzung des Mg-armen Kerns vom Mg-reicheren Saum. Der Riß durch den Kristall verursachte keine Veränderung der Elementgehalte.

kein randlicher Wiederanstieg aufgrund retrograder Überprägung. Grundsätzlich ähnlich wie die kleinen Granate aus ÖRK.3 verhält sich Granat 1 aus ÖRK.25 (Abb. 85C).
Durch eine Variation der Farbkodierung in den Elementverteilungsbildern können die Granate ausgeblendet werden, um mögliche Zonierungen in den umliegenden Omphaziten der Matrix zu untersuchen. Nur die Elementverteilungsbildern für Fe und Ca lassen für die Omphazite der Probe ÖRK.3 (Kleine Granate) eine Zonierung erkennen (Abb. 82D-E). Der Kristall rechts neben dem oberen linken Granat weist einen Fe-reichen und Ca-armen Kern auf. Die Omphazit-Säume sind dagegen Fe-ärmer und Ca-reicher (vgl. Mineralchemie Omphazit).
Granat 11 aus dem Quarz-reichen Eklogit ÖRK.9 (XMAP Abb. 83, Linienprofil Abb. 85B) zeigt ebenfalls eine grundsätzlich ähnliche Entwicklung mit prograder Mg-Zunahme vom Kern zum Rand und negativ korrelierter Ca-Abnahme. Der Fe-Gehalt verhält sich allerdings in diesem Kristall nahezu konstant, Mn zeigt ebenfalls eine Glockenkurve. Anders als im kleinen Granat aus ÖRK.3, erfolgt im Bereich des inneren Saums aber ein einseitiger abrupter

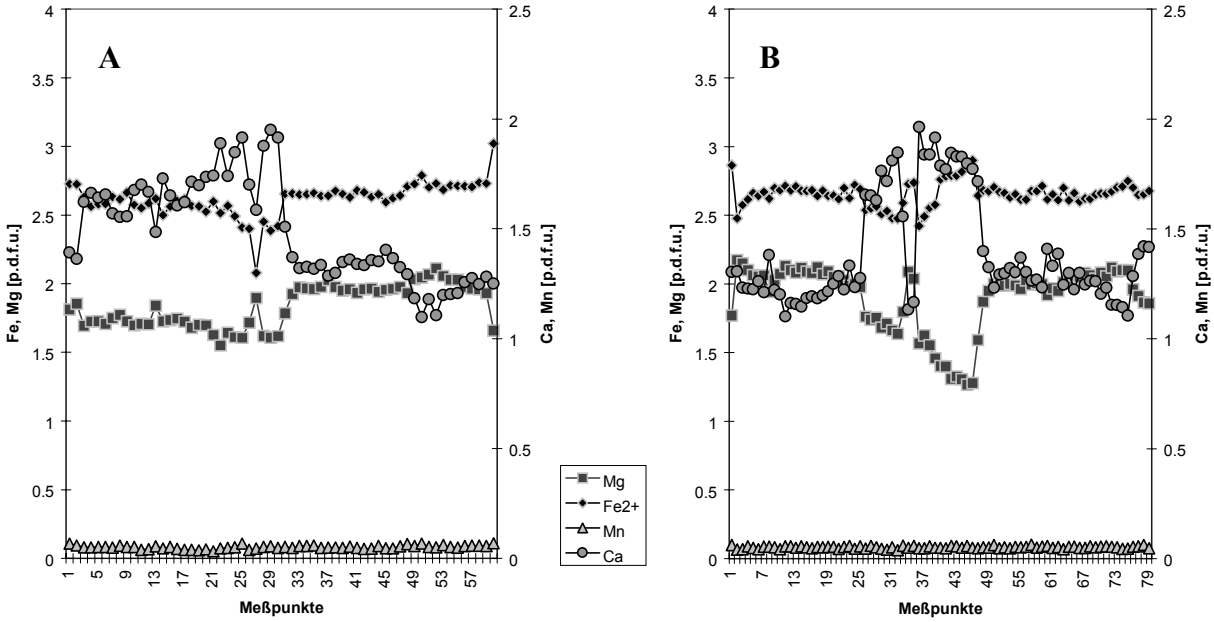


Abbildung 84 Linienprofile für Granate aus Amphibol-Eklogit ÖRK.8; A Granat 2, 60 Punkte, 295 µm (Einschluß in Amphibol); B Matrix-Granat 1, 80 Punkte, 551 µm (XMAP, Erläuterungen vgl. Text).

Wechsel des Trends mit Abnahme des Mg zum äußeren Rand und einem Wiederanstieg des Ca. Der maximale Mg-Gehalt bleibt deutlich hinter dem der Granate aus ÖRK.3 wie auch ÖRK.1 und ÖRK.8 zurück. Ähnliche diskontinuierliche Zonierungen in Granat beschreibt Tracy (1982). Sie sollen durch polymetamorphe Entstehung der Granate entsprechend einer stratigraphische Diskordanz verursacht worden sein (Rumble & Finnerty 1974). Für die Eklogit-Granate erscheint dieser Ansatz unwahrscheinlich, da andere Proben kontinuierlich zonierte Granate besitzen. Eine weitere Möglichkeit besteht im Aufbrauchen eines Reaktanden in der kontinuierlichen multivarianten Granatproduktion (Tracy 1982).
Granat aus den beiden stark Amphibol-führenden Eklogit-Proben ÖRK.1 und ÖRK.8 zeigt im Gegensatz zu den meisten anderen Proben des Rauhen Kopfes weniger ausgeprägte Zonierungen. Ein XMAP eines Granats (ohne Abb.) zeigt eine fast homogene Fe- und eine prograde Mg- Verteilung mit relativ breiten, homogenen Säumen und einem Wiederabfallen am äußeren Rand. Ca besitzt einen stark abgegrenzten, kleinen, Ca-reichen Kern, aber unregelmäßige Verteilung im Saum (Abb. 84B). Linienprofile durch Granate aus ÖRK.8 (auch durch Bereiche ohne ausgeprägte Amphibol-Blastese) weisen oft flache Elementverteilungen auf (Abb. 84), Mn erscheint vollständig homogenisiert. Ein in Amphibol eingeschlossener Granat weist generell höhere und ausgeglichenere Mg-Gehalte als die Granate aus ÖRK.3, ÖRK.9 und ÖRK.25 auf. Es scheinen zwei Plateaus unterschiedlicher Zusammensetzungen zu existieren. Mg korreliert positiv mit Fe und negativ mit Ca (Abb. 84A).
Granat 5 aus dem Phengit-, Amphibol- und Talk-führenden Eklogit ÖRK.1 besitzt ein unruhiges Linienprofil mit durchgehend hohen Mg- und Ca-Gehalten und homogenem Mn. Fe verhält sich nahezu konstant, zeigt aber an den unmittelbaren Rändern gegensätzliche Entwicklungen (Abb. 85D).

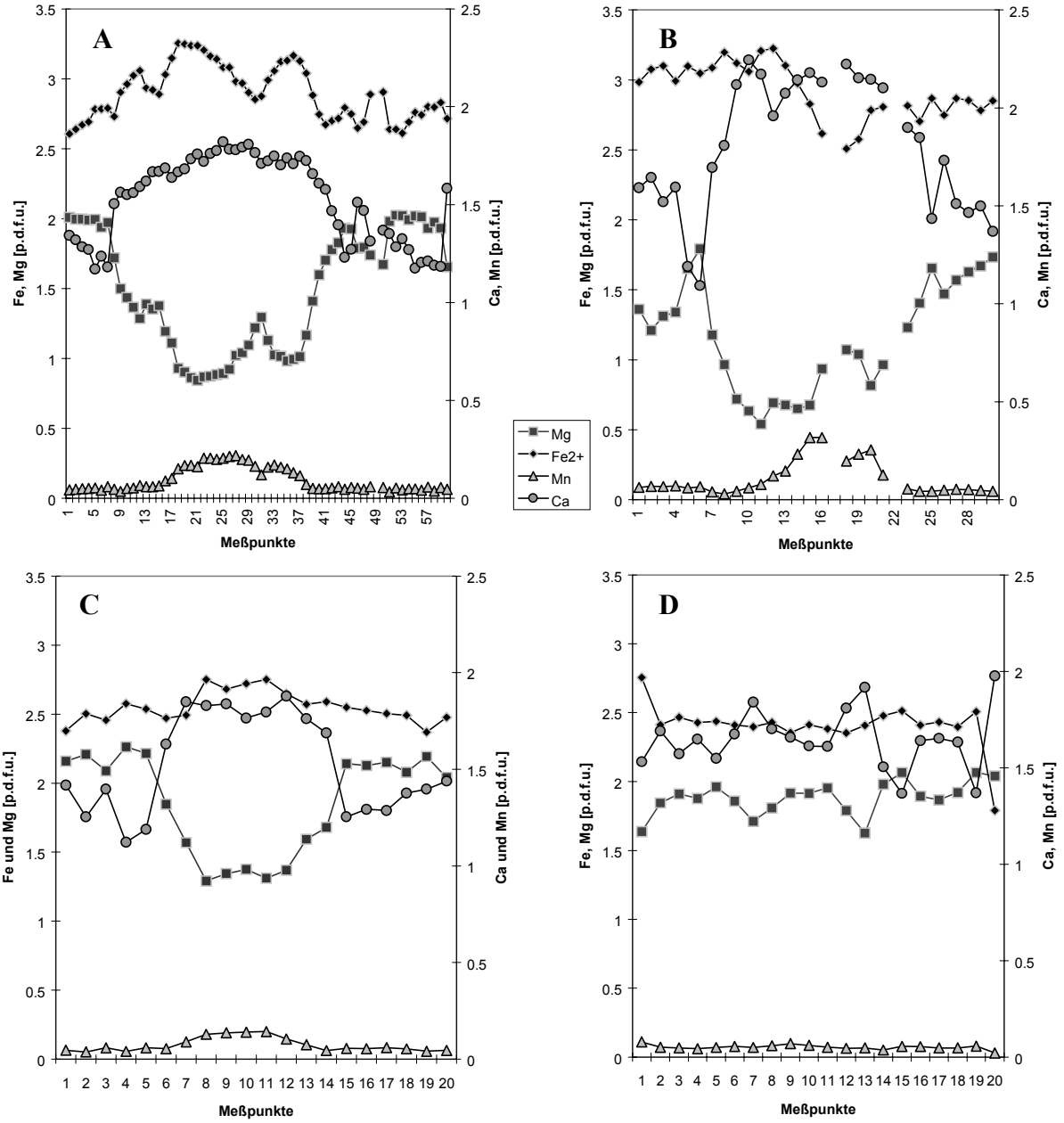
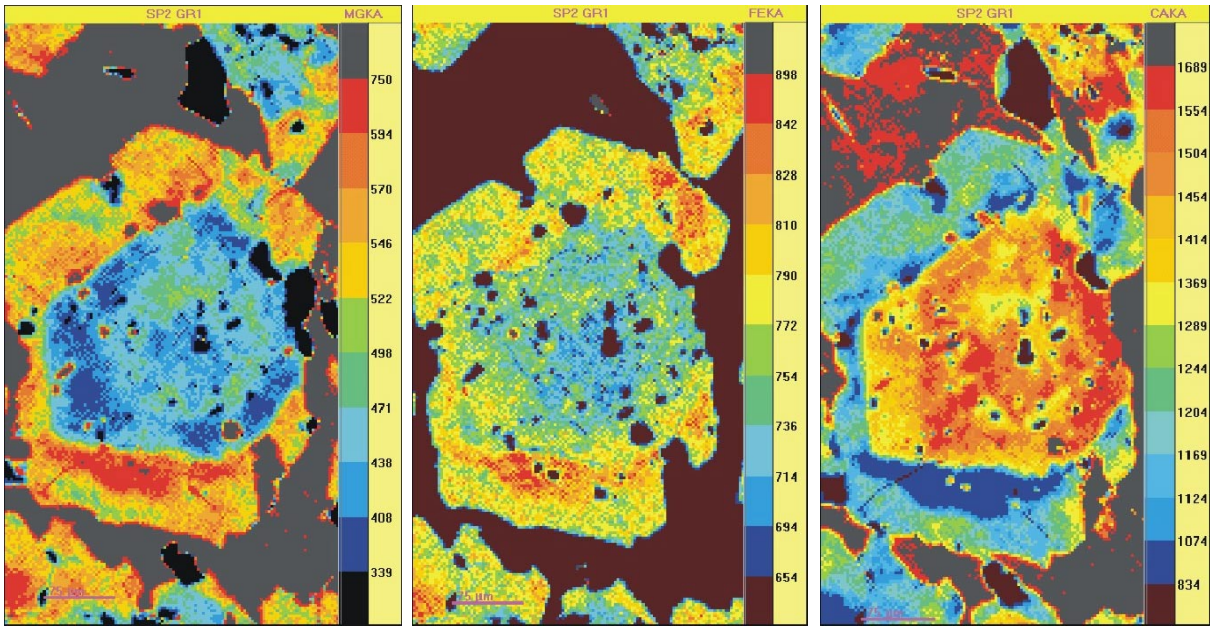


Abbildung 85 Linienprofile verschiedener Granate der Eklogite des Rauhen Kopfes (Proben ÖRK). A ÖRK.3 Kleiner Granat aus dem Bereich des XMAP, 60 Punkte, 323 µm (vgl. Abb. 82); B Granat 11 aus ÖRK.9, 30 Punkte, 637 µm, Schnitt Ecke-Ecke ESE → WNW im XMAP; C Granat 1 aus ÖRK.25, 20 Punkte, 342 µm; D Granat 5 aus ÖRK.1, 20 Punkte, 209 µm. Lücken in den Profilen resultieren aus der Messung von Einschlußmineralen bzw. Mischanalysen.

Granatzonierungen der Eklogite aus der schweizer Silvretta

Die Granate der Eklogite der schweizer Silvretta besitzen ähnliche Zonierungsmuster, ohne allerdings die hohen Mg-Gehalte der Eklogite des Rauhen Kopfes zu erreichen. Elementverteilungsbilder wurden von der frischen Eklogitprobe SP.2 mit der einfachen bimineralischen Paragenese Granat + Omphazit und einem leicht symplektitisch überprägten Phengit- und Amphibol-führenden Eklogit (SP.5) angefertigt.

Der Granat 1 aus SP.2 (Abb. 86) zeigt einen Granat mit stark abgegrenztem Mg- und Fe-armen sowie Ca-reichem Kern. Der Saum setzt sich nach einem Sprung in der Zonierung (vgl. auch Linienprofil in Abb. 88A) mit dem Ca-Minimum sowie Mg- und Fe-Maximum fort. Nach außen nimmt Mg und Fe abermals ab, Ca wieder zu. Die hohen Konzentrationsgra-



A **B** **C**

Abbildung 86 A - C XMAP-Elementverteilungsbild für Mg, Fe und Ca eines Granats aus Eklogit SP.2 (Val Puntota); zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 75 µm.
A Das Elementverteilungsbild für Mg läßt einen scharf abgegrenzten Mg-armen Kern- gegenüber einem Mg-reicheren Saumbereich erkennen. Umliegende Omphazitareale sind im Grau höherer Mg-Gehalte ausgeblendet. Im Kern erscheint vom geometrischen Zentrum ein Ansteigen- und Wiederabfallen der Mg-Konzentration möglich.
B Das Elementverteilungsbild für Fe ergibt bei grundlegend ähnlicher Entwicklung wie im Mg-Bild einen unschärferen Eindruck. Das Fe-Minimum liegt im Kern, das fleckige Fe-Maximum im Saum.
C Das Elementverteilungsbild für Ca korreliert negativ mit dem für Mg. Der Kernbereich mit dem Maximum ist gegenüber dem Ca-armen Saum klar abgegrenzt.

A **B**

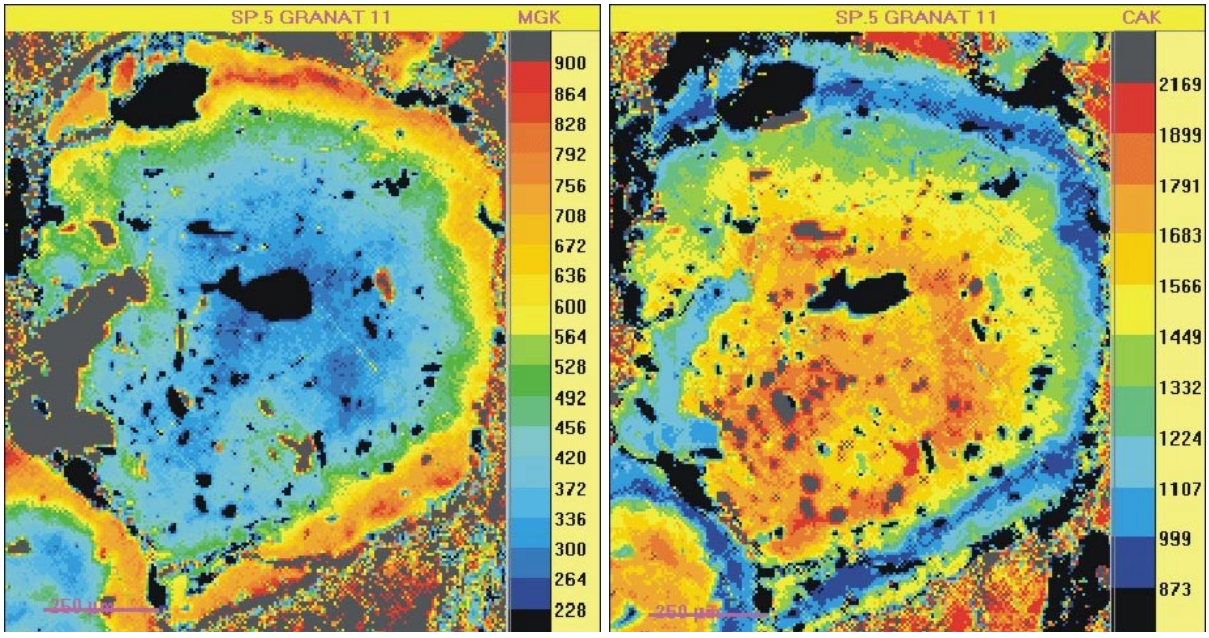


Abbildung 87 A - B XMAP-Elementverteilungsbilder für Granat 11 aus Eklogit SP.5; zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 250 µm. Die umgebende Matrix wird aus symplektitisierten Omphaziten, Klinozoisiten (rot im Ca-Bild) und barroisitischen Amphibolen (im Mg-Bild grauer, buchtig in in den Granat hineinragender Einschluß am linken Grt-Rand) aufgebaut. Der breite Mg-arme und Ca-reiche Kern wird von einem schmalen Anwachssaum mit prograd zunehmendem Mg und abnehmendem Ca umgeben. Bei den schwarzen und grauen Flecken handelt es sich um Einschlußminerale.

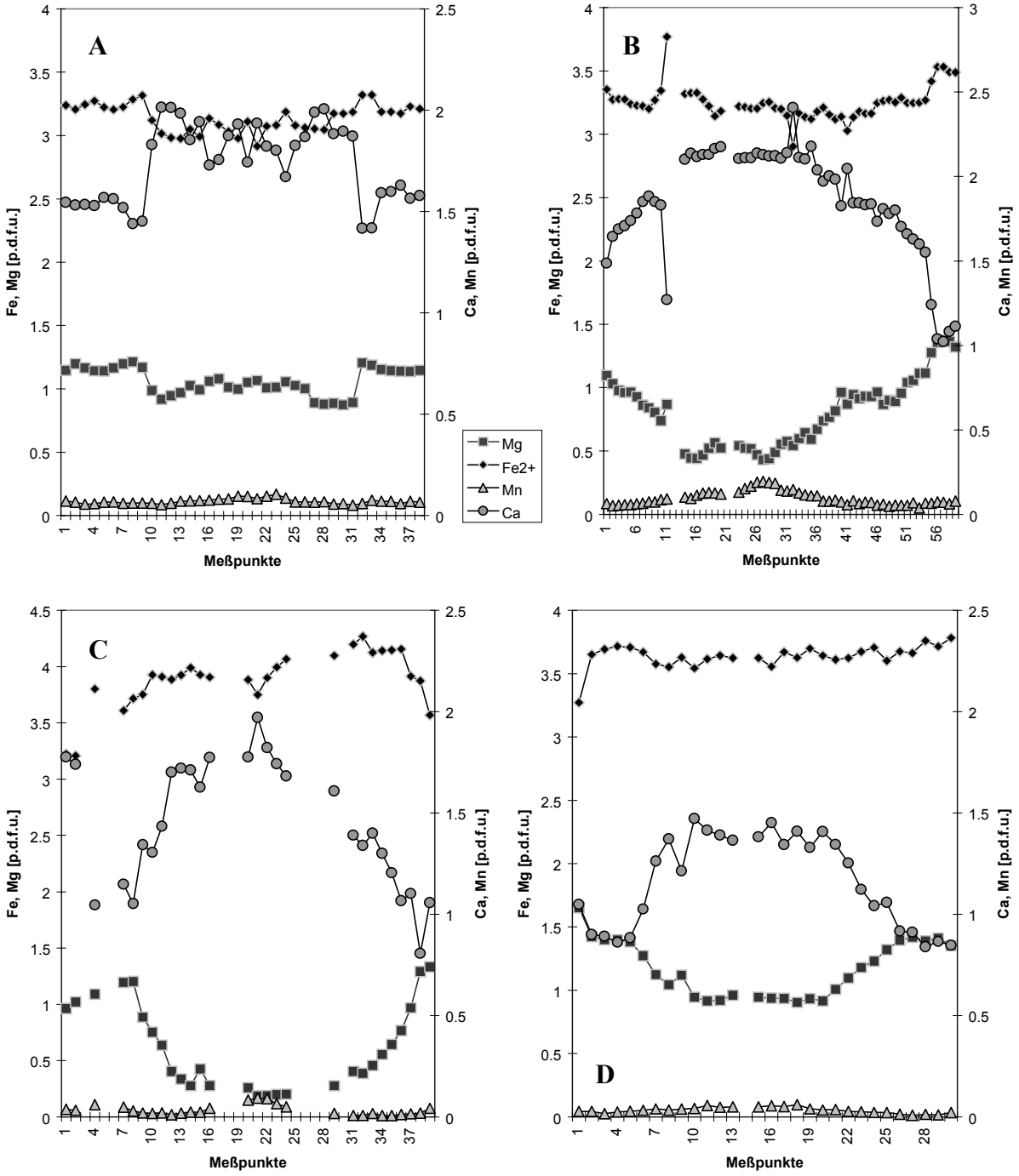


Abbildung 88 Linienprofile für Granate der Eklogite des schweizer Silvrettaanteiles. A Granat 1 aus SP.2, 40 Punkte, 219 µm; B Granat 1 aus SP.5, 60 Punkte, 589 µm; C Granat 1 aus SLas.1c, 40 Punkte, 3360 µm; D Granat 6 aus SLas.1c, 30 Punkte, 1049 µm; Erläuterungen s. Text.

dienten in allen drei Elementverteilungsbildern deuten auf eine zu vernachlässigende intrakristalline Diffusion, die bessere Erhaltung der Fe-Verteilung deutet niedrigere Metamorphosetemperaturen oder aber höhere Abkühlraten an. Die Korngröße ist in diesem Fall kein entscheidender Erhaltungsfaktor, da die Granate aus SP.2 relativ klein (~ 0.2-0.3 mm) sind und daher schneller chemisch homogenisiert werden sollten. Ca besitzt, wie übrigens auch in vielen Granaten der Eklogite des Rauhen Kopfes die höchste prozentuale Variation. Das Maximum mit 12.3 Gew.% CaO liegt nur zwei Meßpunkte (= 11 µm) neben dem zweitniedrigsten CaO-Wert (8.8 Gew.%) im Profil. Die Variation von Mg ist im Vergleich zu anderen Granaten (s. u.) gering.

Der Kern ist Mg-arm, besitzt sein Minimum aber nicht im geometrischen Zentrum, sondern scheint zuerst nach außen zuzunehmen und erreicht im äußeren Kern sein Minimum. Innerhalb des Kernes scheint der Mg-Gehalt zuerst anzusteigen, um dann auf sein absolutes Minimum abzufallen. Dies deutet auf eine komplexe Entwicklung des prograden P-T-Pfades. Auch Fe besitzt eine deutliche Zonierung mit einem Minimum im Kern und dem Maximum im inneren Saum. Die Maxima im Saum zeigen eine fleckige Verteilung. Das Zonierungsmuster für Ca läßt ebenfalls ein akzentuierte Kern-Saum Grenze erkennen und korreliert im Saumbereich negativ mit dem Mg-Bild. Der Kern zeigt dagegen Abweichungen, es scheint ein Maximum an der Grenze zum vermutlich resorbierten oder primär nicht gewachsenen Saum am rechten Bildrand zu geben.
Die erheblich größeren (~ 1 mm) Granate 1 aus SP.5 (Linienprofil Abb. 88B) ebenso wie Granat 11 aus SP.5 (XMAP, Abb. 87) weisen eine kontinuierlichere, einfach prograde Zonierung im Vergleich zu Granat 1 aus SP.2 auf. Die Variation des MgO-Gehaltes ist deutlicher. Im Kern des Granats werden dabei relativ niedrige Mg-Gehalte erreicht (MgO < 2 Gew.%), randlich können sie bis auf 6 Gew.% ansteigen. Der Granat besitzt darüberhinaus auch eine ausgeprägte Mn-Glockenkurve. Der Fe-Gehalt ist demgegenüber nahezu konstant. Auffallend an Probe SP.5 ist die Entwicklung von Atollgranaten. Diese Atollränder der Granate weisen generell höhere MgO-Gehalte auf, die extrem niedrigen MgO-Gehalte fehlen und werden als Ursache für die spätere Herauslösung der Atolllagunen (Zentralbereiche der Atollgranate) angesehen (s. u.).
Weitere Granate (Linienprofile in Abb. 88) aus Eklogiten des Val Laschadua (SLas.1c) wurden aufgrund ihrer hohen Korngröße (~ 4 mm, Granat 1) mit Linienprofilen gemessen. Auch sie besitzen ein ähnliches Zonierungsmuster wie die Granate aus SP.5 mit sehr Mg-armen (MgO < 0.8 Gew.%) und Ca-reichen (CaO 11.5 Gew.%) Kernen. Etwas kleinere Granate (Granat 6, ~ 1.5 mm) weisen nicht so steile Zonierungen auf und erreichen im Kern auch nicht die geringen Mg-Gehalte, vermutlich handelt es sich dabei um azentrische Schnitte.

Atoll-Granate

Die in Proben des Val Puntota, Val Laschadura und von Zernez auftretenden Atoll-Granate wurden über Linienprofile analysiert, um mineralchemische Indizien für ihre Genese zu gewinnen. Die Atoll-Lagune besitzt generell die Form eines negativen Rhombendodekaeders und enthält keine Granatrelikte mehr. Grundsätzlich werden zwei kontrastierende Modelle für die Entstehung solcher Atoll-Granate angenommen. Nach einem Modell kristallisieren die Atoll-Granate um Mineralphasen der Matrix, die sie als gewöhnliche, primäre Einschlüsse vollständig inkorporieren. Das zweite Modell geht von einer späteren Auflösung eines unter den gegebenen Druck-Temperatur-Bedingungen nicht mehr stabilen Granatkernes aus. Die Einschlüsse dieser Atoll-Lagune sind demnach sekundär entstanden und stünden im Gleichgewicht mit der Außenrandzusammensetzung der Atoll-Granat-Barriere (O´Brien & Carswell 1997). Godard (1988) lehnt die Auflösung des Granatkerns unter Annahme eines geschlossenen Systems ab. Granat soll entlang von Quarz-Korngrenzen wachsen und letzteren später inkorporieren, wodurch sich die Quarzdominanz in den Lagunen erklären würde. Die Silvretta-Eklogite mit Atoll-Granaten weisen allerdings häufig auch Omphazit, Phengit und Rutil

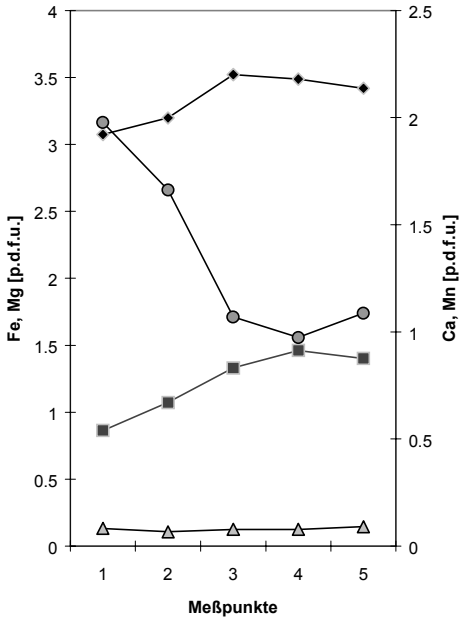


Abbildung 89 Linienprofil durch Atoll-Granat 8 in Eklogit SP.5 (Val Puntota); 190 µm.

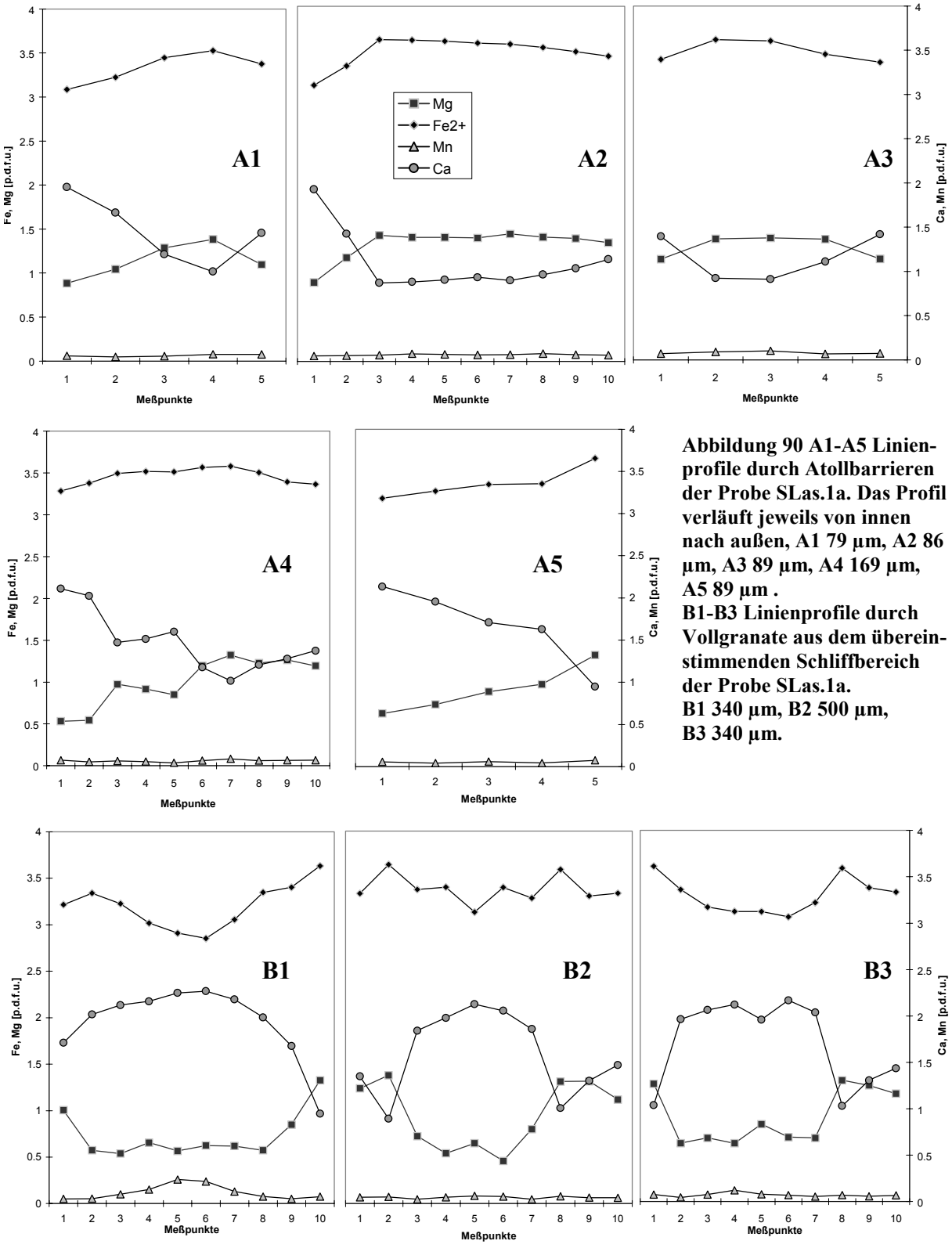


Abbildung 90 A1-A5 Linienprofile durch Atollbarrieren der Probe SLas.1a. Das Profil verläuft jeweils von innen nach außen, A1 79 µm, A2 86 µm, A3 89 µm, A4 169 µm, A5 89 µm .
B1-B3 Linienprofile durch Vollgranate aus dem übereinstimmenden Schliffbereich der Probe SLas.1a.
B1 340 µm, B2 500 µm, B3 340 µm.

als Einschluß auf, Phengit tritt z. T. monokristallin auf.
Beane (1998) beschreibt Atoll-Granate aus Eklogiten des Maksyutov-Komplexes und deutet sie als Produkte einer späten Herauslösung des Kerns. Risse im Granat, die fast immer vorhanden sind, werden oft durch die Blastese von Chlorit markiert. Die Phasentransformation von Coesit zu Quarz könnte durch Schaffung einer Zutrittsmöglichkeit für Fluide auch die Atoll-Granat-Bildung unterstützen.
Die Atoll-Granate sind ebenso wie die Vollgranate aus der selben Probe zoniert, weisen allerdings ein asymmetrisches Muster auf (Abb. 89 und 90).

Die an SLas.1a gewonnenen Linienprofile vom Innenrand der Atoll-Barriere nach außen zeigen einen Trend von zunehmenden Mg- und Fe-Gehalten bei abnehmden Ca-Gehalten auf. Nach außen kann sich ein Bereich konstanter Zusammensetzung und eine Umkehrung des Trends anschließen. Die Ca-Maxima und Mg-Minima der Kerne der Vollgranate korrelieren gut mit den Innenrändern der Atoll-Barrieren.
Der Großgranat 1 aus SP.5 zeigt dagegen noch wesentlich Mg-ärmere Zusammensetzungen in seinem Kern, verglichen mit dem Innenrand des Atollgranats 8 (Abb. 88B + 89).

Granat aus den Granat-Amphiboliten
In der Silvretta treten verschiedene Typen von Granat-Amphiboliten auf. Schon Streckeisen (1928) und Spaenhauer (1932) beschrieben aus ihren Arbeitsgebieten verschiedene Varietäten. Grundsätzlich kann zwischen den symplektitischen Typen, die eindeutige Eklogitderivate darstellen, und granoblastischen Typen unterschieden werden. Für die symplektitischen Granat-Amphibolite ("Eklogitamphibolite") ist eine direkte Abkunft durch Geländebeziehungen und aufgrund mikrotextureller Beobachtungen gesichert. Dementsprechend sind die Zonierungsmuster der Granate parallel zu denen der Eklogite (vgl. auch Abschnitt Diffusion, Abb. 79) identisch.

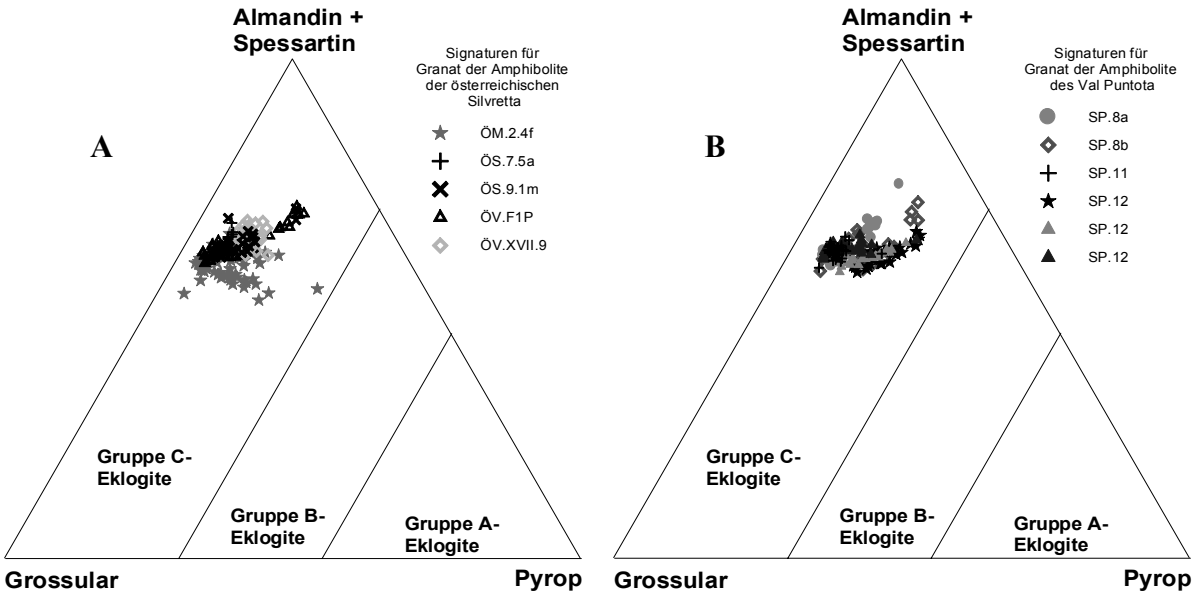


Abbildung 91 Mineralchemie der Granate aus den Granat-Amphiboliten des österreichischen (A) und schweizer (B) Silvrettaanteils nach dem Diagramm von Coleman et al. (1965).

Im Diagramm von Coleman et al. (1965) fallen die Granat-Amphibolite der österreichischen und schweizer Silvretta ebenfalls ins Feld der Gruppe C-Eklogite. Von den Proben des Verwall, Montafon und der eigentlichen Silvrettagruppe konnten keine signifikanten Unterschiede zwischen den symplektitischen Typen ÖM.2.4f und ÖV.F1P zu den granoblastischen ÖS.7.5a und ÖV.XVII.9 festgestellt werden (Abb. 91A). Nur ÖM.2.4f zeigt einen Trend in Richtung höherer Pyrop-Komponenten. Reliktische Granate in ÖS.9.1m stimmen ebenfalls mit denen der anderen Granat-Amphibolite überein.
Die schweizer Proben leiten sich alle direkt aus Eklogiten ab, die Punktlagen stimmen mit denen der retrograd unveränderten Eklogite überein (Abb. 91B).

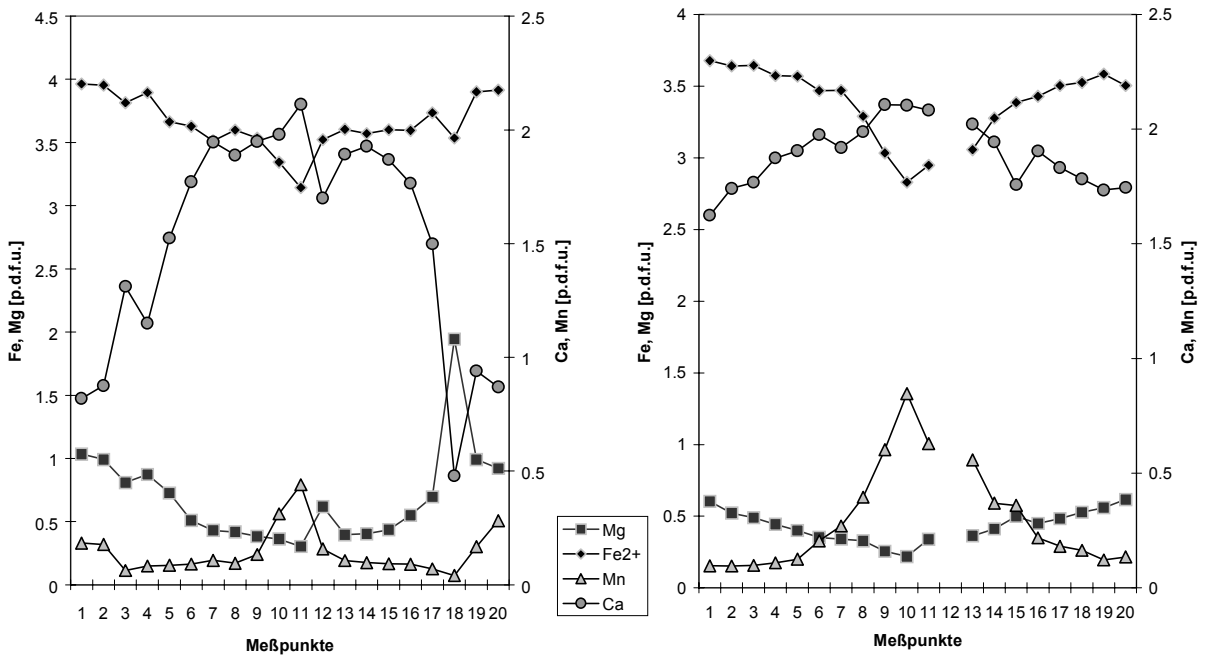


Abbildung 92 Linienprofile für Granate aus dem symplektitischen Granat-Amphibolit ÖV.F1P (Verwallgruppe). Die Zonierungsmuster verlaufen parallel zu den Granaten der Eklogite, weisen aber niedrigere Mg-Gehalte auf. Deutliche retrograde Überprägungen lassen sich durch Mn-Anreicherungen am Rand nur in einzelnen Kristallen nachweisen. A Granat 2, 20 Punkte, 824 µm; B Granat 5, 20 Punkte, 829 µm.

Linienprofile durch Granat aus den Granat-Amphiboliten ist aufgrund der reliktischen Erhaltung nicht in allen Proben möglich. Die Eklogitamphibolite weisen in den analysierten Proben mit den Eklogit-Granaten übereinstimmende Zonierungsmuster auf.
Granat-Kristalle aus dem symplektitischen Granat-Amphibolit ÖV.F1P zeigen eine starke Ca-Anreicherung im Kern und deutlich Abfall zum Rand (Abb. 92). Die Fe- und Mg-Gehalte steigen zum Rand mehr oder weniger kontinuierlich an. Der absolute Mg-Gehalt ist aber deutlich niedriger als in Granat aller untersuchter Eklogite. Der Mn-Gehalt weist im Gegensatz zu den meisten Eklogiten ein Maximum im Kern auf.
Linienprofile aus den symplektitischen Granat-Amphiboliten des Val Puntota (SP.8a/b, Sp.11, SP.12) ergeben ein übereinstimmendes Zonierungsmuster (ohne Abb.). Mn besitzt in allen Fällen ein deutliches Maximum im Kern.

Granat der Metasedimente

Bisheriger Kenntnisstand

Eine erste systematische Untersuchungen von Granatchemismen der nördlichen Silvrettadecke unternahm Amann (1985). Dieser beschreibt eine Zunahme der Granatkorngrößen von Ost nach West, ebenfalls texturelle Unterschiede sowie eine verstärkte randliche Umwandlung in Biotit im Osten der Silvrettadecke.
Die Granate weisen grundsätzlich Almandin-betonte Chemismen auf, Grossular und Spessartin sind häufig im Kern angereichert, Pyrop erreicht nur selten höhere Gehalte.
Amann (1985) unterschied aufgrund von texturellen und mineralchemischen Befunden sechs verschiedene Granattypen, deren Auftreten auch regional eingegrenzt werden kann. Die Granate können unzoniert, asymetrisch zoniert, einfach prograd symmetrisch sein oder aber einem Stufenbau, insbesondere bezüglich des Ca-Gehalts, aufweisen. Amann (1985) faßt komplex gebaute, irregulär zonierte Granate, in einer eigenen Gruppe zusammen. Insgesamt besitzen die Mehrzahl der Granate prograde Zonierungsmuster mit einem Anstieg des Mg-Gehaltes zum Rand. Im Westen des Verwall (Vorarlberg) sollen kleine, homogene Granate dominieren, im östlichen Verwall (Tirol) dagegen große, zonierte Kristalle (Amann 1985). Am äußersten Ostrand der Silvrettadecke beobachtete Amann (1985) sogar eine Granathomogenisierung, was im Einklang mit den höchsten Granat-Biotit-Temperaturen (s. u.) steht.
Eine weitere Gliederung von Granattypen in Metasedimenten nahm Bollin (1994) an Biotitplagioklasgneisen und Plagioklasknotengneisen aus dem Gebiet der schweizer Silvretta vor. Aufgrund mineralchemischer und mikrotextureller Befunde unterschied er fünf Typen. Un- und schwach zonierte Klein- und Atollgranate, symmetrisch und asymmetrisch zonierte Kleingranate, variabel zonierte Großgranate, Mn-arme Großgranate mit Säumen sowie einschlußreiche, unzonierte, große Atollgranate mit extrem hohen Fe-Gehalten. Im Gegensatz zu Amann (1985) konnte er keinen regionalen Bezug hinsichtlich Größe und Textur der Granate feststellen, eine Kartierung von Zonierungstypen war nicht möglich.
Die Kleingranate besitzen hohe Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse. Die Homogenität kann als Ursache ein schnelles Wachstum bei gleichbleibenden P-T-Bedingungen oder spätere diffusive Überprägung haben. Randliche Anreicherungen von Mn in Granaten anderer metamorpher Gesteinseinheiten wurden von Tracy et al. (1976) als Ergebnis retrograder Reaktionen, von Hollister (1966) und Kretz (1973) dagegen als mögliche Reaktion auf den prograden Abbau der Mn-Trägerphase Chlorit angesehen. Granatresorbtionen (Anderson & Buckley 1973) bzw. grünschieferfazielle Überprägungen (Grapes & Watanabe 1992) können durch die Ermöglichung von Rückdiffusion in den Granat während der Abkühlung ähnliche Zonierungsmuster erzeugen (Ghent 1988). Diese inverse Zonierungen des Mn im äußeren Randbereich kann an verschiedenen Granaten der Silvretta-Metapelite beobachtet werden, auch an solchen ohne Granatresorbtion (idiomorphe Granate) oder grünschieferfazieller Überprägung (Chloritisierung).
Fe-Anreicherungen und Mg-Abreicherungen an den Granaträndern deutete Bollin (1994) als typisches Abkühlphänomen. Konstante Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse deuten nach Amann (1985) auf ein Granatwachstum bei relativ konstanten Temperaturbedingungen. Niedrige Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse deuten dagegen auf hochtemperierte Bildungen (Deer et al. 1982), wobei allerdings die Gesamtgesteinschemie, genauso wie beim Ca/Fe-Verhältnis, eine wichtige Rolle spielt. Bollin (1994) betonte ebenfalls die Bedeutung der Lokalchemie bzw. dem Reservoir verfügbarer Elemente in der Umgebung des Kristallisationsortes für die Kristallchemie des Granats. Die Zonierungsmuster der Granate verschiedener Granattypen nach Bollin (1994) sollen abhängig von den texturellen Verhältnissen sein.
Bollin (1994) stellte zwei Theorien zur Entstehung von Atollgranaten vor. Die Aufbautheorie nach Müller (1989) beinhaltet eine Sammelkristallisation aus kreisförmig angeordneten Granatkristallen, die Retromorphosetheorie sieht eingeschlossene Minerale als Zersetzungspro-

dukte des Granatskerns an (Bard 1986). Dies würde dem Modell der Herauslösung der Granatkerne bei den Metabasit-Granaten entsprechen.

Auswertung der Granat-Mineralchemie eigener Silvretta-Metapelitproben

Die Darstellung der Mikrosondenanalysen der Metapelit-Granate der Silvrettadecke im Dreiecksdiagramm Almandin/Spessartin - Grossular - Pyrop zeigt klar ihre Almandin/Spessartin-dominierte Mineralchemie auf. Fast alle Analysen plotten unterhalb der 30 %-Grenze für Grossular + Pyrop (Abb. 93), Ausnahmen stellen nur Granate aus dem Kalksilikatgneis ÖM.5.1g und der Ca-reichen metasedimentären Lage ÖV.0.1a. Diese Granate sind, insbesondere in Probe ÖM.5.1g, deutlich Grossular-reicher (vgl. Abb. 93).

Die chemische Variabilität der verschiedenen Proben umfaßt nahezu den gesamten Bereich des Ausschnittes des ternären Granat-Diagramms oberhalb der 70 %-Grenze für Almandin / Spessartin. Die einzelnen Proben bilden dabei Punktwolken im Diagramm, können aber auch Trendlinien aufgrund von Zonierungen aufweisen. Die stark divergierende Mineralchemie der Granate ist z. T. durch die Gesamtgesteinschemie der Proben bedingt, mit Sicherheit stellen sie aber auch Relikte unterschiedlicher Equilibrierungsstadien der Silvretta-Gesteine entlang eines P-T-Pfads der Silvrettadecke oder Gleichgewichtszustände voneinander völlig unabhängiger Metamorphoseereignisse dar.

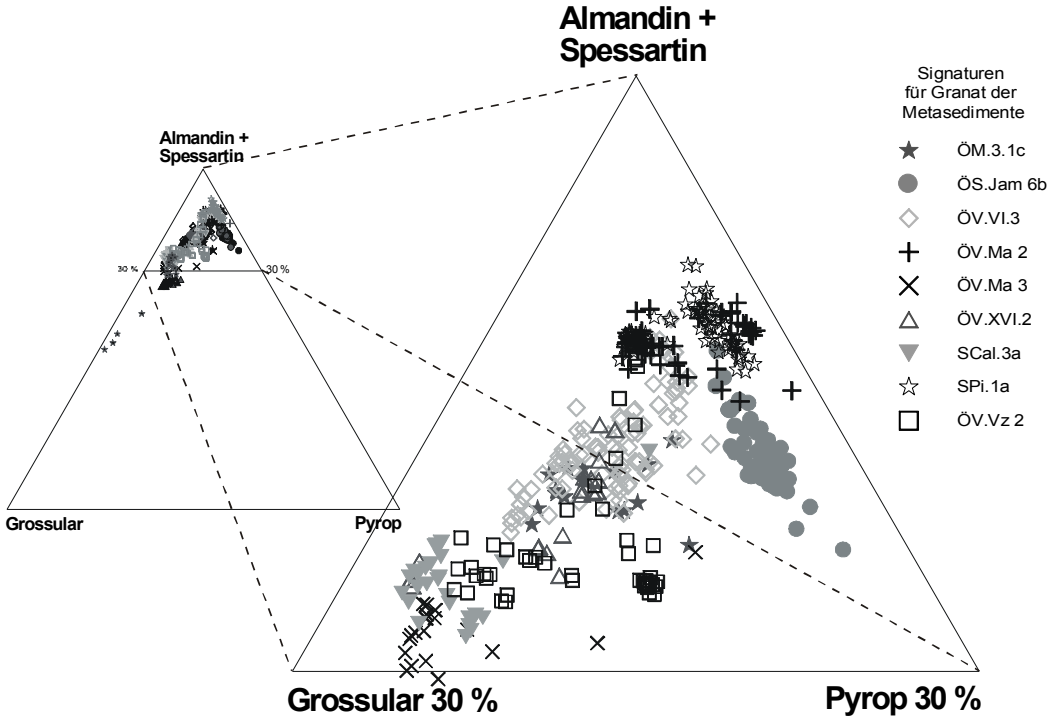


Abbildung 93 Mineralchemie der Granate der Metasedimente im ternären Diagramm Almandin+Spessartin - Grossular - Pyrop. Linke Seite (unvergrößert) dunkelgraue Sterne = ÖM.5.1g, Graue Dreicke = ÖV.0.1a; rechte Seite (Ausschnitt) graue Sterne = ÖM.3.1c, hellgraue Kreise = ÖS.Jam 6b, hellgraue offene Rauten = ÖV.VI.3, schwarze Kreuze = ÖV.Ma 2, schwarze Diagonalkrueze = ÖV.Ma 3, hellgraue offene Dreiecke = ÖV.XVI.2, hellgraue Dreicke = SCal.3a, offene Sterne = SPi.1a, offene Quadrate = ÖV.Vz 2.

Von den metapelitischen Proben wurde lediglich für einen großen Granat-Poikiloblast mit synkinematischen Quarz-Einschlüssen aus der Probe ÖV.VI.3 ein Elementverteilungsbild für die Elemente Fe, Mg und Ca angefertigt (Abb. 94). Auch dieser Granat weist Zonierungen hinsichtlich aller untersuchten Elemente, nämlich Fe, Mg und Ca, auf. Diese sind allerdings der weniger deutlich ausgeprägt als bei den Eklogit-Granaten. Im Elementverteilungsbild für Granat 1 aus ÖV.VI.3 ist ein undeutliches und unvollständiges Maximum des Fe-Gehaltes im Bereich des inneren Saumes zu erkennen. Zum äußeren Saum erfolgt eine abermalige

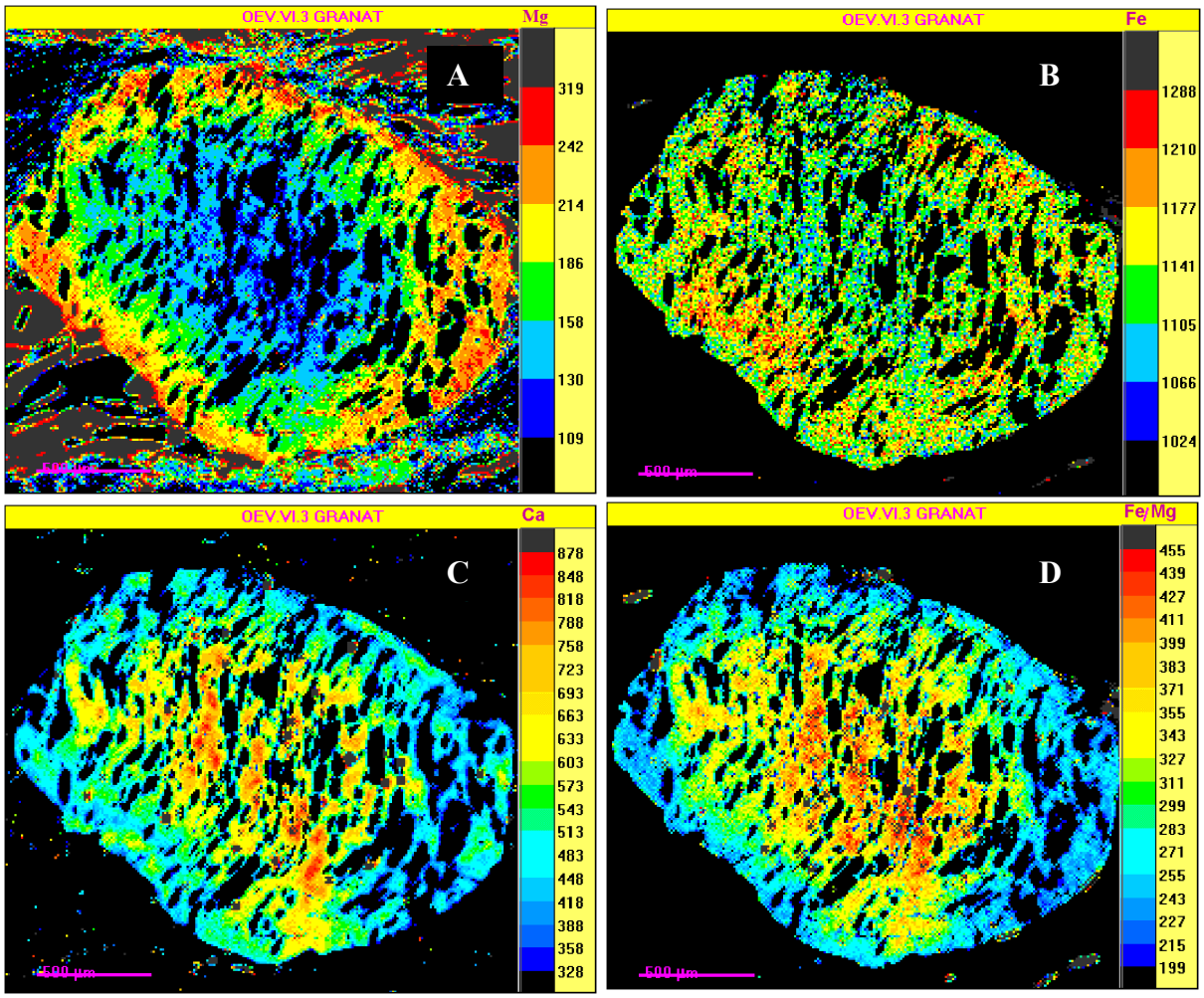


Abbildung 94 A -D XMAP-Elementverteilungsbilder des Granat Poikiloblasten 1 aus ÖV.VI.3 für Mg, Fe, Ca und das Verhältnis Fe/Mg; zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 500 µm.
Der Kristall ist prograd zoniert, das Mg-Minimum liegt im Kern und nimmt kontinuierlich nach außen zu; Fe ist nur schwach zoniert mit einem Minimum im Kern; Ca besitzt sein Hauptmaximum im Kern, nimmt nach außen ab, besitzt aber ein nur teilweise entwickeltes weiteres Nebenmaximum in Randnähe; das Verhältnis Fe/Mg korreliert sehr gut mit Ca.

Abnahme des Fe-Gehaltes. Die relative Variation ist niedrig (vgl. Skala in Abb. 94B).
Die Pyrop-Komponente (Abb. 94A) erreicht nicht so hohe Gehalte wie die Granate in den Eklogiten, besitzt ist in den Kernen oft einheitliche Minima und steigt randlich deutlich an. Das Bild für Mg zeigt einen ausgedehnten Kern mit niedrigen Mg-Gehalten und einem Mg-Anstieg nach außen. Der Mg-reichere Saum erreicht je nach Position zu den Foliationsebenen eine unterschiedliche Ausdehnung. In den Foliationsebenen ist er nur geringmächtig, in den Druckschattenbereichen dagegen deutlich breiter.
Die Grossular-Komponente (Abb. 94C) weist die gegenläufige Entwicklung zur Pyrop-Komponente auf. Ein ausgedehntes Maximum im Kern ist von einem breiten, relativ gleichförmigen Ca-Minimum im Saum umgeben. Am äußersten Rand ist ein abermaliger Anstieg des Ca-Gehalts zu beobachten.
Das Verhältnis Fe/Mg (Abb. 94D) wird fast ausschließlich durch die Entwicklung des Mg bedingt und weist demzufolge eine Parallelität zum Mg-Bild auf. Das Verhältnis Fe/Mg besitzt einen breites Maximum im Kern und sinkt zum Rand ab.
Insgesamt ist in den Elementverteilungsbildern trotz des eher unregelmäßigen Eindruckes ein deutlicher symmetrischer Zonarbau zu erkennen (vgl. Bildunterschrift), der auf eine prograde Entwicklung mit abnehmenden Fe/Mg-Verhältnissen vom Kern zum Rand schließen läßt. Der Zonarbau wird als wachstumsbedingt, aber diffusiv überprägt, gedeutet. Randlich ist an

diesem Kristall aufgrund des Elementverteilungsbildes keine eindeutige retrograde Überprägung zu erkennen.
Im weiteren wurde für diesen Granat-Kristall, wie für zahlreiche weitere Gesteinsproben, Linienprofile mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde an Granaten gemessen.
Das Linienprofil bietet zusätzlich Information über die Mn-Verteilung, die insbesondere für die Lokalisierung des Kerns von Bedeutung sein kann. Für Granat 1 (Abb. 95A) ist ein sehr unregelmäßiger Verlauf aller Hauptelemente zu erkennen. Mn besitzt ein Maximum im Kern (bei Meßpunkt 15), das Hauptmaximum liegt jedoch dezentral bei Punkt 31. Vom Kern zum Rand erfolgt ein zweifaches Wiederansteigen und -abfallen des Mn-Gehaltes.
Erheblich einfacher ist dagegen die Zonierung des Granat 2 aus ÖV.VI.3. Fe, Mg und Mn sind im Kern des Granats homogenisiert, lediglich das diffusionsstabilere Ca weist noch eine unregelmäßige mehrphasige Zonierung mit einem starken Abfall am Rand auf. Mg fällt am Rand ebenfalls ab, Mn steigt stark an, was auf die retrograde Überprägung hinweist.

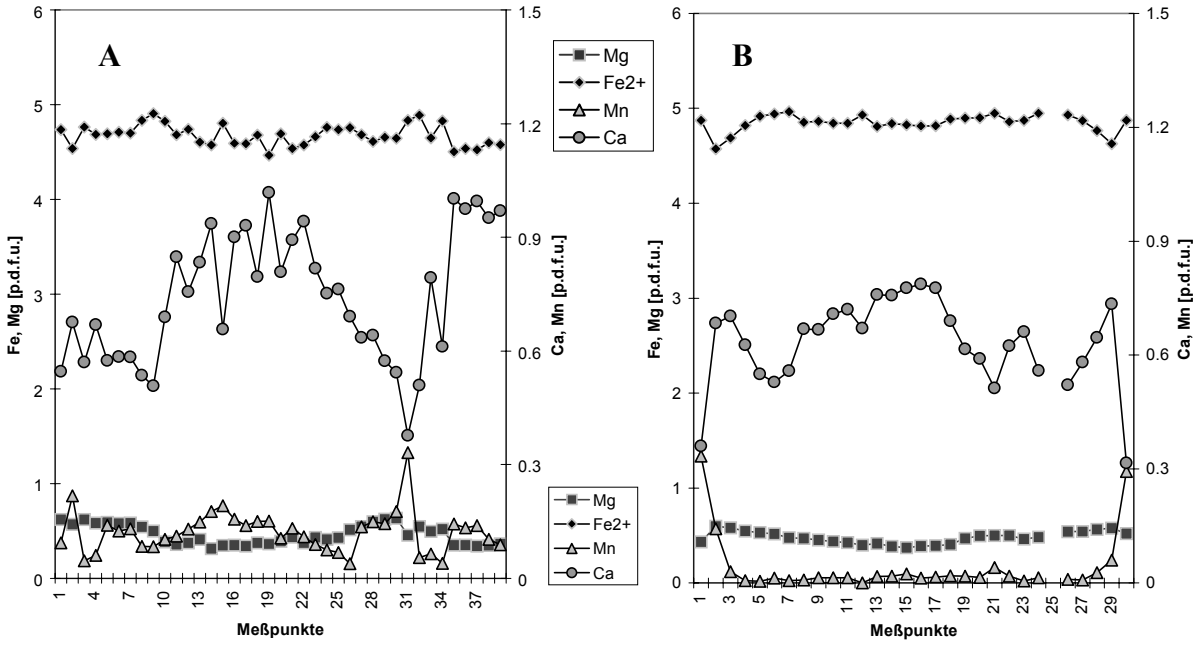
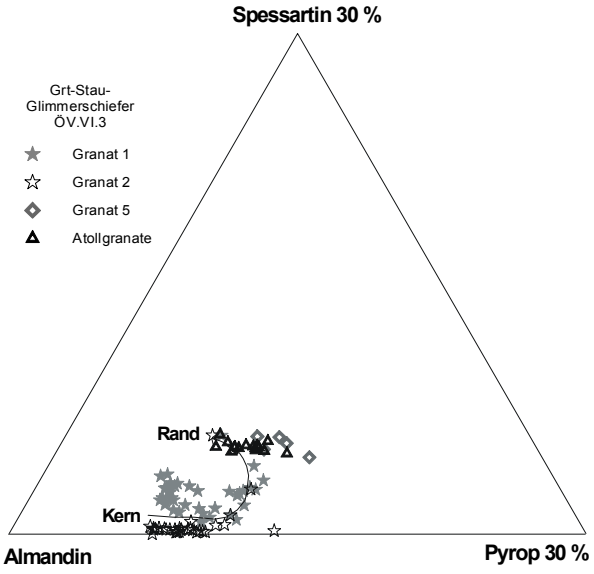


Abbildung 95 Linienprofile für Granat 1 und Granat 2 aus dem Metapelit ÖV.VI.3 (Grt-Stau-Glimmerschiefer). A Granat 1, Länge 1.94 mm, ESE→WNW-Schnitt (vgl. Elementverteilungsbilder und Dünnschliffphotographie, Phototafel 4, Abb. 5), 39 Meßpunkte; B Granat 2, 30 Meßpunkte, 867 µm.



Die Spurenelemente Ti und Cr spielen in den Granaten nur eine sehr untergeordnete Rolle. Cr_2O_3 variiert unsystematisch zwischen 0.0 und 0.06 Gew.%, TiO_2 liegt zumeist unter 0.1 Gew.%, kann aber in einzelnen Analysen bis zu 0.28 Gew.% erreichen. Abgesehen von diesen Ausreißeranalysen, die auf Mischanalysen mit submikroskopisch kleinen Rutil-Kristallen herrühren können und daher nicht weiter betrachtet werden, korrelieren in den beiden größeren Granat-Porphyroblasten

Abbildung 96 Ausschnitt aus dem ternären Diagramm Spessartin - Almandin - Pyrop für die Granate aus ÖV.VI.3; Symbole vgl. Text.

die Ti-Gehalte mit den Ca-Gehalten und besitzen in den Kernen mit 0.14 Gew.% ihr Maximum.
Die Atollgranate und kleineren Granate in einer Glimmer- und auch Turmalin-reichen Lage besitzen grundsätzlich ähnliche Granatchemismen wie die Porphyroblasten / Poikiloblasten. Der MnO-Gehalt liegt mit > 2 Gew.% deutlich oberhalb des Mn-Maximums im Kern von Granat 1, aber im Bereich des randlichen retrograden Maximums von Granat 2 (Abb. 96). Auch CaO und MgO stimmen genau mit dem Randchemismus von Granat 2 überein. Die Spurenelemente Cr_2O_3 und TiO_2 verhalten sich parallel zu den Porphyroblasten, Cr liegt nur selten oberhalb der Meßgrenze, TiO_2 liegt abermals zumeist unter 0.1 Gew.%.
Der Fe_2O_3-Gehalt der Granate und damit die Andradit-Komponente bleibt generell niedrig. Sie erreicht maximal 4 Mol %.

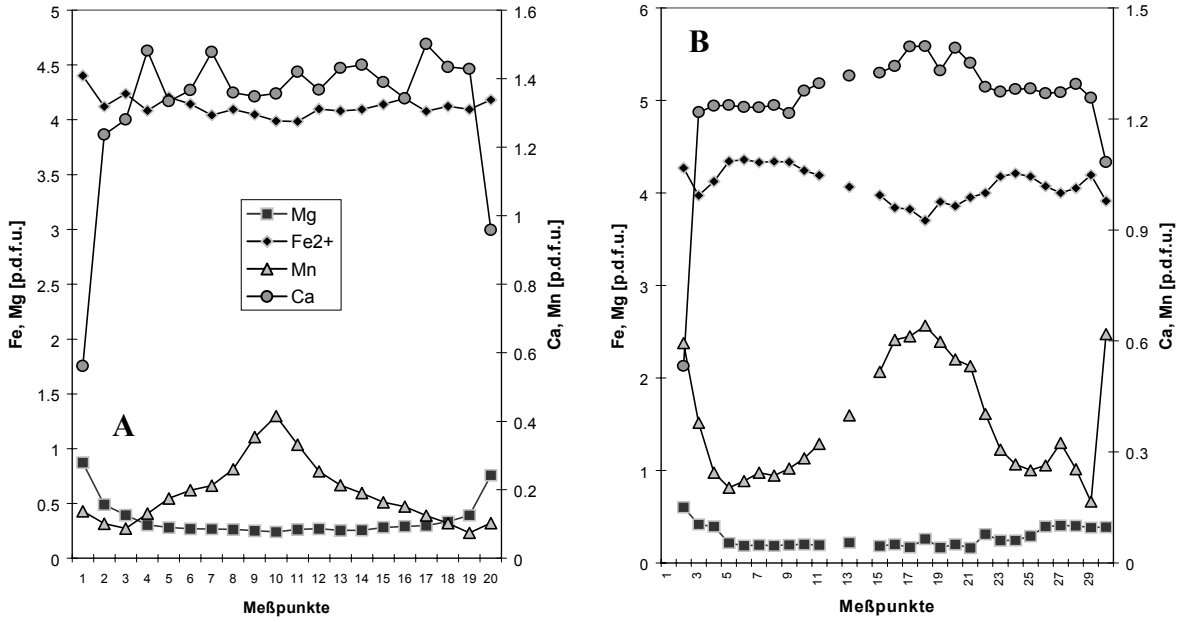


Abbildung 97 Linienprofile zur Mineralchemie der Granate aus ÖV.Ma 3 (A) und SCal.3a (B); A ÖV.Ma 3 Granat 1, 20 Punkte, 1.03 mm; B SCal.3a Granat 1, 30 Punkte, 874 µm.

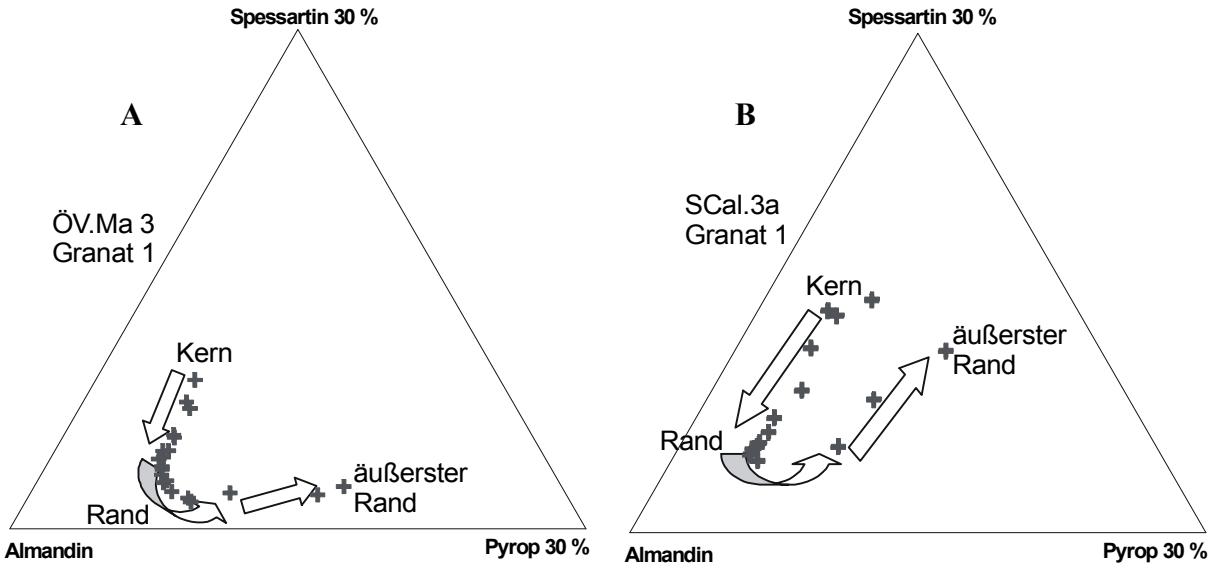


Abbildung 98 Beispiele für primäre Wachstumszonierungstrends im ternären Diagramm Spessartin 30 % - Almandin - Pyrop 30 %. A Granat 1 aus ÖV.Ma 3 mit schwacher randlicher retrograder Beeinflussung; B Granat 1 aus SCal.3a mit deutlicher retrograder Reequlibrierung.

Granat aus zahlreichen weiteren Metapeliten (z. B. ÖV.Ma 3 vom Nordrand der Verwallgruppe im Malfontal) aber auch Gneisen (z. B. SCal.3a aus dem God Carolina vom Südrand der Silvretta nahe Brail im Engadin) weisen typische Granat-Zonierungsmuster mit Glockenkurven für das Mn auf (vgl. Abb. 97, 98). Fe korreliert in Granat 1 aus SCal.3a negativ mit Ca. Mg ist in ausgedehnten Kernbereichen homogen, weist aber in beiden Proben eine starke randliche Zunahme auf. Bei den Spurenelementen liegt Cr wiederum im Bereich der Nachweisgrenze, TiO_2 besitzt sein Maximum jeweils im Kern (0.18 Gew.% in ÖV.Ma 3 und 0.11 Gew.% in SCal.3a), eine grobe Korrelation mit dem Ca-Gehalt ist erkennbar. Der Fe^{3+}-Gehalt liegt mit maximal 0.6 Mol % noch deutlich niedriger als in Probe ÖV.VI.3. In Probe SCal.3a werden 1.5 Mol % erreicht.

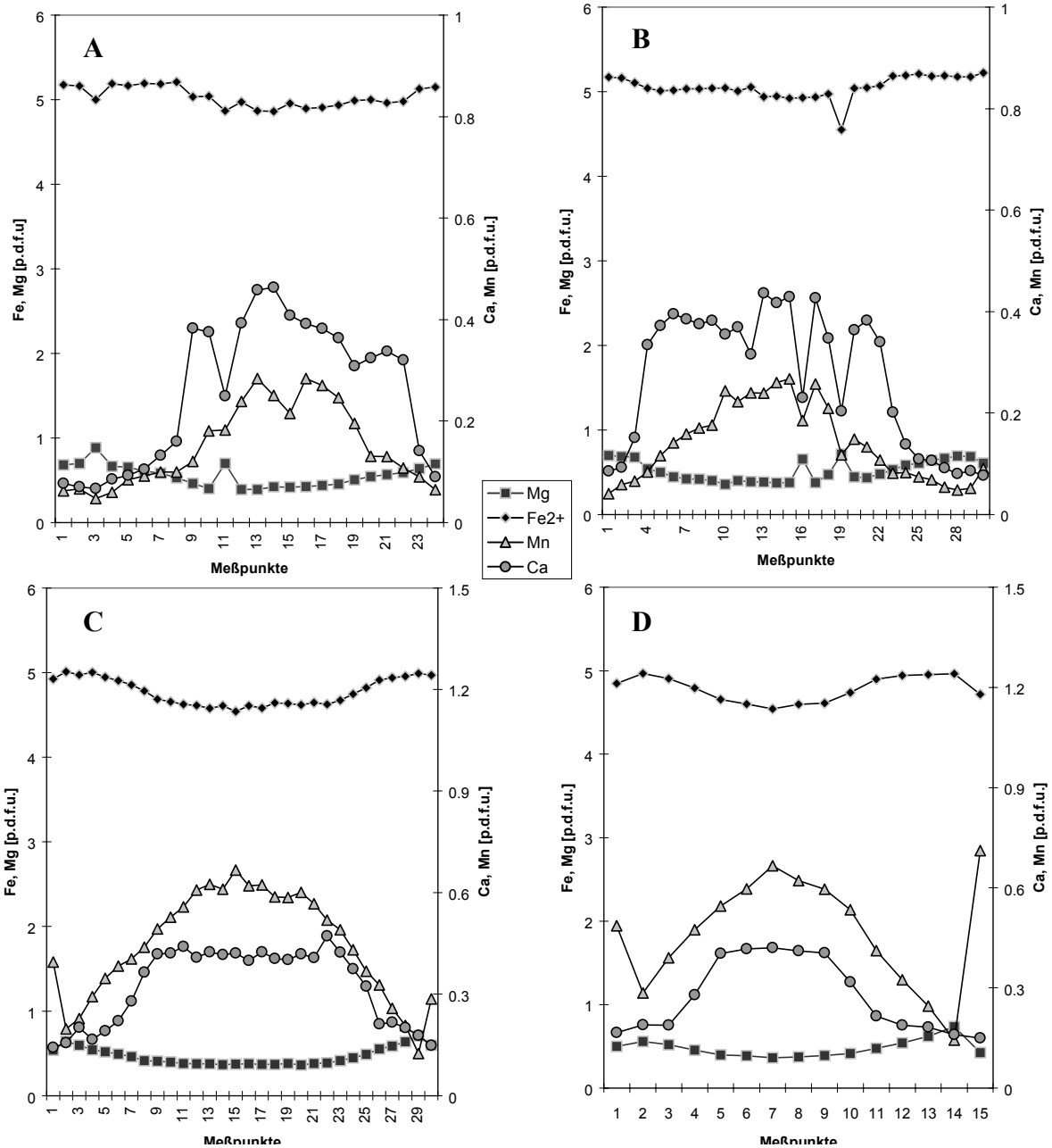


Abbildung 99 Linienprofile zur Mineralchemie und Zonierung von Granat aus ÖV.Ma 2 (A Granat 1 + B Granat 2) und SPi.1a (C Granat 3 + D Granat 7). Beide Zonierungen besitzen typische Mn-Glockenkurven und weisen eine prograde Entwicklung mit steigenden Mg/Fe-Verhältnissen vom Kern zum Rand auf. In den Granaten aus SPi.1a ist eine deutliche randliche Reequilibrierung durch den Wiederanstieg des Mn zu erkennen. A ÖV.Ma 2 Granat 1, 24 Meßpunkte, 2.66 mm; B ÖV.Ma 2, Granat 2, 30 Meßpunkte, 2.20 mm; C SPi.1a Granat 3, 30 Meßpunkte, 1.52 mm; D SPi.1a Granat 7, 15 Meßpunkte, 1.75 mm.

Weitere im Hinblick auf das Mg/(Fe^{2+}+Mg)-Verhältnis prograd zonierte Granate treten in den Proben ÖV.Ma 2 (Granat-Chlorit-Hellglimmer-Schiefer) des Malfontales sowie in einem Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer des Pischagebietes (SPi.1a) NE Davos auf. Die Granate aus ÖV.Ma 2 sind die Fe-reichsten Granate aller hier untersuchten Gesteine. Sie erreichen über 5 Fe p.d.f.u. ohne dabei eine deutliche Fe-Zonierung aufzuweisen (Abb. 99A+B). Mg besitzt sein Minimum im Kern und steigt nach außen kontinuierlich an, um im äußeren Saum wieder abzunehmen. Ca weist erheblich niedrigere Gehalte als in den Proben ÖV.Ma 3 und SCal.3a auf. Ein zwar stark streuender aber Ca-reicherer Kern wird von einer Ca-ärmeren Randzone umsäumt. Der Mn-Gehalt zeigt eine charakteristische Glockenkurve und nur einen schwachen oder keinen Wiederanstieg im äußeren Saum. Trotz der hohen Fe-Gehalte sind die Gehalte der Andradit-Komponente gering. Maximal erreichen sie ~ 4 Mol %, zumeist aber nur 1-2 Mol %. Die TiO_2-Gehalte sind trotz der niedrigen Ca-Gehalte mit denen der zuvor besprochenen Proben vergleichbar. Die Maximalgehalte liegen bei 0.11 Gew.% im Kern, zum Rand ist eine Abnahme auf ca. 0.05 Gew.% zu erkennen. Cr_2O_3 schwankt wiederum um die Nachweisgrenze.

Eine sehr deutliche Zonierung weisen die Granate aus der Probe SPi.1a auf, die aus dem Arbeitsgebiet von Bollin (1994) stammt und daher mit dessen Granat-Gruppierung verglichen werden soll.

In beiden untersuchten Granaten dieser Probe ist eine klare Mn-Glockenkurve zu erkennen, die jeweils eine randliche Zunahme aufweist. Fe und Mg zeigen einen Anstieg vom Kern zum Rand und ein Wiederabfallen im äußeren Saum. Ca bildet ein Plateau mit maximalen Gehalten im Kern, fällt zum Rand steil ab, um dann relativ konstant zu bleiben. Nur im äußersten Saum nimmt es nochmals ab. Die Spurenelemente Cr und Ti liegen im Bereich der Nachweisgrenze.

Bollin (1994) deutet ähnliche Granate als syn- bis postkinematisch in Bezug auf die Foliation und Knotenbildung (Plagioklasblastese) und gliedert die Zonierung in eine dreiphasige Entwicklung. In Phase 1 soll eine fraktionierte Kristallisation bei Temperatur-Zunahme und konstantem oder schwach steigendem Druck erfolgen. In Phase 2 erfolgt eine Stabilisierung (gleichbleibender Einbau) von Mn bei ansteigendem Mg, was nach Tracy et al. (1976) als Hinweis auf auf konstante hohe Temperaturen gedeutet wird. In der Phase 3 erfolgt eine diffusive Überprägung, die zum Wiederanstieg des Mn führt. Ein detailliertes

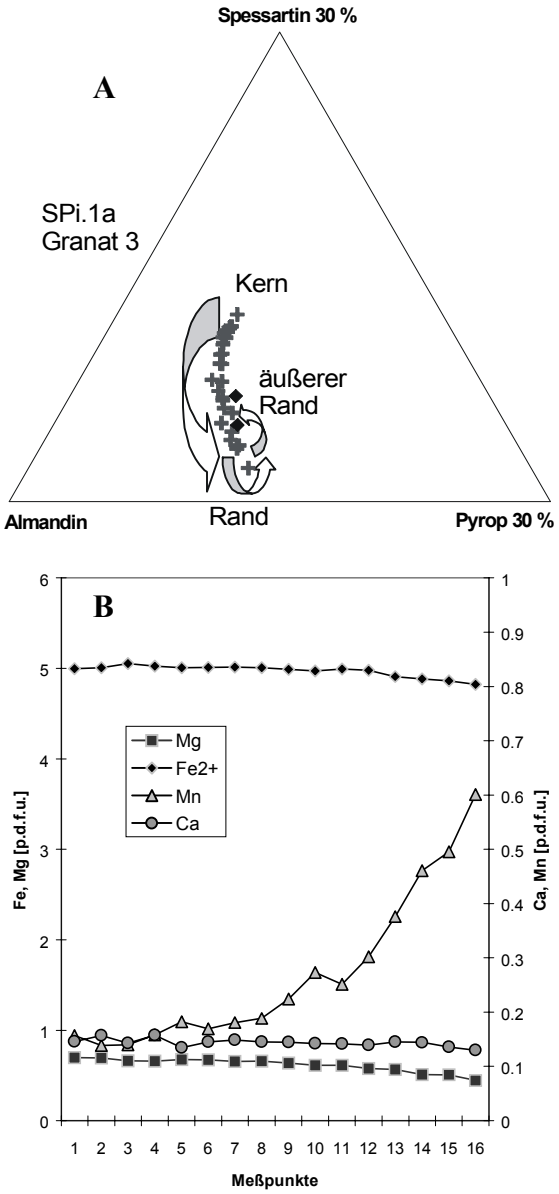


Abbildung 100 Mineralchemie SPi.1a Granat 3. A Ternäres Diagramm Spessartin 30 % - Almandin - Pyrop 30 % mit Sps-Abnahme und retrograder Wiederzunahme; B Detail-Linienprofil am Granatsaum, 16 Punkte, 40 µm, Saum rechts; im Bereich des Profils erfolgte nur ein sehr schwacher Wiederanstieg des Mn, die retrograd diffusive Beeinflussung ist gering.

Diffusionsprofil am Rande des Granats 3 (Abb. 100) zeigt allerdings den geringen Einfluß der diffusiven Überprägung. Nur das Mn, das am empfindlichsten gegen eine intrakristalline diffusive Überprägung ist, zeigt einen deutlichen Wiederanstieg von ca. 0.15 Mn p.d.f.u. auf 0.6 Mn p.d.f.u. im äußersten Saum. Die anderen Elemente fallen dagegen leicht ab.

Weitere Granate wurden analysiert, die aus Granat-Glimmerschiefer ÖV.XVI.2, dem Grt-Bt-Plg-Gneis (Biotitfleckengneis nach Reithofer 1931) ÖM.4.3a sowie den Granat-Staurolith-Disthen-Turmalin-Glimmerschiefern ÖM.3.1b / c stammen. In ÖV.XVI.2 aus der zentralen Verwallgruppe sind die Granate klein, häufig zerlappt oder fragmentiert. Die Interpretation von Zonierungen ist daher erschwert.

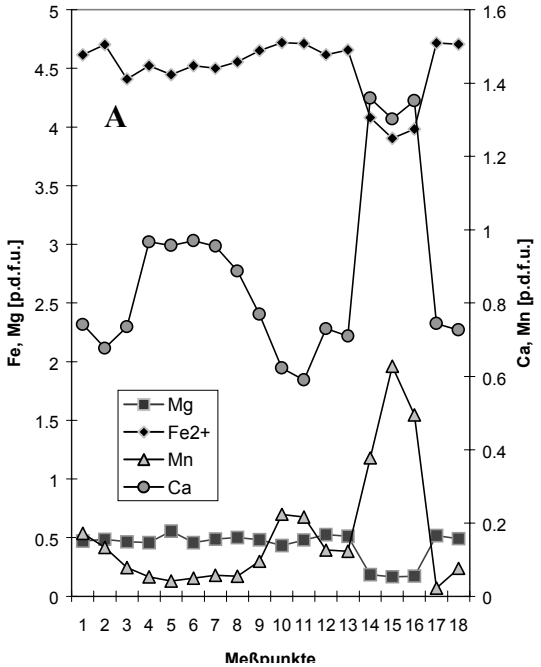


Abbildung 101 Linienprofil zur Mineralchemie des Granat 6 aus ÖV.XVI.2 (Verwallgruppe). 18 Punkte, 570 µm.

Ein dezentrales Profil durch den größten Kristall (Granat 6, 570 µm) läßt einen Ca-und Mn-reichen sowie Fe-/Mg-armen Kern erkennen (Abb. 101). Einseitig erfolgt ein schneller Abfall des Mn und ein schwacher Wiederanstieg im äußersten Saum. Der Saum zur gegenüberliegenden Seite (links in Abb. 101) ist komplexer aufgebaut. Es scheint nach der Ca- und Mn-Zonierung ein zweiphasiges Wachstum mit dazwischenliegender Resorption und Mn-Anreicherung gegeben zu haben. Nach außen erfolgt auch am linken Rand ein deutlicher Wiederanstieg des Mn (Abb. 101).

Bei den Spurenelementen ist wiederum eine grobe Korrelation des TiO_2-Gehaltes mit dem Ca-Gehalt zu erkennen.

Andere Granat-Kristalle dieser Probe sind zu zerlappt und aufgelöst für aussagekräftige Profilmessungen. Einzelanalysen belegen durch ihre Zweiteilung in Gruppen Ca-reicher und Ca-armer Analysen das Profil aus Granat 6.

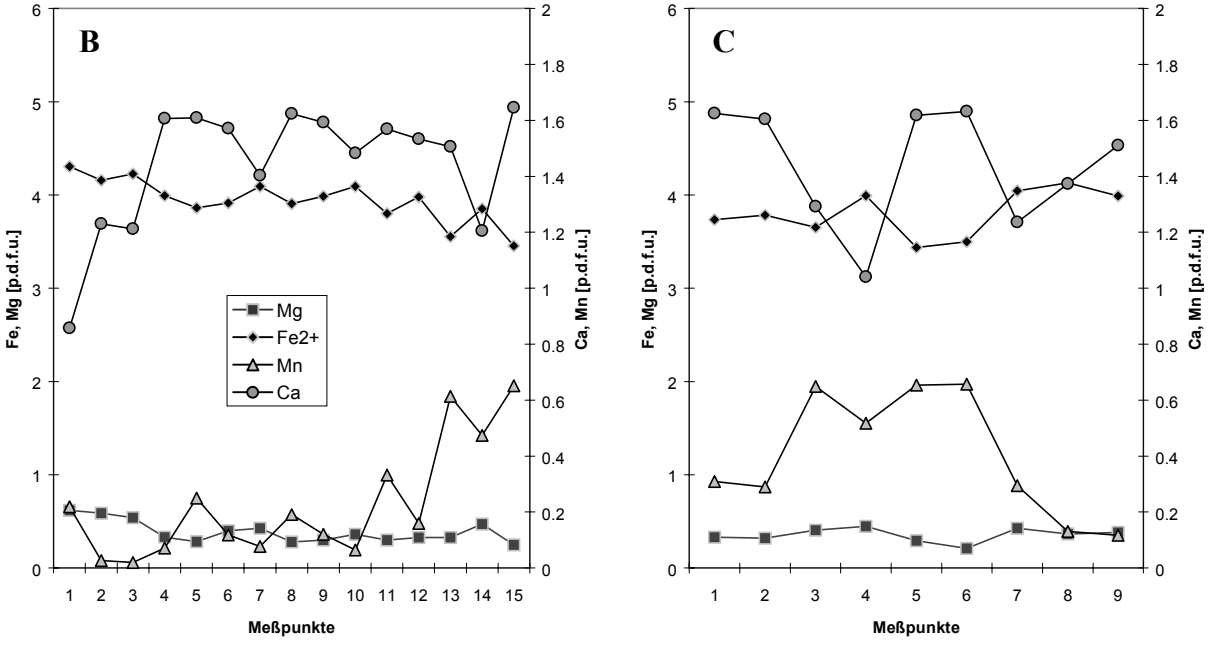


Abbildung 102 Linienprofile zur Mineralchemie der Granate 1 (A) und 5 (B) aus ÖM.4.3a. Beide Kristalle lassen keine eindeutige Zonierungen mehr erkennen. Länge jeweils ca 1.3 mm, A 15 Punkte, B 9 Punkte.

Die Granate der "Biotitfleckengneise" sind überwiegend stark resorbiert, entlang von Spaltrissen chloritisiert und häufig durch ein dekussates Glimmergemenge ersetzt (vgl. Hoernes 1971). Der Mangel an erhaltenen idiomorphen Kristallen spiegelt sich auch in den gemessenen Profilen der ausgewählten Probe ÖM.4.3a aus dem Montafon bei St. Gallenkirch wieder. Zwei Profile durch Granat ergeben ein besonders hinsichtlich der Mn-Verteilung chaotisches Bild ohne systematische Zonierung (Abb. 102). Für den linken Rand des Linienprofils durch Granat 1 (Abb. 102A) ist ein retrograder Wiederanstieg des Mn wahrscheinlich. Ca schwankt ebenfalls stark und läßt zumindest für den Granat 1 auf ein Maximum im Kern schließen. Fe und Mg korrelieren miteinander. Beide steigen zum Rand hin bei gleichzeitiger Ca- und Mn-Abnahme an. TiO_2 erreicht maximal 0.24 Gew.% und liegt zumeist bei Werten > 0.1 Gew.%, die Korrelation mit dem Ca ist undeutlich. Cr_2O_3 liegt im Bereich der Nachweisgrenze.

Weitere Granatanalysen wurden an den Glimmerschiefern aus dem Bereich Bergstation Schafberglift, Gratsporn Gargellner Köpfe westlich von Gargellen/Montafon gewonnen. Die grobkörnigen Grt-Stau(-Ky-Tur)-Glimmerschiefer enthalten sehr große Granate (Ø bis 1.5 cm) mit teilweise rotierten Internstrukturen. Aufgrund des Einschlußreichtums an Quarz wurden Linienprofile angefertigt. Sie lassen abermals relativ Mn- und Ca-reiche sowie Fe- und Mg-arme Kerne erkennen. Das Ca ist dabei starken Schwankungen unterworfen (Abb. 103, Granat 1 aus ÖM.3.1b). Randlich steigt

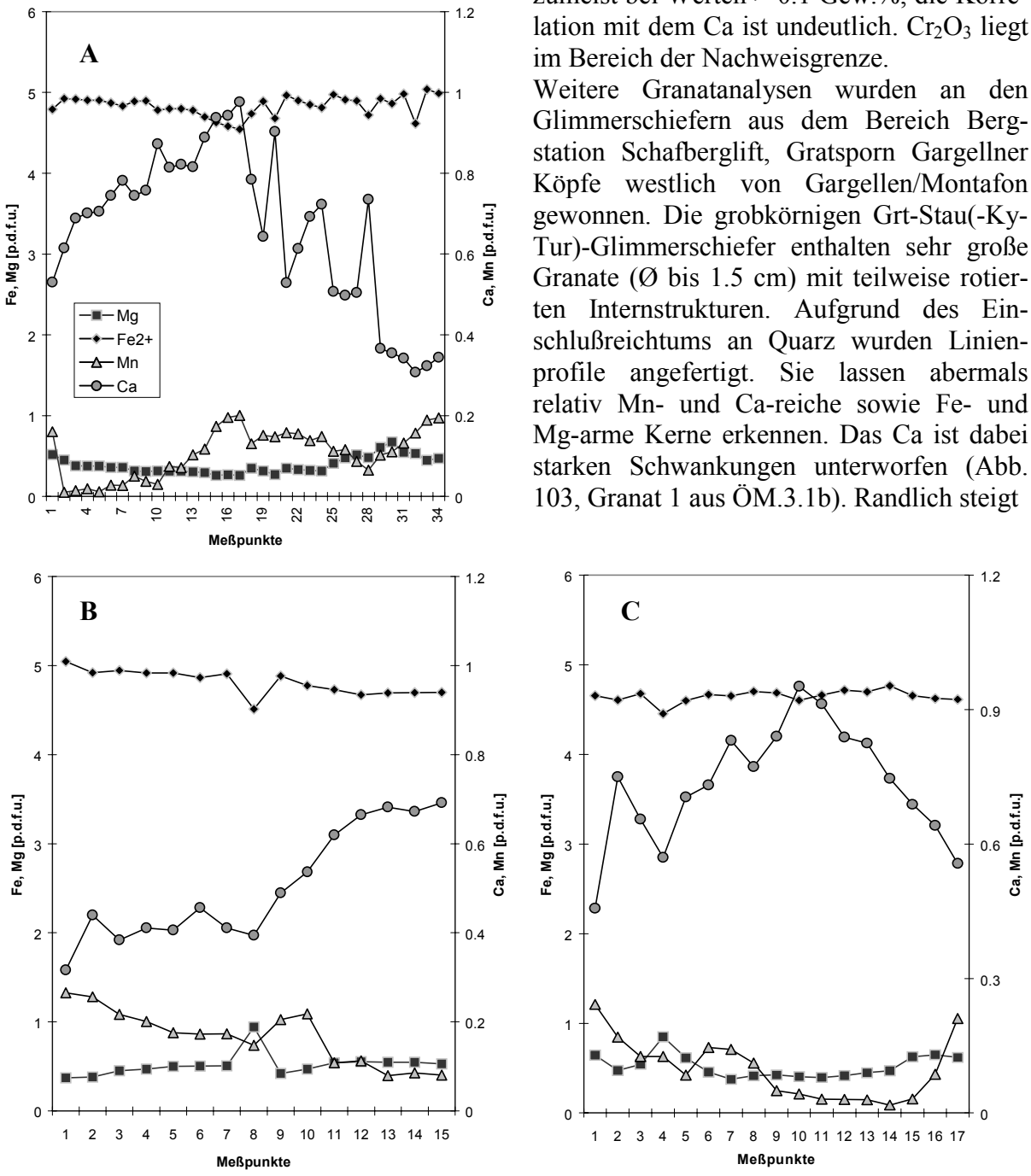


Abbildung 103 Linienprofile zur Mineralchemie der Granate 1 + 8 aus ÖM.3.1b und Granat 7 aus ÖM.3.1c.
A Granat 1, 34 Punkte, ca. 1.5 cm, Ca- und Mn-reicher Kern, Zunahme von Fe und Mg nach außen;
B Granat 8, 15 Punkte, ca. 0.25 cm, randlicher Teil eines Kristalls, Rand links, Kern rechts;
C Granat 7, 17 Punkte, ca. 1.14 mm, Profil durch erhaltenen Randbereich.

Mn deutlich an. Mg sinkt zumindest teilweise nach einen Maximum im inneren Saum randlich ab.
In einem Profil Rand → Kern in Granat 8 / ÖM.3.1b (Abb. 103, Rand links) ist das Resultat der retrograden diffusiven Überprägung zu beobachten. Während Mn und untergeordnet auch Fe ansteigt, fällt Ca und auch Mg ab.
Teilweise werden die Kerne der Großgranate von einem granoblastischen Gefüge aus Hell- und Dunkelglimmern, Chlorit, Quarz, Plagioklas und einer opaken Erzphase verdrängt. Abb. 103C zeigt ein Profil durch einen erhaltenen Granatsaum (Granat 7) aus ÖM.3.1c. Auch in diesem Linienprofil, das nur ein Teilstück aus einem erheblich größeren Granat darstellt, ist eine symmetrische Zonierung zu erkennen, die ihre Ursachen vermutlich in einer retrograden Überprägung einer primären Wachstumszonierung hat. Mn besitzt sein Minimum im Kern und nimmt zu beiden Rändern zu, Ca fällt zu beiden Rändern hin ab, während Fe nahezu konstant bleibt und Mg zum Rand leicht ansteigt.
Granat-Disthen-Staurolith-Glimmerschiefer bis -Gneise mit ähnlichen Granattexturen wie in den Gesteinen von Gargellen konnten im Gebiet der südlichen Verwallgruppe zwischen Valzur im Paznauntal und der Friedrichshafener Hütte beprobt werden. Auch hier treten große Granate (Ø bis ~ 1.5 cm, boudinierte Granate bis zu 3 cm) mit z. T. deutlichen retrograden Abbautexturen im Kern auf. Diese retrograde Mineralvergesellschaftung besteht aus Plagioklas, Quarz, Erz und Chlorit. Profile durch erhaltene Ränder derartiger Granate lassen keine symmetrischen Zonierungen erkennen. In Granat 1 steigt Mn und Mg randlich an,

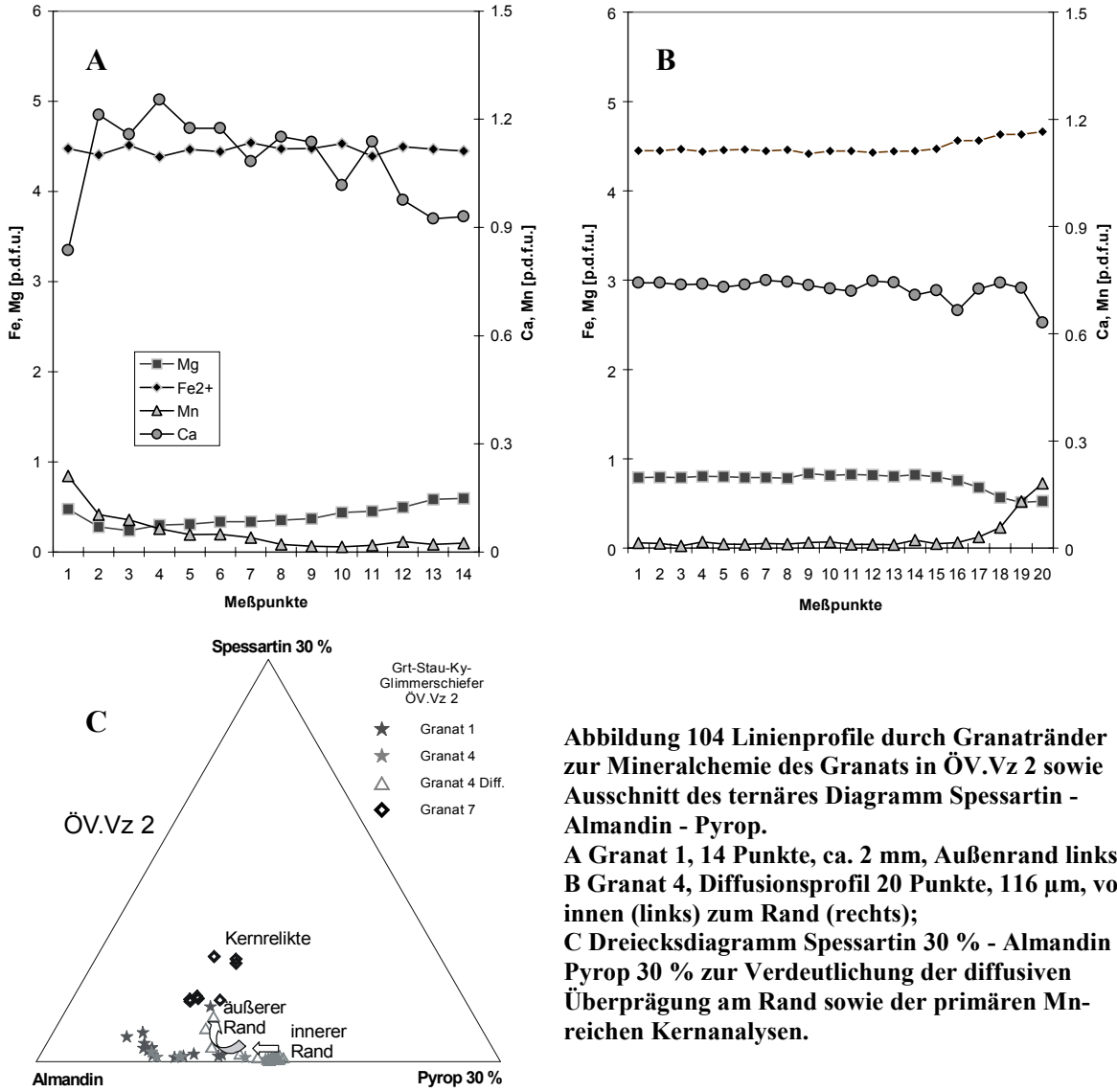


Abbildung 104 Linienprofile durch Granaträndern zur Mineralchemie des Granats in ÖV.Vz 2 sowie Ausschnitt des ternäres Diagramm Spessartin - Almandin - Pyrop.
A Granat 1, 14 Punkte, ca. 2 mm, Außenrand links;
B Granat 4, Diffusionsprofil 20 Punkte, 116 µm, von innen (links) zum Rand (rechts);
C Dreiecksdiagramm Spessartin 30 % - Almandin - Pyrop 30 % zur Verdeutlichung der diffusiven Überprägung am Rand sowie der primären Mn-reichen Kernanalysen.

während Ca abfällt, Fe bleibt konstant. In einem Diffusionsprofil vom Rand des Granat 4 ist über weite Bereiche eine konstante Zusammensetzung zu erkennen. Erst in den letzten 25 µm zum Rand steigt Mn und Fe an, während Mg abfällt (Abb. 104C).
Vergleichsanalysen von reliktisch erhaltenen Granatkernen ergeben deutlich höhere MnO-Gehalte und zwei Gruppen von Ca-Gehalten. Im Gegensatz zu den meisten Metapelit-Granaten der Silvrettadecke sind in den Granat-Kernrelikten niedrige Ca-Gehalte festzustellen.
Andersartige Zonierungen konnten an Granaten, die in Granat-Staurolith-Sillimanit-Gneisen und -Schiefern des Jamtales (ÖS.Jam 1 und ÖS.Jam 6b) auftreten, entdeckt werden, insbesondere an Linienprofilen durch Granat 9 und Granat 11 aus ÖS.Jam 6b (vgl. Abb. 105). In den mehrere Millimeter großen Granaten aus ÖS.Jam 6b sind die Elemente Fe und Mg vollständig und das Mn nahezu vollständig homogenisiert, nur Ca weist noch eine Verteilung auf, die z. T. ein Ca-Maximum im Kern abbildet. Für Fe und Mg ist nur randlich eine schwache Zu- bzw. Abnahme zu erkennen. Mn weist im fast den gesamten Kristall umfassenden Kern unsystematische Schwankungen im Bereich des Analysefehlers auf, steigt aber randlich ebenfalls retrograd deutlich an. Ca verhält sich randlich ohne eindeutigen Trend. Die berechnete Andradit-Komponente ist starken Schwankungen unterworfen, kann allerdings bis zu 4 Mol % erreichen. Die Granate fallen durch die im Vergleich mit Granaten aus anderen Metasedimenten höchsten Mg-Gehalte auf (vgl. Tab. 10). Das maximale X_{Mg} beträgt 0.185, in den homogenisierten Kernen liegt es bei durchschnittlich 0.16 (Grt 9) bzw. 0.15 (Grt 11).

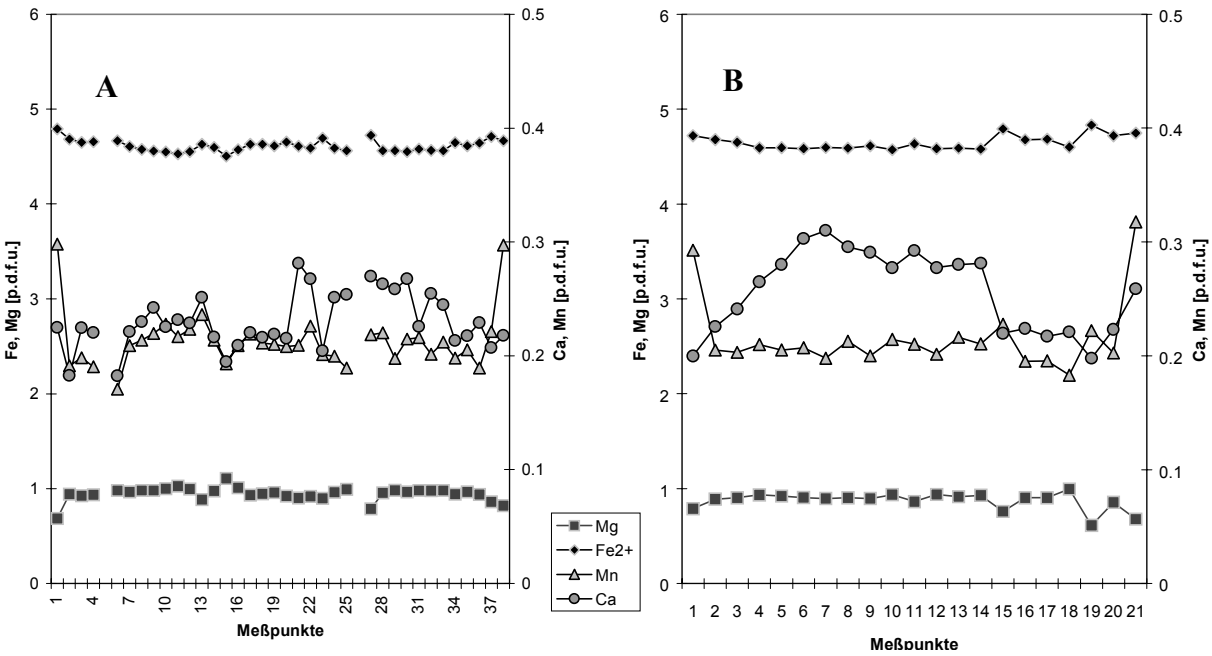


Abbildung 105 Linienprofile zur Mineralchemie der Granate aus ÖS.Jam 6b. A Granat 9b, 40 Punkte, 2.13 mm; B Granat 11, 21 Punkte, 3.27 mm.

Tabelle 10 Zusammenfassung X_{Mg} (Mg/(Fe^{2+}+Mg+Mn+Ca) aller Metasediment-Granate der Silvretta.

Probe	Granat	X_{Mg} Max.	X_{Mg} Min.	Probe	Granat	X_{Mg} Max.	X_{Mg} Min.
ÖV.VI.3	Granat 1	0.106	0.052	ÖM.3.1c	Granat 7	0.108	0.063
ÖV.XVI.2	Granat 6	0.093	0.028	ÖS.Jam 6b	Granat 9	0.185	0.114
ÖV.Ma 2	Granat 1	0.148	0.065	ÖV.0.1a	Granat 4o	0.106	0.067
ÖV.Ma 3	Granat1	0.146	0.040	ÖM.5.1g	Granat 1	0.073	0.042
ÖV.Vz.2	Granat 4	0.134	0.057		Metapelit		
ÖM.4.3a	Granat 1	0.103	0.042	ÖM.5.1g	Granat 4	0.055	0.013
ÖM.3.1b	Granat 1	0.112	0.044		Kalksilikat		

Die Homogenisierung sowie das hohe X_{Mg} stehen im Einklang mit der Sillimanit-Bildung bzw. einer hochtemperierten metamorphen Überprägung.
Weitere Analysen wurden an Granaten einer Kalksilikatlage aus Probe ÖM.5.1g durchgeführt (vgl. Abb. 106). Die Granate weisen relativ hohe Ca- und Mn-Gehalte auf. Die Gehalte der Pyrop- und Almandin-Komponente sind dagegen niedrig. In metapelitischen Lagen des Nebengesteins auftretender Granat mit rotierten Internstrukturen (Granat 1, Abb. 106) besitzt eine gewöhnliche prograde Zonierung mit Mn-Glockenkurve und randlicher retrograder Mn-Anreicherung. Mg steigt zum Rand kontinuierlich an, während Ca und Fe weitgehend parallel verlaufende Muster besitzen und im Kern für beide Elemente ein Minimum auftritt. Die Absolutgehalte an Ca liegen trotz der Nähe zur Kalksilikatlage im Bereich der Granate der anderen Metapelite. Die Andradit-Komponente ist niedrig (< 1.12 Mol %), der TiO_2-Gehalt liegt generell über 0.1 Gew.%, maximal bei 0.2 Gew.%, Cr_2O_3 schwankt um die Nachweisgrenze.

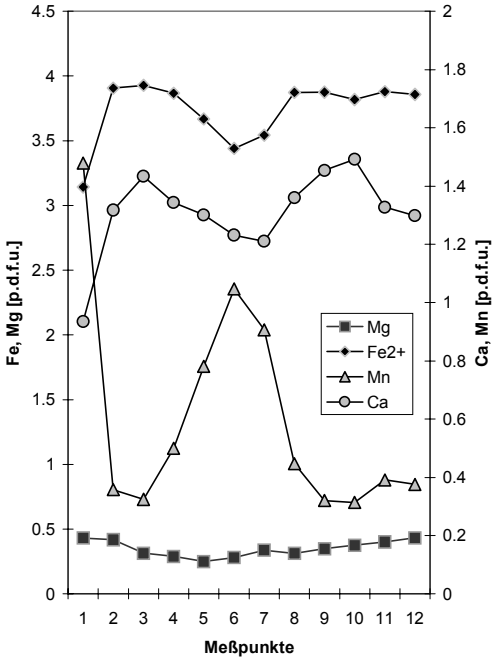


Abbildung 106 Linienprofil zur Mineralchemie des Metapelit-Granat 1 aus ÖM.5.1g. 12 Punkte, 2.74 mm.

In den Ca-reichen Granaten der kalksilikatischen Lage werden Werte bis zu 0.52 Ca/(Fe^{2+}+Mg+Mn+Ca) erreicht. Auch die Andradit-Komponente erreicht mit 9.2 Mol % höhere Gehalte als in den Metapelit-Granaten. Trotz der sehr niedrigen Mg-Absolutgehalte bleibt das Verhältnis Mg/(Fe^{2+}+Mg) mit 0.052-0.153 gegenüber 0.064-0.121 im Rahmen der Werte für die gewöhnlichen Metapelit-Granate. Die TiO_2-Gehalte übersteigen trotz des hohen Ca-Gehalts nicht die Gehalte aus den Metapelit-Granaten.

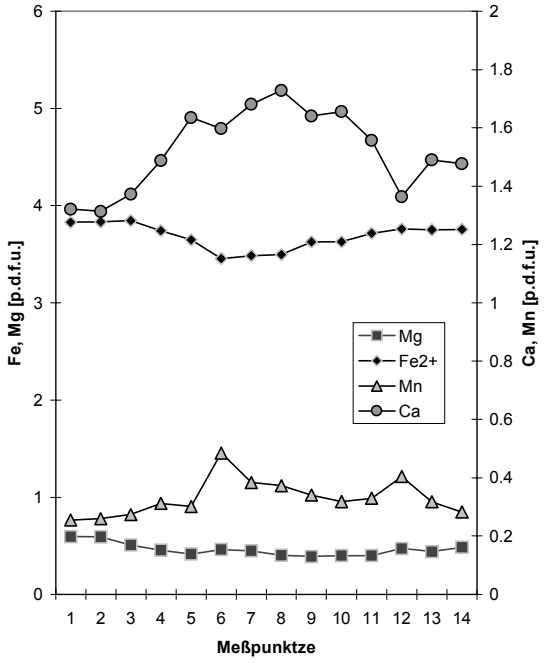


Abbildung 107 Linienprofil zur Mineralchemie des Granat 1b aus ÖV.0.1a. 14 Punkte, 1264 µm.

In dem Ca-reichen Granat-Amphibol-Biotit-Plagioklas-Gneis ÖV.0.1a besitzt Granat ebenfalls hohe Ca-Gehalte. Ca besitzt ein deutliches Maximum im Kern, Mg nimmt zum Rand zu und korreliert dabei positiv mit dem Fe (Abb. 107).
Das Mn zeigt ein relativ breites Maximum im Kern, es erfolgt kein Wiederanstieg am Saum. Die Andradit-Gehalte liegen im üblichen Bereich für Metapelit-Granate (2 Mol %), die TiO_2-Gehalte korrelieren positiv mit Ca-Gehalten. Im Ca-reichen Kern liegen sie zumeist über 0.1 Gew.%, im Ca-ärmeren Saum bei < 0.1 Gew.%. Cr_2O_3 liegen unter 0.1 Gew.%.
Das Verhältnis Mg/(Fe^{2+}+Mg) schwankt nur gering und liegt im Rahmen anderer Granate aus den Metasedimenten der Silvretta. Für Granat 1b (vgl. Abb. 107) liegen die Verhältniswerte zwischen 0.097 im Kern und maximal 0.134 am Rand.

Granat aus eklogitfaziellen Metasedimenten

Vom Eklogit des Rauhen Kopfes konnte im Bereich dessen Randfazies zu den Biotit-Plagioklas-Gneisen eine metapelitische Probe (ÖRK.35) genommen werden, die eindeutige texturelle Hinweise auf eine eklogitfazielle Metamorphose liefert (s. o.). Aus dem Bereich der Eklogite des Val Puntota konnte an Haldenmaterial sehr ähnliche metapelitische Zwischenlagen gefunden werden. Der Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer des Rauhen Kopfes weist neben symplektitischen Biotit-Säumen um Phengit Korund-Plagioklas-Pseudomorphosen, wahrscheinlich nach Disthen, auf, die auch in den Eklogiten des Rauhen Kopfes auftreten (ÖRK.4a/b/c).

Der Granat dieser eklogitfaziellen Metapelite unterschiedet sich deutlich von denen der amphibolitfaziellen Gneise und Schiefer. Er besitzt höhere Pyrop- und Grossular-Gehalte und

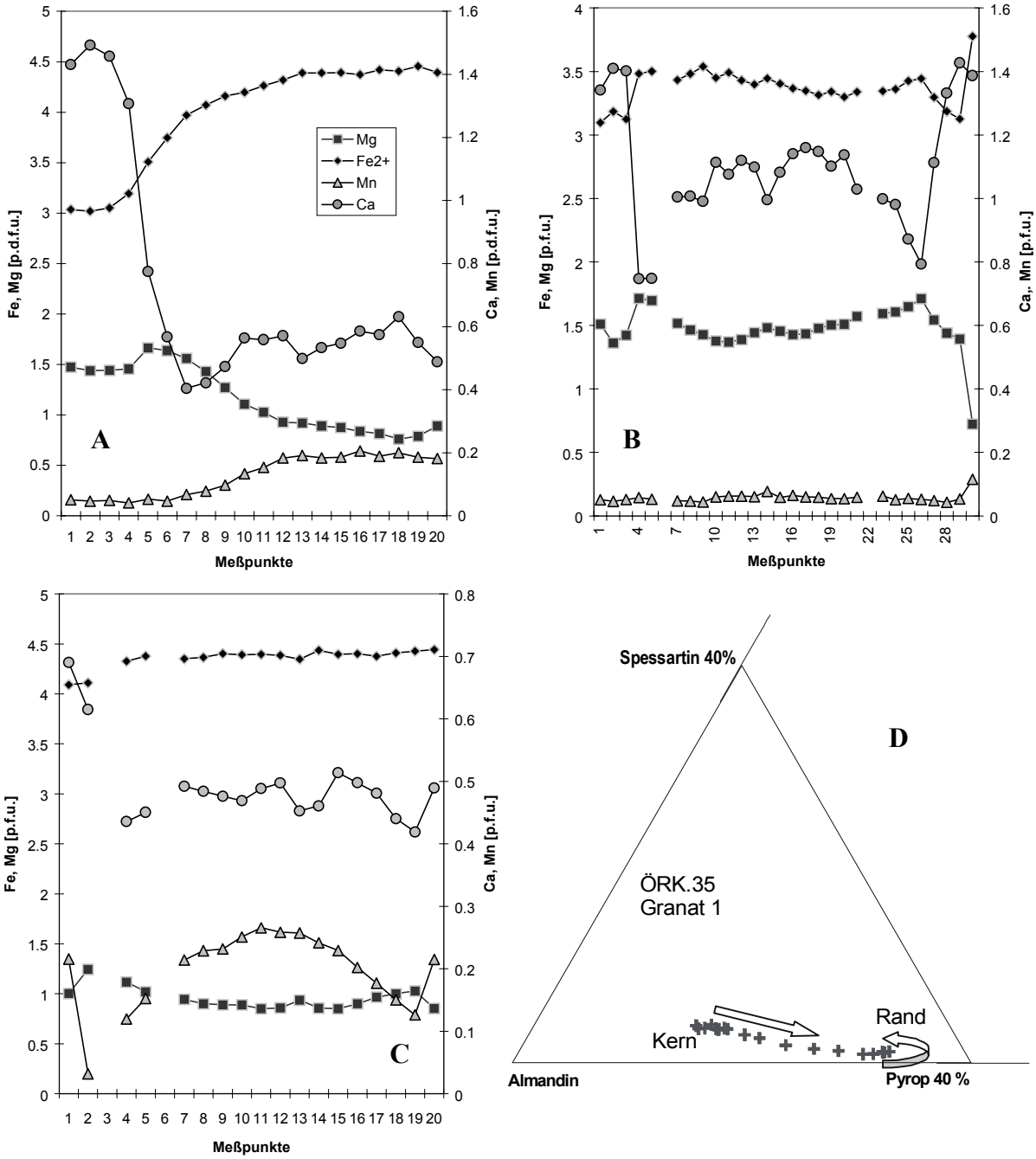


Abbildung 108 Linienprofile zur Mineralchemie der Granate 1, 1b und 6 aus ÖRK.35. Die Granate weisen deutliche Abweichungen in ihren Komponenten-Gehalten auf. A Granat 1, 20 Punkte, 659 µm; B Granat 1b, 30 Punkte, 521 µm, azentrisch; C Granat 6, 20 Punkte, 694 µm, resorbierter Kristall; Lücken entstehen durch Mischanalysen. D Ternäres Diagramm Spessartin 30% - Almandin - Pyrop 30% für Granat 1.

ist am ehesten mit den Granaten der Eklogite zu vergleichen. Linienprofile durch mehrere Granatkristalle aus ÖRK.35 belegen eine Variabilität der Zusammensetzung wie der Zonierung. Lediglich das azentrisch Profil durch Granat 1b scheint eine symmetrische Verteilung zu ergeben, weist allerdings keinerlei Mn-Zonierung auf. Auffallend ist der starke Ca-Anstieg am Rand. Abb. 108B ist ein Halbprofil durch den fragmentierten Granat 1. Es ist eine Abnahme des Mn-Gehaltes, ein ausgedehnter Mg- und Ca-armer, Fe-reicher Kern und eine Zunahme des Mg-Gehaltes bei Abnahme des Fe-Gehaltes vom Kern zum Rand zu erkennen. Die Entwicklung wird im Saumbereich durch eine starke Zunahme des Ca-Gehaltes überlagert. Da kein randlicher Wiederanstieg des Mn erfolgt, ist die Zunahme des Ca einer primären Wachstumszonierung zuzuordnen. Derartige Ca-Maxima von 24 Mol % im Saumbereich der Eklogit-Granate aus dem Bereich des Rauhen Kopfes traten nicht auf. Das Verhältnis $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ M/FM nimmt von ca. 0.15 im Kern auf ca. 0.32 am Rand zu.
Granat 6 stammt aus einer stärker retrograd überprägten Glimmerlage und ist deutlich resorbiert. Das Linienprofil weist einen deutlichen Wiederanstieg des Mn im äußeren Saumbereich auf. Der Ca-Anstieg ist nur an einem Rand entwickelt, auch die Zunahme des M/FM-Verhältnisses erfolgt nur einseitig von 0.16 auf 0.23. Die Mg- und Ca-Gehalte sind deutlich geringer als in den Granaten 1 und 1b. Der starke Ca-Anstieg in der Spätphase des Granatwachstums könnte mit einer Ca-Zufuhr über eine Fluidphase im Zusammenhang stehen, die auch zur Blastese des Zoisits geführt hat.
Die TiO_2-Verteilung läßt ebenfalls große Diskrepanzen zwischen den einzelnen Granatkristallen erkennen. Während Granat 1 keine Zonierung und Gehalte < 0.10 Gew.% aufweist und in Granat 6 ebenfalls nur sehr niedrige TiO_2-Gehalte auftreten mit einem Minimum im Kern (ohne Abb.), ist in Granat 1b eine Zonierung mit einem deutlichen Maximum im Kern (0.46 Gew.%) zu erkennen, randlich erfolgt eine Abnahme auf < 0.10 Gew.%. Die TiO_2-Verteilung ist nicht mit dem Ca-Gehalt gekoppelt, denn dem steilen Anstieg des Ca am Rand ist kein Ti-Anstieg zugeordnet. Die Cr_2O_3-Gehalte liegen in allen Granaten aus ÖRK.35 im Bereich der Nachweisgrenze.
Für die Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer-Lage aus SP.22 (Val Puntota / Schweiz) sind keine Linienprofil-Daten gemessen worden. Einige Einzelanalyen lassen aber auf den üblichen Streubereich eklogitischer Granate aus dem Val Puntota schließen.

5.3 Mineralchemie des Omphazit und weiterer Pyroxene

Omphazite

Neben Granat stellt Klinopyroxen den Hauptgemengteil aller Eklogite dar. Er ist durch den massiven Einbau einwertiger (insbesondere Na) und dreiwertiger (Al und Fe^{3+}) Kationen charakterisiert. Klinopyroxene natürlicher Eklogite lassen sich als quasi-ternäre Mischkristalle der Endglieder Diopsid/Hedenbergit ($Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$), Jadeit ($NaAlSi_2O_6$) und Akmit (Ägirin $NaFeSi_2O_6$) auffassen und in entsprechenden Dreiecksdiagrammen darstellen (Essene & Fyfe 1967, Morimoto et al. 1988). Der Begriff Omphazit deckt nach Essene & Fyfe (1967) vorwiegend den intermediären Bereich der Mischreihe Diopsid/Hedenbergit - Jadeit ab. Ternäre Mischglieder mit erhöhter Akmit-Komponente werden als Chloromelanite bezeichnet. Im Diagramm von Morimoto et al. (1988) werden in der Namensgebung auch höhere Akmit-Komponenten toleriert, der Begriff Chloromelanit entfällt.
Die meisten natürlichen Klinopyroxene der Eklogite sind Omphazite. In diesen treten weitere Endglieder wie das Tschermak-Endglied $CaAlAlSiO_6$ oder ein Orthopyroxenenglied, Enstatit bzw. Ferrosilit, auf. Der Ti-Einbau ist im Gegensatz zu den vulkanomagmatischen Klinopyroxenen gering, Cr kann dagegen in bedeutendem Maße eingebaut werden.
Großen Einfluß nimmt die Kristallchemie auf die Kristallstruktur der Omphazite. Während endgliednahe Zusammensetzungen die typische Klinopyroxen-Raumgruppe C2/c aufweisen, kommt es bei intermediären Omphaziten durch Ordnung von Mg und Al auf den M1 Plätzen sowie Ca und Na auf den M2 Plätzen zur Symmetrieerniedrigung zur Raumgruppe P2/n (Rossi 1988). Zwischen den beiden Gruppen existieren weite Zweiphasenfelder, in denen sowohl P2/n als C2/c Bereiche in den Omphaziten vorkommen (Carpenter 1980). Dies drückt sich durch das häufige Vorkommen von Entmischungslamellen und Antiphasen-Domänen aus (Deer, Howie & Zussman 1992, S.188). Neben der Kristallchemie ist die Bildungstemperatur von herausragender Bedeutung. Omphazite, die über 870° C, nach Buseck et al. (1980) nur ca. 750° C, gebildet wurden, sollen grundsätzlich eine C2/c-Struktur besitzen. Zu niedrigeren Temperaturen verbreitert sich das Stabilitätsfeld der P2/n-Struktur bis ca. 500°C, um zu noch niedrigeren Temperaturen wieder auf den Mischungsbereich um Di/Hed_{50}-Jd_{50} zurückzugehen (Carpenter 1980).

Mineralchemie der Omphazite der Silvrettadecke

Omphazit tritt überwiegend reliktisch in den Eklogiten des Rauhen Kopfes und der schweizer Silvretta auf. Die Erhaltung ist generell im Eklogit-Körper des Rauhen Kopfes besser. In den Eklogiten des Val Puntota ist eine stärkere Symplektit-Bildung und Einwirkung fluider Phasen festzustellen. Besser erhalten treten sie dort nur vereinzelt lagenweise auf. Häufig handelt es sich dabei um Granat-Konzentrationen, die möglicherweise mit ihrer höherer Scherfestigkeit der späteren amphibolitfaziellen Überprägung und Deformation einen Widerstand entgegensetzten und einen Fluidzutritt kaum zuließen. Weitere frischere, z. T. sehr feinkörnige Eklogite stammen aus dem Steinbruch La Serra bei Zernez und dem Val Laschadura.
Die beiden Eklogitvorkommen weisen deutliche Unterschiede in der Mineralchemie auf. Während die Omphazite des Rauhen Kopfes relativ Jadeit- und Akmit-arm sind, besitzen alle Omphazite der schweizer Silvretta deutlich höhere Na_2O-Gehalte.
Die höchsten Jadeit-Gehalte wurden an Omphaziten aus Proben des Val Laschadura gemessen. In der Atollgranat-reichen Probe SLas.1a erreichen sie in den Atoll-Lagunen mit 52 Mol % Jadeit ihr Maximum. Omphazite der Matrix aus der unmittelbaren Umgebung der Atollgranate erreichen dagegen nur etwa 45 Mol % Jadeit-Komponente.
Das Verhältnis $Fe^{2+/3+}$ ist mit der Mikrosonde nicht direkt meßbar, sondern kann nur aufgrund von Stöchiometrie und Ladungsbilanzausgleich aus dem Fe^{tot} berechnet werden. Die ortsauflösende direkte Messung ist nur über die sogenannte Mößbauer-Millisonde (McCammon et al. 1998), NFS (nuclear forward scattering) -Mößbauerspektroskopie (Zhang

et al. 1998) oder Elektronen-Energieverlust-Spektroskopie EELS (van Aken et al. 1998) möglich. Dieses für die Thermobarometrie immens wichtige Verhältnis liegt nach den Mikrosondenergebnissen in den meisten Fällen über 1, in einigen sogar bei nahezu 3.
Der Fe-Gehalt der Omphazite ist eindeutig mit der Gesamtgesteinschemie korreliert. Sein Maximum erreicht der Fe-Einbau in den Fe-reichen Granatkonzentraten, die in beiden Eklogitgruppen auftreten (z.B. SP.2 und SP.10 für das Val Puntota und ÖRK.5a/b/c für den Rauhen Kopf). Der Fe-Einbau führt zumeist aber auch zu einer Erhöhung der Akmit-Komponente. Die geringsten Fe-Gehalte besitzen die bereits primär Fe-ärmeren Partien des Protoliths, die heute z.T. auch Disthen als Gemengteil aufweisen (ÖRK.4a/b/c).
Der TiO_2-Gehalt ist grundsätzlich gering, er schwankt in beiden Eklogitvorkommen unsystematisch zwischen 0 und 0.12 Gew.% und liegt damit im Bereich der unteren Meßgenauigkeit der Mikrosonde bei mit Standardmeßzeit ermittelten Zählraten.

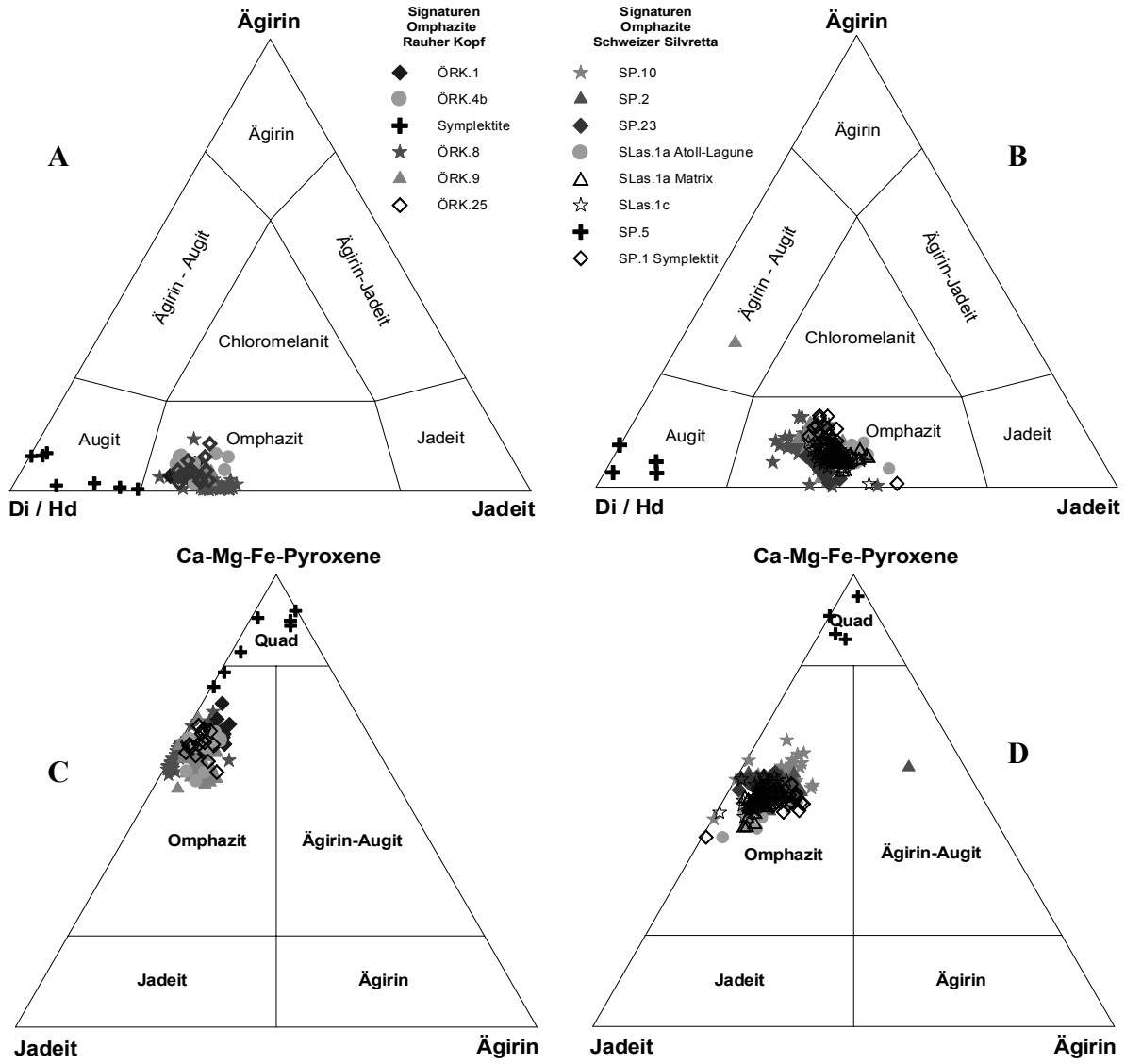


Abbildung 109 Ternäre Nomenklatur-Diagramme für Klinopyroxene; A und B nach Essene & Fyfe (1967), C und D nach Morimoto et al. (1988). Linke Seite jeweils Omphazite und diopsidische Symplektit-Klinopyroxene des Eklogits vom Rauhen Kopf: graue Sterne = ÖRK.8, hellgraue Dreiecke = ÖRK.9, dunkelgraue Rauten = ÖRK.1, hellgraue Kreise = ÖRK.4b/c, offene Rauten = ÖRK.25, schwarze Kreuze = Symplektit-CPX aus ÖRK.4c und ÖRK.8; rechte Seite jeweils Omphazite und diopsidische Symplektit-Klinopyroxene der Eklogite des schweizer Silvrettaanteiles: graue Sterne = SP.10, graue Dreiecke = SP.2, dunkelgraue Rauten = SP.23, hellgraue Kreise = SLas.1a in Atollgranat, offene Dreiecke = SLas.1a Matrix, offene Sterne = SLas.1c, offene Rauten = SP.5, schwarze Kreuze = Symplektit-Cpx aus SP.1 und SP.10.

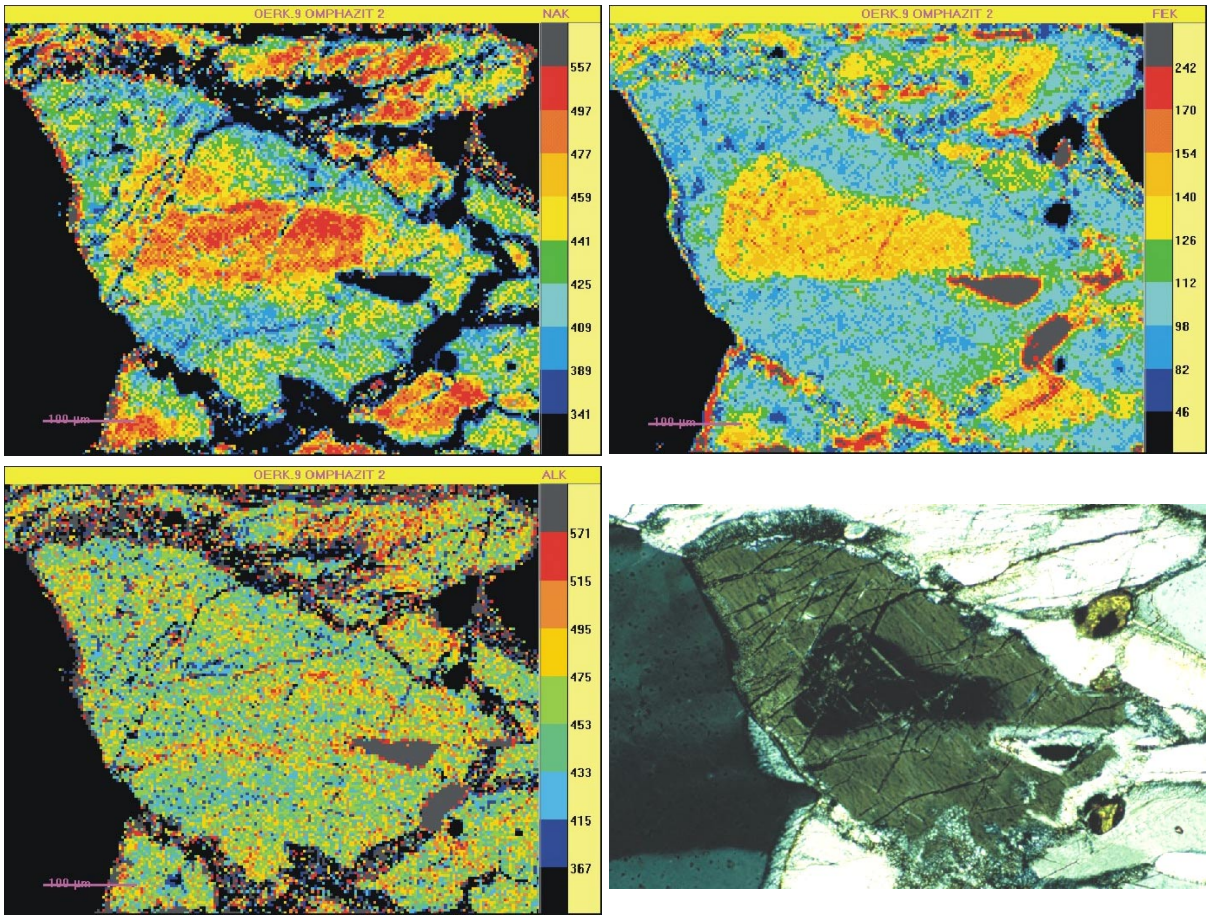


Abbildung 110 XMAP-Elementverteilungsbild für Omphazit 2 aus Eklogit ÖRK.9 (Rauher Kopf); zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 100 µm. Der bereits optisch deutlich zonierte Kristall besitzt einen akzentuierten Fe-reichen Kernen, der ebenfalls das Na-Maximum aufweist. Al besitzt keine systematische Zonierung.

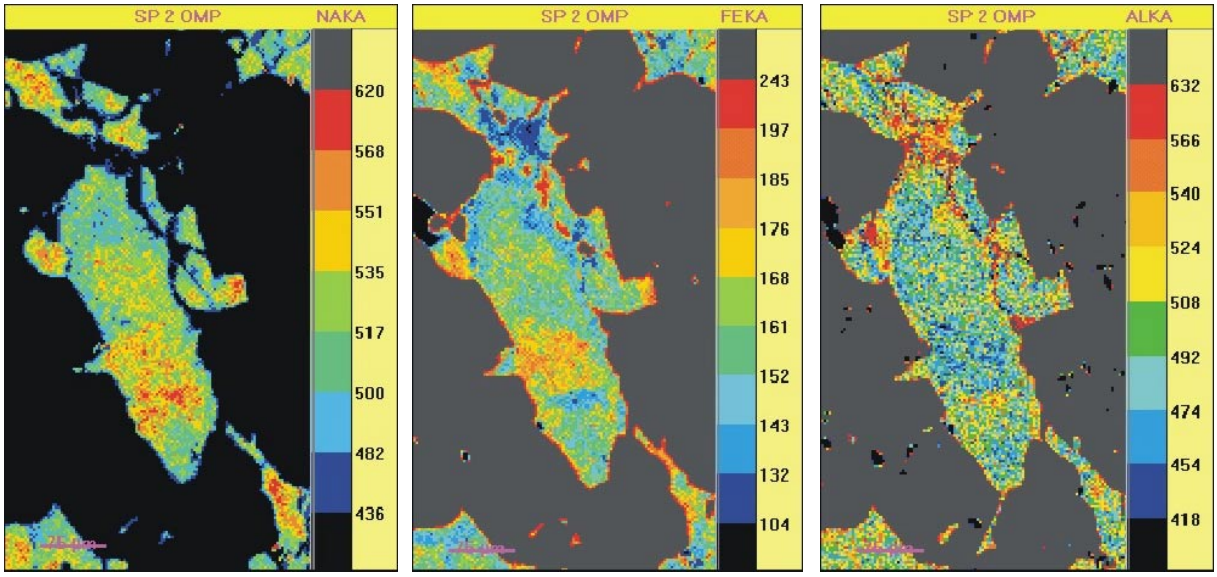


Abbildung 111 XMAP-Elementverteilungsbild eines Omphazits aus Eklogit SP.2 (Val Puntota): zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 25 µm. Ein Na- und Fe-reicher und Al-armer Kern wird von einem insbesondere Fe-ärmeren Saum umgeben.

Der K_2O-Gehalt der Omphazite wurde von verschiedenen Autoren als zumindest qualitatives Geobarometer vorgeschlagen (Shimizu 1971, Übersicht in Chopin & Sobolev 1995). Typische Omphazite aus Ultrahochdruckarealen wie dem Kokchetav-Massiv oder Omphaziteinschlüsse in Diamanten aus Kimberliten können über erhöhte K_2O-Gehalte bis zu 1 Gew.% verfügen. In den Matrixomphaziten von Kimberlit-Pipes liegen die K_2O-Gehalte deutlich niedriger als in Einschlußomphaziten (Chopin & Sobolev 1995). Die Omphazite beider Vorkommen der Silvretta besitzen kein sicher nachweisbaren K_2O-Gehalt, mit maximal 0.02 Gew.% liegen sie unterhalb der Nachweisgrenze der Mikrosonde. Die einzige Ausnahme bildet die bereits zuvor durch ihren hohen Jadeit-Gehalt aufgefallene Analyse 11447/139 aus dem Atollgranat 4 der Probe SLas.1a mit 0.28 Gew.% K_2O. Chopin & Sobolev (1995) beschreiben Klinopyroxene aus Eklogiten des Diamant-führenden Gebiets nahe dem See Kumdy Kol in Kasachstan mit K_2O-Gehalten von 0.25 Gew.%, können aber in den Eklogiten selbst keine Diamanten nachweisen.

Zonierungen in Omphaziten

Omphazit wurde mit der Erstellung von Elementverteilungsbildern und durch Analysen entlang von Linienprofilen auf Zonierungen untersucht. Die relativen Änderungen der Elementgehalte von Na, Fe und Al in den gemessenen Elementverteilungsbildern sowie weiteren Elementen (Ca, Mg) in den Linienprofilen aus Mikrosonden-Vollanalysen sind erheblich geringer als im Falle des Granats. Die Zonierungen sind daher schwieriger zu erkennen. In verschiedenen Proben beider Eklogitvorkommen (z. B. ÖRK.9 sowie SP.2 und SP.10) sind Zonierungen anhand optisch anomal doppelbrechender Bereiche zu erkennen. Zumeist treten im Kern braune Interferenzfarben auf, z. T. sind sie aber auch unregelmäßig fleckig über den Kristall verteilt.

In den Elementverteilungsbildern korrelieren die Bereiche mit anomal braunen Interferenzfarben mit Fe-reichen Zusammensetzungen, die zumeist den Kern bilden (vgl. Abb. 110, 111) Omphazit 2 aus ÖRK.9 und Omphazit 1 aus SP.2). Der Kernbereich ist dabei besonders bei Omphazit 2 aus ÖRK.9 scharf abgegrenzt und in sich homogen. Nach außen folgt ein ebenfalls in sich homogener Saum mit deutlich geringeren Fe-Gehalten. Die Na-Verteilung zeigt eine ähnliche, wenn auch nicht so scharf abgegrenzte Entwicklung mit einem Maximum im Kern und einer Abnahme im wiederum homogenen Saum. Der Al-Gehalt läßt dagegen in den beiden mittels Elementverteilungsbildern untersuchten Omphaziten (Abb. 110, 111) keine systematische Zonierung erkennen. Daher scheint eine Korrelation zwischen Na und Fe vorzuliegen, die auf eine Anreicherung der Ägirin-Komponente im Kern schließen läßt.

Andere Omphazite weisen dagegen keine optisch erkennbaren oder mineralanalytisch nachweisbaren Zonierungen auf. Mehrere, bis zu 1 mm große Omphazite aus der Granat-reichen Probe SP.10 besitzen zwar fleckig verteilte Bereiche anomaler Interferenzfarbe, Elementverteilungsbilder an Omphazit 12 ergeben aber lediglich unsystematisch verteilte Bereiche erhöhter Fe- und Na-Gehalte, die in diesem Fall auch nicht miteinander korrelieren, z. T. sogar negativ miteinander korreliert sind (ohne Abb.). Das Al weist in diesem Fall ebenfalls eine fleckige Zonierung auf und scheint zumindest teilweise mit dem Na zu korrelieren, ohne das systematische Anreicherungen im Kern vorlägen.

Ein Profil durch Omphazit 2 aus ÖRK.9 (NW $\rightarrow$ SE durch Omphazitkristall in Abb. 112A) läßt die Korrelation der beiden Diopsid-Komponenten Ca und Mg und ihre Abnahme im Kern, die unsystematische Verteilung des Al und das Na-Maximum im Kern erkennen. Fe^{2+} und Fe^{3+} sind im Saum streng negativ miteinander korreliert und insbesondere Fe^{3+} nimmt deutlich ab, im Kern ist eine Anreicherung insbesondere von Fe^{3+} festzustellen.

In einem Längsprofil (von N $\rightarrow$ S im Elementverteilungsbild) durch Omphazit 1 aus SP.2 ist die geringe Variation der beiden Diopsid-Komoponente Ca und Mg zu erkennen (Abb. 112B). Ihr insgesamt flacher Verlauf weist nur im Bereich des Na-reichen Kerns eine signifikante

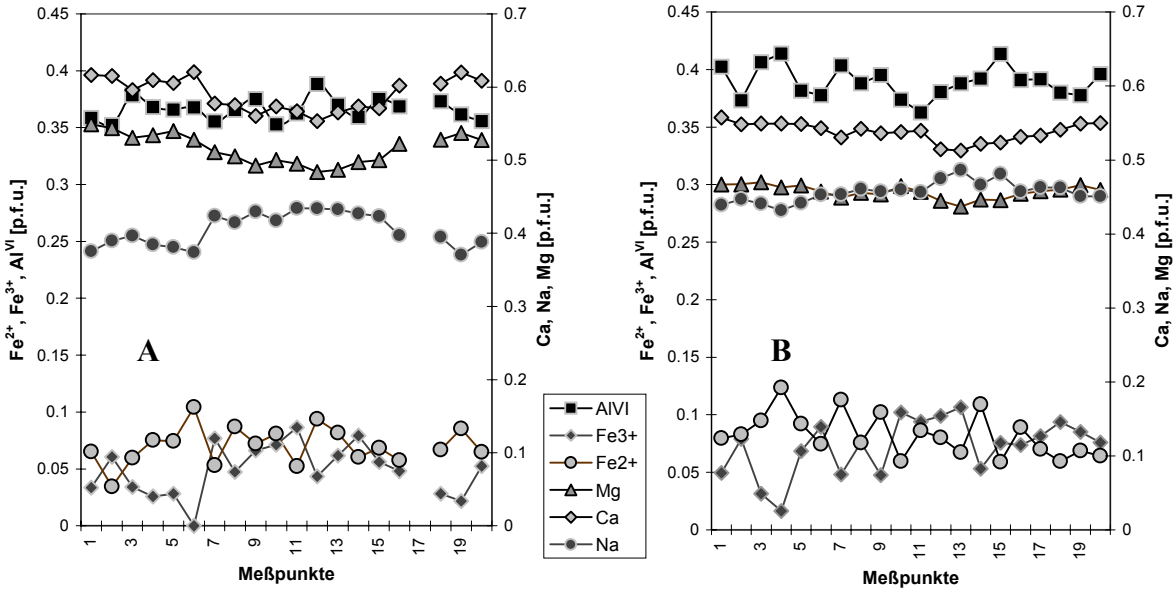


Abbildung 112 Linienprofile durch Omphazit 2 aus ÖRK.9 (A) und Omphazit 1 aus SP.2 (B). In beiden Fällen ist eine Fe- und Na-Anreicherung im Kern sowie eine Abnahme des Ca und Mg zu erkennen. Fe^{2+} und Fe^{3+} besitzen negativ korrelierende Zickzackmuster.

Abnahme auf. Al schwankt auch im Profil unsystematisch, es können keine Korrelationen mit Na oder Fe^{2+}/Fe^{3+} festgestellt werden. Den stärksten Schwankungen sind die Fe^{2+}/Fe^{3+}-Gehalte unterworfen. In den Saumbereichen sind sie stets negativ miteinander korreliert und ergeben ein charakteristisches Zickzackmuster. Eine derartige oszillierende Oxidationsstufen-Zonierung des Fe erscheint unwahrscheinlich und ist wahrscheinlich ein Artefakt der Strukturformel-Berechnung. Der Anstieg des Fe_{tot} und insbesondere des Fe^{3+} im Kern wird auch anhand der dort nicht vorliegenden negativen Korrelation von Fe^{2+} und Fe^{3+} ersichtlich. Das Maximum des Fe-Gehalts fällt dabei nicht mit dem von Na sowie dem Diopsid-Minimum zusammen. Es entspricht eher dem optisch erkennbaren Kernbereich der anomal braunen Interferenzfarben.

Im Vergleich der beiden Profile miteinander ist der die deutlich höhere Gehalt der Diopsid-Komponente im Omphazit aus ÖRK.9, ebenso die niedrigeren Na-Gehalte gegenüber Omphazit 1 aus SP.2 zu erkennen. Die Fe-Gehalte sind in den Kristallen aus ÖRK.9 insgesamt ebenfalls niedriger als im Omphazit der Probe aus dem Val Puntota.

Ein Beispiel für eine klare Zonierung hinsichtlich der Jadeit-Komponente ist der Omphazit 2 aus Probe SLas.1a aus dem Val Laschadura. Ein Profil (Abb. 113) zeigt deutlich erhöhte Al- und Na-Gehalte im Kern des Kristalls bei gleichzeitig konstantem Fe_{tot}, wobei Fe^{2+} und Fe^{3+} wiederum negativ miteinander korreliert sind. Der Jadeit-Gehalt erreicht sein Maximum aller Silvretta-Proben, ebenso der Al-Gehalt. Ca und Mg korrelieren negativ mit den Jadeit-Gehalten im Kern.

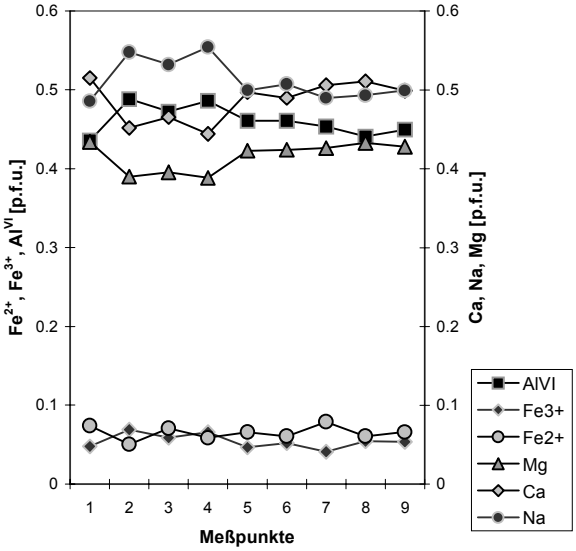


Abbildung 113 Linienprofil für Omphazit 2 aus SLas.1a mit Jadeit-reichem Kern und relativ Diopsid-reichen Rändern.

Deutliche Zonierungen hinsichtlich der Mischreihe Diopsid/Hedenbergit - Jadeit sind an Omphaziten der Probe SP.10 aus dem Val Puntota festzustellen (Abb. 114A+B). Beide Kristalle weisen Ca- und Mg-arme Kernbereiche und einen Anstieg zum Rand auf. In Omphazit 3

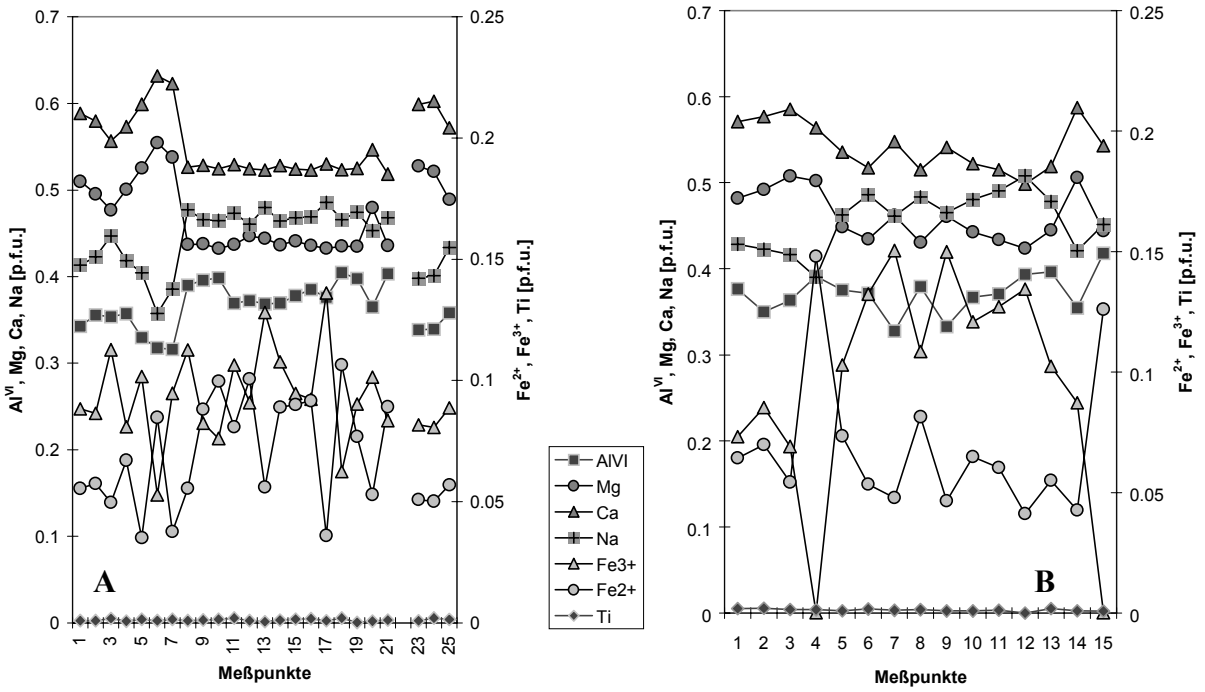


Abbildung 114 Linienprofile durch Omphazit 3 (A) und 4 (B) aus dem Granat-reichen Eklogit SP.10 (Val Puntota). A 628 µm, B 488 µm.

entwickelt sich Na parallel zum Al^{VI} abnehmend vom Kern zum Rand, während in Omphazit 4 dem Abfallen des Na zum Rand kein solches des Al^{VI} zugeordnet ist. In Omphazit 4 bildet Fe^{3+} ein deutliches Maximum im Kern aus, während in Omphazit 3 kein eindeutiger in der Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verteilung zu erkennen ist.

Homogenisierung von Omphazit durch intrakristalline Diffusion

Die Datengrundlage für Klinopyroxene ist erheblich geringer als diejenige für Granat. So existiert nur ein Datenpaar der Diffusionskonstante D_0 und der Aktivierungsenergie E_A für die Ca-Mg-Diffusion in Klinopyroxen (Brady & McCallister 1983), gegenüber einer Vielzahl von Werten betreffend der Mg-Diffusion wie auch Fe-Mg-Interdiffusion für Granat (z. B. Lasaga 1977, Elphick et al. 1981, Chakraborty & Ganguly 1992, Schwandt et al. 1995). Dûchene & Albarède (1999) berechneten mit der Gleichung für die Schließungstemperatur nach Dodson (1973) (vgl. Zonierungen von Mineralen) im Vergleich Schließungstemperaturen für Granat und Klinopyroxen in Abhängigkeit von der Korngröße und der Abkühlrate (Abb. 115). Die Schließungstemperatur nach Dodson (1973) beschreibt dabei die für die Homogenisierung des gesamten Kristalls notwendige Temperatur T_C, die für die Geothermobarometrie wichtige Diffusion innerhalb des Kristalls erreicht erst bei etwas niedrigeren Temperaturen Größenordnungen, die kleiner als die Auflösung der Mikrosonde sind.

Für jeweils 1 mm große Kristalle und einer Abkühlrate von 10 °C/Ma liegt die Schließungstemperatur für Klinopyroxen bei 1000°C, die für Granat bei lediglich 730°C. Omphazit homogenisiert demnach bei erheblich höheren Temperaturen als Granat. Die Fehler in der thermometrischen Auswertung von diffusiv überprägten Granat-Klinopyroxen-Paaren liegen bei Maximaltemperaturen von 700°C bei 10-30°C und bei 800°C im Bereich von 50-100°C (Dûchene & Albarède 1999). Die Erhaltung von Maximaltemperaturen wird neben einer hohen Abkühlrate und großen Korngrößen auch durch ein niedriges Klinopyroxen-Granat-Verhältnis gefördert (Dûchene & Albarède 1999).

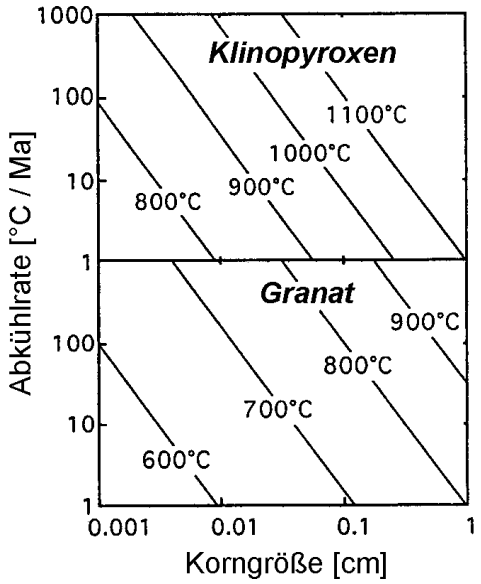


Abbildung 115 Schließungstemperaturen für Klinopyroxen und Granat als Funktion der Korngröße und der Abkühlrate nach Dûchene & Albarède (1999).

Granat-Klinopyroxen-Maximaltemperaturen für Eklogite sollten nicht an unmittelbaren Rand-Rand-Paaren abgeleitet werden. Die Verwendung von Granat-Analysen aus dem Innenrand der Granat-Diffusionszone ergibt zumeist um die vorher als Fehlerbereiche angegebenen Werte höhere Temperaturen als die Verwendung von Rand-Rand-Kontaktpaaren. Für Eklogite der Varisziden geben Dûchene & Albarède (1999) randliche Diffusionslagen in Granat von 30-50 µm Dicke an. Die Werte für Rand-Rand-Temperaturen liegen für die meisten Eklogite der Varisziden, insbesondere die der Münchberger Gneismasse (Dûchene et al. 1998), im Bereich von 650-700°C. Bei Verwendung von Analysen des Innenrandes der diffusiv überprägten Zone resultieren 700°C.
Für die Granat-Omphazit-Thermometrie an den Eklogiten der Silvrettadecke kann aus den berechneten Maximaltemperaturen eine signifikante diffusive Überprägung ausgeschlossen werden.

Klinopyroxene der Symplektite

Der Chemismus der Klinopyroxene der Symplektite wurde sowohl an Proben der Eklogite des Rauhen Kopfes als auch der schweizer Silvretta gemessen (vgl. Abb. 109). Grundsätzlich ergibt sich in allen Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektiten das Problem von Mischanalysen aufgrund der geringen Korngröße bzw. Lamellenbreite, die zumeist nur bei 1-5 µm liegt. Die wenigen Analysen mit zufriedenstellenden Gesamtsummen ergeben für beide Eklogit-Vorkommen einen Streubereich von den Ausgangsomphaziten zu fast Na-freien Ca-Mg-Fe-Klinopyroxenen. Für das Val Puntota liegt der maximale Jadeit-Gehalt bei 10 Mol % (SP.1), in Probe SP.10 ergeben sich dagegen rechnerische Minus-Gehalte, da der Na-Gehalt vollständig in eine Ägirin-Komponente umgesetzt wurde. Die Klinopyroxene aus dem Val Puntota enthalten 68-80 Mol % Diopsid-Komponente. Die des Rauhen Kopfes erreichen 64-83 Mol % Diopsid bei einem Jadeit-Gehalt, der zwischen 2-24 Mol % schwankt. Der Jadeit-Gehalt ist erheblich variabler als in den schweizer Proben. Innerhalb der Symplektit-Bereiche wurden immer wieder auch etwas größere Lamellen gemessen, deren Mineralchemie noch weitestgehend der Ausgangszusammensetzung der Omphazite entspricht.

Klinopyroxen der Amphibolite

In einer Amphibolit-Probe (SP.11 aus dem Val Puntota) konnte ein Na-armer Klinopyroxen identifiziert werden. Die Probe weist zwar eindeutige texturelle Hinweise auf ihre eklogitische Abkunft auf, der Klinopyroxen ist jedoch sicherlich spät entstanden und besitzt keinen Bezug zur eklogitfaziellen Geschichte der Probe.
Er tritt in einer kalksilikatischen Lage innerhalb des eigentlichen symplektitischen Granat-Amphibolits zusammen mit viel Epidot und Calcit auf. Er wird z. T. von einem aktinolithischen Amphibol umwachsen.
Bei den Klinopyroxenen handelt es sich um fast reine Diopsid-Hedenbergit-Mischkristalle, wobei die Diopsid-Komponente eindeutig dominiert. Der Al_2O_3-Gehalt ist sehr niedrig (ca.

0.2 Gew.%), der Na_2O-Gehalt liegt bei ca. 0.5 Gew.%. In allen Analysen wurde neben Fe^{2+} auch eine deutliche Fe^{3+}-Komponente berechnet, Al^{VI} tritt dagegen nicht auf. Bei allen Analysen ist der Tetraederplatz trotz guter Gesamtsummen nicht vollständig mit Si und Al aufzufüllen, was einen Einbau von Fe^{3+} in diese Position bedingt.

Orthopyroxen der Metagabbros

Orthopyroxen tritt nur in den gabbroiden und noritischen magmatischen Relikten des Val Sarsura (Thierrin 1983, Benciolini 1994) und in Peridotiten aus dem Gebiet des Hochnörderers südlich Galtür (Fuchs et al. 1986) auf.

Bei den reliktischen Orthopyroxenen der lediglich statisch metamorph überprägten Norite des Val Sarsura handelt es sich um Hypersthen mit einem sehr konstantem X^{Mg} von 0.503 - 0.511 (SVS.2a), was genau in der bereits von Benciolini (1994) ermittelten Schwankungsbreite liegt. Die Al_2O_3-Gehalte sind gering, sie schwanken zwischen 0.52 und 0.64 Gew.%, TiO_2 variiert zwischen 0.05 und 0.14 Gew.%, Cr_2O_3 zwischen 0.02 und 0.10 Gew.% und Na_2O zwischen 0.01 und 0.08 Gew.%. MnO mit 0.79 bis 0.90 Gew.% und CaO mit 0.48 bis 0.99 Gew.% erreichen nennenswerte Gehalte. Auffallend sind die relativ niedrigen Gesamtsummen, die zumeist unter 99 Gew.% liegen, obwohl gleichzeitige Granatmessungen deutlich höhere Summen ergaben. Der Einbau des nicht gemessenen Ni erscheint nach dem Vergleich mit den Daten von Benciolini (1994) unwahrscheinlich.

Fuchs et al. (1986) beschreiben verschiedene Generationen Orthopyroxen aus Spinell-Harzburgiten und Duniten des Hochnörderers. Die Enstatit-dominierten (En 87.7-90.4) Orthopyroxene lassen sich mehreren Tektonisierungsphasen zuordnen und zeigen bei den zugeordneten Rekristallisationen eine zunehmende Verarmung an Al, Cr und Ca (Fuchs et al. 1986). Die Al_2O_3-Maxima der primären Orthopyroxene variieren zwischen 2.71 und 4.10 Gew.%.

5.4 Mineralchemie der Amphibole

Amphibole stellen insbesondere aufgrund des hohen Metabasit-Anteiles eine der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralgruppen innerhalb der Silvrettadecke dar. Neben den echten Amphiboliten, treten sie in Eklogiten und symplektitisierten eklogitfaziellen Gneisen, Hornblende-Gneisen und seltener auch in Kalksilikat-Gesteinen und den vereinzelten Alkaligranit-Gneisen (Val Lavinouz) auf.
Entsprechend ihrer weiten P-T-Stabilität treten sie in Gesteinen der unterschiedlichsten Metamorphosestadien auf. Amphibole dienen als Indikatoren für den Verlauf des retrograden P-T-Pfades der Eklogite. In verschiedenen (Proben (z. B. ÖRK.2, SP.11) ergeben sich Sukzessionen verschiedener Symplektit-Amphibole, die als Zeugnisse eingefrorener ehemaliger Druck-Temperatur-Bedingungen gedeutet werden. Neben dem Einfluß der Variablen Druck und Temperatur, ist ein Einfluß der Gesamtgesteinschemie als auch des Redoxpotentials des Gesteins erkennbar.

Amphibol der Eklogite

In den Eklogiten treten Amphibole erst in einer Spätphase der eklogitfaziellen Entwicklung in die Mineralvergesellschaftung ein. Diese zumeist grobkörnigen, die Foliation überwachsenden Ca-Na-Amphibole (vgl. Petrographie), besitzen nach der neuesten IMA-Nomenklatur (Leake et al. 1997) sowohl für das Eklogitvorkommen des Rauhen Kopfes als für die Eklogite der schweizer Silvrettar eine barroisitische, seltener auch tremolitische Zusammensetzung. Nach alter Nomenklatur (Leake 1978) sind es dagegen z. T. aufgrund des etwas höheren Ca-Gehaltes häufig Magnesio-Hornblenden.

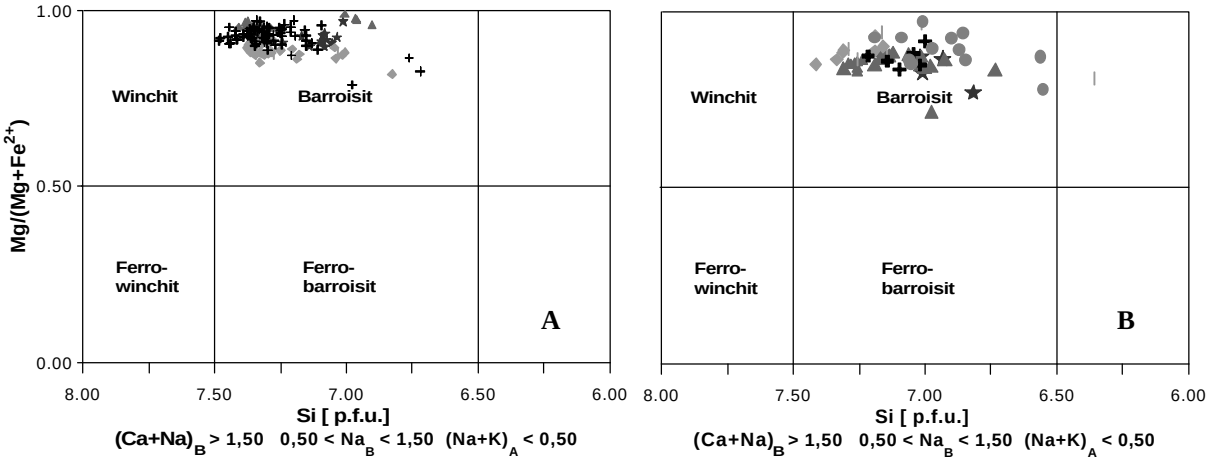


Abbildung 116 Nomenklatur der Amphibole der Eklogite des Rauhen Kopfes (A) und des schweizer Silvrettanteiles (B) nach Leake et al. (1997). A Mittelgraue Dreiecke = ÖRK.1, schwarze Kreuze = ÖRK.4b + c, hellgraue Rhomben = ÖRK.8, dunkelgraue Sterne = ÖRK.9. B Dunkelgraue Dreiecke = SP.2, schwarze Sterne = SP.5, schwarze Kreuze = SP.22, hellgraue Rauten = SP.23, graue Punkte = SLas.1c.

Der Ti-Gehalt der Barroisite ist generell niedriger als derjenige der Hornblenden der Amphibolite (s.Abb. 120) und schwankt zwischen den einzelnen Proben und auch innerhalb eines Kristalls allerdings deutlich (0.03 bis 0.24 Gew.% TiO_2 für Amphibol 1 in ÖRK.8), was auf eine Abhängigkeit von der Gesamtgesteinschemie hinweist.

Zonierungen

Die Barroisit-Porphyroblasten weisen Zonierungen auf (vgl. Elementverteilungsbilder Abb. 118 und Profile Abb. 119). Ein hypidiomorpher Basisschnitt durch Amphibol 1 aus Probe ÖRK.8 des Rauhen Kopfes zeigt eine Abnahme des Mg- und Si-Gehaltes nach außen. Fe^{2+} nimmt randlich nicht in gleichem Maße zu, Al im Oktaeder weist dagegen einen deutlichen randlichen Anstieg auf. Der Ca-Gehalt ist nahezu konstant, während Na im Kern ein

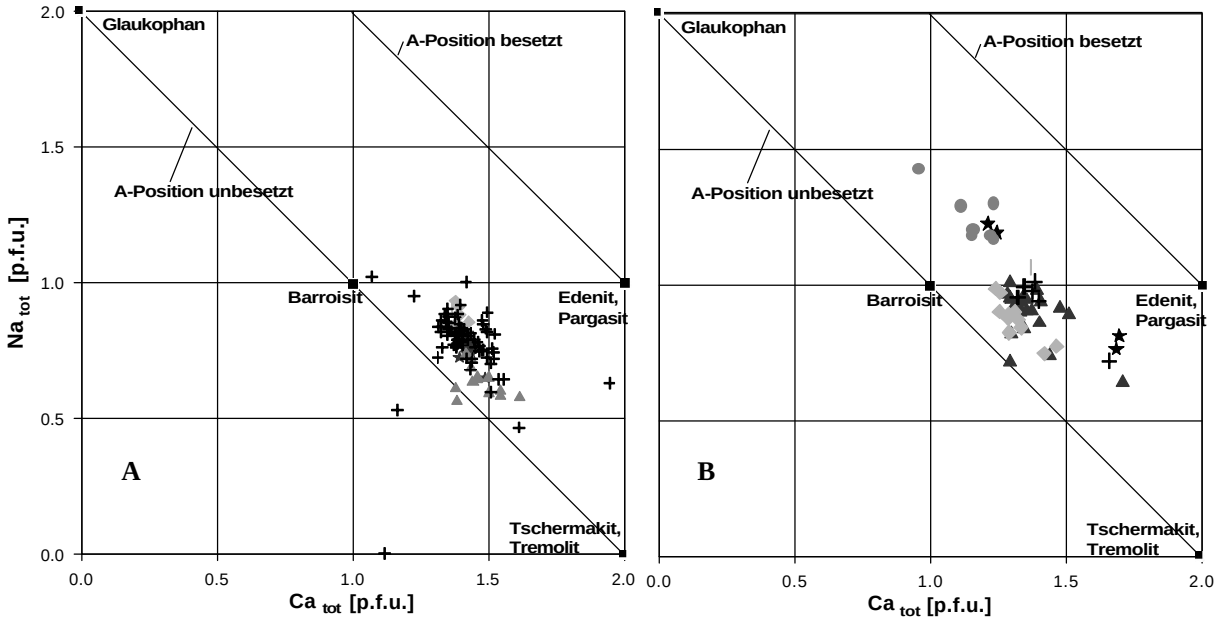


Abbildung 117 Diagramm Ca_{tot} vs. Na_{tot} für Amphibole der Eklogite des Rauhen Kopfes (A) und des schweizer Silvrettaanteiles (B). A graue Dreiecke = ÖRK.1, hellgraue Rauten = ÖRK.4a/b, schwarze Kreuze = ÖRK.8, dunkelgraue Sterne = ÖRK.9; B dunkelgraue Dreiecke = SP.2, schwarze Sterne = SP.5, schwarze Kreuze = SP.22, hellgraue Rauten = SP.23, graue Kreise = SLas.1c.

Minimum besitzt und randlich zunimmt. Der Fe^{3+}-Gehalt schwankt stark, was wahrscheinlich allein durch die Berechnung bedingt ist (13 Kationen), ein Zunahme des Fe_{tot} zum Rand wird aber deutlich. Die Spurenelemente Cr und Mn weisen keine signifikanten Zonierungen auf, Ti zeigt dagegen einen randlichen Anstieg.
Der Al_2O_3-Gehalt der Barroisite schwankt um 10 Gew.% Al_2O_3, in Amphibol 1 aus ÖRK.8 ist eine Zunahme vom Kern mit 8.3 zum Rand mit 13.5 Gew.% zu erkennen. Das Häufigkeitsmaximum der TiO_2-Gehalte zwischen 0.1 und 0.2 Gew.% liegt deutlich unter dem der tschermakitischen Hornblenden der Amphibolite. Eine Verwendung des TiO_2-Gehaltes zur semiquantitativen Abschätzung des metamorphen Grades (Metamorphosetemperatur) ist nur in reinen Ca-Amphibolen möglich.

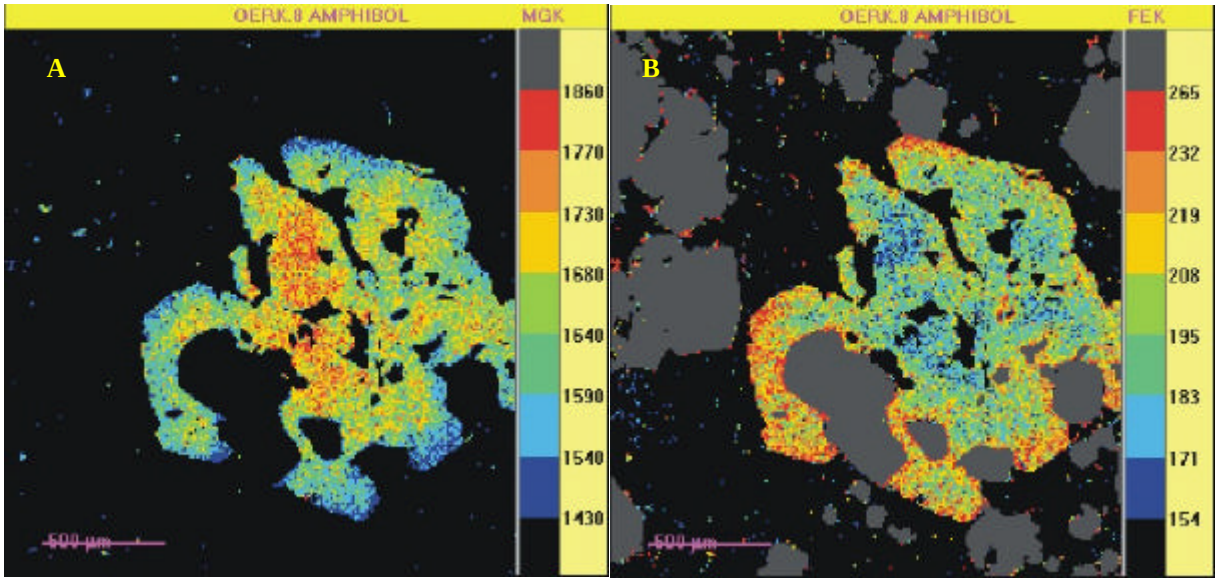


Abbildung 118 A - B XMAP-Elementverteilungsbilder für Mg und Fe des Amphibol 1 aus Eklogit-Probe ÖRK.8 (Rauher Kopf); zur Farbkodierung vgl. Abb. 81, Größenmaßstab = 500 µm. Mg besitzt sein Maximum im Kern und nimmt zum Rand kontinuierlich ab, Fe_{tot} korreliert negativ dazu.

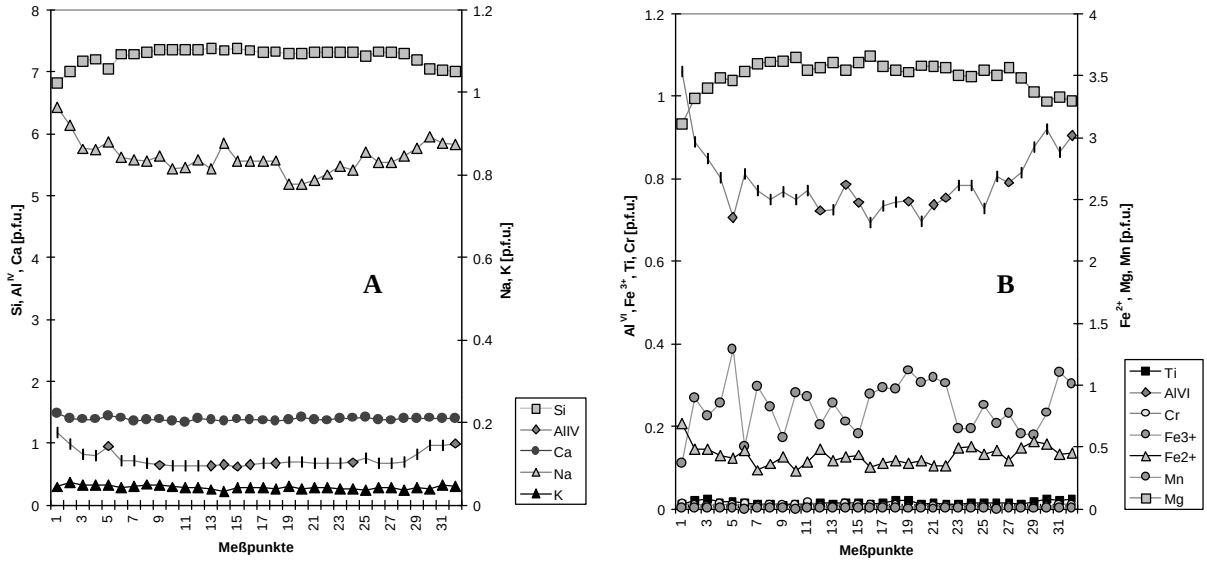


Abbildung 119 Linienprofil durch Amphibol 1 aus ÖRK.8 (vgl. Abb. 118). A Si und Al^{IV}, Ca, Na, und K; B Oktaederbesetzung mit randlich abnehmenden Mg und steigenden Al^{VI}. 32 Punkte, 1.56 mm, N ® S.

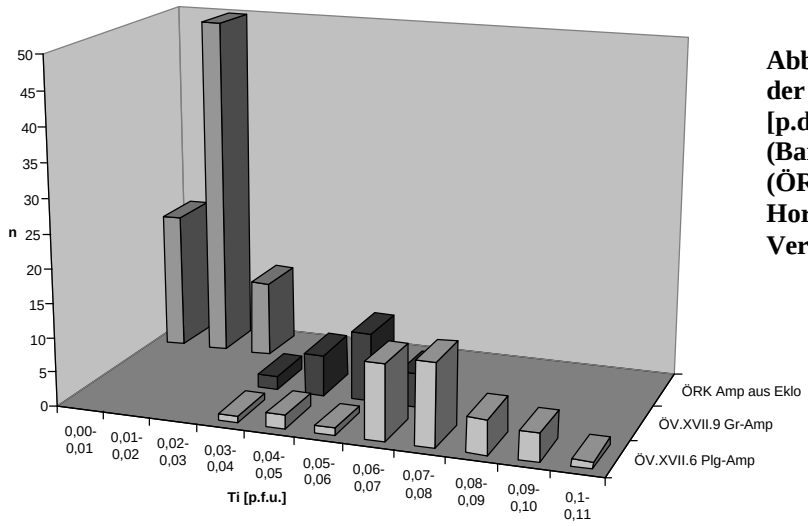


Abbildung 120 Vergleichshistogramm der Häufigkeitsverteilung von Ti [p.d.f.u.] in Eklogit-Amphibolen (Barroisiten) vom Rauhen Kopf (ÖRK) mit tschermakitischen Hornblenden aus Amphiboliten des Verwall.

Metamorphe Faziesserien anhand der Amphibolchemie nach Laird & Albee (1981)

Die Diagramme von Laird & Albee (1981) klassifizieren Amphibole aufgrund mineralchemischer Parameter in vier Gruppen oder Faziesserien. In den Diagrammen (Na^{A}+K) gegen Na^{M4}, Al^{IV} gegen (Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti), 100Al/(Si+Al) gegen 100Na/(Ca+Na) und (Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti) gegen Na^{M4} lassen sich Felder bestimmter Herkunftsgebiete von Amphibolen mafischer Gesteine abgrenzen und Faziesserien zuordnen. Dies sind die Hochdruck-Einheiten Sanbagawa (Japan) und Franciscan (Kalifornien), die Mitteldruck-Serie des Dalradian (Schottland) und das Niederdruck-Gebiet Abukuma in Japan (Abb. 121).

Sie decken damit ein wesentlich breiteres Spektrum an Gesteinen ab, da neben Hornblenden typischer amphibolitfazieller Gesteine auch Ca-Na-Amphibole der Eklogitfazies als Hochdruckminerale differenzierbar sind. Zugleich entfallen Unsicherheiten bezüglich des Plagioklases, dessen Gleichgewichtseinstellung mit dem Amphibol häufig fraglich ist.

Grundsätzliche Probleme bei den Faziesdiagrammen nach Laird & Albee (1981) ergeben sich aus dem begrenzten Datenumfang und der Unsicherheit betreffend der Analysengüte bzw. der Präzision früher Mikrosonde-Analysen. Zenk & Schulz (1999) ermittelten an den klassischen

Zonenabfolge der Barrow-Typ-Amphibolite des Dalradian gegenüber den Orginaldaten von Laird & Albee (1981) deutlich abweichende Felder.
In den Diagrammen nach Laird & Albee (1981) plotten die Amphibole der Eklogite beider Vorkommen konstant in den Bereich der Hochdruck-Einheiten Sanbagawa und Franciscan (vgl. Abb. 122A-D). Die Diagramme verdeutlichen die mineralchemischen Unterschiede zwischen dem Eklogitvorkommen des Rauhen Kopfes und denen des schweizer Silvretta-anteiles. Während die Amphibole des Rauhen Kopfes stets in den Grenzen des Feldes der Hochdruck-Einheiten Sanbagawa und Franciscan bleiben, gehen die Amphibole der schweizer Eklogite häufig darüber hinaus. So besitzen sie deutlich höhere Na/(Ca+Na)-Verhältnisse, die Summe der Kationen Fe^{3+}+Al^{VI}+Cr+Ti liegt höher und auch der Gehalt an Na^{M4} als auch Na_{tot} übersteigt die der Amphibole des Rauhen Kopfes.
Zusammenfassend handelt es sich bei den Matrix-Amphibolen der Eklogite um typische Hochdruck-Typen. Reine Na-Amphibole wie Glaukophan oder der UHPM-Indikator Nyböit (Chopin & Sobolev 1995) treten nicht auf.

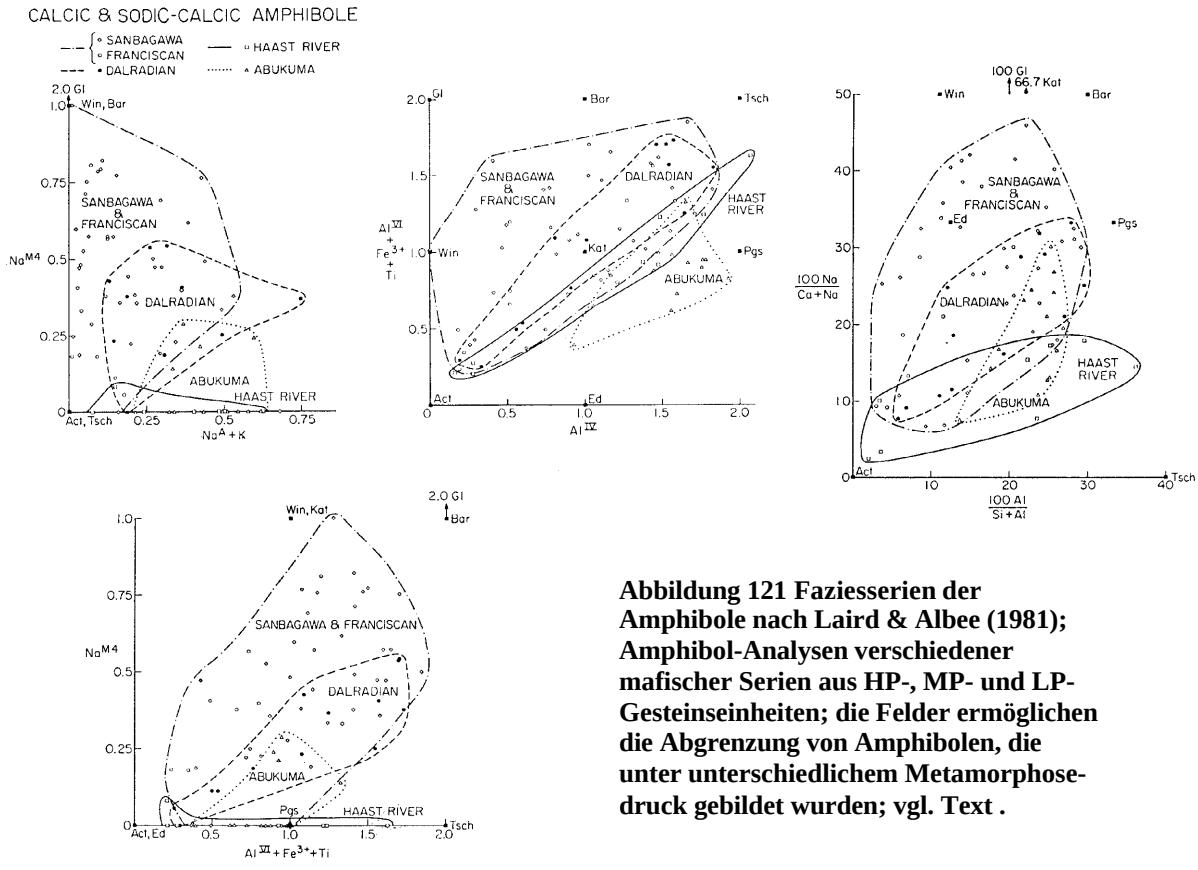


Abbildung 121 Faziesserien der Amphibole nach Laird & Albee (1981); Amphibol-Analysen verschiedener mafischer Serien aus HP-, MP- und LP-Gesteinseinheiten; die Felder ermöglichen die Abgrenzung von Amphibolen, die unter unterschiedlichem Metamorphose-druck gebildet wurden; vgl. Text .

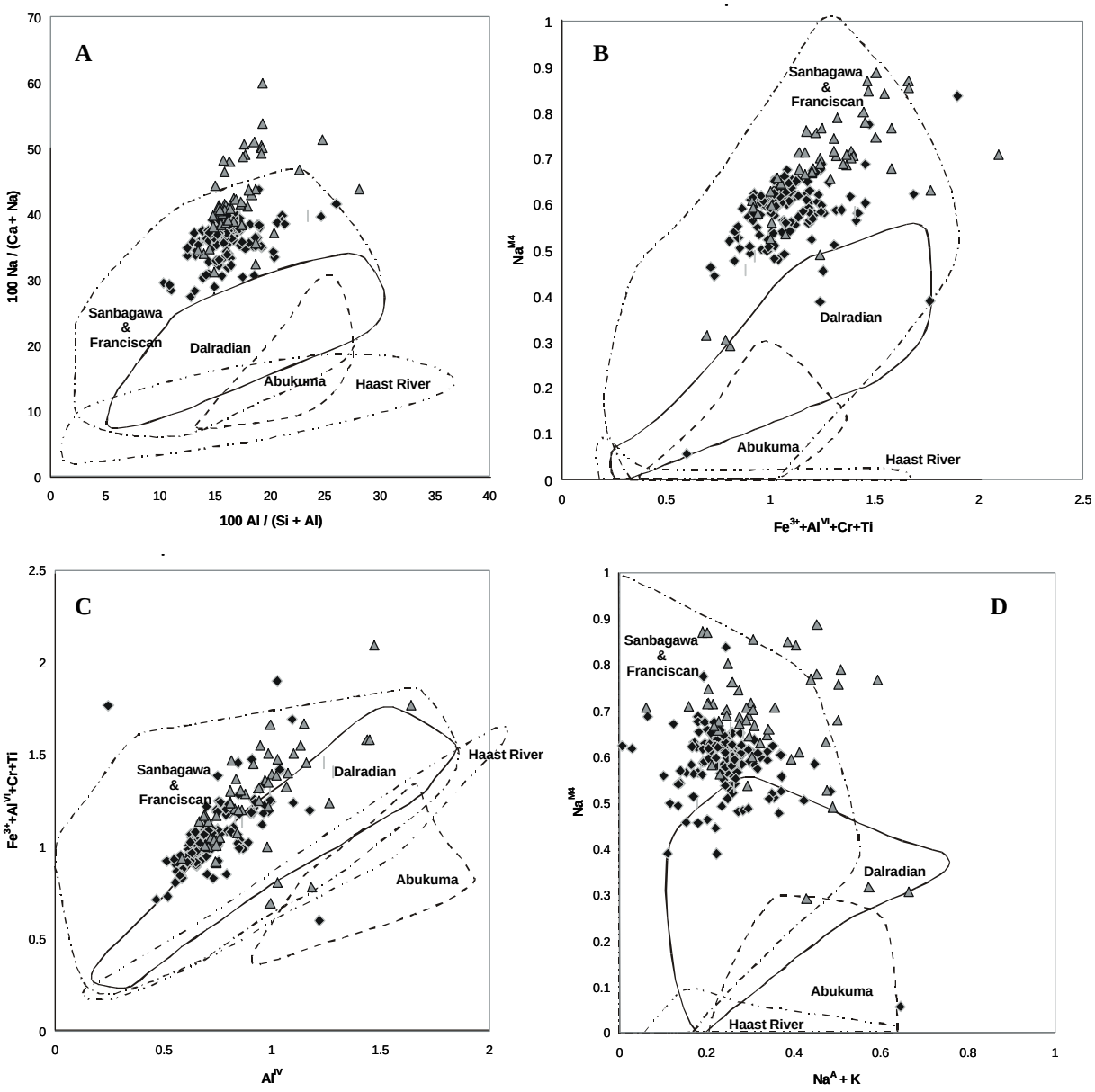


Abbildung 122 A - D Mineralchemie der Amphibole der Eklogite in den Diagrammen zur Gliederung der Amphibole in Faziesserien nach Laird & Albee (1981). Schwarze Rauten = Amphibole des Rauhen Kopfes, graue Dreiecke = Amphibole des schweizer Silvrettaanteiles.

Amphibol der symplektitischen Granat-Amphibolite (Eklogitamphibolite)

In Eklogitamphiboliten treten verschiedene Amphiboltypen auf. Mengenmäßig überwiegt der Amphibol, der symplektitisch in der Grundmasse als Abbauprodukt des Omphazits auftritt. Sowohl in den Gesteinen des Rauhen Kopfes (ÖRK.2, ÖRK.11, ÖRK.25), als auch in denen des Val Puntota (SP.1, SP.11), ist in den Symplektiten eine Variation von Tschermakit über Magnesiohornblende bis zum Aktinolith festzustellen (Abb. 123A+B). Der symplektitische Granat-Amphibolit ÖRK.2 des Rauhen Kopfes besitzt zwei weitere texturell andersartige Amphibol-Typen. In Pseudomorphosen nach Granat tritt ein nadelig ausgebildeter, überwiegend tschermakitischer Amphibol zusammen mit einem Anorthit-reichen Plagioklas auf. Grobkörnige ungeregelte Porphyroblasten, die wie in den hydratisierten Eklogiten das Gefüge überwachsen, erwiesen sich als Mg-reiche Ca-Amphibole. In einem Fall wurde ein Tremolit, in einem anderen Fall eine Magnesiohornblende in Probe ÖRK.2 analysiert.

Die Si-ärmsten und Al-reichsten Amphibole kommen in kelyphitischen Säumen um Granat vor. Hier treten sowohl Ca- (Abb. 123C) als auch Ca-Na-Amphibole (Abb. 123D) auf.

Zusammen mit Einschlüssen in Granat, die als Produkte der retrograden Metamorphose gedeutet werden, plotten die meisten Analysen der Ca-Amphibole in das Feld der Pargasite ($Al^{VI} > Fe^{3+}$), teilweise auch Alumino-Pargasite mit ($Al^{VI} >$ 1.0 p.f.u.). Einzelne Analysen (mylonitisierter Eklogit ÖS.Bis 1a) plotten in das Feld der Edenite, extrem Al-reiche Kelyphit-Amphibole erweisen sich als Magnesiosadanagaite (SP.5). Nur Amphibole aus dem in einen Glimmerschiefer übergehenden retrograden Eklogit ÖRK.10 besitzen Amphibolchemismen, die in das Feld des Ferro-Pargasits fallen. Bei den Ca-Na-Amphibolen, die in den gleichen Proben neben Ca-Amphibolen auftreten, sind Magnesiotaramite (SP.1, ÖRK.10) und Taramite (ÖRK.10) analysiert worden.
Ähnliche Alumino-Pargasite und Magnesiosadanagaite beschreiben Mogessie et al. (1986) aus dem zentralen Ötztalkristallin (Milchenkar, Pollestal). Mogessie et al. (1986) interpretierten diese Amphibolchemie mit Hilfe des Variationsdiagramms Ti/Al - Na als typisch für eine Hochdruckgenese. Der maximale Al_{tot}-Gehalt des Magnesiosadanagaits liegt bei 3.58 p.f.u. in Probe SP.5. Seinen absoluten Maximalwert erreicht er mit 3.77 Al p.f.u., entsprechend 21.72 Gew.% Al_2O_3, in den Alumino-Pargasiten der Amphibol-Säume um

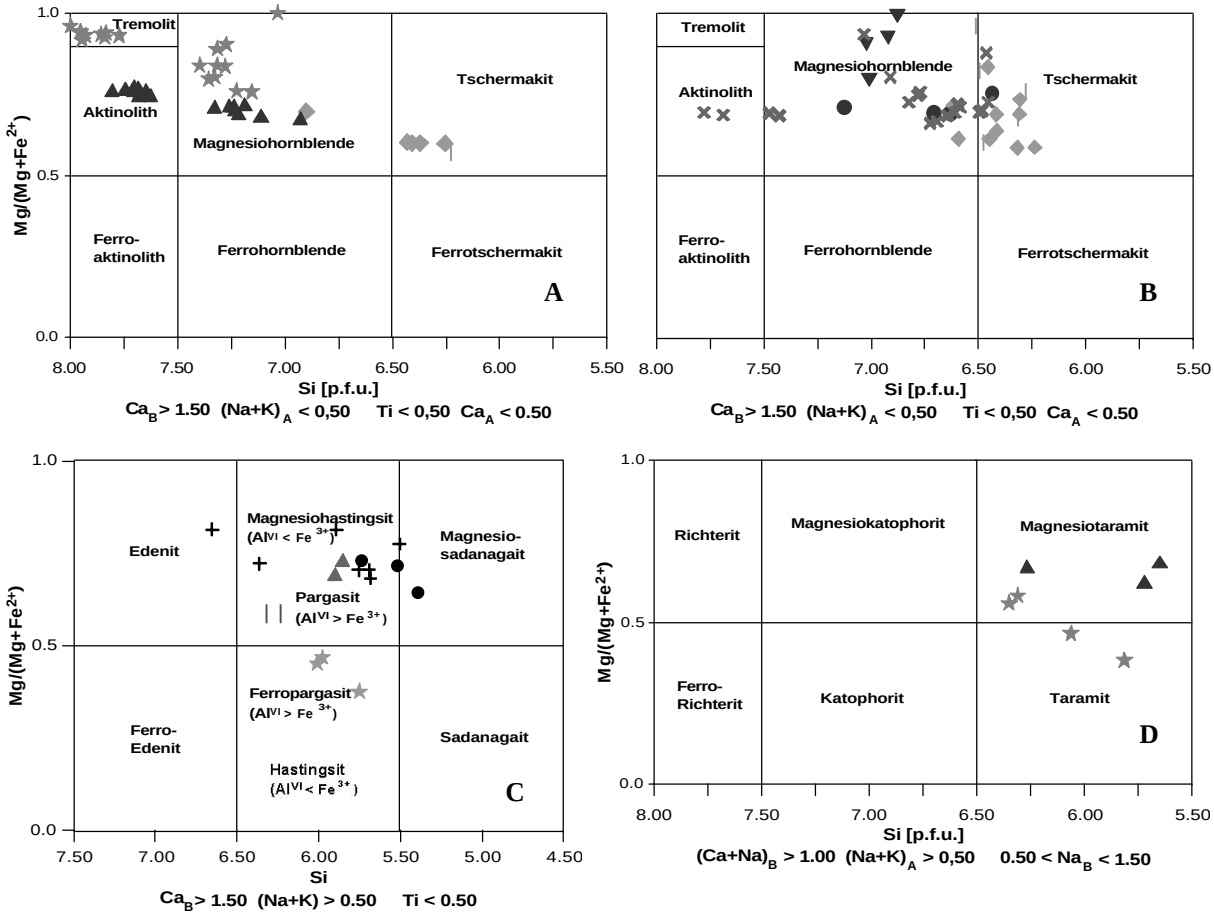


Abbildung 123 Amphibolchemie symplektitischer Granat-Amphibolite; A ÖRK.2 Rauher Kopf/Ischgl, graue Sterne = Amphibol-Porphyroblasten, hellgraue Rauten = Amphibol in Granat-Pseudomorphosen, schwarze Dreiecke = Symplektit-Amphibol; B SP.1 und SP.11Val Puntota, dunkelgraue Dreiecke = Amphibol-Blasten, hellgraue Rauten = Amphibol-Einschlüsse in Granat, dunkelgraue Punkte = Symplektit-Amphibbol SP.1, graue Kreuze = Symplektit-Amphibol SP.11; C Amphibol-Einschlüsse in Granat und Kelyphit-Säume, dunkelgraue Rauten = SP.1, schwarze Kreise = SP.5, schwarze Kreuze = ÖS.Bis1a, graue Dreiecke = ÖRK.3, hellgraue Sterne = ÖRK.10; D Amphibol-Einschlüsse in Granat und Kelyphit-Säume, Dreiecke = SP.1, Sterne = ÖRK.10.

Granat der mylonitisierten Eklogit-Probe ÖS.Bis 1a. Er liegt damit ähnlich hoch wie von Mogessie et al. (1986) beschrieben. In den (Alumino-) Pargasiten aus den Kelyphit-Säumen der Granate aus den Eklogiten des Val Puntota sind die Al_{tot}-Gehalte niedriger (2.43-3.32 in SP.1, 2.93-3.43 in SP.5).
Der TiO_2-Gehalt der Kelyphit-Amphibole ist in allen Fällen niedrig, in Probe SP.1 schwankt er zwischen 0.12 und 0.28 Gew.%, im Kelyphit von SP.5 erreicht er nur 0.03 Gew.%, im Kelyphit-Amphibol des mylonitisierten Eklogits sogar nur maximal 0.08 Gew.%. In den retrograd entstandenen Amphibolen innerhalb der Granate werden dagegen mit den Tschermakiten der Amphibolite vergleichbare Mengen von 0.5 bis 0.7 Gew.% TiO_2 eingebaut, nur die Werte für den mylonitisierten Eklogit ÖS.Bis 1a liegen mit 0.15 - 0.37 Gew.% TiO_2 am niedrigsten. Den Maximalgehalt aller gemessenen Amphibole wird mit 1.08 Gew. % TiO_2 in einem barroisitischen Einschluß in Granat der Probe SP.1 erreicht. Da nach Raase (1974) und auch Ernst & Liu (1998) der TiO_2-Gehalt mit dem steigenden Grad der Metamorphose (in Hinsicht auf die Temperatur) zunimmt, entwickelten Mogessie et al. (1986) ein Variationsdiagramm Na gegen Ti/Al, das ähnlich wie die Diagramme von Laird & Albee (1981) Amphibole von Niederdruck-, Mitteldruck- und Hochdruck-Arealen abgrenzen soll.
Neben diesen Amphibolen des retrograden P-T-Pfades der Eklogite, treten auch erhaltene eklogitfazielle, barroisitische Einschlüsse in Granat auf (ohne Abbildung). Von Maggetti & Galetti (1988) als primär amphibolitfaziell interpretierte Amphibol-Einschlüsse eines vermuteten prograden Pfades in Granat (Pargasite), konnten nicht bestätigt werden. Das Auftreten von Ca-Amphibolen in Granat ist stets mit verstärkter Alteration und retrograder Überprägung der Gesteine verknüpft. Pargasit-Einschlüsse treten z. B. in SP.1, einer stärker symplektitisch überprägten Probe, jedoch nicht in der texturell gleichartigen, aber schwächer alterierten Eklogit-Probe SP.5 auf.
Da die Kelyphit-Amphibole und die sekundären Einschlüsse während der Druckentlastung gebildet wurden, ist eine Zuordnung der Hoch-Al-Amphibole zu einem metamorphen Hochdruck-Milieu fraglich. Die unter eklogitfaziellen Bedingungen entstandenen Barroisite besitzen deutlich niedrigere Al-Gehalte. Die Blastese dieser Amphibole erfolgt nur am Rand der Eklogit-Granate. Die niedrigen Si- und hohen Al-Gehalte der benachbarten Granate wirkte sich auf die Amphibolchemie aus. Auch die niedrigen TiO_2-Gehalte der Amphibole lassen sich durch die geringe Verfügbarkeit des Ti im Granat erklären. Mogessie et al. (1986) ermittelten ihre Daten ebenfalls an "Eklogit-Amphiboliten", diablastischen (symplektitischen) Granat-Amphiboliten der zentralen Ötztaler Metabasit-Einheit. Ihre Übertragung des TiO_2-Gehalts in eine semiquantitative Deutung des metamorphen Grades und des Druck-Milieus basiert auf der Annahme einer Gleichgewichtseinstellung unter TiO_2-gesättigten Bedingungen, die Mogessie et al. (1986) aus der Anwesenheit z. T. aller drei Ti-Minerale Rutil, Ilmenit und Titanit ableiten. Allein die Erhaltung des Eklogit-Relikts Rutil deutet aber auf Ungleichgewichte und läßt die TiO_2-Sättigung fragwürdig erscheinen. Der extrem geringe TiO_2-Gehalt in den Hoch-Al-Amphibolen könnte neben dem Einfluß der Lokalchemie auch Ursachen in der Kristallstruktur besitzen.
In den Diagrammen nach Laird & Albee (1981) plotten die Amphibole der Eklogit-amphibolite weitgehend im Trend der Dalradian-Amphibole, die charakteristisch für eine Barrow-Typ-Metamorphose sind (Abb. 124). Neben typischen Tschermakiten treten aber auch nahezu reine Cummingtonite und Amphibole mit deutlicher Ca-Untersättigung auf, die Probleme bei der Berechnung ergaben (s. u.). In den Amphibolen konnten z. T. bereits optisch zu erkennende Zonierungen mineralchemisch belegt werden. Si besitzt im farblosen Kern ein Maximum und nimmt nach außen ab, Al^{IV} dementsprechend zu. Mg nimmt parallel zu Si ab, die Entwicklung des Fe^{2+} ist stark von der Berechnung abhängig (vgl. Abb. 129). In Abb. 125 ist die Strukturformelberechung auf 15 Kationen inklusive Ca + Na abgebildet. Berechnungen mit 13 Kationen führen zu negativen Fe^{2+}-Gehalten in den Ca- untersättigten Analysen

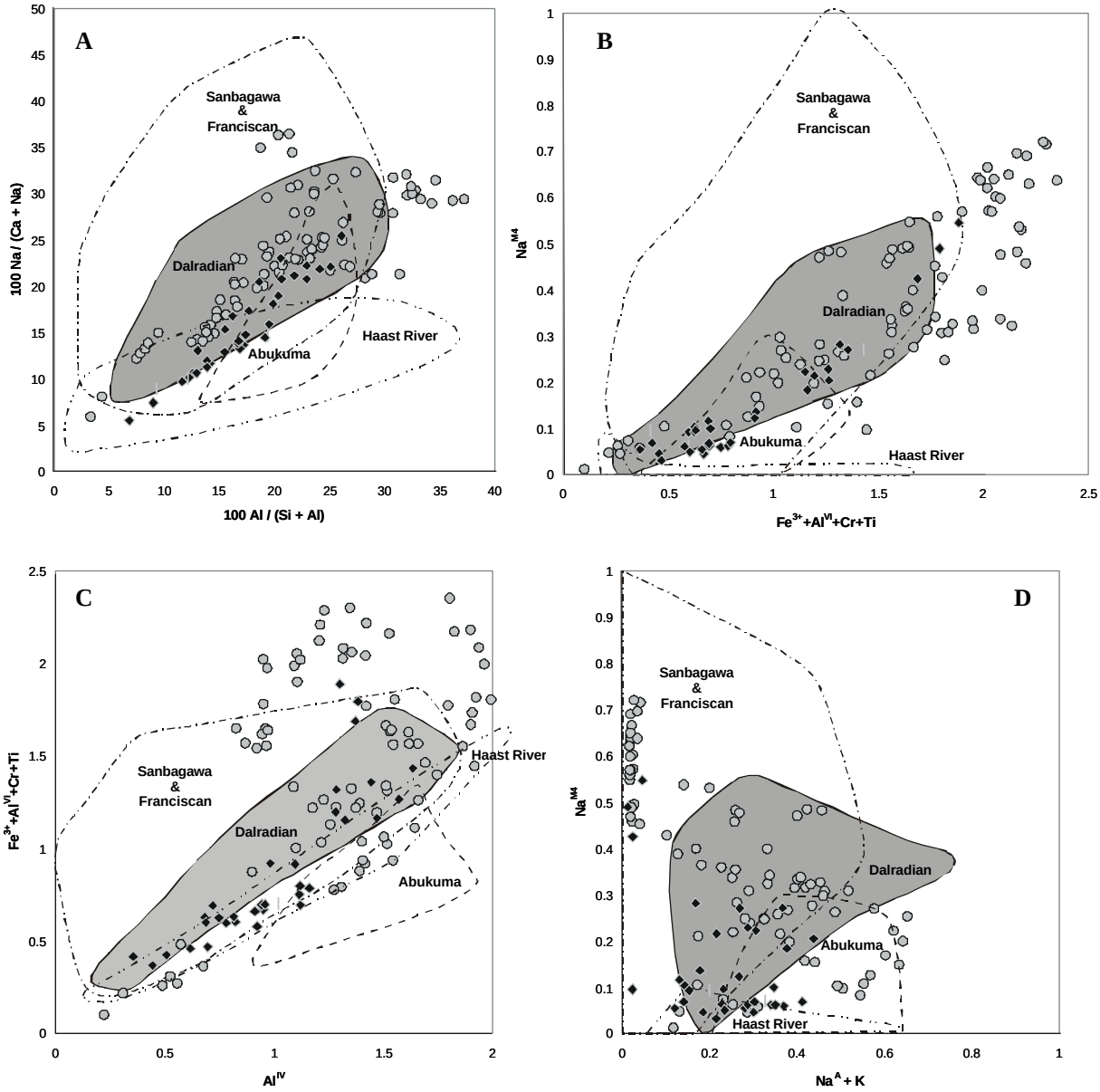


Abbildung 124 Mineralchemie der Amphibole der symplektitischen Granat-Amphibolite in den Diagrammen zur Gliederung der Amphibole in Faziesserien nach Laird & Albee (1981). Schwarze Rauten = Verwall/Montafon, graue Kreise = Val Puntota/Val Sarsura.

insbesondere des Kernes, während die Berechnung mit 15 Kationen den Fe^{3+}-Gehalt auf Null minimiert. Für 15 Kationen inklusive Ca + Na ergibt sich ein randlicher Abfall des Fe^{2+} parallel zum Mg, Fe^{3+} steigt dagegen deutlich an. Bei Berechnungen auf 15 Kationen inklusive Ca sowie auf 13 Kationen verhalten sich Mg und Fe^{2+} gegenläufig. Nomenklatorisch handelt es sich aber bei allen Analysen noch um Ca-Amphibole, die ganz überwiegend im Feld der Magnesiohornblende zu liegen kommen (Abb. 126). Der Na-Gehalt besitzt sein Minimum im Kern und nimmt randlich zu, nur randlich ist der M4-Platz im Amphibol vollständig belegt.

Der Al_2O_3-Gehalt steigt von 6.0 im Kern auf maximal 11.4 Gew.% am Rand an. Der TiO_2-Gehalt besitzt ebenfalls eine deutliche Zonierung mit sehr niedrigen Gehalten im Kern (0.01 Ti p.f.u.) und einem starken Anstieg zum Rand (maximal 0.07 Ti p.f.u.). Weitere Spurenelemente wie Cr und Mn besitzen durchgehend niedrige Gehalte (≤ 0.012 Cr p.f.u. und ≤ 0.059 Mn p.f.u.) ohne systematische Zonierung. Die K_2O-Gehalte nehmen randlich parallel zu den Na-Gehalten von 0.10 Gew.% K_2O auf maximal 0.23 Gew.% zu.

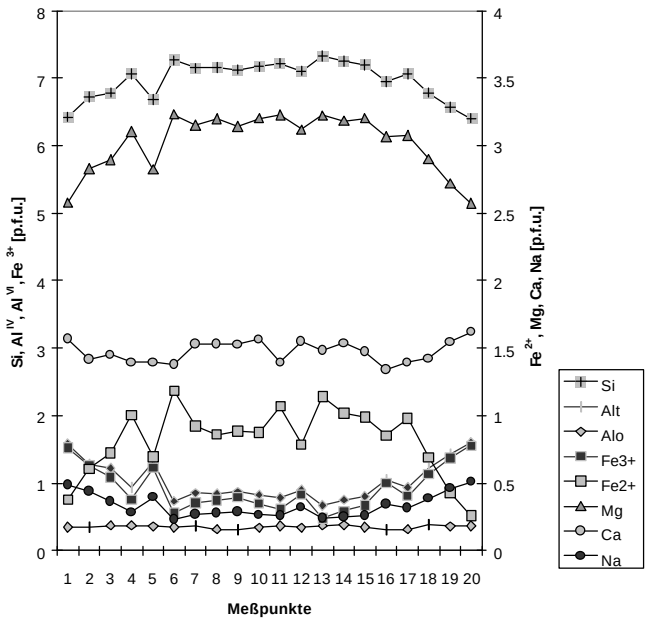


Abbildung 125 Linienprofil durch Amphibol 1 aus Granat-Amphibolit SP.12 (Val Puntota). Berechnet auf 15 Kationen inkluisive Ca + Na.

Die Mehrzahl der Amphibole in SP.12 deckt weite Bereiche im Feld der Tschermakite und Magnesiohornblenden ab. Auch sehr Al-reiche (bis 19.12 Gew.% Al_2O_3) und Si-arme Analysen mit Si-Gehalten bis 5.7 p.f.u. treten auf (Abb. 126A).

Neben den Ca-Amphibolen treten auch nahezu reine, farbblose, Si-reiche Cummingtonite mit $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.5$ auf. Ihre CaO-Gehalte liegen unter 1 Gew.%, die Na_2O-Gehalte unter 0.1 Gew.%.

Amphibol aus SP.8a fällt durch seinen Fe-Reichtum auf. Trotz hoher Fe^{3+}-Gehalte fallen die Analysen erstmals ins Feld der Ferrotschermakite, die Al_2O_3-Gehalte erreichen maximal 15.2 Gew.%. Die Ti-Gehalte besitzen ein Maximum von 0.14 Ti p.f.u. Fe-Mg-Amphibole treten nicht auf.

In Probe SP.8b wurden wie SP.12 abermals Si-arme, Al-reiche (max. 19 Gew.% Al_2O_3) Tschermakite, Ca-untersättigte Magnesiohornblenden und Cummingtonite beobachtet. In Abb. 126 wurden sämtliche Amphibole aus SP.8a/b und SP.12 auf 13 Kationen berechnet, bei negativen Fe^{2+}-Werten wurde $X_{Mg} = 1$ gesetzt.

In den gröber kristallisierten Granat-Amphiboliten des Verwall (ÖV.F1P) und des Montafons ÖM.2.4f treten nur Ca-Amphibole auf. Sie besitzen ebenfalls ein breites Spektrum unterschiedlicher Si-Al-Gehalte, sind aber vorwiegend Magnesiohornblenden. Der maximale Al_2O_3-Gehalt beträgt 12.6 Gew.% in ÖV.F1P und lediglich 8.4 Gew.% in ÖM.2.4f. Die Ti-Gehalte streuen stark, können in den Tschermakiten aber 0.1 Ti p.f.u. erreichen. Ein Linienprofil durch Amphibol 5 aus ÖV.F1P ergibt ein ähnliches Zonierungsmuster wie an Amphibol 1 aus SP.12 beobaachtet. Der Ca-Gehalt bleibt allerdings nahezu konstant. Na steigt randlich nur gering. Alle Analysen kommen im Feld der Magnesiohornblenden zu liegen.

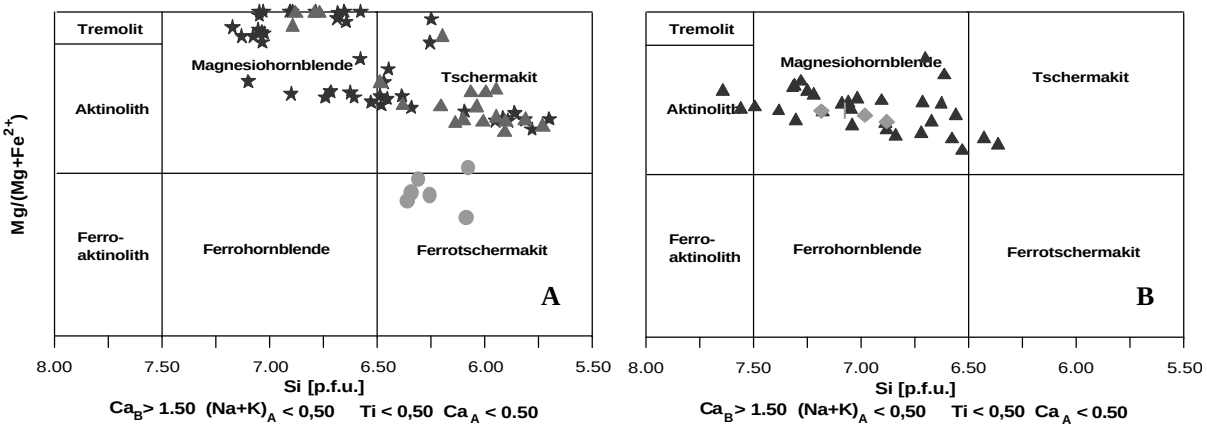


Abbildung 126 Mineralchemie der Ca-Amphibole der grobkristallinen Granat-Amphibolite des Val Puntota (A) und des Verwall/Montafons (B). A Hellgraue Punkte = SP.8a, graue Dreiecke = SP.8b, dunkelgraue Sterne = SP.12. B Hellgraue Rauten = ÖM.2.4f, graue Dreiecke = ÖV.F1P.

Amphibol der Amphibolite und Hornblende-Gneise

Grüne Hornblende ist der dominierende Hauptgemengteil der Amphibolite und ein wichtiger Bestandteil der Hornblende-Gneise. Aufgrund der einfachen Mineralvergesellschaftung mit Plagioklas + Ti-Mineralen (Ilmenit/Titanit) ± Quarz, Granat, Biotit, Epidot, Chlorit, stellt die Zusammensetzung der Amphibole oft den einzigen Anhaltspunkt für Aussagen über Metamorphosebedingungen der Amphibolite und Hornblende-Gneise dar. Zahlreiche Geothermo- und Barometer-Kalibrierungen oder auch semiquantitative Ansätze beruhen daher auf Gehalten von Element wie Al oder Ti in den Amphibolen.

Nach der neuen Amphibol-Nomenklatur nach Leake et al. (1997) plotten die Amphibole der Plagioklas- (ÖV.XVII.6) und Granat-Amphibolite (ÖV.XVII.9) der Verwallgruppe dicht beieinander im Feld der Tschermakite (tschermakitische Hornblende bis Tschermakit nach alter Nomenklatur, Leake 1978). Die Amphibole der Silvrettagruppe aus dem Granat-Amphibolit ÖS.7.5a, dem Plagioklas-Amphibolit ÖS.9.1m und dem Hornblende-Gneis mit Amphibolit-Lage ÖS.Go 3 liefern ein breitgefächertes Spektrum an Ca-Amphibolen vom Tschermakit bis zum Aktinolith. Ähnlich wie schon bei den Symplektit-Amphibolen der "Eklogit-Amphibolite" ist ein Ansteigen ihres X_{Mg} mit Zunahme des Si-Gehalts zu beobachten. Der Granat-Amphibolit ÖS.7.5a besitzt die homogenste Amphibol-Zusammensetzung im Bereich des Tschermakits ähnlich den gemessenen Amphibolen aus Gesteinen der Verwallgruppe. Der Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 besitzt ebenfalls tschermakitische Amphibole aber auch Magnesiohornblenden. Die Amphibole des Plagioklas-Amphibolites ÖS.9.1m kommen dagegen vorwiegend im Feld der Magnesiohornblende zu liegen, aber auch teilweise im Aktinolith-Feld. In dieser Probe treten wie in den gröber kristallisierten symplektitischen Granat-Amphiboliten farblose Kerne in Amphibolen mit Ca-Untersättigung auf (vgl. ÖS.9.1m, Amphibol 3, vgl. Phototafel 3, Bild 5).

Die Al_2O_3-Gehalte in Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 variieren meist zwischen 12 und 14 Gew.%, maximal werden 14.3 Gew.% erreicht. Der TiO_2-Gehalt schwankt zwischen 0.55 und 0.93 Gew.% (bzw. 0.103 Ti p.f.u.) mit einem Mittelwert um 0.66 Gew.%. Die Tschermakite aus ÖV.XVII.6 besitzen hohe K_2O-Gehalte (maximal 0.92 Gew.%). Einzelne Analysen gehören daher nach Leake et al. (1997) bereits den Ca-Na-Amphibolen (Magnesiohastingsite) an. Im Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 erreicht Al_2O_3 13-15 Gew.%, in Amphibolpseudomorphosen nach Granat auch maximal 17 Gew.%. Die TiO_2-Gehalte liegen deutlich niedriger bei durchschnittlich 0.49 und maximal 0.59 Gew.% TiO_2 (bzw. 0.066 Ti p.f.u.). Deutliche niedrigere K_2O-Gehalte verhindern auch die Einstufung als Ca-Na-Amphibol.

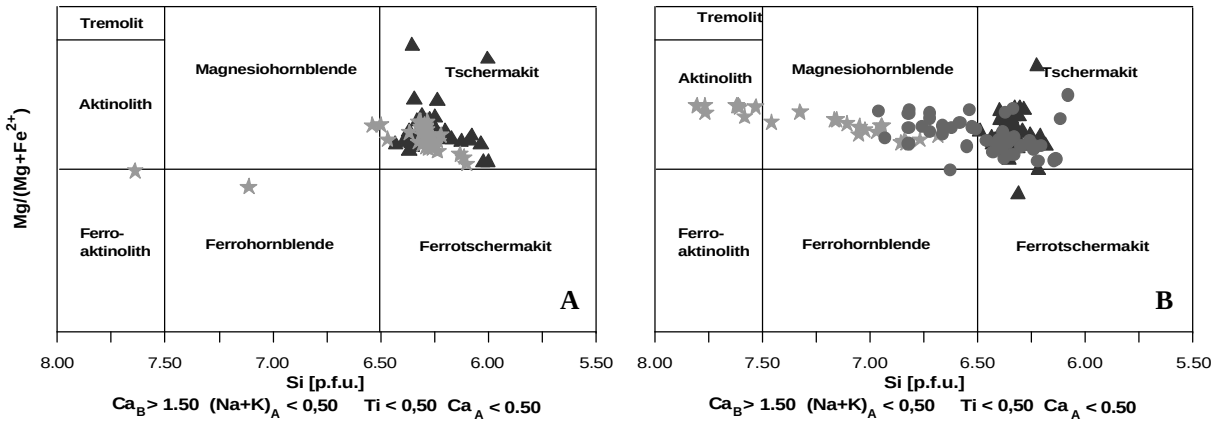


Abbildung 127 Mineralchemie der Amphibole der Amphibolite der Verwallgruppe (A) und der Silvrettagruppe einschließlich des schweizer Silvrettaanteiles (B) nach Leake et al. (1997). A dunkelgraue Dreiecke = ÖV.XVII.9, hellgraue Sterne = ÖV.XVII.6; B dunkelgraue Dreiecke = ÖS.7.5a, graue Kreise = ÖS.9.1m, hellgraue Sterne = ÖS.Go 3.

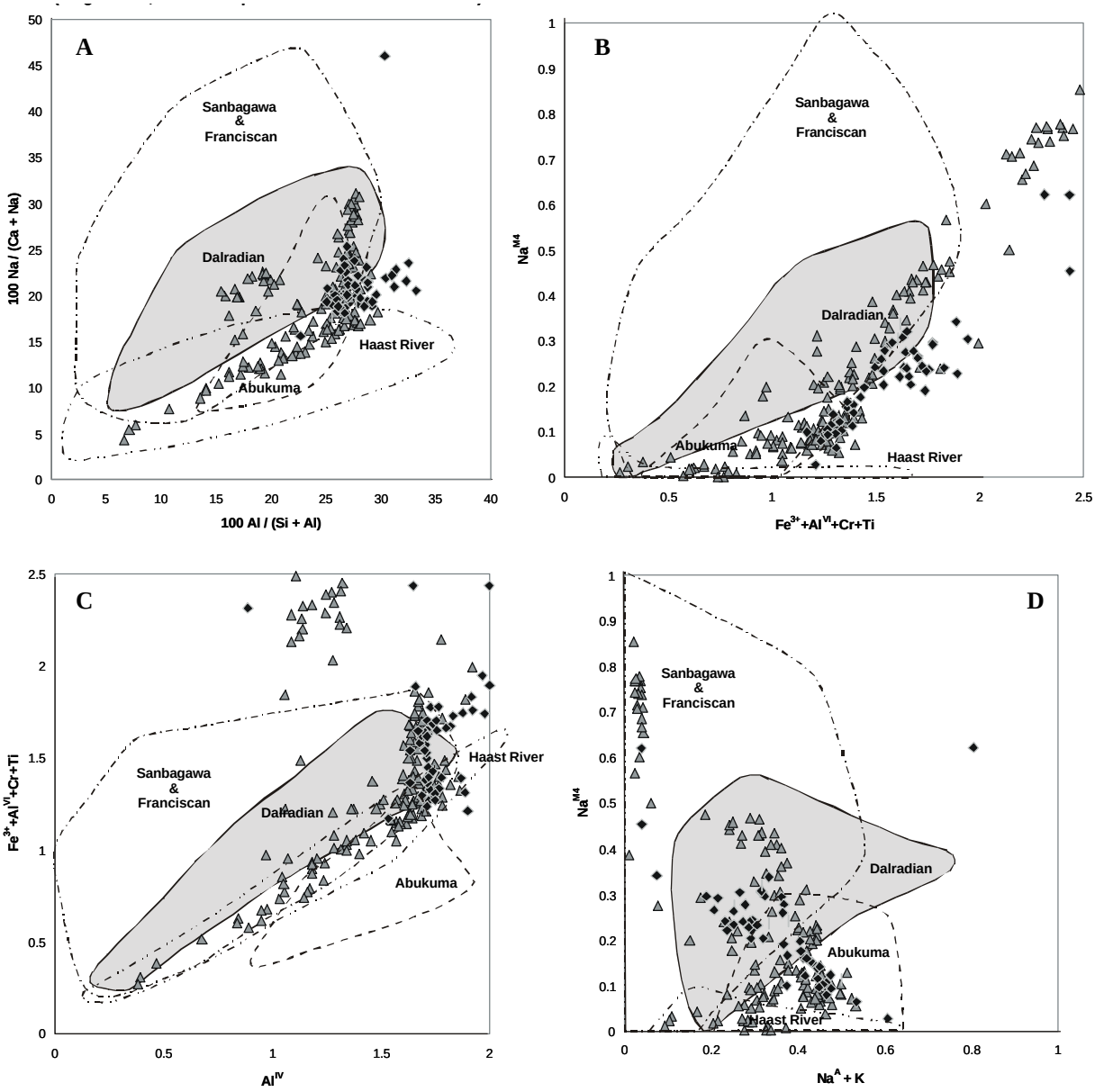


Abbildung 128 Mineralchemie der Amphibole der granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphibolite sowie Hornblendegneise des Verwalls und der Silvrettagruppe in den Diagrammen zur Gliederung der Amphibole in Faziesserien nach Laird & Albee (1981b). Dunkelgraue Rauten = Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 + Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 aus dem Verwall; graue Dreiecke = Granat-Amphibolit ÖS.7.5a, Plagioklas-Amphibolit ÖS.9.1m + Hornblendegneis mit Amphibolitlage ÖS.Go 3 aus der Silvrettagruppe.

Die Amphibole der Proben ÖS.7.5a (Granat-Amphibolit) und ÖS.Go 3 (Hornblende-Gneis mit Amphibolitlage) aus der Silvrettagruppe ähneln den beiden Gesteinen aus der Verwallgruppe. In ÖS.7.5a besitzen sie ca. 13 Gew.% Al_2O_3 und 0.60 Gew% TiO_2 (bzw. 0.067 Ti p.f.u.). Sowohl im Granat-Amphibolit als auch im Hornblende-Gneis treten relativ hohe K_2O-Gehalte auf (~ 0.5 Gew.% in ÖS.7.5a und 0.50 - 0.95 Gew.% in ÖS.Go 3). In ÖS.Go 3 erweisen sich die Kristalle (Hornblende 1) als überwiegend unzoniert, sie besitzen teilweise hohe durchschnittliche Al_2O_3-Gehalte (13 Gew.%) bei maximal 14.7 Gew.%. Die TiO_2-Gehalte scheinen zum Rand zuzunehmen mit ca. 0.30 Gew.% TiO_2 im Kern und 0.75 Gew.% am Rand. Andere Kristalle aus der gleichen Amphibolitlage können allerdings deutlich niedrigere Al_2O_3- und TiO_2-Gehalte ergeben. Amphibol aus dem Hornblende-Gneis

besitzt übereinstimmende Al_2O_3- und TiO_2-Gehalte aber deutlich höhere K_2O-Gehalte als Hornblende 1 aus dem Amphibolit.
Der Plagioklas-Amphibolit ÖS.9.1m fällt durch seine hohe Variabilität der Amphibolchemismen und sein schlechter equilibriertes Gefüge gegenüber den beiden anderen Proben heraus.
In den Diagrammen nach Laird & Albee (1981) lassen sich die Amphibole der Amphibolite und Hornblende-Gneise nicht eindeutig einer Faziesserie zuordnen (vgl. Abb. 128). Insgesamt ist allerdings ein Trend zu Niederdruck-Bedingungen des Abukuma- oder Haast River-Typs zu erkennen.

Probleme der Amphibol-Berechnung

Die Berechnung der Strukturformel von Amphibolen wird durch die verschiedenen Kationen-Positionen, das Auftreten von Lücken und dem mittels der Elektronenstrahl-Mikrosonde nicht bestimmbaren Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnis sowie Li_2O- und H_2O-Gehalte erschwert. Die Abschätzung des Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnisses erfolgt über kristallchemische Annahmen zur Kationensumme, die Extremwerte einer möglichen Amphibolchemie darstellen.

1. Σ Kationen (Si+Al+Cr+Ti+Mg+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn) = 13 ergibt den höchstmöglichen Fe^{3+}-Gehalt, minimiert Na_A und maximiert Na_{M4}.
2. Σ Kationen (Si+Al+Cr+Ti+Mg+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn+Ca±Na) = 15 ergibt den kleinstmöglichen Fe^{3+}-Gehalt, maximiert Na_A und minimiert Na_{M4}.

Bei diesem Berechnungsverfahren wird die Zahl der Sauerstoffe auf 23 (46 Valenzen) gesetzt und auf die Zahl der Kationen normiert. Bei der Normierung auf 13 Kationen (Berechnungsmodus 1) werden Fe, Mg und Mn auf der M4 (B)-Position des Amphibols ausgeschlossen. Das Verfahren ist nach Franz (1992) besonders geeignet für Ca-Amphibole mit höheren Al-Gehalten. Nach Leake et al. (1997) liefert dieser Berechnungsmodus bei 80 % der Amphibole sinnvolle bzw. den tatsächlichen Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnissen nahekommende Werte. Bei einer Unterbesetzung des B-Platzes kann darüberhinaus auch Mn aus der Normierung auf 13 Kationen ausgeschlossen werden.
Für die Fe-Mg-Amphibole des Gabbro/Norits aus dem Val Sarsura und den Amphiboliten des Val Puntota eignet sich der Berechnungsmodus 2 (ohne Na), für die Ca-untersättigten Amphibole diverser Amphibolite wurde das ebenfalls dieses Berechnungsverfahren inklusive Na angewandt.
Für die barroisitischen, z. T. auch tremolitischen Amphibole der Eklogite wurde darüberhinaus zur Bestimmung von Granat-Amphibol-Temperaturen eine Berechnung auf 13 Kationen mit Fe^{2+} = Fe^{tot} (Kationen wie Berechnungsmodus 1) durchgeführt, bei der die Summe der Valenzen freigegeben wurde.

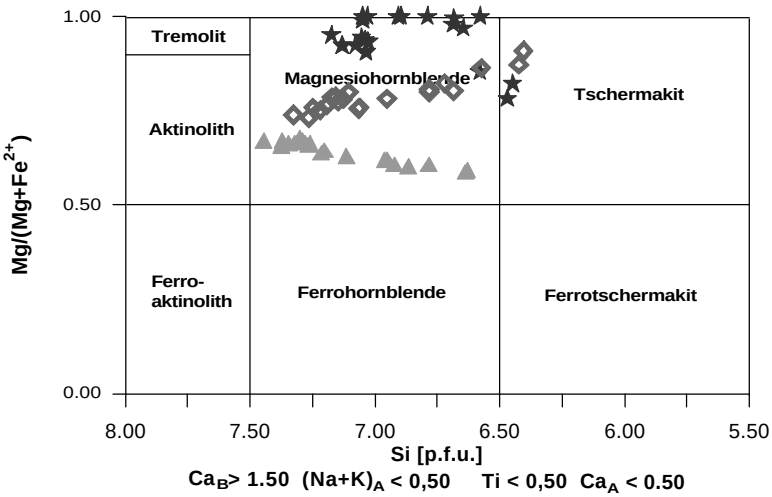


Abbildung 129 Beispiel für den Einfluß des Berechnungsmodus des Amphibols auf die Lage in den Diagrammen nach Leake et al. (1997). Amp 1 mit Ca-Untersättigung und geringen Al-Gehalten aus SP.12. Graue Sterne = 13 Kationen; hellgraue Dreiecke = 15 Kat. inkl. Ca; offene Rauten = 15 Kat. inkl. Ca+Na.

In Abb. 129 ist vergleichend der Einfluß des Berechnungsmodus auf die Position der Amphibol-Analysen in Diagrammen nach Leake et al. (1997) dargestellt.
Die Standard-Berechnung auf 13 Kationen führt zu Negativwerten des Fe^{2+}-Gehaltes, das Verhältnis $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ wurde in diesen Fällen = 1 gesetzt. Die Berechnung auf 15 Kationen inkl. Ca führt zumeist zu keiner Ausweisung eines Fe^{3+}-Gehaltes, häufig übersteigt die Zahl der Valenzen 46. Die zusätzliche Einbeziehung des Na in die 15 Kationen führt meist zur Einhaltung der 46 Valenzen, die berechneten Fe^{3+}-Gehalte sind zumeist allerdings relativ hoch. Im Beispiel aus Abb. 129 (SP.12, Amp 1) ergibt sich durch die Wahl des Berechnungsmodus keine Veränderung der Klassifikation, nahezu alle Probenpunkte plotten in das Feld der Magnesiohornblende. Bei Amphibolchemismen die nahe M/FM = 0.50 liegen, kann der Berechnungsmodus aber Auswirkungen auf die Nomenklatur haben, ebenso wie er das auf die Unterscheidung Pargasit / Hastingsit hat. Zur besseren Vergleichbarkeit der Analysen, sind in den Klassifikationsdiagrammen nach Leake et al. (1997) alle Ca- und Ca-Na-Amphibole mit 13 Kationen ohne Ca+Na+K+Ba berechnet worden. In den Amphibol-Tabellen des Anhangs sind die Ca-untersättigten Amphibole aus SP.12, SVS.2a mit 15 Kationen inklusive Ca+Na gerechnet.
Ein Vergleich mit der Gesamtgesteinschemie, der in Amphiboliten aufgrund der Dominanz von Hornblende eine direkten Rückschluß auf die Amphibolchemie zuläßt, belegt für die Mehrzahl der Amphibolite, insbesondere die Ca- und Al-reichen, die gute Übereinstimmung der $Fe^{2+/3+}$-Berechnung mit den Ergebnissen der naßchemischen Untersuchungen zur Gesamtgesteinschemie.

5.5 Mineralchemie der Schichtsilikate

Schichtsilikate, insbesondere Hell- und Dunkelglimmer sowie die Chlorite, sind in den Silvretta-Gesteinen weitverbreitet. Muskowit-Paragonit-Mischglieder in den Metapeliten, Muskowite bis Muskowit-Al-Seladonit-Mischglieder (Phengite) in den Orthogneisen sowie Phengite in den Metabasiten. Vereinzelt treten auch Sprödglimmer (Margarit), Paragonit und Talk auf.

1. Hellglimmer

Kalihellglimmer

Die dominierenden Hellglimmer in den Orthogneisen, Metasedimenten und Metabasiten sind Kalihellglimmer.

Allgemeines zu Kalihellglimmern

Die Glimmerstruktur baut sich aus Schichtpaketen zweidimensional unendlich eckenverknüpfter SiO_4-Tetraeder auf, die in der kristallographischen a,b-Ebene liegen. Zwischen zwei Tetraederschichten befindet sich eine Schicht aus Oktaedern, besetzt mit Al, Mg, Fe und anderen Kationen, die von den Sauerstoffen der aufeinanderzuweisenden Tetraederspitzen und $(OH)^-$-Gruppen oder F^--Ionen oktaedrisch koordiniert werden. Diese Schichtpakete sind mit dodekaedrisch koordinierten Alkali- und Erdalkali-Ionen, die eine Zwischenschicht bilden, verknüpft und übereinandergestapelt. Mittels der Besetzung der Oktaederschicht mit zwei oder drei Kationen pro Formeleinheit lassen sich di- und trioktaedrische Glimmer unterscheiden.

Im Endglied Muskowit ist die Zwischenschicht mit einem K-Ion und die Oktaederschicht mit zwei Al-Ionen pro Formeleinheit besetzt. In der Tetraederschicht ist das Verhältnis Si/Al = 3:1.

Muskowit	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F, Cl)_2$ Muskowit ideal ohne F / Cl
Tschermaks-Austausch	$Si(Mg,Fe^{2+}) \Leftrightarrow 2\,Al$
(Mg,Fe^{2+})-Al-Seladonit	$K(Mg,Fe^{2+})Al[Si_4O_{10}](OH,F,Cl)_2$

Durch die inverse Tschermaksubstitution wird nun je ein Al^{3+} im Oktaeder durch ein (Mg, Fe^{2+}) und ein Al^{3+} im Tetraeder durch ein Si^{4+} ersetzt. Damit erhöht sich das Si/Al-Verhältnis. Das Endglied mit 4 Si pro Formeleinheit heißt Al-Seladonit. Mischkristalle zwischen Muskowit und Seladonit nennt man Phengite. In natürlichen Phengiten sind weitere Substitutionen möglich. Durch den Einbau dreiwertigen Eisens nach $Fe^{3+}Al_{-1}$ wird das oktaedrisch koordinierte Al weiter reduziert. Weiterhin können Ti, Mn und Cr im Oktaeder bei entsprechendem Ladungsausgleich eingebaut werden.

In der Zwischenschicht wird, neben meist zu vernachlässigenden Mengen Ba oder Ca, Na für K substituiert, was zum Endglied Paragonit $NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ führt.

Phengit der Eklogite

Die Kaliumhellglimmer der Eklogite sind ausnahmslos Phengite mit Gehalten an Mg- und Fe-Al-Seladonit-Komponente über 20 Mol % und Si-Gehalten > 6.5 p.d.f.u. In den Phengiten der Eklogite dominiert Mg- gegenüber dem Fe-Al-Seladonit. Die höchsten Si-Gehalte erreichen 7.1 p.d.f.u. im Phengit 12/13, der in Granat der Probe SP.5 (Val Puntota) eingeschlossen ist und 7.1 p.d.f.u. in einem Einschluß in Granat der Probe ÖRK.9 (Rauher Kopf).

Einzelanalysen in den Phengit-Einschlüssen 12/13 aus SP.5 können Si-Gehalte bis 7.17 p.d.f.u. erreichen (vgl. Abb. 130A). Dies sind mit ihren deutlich zu niedrigen K_2O- und zu hohen Na_2O-Gehalten sowie zu hohen Gesamtsummen allerdings Mischanalysen.

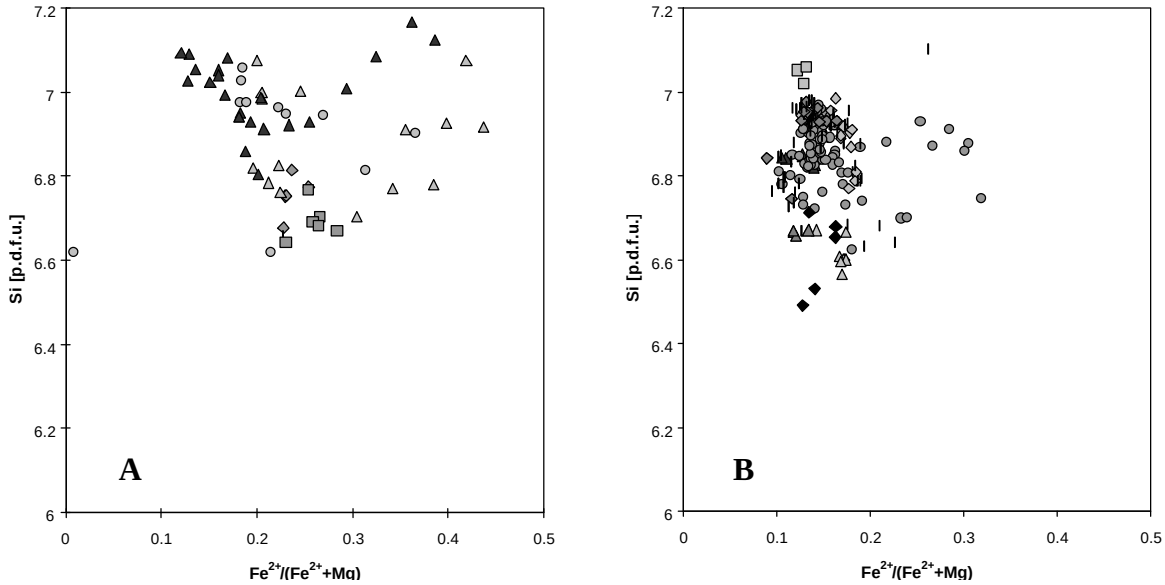


Abbildung 130 Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si für die Phengite der Eklogite des Val Puntota (A) und des Rauhen Kopfes (B). Signaturen: A Graue Dreiecke = Phengit 1/2, Kreise = Phengit 1/6, Rauten = Phengit 4, Quadrate = Phengit 5, Schwarze Dreiecke = Phengit 12/13;
B Dreiecke + graue Rauten = ÖRK.4b+c, schwarze Rauten = ÖRK.8 Einschluß-Phengite, Kreise = ÖRK.8 Matrix, hellgraue Quadrate = ÖRK.9.

Die Phengite des Val Puntota weisen gegenüber den Phengiten der Eklogite des Rauhen Kopfes eine deutlich größere Variabilität hinsichtlich ihres $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$-Verhältnisses (F/FM) auf (vgl. Abb. 130A+B). In mehreren Phengit-Kristallen des Val Puntota (SP.5) ist zuerst ein Abfallen des Si-Gehaltes mit steigendem F/FM-Verhältnis festzustellen, der dann aber erfolgende Anstieg bei weiterer Erhöhung des F/FM-Verhältnisses ist vermutlich auf Mischanalysen zurückzuführen. Ein ähnlicher Trend ergibt sich allerdings auch für die Phengite 1, 2 und 5, für die keine Mischanalysen als Ursache angenommen werden können.
Die Phengite des Rauhen Kopfes besitzen Si-Gehalte von 6.8 bis 7.0 p.d.f.u. und ein F/FM von 0.1 bis 0.2. Hinsichtlich ihres Si-Gehaltes fallen die Einschlüsse in Omphazit der Probe ÖRK.8 und in Granat 3 der Probe ÖRK.9 heraus. Erstere weisen deutlich niedrigere Si-Gehalte von 6.5 bis 6.7 p.d.f.u. bei ähnlichem F/FM auf. Mit steigendem Si-Gehalt bleibt F/FM konstant. Der Phengit-Einschluß in Granat 3 aus ÖRK.9 läßt eine Zonierung mit einem Si-reichen Kern (~ 7.05 p.d.f.u.) und einem Si-ärmeren Rand (~ 6.9 p.d.f.u.) erkennen (Abb. 131A). Im BSE-Bild ist auch um diesen primären Phengit-Einschluß ein geringmächtiger (wenige µm) Symplektit-Saum zu erkennen, so daß diese Zonierung auch durch eine spätere retrograde Alteration entstanden sein könnte.
Die grobkörnigen Phengite der Matrix (ÖRK.1, ÖRK4) weisen zumeist einheitliche bzw. unsystematisch schwankende Si-Gehalte und F/FM-Verhältnisse auf. Der Phengit mit frisch erhaltenem Disthen-Einschluß besitzt mit Si-Gehalten von 6.66 p.d.f.u. eher niedrige Gehalte.
Die mikrotexturelle Zuordnung der Phengite aus Probe SP.5 wird durch die intensive Atollgranat-Entwicklung erschwert. Eindeutig primäre Phengit-Einschlüsse können nicht sicher spät gewachsenen Atoll-Granaten abgegrenzt werden. Die in der Foliation liegenden Kristalle und die Kalihellglimmer in den Lagunen der Atollgranate weisen allerdings ähnliche Chemismen mit relativ hohen Si-Gehalten bis 7.06 p.d.f.u. und niedrigen F/FM-Verhältnissen (~ 0.2) auf. Der abermalige Anstieg der Si-Gehalte geht mit einer Erhöhung des F/FM auf bis zu 0.45 einher. Eine spätere Generation von Phengiten, die in kleinen Quarz-Segregaten auftreten, weisen deutlich niedrigere Si-Gehalte von 6.6 bis 6.7 p.d.f.u. bei einem F/FM von 0.25 auf.

Weitere Phengite treten in Scherzonen, die als Quarz-Segregate die eklogitfazielle Hauptfoliation schneiden, auf (z.B. SP.23). Auch diese Kristalle weisen gegenüber den Phengiten der Atoll-Lagunen und der Foliation erniedrigte Si-Gehalte (6.66 bis 6.76 Si p.d.f.u.) bei niedrigen F/FM-Verhältnissen (0.14 bis 0.20) auf.

Zonierungen in Phengiten

Zonierungen sind in den Matrix-Phengiten der Eklogite nur z. T. entwickelt. Ein Elementverteilungsbild für Phengit 1 aus ÖRK.10 weist Al-arme und dementsprechend Si- und Mg-reiche Kerne und eine kontinuierliche Al-Zunahme zum Rand auf. Unmittelbar miteinander verwachsene Kristallindividuen besitzen teilweise deutlich abweichende Chemismen, der Entwicklungstrend der Mineralchemie zeigt allerdings stets eine Zunahme des Al-Gehalts nach außen (Abb. 132A).

Das Elementverteilungsbild des Phengit 1 aus ÖRK.10 für Fe zeigt ein wesentlich diffuseres Muster. Der Fe-Gehalt nimmt zu den Rändern hin ab, ein klarer Kern ist jedoch nicht ersichtlich. Die Mineralchemie der verschiedenen Kristallindividuen ist homogener, scharfe Grenzen wie für Al treten nicht auf (Abb. 132B).

Der Ti-Gehalt korreliert mit dem Al-Gehalt, wenngleich das Elementverteilungsbild aufgrund der ca. 2 Größenordnungen niedrigeren Konzentrationen unschärfer erscheint. Im Al-armen Kern ist der Ti-Gehalt am niedrigsten, nach außen nimmt er deutlich zu (Abb. 132C).

Ein zuvor willkürlich gemessenes Linienprofil an Phengit 1 aus ÖRK.10 läßt dagegen keine systematische Entwicklung der Mineralchemie erkennen (Abb. 131B). Elementverteilungsbilder erlauben eine wesentlich genauere Interpretation der mineralchemischen Entwicklung. Im Linienprofil sind die Kernbereiche des Glimmers nicht erfaßt worden, es ist kein Muskowit-Minimum im Kern zu erkennen. Na weist eine einseitige Zunahme auf, MgAl- und FeAl-Seladonit besitzen eine überwiegend gegenläufige Entwicklung.

Andere Phengite, insbesondere die zusammen mit Amphibol und Zoisit gesproßten größeren Kristalle aus der spät-eklogitfaziellen Blastesephase, besitzen undeutliche oder gar keine Zonierungen oder zeigen nur Einflüsse der randlichen Symplektitisierung.

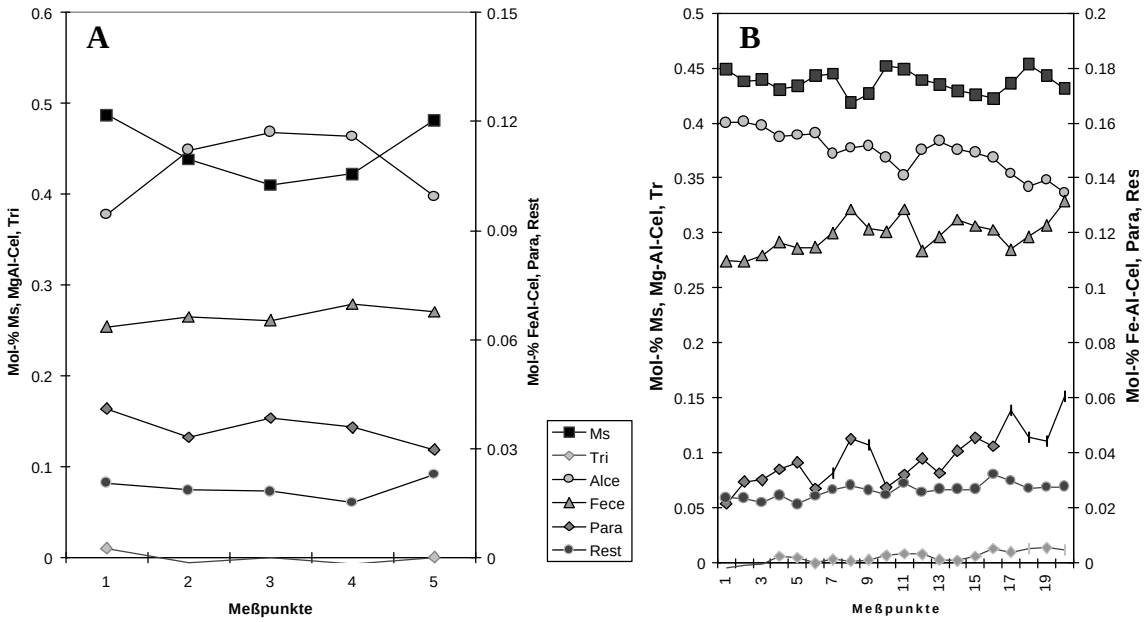


Abbildung 131 A Längsprofil (5 Punkte) durch den Phengit-Einschluß in Granat 3 (ÖRK.9, vgl. Phototafel 1 Bild 6). B Längsprofil durch Phengit 1 aus ÖRK.10. Die im Elementverteilungsbild erkennbare Zonierung ist durch eine ungünstige Schnittlage maskiert.
Signaturen: Ms = Muskowit, Tri = trioktaedrische Glimmer-Komponente, Alce = MgAl-Cel = MgAl-Seladonit, Fece = FeAl-Cel = FeAl-Seladonit, Para = Paragonit, Rest = Zusammenfassung weiterer Komponenten; Berechnung vgl. Anhang Berechnung Strukturformeln.

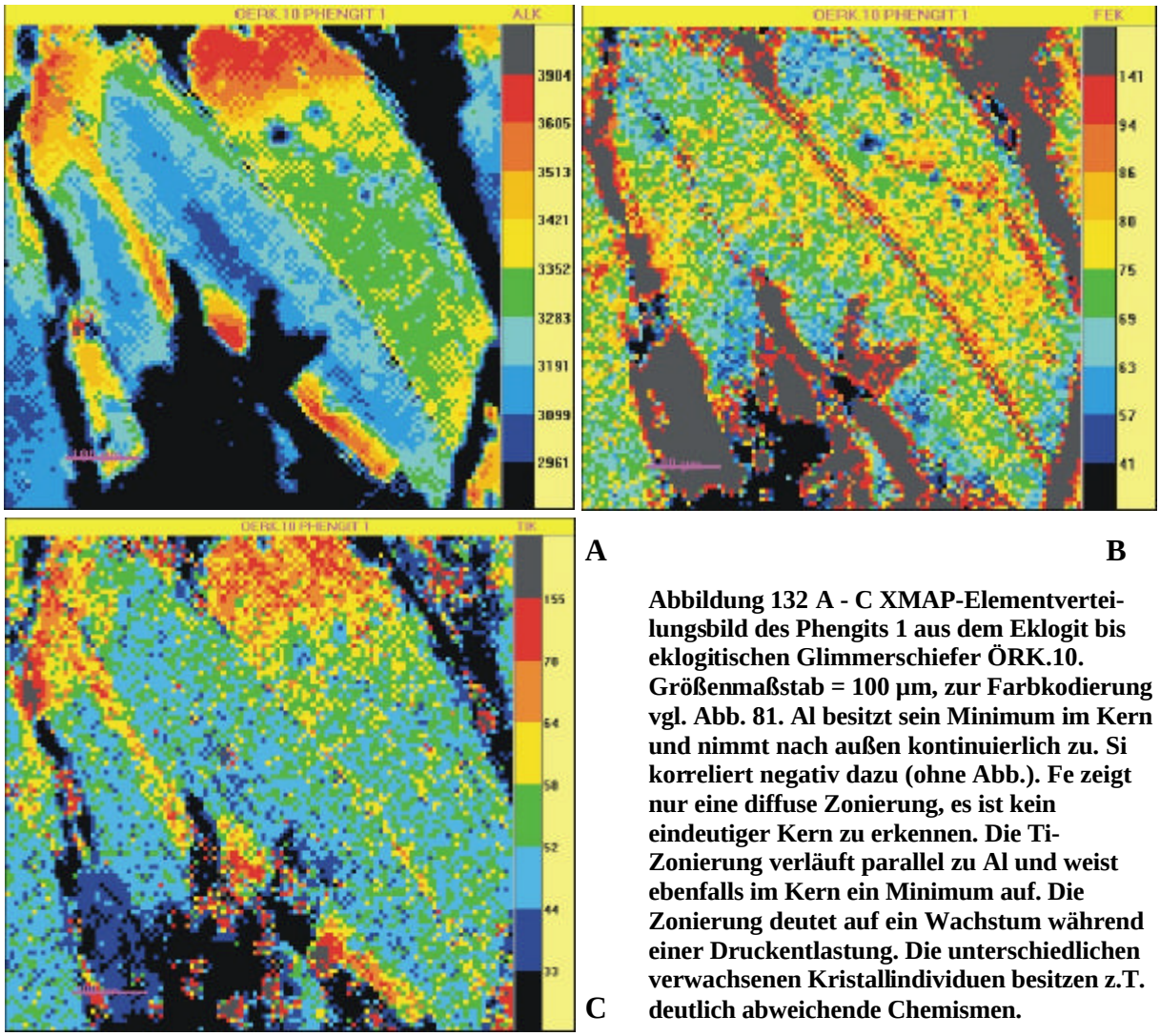


Abbildung 132 A - C XMAP-Elementverteilungsbild des Phengits 1 aus dem Eklogit bis eklogitischen Glimmerschiefer ÖRK.10. Größenmaßstab = 100 µm, zur Farbkodierung vgl. Abb. 81. Al besitzt sein Minimum im Kern und nimmt nach außen kontinuierlich zu. Si korreliert negativ dazu (ohne Abb.). Fe zeigt nur eine diffuse Zonierung, es ist kein eindeutiger Kern zu erkennen. Die Ti-Zonierung verläuft parallel zu Al und weist ebenfalls im Kern ein Minimum auf. Die Zonierung deutet auf ein Wachstum während einer Druckentlastung. Die unterschiedlichen verwachsenen Kristallindividuen besitzen z.T. deutlich abweichende Chemismen.

Die nicht eingeregelten Phengite 4 und 5, die mit Quarz aus Probe SP.5 des Val Puntota verwachsen sind, zeigen eine Überprägung der primären Wachstumszonierungen durch eine fortgeschrittene randliche Symplektitisierung. Ein primär relativ Seladonit-reicher Kern (6.7 Si p.d.f.u.) mit deutlicher Zunahme der Muskowit-Komponente zum Rand, zeigt nahe des Kontakts zum Symplektit bereits deutlich steigende FeO-, MgO- und Na_2O-Gehalte bei abfallenden SiO_2- und K_2O-Gehalten.

Phengite können sich auch bei direkter Nachbarschaft und gemeinsamer mikrotextureller Position erheblich in ihrem Chemismus unterscheiden (vgl. XMAP Abb. 132). Dies deutet auf Ungleichgewichte und mangelnde Equilibrierung der Phengite mit ihrer Umgebung hin.

Der Na_2O-Gehalt der Phengite der Eklogite liegt in den meisten Kristallen konstant niedrig bei 0.30 Gew.% für die Eklogite des Rauhen Kopfes und 0.40 Gew.% für die Eklogite des Val Puntota. Einzelanalysen können allerdings erheblich höhere Na_2O-Gehalte ergeben. In Phengit 5 aus Probe ÖRK.8 werden 0.90 Gew.% Na_2O in der Nähe zum Symplektit-Saum erreicht. In Probe ÖRK.4c schwankt der Na_2O-Gehalt in einem Kristall um 0.50 Gew.%, in einem weiteren um 0.25 Gew.%. In SP.5 können bis zu 3.4 Gew.% Na_2O erreicht werden.

Der Barium-Gehalt ist generell niedrig. Er erreicht bis zu 0.39 Gew.% BaO, schwankt aber zumeist zwischen 0.10 und 0.20 Gew.% ohne systematische Zonierungen aufzuweisen.

Mangan wird nur in sehr geringem Umfang eingebaut, die Gehalte liegen grundsätzlich unter 0.10 Gew.% MnO. Auch Chrom liegt in den meisten Phengiten unterhalb 0.10 Gew.% Cr_2O_3, kann aber in Proben des Rauhen Kopfes (ÖRK.4c, ÖRK.8) bis zu 0.90 Gew.% erreichen.

Mit Erhöhung des Si-Gehaltes sinkt in den Phengiten der Eklogite der Silvretta der Ti-Gehalt. Er besitzt in den Si-reichsten Analysen mit 0.20 bzw. 0.19 Gew.% TiO_2 jeweils sein Minimum und steigt in den Si-ärmeren Analysen der Matrix-Phengite in ÖRK.8 auf 0.25 bis 0.30 Gew.% und in den postkinematischen Phengiten aus SP.5 bis 0.40 Gew.% TiO_2 an. Ein in Paragonit-reicheren Einzelanalysen beobachteter verstärkter Einbau von Ti in die Glimmerstruktur stört die Verwendung als Geobarometer.

Spektrum der Phengit-Komponenten der Eklogite

Die Phengite beider Eklogitvorkommen decken ein weites Spektrum der Mischreihe Muskowit - (Mg,Fe)Al-Seladonit ab. Zur Verdeutlichung werden die berechneten Endglied-Komponenten in Mol % in Kuchendiagrammen miteinander verglichen (Abb. 133).

Die beiden Si-reichsten Einschluß-Phengite aus SP.5 (Analyse 10952/36) und ÖRK.9 (10825/3) besitzen fast übereinstimmende Zusammensetzungen mit einem Überwiegen der MgAl-Komponente gegenüber Muskowit. Der (Mg,Fe)Al-Seladonit-Gesamtgehalt erreicht über 50 Mol %. Die Paragonit-Komponente ist generell niedrig (< 10 Mol %), erreicht bei den Phengiten des Val Puntota aber etwas höhere Gehalte als in den Phengiten des Rauhen Kopfes. In den Einschluß-Phengiten liegt die berechnete trioktaedrische Komponente stets um Null. Die Rest-Komponente, vor allem der Ti-Muskowit erreicht ebenfalls nur 1-2 Mol %.

In Abb. 133B sind vergleichend dazu die Durchschnittsgehalte der Si-armen Phengite der späten, postkinematischen Quarz-Segregate bzw. Scherzonen dargestellt. Neben der Erniedrigung der MgAl-Seladonit-Komponente, ist ein Anstieg der FeAl-Seladonit-Komponente, des Muskowit und ein deutlicher Gehalt an trioktaedrischer Komponente festzustellen.

Der Durchschnittsgehalt der Matrix-Hellglimmer 2+2b weist niedrigere MgAl-Seladonit-Gehalte bei erhöhter Muskowit-Komponente auf (Abb. 133D).

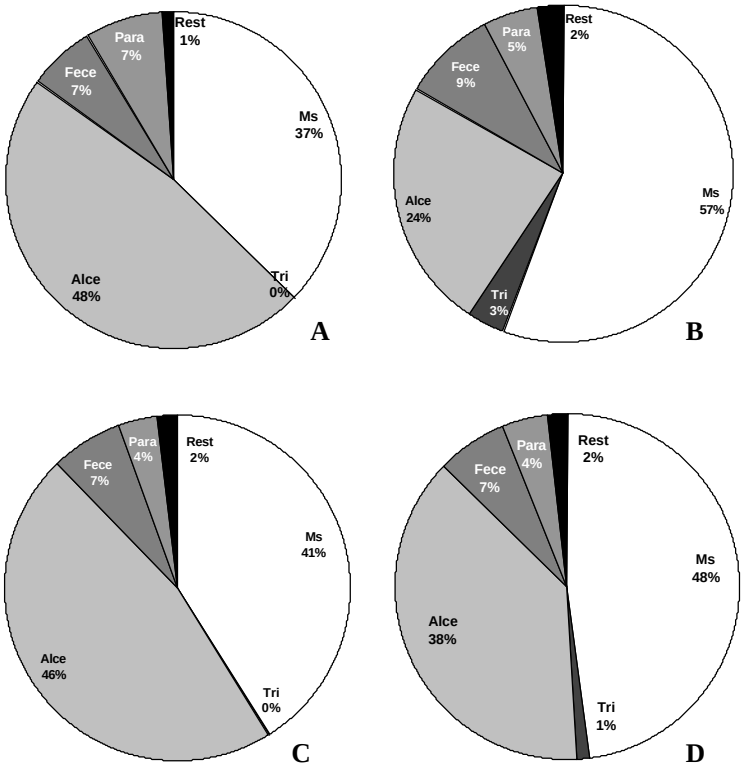


Abbildung 133 Prozentuale Verteilung der Endglied-Komponenten in Mol % für die Phengite der Probe SP.5 (Val Puntota, A Si-Maximum in Phengit-Einschluß 12 in Granat, B Durchschnitt aller Analysen aus Phengit 5), ÖRK.9 (C Si-Maximum in Phengit-Einschluß 3 in Granat) und ÖRK.8 (D Durchschnitt aller Analysen aus Phengit 2+2b).

Kalihellglimmer der Metasedimente

Trotz der dominierenden späten amphibolitfaziellen Überprägung des gesamten Silvrettakristallins lassen sich neben fast reinen Muskowit-Paragonit-Mischgliedern auch Seladonit-reichere Hellglimmer mit Si-Gehalten bis zu 6.5 Si p.d.f.u. beobachten. Auch Amann (1985) erwähnt bereits die chemische Variabilität der Hellglimmer. Er ordnete die in mehreren

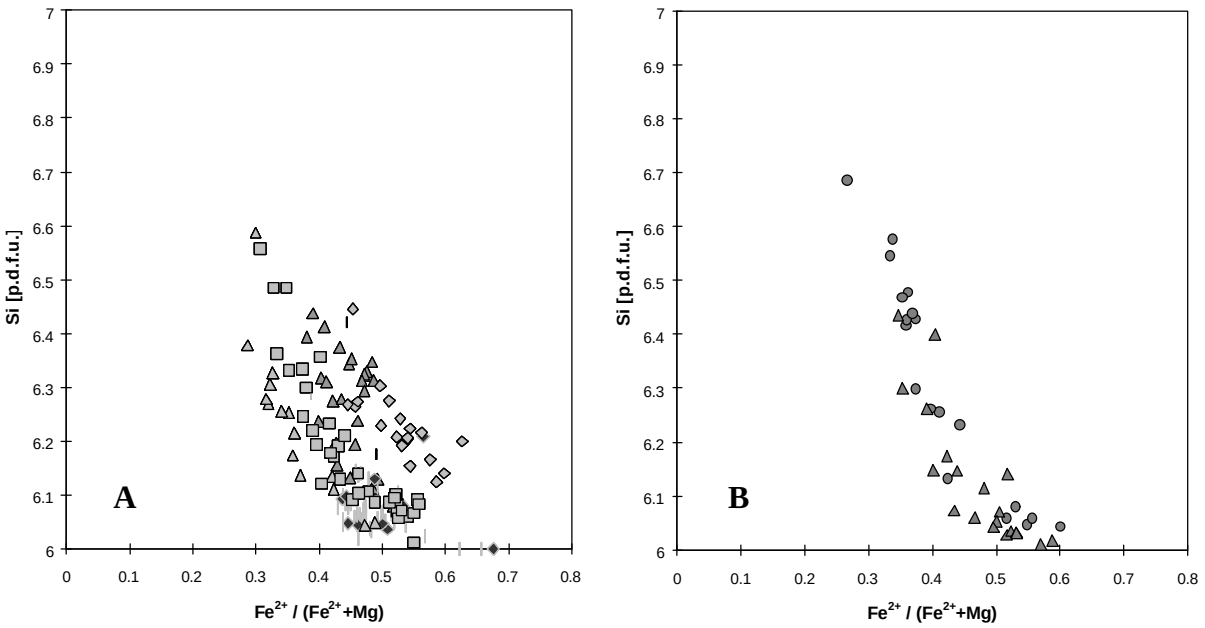


Abbildung 134 Diagramme $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si für Metasedimente der nördlichen Silvrettadecke (A Verwall + Montafon) und der schweizer Silvrettadecke (B). In beiden Gebieten ist eine einheitliche Entwicklung von hohen Si-Gehalten bei niedrigen F/FM-Verhältnissen zu niedrigen Si-Gehalten und hohem F/FM zu erkennen. Signaturen A: Hellgraue Dreiecke ÖV.Ma 3, mittelgraue Dreiecke ÖV.Ma 2 (beide Malfontal, Verwall), hellgraue Quadrate ÖM.4.3a (St.Gallenkirch, Montafon), hellgraue Rauten ÖV.XVI.2 , dunkelgraue Rauten ÖV.VI.3 (beide zentrale Verwallgruppe).
Signaturen B: Kreise SCal.3a (God Carolina, SW Zernez), Dreiecke SPi.1a (Region Pischahorn).

Generationen auftretenden Paragonit-reichen und Phengit-armen Hellglimmer einer variszischen Metamorphose zu. In die Foliation eingeregelte Hellglimmer besitzen zumeist etwas höhere Seladonit-Gehalte als spätere Querglimmer, die nahezu Seladonit-frei sind. Die von Amann (1985) vermutete posttektonische metasomatische Veränderung der Hellglimmerchemie als Erklärung für die Variabilität der Hellglimmer heranzuziehen, erscheint aufgrund der äußerst geringen Diffusionskoeffizienten Tschermaks Austausch 2 Al ⇔ SiMg in der Glimmerstruktur unwahrscheinlich (Spear 1993). Vielmehr ist anzunehmen, daß es sich dabei um reliktisch erhaltene Glimmerkerne eines früheren Metamorphosestadiums handelt. Dies wird durch Elementverteilungsbilder an Glimmern einer Orthogneisprobe (ÖV.XIX.7) deutlich (Abb. 138+139). Insbesonders Mg-reiche Kernbereiche heben sich von Mg-ärmeren Rändern ab. Für Metasedimente konnten dagegen keine so deutlichen Zonierungen festgestellt werden. In Quer- und Längsprofilen durch zahlreiche Hellglimmer verschiedener Proben aus dem gesamten Bereich der Silvrettadecke konnten nur unregelmäßig an Seladonit angereicherte Areale entdeckt werden. Amann (1985) erwähnt ebenfalls Si-reiche Analysen in Metapeliten und Paragneisen. Dabei wurden Maximalgehalte von 7.07 Si p.d.f.u. in einem Phengit aus einem Biotitschiefer vom Jöchligrat beobachtet.
Die Variation der Kalihellglimmer läßt sich am besten im Diagramm Si gegen $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ darstellen. In mehreren Metasediment-Proben ergeben sich kontinuierliche Entwicklungen von hohen Si-Gehalten mit niedrigen F/FM-Verhältnissen zu niedrigen Kalium-Hellglimmern mit niedrigen Si-Gehalten und hohen F/FM-Verhältnissen (Abb. 134+135). Diese Muster sind in Metasedimenten der gesamten Silvrettadecke zu beobachten. In der schweizer Silvretta besitzt die Probe SCal.3a aus dem God Carolina nahe der Deckengrenze zum Kalkalpin ein durchgehendes Spektrum von 6.68 Si p.d.f.u. und 0.27 F/FM bis 6.04 Si p.d.f.u. und 0.60 F/FM. Sehr ähnlich verläuft die Kalihellglimmer-Entwicklung am Nordrand der Silvrettadecke am Beispiel der Probe ÖV.Ma 3 aus dem nördlichen Malfontal, Verwallgruppe. Der maximale Si-Gehalt beträgt 6.58 p.d.f.u. bei 0.30

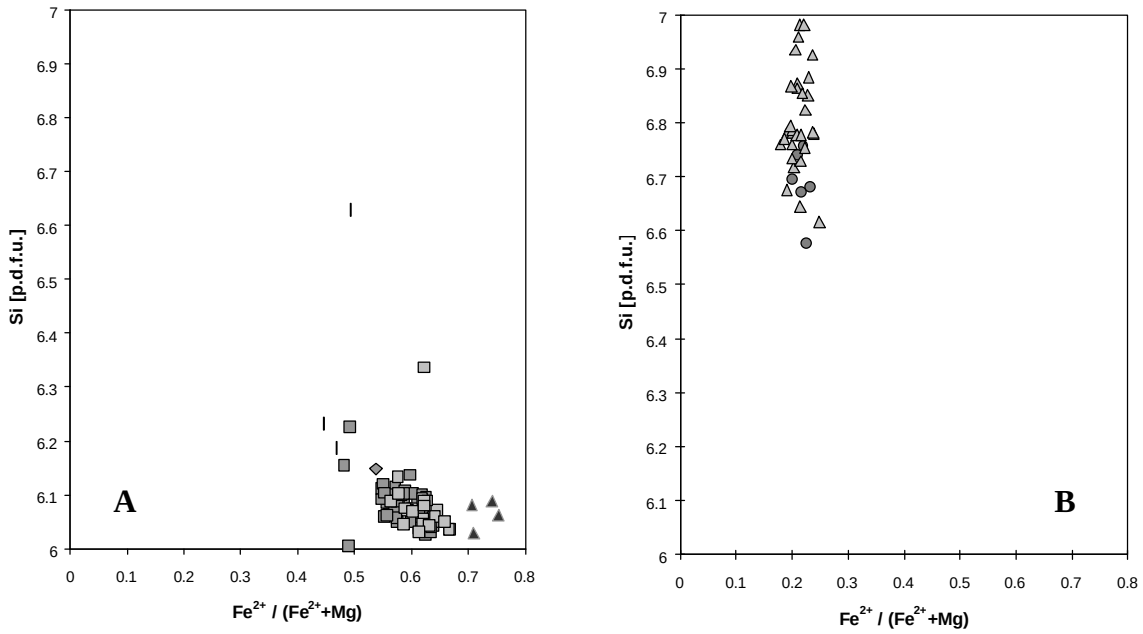


Abbildung 135 Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si für Hellglimmer der Metapelite des Montafons und der Silvrettagruppe (A) und der mit Eklogiten assoziierten Metapelite (B).
Signaturen A: Hellgraue Quadrate ÖM.3.1b, Dunkelgraue Quadrate ÖM.3.1c, Rauten ÖM.5.1g, Dreiecke ÖS.Jam 6b. Signaturen B: Dreiecke ÖRK.35, Kreise SP.22.

F/FM, die niedrigsten Si-Gehalte 6.04 p.d.f.u. bei 0.48 F/FM. Kalihellglimmer anderer Metapelite besitzen dagegen konstant niedrige Si-Gehalte bei hohem F/FM.
Der Entwicklungstrend in allen untersuchten Metasediment-Proben stimmt überein. Unterschiede in den F/FM-Verhältnissen sind durch Variationen der Gesamtgesteinschemie zu erklären. Die niedrigsten Si-Gehalte und zugleich höchsten F/FM-Verhältnisse der Metasedimente des Verwalls und einer Probe aus dem Montafon (ein typischer, auch im Verwall verbreiter "Biotitfleckengneis" ÖM.4.3a) werden in den retrograden Abbaustadien zuzuordnenden Hellglimmern erreicht. In den charakteristischen Granat-Abbautexturen der "Biotitfleckengneise", die häufig aus einem dekussatem Gemenge aus Hell- und Dunkelglimmern bestehen, treten nur Hellglimmer mit Si-Gehalten < 6.1 p.d.f.u. mit F/FM von ca. 0.55 auf. Foliierte Hellglimmer und texturell als postkinematisch eingestufte Querglimmer lassen sich mineralchemisch nicht unterscheiden. Der Granat-Staurolith-Glimmerschiefer ÖV.VI.3 besitzt nur eine geringe Variation der Si-Gehalte der Hellglimmer. Analysen aller verschiedenartiger mikrotexturellen Areale (foliierte Glimmer, Querglimmer, Glimmer in Atoll-Granaten) ergeben eine relativ einheitlichen Zusammensetzungsbereich von Si = 6.05-6.15 p.d.f.u. und F/FM = 0.43-0.57. Nur Hellglimmer-Einschlüsse in einem großen Siebgranat (vgl. Mineralchemie Granat) fallen durch extrem niedrige Si-Gehalte (berechnet < 6.0 Si p.d.f.u.) und erhöhte F/FM (0.62-0.68) heraus.
Die Hellglimmer der Metapelite erreichen mit Ausnahme der unmittelbar mit Eklogiten assoziierten Proben ÖRK.35 und SP.22 niemals so hohe Seladonit-Gehalte wie die Phengite der Eklogite. Die beiden Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer ÖRK.35 und SP.22 besitzen eine Kalihellglimmer-Chemie, die mit den Phengiten der Eklogiten hinsichtlich ihrer Si-Variationsbreite (6.57-6.98 p.d.f.u.) und ihrer geringen F/FM-Variation (zumeist 0.20-0.23) vergleichbar ist (vgl. Abb. 135B). ÖRK.35 entstammt der Grenze zu den Metasedimenten des südlichen Metabasit-Körpers direkt vom Gipfel des Rauhen Kopfes. Probe SP.22 ist ein Haldenfund aus dem Val Puntota. Der Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer bildet eine Zentimeterdünne Zwischenlage in den Eklogiten. Beide Proben weisen neben ihrem direkten, konkordanten Kontakt zu Eklogiten auch mikrotexturell eindeutige Belege für eine eklogitfazielle Metamorphose auf (verschiedene Symplektite, vgl. Petrographie).

Amann (1985) führt lediglich eine Analyse mit über 50 Gew.% SiO_2 an (s. o.). Weitere Analysen mit hohen Seladonit-Gehalten stammen stets aus Hellglimmer- oder Zweiglimmer-Orthogneisen, Amann (1985) beschreibt weiterhin einen Si-reichen Phengit, der zusammen mit Stilpnomelan auftritt, aus einem metamorphen Diabas nahe Kappl (Verwall).
Aus der schweizer Silvretta bearbeitete Bollin (1994) ebenfalls Hellglimmer aus Paragneisen. Mikrosondenanalysen der Kalihellglimmer lassen zum Teil ebenfalls erhöhte Si-Gehalte erkennen, leider gab Bollin (1994) für einzelne Dünnschliffe lediglich durchschnittliche Element-Gehalte angegeben; es liegen keine Daten über Zonierungen vor. Bollin (1994) klassifiziert alle Kalium-Hellglimmer als Muskowit. Nach der Klassifikation von Massonne & Schreyer (1986) fallen allerdings zahlreiche Analysen in das Feld der Phengite. Nach einer Klassifikation von Klemd et al. (1991) fallen die Mehrzahl der Hellglimmer der Metasedimente der Silvretta in die grünschiefer- und amphibolitfaziellen Felder Al-reicher Muskowite (Bollin 1994). Ein Vergleich mit eigenen Analysen einer Probe aus dem Bereich der Knotengneise und Granat-Staurolith-Glimmerschiefer des Pischahorns NE Davos (SPi.1a) ergab eine weitgehende Übereinstimmung der Glimmerchemie. Die Kalihellglimmer weisen eine übereinstimmende Entwicklung im Si-F/FM-Diagramm im Verhältnis zu anderen Metasediment-Proben auf.
Auch die aus dem unmittelbaren Kontaktbereich mit Eklogiten entnommene Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis-Probe SCal.3a stimmt mit dem allgemeinen Trend der Metasedimente überein. Die Analyse mit einem Si_{Max} von 6.68 p.d.f.u. erreicht allerdings den Streubereich der niedrigsten Werte der eklogitfaziellen Kalihellglimmer.
Häufig läßt sich in den Hellglimmer-Profilen eine deutliche negative Korrelation zwischen dem Paragonit-Gehalt und den Seladonit-Komponenten feststellen (vgl. Abb.136B).

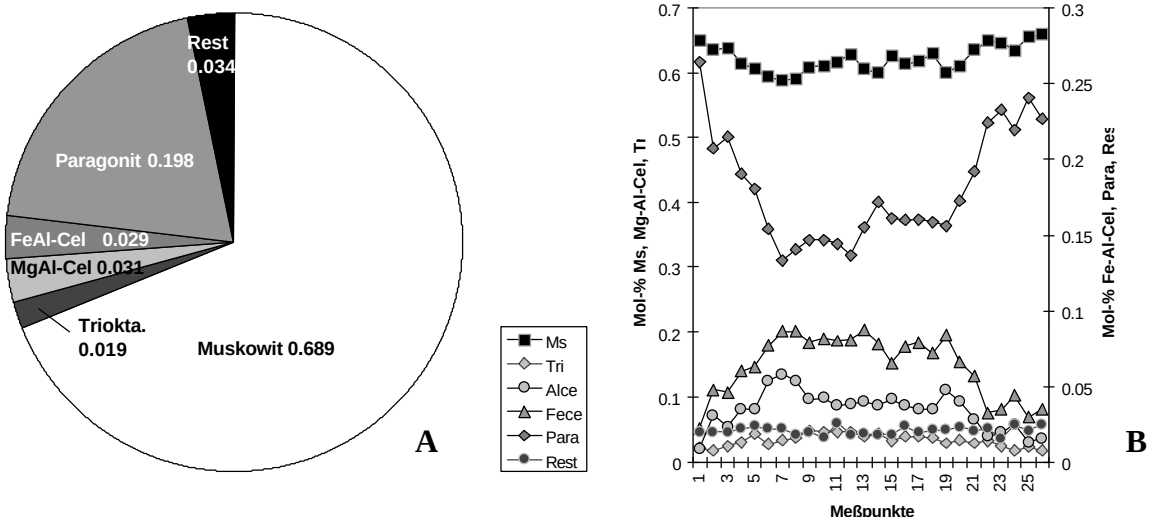


Abbildung 136 Mineralchemie der Hellglimmer der Metapelite; A durchschnittliche Zusammensetzung in Mol % Komponenten des Hellglimmers 4 aus ÖV.VI.3; B Profil durch einen Hellglimmer aus ÖV.Ma 2, der Paragonit-Gehalt korreliert stark negativ mit dem FeAl-Seladonit-Gehalt.

Mineralchemisch unterscheiden sich die Kalihellglimmer der Metapelite im Hinblick auf die Paragonit-Komponente deutlich von denjenigen der Orthogneise. Die Paragonit-Gehalte der Hellglimmer unterscheiden sich stark von Probe zu Probe. Der Glimmerschiefer ÖV.XVI.2 und der Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis SCal.3a weisen z.B. nur einen durchschnittlichen Paragonit-Gehalt von ca. 10 Mol % auf gegenüber 20 Mol % in Phengit aus Probe ÖV.VI.3 und weiteren Metapeliten. Als Ursachen dafür kommen eine abweichende Gesamtgesteinschemie oder unterschiedliche PT-Bedingungen während der Bildung in Frage.
Auch im Hinblick auf den Einbau von Paragonit-Komponente fallen die beiden mit Eklogiten assoziierten Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer (ÖRK.35 und SP.22) heraus. Die sowohl im Si-

Gehalt als auch im $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$-Verhältnis mit den Phengiten der Eklogite übereinstimmenden Kalihellglimmer besitzen auch Paragonit-Gehalte auf dem Niveau der Eklogite und Orthogneise (3-5 Mol %). Die TiO_2-Gehalte der Phengite der Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer liegen z.T. unter denen der anderen Metapelite.

Kalihellglimmer der Orthogneise

Entgegen ihrer Bezeichnung als Biotit-Granitgneise weisen auch diese Gesteine metamorph entstandene Kalihellglimmer auf. Eine Ausnahme bilden die primär magmatischen erhaltenen Gesteine des Mönchalp-Typs (Poller 1994), wie sie z.B. auch im österreichischen Kromertal auftreten (ÖS.10.1d). In diesen Biotitgraniten entwickelte sich Hellglimmer nur als serizitisches Abbauprodukt von Plagioklas. Die Zweiglimmer-Granitgneise besitzen vermutlich auch Relikte von primär magmatischen Hellglimmern. Ein mikrotextureller Nachweis dafür ist allerdings in diesen straff foliierten Gesteinen kaum möglich. Die sogenannten aplitischen Granitgneise (Grauert 1969) entwickelten sich aus sauren Hellglimmer-Graniten.

Zweiglimmer-Granitgneise

In den verschiedenen Biotit-, Zweiglimmer- und Hellglimmer-Granitgneisen lassen sich unterschiedliche Phengit-Zusammensetzungen und -Zonierungen beobachten. Besonders ausgeprägt ist die Zonierung in den Zweiglimmer-Granitgneisen. In Phengit 1b der Probe

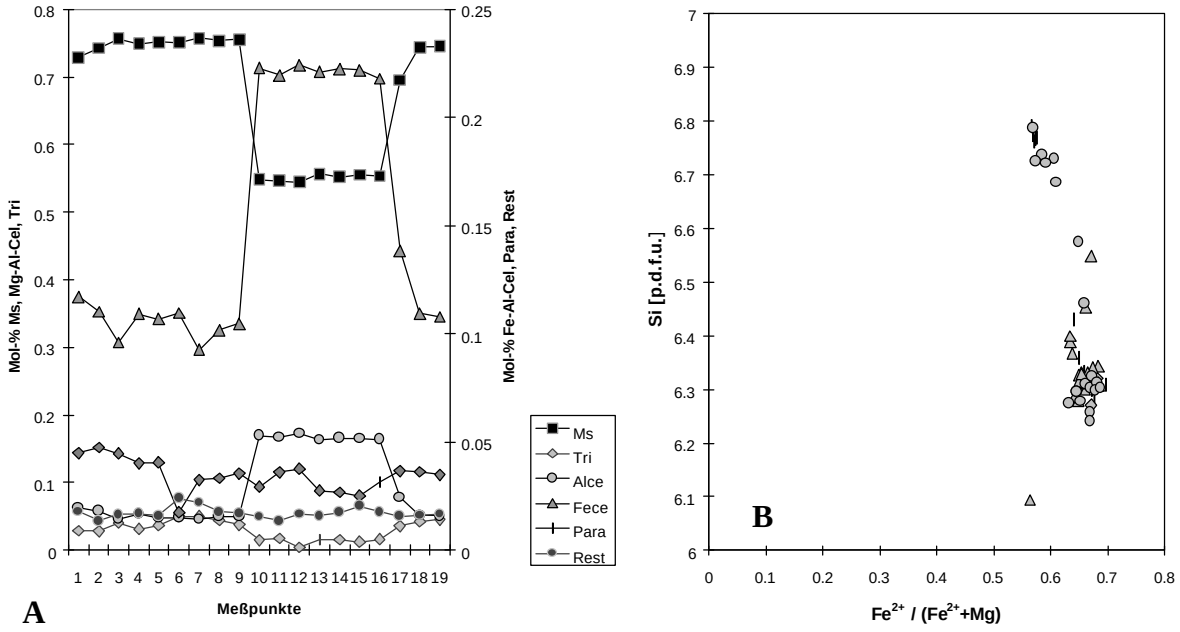


Abbildung 137 Phengit 1b aus ÖV.XIX.7 Zweiglimmer-Granitgneis, A 19-Punkt-Längsprofil, plateauartige Differenzierung Kern-Rand; B Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si für verschiedene Phengite des Zweiglimmer-Granitgneises ÖV.XIX.7. Signaturen: Dreiecke = Phe 1, Rauten = Phe 1b, Kreise = Phe 3.

Bildunterschriften zu den Abbildungen der nächsten Seite:

Abbildung 138 A, B, C XMAP-Elementverteilungsbilder für Mg, Fe und Ti von Phengit und Biotit aus dem Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7. Größenmaßstab = 100 µm, zur Farbkodierung vgl. Abb.xx. Phengit besitzt Mg- und Fe-reiche sowie Ti-arme Kerne, die Ränder sind Mg- und Fe-ärmer sowie Ti-reicher. Beide Areale sind plateauartig gegeneinander abgegrenzt.

Abbildung 139 A, B, C XMAP-Elementverteilungsbilder für Mg, Fe und Ti von Phengit (linke Spalte) und Biotit (rechte Spalte) aus dem Biotit-Orthogneis ÖV.XXII.8. Größenmaßstab = 250 µm, zur Farbkodierung vgl. Abb.xx. Im Gegensatz zu anderen Proben besitzen die Phengite Mg- und Fe-Minima sowie Ti-Maxima im Kern. Mg in Biotit nimmt vom Kern zum Rand zu, Fe korreliert negativ dazu, Ti besitzt ein ausgeprägtes Maximum im Kern.

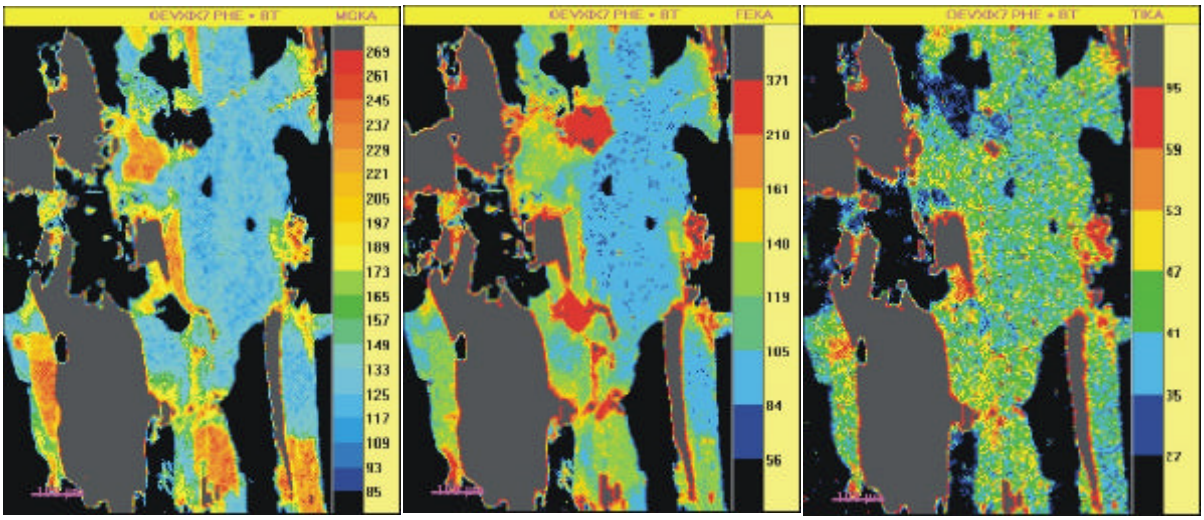


Abb. 138A **Abb. 138B** **Abb. 138C**

Abb. 139A **Abb. 139B**

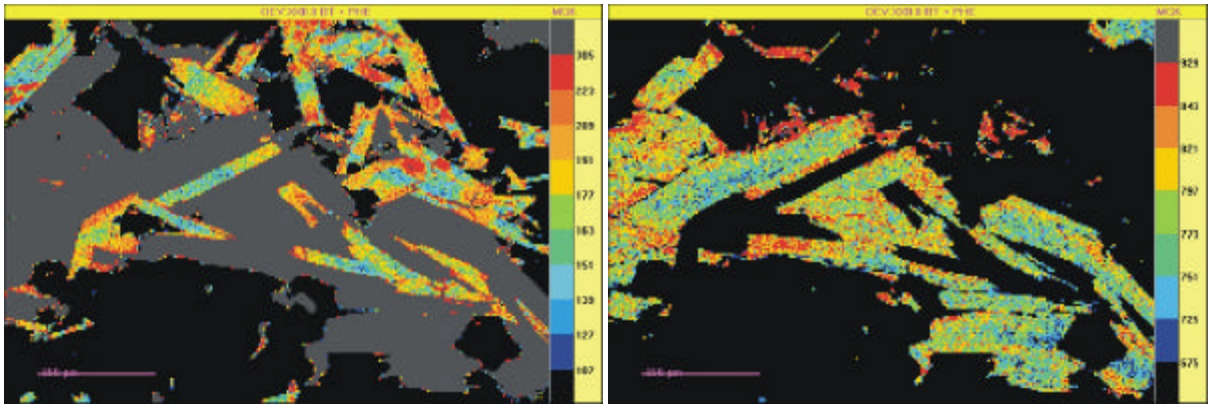


Abb. 139C **Abb. 139D**

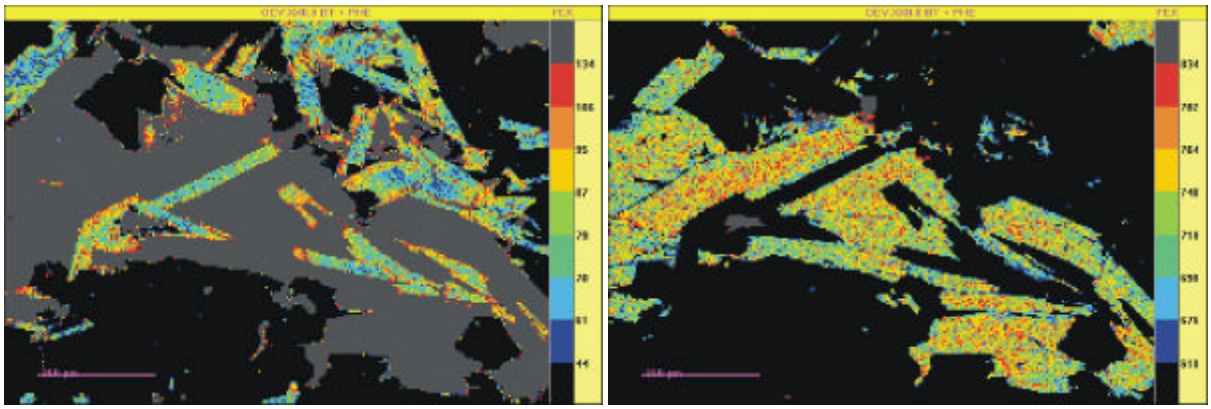
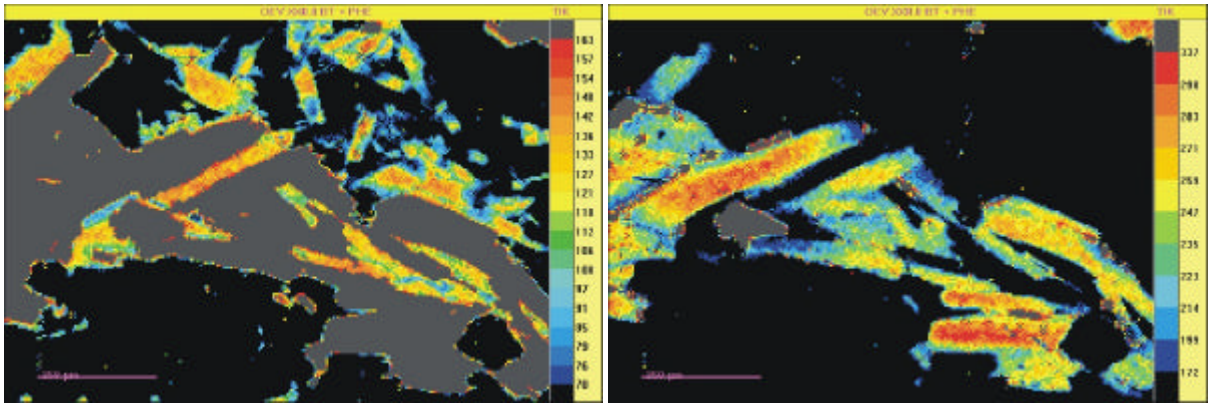


Abb. 139E **Abb. 139F**



ÖV.XIX.7 aus der zentralen Verwallgruppe lassen sich Si- und Mg-reiche Kerne und eine Abnahme des Seladonit-Gehalts zum Kornrand erkennen (Abb. 137). In verschiedenen Proben ergeben sich zwei bezüglich ihres Si-Gehalts unterschiedliche plateauartige Bereiche, wobei der Si-reichere Werte von 6.5 bis 6.8 Si p.d.f.u. besitzt, der Si-ärmere 6.2 bis 6.3 Si p.d.f.u. aufweist. Es treten aber auch Hellglimmer mit einem kontinuierlichen Spektrum der Si-Gehalte auf.

Der Rutil-führende Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7 zeigt im Bereich seines Seladonit-Maximums minimale Ti-Gehalte, das besonders im Elementverteilungsbild (Abb. 138C) deutlich wird. Die TiO_2-Gehalte der Hellglimmer liegen mit 0.25 - 0.35 Gew.% (eine randliche Analyse mit 0.58 Gew.%) in dieser TiO_2-gesättigten Probe deutlich niedriger als in den Biotit-Orthogneisen, die anstelle von Rutil Ilmenit als Ti-Phase aufweist.

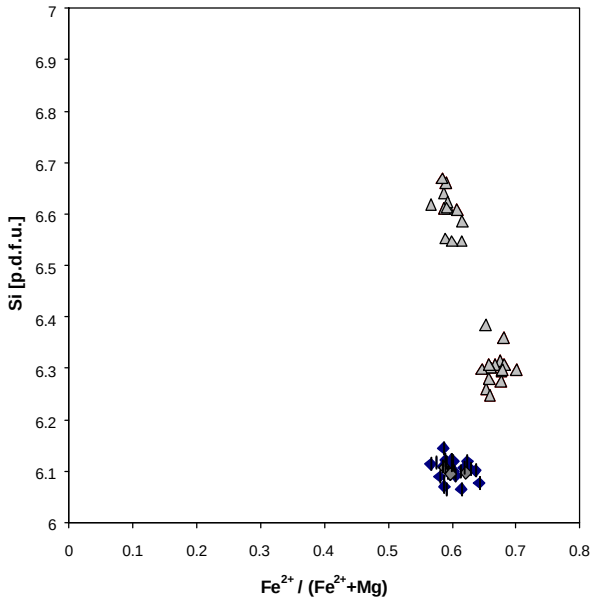


Abbildung 140 Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si für die Kalium-Hellglimmer der Proben ÖS.10.3a (Dreiecke) und ÖS.10.1a (Rauten).

Ein anderer Zweiglimmer-Orthogneis aus dem Bereich NE der Bieler Höhe (ÖS.10.3a), der allerdings keinen Granat und keine Ti-reiche Phase enthält, besitzt ebenfalls eine bimodale Hellglimmer-chemie. Kerne mit 6.5 bis 6.7 Si p.d.f.u. bilden gegenüber den Rändern mit 6.2 bis 6.4 Si p.d.f.u. eine eigenständige Gruppe. In beiden Gesteinsproben überwiegt die FeAl-Seladonit-Komponente gegenüber der MgAl-Seladonit-Komponente (vgl. Abb. 140). Die Abnahme des Si-Gehalts wird von einer leichten Zunahme des F/FM-Verhältnisses begleitet. Der Gehalt an Paragonit-Komponente ist in den Kalihellglimmern der Orthogneise generell niedrig (2-6 Mol % Paragonit) und weist keine systematische Zonierung auf. Die Ti-Gehalte sind insbesondere im Fall der Probe ÖS.10.3a positiv mit dem Muskowit-Gehalt korreliert. Die Absolutgehalte liegen mit Werten von 0.28 bis 0.57 Gew.% TiO_2 etwas höher als Probe ÖV.XIX.7.

Im Gegensatz zu den Zweiglimmer-Orthogneisen, weist der gangartig auftretende, aplitische Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a keine Zonierungen der Hellglimmer auf. Die Mikrosonden-Analysen ergeben eine einheitliche Zusammensetzung mit ca. 6.1 Si p.d.f.u. und einem F/FM von ca. 0.6 (vgl. Abb. 140). Der TiO_2-Gehalt liegt im Bereich der Hellglimmer aus ÖS.10.3a, es tritt ebenfalls keine Ti-reiche Phase auf.

Biotit-Granitgneise

Aus der Gruppe der Biotit-Granitgneise wurden die Proben ÖV.XXII.8 (Typ Saumspitze), ÖS.Bal 1 (Typ Ballunspitze) und ÖV.GG untersucht, wobei letzterer zu den Zweiglimmer-Granitgneisen vermittelt.

Auch hier treten Zonierungen in den Kalihellglimmern auf, allerdings sind die Übergänge zwischen Kern und Rand eher kontinuierlich. Im Vergleich zu den Zweiglimmer-Orthogneisen verläuft die Hellglimmer-Entwicklung genau entgegengesetzt. Elementverteilungsbilder für Mg und Fe der Hell- und Dunkelglimmer aus einer typischen Biotit-Orthogneis-Probe der zentralen Verwallgruppe (ÖV.XXII.8, Typ Saumspitze nach Schweinehage 1995) zeigen Mg- und Fe-arme Kerne sowie eine Zunahme der Mg-/Fe-Gehalte zum Saum. Das F/FM-Verhältnis liegt mit ca. 0.5 niedriger als in den Zweiglimmer-Orthogneisen (vgl. Abb. 137B+141B). Der Ti-Gehalt erreicht deutlich höhere Absolutgehalte (s. u.) als in den

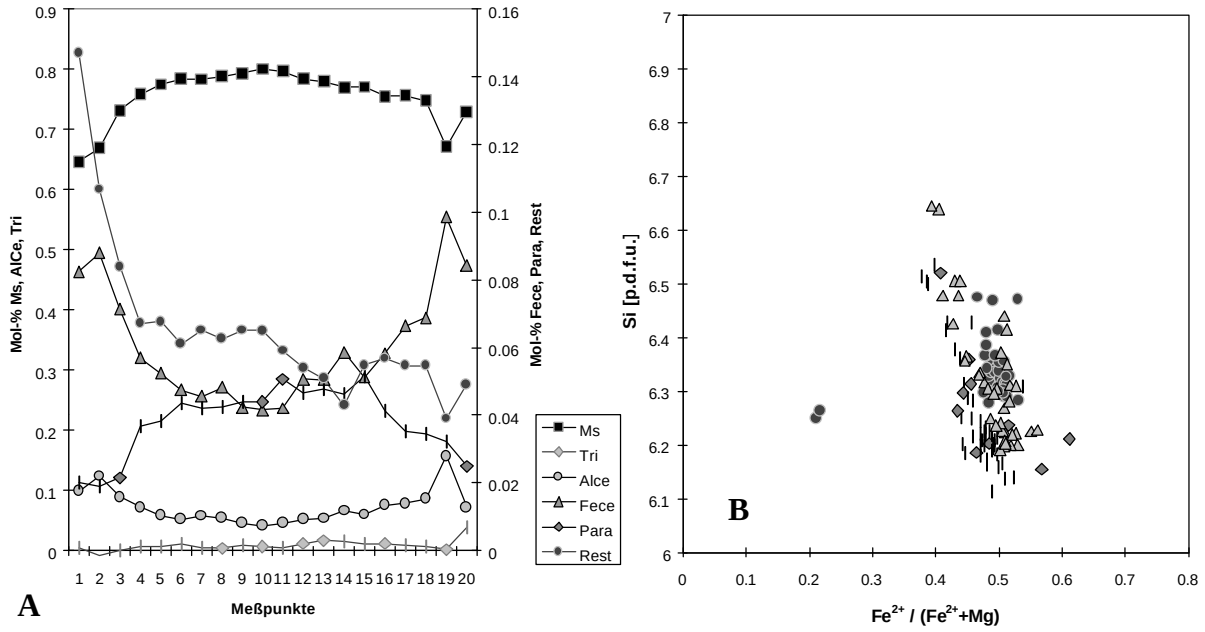


Abbildung 141 Linienprofil durch Hellglimmer 6 aus ÖS.Bal 1 (A) und Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si (B) für die Biotit-Orthogneise der Silvrettadecke. Im Linienprofil ist ein Muskowit-reicher und Seladonit-armer Kernbereich und damit eine den Phengiten der Zweiglimmer-Orthogneise genau gegenläufige Entwicklung zu erkennen. Diagramm B ohne die Ortsinformation weist dagegen eine parallele Entwicklung bei etwas niedrigeren F/FM-Verhältnissen auf. Zwei Analysen mit deutlich erniedrigtem F/FM-Verhältnis (~ 0.2) weisen berechnete Fe^{3+}-Anteile auf.
Signaturen: Dreiecke = ÖV.XXII.8, Kreise = ÖV.GG, Rauten = ÖS.Bal1.

Zweiglimmer-Orthogneisen. Im Elementverteilungsbild (Abb. 139C) ist eine negative Korrelation gegenüber den Mg-/Fe-Gehalten zu erkennen. Linienprofilen ergeben z.T. eine stark asymmetrische Zonierung des Ti. Dabei können einseitig fast 3 Gew.% TiO_2 erreicht werden, während der andere Saum lediglich 0.90 Gew.% enthält.
Zum äußeren Rand fällt der Seladonit-Gehalt wiederum ab, der Muskowit-Gehalt steigt während die Paragonit-Komponente eine kontinuierliche Abnahme vom Kern zum Rand aufweist. Im Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si scheint ohne die ortsauflösende Information aus Linienprofilen und den Elementverteilungsbildern eine übereinstimmende Entwicklung mit den Hellglimmern der Zweiglimmer-Orthogneise vorzuliegen. Eine reine statistische Auswertung von Glimmer-Mikrosondenanalysen allein gewährleistet daher keine korrekte Interpretation der mineralchemischen Entwicklung.
In den Biotit-Orthogneisen treten erstmals auch Kaliumhellglimmer mit berechneter Fe^{3+}-Komponente auf. Dies führt zur Erniedrigung des F/FM-Verhältnisses (vgl. Abb. 139B).

Orthogneis-Protomylonit ÖS.Fim 1a
Kalihellglimmer ist in einer alten, porphyroklastischen Generation erhalten und tritt in neugebildeten feinkörnigen Kristallen auf, die die Altkörner ummanteln oder auch innerhalb von Mikroklin neu sprossen. Innerhalb von Mikroklin tritt zusätzlich spät gebildeter Stilpnomelan auf, z.T. zusammen mit Hellglimmer.
Mineralchemisch läßt sich der Phengit in verschiedene Gruppen einteilen, wobei diese mit den mikrotexturell unterschiedlichen Phengiten übereinstimmen. Erhaltene Altkörner weisen deutlich niedrigere Si-, Mg- und vor allem Fe-Gehalte auf. Die in die Foliation eingeregelten Phengite besitzen Si-Gehalte von 6.2 bis 6.3 p.d.f.u., niedrige MgO- und FeO-Gehalte zwischen 0.85 und 1.4 bzw. 2.3 und 2.7 Gew.%. Analysen eines porphyroklastischen Glimmerfisches lassen sich allerdings bereits zwei Gruppen unterteilen, wobei erstere den Altkornanalysen der Kalihellglimmer aus der Foliation entspricht (Abb. 142). Die andere weist bereits deutlich erhöhte Si- (6.6 p.d.f.u.), MgO- (> 2 Gew.%) und FeO-Gehalte (> 3 Gew.%)

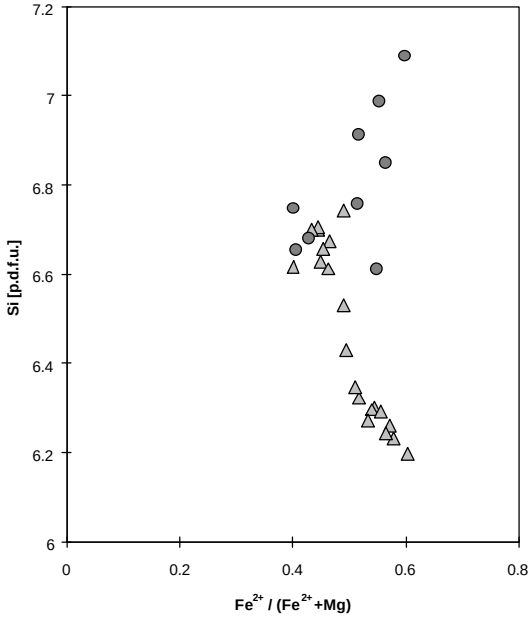


Abbildung 142 Diagramm $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ gegen Si für die Kalium-Hellglimmer der Probe ÖS.Fim 1a. Neben dem für alle Orthogneise charakteristischen Trend (Dreiecke), besitzen serizitische Einschlüsse sowie rekristallisierte Hellglimmer (Kreise) deutlich höhere Si-Gehalte bei stark streuenden F/FM-Verhältnissen.

auf. Ein Hellglimmer-Einschluß in Plagioklas (Phengit 10) zeigt ein eher kontinuierliches Spektrum zwischen diesen beiden Gruppen.
Auffallend ist der Unterschied gegenüber den Analysen feinkörnig rekristallisierter Hellglimmer, wie sie in Mikroklin, Plagioklas oder um Altkörner auftreten. Rekristallisierte Hellglimmer um Phengit 10 besitzen bei vergleichbaren Si-Gehalten (6.6 – 6.75 Si p.d.f.u.) stark erhöhte FeO-Gehalte (> 5 Gew.%) und hohe MgO-Gehalte (2.6 – 2.8 Gew.%). In dieser dritten Hellglimmer-Gruppe tritt eine berechnete Fe^{3+}-Komponente auf. Chemisch sehr ähnlich sind die Serizit-Analysen an Einschlüssen in Mikroklin, die zusammen mit Stilpnomelan auftreten. Noch extremere Werte, wenn auch ebenso extrem differierend, ergeben Analysen von feinkörnigem Phengit um Epidot, die FeO-Gehalte liegen bei > 5 Gew.%, der MgO-Gehalt bei ca. 2.8 Gew.%. In einer weiteren Analyse wird mit einem Si von fast 7,1 p.f.d.u. ein Maximalwert erreicht. Die Strukturformel dieser Analyse läßt eine Unterbesetzung des Oktaeders sowie starke Überbesetzung der Zwischenschichtkationen erkennen, wobei hier erstmals auch Natrium an Bedeutung gewinnt. Das feinkörnige Hellglimmer-Rekristallisat um Phengit 9 weist ebenfalls z.T. hohe FeO-Gehalte (> 7 Gew.%) auf, ein Teil der Analysen, eventuell Mischanalysen mit Albit, besitzt einen erheblichen Na-Gehalt und weist trotz dieser vermeintlichen Paragonit-Komponente einen deutlich erhöhten Si-Gehalt auf.

Paragonit

Aus dem Bereich der rein alpidischen Metamorphose am Nordrand des Verwalls ist das Vorkommen von Paragonit aus der Kalkalpenbasis sowie aus dem diaphthoritischen Kristallin belegt (Amann 1985). Paragonit tritt dabei nicht als eigenständiges Mineral, sondern in Wechsellagerung mit Muskowit auf. Teilweise bildet er eine reguläre Paragonit-Phengit-Mixed-Layer-Phase. Paragonit wurde dort für eine Kartierung der metamorphen Zonierung verwendet (Amann 1985).
Im Altkristallin der Silvrettadecke treten Paragonite in einer Zusammensetzung nahe des Endglieds in Form von Einschlüssen in Granat und Omphazit innerhalb der Eklogite auf. In der Probe ÖRK.8 des Rauhen Kopfes bildet er ausschließlich Einschlüsse in Omphazit (vgl. Phototafel 1 Bild 3). In der stark symplektitisierten Probe SP.1 des Val Puntota kommt Paragonit dagegen nur in Granat vor und ist dabei mit Epidot verwachsen.
Als Mineral der Gesteinsmatrix ist Paragonit in den Eklogiten nicht enthalten. Die einzigen Glimmer der Matrix sind größere Phengite.
REM-EDX-Analysen verschiedener Glimmer-Einschlüsse in den Omphaziten der Probe ÖRK.8 ergaben zumeist keine reinen Paragonit-Endglieder, es wurden geringe Beimengungen von K und auch Ca gemessen. Ein analysierter Kristall (Phengit 9) zeichnet sich durch seinen mehrphasigen Aufbau aus. Im Rückstreuelektronenbild sind mehrere Grautonbereiche zu unterscheiden. Die Nachmessungen mit der Mikrosonde ergeben dagegen keine nennens-

werten Mischbarkeiten Es wurden Paragonite nahe des Endgliedes mit 6.68 bis 7.17 Gew.% Na_2O und 0.57 bis 0.92 Gew.% K_2O analysiert. Die Summe der Zwischenschicht-Kationen liegen in den meisten Analysen nahe zwei. Die Mischbarkeit zum Margarit-Endglied ist wesentlich größer als bei den Kalihellglimmern der anderen Gesteinstypen der Silvrettadecke Er schwankt stark zwischen 0.51 und 1.23 Gew.% CaO.
Der Tschermak-Austausch SiMg $\Leftrightarrow$ 2 Al spielt, gegenüber der ausgedehnten Mischbarkeit von Muskowit und Mg-Al-Seladonit, beim Paragonit keine Rolle. Dementsprechend gering sind die MgO-Gehalte, die zwischen 0.09 und 0.19 Gew.% schwanken. Die Fe_2O_3-Gehalte sind in den meisten Kristallen ebenfalls gering bei 0.20 bis 0.35 Gew.%. In Einzelanalysen können sie jedoch bis auf 0.95 Gew.% ansteigen. Die Ti-Gehalte sind nahezu konstant bei 0.14 Gew.%.
Mit den Paragoniten treten auch Phengite als Einschlußphasen in Omphazit und Granat auf. Diese weisen gegenüber den Phengiten der Matrix in Probe ÖRK.8, aber auch gegenüber Einschluß-Phengiten anderer Proben der Eklogite des Rauhen Kopfes verhältnismäßig niedrige Si-Gehalte von 6.5 - 6.7 p.d.f.u. auf. Mit Ausnahme einer Analyse (10908/34 mit 0.55 Gew.% CaO) ist auch keine nennenswerter Einbau der Margarit-Komponente festzustellen.

Margarit
Der Sprödglimmer Margarit konnte nur in einem Metapelit (ÖV.Vz 2) als nahezu reines Endglied nachgewiesen werden. Margarit tritt als Saum und in Spaltrissen um und in Disthen auf. Er ist kein Bestandteil der primären Paragenese des Granat-Disthen-Glimmerschiefers, sondern das Reaktionsprodukt aus der Reaktion zwischen Disthen und Plagioklas unter Umkehrung nachfolgender Gleichung

$$CaAl_4Si_2O_{10}(OH)_2 + SiO_2 = CaAl_2Si_2O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O$$
$$\text{Margarit} \quad \text{Quarz} = \text{An in Plg} \quad \text{Disthen} \quad H_2O.$$

Nach Spear (1993) tritt Margarit primär in Al-reichen Metapeliten mit intermediären Ca-Na-K-Verhältnissen zusammen mit Disthen, in Al-armen zusammen mit Plagioklas auf. Zu höheren Temperaturen wird Margarit durch obige diskontinuierliche Reaktion abgebaut und Ca verstärkt in die Anorthit-Komponente des Plagioklases eingebaut.
Im analysierten Margarit liegt eine bedeutende Mischbarkeit mit Paragonit liegt vor. Das X_{Ca} (Ca/K+Na+Ca+Ba) schwankt zwischen 0.780 und 0.876, das X_{Na} (Na/K+Na+Ca+Ba) zwischen 0.114 und 0.215. Nur eine Einzelanalyse weist einen deutlich erhöhter K_2O-Gehalt auf, ansonsten schwankt X_K lediglich um 0.01. Entsprechend der geringen Muskowit-Komponente spielt auch der Tschermak-Austausch keine Rolle. Die MgO-Gehalte sind sehr niedrig (0.09 - 0.22 Gew.%). Die FeO-Gehalte sind mit 0.44 bis 0.83 Gew.% höher, die Muskowitreichere Analyse erreicht sogar 1.74 Gew.% FeO. Die Cr_2O_3-Gehalte erreichen maximal 0.21 Gew.%. Die MnO-Gehalte sind gering ($\leq$ 0.5 Gew.%). TiO_2 wurde nicht gemessen. Der F-Gehalt liegt relativ konstant bei 0.16 Gew.%.

Talk
Talk tritt lediglich in den hydratisierten Varietäten der Eklogite des Rauhen Kopfes auf. In verschiedenen Proben (ÖRK.1, ÖRK.4a/b/c) tritt er nur in direkter Berührungsparagenese mit barroisitischem Amphibol, auf (vgl. Phototafel 1 Bild 4). In Probe ÖRK.24 koexistiert er mit Quarz. Unklar ist, ob er Teil der späteklogitfaziellen überprägenden Mineralvergesellschafung Zoisit + Barroisit ist, oder ob er sich auf dem weiteren retrograden Ast des PT-Pfades als Abbauprodukt von Barroisit gebildet hat.
Die innerhalb der Eklogite der Silvrettadecke auftretenden Talke besitzen generell Chemismen nahe der Idealzusammensetzung $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Der Einbau von Al_2O_3 erreicht in

ÖRK.1 maximal 0.63 Gew.%, entsprechend 0.048 Al p.f.u., in ÖRK.4b sogar nur 0.28 Gew.% entsprechend 0.022 Al p.f.u.
Auch der Austausch von Mg durch Fe, Cr oder Mn bleibt begrenzt. Die in beiden Proben ungefähr identischen Maximalgehalte liegen bei 2.75 Gew.% FeO. Das $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$-Verhältnis erreicht dabei 0.05. MnO übersteigt nie 0.04 Gew.%. In allen Talk-Analysen wurden Na_2O-Gehalte zwischen 0.06 und 0.19 Gew.% gemessen. Der TiO_2-Gehalt liegt zumeist unter der Nachweisgrenze, einzelne Kristalle ergaben maximal 0.13 Gew.% TiO_2.

2. Dunkelglimmer (Biotit)

Biotit tritt als amphibolitfazielle Phase in nahezu allen Metasedimenten, der Mehrzahl der Orthogneise und als Abbauprodukt von Phengit auch in den Eklogiten bzw. deren Derivaten auf. Häufig ist Biotit bereits chloritisiert, was sich in der Abnahme des K_2O-Gehaltes äußert. Auch in als Chlorit angesprochenen Kristallen konnte mit der Mikrosonde z. T. K_2O-Gehalte > 1 Gew.% nachgewiesen werden, was sie als Vermiculite ausweist.

Biotit der Metasedimente

Biotit ist in der Mehrzahl der metasedimentären Gesteine Hauptgemengteil und bildet zusammen mit Hellglimmer die Foliationsfläche ab. In einer zweiten Generation bildet Biotit bis zu mehrere Millimeter große postkinematische Porphyroblasten, die Hammer (1918) und Reithofer (1931) zur Namensgebung der Biotitfleckengneise (Granat-führende Biotit-Plagioklas-Gneise) bewogen hatten. In den Biotitfleckengneisen tritt eine weitere Generation als Abbauprodukt von Granat auf. Im Granat-Staurolith Glimmerschiefer ÖV.VI.3 bildet Biotit auch Einschlüsse in den Lagunen kleiner Atollgranate.
Die chemische Variabilität der Dunkelglimmer ist geringer als die der Hellglimmer. Im Diagramm X_{Fe} gegen Al^{VI} (ideale Biotit-Ebene in der nur der $FeMg_{-1}$- und der Tschermak-Austausch möglich sind) plotten alle metasedimentären Biotite im intermediären Bereich des Lepidomelans im Zentrum des Diagramms, das durch die vier Endglieder Phlogopit, Annit, Eastonit und Siderophyllit aufgespannt wird. Die Streuung des X_{Fe} ist innerhalb einer Probe sehr gering. Der Al^{VI}-Gehalt ist jedoch erheblichen Schwankungen unterworfen, so daß sich für alle Proben lineare Abhängigkeiten im Diagramm X_{Fe} vs Al^{VI} ergeben. Das X_{Fe} der Biotite ist von der Gesamtgesteinschemie der Metasedimente abhängig.
Die Biotite der Biotit-Plagioklas-Gneise weisen zumeist nahezu ausgeglichene Fe^{2+}/Mg-Verhältnisse auf (z. B. ÖM.4.3a), maximal erreichen sie ein X_{Fe} von 0.66 in ÖV.XVI.2. Metapelite, wie ÖM.3.1c oder ÖV.Ma 3, besitzen häufig Mg-reichere Biotite mit einem X_{Fe} bis minimal 0.40.
Die Mg-reichsten Biotite der Metasedimente bei gleichzeitig geringer Al^{VI}-Variation enthält der Granat-Hornblende-Biotit-Gneis ÖV.0.1a, der mit kalksilikatischen Zwischenlagen in der zentralen Verwallgruppe auftritt.
Der Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35 aus der unmittelbaren Umrahmung des Eklogitvorkommens des Rauhen Kopfes bei Ischgl besitzt eine unauffällige Biotit-Chemie, die sich mit anderen, eindeutig amphibolitfaziellen Metapeliten vergleichen läßt.
In Linienprofilen durch foliierte als auch porphyroblastische Biotite ist nur in wenigen Fällen eine systematische Verteilung des Al^{VI} und des X_{Fe} zu erkennen. Hinsichtlich ihres Al^{VI}-Einbaues ist nur ein unregelmäßiges Auf und Ab zu erkennen. Die leichte Abnahme des Fe im Kern des Biotits 3 aus dem Biotitfleckengneis ÖM.4.3a (vgl. Abb. 143B) läßt sich an anderen Kristallen nicht bestätigen. Die Cr- und Mn-Gehalte liegen generell unter 0.1 Kationen p.d.f.u. und lassen keine Zonierungen erkennen (ohne Abb.).
Der Ti-Gehalt liegt generell deutlich über dem der Hellglimmer; zumeist schwankt er um 1.5 Gew.% TiO_2 und liegt damit unterhalb des TiO_2-Gehaltes der Biotite der meisten Orthogneise, die über 2 Gew.% aufweisen. In Biotitprofilen ist die Ti-Verteilung nahezu konstant,

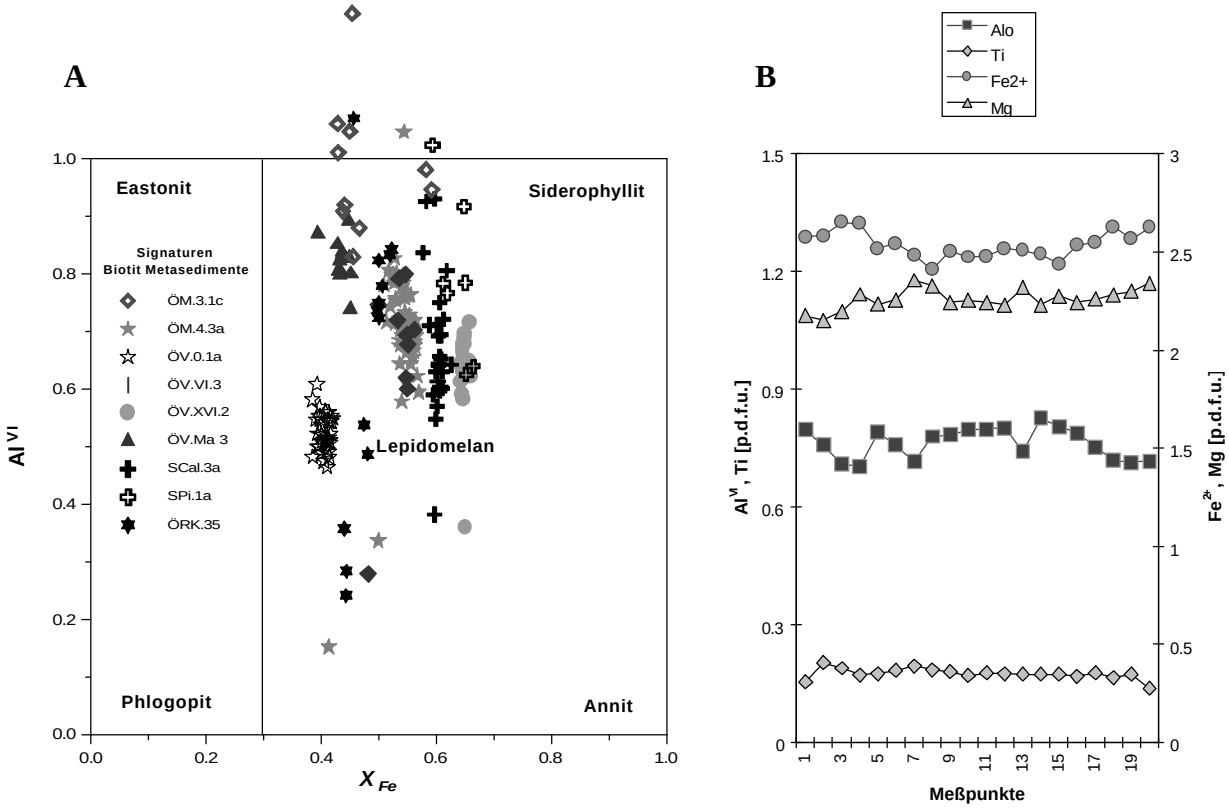


Abbildung 143 Mineralchemie aller Biotite der analysierten Metasedimente. A Diagramm X^{Fe} gegen Al^{VI}: graue Sterne = ÖM.4.3a, dunkelgraue Dreiecke = ÖV.Ma 3, dunkelgraue Rauten = ÖV.VI.3, hellgraue Kreise = ÖV.XVI.2, offene Rauten = ÖM.3.1c, offene Sterne = ÖV.0.1a, schwarze Sterne = ÖRK.35, schwarze Kreuze = SCal.3a, offene Kreuze = SPi.1.
B Profil durch Biotit-Porphyroblast 3 aus dem Biotit-Plagioklas-Gneis (Biotitfleckengneis) ÖM.4.3a aus dem Montafon.

nur z. T. ist eine randliche Abnahme des Ti-Gehalts festzustellen (Abb. 143B). Andere Kristalle zeigen schwache, aber nicht zentrosymmetrische Zonierungen.
Die Zwischenschicht ist nur selten vollständig aufgefüllt, wobei Kalium eindeutig dominiert und Na nur maximal 1.5 Mol % erreicht. Ebenfalls gering ist der Einbau von Barium. Calcium ist wie bei den Hellglimmern mit der Mikrosonde nicht nachweisbar.
Die Oktaedersummen liegen in allen Analysen unter 6 Kationen p.d.f.u., Fe^{3+} wurde nicht berechnet.

Biotite der Orthogneise

Der Dunkelglimmer der granitischen Orthogneise bilden entsprechend der petrographischen Dreiteilung in Biotit-, Hellglimmer- und Zweiglimmer-Orthogneise auch im Diagramm X_{Fe} ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) gegen Al^{VI} ein dreigeteiltes Muster der Biotit-Mineralchemie.
Die Biotit-Orthogneise ÖV.GG, ÖV.XXII.8 aus dem Verwall, ÖS.Bal 1 aus dem Vallüla-Massiv und der tonalitische Biotit-Orthogneis ÖRK.7 vom Rauhen Kopf besitzen eine sehr ähnliche Biotitchemie mit nur schwacher Fe^{2+}-Dominanz gegenüber Mg (X_{Fe} ca. 0.6). Die Zweiglimmer-Orthogneise ÖV.XIX.7 aus dem Verwall und ÖS.10.3a aus der Silvretta enthalten dagegen extrem Fe-reiche Biotite mit einem X_{Fe} von 0.80. Der aplitische ÖS.10.1a weist nur untergeordnet Dunkelglimmer auf, der allerdings mit einem X_{Fe} von 0.75 weniger stark Fe-dominiert ist und eine intermediäre Position zwischen den Biotit-Orthogneisen und den Zweiglimmer-Orthogneisen einnimmt.
Der TiO_2-Gehalt der Biotite liegt häufig über 2 Gew.%, manchmal sogar über 3 Gew.% (ÖS.Bal 1). Teilweise ist eine Zonierung mit einem Ti-Maximum im Kern zu erkennen (ÖV.XXII.8, Biotit 1 (Abb. 144B) und 3, ÖV.GG, Biotit 5), in anderen Fällen schwankt der

TiO_2-Gehalt unsystematisch. Nahe beieinander liegende Biotite aus ÖV.GG variieren zwischen 1.0 und 2.6 Gew.% TiO_2. In der Zweiglimmer-Orthogneis-Probe ÖV.XIX.7 mit Rutil als Ti-Überschußphase erreichen die Biotite nur 1.5 - 2.0 Gew.% TiO_2.
Der tonalitische Orthogneis ÖRK.7 des Rauhen Kopfes stimmt in der Biotit-Zusammensetzung mit den anderen Biotit-Orthogneisen des Verwall (Typ Saumspitze, Schweinehage 1995) überein und bekräftigt daher die bis dahin lediglich texturell erfolgte Zuordnung zu diesem Typ.

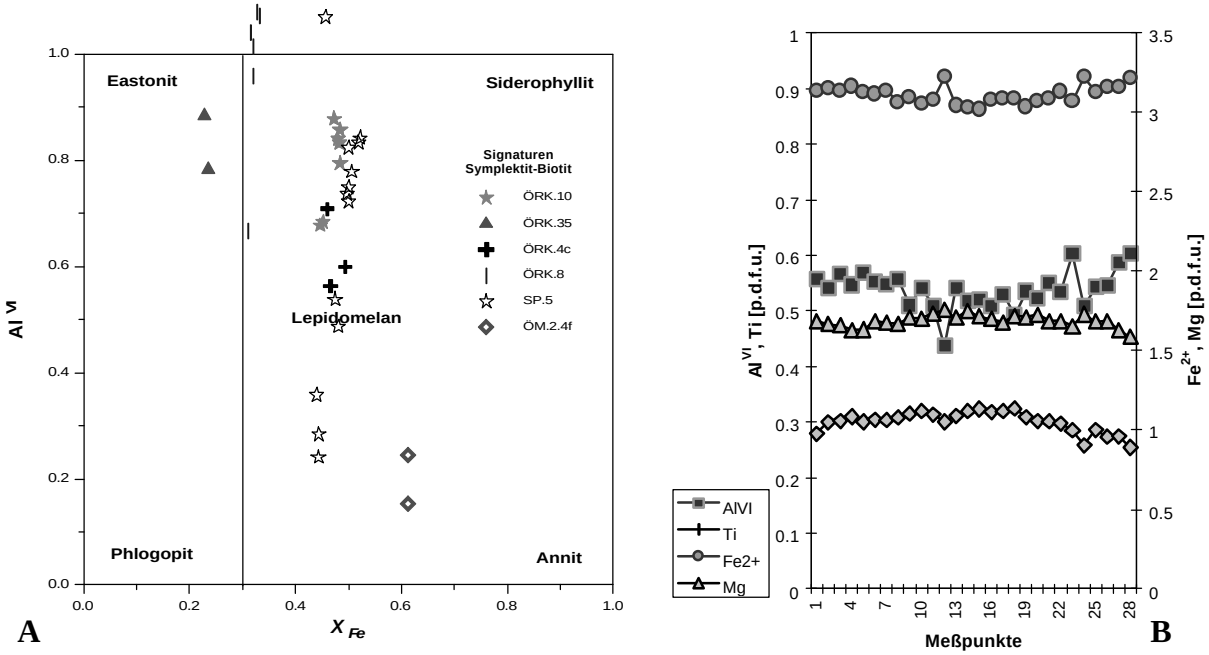


Abbildung 144 Mineralchemie der Biotite der Orthogneise; A hellgraue Sterne = ÖS.10.3a, graue Dreiecke = ÖS.Bal 1, hellgraue Kreise = ÖV.GG, dunkelgraue Rauten = ÖV.XIX.7, offene Sterne = ÖS.10.1a, offe-ne Rauten = ÖV.XXII.8, graue Kreuze = ÖRK.7; B 28-Punkt-Profil durch Biotit 3 aus Biotit-Orthogneis ÖV.XXII.8

Biotit der Symplektite der Metabasite und mit Eklogiten assoziierter Metapelite

Biotit ist in Metabasiten über einen weiten P-T-Bereich stabil. In den Gesteinen des Verwall tritt er allerdings nur in den retrograden Eklogit-Derivaten als symplektitisches Abbauprodukt von Phengit und in mittelkörnigen Schuppen in den Amphiboliten auf.
Analysen liegen nur von den symplektitischen Abbauprodukten der Eklogite des Rauhen Kopfes (ÖRK.4c, ÖRK.8), des begleitenden Granat-Zoisit-Phengit-Schiefers (ÖRK.35), von einem Granat-Phengit-Schiefer mit symplektitischen Biotit aus dem Montafon (ÖM.2.4f) und einem symplektitisierten Eklogit aus dem schweizerischen Silvrettaanteil (SP.5) vor.
Während Biotite der Symplektite aus Metapeliten (ÖRK. 10 + ÖRK.35) intermediäre X_{Fe} mit weit streuenden Al^{VI}-Gehalten besitzen, haben die Symplektit-Biotite aus den Eklogiten des Rauhen Kopfes Zusammensetzungen nahe des Eastonit-Endglieds. Insbesondere in ÖRK.8 erreichen sie Al^{VI}-Gehalte > 1 p.d.f.u. Die Zusammensetzungen der Biotite der beiden Metapelite ÖRK.10/35 liegen damit im Bereich derjenigen der Biotite aus Metapeliten ohne Bezug zu Eklogiten. Auch die Biotite mit grünlichem Pleochroismus aus Probe ÖRK.10 weichen im Diagramm X_{Fe} vs Al^{VI} nicht von gewöhnlichen Biotiten ab. Die Biotite in Probe SP.5 aus dem Val Puntota besitzen im Gegensatz zu den eklogitischen des Rauhen Kopfes gewöhnliche Lepidomelan-Zusammensetzungen. Die Biotite aus ÖM.2.4f besitzen die niedrigsten Al^{VI}-Gehalte und relativ hohe X_{Fe}.
Die TiO_2-Gehalte variieren auch innerhalb einer Probe stark. Im Metapelit ÖRK.10 schwanken die TiO_2-Gehalte von Biotit 4 um 1 Gew.%; in einem anderen symplektitischen Bereich

erreichen sie dagegen 3.5 Gew.%. Die Variation im TiO_2-Gehalt könnte eine Ursache für die Grünfärbung der Biotite sein. Der Biotit um Phengit 2 des Eklogits ÖRK.8 erreicht dagegen maximal 0.9 Gew.%, der von ÖRK.4c nur 0.7 Gew.% TiO_2. Der Biotit aus SP.5 erreicht dagegen wiederum 2.0 - 2.8 Gew.%, der aus ÖM.2.4f sogar maximale 3.7 Gew.% TiO_2. Die große Variation steht im Zusammenhang mit den für Symplektite typischen Ungleichgewichten. Die lokale Verfügbarkeit des Ti regelt den Ti-Gehalt des Symplektit-Biotits.

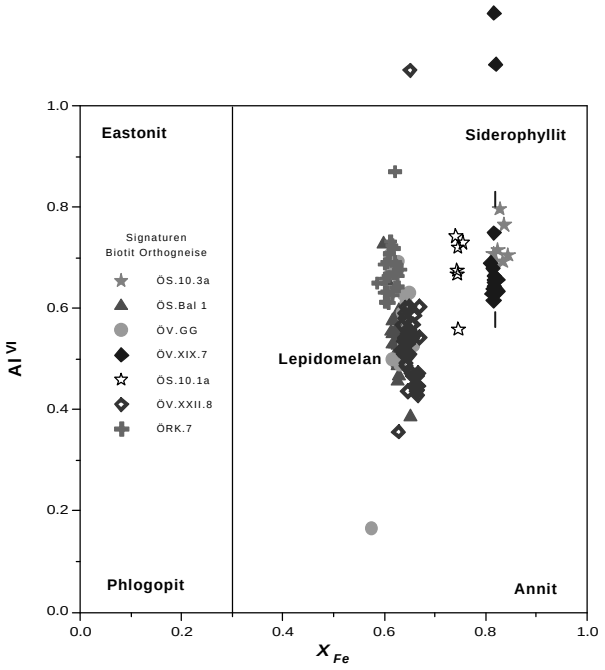


Abbildung 145 Diagramm X_{Fe} vs Al^{VI} für symplektitische Biotite der Metabasite und mit Eklogiten assozierter Metapelite. Hellgraue Sterne = ÖRK.10, offene Sterne = ÖRK.35, graue Dreiecke = ÖRK.4c, dunkelgraue Rauten = ÖRK.8, offene Rauten = ÖM.2.4f, schwarze Kreuze = SP.5.

Chlorite

Chlorit in den Metasedimenten

Chlorit ist häufiger Gemengteil in den meisten Metasedimenten der Silvrettadecke. Trotz seiner weiten Verbreitung bleibt seine genetische Stellung jedoch zumeist im Unklaren. Amann (1985) unterscheidet drei mögliche Generationen:

1. Ursprünglich amphibolitfazielle Chlorite, die in Koexistenz mit den variszischen Paragenesen gebildet wurden.
2. Retrograde grünschieferfazielle Produkte des variszischen P-T-Pfades.
3. Alpidisch gesproßte Chlorite.

Mineralchemisch zeigen die Chlorite mit der Strukturformel (Deer et al. 1992)

$$\left[R^{2+}, R^{3+}\right]_{12}^{6}\left[Si_{8-x}R_x^{3+}\right]^{4}O_{20}(OH)_{16}$$

R^{2+} = Mg, Fe; Mn, Ni, Zn
R^{3+} = Al, Fe, Cr
$x \approx$ 1-3

in den Metasedimenten der Silvrettadecke eine beträchtliche Variabilität in den Fe-Mg- und Si-Al^{IV}-Verhältnissen. Im Diagramm nach Tröger (1971) fallen die Mehrzahl aller Chlorite in die Felder des Rhipidolith, Brunsvigit und Aphrosiderit. Im Diagramm nach Hey (1954) erfolgt eine breitere Streuung, die zusätzlich das Feld des Pyknochlorits umfaßt (vgl. auch Amann 1985). Im Dünnschliff zeichnen sich die Chlorite durch blaßgrüne bis gelbgrüne Eigenfarbe, schwachen Pleochroismus und anomal blaue Interferenzfarben aus. Ihre überwiegende Abstammung durch retrograde Alteration aus Biotiten läßt sich neben polarisationsoptischen Beobachtungen auch an ihrem teilweise noch vorhandenen K_2O-Gehalt erkennen, der zum Vermiculit führt.

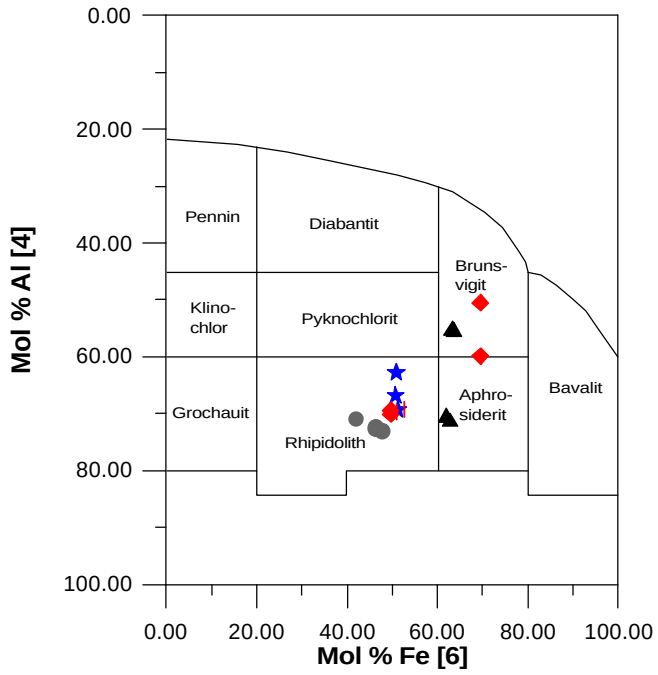


Abbildung 146 Chlorit Nomenklatur-Diagramm für die Chlorite der Metasedimente der Silvrettadecke nach Tröger (1971); x-Achse Mol % Fe (Fe/(Fe+Mg)) auf Oktaederposition; y-Achse Mol % Al auf Tetraederposition (dabei entspricht Si_4Al_4 100 Mol %). Signaturen: Sterne = ÖM.4.3a, Dreiecke = ÖV.XVI.2, Rauten = ÖV.Ma, 2Kreise = ÖS.Jam 6b.

Chlorit der Orthogneise

In den Orthogneisen der Silvrettadecke tritt Chlorit als weitverbreitetes Alterationsprodukt von Biotit auf. Zumeist ersetzen die blaßgrünen Chlorite den Biotit pseudomorph, wobei die Alteration entlang der basalen Spaltbarkeit (001) erfolgt. Der Chemismus der Chlorite ist direkt aus den Biotiten abzuleiten. Sie sind daher gegenüber den Chloriten aus Metasedimenten Fe-reicher und zeigen auch innerhalb der Orthogneise eine Zunahme des X_{Fe} von den Biotit- zu den Zweiglimmer-Orthogneisen, parallel zur Entwicklung der Biotite. Die höchten X_{Fe} mit einem Wert von 0.82 werden in Chlorit aus dem Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7 erreicht. Nach Tröger (1971) handelt es sich dabei um Bavalit Vereinzelter aus Biotit hervorgegangener Chlorit des aplitischen Hellglimmer-Orthogneises OS.10.1a weist ein geringeres X_{Fe} von 0.66 auf, besitzt aber auch gegenüber den Ausgangs-Biotiten mit einem X_{Fe} von 0.75 ein niedrigeren Wert.

Chlorit der Amphibolite

Chlorit tritt verbreitet auch innerhalb der Amphibolite auf, allerdings nur in Sonderfällen (Grt-Hbl-Bt-Gneis ÖV.0.1a) in einem eindeutigen texturellen Gleichgewicht mit der Mineralvergesellschaftung Hornblende und Plagioklas. Es wird daher als vorwiegend retrogrades Mineral eingestuft. Chlorite unterschiedlicher textureller Positionen besitzen erheblich abweichende Zusammensetzungen. Chlorite in der Matrix weisen generell gegenüber den Chloriten der Metasedimente geringe X_{Fe} auf und fallen im Diagramm nach Tröger in das Feld der Rhipidolithe. Im Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 erreichen sie ein X_{Fe} von 0.40, im Granat-Amphibolit ÖS.7.5a 0.42, wobei in dieser Probe Chlorit pseudomorph Granat ersetzt (vgl. Phototafel 3 Bild 4). Der entstandene Chlorit besitzt deutlich höhere X_{Fe} von 0.50. Diese Differenzen deuten auf den Einfluß der Lokalchemie hin und belegen die mangelnde Einstellung eines chemischen Gleichgewichts auf dem retrograden P-T-Pfad über einen größeren Bereich.

5.6 Mineralchemie der Feldspäte

1. Alkalifeldspäte (Mikroklin - Albit)

Kalifeldspat tritt in den verschiedenen Orthogneistypen der Silvrettadecke als große porphyroklastische Kalifeldspataugen und in einer feinkörnigen dynamisch-rekristallisierten Grundmasse auf. Zumeist besitzen die Feldspataugen eine charakteristische Mikroklingitterung, die Rekristallisat-Körner sind dagegen häufig unverzwillingt. In den großen Mikroklin-Porphyroklasten treten perthitische Albit-Entmischungen auf.

Bisherige petrologische Bearbeitungen zur Silvrettadecke beschreiben Kalifeldspat ausschließlich aus den Orthogneisen. Poller (1994) analysierte Kalifeldspäte aus den Mönchalpgneisen, Liebetrau (1996) solche aus den Orthogneisen der flüelagranitischen Assoziation.

Der Mikroklin erweist sich in allen untersuchten Proben als binärer Kalifeldspat-Albit-Mischkristall (Abb. 147). Die Anorthit-Komponente bzw. der CaO-Gehalt ist in allen Analysen bei oder nahe Null bis maximal $An_{0.5}$ ($An_{0.5}$ = 0.5 mol % Anorthit-Komponente). Die Albit-Komponente liegt zumeist bei $Ab_{3\text{-}5}$ ($Ab_{3\text{-}5}$ = 3-5 Mol % Albit-Komponente), kann aber bis zu $Ab_{8.5}$ erreichen (ÖS.Bal 1).

Neben dem Natrium spielt auch das Barium in verschiedenen Proben eine erhebliche Rolle als Ersatz für das Kalium. Entsprechend den Ba-Gehalten der RFA-Gesamtgesteinsanalysen fallen insbesondere die Biotit-Orthogneise der Verwallgruppe (ÖV.GG, keine Analysen zu ÖV.XXII.8) und der Silvrettagruppe (ÖS.Bal 1) mit BaO-Gehalten bis zu 0.6 Gew.% bzw. 0.45 Gew.% heraus. In den Hellglimmer- und Zweiglimmer-Orthogneisen liegen die Gehalte dagegen meist nur unter 0.1 Gew.%. In Spuren können Cr, Mn und Ti eingebaut werden, liegen aber zumeist im Bereich der Nachweisgrenze. Auch das Fe weist nur sehr geringe Gehalte auf, nur in ÖV.XIX.7 werden Fe_2O_3-Gehalte ($FeO_{tot} = Fe_2O_3$) bis 0.16 Gew.% erreicht.

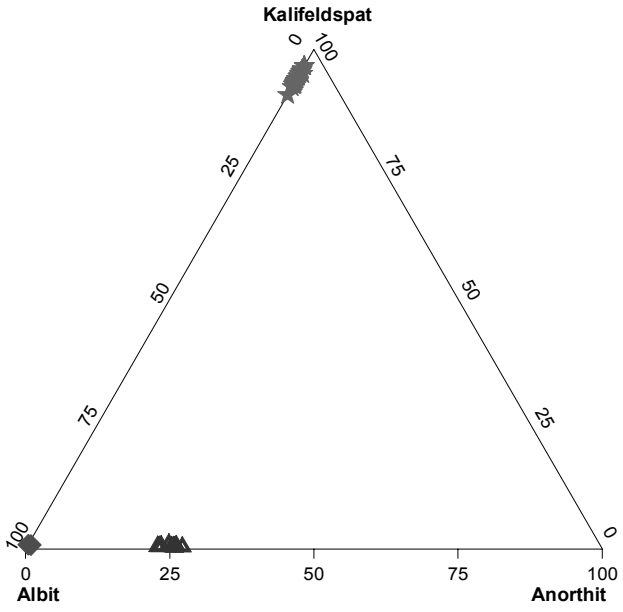


Abbildung 147 Mineralchemie der Mikrokline (Sterne), Albite (Rauten) und Plagioklase in Myrmekit (Dreiecke) der Orthogneise der Silvrettadecke.

Albitische Zusammensetzungen besitzen die als Plagioklas identifizierten Feldspäte aus verschiedenen granitischen Hellglimmer- und Zweiglimmer-Orthogneisen, z. B. in Probe ÖS.Fim 1a mit Ab_{99} und ÖV.XIX.7 mit $Ab_{97\text{-}99}$. Teilweise treten innerhalb der Plagioklase Zonierungen mit Oligoklas-Kernen und albitischen Rändern mit Ab_{95} auf, z. B. im aplitischen Gneis ÖS.10.1a.

Der Kalium-Einbau in den Albit ist gering. Die K_2O-Gehalte erreichen lediglich 0.16 (ÖS.Fim 1a) bzw. 0.10 Gew.% (ÖV.XIX.7). Die Ca-Gehalte sind ebenfalls gering, sie liegen in ÖS.Fim 1a bei $An_{<1}$ und in ÖV.XIX.7 bei An_2.

Die Barium-Gehalte liegen deutlich unter dem Niveau des Mikroklins, in ÖS.Fim 1a wurden bis 0.06 Gew.%, in ÖV.XIX.7 wurde kein BaO gemessen. Die Elemente Cr, Mn und Ti treten höchstens im Bereich der Nachweisgrenze auf, Fe_2O_3 kann vereinzelt bis zu 0.14 Gew.% erreichen.

Im Gegensatz zu Amann (1985), der in den metasedimentären Gesteinen der nördlichen Silvrettadecke keinen Kalifeldspat feststellen konnte, gelang an einer Probe aus der zentralen Verwallgruppe (Granat-Glimmerschiefer ÖV.XVI.2) der Nachweis eines Kalifeldspates in einem rekristallisierten Plagioklas. Aufgrund des Auftretens in einem retrograden Umwandlungsprodukt wird von einer ebenfalls retrograden Bildung des Kalifeldspates im Plagioklas,

unter Beteiligung einer fluiden Phase, angenommen. Aufgrund der regionalen Stabilität des Kalium-Hellglimmers kann aus dem Fund eines einzelnen Kalifeldspats nicht auf das Überschreiten der oberen thermischen Stabilität des Kalium-Hellglimmers geschlossen werden. Der BaO-Gehalt dieses metasedimentären Kalifeldspates liegt mit 0.90 Gew.% höher als in den Orthogneisen, Fe, Cr, Mn und Ti besitzen wiederum Gehalte unterhalb oder im Bereich der Nachweisgrenze. Die Albit-Komponente ist mit $Ab_{2.5}$ niedriger als in den Orthogneisen.
Angaben zu Kalifeldspäten aus der Literatur der Orthogneise decken sich weitgehend mit den eigenen Analysen. Vereinzelt treten allerdings Albit-reichere intermediäre Analysen mit bis Ab_{61} in den Mönchalpgneisen (Poller 1994) und bis zu Ab_{27} in der flüelagranitischen Assoziation (Liebetrau 1996) auf. Albite des Orthogneises Typ Kesch können Kalifeldspat-Komponenten bis zu 9.3 Mol % enthalten (Liebetrau 1996).

2. Myrmekite

Als Myrmekite werden wurmförmige Verwachsungen von Quarz mit Plagioklas bezeichnet. Sie sind eigentlich ein Symplektit und treten insbesondere an den Rändern der Mikroklin-Porphyroklasten auf. Ihre Genese wird häufig in Zusammmenhang mit einer retrograden Metamorphose des Kalifeldspats gestellt, sie entstehen wahrscheinlich oft an Orten der Deformationskonzentration, ihre asymmetrische Verteilung kann daher als Schersinnindikator verwendet werden (Passchier & Trouw 1996).
Mineralchemische Analysen liegen zu Myrmekit-Plagioklasen aus ÖS.Bal 1a vor. Die Analysen ergeben eine nahezu homogene Oligoklas-Zusammensetzung mit durchschnittlicher Anorthit-Komponente von $An_{25.3}$ in Myrmekit 1 und $An_{23.4}$ in Myrmekit 7.
Die Gehalte an Fe, Cr, Mn und Ti liegen im Bereich der Nachweisgrenze oder darunter. Der K_2O-Gehalte erreicht maximal 0.17 Gew.%, liegt zumeist aber unter 0.10 Gew.%.

3. Plagioklas

Plagioklas tritt in nahezu allen Gesteinen der Silvrettadecke auf, selbst in den Eklogiten ist er in den symplektitischen Abbauprodukten der Omphazite und Phengite zu finden. In den Ortho- und Paragneisen sowie den Amphiboliten ist er jeweils Hauptgemengteil. Seine Mineralchemie ist variabel und streut zwischen albitischen Zusammensetzungen insbesondere in Hellglimmer- und Zweiglimmmer-Orthogneisen (vgl. auch Alkalifeldspäte) und Labradoriten bis Bytowniten in speziellen Amphibol-Plagioklas-Pseudomorphosen nach Granat der Probe ÖRK.2.

Plagioklas der Orthogneise

Mineralchemische Untersuchungen zu Plagioklasen der Orthogneise liegen von Poller (1994) zu den Mönchalpgneisen und von Liebetrau (1996) zu den "Jüngeren" Orthogneisen der flüelagranitischen Assoziation vor.
Die eigenen Mikrosondenanalysen ergaben für verschiedene Orthogneise der Verwall- und Silvrettagruppe variable Chemismen, die den gesamten Streubereich zwischen basischem Oligoklas und fast reinem Albit abdecken. In den granitischen bis granodioritischen Orthogneisen werden die höchsten An-Gehalte mit maximal $An_{29.7}$ in Probe ÖV.GG erreicht. Die Anorthit-Komponente im Plagioklas korreliert dabei mit dem Ca-Gehalt des Gesamtgesteins. In ÖV.GG erreicht der CaO-Gehalt in Plagioklas mit An_{27} sein Maximum in den granitischen Orthogneisen. Weitere Biotit-Orthogneise wie ÖV.XXII.8 und ÖS.Bal 1a erreichen ebenfalls CaO-Gesamtgesteinsgehalte um 2 Gew.%. Ihre Plagioklase besitzen Anorthit-Gehalte von $An_{17.1}$ bis $An_{26.4}$ für ÖS.Bal 1a und An_{13} bis An_{17} für ÖV.XXII.8. In den Hellglimmer- und Zweiglimmer-Orthogneisen liegen die CaO-Gehalte des Gesamtgesteins oft deutlich unter 1 Gew.% und auch der Anorthit-Gehalt der Plagioklase erreicht nur $An_{4.3}$ bis

$An_{11.4}$ im aplitischen Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a sowie $An_{0.9}$ bis $An_{2.0}$ und $An_{11.5}$ bis $An_{14.7}$ in den Zweiglimmer-Orthogneisen ÖV.XIX.7 und ÖS.10.3a.

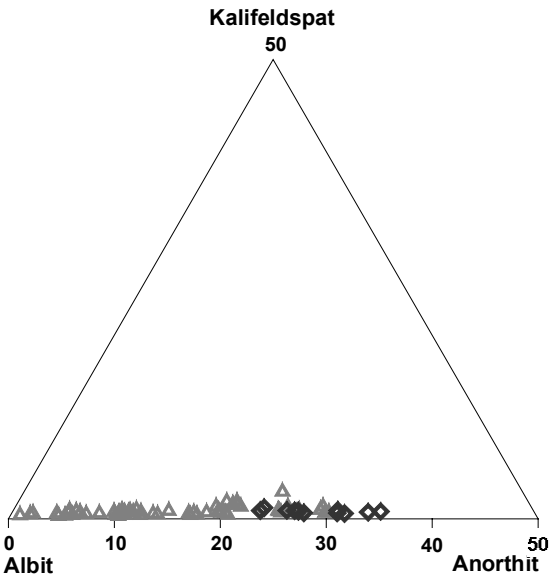


Abbildung 148 Ausschnitt des ternären Diagramms Kfsp-Ab-An der Plagioklase der granitischen (Dreiecke) und der tonalitischen Orthogneise (Rauten). Angaben in Mol %.

Die Plagioklasanalysen zeigen ein kontinuierliches Spektrum von basischen Oligoklasen bis zu den fast reinen Albiten. Hinweise auf eine Mischungslücke sind nicht zu erkennen (vgl. Abb. 148). Vereinzelt treten Analysen mit erhöhten K_2O-Gehalten innerhalb der Plagioklas-Meßreihen auf, die nur z. T. durch retrograde Serizitisierungen erklärt werden können. Die höchsten Kalifeldspat-Komponenten erreichen etwa 16 Mol % in ÖV.GG bzw. ÖS.Bal 1a. Beide Analysen weisen sehr gute Gesamtsummen um 100 Gew.% auf und liefern keine Hinweise auf eine Serizitisierung. In den allermeisten Analysen liegt K_2O aber zwischen 0.10 und 0.30 Gew.% und die Kalifeldspat-Komponente dementsprechend unter 1 Mol %. Die Gehalte der Elemente Fe, Cr, Mn und Ti liegen entsprechend der Alkalifeldspäte im Bereich oder unter der Nachweisgrenze, nur Fe_2O_3 erreicht vereinzelt Gehalte > 0.20 Gew.%.

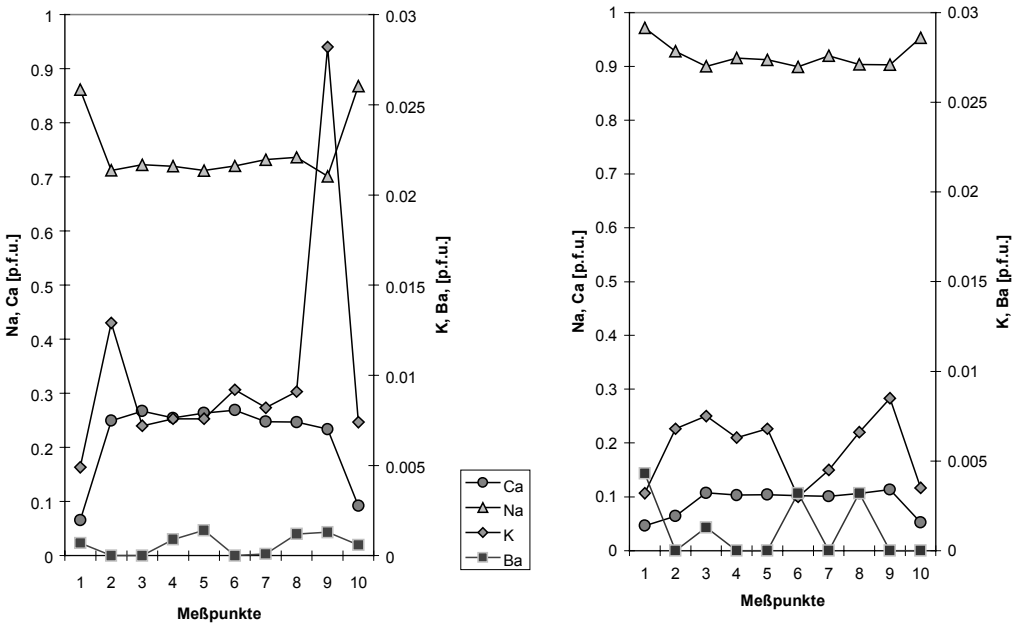


Abbildung 149 Linienprofile zur Mineralchemie der Plagioklase aus dem Biotit-Orthogneis ÖV.GG (A) und dem aplitischen Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a (B).

Einen überlappenden Streubereich mit den Plagioklasen der granitischen bis granodioritischen Gesteinschemismen besitzt die Plagioklas-Population der tonalitischen Probe ÖRK.7 (vgl. Abb. 148). Ihr maximaler Anorthit-Gehalt beträgt 34.7 Mol %.
Die Plagioklase der Orthogneise weisen z. T. Zonierungen mit Anorthit-reichen Kernen auf. Die Entwicklung ist in verschiedenen Proben ähnlich, wenn auch die Anorthit-Gehalte aufgrund der unterschiedlichen Gesamtgesteinschemismen stark variieren kann (vgl. Abb. 149).

Ein Vergleich mit den Literaturdaten von Poller (1994) und Liebetrau (1996) läßt einen relativ homogenen Oligoklas in den Mönchalpgneisen und Oligoklas bis Andesin in den "Jüngeren" Orthogneisen der flüelagranitischen Assoziation erkennen. Letztere, auch der eher leukokrate Typ Sco Alb nach Liebetrau (1996), besitzen damit basischere Plagioklaschemismen als die Hellglimmer- und Zweiglimmer-Orthogneise der österreichischen Silvrettadecke. Analysen der eigentlichen Hellglimmer-Orthogneise Güstizia und Aplit (vgl. Petrographie Orthogneise) fehlen dagegen.

Plagioklas der Metasedimente

In der ersten Erforschungsperiode der Silvretta-Kristallingesteine bestimmten bereits Streckeisen (1928) und Wenk (1934) die Anorthit-Gehalte der Plagioklase mit polarisationsoptischen Methoden. Amann (1985) und Bollin (1994) gaben Analysen zur Mineralchemie der Plagioklase aus Metasedimenten an. Nach Amann (1985) sollen in den Metasedimenten der Silvretta keine Plagioklas-Zonierungen auftreten und der Anorthit-Gehalt dabei je nach Gesteinstyp zwischen An_0 und An_{50} schwanken. Bollin (1994) stellte dagegen an den verschiedenen Plagioklas-Generationen der Plagioklasknotengneise der südlichen Silvretta bei 90 % aller Kristalle Zonierungen fest. Besonders auffallend dabei sind die bereits von Hammer (1918) beschriebenen Plagioklase der Plagioklasknotengneise, die durch Blastese entstanden sind. Hammer (1918) deutet diese aufgrund ihrer Albit-reicheren Chemie als postkinematisch, aus texturellen Gründen ist sie aber wahrscheinlich mehrphasig.

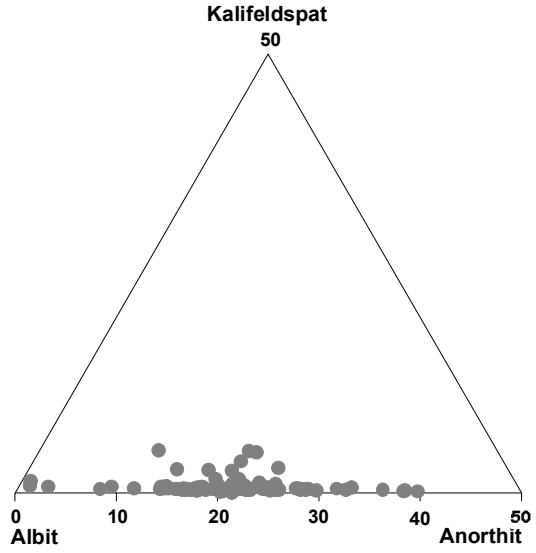


Abbildung 150 Ausschnitt des ternären Diagramms Kfsp-Ab-An für die Plagioklase der Metasedimente. Angaben in Mol %.

Die Plagioklase sind generell Albit-reich und umfassen im wesentlichen den gesamten Bereich des Oligoklases (vgl. Abb. 150). Die vereinzelt auftretenden Albite wurden zumeist in retrograden Rekristallisaten (z. B. ÖV.XVI.2) gemessen. Auch die teilweise deutliche Kalifeldspat-Komponente ist überwiegend auf eine retrograde Beinflussung und die Bildung von Serizit unter Mitwirkung einer fluiden Phase zurückzuführen. Auch die lediglich mit REM-EDX-Analytik gemessenen Plagioklase aus ÖV.Ma 3 weisen deutliche K_2O-Gehalte auf, die mögliche Mischanalysen zur Ursache haben. Andere Kristalle, wie Plagioklas 4b aus ÖM.4.3a besitzt deutliche K_2O-Gehalte ohne eine erkennbare Alteration oder Absinken der Gesamtsummen.

Andesin-Chemismen besitzen Plagioklas-Einschlüsse in Granat aus dem Granat-Staurolith-Glimmerschiefer ÖV.VI.3. Solche Zusammensetzungen zeigen auch vereinzelte Plagioklase aus dem Ca-reichen Granat-Biotit-Amphibol-Plagioklas-Gneis ÖV.0.1a sowie Plagioklas-Einschlüsse in ÖV.Vz 2. Bereits Amann (1985) und Bollin (1994) beschrieben den Trend zu höheren Anorthit-Gehalten von Einschluß-Plagioklasen gegenüber Matrixkristallen.

Die Gehalte von Cr, Mn, Ti und Ba liegen im Bereich der Nachweisgrenze, Fe_2O_3 kann Werte bis 0.57 Gew.% erreichen.

Systematische Untersuchungen zur Zonierung der Metasediment-Plagioklase wurden nicht durchgeführt. Stichprobenartige Profile ergaben zumeist die von Amann (1985) beschriebene fehlende Zonierung, vereinzelt konnten allerdings auch invers zonierte (Ca-Anstieg zum Rand) Plagioklase oder diskontinuierliche Zonierungen festgestellt werden (ÖM.3.1b Plagioklas 2 und 3). Bollin (1994) beschreibt Plagioklasblasten mit inverser, normaler, diskontinuierlicher und ohne Zonierung, von denen die inverse dominiert.

Streckeisen (1928) und Spaenhauer (1932) erklärten die Plagioklasblastese und die Genese der Feldspatknotengneise bzw. Perlgneise mit Plagioklas-Mikroknoten (Hammer 1918) durch eine Injektion einer granitischen Schmelze aus den heutigen Orthogneisen. Wie bereits Amann (1985) betonte, scheidet diese Möglichkeit bereits durch die Altersrelationen der Ortho- und Paragesteine aus.

Plagioklas der Amphibolite

Auch der Plagioklas der Amphibolite ist chemisch stark variabel. Mikrosondenanalysen aus Amphiboliten der Verwall- und der Silvrettagruppe, des Montafon sowie aus dem schweizer Val Puntota belegen eine breite Streuung der Plagioklaschemie zwischen Albit und Bytownit. In Abb. 151 ist ein Unterschied zwischen den eher granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphiboliten aus dem Bereich des Verwall und der Silvrettagruppe gegenüber den Analysen der schweizer Granat-Amphibolite zu erkennen. Letztere besitzen durchschnittlich deutlich niedrigere Anorthit-Gehalte.

Im Überlappungsbereich der Plagioklase aus der österreichischen Silvretta und dem Val Puntota kommen Plagioklase aus den symplektitischen Granat-Amphiboliten (ÖV.F1P / ÖM.2.4f) zu liegen. Aber auch granoblastische Granat-Amphibolite wie ÖS.7.5a können mit niedrigeren CaO-Gehalten (An_{16}) gegenüber unweit entfernt genommenen Plagioklas-Amphiboliten (ÖS.9.1m) mit An_{29} herausfallen.

Die wenigen Ca-reichen Labradorite und Bytownite entstammen alle aus einem besonderen mikrotexturellem Bereich der Probe ÖRK.2 (symplektitischer Granat-Amphibolit). In dieser Probe werden ehemalige Eklogit-Granate durch einen granoblastischen Ca-reichen Plagioklas pseudomorph ersetzt. Von den Begrenzungen der Pseudomorphose aus zur umgebenden Matrix wächst zudem nadeliger Amphibol. Der Plagioklas des Amphibol-Plagioklas-Symplektits, welcher Omphazit verdrängt, ist dagegen ein Andesin mit An_{38}.

Die fast reinen Albite mit durchschnittlichen Anorthit-Gehalten unter 5 Mol % entstammen alle der Probe SP.11. Plagioklase der anderen Granat-Amphibolite des Val Puntota streuen überwiegend im Bereich des sauren bis intermediären Oligoklas. Der metamorphe Gabbro bzw. Norit des Val Sarsura weist ebenfalls saure Oligoklase auf.

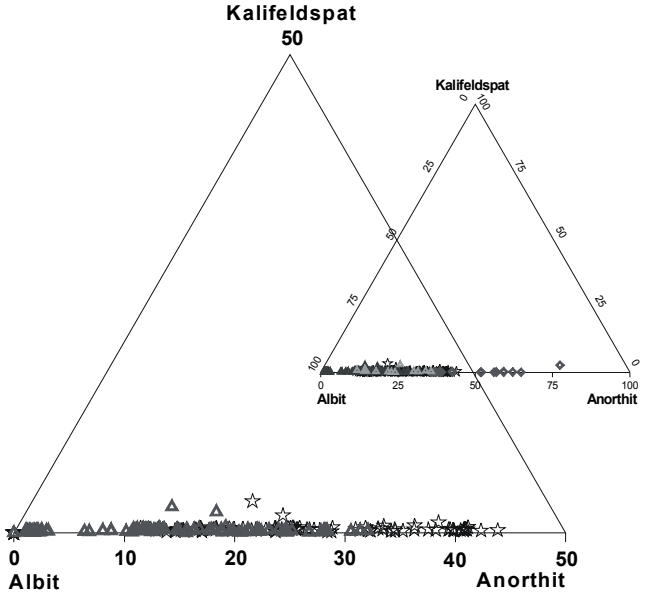


Abbildung 151 Ternäres Diagramm Kfsp-Ab-An mit Ausschnittsvergrößerung für die Plagioklase der Amphibolite und Symplektite der Eklogite. Offene Sterne = Amphibolite Verwall, Silvrettagruppe, Montafon; offene Dreiecke = Val Puntota; offene Rauten = Plg aus Grt-Pseudomorphosen ÖRK.2; hellgraue Dreiecke = Symplektit-Plagioklas.

Tabelle 11 Anorthitgehalte der Plagioklase der Amphibolite, gabbroiden Gesteine und retrograden Eklogite.

Probe	$An_{Min.}$	$An_{Max.}$	An Ø
ÖV.XVII.6	34.4	35.1	34.7
ÖV.XVII.9	14.7	40.9	36.2
ÖV.F1P	11.1	27.0	18.6
ÖS.Go 3 Amp	23.3	39.1	31.1
ÖS.Go 3 Gneis	18.0	30.7	25.2
ÖS.9.1m	17.7	36.1	28.4
ÖS.7.5a	12.8	20.0	15.5
ÖM.2.4f	11.9	35.9	25.5
ÖRK.2	51.7	76.0	59.0
ÖRK.2 Symp	35.3	42.4	38.1
ÖV.0.1a	24.3	36.2	30.5
ÖS.Bis 1a Symp	22.8	33.6	27.6
SP.1 Symp	11.3	35.5	20.0
SP.8a	6.8	28.0	17.6
SP.8b	12.8	28.2	20.3
SP.10 Symp	-	-	24.0
SP.11	0.9	12.3	3.1
SP.12	10.6	27.8	17.3
SVS.2a	0.9	12.9	6.8
SVS.3h	10.0	31.2	20.1

5.7 Zoisit - Klinozoisit - Epidot

In den Gesteinen der Silvrettadecke tritt Zoisit in Kombination mit Amphibol und Phengit, teilweise auch mit Talk, als späte posttektonische Mineralphase in den Eklogiten des Rauhen Kopfes und der schweizer Silvretta auf. Er unterscheidet sich gegenüber Klinozoisit durch seine gerade Auslöschung. Klinozoisit tritt in verschiedenen Proben des Val Puntota (z. B. SP.23) gemeinsam mit Zoisit auf, ist allerdings zusammen mit Omphazit syntektonisch in die Foliation eingeregelt und gehört daher einem älteren Blastesestadium an. Weiterhin tritt Zoisit in den mit den Eklogiten assoziierten Granat-Zoisit-Glimmerschiefern ÖRK.35 und SP.22 auf. Klinozoisit unterscheidet sich von Epidot durch seine anomalen Interferenzfarben. Epidot tritt vereinzelt auch in den Eklogiten auf (SP.10, SLas.1c), dominiert dagegen in Amphiboliten und Kalksilikatgesteinen.

Der Zoisit der Eklogite des Rauhen Kopfes (ÖRK.1, ÖRK.4, ÖRK.8) besitzt eine Zusammensetzung nahe des Endgliedes. Der Fe_2O_3-Gehalt schwankt zwischen 1.0 und 2.5 Gew.%. In den Eklogiten des Val Puntota (SP.23) erreicht Zoisit dagegen etwas höhere Fe_2O_3-Gehalte von 2.9 bis 3.4 Gew.%. Vereinzelt treten in den Kernbereichen von Kristallen stark anomal blau und braun gefärbte Bereiche auf, die in der Mikrosonden-Analytik deutlich zu niedrige Gesamtsummen (bis 88 Gew.%) aufweisen (z. B. ÖRK.10). Mit REM-EDX konnten Lanthan und Cer nachgewiesen werden, es handelt sich um Orthit-reiche Kerne.

Nur Cr_2O_3 kann bis zu 0.33 Gew.% erreichen, variiert aber stark und liegt häufig unter 0.1 Gew.%. Alle anderen gemessenen Elementoxide (MgO, Mn_2O_3, Na_2O, TiO_2) liegen im Bereich der Nachweisgrenze. Der Austausch von F gegen OH ist begrenzt. Maximal werden 0.1 Gew.% F erreicht.

Zoisit weist eine polarisationsmikroskopisch erkennbare fleckige oder oszillierende Wachstumszonierung auf. In Linienprofilen ergeben sich allerdings nur geringfügige Variationen der Pistazit-Komponente mit einem Maximum dieser im Kern (ohne Abb.).

Polarisationsoptisch als Klinozoisit angesprochene Kristalle mit schiefer Auslöschung weisen deutliche Fe_2O_3-Gehalte auf und sind mineralchemisch kaum von Epidoten mit übernormalen Interferenzfarben zu unterschieden. In Probe SP.1, SP.5 und SP.10 enthalten beide Fe_2O_3-Gehalte von 6 bis 9 Gew.%, der durchschnittliche Fe_2O_3-Gehalt liegt beim Klinozoisit mit 7.8 Gew.% sogar oberhalb des Epidots mit 7.1 Gew.%. Kristalle mit übernormalen Interferenzfarben treten nur in Granat- und damit Fe-reichen Lagen auf. In Probe SLas.1c weist Klino

Tabelle 12 Zusammenfassung der Fe_2O_3- bzw. Pistazit-Gehalte der Zoisite, Klinozoisite und Epidote der Gesteine der Silvrettadecke.

Probe	Mineral	Fe_2O_3 [Gew.%]	Pistazit [Mol %]	Ø Pistazit [Mol %]		Probe	Mineral	Fe_2O_3 [Gew.%]	Pistazit [Mol %]	Ø Pistazit [Mol %]
ÖRK.1	Zoisit	1.14 - 2.54	2.2 - 4.9	3.3		SP.11	Epidot	8.10 - 9.52	16.0 - 18.7	17.5
ÖRK.4b/c	Zoisit	1.02 - 2.28	1.9 - 4.4	2.8		SP.11	Epidot	10.2 - 10.7	20.4 - 22.0	21.2
ÖRK.7	Klinozoi.	5.99 - 10.23	11.7 - 20.2	14.0		SP.22	Zoisit	1.64 -5.89	3.15 - 11.2	4.88
ÖRK.8	Zoisit	1.08 - 2.00	2.1 - 3.8	2.7		SP.23	Zoisit	2.88 - 3.38	5.53 - 6.47	6.00
ÖRK.9	Klinozoi.	6.45 - 8.50	13.0 - 19.1	16.3		SP.23	Klinozoi.	6.29 - 8.79	12.1 - 17.1	13.3
ÖRK.10	Klinozoi.	6.70 - 9.66	14.2 - 20.7	18.6		SLas.1c	Ep* Grt	9.46 - 12.5	18.5 - 24.9	20.6
ÖRK.26	Klinozoi.	6.49 - 8.42	12.6 - 16.2	14.4		ÖM.5.1g	Epidot	10.3 - 11.2	20.5 - 22.4	21.7
ÖRK.35	Zoisit	1.20 - 2.08	2.3 - 4.0	3.3		ÖS.7.5a	Epidot	5.40 - 9.63	10.8 - 19.0	17.0
SP.1	Epidot	7.51 - 7.67	14.4 - 14.9	14.7		ÖS.7.5a	Epi* Grt	12.7 - 13.3	25.5 - 26.7	26.2
SP.1	Ep um Gr	6.71 - 8.62	13.0 - 16.8	15.0		ÖS.9.1m	Klinozoi.	6.02 - 6.57	11.6 - 12.6	12.2
SP.1	Ep* Grt	2.67 - 10.6	5.14 - 20.6	11.21		ÖS.Fim1a	Epidot	10.6 - 14.2	20.9 - 27.3	24.7
SP.2	Epidot	14.5 - 20.5	28.8 - 39.2	34.6		ÖV.XVII.6	Epidot	9.72 - 12.2	18.8 - 24.0	21.2
SP.5	Epidot	7.00 - 7.85	13.9 - 15.7	14.7		ÖV.XIX.7	Epidot	9.34 - 13.48	18.6 - 25.9	21.1
SP.10	Ep/Klino	6.08 - 8.59	11.8 - 16.8	14.6						

farben treten nur in Granat- und damit Fe-reichen Lagen auf. In Probe SLas.1c weist Klinozoisit der Matrix ebenfalls 7.8 bis 9.1 Gew.% Fe_2O_3 auf, unterscheidet sich dort allerdings von Epidot-Einschlüssen in Granat, die 9.5 bis 12.5 Gew.% erreichen.
Klinozoisit aus SP.23 liegt mit 6.3 - 8.8 Gew.% Fe_2O_3 ebenfalls im üblichen Schwankungsbereich. Die gestreckt-leistenförmigen, foliierten Kristalle sind einer späten eklogitfaziellen Scherdeformation zuzuordnen. Die in der gleichen Probe auftretenden Zoisite wachsen dagegen ohne Einregelung in der großteils symplektitisierten Matrix des Eklogits.
Wie bei den Zoisiten bauen die Klinozoisite nur in sehr geringem Umfang andere Elemente neben den Hauptelementen ein. Nur TiO_2-Gehalte liegen in allen analysierten Proben stets über 0.1 Gew.%. Die Elemente Mg, Mn, Na und Cr liegen im Bereich der Nachweisgrenze.
Klinozoisit tritt ebenfalls in Amphiboliten auf. In Probe ÖS.9.1m besitzen die Klinozoisite Fe_2O_3-Gehalte von 6.0 - 6.6 Gew.% und liegen damit im Bereich der Eklogit-Klinozoisite. Auch der Klinozoisit aus dem in die Eklogite des Rauhen Kopfes eingelagerten Granat-Klinozoisit-Quarz-Fels ÖRK.26 besitzt mit Fe_2O_3-Gehalten von 6.5 - 8.4 Gew.% ähnliche Werte. Auch Klinozoisit aus dem tonalitischen Orthogneis ÖRK.7 aus der Umgebung des Eklogitkörpers weist mit 6.0 - 10.2 Gew.% ähnliche Fe_2O_3-Gehalte auf.
Epidot aus dem Granat-Amphibolit SP.1, der neben Amphibol und Plagioklas in einem kelyphitischen Saum Granat verdrängt, liegt ebenfalls im Bereich 6.7 - 8.6 Gew.% Fe_2O_3. In einer kalksilikatischen Lage in Probe SP.11 erreichen die Epidote 10.2 - 10.9 Gew.%, die TiO_2- und Mn_2O_3-, oft auch die Cr_2O_3-Gehalte liegen zwischen 0.1 und 0.2 Gew.%.
Epidot der Amphibolite kann deutlich höhere Fe_2O_3-Gehalte erreichen. Die optisch deutlich zonierten Kristalle aus dem Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 weisen Fe-reiche Kerne mit bis zu 12.2 Gew.% Fe_2O_3 auf. Die Fe_2O_3-Minima liegen bei 9.7 Gew.%. Der TiO_2-Gehalt liegt zwischen 0.1 und 0.2 Gew.%, auch Mn_2O_3 kann Werte über 0.1 Gew.% erreichen. Die Konzentrationen der Elemente Mg, Na und Cr liegen im Bereich der Nachweisgrenze. Epidot/Klinozoisit aus dem Granat-Amphibolit ÖS.7.5a liegt mit 8.3 - 9.6 Gew.% Fe_2O_3 im Streubereich der Epidote aus den Eklogiten. Nur Epidote, die Granat pseudomorph ersetzen, weisen mit 12.7 - 13.3 Gew.% Fe_2O_3 deutlich höhere Gehalte auf. Zudem besitzen sie mit 0.11 - 0.30 Gew.% Mn_2O_3 die höchsten Mn-Gehalte. TiO_2-Gehalte liegen unter 0.1 Gew.%.
Die Epidote aus den granitischen Orthogneisen ÖV.XIX.7 und ÖS.Fim 1a besitzen mit 9.3 - 13.5 Gew.% sowie 10.6 - 14.2 Gew.% teilweise noch höhere Fe_2O_3-Gehalte als die Epidote aus dem Amphibolit ÖV.XVII.6. Die Mn_2O_3-Gehalte in ÖS.Fim 1a liegen bei 0.17 - 0.25 Gew.%. Sie erreichen in ÖV.XIX.7 bis 0.42 Gew.%. Epidot entsteht dort durch den retrograden Abbau von Spessartin-reichem Granat. Die TiO_2-Gehalte liegen zumeist zwischen 0.1 und 0.2 Gew.%. Cr_2O_3- und Na_2O-Gehalte liegen im Bereich der Nachweisgrenze. Die F-Gehalte sind generell höher als in den Epidoten / Klinozoisiten der Metabasite. Sie erreichen 0.1 - 0.2 Gew.%. In den Analysen mit den höchsten Fe_2O_3-Gehalten bauen die vermuteten Epidote bis zu 0.99 Gew.% MgO ein und weisen eine CaO-Untersättigung auf. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um retrograd gebildeten Pumpellyit.

5.8 Mineralchemie des Staurolithe und Chloritoids

Mineralchemie des Staurolithe

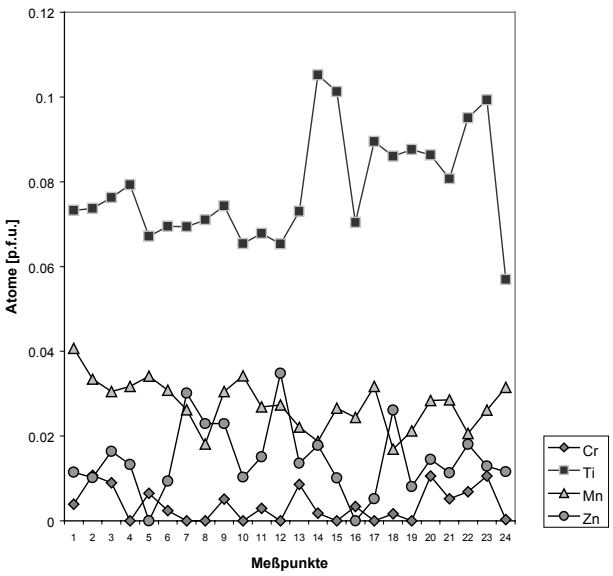
Staurolith ist in den Metapeliten des Kristallins der Silvrettadecke verbreitet. Als Besonderheit tritt er auch in den nicht oder nur schwach deformierten Gabbros, Flasergabbros und Noriten des Val Sarsura auf.
Bisherige detailliertere Bearbeitungen zur Mineralchemie der Staurolithe der Silvrettadecke liegen kaum vor. Amann (1985) beschreibt Staurolith aus dem gesamten Bereich der nördlichen Silvrettadecke s. str., während Hoernes & Purtscheller (1970) Staurolith auch aus dem Bereich der Zone der Landecker Quarzphyllite beschreibt. Das X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe+Mn) der Staurolithe schwankt nach Amann (1985) zwischen 0.11 und 0.23. Bollin (1994) behandelte zwar die P-T-Entwicklung der Staurolith-reichen Plagioklas-Knotengneise der

schweizer Silvrettadecke, bezog den Staurolith aber nicht in seine Untersuchungen ein. Prospert & Biino (1996) nennen einen X_{Mg} für die Staurolithe aus den Metasedimenten des Pischa-Gebietes von 0.10 - 0.13.
Eigene Untersuchungen an metapelitischen Staurolithen aus dem Pischa-Gebiet, dem Montafon, der Silvrettagruppe (Jamtal), der zentralen Verwallgruppe und dem nördlichen Verwall ergaben ebenfalls typische Fe-dominierte Staurolithe mit X_{Mg} zwischen 0.1 und 0.26 (Tab.13):

Probe	X_{Mg} Ø	X_{Mg} Max.	X_{Mg} Min.
1. Metapelite			
ÖV.VI.3	0.1262	0.1444	0.1046
ÖV.Ma 3	0.2059	0.2169	0.1965
ÖM.3.1b	0.1564	0.1623	0.1513
ÖM.3.1c	0.1682	0.1910	0.1408
ÖS.Jam 6b	0.1889	0.2093	0.1689
SPi.1a	0.1547	0.1847	0.0976
2. Metagabbro			
SVSa.3h	0.2408	0.2679	0.1510

Tabelle 13 Zusammenfassung des X_{Mg} aller gemessenen Staurolithe aus Metapeliten und einem Metagabbro der Silvrettadecke. Staurolithe können innerhalb einer Probe deutliche Variationen ihres X_{Mg} aufweisen und auch Zonierungen besitzen.

Die Staurolithe weisen sowohl zwischen den einzelnen Proben aber auch innerhalb der einzelnen Kristalle einer Probe deutliche Unterschiede des X_{Mg} auf. Zonierungen mit einer randlichen Abnahme des X_{Mg} können an einzelnen Kristallen (z. B. ÖV.VI.3 Staurolith 2, SPi.1a Staurolith 1 und 2) festgestellt werden. Der Großteil des Kristalls besitzt aber auch in diesen Fällen eine mehr oder weniger konstante Zusammensetzung.



In den Staurolithen der Metapelite werden z. T. deutliche Mengen an Ti, Cr, Mn und Zn eingebaut. In Staurolith 1a aus SPi.1a aus dem Gebiet Pischahorn erreichen die TiO_2-Gehalte bis zu 1 Gew.% (= 0.105 Ti p.f.u. in Abb. 152). Mn und Cr zeigen eine unregelmäßigen Verteilung im Kristallkern und einen randlichen Anstieg. Lediglich Zn weist eine mehr oder weniger symmetrische Verteilung mit einem Maximum (0.33 Gew.% ZnO bzw. 0.035 Zn p.f.u.) im Kern auf (Abb. 152).

Abbildung 152 Linienprofil durch Staurolith 1a aus dem Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer SPi.1a für die Elemente Cr, Ti, Mn und Zn.

Insbesondere der Zn-Gehalt ist zwischen den verschiedenen Metapelit-Proben, aber auch innerhalb einer einzelnen Probe oder sogar eines einzelnen Kristalles, starken Schwankungen unterworfen. Zwei unmittelbar benachbarte Analysen des Staurolithe 3 aus ÖM.3.1c variieren zwischen 0 und 0.25 Gew.% ZnO. Staurolith 6 aus der selben Probe besitzt dagegen mit bis 1.95 Gew.% ZnO den Maximalgehalt aller analysierten Staurolithe. Die Cr_2O_3-Gehalte überschreiten nur ganz vereinzelt 0.1 Gew.%, MnO liegt zumeist um 0.1 Gew.%, der TiO_2-Gehalt variiert zumeist zwischen 0.5 und 0.7 Gew.%.
Etwas höhere X_{Mg} erreicht der Staurolith aus dem Metagabbro des Val Sarsura mit einem Maximalgehalt von 0.268 (vgl. Tab. 12). Der TiO_2-Gehalt schwankt um 0.5 Gew.%, eine Einzelanalyse erreicht dagegen 0.12 Gew.%. Auch der MnO- und ZnO-Gehalt sind erheblichen Schwankungen unterworfen (0.01 - 0.15 bzw. 0.27 - 0.88 Gew.%). Der Cr_2O_3-Gehalt

ist variabel, bleibt aber generell unter 0.1 Gew.% und damit im Bereich der Nachweisgrenze.

Mineralchemie des Chloritoid
Bereits Hoernes & Purtscheller (1970) beschrieben Chloritoid aus dem Landecker Quarzphyllit, der aufgrund seiner Blastese in retrograden Serizitaggregaten aus Staurolith als alpidisch eingestuft wurde. Rockenschaub et al. (1983) konnten erstmals auch voralpidischen Chloritoid nachweisen. Er ist sowohl in Granat eingeschlossen, als auch in die Foliation eingeregelt, was sein prä-alpidisches Alter belegt. Amann (1985) konnte auch alpidisch gebildeten Chloritoid polarisationsmikroskopisch nachweisen und verwendete ihn als Indexmineral der alpidischen Metamorphose.
In den eigenen Silvretta-Proben konnte Chloritoid nur in einem einzigen Dünnschliff (ÖV.Ma 2) aus dem nördlichen Malfontal vom Nordrand des Verwalls aus dem Grenzbereich der Silvrettakristallins s. str. und der sogenannten Phyllitgneiszone gefunden werden. Dabei handelt es lediglich um blaßblaue, schwach pleochroitische Einschlüsse in Granat, der in einem Granat-Chlorit-Hellglimmer-Schiefer auftritt.
Bei dem Chloritoid-Einschluß handelt es sich um einen gewöhnlichen, Fe-dominierten Typ Al- und Fe-reicher metapelitischer Gesteine. Das X_{Mg} beträgt 0.13 - 0.16, X_{Mn} und X_{Zn} liegen unter 0.01. In einzelnen Analysen wurden in Spuren auch Ti, Ba und Na gemessen. In den Einschlüssen konnten keine Zonierungen festgestellt werden.
Die von Amann (1985) untersuchten alpidischen Chloritoide unterschieden sich chemisch durch ihre erheblich höheren MnO-Gehalte (1.3 - 1.4 Gew.%) und etwas geringeren MgO-Gehalte. Zudem weisen die Analysen von Amann (1985) geringe Al_2O_3-Gehalte von 37 - 38 Gew.% auf.

5.9 Mineralchemie der Alumosilikate
Alle drei in der Silvrettadecke auftretenden Alumosilikate besitzen eine Mineralchemie nahe dem theoretischen Endglied Al_2SiO_5.
Die schlechtesten Gesamtsummen ergeben Analysen aus dem fibrolithischen Sillimanit der Probe ÖS.Jam 6b. Zahlreiche weitere als Fibrolith interpretierte feinkörnige Gemenge erwiesen sich als Hellglimmer-Verwachsungen. Wie bei allen Alumosilikaten erfolgt ein geringer Einbau weiterer dreiwertiger Kationen, die Al diadoch ersetzen. In Sillimanit 5 aus ÖS.Jam 6b ist dies vor allem Fe^{3+} mit 0.62 Gew.% Fe_2O_3. Cr_2O_3 und Mn_2O_3 bleiben dagegen unter 0.1 Gew.%. Die Berechnung der Strukturformel führt zu einer Unterbesetzung der Si-Tetraederposition und zu einem Überschuß auf den Al-Oktaederplätzen. Sehr gute Besetzungen können sich an Sillimanit-Analysen mit deutlich zu niedrigen Gesamtsummen ergeben (Analyse 10892/42).
Disthen aus den Eklogiten des Rauhen Kopfes nahe Ischgl ergibt generell gute Gesamtsummen und nahezu ideale stöchiometrische Zusammensetzungen. Der Fe_2O_3-Gehalt liegt mit < 0.3 Gew.% deutlich niedriger als im Sillimanit, Cr_2O_3 besitzt deutlich schwankende Gehalte (0.10 - 0.26 Gew.%), Mn_2O_3 bleibt dagegen generell unter 0.1 Gew.%. Die Si-Gehalte eines Disthen-Einschlusses in Phengit erwiesen sich als etwas Si-ärmer. Auch in den Metapeliten ergeben sich nahezu ideale Zusammensetzungen mit geringer Si-Unterbesetzung und gegenüber den Eklogiten etwas erhöten Fe- (0.3 - 0.6 Gew.% Fe_2O_3) und erniedrigten Cr-Gehalten (Probe ÖV.Vz 2).
Auch Andalusit, von dem nur Analysen eines posttektonischen Porphyroblasten aus einem Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer des Pischa Gebietes NE Davos vorliegen, ergibt übereinstimmende Resultate mit sehr geringen Cr_2O_3- und Mn_2O_3-Gehalten. Fe_2O_3 schwankt zwischen 0.2 und 0.5 Gew.%, die Gesamtsummen liegen nahe 100 %, Si ist wiederum etwas unter-, die Oktaederposition etwas übersetzt.

6. Geothermobarometrie

6.1 Grundlagen und Methodik der Geothermobarometrie

Die einfachste Möglichkeit zur Abschätzung von Druck-Temperatur-Bedingungen für ein Gestein besteht im Nachweis bestimmter Indikatorminerale. Polymorphe Phasenübergänge, wie die der Alumosilikate oder die Phasenübergänge Quarz - Coesit und Graphit - Diamant ermöglichen eine schnelle Bestimmung von Mindestdrücken allein durch polarisationsmikroskopische Beobachtung.
Die polymorphen Phasenübergänge gehören zu den diskontinuierlichen Reaktionen, die durch einen Freiheitsgrad von 1 gekennzeichnet sind. Diese univarianten Reaktionen sind im P-T-Raum durch eine Gerade charakterisiert. Ein klassisches Beispiel ist die Reaktion Albit = Jadeit + Quarz.
Die zweite wichtige Gruppe von Reaktionen sind die kontinuierlichen Reaktionen mit einem Freiheitsgrad von 2 oder mehr, die im P-T-Raum einen Bereich belegen. Es gibt zwei wichtige Typen dieser bivarianten oder multivarianten Reaktionen, die Austauschreaktionen und die Netto-Transfer-Reaktionen. Austauschreaktionen beinhalten den Austausch von Elementen zwischen zwei weiter existierenden Mineralphasen, z. B. der Fe^{2+}-Mg-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen. Bei den Netto-Transfer-Reaktionen kommt es zum Abbau und Aufbau von Mineralphasen (Spear 1993).
Aufgrund der Multivarianz diskontinuierlicher Reaktionen können Mineralvergesellschaftungen über einen weiten P-T-Bereich stabil sein.

Grundlagen der Austauschthermometrie

Die Mehrzahl der heute verwendeten Geothermometer beruhen auf sogenannten Austauschreaktionen. Nach Spear (1993) handelt es sich bei einer Austauschreaktion um eine heterogene Reaktion (Reaktion zwischen mindestens zwei Phasen), die durch Vereinfachung lediglich durch einen Austauschvektor ausgedrückt werden kann.
Die Granat-Biotit-Thermometrie z. B. basiert auf dem Gleichgewicht

$$\underset{\text{Almandin}}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Phlogopit}}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} \Leftrightarrow \underset{\text{Pyrop}}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Annit.}}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2}$$

Durch Subtraktion kann die Reaktion auf den Austauschvektor $FeMg_{-1}^{Grt} = FeMg_{-1}^{Bt}$ reduziert werden (Spear 1993).
Insbesondere der Fe^{2+}/Mg-Austausch zwischen Granat und Biotit als auch Granat und Klinopyroxen sowie Granat und Amphibol aber auch zahlreiche weitere Austauschpaare werden zur thermometrischen Berechnung von Metamorphosetemperaturen verwendet. Diese Austauschgleichgewichte zwischen zwei koexistierenden Phasen eignen sich aufgrund der im Vergleich zur Volumenänderung ΔV großen Entropieänderung ΔS gut zur Verwendung als Geothermometer mit nur geringer Druckabhängigkeit, da *dP/dT* gemäß folgender Gleichung große Werte annehmen muß.

$$\frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{dP}{dT}$$

Die Verteilung beispielsweise von Fe^{2+} und Mg auf ein Mineralpaar wird durch den Verteilungskoeffizienten K_D ausgedrückt:

$$K_D = \frac{X_{Mg}^{A} \cdot X_{Fe}^{B}}{X_{Fe}^{A} \cdot X_{Mg}^{B}}$$

wobei: X_{Mg} Molenbrüche
A, B Phasen A und B

Stehen die beteiligten Phasen im Gleichgewicht miteinander, so ist die freie Enthalpie gleich Null:

$$\Delta G = 0 = \Delta H - T\Delta S + (P-1)\,\Delta V + RT\ln K$$

wobei:	H	Enthalpie	S	Entropie	T	Temperatur
	V	Molvolumen	R	Gaskonstante		
	P	Druck	K	Gleichgewichtskonstante		

Die Gleichgewichtskonstante K setzt sich aus dem Produkt des Verteilungskoeffizienten und des Aktivitätskoeffizienten zusammen:

$$K = K_D \cdot K_\gamma = \frac{(X^A_{Mg})^a \cdot (X^B_{Fe})^b}{(X^A_{Fe})^a \cdot (X^B_{Mg})^b} \cdot \frac{(\gamma^A_{Mg})^a \cdot (\gamma^B_{Fe})^b}{(\gamma^A_{Fe})^a \cdot (\gamma^B_{Mg})^b}$$

wobei a, b stöchiometrische Koeffizienten

Bei idealer Mischbarkeit zwischen den Fe^{2+}- und Mg-Endgliedern einer Phase sind die Aktivitätskoeffizienten 1 und die Gleichgewichtskonstante K entstpricht dem Verteilungskoeffizient K_D.

Granat-Klinopyroxen-Austauschthermometrie

Das temperaturabhängige Fe^{2+}-Mg-Austauschgleichgewicht

Pyrop	+	3 Hedenbergit	⇔	Almandin	+	3 Diopsid
$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$		$CaFeSi_2O_6$		$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$		$CaMgSi_2O_6$

bildet die Grundlage zahlreicher Kalibrationen dieser für viele Metamorphite wichtigen Temperaturbestimmungsmethode.

Den ersten Ansatz zur Verknüpfung von $K_D = (Fe^{2+}/Mg)^{Grt}/(Fe^{2+}/Mg)^{Cpx}$ mit der Gleichgewichtstemperatur und dem Druck setzten Råheim & Green (1974) nach experimentellen Arbeiten in eine Geothermometer-Formel um. Das am häufigsten verwandte Thermometer von Ellis & Green (1979) quantifizierte erstmals den Einfluß des Ca-Gehaltes des Granats auf den K_D, ein Anstieg von ca. 100°C pro 10 Mol-% Grossular-Komponente wurde in die Berechnung mit einbezogen. Der Quotient Temperatur/Druck beträgt nach der Kalibration von Ellis & Green (1979) 5.5°C/kbar. Eine Überarbeitung der experimentellen Arbeiten mit modernen mathematischen Regressionsmethoden führte zur Kalibration von Powell (1985). Krogh (1988) ersetzte die einfach lineare Beziehung des $\ln K_D$ zum X_{Ca} des Granats durch eine exponentielle Beziehung. Einen Einfluß der Mg-Zahl (100*Mg/(Fe^{2+}+Mg)) des Granats auf den K_D ermittelten in einer experimentellen Arbeit Pattison & Newton (1989). Die Anpassung ihrer Ergebnisse an eine Polynomgleichung dritter Ordnung führte zu einer weiteren Thermometergleichung, die für den Bereich der Granat Mg-Zahlen 12.5 bis 60 gültig ist und den Einfluß von X_{Ca} des Granats durch unterschiedliche Korrekturkoeffizienten berücksichtigt. Ai (1994) integrierte nach eigenen umfangreichen Experimenten beide einwirkenden Einflüsse (Mg-Zahl Granat und X_{Ca} des Granats) in einer konventionellen Thermometerformel. Die Überprüfung bestehender Kalibrationen durch neue Experimente ergab insbesondere für das häufig verwandte Ellis-Green Thermometer zu hohe Gleichgewichtstemperaturen für den Bereich niedriger Temperaturen (Green & Adam 1991).

Grundlegende Probleme der Austauschthermometrie gelten auch für das Granat-Klinopyroxen Thermometer: die Experimente erfolgten im Temperaturbereich von 600-1500°C, zumeist aber oberhalb von 900°C, was Extrapolationen zu niedrigen Temperaturen bedingt. Zudem ist der Einfluß einer möglichen späteren diffusiven Überprägung mikrotexturell nicht zu

erkennen, was insbesondere bei hochgradigen Metamorphiten (Granuliten) zu falschen Ergebnissen führen kann (Bucher & Frey 1994).
Auch der Einfluß verschiedener Komponenten im Klinopyroxen, die ja im Fall der Omphazite von Eklogiten beträchtlich sind, wurden in den klassischen Kalibrationen der Granat-Klinopyroxen Fe^{2+}-Mg-Austauschthermometrie quantitativ nicht erfaßt. Koons (1984) und Heinrich (1986) beschreiben bei konstanten Temperaturen einen Trend zu niedrigeren K_D mit steigendem X_{Jd} in Omphazit, was aber erst oberhalb von X_{Jd} 0.6 von Bedeutung gewinnt. Pattison & Newton (1989) geben lediglich ein temperaturunabhängiges Verhalten von Klinopyroxenen bis 2.2 Gew.% Na_2O an, schließen aber einen Einfluß auf Omphazite mit X_{Jd}~50 nicht aus. Grundsätzlich gilt die Kalibration von Pattison & Newton (1989) nur für C2/c-Pyroxene, nicht für geordnete P2/n-Pyroxene niedrigerer Symmetrie. Einflüsse der Ca- und Al-Komponenten in den Klinopyroxenen sind in den Thermometerformulierungen ebenfalls nicht enthalten.

Granat-Phengit-Thermometrie
Dieses Fe-Mg-Austauschthermometer wurde von Krogh & Råheim (1978) sowie Green & Hellman (1982) experimentell und unter Einbeziehung natürlicher Phengite kalibriert. Grundlage ist das Austauschgleichgewicht

$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ KFeAlSi_4O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ KMgAlSi_4O_{10}(OH)_2$$
Pyrop FeAl-Seladonit Almandin MgAl-Seladonit.

Beide Autoren stellten eine Abhängigkeit vom X_{Ca} des Granats fest, Green & Hellman (1982) darüberhinaus einen Einfluß der Mg-Zahl der Gesamtchemie.
Die berechneter Thermometerausdrücke lauten

1. nach Krogh & Råheim (1978)

$$T[°K] = \frac{3685 + 77.1 \cdot P[kbar]}{\ln K_D + 3.52}$$

2. nach Green & Hellman (1982)
A) Pelitsysteme mit CaO ≤ 2 Gew.%

für mg ~ 67

$$T[°K] = \frac{5560 + 0.036 \cdot P[kbar]}{\ln K_D + 4.65}$$

für mg ~ 20-30

$$T[°K] = \frac{5680 + 0.036 \cdot P[kbar]}{\ln K_D + 4.48}$$

B) Basaltische Systeme mit höherem CaO

und mg ~ 67

$$T[°K] = \frac{5170 + 0.036 \cdot P[kbar]}{\ln K_D + 4.17}$$

Beide Modelle gehen von einer idealen Mischbarkeit sowohl der Granat- als auch der Phengitkomponenten aus. In den Thermometern von Green & Hellman (1982) soll dies durch die Verwendung getrennter Formeln für "low" und "high" Ca-Systeme korrigiert werden, ebenso ist eine Korrektur für die Mg-Zahl des Gesamtgesteins enthalten.
Die Anwendung des Krogh & Råheim (1978) Thermometers auf Metapelite ist aufgrund deren höheren Fe^{3+}-Gehaltes, insbesondere auch der Phengite, fraglich. Da insbesondere im Phengit Fe^{3+} auftritt, ist der berechnete K_D zu niedrig und die resultierende Temperatur nur als Maximalwert anzusetzen. Aufgrund der mangelnden Korrektur für die Mg-Zahl, sollte das Thermometer nur auf basaltische Systeme mit CaO-Gehalten von ~ 10 Gew.% angewandt

werden. Aber auch das Thermometer von Green & Hellman (1982) beinhaltet keine Korrektur für die oft erheblichen Mn-Gehalte der Granate in Metapeliten.
Im Vergleich zu diesen klassischen Thermometern sollen mit PTAX (s.u.) und den thermodynamischen Daten nach Massonne & Szpurka (1997) sowie dem Mischungsmodell nach Massonne (1997) berechnete Temperaturen gegenübergestellt werden.

Granat-Biotit-Thermometrie

Die Granat-Biotit-Thermometrie basiert auf dem Fe^{2+}-Mg-Austausch zwischen Granat und Biotit (vgl. S. 192). Grundsätzliche Probleme der Granat-Biotit-Thermometrie ergeben sich durch die Anfälligkeit des Austauschsystems gegenüber einer Überprägung durch Mg- und Fe^{2+}-Kationendiffusion. Insbesondere der intrakristalline diffusive Fe-Mg-Austausch in Biotit erfolgt relativ rasch, so daß die Gefahr besteht, lediglich Schließungstemperaturen des Diffusionssystems zu ermitteln. Weitere Probleme ergeben sich durch den Einbau von Fe^{3+} in Biotit. Die Strukturformel-Berechnungen weisen zwar keinen Fe^{3+}-Gehalt aus, aber geringe Gehalte an Fe^{3+}-Komponente, die nicht unwahrscheinlich sind, würden zu niedrigeren Temperaturen führen (Essene 1982). Insbesondere höhergradige Biotite bauen verstärkt Al^{VI} und Ti ein, was ebenso Korrekturen verlangt, wie der Einbau von Ca und Mn in Granat.
In den Gesteinen der Silvrettadecke wird die Auswahl von Gleichgewichtspaaren durch die polymetamorphe Überprägung weiter erschwert, die alpidische thermische Überprägung könnte die Fe^{2+}-Mg-Verteilung verändert haben (vgl. Amann 1985). Auch die Messung von Kontaktpaaren führt nicht unbedingt zu einheitlichen Resultaten (s. u.).
Nach ersten Kalibrationen anhand von Feldbeobachtungen sowie gegen Temperaturen aus der Quarz-Magnetit-Sauerstoff-Isotopenthermometrie, erfolgte die erste experimentelle Kalibration durch Ferry & Spear (1978) im Temperaturbereich 550-800°C bei 2.07 kbar. Aufgrund der Vernachlässigung weiterer Komponenten empfehlen Ferry & Spear (1978) die Anwendung auf Ca- und Mn-arme Granate ((Ca+Mn)/(Fe+Mg+Mn+Ca) < 0.2) und Al^{VI}- und Ti-arme Biotite ((Al^{VI}+Ti)/ (Fe+Mg+Al^{VI}+Ti) < 0.15). Perchuk & Lavrent´eva (1983) kalibrierten den Granat-Biotit-Austausch erneut und setzten dazu natürliche Minerale als Startmaterialien ein, zudem erweiterten sie den Bereich des Fe/(Fe^{2+}+Mg)-Verhältnisses. Hodges & Spear (1982) korrigieren die Kalibration von Ferry & Spear (1978), die ideale Mischbarkeit des Granat annahmen, durch die Einführung eines Margules-Parameters W_{CaMg}. Alle weiteren Margules-Parameter werden in diesem Modell, das auf einem symmetrischen Vierkomponenten-Mischungsmodell nach Ganguly & Kennedy (1974) beruht, gleich Null gesetzt. Indares & Martignole (1985) korrigieren darüberhinaus auch für die nichtideale Mischung von Al^{VI} und Ti durch entsprechende Margules-Parameter. Hoinkes (1986) korrigiert die Thermometer-Formulierung von Ferry & Spear (1978) durch einen empirisch an Gesteinen des Ötztales ermittelten Korrekturfaktoren für das X_{Ca} in Granat.
Kleemann & Reinhardt (1994) führten unter Verwendung von Al^{VI} und Ti in Biotit eine Neubearbeitung des Granat-Biotit-Thermometers durch. Dabei kam das Granat-Mischungsmodell von Berman (1990) und ein neu entwickeltes Biotit-Aktivitätsmodell zum Einsatz. Dabei wurde für den Fe-Mg-Austausch Idealität angenommen, für den Fe,Mg-Al- bzw. Fe,Mg-Ti-Austausch eine Nichtidealität festgestellt, die zu den Margules-Parametern $W_{H,MgAl}$-$W_{H,FeAl}$ = -77785 J/mol und $W_{H,MgTi}$-$W_{H,FeTi}$ = 18138 J/mol führt. Das neue Aktivitätsmodell ergibt ebenso eine starke Temperaturabhängigkeit der Nichtidealität. Die gute Statistik im Vergleich zu den 11 untersuchten Kalibrationen hinsichtlich der Übereinstimmung der berechneten Temperaturen mit den experimentell bestimmten, sowie die erfolgreiche Anwendung auf bereits gut untersuchte natürliche Gesteine, lassen auf einen Einfluß von Al^{VI} und Ti in Biotit schließen.
Die mit PTAX unter Verwendung des Granat-Mischungsmodelles nach Massonne (1992a, 1995) sowie einem einfachen symmetrischen Mischungsmodell für Biotit (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) berechneten Metamorphosetemperaturen sollten durch konventionelle

Granat-Biotit-Thermometrie überprüft werden. Dabei kamen die oben genannten Kalibrationen zum Einsatz. Die Berechnung erfolgte z. T. mit dem Basic-Programm Therbaro 3.0 von Kleemann mit Veränderungen in PowerBasic nach Brenker & Reinhardt sowie mit Hilfe des Tabellenkalkulationsprogrammes Excel.

Granat-Hornblende Thermometrie nach Graham & Powell (1984)

Das experimentell kalibrierte Thermometer basiert auf dem Austauschgleichgewicht

$3\ NaCa_2Fe_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2 + 4\ Mg_3Al_2Si_3O_{12} = 3\ NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2 + 4\ Fe_3Al_2Si_3O_{12}$

Ferro-Pargasit — Pyrop — Pargasit — Almandin

Die Thermometerformel lautet wobei

$$T[°C] = \frac{\left(2880 + 3280 * X_{Ca}^{Gt}\right)}{\ln K_D + 2{,}426} - 273{,}15 \qquad K_D = \frac{X_{Fe}^{Gt} \cdot X_{Mg}^{Hbl}}{X_{Mg}^{Gt} \cdot X_{Fe}^{Hbl}}$$

Graham & Powell (1984) empfehlen die Anwendung für Temperaturen kleiner als 850°C und bei geringen $f\ O_2$ für das Gesamtgestein (Bedeutung für $Fe^{2+/3+}$-Verhältnis im Amphibol) sowie die Verwendung von Granatanalysen mit $X_{Mn} < 0{,}1$. Erfahrungen an natürlichen Gesteinen belegen häufig die mangelnde Gleichgewichtseinstellung zwischen Granat und Hornblende und daraus resultierende überhöhte Temperaturen.
Die Thermometerformel wurde durch eine Anpassung gegen Granat-Klinopyroxen-Temperaturen, die nach dem Modell von Ellis & Green (1979) berechnet wurden, ermittelt. Die mangelnde Idealität des Fe-Mg-Austausches sowohl von Granat und von Amphibol soll durch einen Korrekturfaktor für X_{Ca} in Granat ausgeglichen werden. Zur Kalibration wurden natürliche Granat-Klinopyroxen-Amphibol-Paragenesen aus amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphiten als auch aus HP-HT-Versuchen an basaltischen Zusammensetzungen synthetisierte Granat-Amphibol-Paare verwendet. Korrekturen nach Powell (1985) führen zu etwas niedrigeren Temperaturen.
Das Thermometer ist aufgrund der Verwendung des Fe^{2+}/Mg-Verhältnisses empfindlicher gegenüber den Unsicherheiten, die mit der Berechnung des Amphibols im Zusammenhang stehen, als etwa die Amphibol-Plagioklas-Thermometer nach Holland & Blundy (1994). Fraglich bleibt in vielen eindeutig als Eklogit-Derivate zu identifizierenden Granat-Amphiboliten, wie bereits oben erwähnt, die Gleichgewichtseinstellung zwischen Granat und Amphibol, zumal Granat in diversen Fällen von Amphibol verdrängt wird. Die an den Silvretta-Amphiboliten gewonnenen Ergebnisse und die niedrigen Mg-Gehalte der Amphibolit-Granate, lassen aber auf eine weitgehende Reequilibrierung schließen (s. u.).

Granat-Ilmenit-Thermometrie

In verschiedenen Metasedimenten wurde versucht, Granat-Biotit-Temperaturen mit Granat-Ilmenit-Daten, die auf der Kalibration des Fe^{2+}-Mg-Austausch von Granat und Ilmenit nach Pownceby et al. (1987) beruhen, zu vergleichen.
Die Ergebnisse führten allerdings bei fast allen untersuchten Proben zu stark streuenden und deutlich überhöhten Werten, so daß von einer ausführlichen Darstellung abgesehen werden soll.

Granat-Staurolith-Thermometrie

Temperaturen aus der Fe-Mg-Verteilung zwischen Granat und Staurolith wurden nach der experimentellen Kalibration nach Koch-Müller (1997) bestimmt. Die Daten nach Koch-Müller (1997) wurden mit einem von der Autorin zur Verfügung gestellten Programm berechnet.

Hornblende-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994)

Das Hornblende-Plagioklas-Thermometer von Holland & Blundy (1994) ist eine Erweiterung der Arbeit von Blundy & Holland (1990), die auch die Einbeziehung Al-reicherer Amphibole, wie sie in Granat-Amphiboliten auftreten, erlaubt. Grundlage bilden der Edenit-Austausch ($NaAl_{-1}Si_{-1}$) und der Plagioklas-Austausch ($NaSiCa_{-1}Al_{-1}$) zwischen Hornblende und Plagioklas.

(1) $NaAlSi_3O_8 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 = NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2 + 4\ SiO_2$
Albit Tremolit Edenit Quarz,

(2) $NaCa_2Mg_5(AlSi_3)Si_4O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 = Na(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$
Edenit Albit Richterit Anorthit.

Gleichgewicht 2 bietet gegenüber Gleichgewicht 1 den Vorteil, auch für Gesteine mit SiO_2-Untersättigung Gültigkeit zu besitzen. Die Anwesenheit von Anorthit ist aufgrund des Auftretens der Peristeritlücke problematisch. Zudem treten durch die geringen Anorthit-Gehalte in den nahezu reinen Albiten grünschieferfazieller Metabasite große Unsicherheiten in der Aktivität des Anorthits auf. Deshalb sollte das Thermometer vor allem in höher temperierten Gesteinen angewendet werden. Das auf Gleichung 1 basierende Thermometer wurde durch die Einbeziehung der Nichtidealität in Amphibol gegenüber der Version von Blundy & Holland (1990) korrigiert.
Die beiden Thermometerformulierungen lauten:

1. Edenit-Tremolit-Thermometer (mit Quarz)

$$T_A = \frac{-76.95 + 0.79 \cdot P + Y_{Ab} + 39.4 \cdot X_{Na}^{A} + 22.4 \cdot X_{K}^{A} + (41.5 - 2.89 \cdot P) \cdot X_{Al}^{M2}}{-0.0650 - R \cdot \ln\left(\frac{27 \cdot X_{O}^{A} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}}{256 \cdot X_{Na}^{A} \cdot X_{Al}^{T1}}\right)}$$

wobei Y_{Ab} für $X_{Ab} > 0.5 \Rightarrow Y_{Ab} = 0$
$X_{Ab} < 0.5 \Rightarrow Y_{Ab} = 12.0\ (1\text{-}X_{ab})^2 - 3.0$ kJ
$R = 8.3144$ J/K
$T = °K$
$P =$ kbar

2. Edenit-Richterit-Thermometer (ohne Quarz)

$$T_B = \frac{78.44 + Y_{Ab-An} - 33.6 \cdot X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92 \cdot P) \cdot X_{Al}^{M2} + 78.5 \cdot X_{Al}^{T1} + 9.4 \cdot X_{Na}^{A}}{0.0721 - R \cdot \ln\left(\frac{27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{An}^{Plag}}{64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}}\right)}$$

wobei $Y_{Ab\text{-}An}$ für $X_{Ab} > 0.5 \Rightarrow Y_{Ab\text{-}An} = 3.0$ kJ
$X_{Ab} < 0.5 \Rightarrow Y_{Ab\text{-}An} = 12.0\ (2X_{ab}\text{-}1)^2 + 3.0$ kJ

Der typische Fehler liegt bei ± 35-40°C, kann aber bei Fe-reichen Amphibolen vom Kalibrations-Datensatz durch stark abweichende Oxidationsstufen deutlich ansteigen. Als Temperaturbereich empfehlen Holland & Blundy (1994) 400-900°C, Amphibol-Zusammensetzungen mit $Na^A > 0.02$ p.f.u., $Al^{VI} < 1.8$ p.f.u. und Si im Bereich 6.0 bis 7.7 p.f.u. sowie Plagioklase mit $X_{An} < 0.90$.

Das Thermometer wurde anhand eines Datensatzes SiO_2-gesättigter bzw. -reicher Ausgangsmaterialien kalibriert. Zusätzlich wurde der umfangreiche Datensatz natürlicher Granat-Amphibolite nach Kohn & Spear (1990) in die Kalibration einbezogen. Dies führte im Gegensatz zum idealen Mischungsmodell für Amphibol von Blundy & Holland (1990) zu starker Nichtidealität der Amphibole, der in einem symmetrischen Mischungsmodell beschrieben wird. Die Nichtidealität des Plagioklases wird durch den quadratischen Ansatz von Darken modelliert.

Netto-Transfer-Reaktionen

Bei den Netto-Transfer-Reaktionen handelt es sich um kontinuierliche Reaktionen, bei denen es zum Abbau und Aufbau von Mineralphasen kommt (Spear 1993).
Für die Amphibolite wurden folgende auf Netto-Transfer- wie auch Austauschreaktionen beruhende Geothermobarometer verwendet:

Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980)

Ein empirisches an natürlichen Amphiboliten kalibriertes Amphibol-Plagioklas-Thermometer stellte Spear (1980) vor. Es basiert auf dem NaSi ⇔ CaAl-Austausch zwischen Amphibol und Plagioklas.
Grundlage des Thermometers bilden folgende Austauschgleichgewichte, die den Übergang der Amphibol-Plagioklas-Chemie von der Grünschieferfazies in die Amphibolitfazies beschreiben:

(1) $2\ NaAlSi_3O_8 + Ca_2Mg_3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2 = 2\ CaAl_2Si_2O_8 + Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$
Albit — Tschermakit — Anorthit — Glaukophan

(2) $5\ Ca_2Mg_5Si(O_{22}(OH)_2 + 14\ Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2 =$
Tremolit — Glaukophan

$$23\ NaAlSi_3O_8 + NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2 + 6\ Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 8\ H_2O$$
Albit — Edenit — Cummingtonit

Bei Eintritt von Quarz (SiO_2) in die Paragenese wird Gleichgewicht (2) zu

(3) $NaAlSi_3O_8 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 = NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2 + 4\ SiO_2$
Albit — Tremolit — Edenit — Quarz

reduziert. Gleichgewicht (1) stellt den Austausch entlang des Vektors $NaSiCa_{-1}Al_{-1}$ dar. Die Reaktionen (2) und (3) sind dagegen Netto-Transfer-Reaktionen, die die Albit-Komponente des Plagioklases und Endgliedkomponenten des Amphibols beinhalten.
Die Ergebnisse der Kalibrierung stellt Spear (1980) in einem Diagramm (Abb. 153A) $\ln (Ca_{M4}/Na_{M4})_{Amphibol}$ gegen $\ln (X_{An}/X_{Ab})_{Plagioklas}$ dar. Die Isograden des Diagramms beruhen im intermediären Temperatur-Bereich auf den natürlichen Amphibol-Plagioklas-Paaren nach Spear (1980), im oberen auf Amphibol-Plagioklas-Daten nach Engel & Engel (1962), im unteren Temperaturbereich dagegen auf der Topologie von Phasendiagrammen.
Geothermometrie ist nach Spear (1980) im Temperaturbereich von 450-750°C mit einem Fehler von ± 50°C möglich. Allerdings verhalten sich sowohl Plagioklas als auch Amphibol nicht ideal entlang des Austauschvektors $NaSiCa_{-1}Al_{-1}$. Die Verteilung ist stark von der Zusammensetzung abhängig. Der Verteilungskoeffizient weist eine mäßige Abhängigkeit von der Temperatur und eine schwache in Bezug auf den Druck auf, die allerdings beide durch Einflüsse der Gesamtzusammensetzung maskiert werden können (Spear 1980).

Daher ist das Diagramm nach Spear (1980) nur als vorläufig anzusehen. Ein Vorteil gegenüber der Arbeit von Plyusnina (1982) ist allerdings die nicht notwendige Abschätzung des Fe^{3+}-Gehaltes im Amphibol.

Geothermobarometrie an Plagioklas-Hornblende führenden Gesteinen nach Plyusnina (1982)

Mit dem Ansatz von Plyusnina (1982) erfolgt die geothermobarometrische Einordnung von Plagioklas- und Hornblende-führenden Paragenesen mittels der Anorthit-Komponente im Plagioklas und des ΣAl_{Hbl}. Das Diagramm ΣAl_{Hbl} gegen Ca_{Plg} (Abb. 153B) basiert auf der experimentellen Untersuchung des Gleichgewichts

$$Hbl + Zoi\ (Ep) + H_2O + CO_2 = Plg + Chl + Cc + Qz$$

bei Drücken von 2-8 kbar, Temperaturen von 450-650°C und einem p_{CO2} von 0.1. Die Temperatur ist nach Plyusnina (1982) nur vom Anorthit-Gehalt des Plagioklases abhängig.

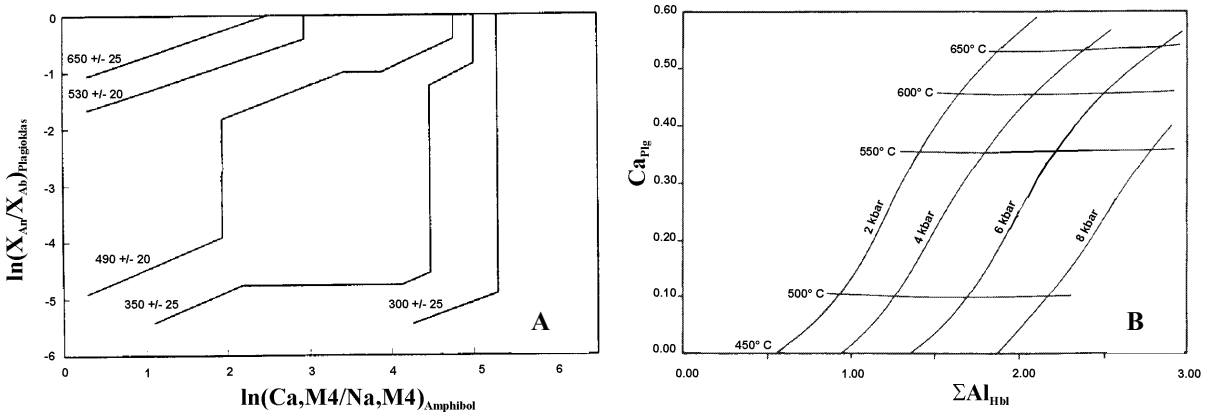


Abbildung 153 Amphibol-Plagioklas Geothermobarometrie bzw. Geothermometrie nach Spear (1980) und Plyusnina (1982); A Diagramm $ln(Ca,M4/Na,M4)_{Amphibol}$ gegen $ln(X_{An}/X_{Ab})_{Plagioklas}$ nach Spear (1980); B Diagramm ΣAl_{Hbl} gegen Ca_{Plg} nach Plyusnina (1982).

Granat-Amphibol-Plagioklas-Quarz Barometrie nach Kohn & Spear (1990)

Die Basis für dieses Geobarometer in der Mineralvergesellschaftung Granat + Hornblende + Plagioklas + Quarz bilden die Netto-Transfer-Reaktionen

(1) $6\ CaAl_2Si_2O_8 + 3\ Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 =$
Anorthit Tremolit

$$Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 6\ SiO_2$$
Grossular Pyrop Tschermakit Quarz,

(2) $6\ CaAl_2Si_2O_8 + 3\ Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2 =$
Anorthit Fe-Aktinolith

$$2\ Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3\ Ca_2Fe_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 18\ SiO_2$$
Grossular Almandin Fe- Tschermakit Quarz.

Daten von 37 natürlichen Gesteinen mit P-T-Bedingungen im Bereich 2.5-13 kbar und 500-800°C wurden mit einem least-square-Verfahren an eine Gleichung angepaßt. Der Fehler soll

nach Kohn & Spear (1990) bei ± 0.5 kbar liegen. Aufgrund der geringen Steigung der Isoplethen von ln K_{eq} (-2 bis +3 für Mg, +1 bis +8 für Fe), reagiert das Barometer unempfindlich auf Fehler der Temperaturabschätzung.

Die ermittelten Barometer-Gleichungen lauten für die entsprechenden Reaktionen:

(1) P[bar] = [79507 + T [°K] (29.14 + 8.3144 ln K_{eq})] / 10.988,

(2) P[bar] = [35327 + T [°K] (56.09 + 8.3144 ln K_{eq})] / 11.906.

Die Gleichgewichtskonstante K_{eq} nimmt dabei folgende Formen an:

(1) $$K_{eq} = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Pyr})(a_{Tsch})^3 (a_{Qz})^6}{(a_{An})^6 (a_{Tr})^3}$$ und (2) $$K_{eq} = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Alm})(a_{Fe-Tsch})^3 (a_{Qz})^6}{(a_{An})^6 (a_{Fe-Akt})^3}$$

Zur Berechnung wurden für die Anorthit-Aktivität das Modell nach Hodges & Royden (1984), für Granat das Modell nach Hodges & Spear (1982) und für Amphibol ein Aktivitätsmodell, das lokalen Ladungsausgleich annimmt, verwendet.
Kohn & Spear (1990) leiten einen Gesamtfehler von ± 0.4 kbar ab, der sich aus Fehlern der $Fe^{2+/3+}$-Berechnung im Amphibol, dem Fehler in der Zählstatistik der Mikrosonde und einer Unsicherheit in der Temperaturabschätzung von ± 25° C ergibt.
Der Anwendungsbereich sollte in den folgenden mineralchemischen Grenzen liegen:

Amphibol	Al	1.9 - 3.75
(23 O, in a.p.f.u.)	Ti	< 0.275
	Ca	> 1.5
	Na	0.3 - 0.6
	K	< 0.4
	Fe/(Fe+Mg)	0.4 - 0.6
Granat	Mn	< 0.45 (berechnet auf 12 O)
Plagioklas	Ca	> 0.15, < 0.70

An Metasedimenten wurden folgende Gleichgewichte von Netto-Transfer-Reaktionen mit dem Programm PTAX (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) berechnet, die zu von der Phengit-Barometrie unabhängigen Metamorphosedrücken führen:

GRAIL-Barometrie
Die Barometrie mit den Phasen Granat, Rutil, Alumosilikat, Ilmenit und Quarz (GRAIL) wurde von Bohlen et al. (1983) im Temperaturbereich 750-1100°C reversibel kalibriert. Das Gleichgewicht lautet

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + TiO_2 = FeTiO_3 + Al_2SiO_5 + SiO_2$$

Das GRAIL-Barometer eignet sich für amphibolit- und granulitfazielle Metapelite (Bucher & Frey 1994) und ist aufgrund seiner flachen Steigung nahezu temperaturunabhängig. Da nur Granat und Ilmenit Mischkristalle darstellen und für Ilmenit ein ideales Mischungsmodell angewendet werden kann, sind die Unsicherheiten geringer als beim GRIPS- oder GASP-Barometer.

GRIPS-Barometrie
Bohlen & Liotta (1986) verwenden das Gleichgewicht

$$CaFe_2Al_2Si_3O_{12} + TiO_2 = 2\ FeTiO_3 + CaAlSi_2O_8 + SiO_2$$

zur Kalibration eines Barometers für Granat-Amphibolite und Granat-Granulite. Die Voraussetzung für die Anwendung ist, wie auch bei der GRAIL-Barometrie, eine Gleichgewichtseinstellung der beiden Ti-Phasen Rutil und Ilmenit. Zwar ist das gemeinsame Auftreten der beiden Ti-Phasen auch in den Amphiboliten der Silvrettadecke weitverbreitet, es liegen allerdings klare mikrotexturelle Belege auf eine zeitliche Abfolge von frühem Rutil, der wahrscheinlich reliktisch aus der Eklogitfazies erhalten ist, und spätem Ilmenit, der den Rutil ummantelt, vor. Das Fehlen von paragenetischem Rutil erlaubt daher nur die Berechnung von Minimaldrücken.

GASP-Barometrie
Die Barometrie mit den Phasen Granat, Alumosilikat, Plagioklas und Quarz ist aufgrund des Auftretens der Paragenese über einen weiten P-T-Bereich in amphibolit- und granulitfaziellen Paragenesen weitverbreitet. Zahlreiche Autoren haben das Gleichgewicht

$$Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2\ Al_2SiO_5 + SiO_2 = 3\ Ca_2Al_2Si_2O_8$$

experimentell bearbeitet, die letzte Arbeit stammt von Koziol & Newton (1988). Aufgrund den hohen experimentellen Temperatur von 900-1400°C sind allerdings weite Extrapolationen notwendig, was zu großen Unsicherheiten bei der Anwendung des Barometers führt (Bucher & Frey 1994). Die zumeist niedrigen Grossular-Gehalte der Granate führen wiederum zu hohen Fehlern in den Messungen sowie großen Unsicherheiten in der Grossular-Aktivitäten bei hohen Verdünnungen.

Multigleichgewichtsberechnungen
Die klassische Thermobarometrie leitet Druck-Temperatur-Daten aus dem Schnittpunkt zweier, zumeist experimentell oder empirisch kalibrierter Gleichgewichte ab. In jüngerer Zeit wurden Computer-Programme entwickelt, die die simultane Berechnung vieler Gleichgewichte in Bezug zu einer vorgegebenen Mineralvergesellschaftung im P-T-Raum ermöglichen. Häufig angewandte Programme sind Ge0-Calc von Brown et al. (1988) mit dem Unterprogramm PTAX sowie der Nachfolgeversion TWEEQU (Berman 1991) und das Programm THERMOCALC von Holland & Powell (1988). Die Programme verwenden dabei thermodynamische Standard-Parameter von Mineralendgliedern, die intern konsistent sind d. Solche intern konsistenten Datensätze ermittelten Berman (1988) und Holland & Powell (1990). Die thermodynamischen Größen wurden mit mathematischen Methoden z. B. aus experimentellen Daten ermittelt (z. B. Berman 1988, Gottschalk 1997). Für die Berechnung der Aktivitäten der Mineralendglieder sind darüberhinaus Mischungsmodelle notwendig, die mit den thermodynamischen Datensätzen kompatibel sein müssen.
Der Schnittpunkte der P-T-Kurven von Gleichgewichten koexistierender Phasen müssen im Idealfall in einem invarianten P-T-Punkt zusammenfallen, der den zugehörigen Metamorphosebedingungen entspricht. Dieser Idealfall setzt natürlich das tatsächliche Erreichen eines Gleichgewichtszustandes in der Gesteinsprobe voraus. Weiterhin erfordert dies die detaillierte Aufklärung der Mineralchemie der koexistierenden Minerale der Probe z. B. durch Elementverteilungsbilder und umfangreiche Linienprofil-Messungen und Mikrosonden-Vollanalysen. Ungenauigkeiten bei den Mikrosonden-Messungen, den Mischungsmodellen oder der thermodynamischen Daten bedingen allerdings oft eine Streuung der Schnittpunkte.

Zur Berechnung multivarianter Paragenesen wurden vorwiegend die im Programmpaket Ge0-Calc von Brown et al. (1988) enthaltenen Programme PTAX und SOLN eingesetzt. Als thermodynamische Grundlage diente der intern konsistente Datensatz von Berman (1988), der zusätzlich mit Daten nach Massonne (1991, 1992a) ergänzt wurde.

Thermodynamische Grundlagen der Multigleichgewichtsberechnungen

Die Computer-Programme zur Multigleichgewichtsberechnung basieren auf dem physikalischen Gesetz, daß beim Vorliegen des Gleichgewichtszustandes eines chemischen Systems die freie Enthalpie oder Gibbs-Energie, die sich aus der Differenz der freien Enthalpien von Edukt und Produkt ergibt, gleich Null ist.
Für die chemische Reaktion der Form

$$aA + bB \Leftrightarrow cC + dD \qquad \textit{Gleichung } 1$$

mit *A, B, C und D = Reaktanden*
a, b, c und d = stöchiometrische Koeffizienten

gilt im Falle des thermodynamische Gleichgewichtszustandes

$$\Delta G_{Re} = 0 = cG_C + dG_D - (aG_A + bG_B) \qquad \textit{Gleichung } 2$$

mit *ΔG = freie Enthalpie (Gibbs-Energie) der Reaktion*
G_A , etc. = freie Reaktionsenthalpie der Phase A

Unter Einbeziehung der Zustandsvariablen Druck P und Temperatur T gilt für eine Reaktion *Re* folgende Abhängigkeit der freien Enthalpie von P und T

$$0 = \Delta G_{Re,\,P,\,T} = \Delta H_{Re,\,P,\,T} - T \cdot \Delta S_{Re,\,P,\,T} \qquad \textit{Gleichung } 3$$

mit *ΔH_{Re} = Reaktionsenthalpie* *T = Temperatur [° K]*
ΔS_{Re} = Reaktionsentropie

Aufgrund der Druck-Temperatur-Abhängigkeit der freien Enthalpie sowie der Verwendung von Standardgrößen, ergibt sich

$$\Delta G^0_{\mathrm{Re},P,T} = 0 = \Delta H^0_{\mathrm{Re},1bar,298{,}15K} + \int_{298{,}15K}^{T} \Delta c_{P,\mathrm{Re}}\,dT - T \cdot (\Delta S^0_{\mathrm{Re},1bar,298{,}15K} + \int_{298{,}15K}^{T} \frac{\Delta c_{P,\mathrm{Re}}}{T}\,dT) + \int_{1bar}^{P} \Delta V^0_{\mathrm{Re}}\,dP$$

mit *c_P = Wärmekapazität bei konstantem Druck*
ΔV = Reaktionsvolumen *Gleichung* 4
Standardbedingungen: *P = 1 bar*
T = 298.15° K (25° C)

Die Standardbildungsenthalpie ΔH^0_f, Standardentropie S^0 und Wärmekapazität c_P kann durch kalorimetrische Methoden oder aber durch Auswertung von Gleichgewichtsversuchen ermittelt werden (Rosenbleck 1996). Fehlen kalorimetrische Daten für die Wärmekapazität, so können diese nach Berman & Brown (1985) abgeschätzt werden Gleiches gilt für die Abhängigkeit des Reaktionsvolumens von P und T nach Holland (1989, vgl. Brandelik 1998).
Die Erweiterung der Reaktion von reinen Phasen auf Mischkristalle bedingt die Berücksichtigung der Aktivität der entsprechenden Komponente in der Mischkristallphase, bzw. der

Gleichgewichtskonstante. Der Zusammenhang zwischen der Aktivität *a* und der Gibbsenergie der reinen Phasen ist unter Annahme einer idealen Mischbarkeit der Komponenten durch die folgende Beziehung gegeben:

$$\Delta G = \Delta G^{0}_{\mathrm{Re},P,T,reinePhasen} + RT\ln K \quad \text{wobei} \quad K = \frac{a_C^c \cdot a_D^d}{a_A^a \cdot a_B^b} \qquad \textit{Gleichung 5}$$

Aktivitätsmodelle

Die Mehrzahl der in der Natur auftretenden gesteinsbildenden Minerale sind Mischkristallphasen, nur vereinzelt treten Phasen wie Quarz, Rutil oder Alumosilikate auf, die als ideal zusammengesetzt betrachtet werden können, mit einer Aktivität gleich eins. Die Berechnung der idealen Aktivitäten einer Mischkristallphase aus den Molenbrüche der Komponenten erfolgt über Aktivitätsmodelle.

Das chemische Potential einer Mischkristallphase addiert sich aus dem druck- und temperaturabhängigen chemischen Standardpotential μ^0 und dem Restpotential (vgl. Rosenbleck 1996). Letzteres ist auch von der Konzentration der Komponente im Mischkristall abhängig. Für ideale Mischkristalle ist das Restpotential identisch mit dem Ausdruck $R \cdot T \cdot \ln a_{ideal}$.

In der Natur auftretende Mischkristallphasen weisen allerdings häufig ein Abweichen von der idealen Mischbarkeit auf Das konzentrationsabhängige Restpotential einer Phase entspricht dann $R \cdot T \cdot \ln a_{ideal} \cdot \gamma$. Die Abweichung wird durch die Einführung eines sogenannten Aktivitätskoeffizienten γ beschrieben.

Die Nichtidealität der Mischung läßt sich durch eine Exzeß-Größe, die sogenannte Exzeß-Gibbs-Energie, beschreiben, in der beispielsweise Margules-Parameter W_{AB} und W_{BA} die Abweichung von der Nichtidealität beschreiben. Für eine binäre, asymmetrische Mischung der Endglieder A und B lautet die Gleichung:

$$G^{Ex} = x_A \cdot x_B \cdot \left[x_B \cdot W_{AB} + x_A \cdot W_{BA}\right] \qquad \textit{Gleichung 6}$$

Für ein System mit n Komponenten gilt die allgemeine Form

$$G^{Ex} = \sum_{i=1}^{n-1}\sum_{j=2}^{n} x_i x_j (x_i W_{ji} + x_j W_{ij}) + \sum_{i=1}^{n-2}\sum_{j=2}^{n-1}\sum_{k=3}^{n} x_i x_j x_k W_{ijk} \qquad \textit{Gleichung 7}$$

mit x_i, x_j, x_k = Molenbrüche $(i < j < k)$

W_{ij}, W_{ijk} = Margules-Parameter

Die Margules-Parameter beruhen auf empirischen Modellfunktionen (Margules 1895), die über Taylor-Reihen angenähert werden (Rosenbleck 1996).

Ist $W_{AB} = W_{BA}$, wird die Mischung als symmetrisch bezeichnet.

Für ternäre Mischungen mit einem ternären Margules-Parameter W_{ABC}, soll dieser sich annähernd aus der Summe der einzelnen Margules-Parameter berechnen lassen:

$$W_{ABC} = W_{AB} + W_{BA} + W_{AC} + W_{CA} + W_{BC} + W_{CB} \qquad \textit{Gleichung 8}$$

Auch die Exzeß-Größen sind druck- und temperaturabhängig, was durch die folgende Gleichung ausgedrückt wird:

$$W = W^H - TW^S + PW^V \qquad \textit{Gleichung 9}$$

Die in den Multigleichgewichtsberechnungen verwendeten Aktivitätsmodelle für die Mineralphasen Granat, Klinopyroxen und Phengit lauten:

Granat	$a_{Ko} = X_M{}^3 \cdot \gamma_M \cdot X_{Al}{}^2$	*M = Mg, Fe, Mn, Ca*
Klinopyroxen	$a_{Ko} = X_{Ko} \cdot \gamma_{Ko}$	*Ko = Komponenten, s. u.*
Phengit	$a_{Ko} = X_{Ko} \cdot \gamma_{Ko} \cdot X_{OH}$	

Für die Berechnungen an Metasedimenten wurden darüberhinaus einfache Aktivitätsmodelle für die Phasen Biotit, Feldspat und Staurolith (Massonne 1992b) verwendet.

Biotit	$a_{Bt} = X_{Mg}{}^3 \cdot \gamma \cdot X_K \cdot X_{OH}$
Feldspat	$a_{An} = [Na/(Na + K + Ca + Ba)] \cdot [Al/(Al + Fe^{3+})]$
Staurolith	$a_{Stau} = (Si - 7)^2$

Verwendete Mischungsmodelle

Für die Berechnungen an den Eklogiten, Orthogneisen und Metasedimenten der Silvrettadecke wurden die von Massonne (1992a, 1995, 1997) entwickelten Mischungsmodelle für Granat, Klinopyroxen (P2/n bzw. C2/c) und Hellglimmer verwandt. Eine Zusammenstellung der Margules-Parameter gibt Massonne (1995).

Das Mischungsmodell für Granat umfaßt die vier Komponenten der Al-Granate Almandin, Pyrop, Spessartin und Grossular. Die verwendeten Margules-Parameter gehen überwiegend auf das Modell von Berman (1990) zurück, Änderungen erfolgten an den Margules-Parametern für die Pyrop-Spessartin- und Almandin-Spessartin-Mischungen, die beide als symmetrisch angenommen werden (Massonne 1995). Die Parameter für die Grossular-Pyrop-Mischung wurden zusammen mit Daten für die Exzeß-Größen der Klinopyroxene von Massonne (1992a) neu angepaßt und daraus neue ternäre Margules-Parameter W_{ijk} gewonnen. Die Mischung von Al^{VI}-Fe^{3+} wie Al^{VI}-Cr^{3+} auf der Oktaederposition wird als ideal angesetzt.

Das nichtideale Mischungsverhalten der Klinopyroxene ist aus verschiedenen Untersuchungen bekannt (vgl. auch Mineralchemie Omphazit, Jadeit-Barometrie). Das Mischungsmodell nach Massonne (1992a) beinhaltet die Endgliedkomponenten Diopsid, Hedenbergit, Jadeit, Orthopyroxen, die Tschermak-Komponente CaTs ($CaAl_2SiO_6$) sowie eine Rest-Komponente, die untergeordnete Komponenten (Fe^{3+}, Ti, Mn, Cr) zusammenfaßt, wobei Fe^{3+} in LT (low temperature = Niedertemperatur) -Eklogiten eine höhere Konzentration erreichen kann und in diesem Fall den dominierenden Anteil stellt. Die binäre Mischreihe Jadeit-Rest (Akmit) wird beispielsweise als ideal angenommen, für Rest-Diopsid und Rest-Hedenbergit niedrige Margules-Paramter angesetzt (Massonne 1995). Aus verschiedenen Literaturquellen wurden nach Transformation von Redlich-Kister Formulierungen auch die Margules-Parameter für alle anderen Mischreihen übernommen oder abgeleitet, die ternären Parameter häufig abgeschätzt. Für Hedenbergit wurden aus den Daten von Ellis & Green (1979) und Pattison & Newton (1989) neue thermodynamische Daten abgeleitet (Massonne 1992a).

Das Mischungsmodell für die Hellglimmer (Phengite) umfaßt die Englied-Komponenten Muskowit, MgAl-Seladonit, FeAl-Seladonit, Paragonit, trioktaedrischer Glimmer und wie bei den Klinopyroxenen eine Rest-Komponente, die Ferri-, Chrom und Titano-Muskowit sowie die Sprödglimmer. Die Margules-Parameter für den wichtigen Muskowit-MgAl-Seladonit-Austausch sowie thermodynamische Daten für MgAl-Seladonit wurden von Massonne (1992a, 1995) nach Daten von Massonne & Schreyer (1986, 1987, 1989) und unveröffentlichten Daten aus Experimenten abgeleitet. Thermodynamische Daten sowie Margules-Parameter für das Mischungsverhalten des FeAl-Seladonit geben Massonne & Spzurka (1997) und Massonne (1997). Beim Phengit-Modell nach Massonne (1992a, 1995) sind die ternären

Margules-Parameter gleich Null gesetzt, das Modell nach Massonne (1997) führt ternäre Parameter ein.
Vergleichend zu den Druck-Temperatur-Daten, die mit den Mischungsmodellen nach Massonne berechnet wurden, kamen für Granat auch das unveränderte Mischungsmodell nach Berman (1990) und das Modell nach Saxena & Ganguly (1984) zum Einsatz. Ferner wurde eine ideale Mischbarkeit angenommen ($a_{Grs} = X_{Grs}^3$, *etc*.).
Für die Berechnungen an den Metasedimenten wurde parallel zum idealen Aktivitätsmodell das Mischungsmodell nach Fuhrman & Lindsley (1988) verwandt.

PTAX-Berechnungen

A. PTAX-Berechnungen an Eklogiten

Methode A1

Die Auswahl des chemischen Modellsystems und der Mineralphasen erfolgte nach Massonne (1991b, 1992a, 1995). Im System KCFMASH ermöglichen die Granat-Komponenten Almandin, Pyrop, Spessartin und Grossular, die Omphazit-Komponenten Diopsid und Hedenbergit sowie die Phengit-Komponenten Muskowit und MgAl-Seladonit die Berechnung von vier Gleichgewichten, die sich in einem invarianten Punkt schneiden (Abb. 154A).

Almandin + 3 MgAl-Selad. + 2 Grossular ⇔ 3 Muskowit + 3 Hedenbergit + 3 Diopsid

3 MgAl-Seladonit + 2 Grossular + Pyrop ⇔ 3 Muskowit + 6 Diopsid

2 Almandin + 3 MgAl-Seladonit + 2 Grossular ⇔ Pyrop + 3 Muskowit + 6 Hedenbergit

Almandin + 3 Diopsid ⇔ Pyrop + 3 Hedenbergit

Methode A2

Die Hinzunahme der zusätzlichen Phengit-Komponente FeAl-Seladonit ermöglicht die Berechnung zusätzlicher weiterer Gleichgewichte:

Almandin + 6 MgAl-Seladonit + 2 Grossular ⇔ 3 Muskowit + 6 Diopsid + 3 FeAl-Seladonit

MgAl-Seladonit + Hedenbergit ⇔ Diopsid + FeAl-Seladonit

6 Hedenbergit + 3 Muskowit ⇔ 2 Grossular + 3 FeAl-Seladonit + Almandin

3 Diopsid + 3 Hedenbergit + 3 Muskowit ⇔ 2 Grossular + 3 MgAl-Seladonit + Almandin

Almandin + 3 MgAl-Seladonit ⇔ Pyrop + 3 FeAl-Seladonit

3 MgAl-Seladonit + 6 Hedenbergit + 3 Muskowit ⇔ Pyrop + 2 Grossular + 6 FeAl-Seladonit

2 Almandin + 3 MgAl-Seladonit + 2 Grossular ⇔ Pyrop + 3 Muskowit + 6 HedenbergitAlmandin + 3 Diopsid ⇔ Pyrop + 3 Hedenbergit.

Die FeAl-Seladonit-Komponente ermöglicht die Berechnung zweier Thermometer zusätzlich zum Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austausch. Im Idealfall einer perfekten Gleichgewichtseinstellung sollten die Granat-Phengit- und Klinopyroxen-Phengit-Thermometer eine übereinstimmende Temperatur wie das Granat-Klinopyroxen-Thermometer ergeben, wie dies im Beispiel (Abb. 154B) nahezu der Fall ist. Häufig ist jedoch eine Abweichung der Temperaturen festzustellen, was auf mangelnde Gleichgewichtsparagenesen oder den Einfluß des analytischen Fehlers hindeutet (s. u.).

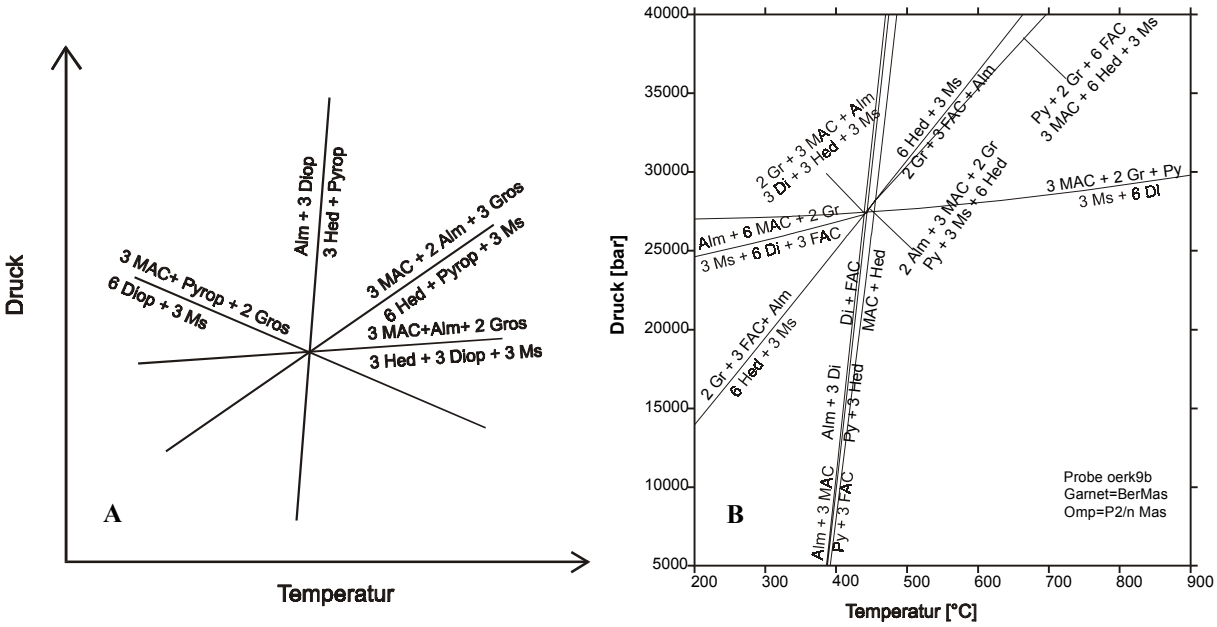


Abbildung 154 A Schematisches Druck-Temperatur-Diagramm der Gleichgewichte für die Endglieder Almandin, Pyrop, Grossular, Diopsid, Hedenbergit, Muskowit und MgAl-Seladonit (MAC).
B Beispiel einer PTAX-Berechnung mit zusätzlicher FeAl-Seladonit-Komponente (FAC).

B. Ti-Barometrie an Kalihellglimmern (Methode B)

Als Geobarometer wird hier der Ti-Einbau in Kalihellglimmern (Phengiten) verwendet (Massonne et al. 1993). Die grundlegende Gleichung für die Berechnung von P-T-Gleichgewichten lautet:

$$\text{Muskowit + Rutil} \quad \Leftrightarrow \quad \text{Ti-Muskowit + } SiO_2 \text{ (Quarz/Coesit)}$$

dabei: Ti-Muskowit $KAl_3Ti_2SiO_{10}(OH)_2$

Die thermodynamischen Daten entstammen im Falle von Quarz und Rutil dem Datensatz von Berman (1988), im Falle der anderen Komponenten Muskowit, Coesit und weiteren Hellglimmern Massonne (1992a). Die thermodynamischen Daten für das theoretische Hellglimmerendglied Ti-Muskowit wurden mit einer "least-squares"-Methode berechnet. Dabei kam ein asymmetrisches Mischungsmodell (Gleichung 7) zum Einsatz.
Der Titan-Einbau ist an Muskowit-Gehalt des Hellglimmers gekoppelt, er nimmt mit steigendem MgAl-Seladonit-Gehalt ab. Das Gleichgewicht eignet sich zur Bestätigung zuvor ermittelten Drücke, besitzt allerdings eine deutliche Temperaturabhängigkeit. Die Hellglimmer sollten zudem Paragonit-arm sein, da hohe Gehalte zu deutlichen Abweichungen führen. Hellglimmer aus Metapeliten erweisen sich in vielen Fällen als ungeeignet (s. u.), die Anwendung auf Eklogite führte aber zumeist zu übereinstimmenden Resultaten (± 2 kbar) mit den Berechnungen des invarianten Punktes.

C. PTAX-Berechnungen an Orthogneisen und Metasedimenten

Methode C1

Die Berechnungen erfolgen im chemischen System KFMASH und führen in Analogie zu Berechnungen an den Eklogiten zu einem invarianten Punkt als Schnittpunkt von vier Gleichgewichten. Es werden die Komponenten Almandin und Pyrop des Granats, Muskowit

und MgAl-Seladonit des Hellglimmers sowie Annit und Phlogopit des Biotits und α-Quarz verwendet. Die Gleichgewichte beinhalten kein H_2O, sie sind daher unabhängig von der Wasseraktivität a_{H2O}. Die berechneten Gleichgewichte lauten:

Almandin + 3 MgAl-Seladonit ⇔ 6 α-Quarz + Phlogopit + Muskowit + Annit

2 Almandin + 3 MgAl-Seladonit = 6 α-Quarz + Pyrop + Muskowit + 2 Annit

Muskowit + 2 Phlogopit + 6 α-Quarz ⇔ Pyrop + 3 MgAl-Seladonit

Almandin + Phlogopit ⇔ Pyrop + Annit.

Methode C2
Eine Erweiterung des Systems um das Ca ermöglicht die Hinzunahme des Anorthit in die Berechnungen, was die Zahl der verwendeten Gleichgewichte ebenfalls erhöht:

Annit + 3 Anorthit ⇔ Muskowit + Grossular + Almandin

Annit + Muskowit + Phlogopit + 6 α-Quarz ⇔ 3 MgAl-Seladonit + Almandin

2 Annit + Muskowit + Pyrop + 6 α-Quarz ⇔ 3 MgAl-Seladonit + 2 Almandin

3 Anorthit + 3 MgAl-Seladonit ⇔ 6 α-Quarz + Phlogopit + 2 Muskowit + Grossular

6 Anorthit + 3 MgAl-Seladonit ⇔ 6 α-Quarz + Pyrop + 3 Muskowit + 2 Grossular

3 Anorthit + Phlogopit ⇔ Pyrop + Muskowit + Grossular

3 MgAl-Seladonit + Grossular + 2 Pyrop ⇔ 6 α-Quarz + 3 Phlogopit + 3 Anorthit.

Die Gleichgewichtseinstellung und Mineralanalytik bestimmt wiederum die Güte des Schnittpunktes. In den Berechnungen wurde sowohl das Feldspat-Mischungsmodell von Fuhrman & Lindsley (1988), bei niedrigen X_{An} in Plagioklas aber auch ideale Mischungen, erfolgreich eingesetzt.
Bei den Metapeliten wurden je nach Paragenese auch noch Fe- und Mg-Staurolith wie auch Disthen mit in die Berechnungen einbezogen. Ergebnisse und Gleichgewichte dazu werden in den Abschnitten der entsprechenden Proben (ÖV.VI.3, ÖV.Ma 3, ÖM.3.1c, SPi.1a) dargestellt.

D. TWEEQU-Berechnungen an Amphiboliten

Trotz des weitverbreiteten Auftretens von Amphibolen in Gesteinen unterschiedlicher Gesamtchemie und Metamorphosegrades, sind Multigleichgewichtsberechnungen von Gleichgewichten mit Amphibol schwierig durchzuführen, da die notwendigen Mischungsmodelle und thermodynamischen Daten für die meisten Amphibol-Endglieder fehlen. Dies ist eine Folge der komplexen Kristallchemie der Amphibole mit unterschiedlichen Kationenpositionen und der Möglichkeit von Leerstellen.
An Granat-Amphiboliten wurden Berechnungen mit dem Programm TWEEQU (Version 2.02b) durchgeführt. Als Datengrundlage dazu dienten die auf der Basis des Datensatzes von Berman (1988, 1990) gewonnenen Mischungsparameter und thermodynamischen Daten (Datensatz Jun92gsc.dat) für die Amphibol-Endglieder Tschermakit, Ferro-Tschermakit, Pargasit, Ferro-Pargasit und Ferro-Tremolit nach Mäder & Berman (1992). Insbesondere die thermodynamischen Daten der Fe-Endglieder der Amphibole sind durch keine Experimente belegt und daher ungenau.
Als Mischungsmodell für Granat kamen die Daten von Berman (1990) zum Einsatz. Aussagekräftige Ergebnisse sind nur bei Verwendung der Amphibol Strukturformel- und Endglied-Berechnung nach Mäder & Berman (1992) zu erhalten. Deshalb wurden die Kationenplätze

des Amphibols nach Mäder & Berman (1992) neu berechnet. Dazu wurden das Programm "cmp.exe" aus TWQ 2.02b verwendet, welches entsprechende Strukturformel-Dateien erzeugt.
Die Anorthit-Komponente des Plagioklas wurde unter Verwendung des Feldspat-Mischungsmodelles von Fuhrman & Lindsley (1988) mit einbezogen. Die Phasen Quarz (α-Quarz) und Rutil wurden mit einer Aktivität von eins berücksichtigt, für den zumeist Endglied-nahen Ilmenit wurde eine ideale Mischung ($a_{Ilm} = X_{Ilm}$) angenommen.
Die Druck-Temperatur-Daten des Schnittpunktes wurden mit dem TWQ-Programm "intersx.exe" berechnet, wobei zuvor weit außerhalb des Schnittpunkts liegende Gleichgewichtskurven aus der "plot.dat" (ASCII-Daten der Gleichgewichtskurven) entfernt wurden. Das Programm "intersx.exe" liest die Ergebnis-Datei aus TWQ ein und berechnet einen durchschnittlichen P-T-Punkt aus allen Schnittpunkten von Gleichgewichtskurven. Es erfolgt dabei eine Gewichtung nach höchstem ΔS, ΔV und kleinstem lnK sowie einem möglichst orthogonalen Schnittpunkt der Gleichgewichtskurven.

6.2 Druck-Temperatur-Abschätzungen mittels Mineralstabilitäten

Experimentelle Arbeiten zur Stabilität von Amphiboliten - Mineralstabilitäten von Amphibolen, Epidot, Chlorit, Klinopyroxen, Granat und Plagioklas

Mit dem Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies haben sich u. a. Liou (1973), Liou et al. (1974) und Apted & Liou (1983) beschäftigt. Er ist durch zwei bedeutende Veränderungen charakterisiert, die beispielsweise bei 5 kbar bei Temperaturen von ca. 500°C ablaufen (Bucher & Frey 1994). Bei den Feldspäten wird Albit durch einen Ca-haltigen Plagioklas (zuerst Oligoklas) ersetzt und bei den Amphibolen Aktinolith durch Aufnahme von Al und Alkalien in eine Hornblende umgewandelt. Aufgrund der Peristeritlücke (Mischungslücke zwischen Albit und Oligoklas) springt die Plagioklaszusammensetzung von An_3 auf An_{17}, der Amphibolübergang erfolgt eher kontinuierlich, obwohl auch hier Mischungslücken vorliegen. Die Hauptprozesse für die Hornblende-Bildung sind der Tschermak-Austausch $MgSi = Al^{IV}Al^{VI}$ sowie der Edenit-Austausch $NaAl^{IV} = \square Si$. Chlorit und Epidot sind trotz der Stabilität der Paragenese Hornblende + Plagioklas im Bereich der Amphibolitfazies vorhanden, werden aber bei erhöhter Temperatur abgebaut. Maßgebliche Reaktionen für den Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies geben Bucher & Frey (1994):

4 Chl + 18 Zoi + 21 Qz ⇔ 5 Ts + 26 An + 20 H_2O,	Reaktion 1.1
7 Chl + 13 Tr + 12 Zo + 14 Qz ⇔ 25 Ts + 22 H_2O,	Reaktion 1.2
Ab + Tr ⇔ Ed + 4 Qz,	Reaktion 1.3
12 Zoi + 15 Chl + 18 Qz ⇔ 8 Grs + 25 Py + 66 H_2O.	Reaktion 1.4

Innerhalb der Amphibolitfazies nimmt der Modalgehalt von Chlorit und Epidot mit zunehmenden Temperaturen ab, entlang einer Ky-Geotherme reagieren Chlorit bei 550°C und Epidot bei ca. 600°C aus der Paragenese heraus. Spear (1993) gibt verschiedene Chlorit- und Epidot-out Kurven für unterschiedliche fO_2-Puffersysteme an. Bei etwas höheren Drücken bleibt Epidot allerdings auch bei höheren Temperaturen stabil (z.B. Epidot-out bei 7 kbar und 690°C nach Apted & Liou 1983). Die Chlorit-out Reaktionen besitzen dagegen alle steil positive Steigungen, da es sich dabei um Dehydrationsreaktionen handelt. In Mg-reichen Gesamtzusammensetzungen ist Chlorit bis in die Amphibolitfazies hinein stabil.

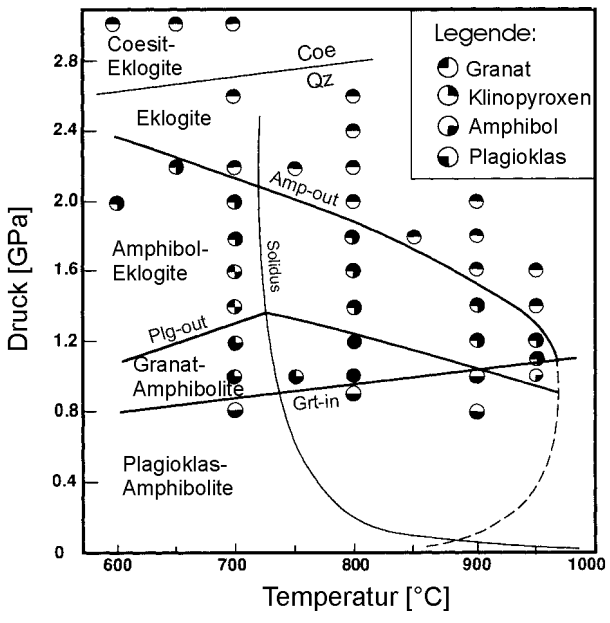


Abbildung 155 Experimentelle Ergebnisse an einem Olivin-normativen Basalt-H_2O-System für den Übergang von der Amphibolit- zur Eklogitfazies nach Liu et al. (1996). Plagioklas, Amphibol, Klinopyroxen und Granat treten auf. Die Symbole für die Mineralphasen geben deren Stabilität im P-T-Feld an.

Die Abgrenzung der Amphibolitfazies zur Epidot-Amphibolitfazies erfolgt über die Epidot-out Reaktion, deren Lage im PT-Diagramm bei intermediären Drücken allerdings zur Definition der Epidot-Amphibolitfazies zwingt. In Metabasiten mit durchschnittlicher MORB-Zusammensetzung tritt Epidot allerdings trotz seiner möglichen Stabilität nicht mehr auf, da der relativ An-reiche Plagioklas durch seine Ca-Aufnahme das Auftreten des Epidotsverhindert.

Kontinuierliche Reaktionen treten aber auch in den beiden Hauptkomponenten der Amphibolitfazies, Hornblende und

Plagioklas auf. Der Austausch NaSi ⇔ CaAl zwischen Hornblende und Plagioklas bildet die Grundlage zahlreicher Arbeiten über die geothermometrische Verwertbarkeit dieser Paragenese. Als Geothermometer wird es in den Arbeiten von Spear (1980), Blundy & Holland (1990) und Holland & Blundy (1994) verwendet.
Mit zunehmender Temperatur können Granat und Klinopyroxen noch in der Amphibolitfazies bedeutende Gemengteile werden. Bereits der Zoisit + Chlorit-Abbau führt zur Bildung von Grossular- und Pyrop-Komponente, Granat ist also bereits in der beginnenden Amphibolitfazies stabil (Bucher & Frey 1994). In den Experimenten mit basaltischer Gesamtzusammensetzung von Liu et al. (1996) liegt die Granat-in Reaktion bei niedrigeren Drücken als die Plagioklas-out Reaktion (vgl. Abb. 155). Granat-Amphibolite werden demnach durch das PT-Feld charakterisiert, das durch diese beiden Reaktionen begrenzt wird. Die Granat-in Reaktion besitzt einen flach positiven Verlauf, bei 600°C sind ca. 8 kbar erforderlich.
Für das Auftreten von Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe sind entlang der Ky-Geotherme 650°C erforderlich (Bucher & Frey 1994). Typische Granat- und Klinopyroxen-bildende Reaktionen sind:

4 Tr + 3 An ⇔ 3 Py + 11 Di + 7 Qz + 4 H_2O,	Reaktion 1.5
1 Ts + 6 Zoi + 3 Qz ⇔ 10 An + 4 Di + 4 H_2O,	Reaktion 1.6
3 Ts + 7 Ky ⇔ 6 An + 4 Py + 4 Qz + 3 H_2O,	Reaktion 1.7
7 Tr ⇔ 3 Ath + 14 Di + 4 Qz + 4 H_2O.	Reaktion 1.8

In der oberen Amphibolitfazies wird bereits Amphibol-Komponente abgebaut. Die fortgesetzte Produktion von Anorthit-Komponente führte zu immer An-reicheren Plagioklasen (Andesin / Labradorit in der oberen Amphibolitfazies). Durch das erste Auftreten von Klinopyroxen wird der Beginn der oberen Amphibolitfazies markiert.
In den Amphiboliten der Silvretta konnte Klinopyroxen nur in wenigen Proben festgestellt werden, wobei dieser weniger im Kontakt mit Hornblende auftritt, sondern vielmehr mit Epidot und aktinolithischem Amphibol. Es scheint vielmehr eine Kontrolle durch die Gesamtchemie als über die PT-Bedingungen vorzuliegen, da er nur in sehr Ca-reichen Lagen auftritt. In allen Fällen (SP.11, ÖS.9.1m) handelt es sich dabei um einen nahezu reinen Diopsid.
Die experimentellen Befunde von Liu et al. (1996) zum Auftreten von Granat bei Drücken oberhalb 8 kbar wird durch verschiedene Geobarometer bestätigt. Die Anwendung der Al^{tot}-in-Hornblende Geobarometer ergibt deutlich höhere Bildungsdrücke von 9-11 kbar für die Granat-Amphibolite als für die Plagioklas-Amphibolite der Silvretta vgl. Geothermobarometrie Amphibolite).
Die verbreitet auftretenden Epidot-Amphibolite sind deuten auf eine Gleichgewichtseinstellung bei Temperaturen unter 600°C. Sie belegen eine Reequlibrierung auf dem retrograden P-T-Pfad unter Bedingungen der unteren Epidot-Amphibolitfazies.

Titan-Phasen
Spear (1993) nennt Titanit als charakteristisch für die Grünschieferfazies und Ilmenit als dominierende Ti-Phase der Amphibolite. In nahezu allen Proben der Silvretta-Metabasite ist allerdings Titanit als typische Phase der amphibolitfaziellen Überprägung festzustellen, während Ilmenit teilweise zusammen mit Rutil in der Eklogiten auftritt und in den Granat-Amphiboliten dominiert. Die Stabilität von Titanit ist nach Spear (1980) ebenfalls stark von der Sauerstofffugazität f_{O2} abhängig, der Häm-Mgt-Puffer verschiebt die Lage der Titanit-out Kurve gegenüber dem Qz-Fayalit-Mgt-Puffer deutlich hin zu höheren Temperaturen. Weiterhin wird die Titanit-Stabilität durch den Al-Einbau kontrolliert, was auch seinen Niederschlag in verschiedenen Ansätzen zur geothermobarometrischen Verwendung dieser Substitution hatte.

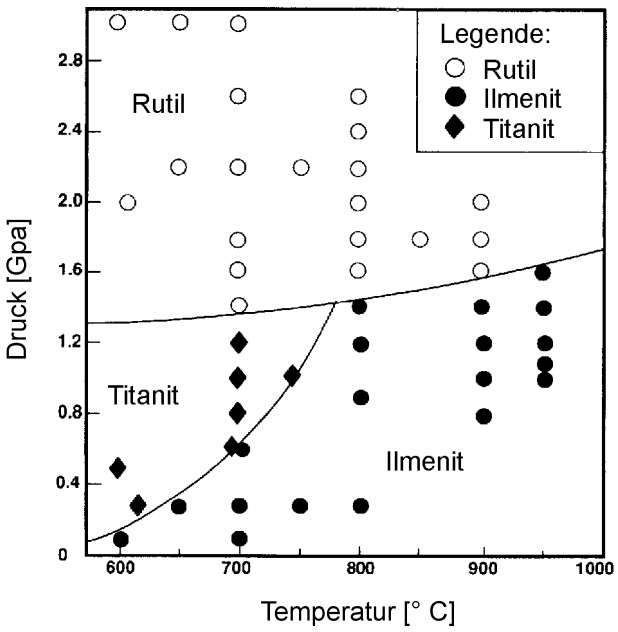


Abbildung 156 Syntheseergebnisse und Stabilitätsbeziehungen der Ti-Minerale Rutil, Ilmenit und Titanit an einem MOR-Basalt-System nach Ernst & Liu (1998).

Nach Liu et al. (1996) und Ernst & Liu (1998) sind die Stabilitätsbeziehungen der Ti-Phasen Rutil, Ilmenit und Titanit in einer MOR-basaltischen Gesamtchemie wie in Abb. 156 angeordnet.

Schichtsilikate - Kalihellglimmer

Kalihellglimmer ist neben barroisitischem Amphibol, Mineralen der Epidot-Gruppe, insbesondere Zoisit, Paragonit und bei entsprechender Gesamtchemie auch Talk, der wichtigste Träger von Wasser in der ozeanischen Kruste in einer Subduktionszone. Seine obere Druckstabilität bestimmt demnach auch wesentlich das Entwässerungsverhalten der subduzierten ozeanischen Kruste und auch die Schmelzbildung im überlagernden Mantelkeil.

Die obere Druckstabilität für MOR-basaltische und andesitische Zusammensetzungen wurde von Schmidt (1996) sowie von Domanik & Holloway (1994) an Al-gesättigten sedimentären Gesamtchemien auf ca. 100 kbar bestimmt. Der Muskowit-Anteil geht in $KAlSi_3O_8$ mit K-Hollandit-Struktur über. Die obere Temperaturstabilität des Kalihellglimmers wird durch den Einbau von Mg- und Fe-Seladonit-Komponente zu höheren Temperaturen hin stark erweitert. Massonne (1995) ermittelte bei einem Druck von 30 kbar Temperaturen > 1000°C. In den experimentellen Arbeiten von Schmidt (1996) blieb Phengit bei Erhöhung der Temperatur bei konstantem Druck bis zum Basaltsolidus stabil.

Paragonit

Paragonit läßt sich phasenpetrologisch als Teil des Systems NASH ausdrücken. Mit H_2O und SiO_2 im Überschuß berechneten Guiraud et al. (1990) mit dem thermodynamischen Datensatz von Holland & Powell (1990) die Phasenbeziehungen in einem petrogenetischen Netz. Generell kann dabei belegt werden, daß die obere Stabilitätsgrenze im Hinblick auf den Druck nicht den Bereich der Ultrahochdruckmetamorphose erreicht und der endgültige Abbau des Paragonits zwischen 24 und 25 kbar erfolgt. Im Falle der Paragonit-Einschlüsse in Omphazit ist dabei unter Vernachlässigung des Ca-Gehaltes die Reaktion Paragonit = Jadeit + Disthen von Interesse. Sie besitzt im PT-Feld einen flachen Verlauf mit einer schwachen negativen Steigung. Die wichtigsten die Eklogite der Silvrettas betreffenden Reaktionen des Systems NMASH wurden mit dem Programm PTAX (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) und dem Datensatz von Berman (1990) berechnet (Abb. 157A).

Paragonit ist in Verbindung mit Quarz über einen weiten PT-Bereich bei Temperaturen < 800°C und Drucken bis zu 26 kbar stabil (vgl. Abb. 157A). Die Stabilität der Paragenese Paragonit + Quarz wird durch folgende Reaktionen definiert (Harley & Carswell 1990):

Paragonit ⇔ Jadeit + Disthen + Fluid,	Reaktion 3.1
Paragonit + Quarz ⇔ Albit + Disthen + Fluid.	Reaktion 3.2

Die beiden Reaktionen schneiden sich in einem metastabilen invarianten Punkt auf der Reaktionskurve von Albit = Jadeit + Quarz bei 22 kbar und 800°C, vgl. Abb. 157A). Unter wassergesättigten Bedingungen ist dieser Punkt im Hinblick auf eine Aufschmelzung metastabil, da die Solidi für Albit und Jadeit + Quarz bei Anwesenheit reinen Wassers zwischen 600 und 700°C liegen (Bohlen et al. 1982). Holland (1979) hat die Reaktion Jd + Ky + V = Pg bei Temperaturen zwischen 550 und 700°C reversibel untersucht und ermittelte eine negative dP/dT-Steigung. Unter wassergesättigten Bedingungen ist die Paragenese Jd + Ky auf sehr hohe Drucke > 22 kbar beschränkt. Die Paragenese Pg + Omp + Ky selbst ist ein nützliches Barometer oder a_{H2O}-Indikator, da Paragonit gewöhnlich nahezu rein auftritt und die a-X-Beziehungen von Omphazit bei 600°C oder mehr hinreichend genau definiert sind (Harley & Carswell 1990).

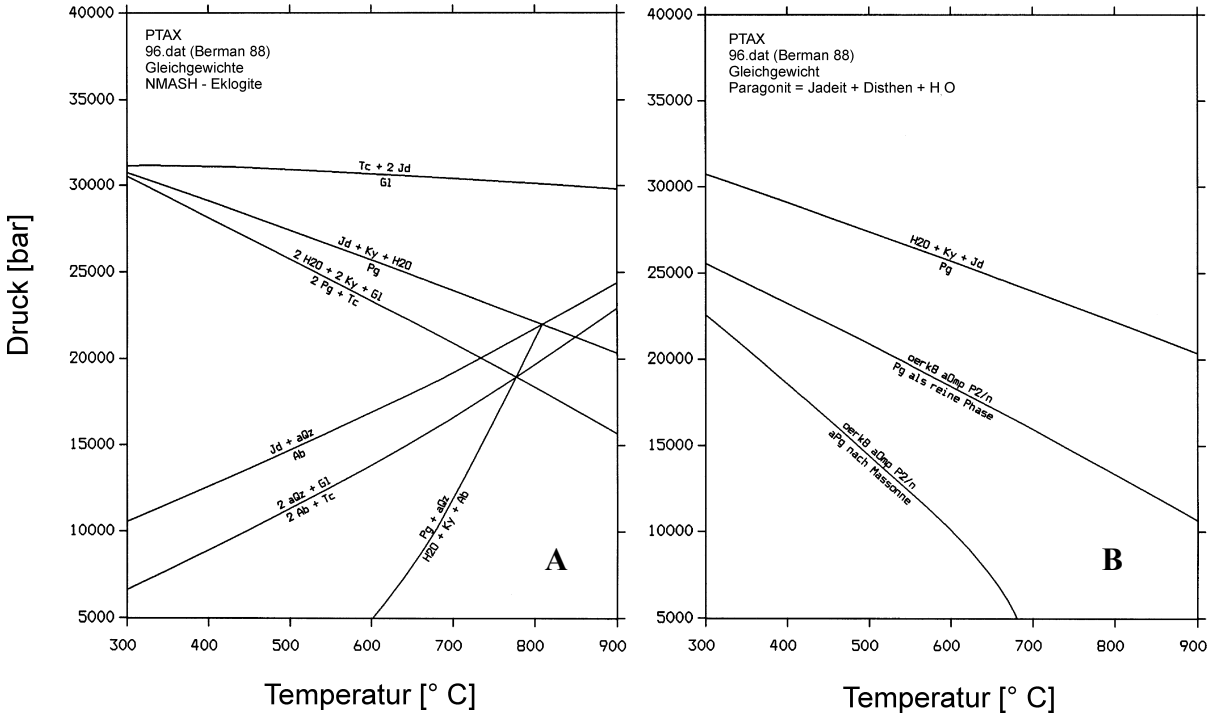


Abbildung 157 A Für Eklogite wichtige Reaktionen des Systems NMASH berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988). B Paragonit-Zerfallsreaktion berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988) sowie Mischungsmodellen für Klinopyroxen und Hellglimmer nach Massonne (1992a).

Einige univariante Reaktionen des NFMASH-Netzes von Guiraud et al. (1990) zeigen bedeutende Verschiebungen nach der Berücksichtigung von Ca oder K in dem Modellsystem (Massonne 1995). Die meisten dieser PT-Verschiebungen sind dabei schwer quantitativ vorherzusagen, da solche Elemente, insbesondere Ca, in verschiedene NFMASH-Minerale wie Granat oder Glaukophan oder Jadeit eingebaut werden können. Die obere Druckstabilität des Paragonits, der in Disthen + Jadeit + H_2O abgebaut wird, wird z.B. durch den Einbau von K_2O hin zu höheren Drucken verschoben. Die Hinzugabe von Ca in das System, was zur Bildung von Omphazit führt, bewirkt den gegenteiligen Effekt.
Berechnungen für die Paragonit-Einschlüsse in Omphazit 10 der Probe ÖRK.8 ergeben gegenüber der Gleichgewichtskurve für reine Phasen deutlich niedrigere Drücke. Unter Verwendung des Mischungsmodelles für Pyroxene nach Massonne (1992a) und reinem Paragonit ergeben sich bei angenommenen 500°C auf dem prograden Ast des P-T-Pfades ca. 21 kbar. Verwendet man auch das Mischungsmodell für die Hellglimmer (Massonne 1992a), ergeben sich sogar lediglich 14.5 kbar.

Paragonit kann in keinem der Atollgranate aus SP.5 nachgewiesen werden, ebensowenig die Erhaltung von Disthen oder Albit. Für die symplektitisch überprägte Probe SP.1 konnte ein Paragonit in Koexistenz mit einem Epidot/Klinozoisit in einem Granatkern nachgewiesen werden. Bei Fluidzufuhr entsteht Paragonit bei 20 kbar bis zu Temperaturen von 750° C , zu höheren Drücken ist die Blastese durch die Abbaureaktion Paragonit ⇔ Jadeit (Omphazit) + Disthen + Quarz + H_2O begrenzt. In Eklogit SP.5 wächst in den Atoll-Lagunen als wasserhaltige Phase allerdings ausschließlich Phengit, dessen Kalium über eine Fluidphase von außen herantransportiert werden muß, was ebenso für das Natrium des Paragonits angenommen werden könnte.
Die Stabilität der Paragenese Disthen + Omphazit in Probe ÖRK.4 während einer frühen Metamorphosephase spricht für das Überschreiten des Gleichgewichts Paragonit ⇔ Jadeit (Omphazit) + Disthen + Quarz + H_2O, allerdings könnte auch der Mangel einer Fluidphase die Bildung von Paragonit behindert haben.

Muskowit-Paragonit-Mischglieder
Zahlreiche Versuche wurden unternommen, eine quantitative Muskowit-Paragonit-Solvusthermometrie zu etablieren. Die theoretischen Solvusberechnungen von Eugster et al. (1972) und Chatterjee & Froese (1975) leiden allerdings unter dem mangelhaften Aktivitätsmodell für Hellglimmer, welches den Einfluß des Seladonit-Einbaues noch außer Betracht ließ (Guidotti 1984). Die jüngste und detaillierteste experimentelle Arbeit stammt von Flux & Chatterjee (1986), der daraus berechnete Solvus weist eine deutliche Druckabhängigkeit auf (Chatterjee & Flux 1986). Deshalb eignet sich die Muskowit-Paragonit-Solvusthermometrie nur als qualitatives Geothermometer, quantitative Thermometrie führt zu keinen sinnvollen Resultaten (Guidotti & Sassi 1976). Der Muskowit-Schenkel des Solvus von Chatterjee & Flux (1986) kann unter den Bedingungen eines unabhängig bekannten Metamorphosedruckes und einer Hellglimmerchemie nahe einer reinen Muskowit-Paragonit-Mischung mit Si < 3.05 p.f.u. für vorläufige Temperaturabschätzungen verwendet werden (Bucher & Frey 1994).
Der Versuch von Bollin (1994), aus den Paragonit-Gehalten der Hellglimmer Temperaturen nach Lambert (1959) und Yoder & Eugster (1955) abzuleiten (525-550°C), ist daher kritisch zu bewerten.
Ein Vergleich mit eigenen Hellglimmeranalysen aus Metapeliten läßt in verschiedenen Proben noch deutlich höhere Paragonit-Komponenten erkennen. Die Gleichgewichtstemperaturen müßten dementsprechend bei Paragonit-Gehalten bis nahezu 30 Mol % erheblich höher gelegen haben. Ein durchschnittlicher Metapelit-Hellglimmer aus Probe ÖV.VI.3 enthält ca. 20 Mol % Paragonit und ca. 70 Mol % Muskowit, die Seladonit-Komponenten sind generell niedrig (vgl. Abb. 136A).

Margarit (inklusive Quarz)
Das Gleichgewicht

$$CaAl_4Si_2O_{10}(OH)_2 + SiO_2 \Leftrightarrow CaAl_2Si_2O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O \qquad \text{Reaktion 3.3}$$
$$\text{Margarit} \quad \text{Quarz} = \text{An in Plg} \quad \text{Disthen} \quad H_2O.$$

wurde für verschiedene Analysen und Mischungsmodelle mit PTAX berechnet (vgl. Thermobarometrie). Dazu wurde für Margarit ein molekulares Mischungsmodell mit $X_{Ca} = a_{Ca}$ gewählt und für den Plagioklas ein ideales, molekulares mit $X_{Ca} = a_{Ca}$ sowie das ternäre Mischungsmodell nach Fuhrman & Lindsley (1988 = F&L ´88). Im Vergleich dazu wurde die Gleichgewichtskurve für reine Phasen geplottet (Abb. 158, ganz rechts). Die Mineralkombinationen entsprechend den Signaturen der Gleichgewichtskurven lauten:

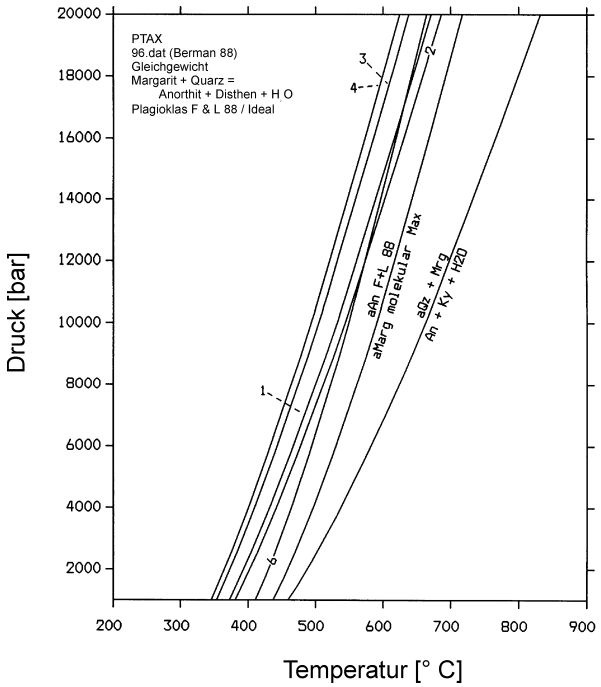


Abbildung 158 Variation des Gleichgewichts Qz + Mrg = An + Ky + H_2O unter Verwendung reiner Phasen, idealer und realer Mischungsmodelle für Plagioklas sowie verschiedener Analysen in ÖV.Vz 2.

1. X_{Ca} in Plg und Mrg maximal,
2. X_{Ca} in Plg maximal, in Mrg minimal,
3. X_{Ca} in Plg und Mrg minimal,
4. X_{Ca} in Plg minimal, in Mrg maximal,
5. X_{Ca} in Plg maximal, a_{An} nach F&L ´88, X_{Ca} in Mrg maximal, mit Beschrift.,
6. X_{Ca} in Plg minimal, a_{An} nach F&L ´88, X_{Ca} in Mrg maximal.

Das Gleichgewicht besitzt einen hohen dP/dT-Wert und eignet sich daher als Geothermometer. Bei den idealen, molekularen Mischungsmodellen und den geringsten Aktivitäten für Anorthit in Plagioklas ist die stärkste Verschiebung zu niedrigeren Temperaturen festzustellen. Alle an realen Mischkristallen aus ÖV.Vz 2 berechneten Gleichgewichte plotten bei niedrigeren Temperaturen als die mit reinen Phasen berechnete Gleichgewichtskurve. Bei gleicher Temperatur ergeben sich deutlich höhere Drücke. Unabhängige Thermometer-Daten liegen aufgrund des Abbaues primären Biotits und K-Na-Hellglimmers nicht vor. Daher läßt sich kein gesicherter Druck aus dem Gleichgewicht ableiten. Die Margarit-Blastese um Disthen erfolgte während der retrograden Abkühlung des Metapelits. Die obere Druckstabilität für Margarit wurde nicht betrachtet. Die Gleichgewichte wurden für $a_{H2O} = 1$ berechnet, geringere a_{H2O} führen zu einer weiteren Verschiebung zu niedrigeren Temperaturen.

Kalihellglimmer können nur in sehr geringem Umfang Margarit-Komponente einbauen. Die meisten Hellglimmer aller Gesteinstypen der Silvrettadecke sind daher CaO-frei. Nur in wenigen Analysen der Eklogit-Probe ÖRK.8 kann als scheinbare Komponente in Hellglimmer-Einschlußmineralen eine Margarit-Komponente festgestellt werden. Sie wird retrograden Zerfallsprozessen zugeschrieben.

Talk

Petrogenetische Netze des Systems MASH mit den Überschußphasen SiO_2 und H_2O, die mit dem modifizierten thermodynamischen Datensatz von Berman (1988) berechnet wurden (Massonne 1995), ergeben für Talk eine nahezu druckunabhängige Temperaturstabilität von ca. 800°C. Bei höheren Temperaturen wird er in Enstatit + Disthen bzw. Enstatit + Pyrop abgebaut. Thermobarometrisch verwendbar ist der Al-Gehalt p.f.u. im Talk. Isoplethen dazu gibt Massonne (1995, S. 53). Im Stabilitätsfeld von Talk + Disthen (+SiO_2 + H_2O) stellen sie aufgrund des hohen dP/dT-Werts eher ein Thermometer dar, im P-T-Bereich oberhalb der thermischen Stabilität von Talk + Disthen aufgrund der flachen Steigung ein fast reines Barometer. Der Al-Gehalt steigt mit zunehmender Temperatur, im Bereich ohne Disthen nimmt er mit steigendem Druck ab. Das Stabilitätsfeld von Talk + Disthen ist zwischen 20 und 30 kbar bei etwa 550°C gegen Karpholith begrenzt, die obere Druckstabilität zwischen 630 und 700°C liegt ca. 43 kbar. Zwischen 700°C/44 kbar und 800°C/28 kbar erfolgt der Abbau in Pyrop, zu hohen Temperaturen stimmt er mit der Temperaturstabilität reinen Talks überein.

Eine Aussage für die Eklogite des Rauhen Kopfes ist damit allerdings kaum möglich. Eine sichere Koexistenz ist nur für die Minerale Quarz und Barroisit gegeben. Eine Gleichgewichtseinstellung mit Disthen ist aus texturellen Gründen abzulehnen. Thermodynamische Daten zur Stabilität zusammen mit Barroisit oder anderen Amphibolen fehlen. Die Stabilität der Paragenese Talk + SiO_2 reicht bis zu Drücken der Ultrahochdruckmetamorphose.
Eine weitere Möglichkeit bietet die Verwendung des Al-Gehaltes in Talk, der allerdings im niedrigen P-T-Bereich nur als reines Thermometer verwendet werden kann. Unklar ist allerdings die zu verwendende Paragenese, die in das Modellsystem MASH paßt. Die Talk-Analysen der Probe ÖRK.1 ergeben insgesamt niedrige Al-Gehalte zwischen 0.015 und 0.048 p.f.u., die auf eine sehr niedrig temperierte Bildung von ca. 400°C bei Drücken unterhalb 20 kbar hindeuten. Noch niedriger liegen die Messungen des Al^{tot}-Gehaltes in der Probe ÖRK.4b, sie erreichen 0.0105 bis 0.0219, was zu noch niedrigeren Temperaturen führen würde.

Biotit
Biotit ist stabiler Gemengteil fast aller Metasedimente, tritt im texturellen Gleichgewicht mit Amphibol und Plagioklas in den Amphiboliten und als symplektitisches Abbauprodukt des Phengits in Eklogiten und deren metasedimentären Begleitgesteinen auf.
Die Anwesenheit von Biotit in den Metasedimenten erlaubt im reinen System FASH die Abschätzung eine Minimaltemperatur mittels der Gleichgewichte

3 Chlorit + 8 Kalifeldspat ⇔ 5 Annit + 3 Muskowit + 9 Quarz + 4 H_2O, Reaktion 3.4
Muskowit + 3 Chlorit + 3 Quarz ⇔ 4 Almandin + 1 Annit + 12 H_2O. Reaktion 3.5

Ersteres Gleichgewicht liefert die untere Temperaturstabilität für Biotit bei mittleren Drücken. Bucher & Frey (1994) geben für pelitische Gesteine ca. 400°C bei 6 kbar an, Spear (1993) 300-400°C in Al-armen Metapeliten. Die Mischreihe mit Phlogopit führt zu etwas höheren Temperaturen. Die obere Temperaturstabilität liegt mit ca. 1000°C weit oberhalb des realistischen Temperaturbereichs für die Gesteine der Silvrettadecke.
Im System KFMASH treten nach Bucher & Frey (1994) folgende weitere Biotit-bildende diskontinuierliche Reakionen auf:

Granat + Chlorit ⇔ Staurolith + Biotit + H_2O, Reaktion 3.6
Staurolith + Chlorit ⇔ Biotit + Alumosilikat + H_2O, Reaktion 3.7
Staurolith ⇔ Granat + Biotit +Alumosilikat + H_2O, Reaktion 3.8
Granat + Chlorit ⇔ Biotit + Alumosilikat + H_2O. Reaktion 3.9

Das Verschwinden von Granat + Chlorit und das Auftreten Staurolith + Biotit markiert den Beginn der mittleren Amphibolitfazies. Bucher & Frey (1994) geben für diese klassische Gelände-Isograde, die in Al-armen Metapeliten auch das erste Auftreten von Staurolith markiert, ca. 600°C an, Spear (1993) nach dem petrogenetischen Netz von Spear & Cheney (1989) ca. 560 bis 590°C bei 5 bzw. 9.5 kbar, wobei sich die Temperaturen durch den Mn-Einbau in Granat um ca. 10 bis 20°C erhöhen können. Die Reaktion führt zum Abbau von Granat, der daher auch in vielen Metapeliten der mittleren Amphibolitfazies resorbiert erscheint.
Die Reaktion von Staurolith + Chlorit nach Disthen + Biotit (Sillimanit) bei ca. 600°C (Spear 1993) ergibt neben Biotit das erste Auftreten von Disthen in Al-armen Metapeliten. Disthen und Staurolith sind in diesen Gesteinen oft miteinander verwachsen, Disthen ist oft mikrotexturell als späte Phase zu erkennen.
Biotit entsteht ebenfalls durch den endgültigen Staurolith-Abbau (Reaktion 3.8), die den Beginn der oberen Amphibolitfazies markiert.

Die Reaktion 3.9 bildet die obere Temperaturstabilität der Paragenese Granat + Chlorit. Sie liegt etwas oberhalb der Reaktion 3.7.

Zoisit / Klinozoisit / Epidot

Schmidt & Poli (1994) und Poli & Schmidt (1998) untersuchten im System CASH die obere Druckstabilität von Zoisit gemäß der Abbaureaktion

12 Zoi $\Leftrightarrow$ 3 Law + 7 Grs + 8 Ky + 1 Coe Reaktion 4.1

und ermittelten eine obere Druckstabilität von 50 kbar bei 700°C und 66 kbar bei 950°C. Diese liegt 25 kbar oberhalb der mit den thermodynamischen Datensätzen von Berman (1988) und Holland & Powell (1990) errechenbaren Kurve.

Das häufige gemeinsame Auftreten mit Disthen spricht ebenso für eine hohe Druckstabilität wie das Auftreten in Coesit-führenden Eklogiten, allerdings ist eine texturelles Gleichgewicht zwischen Zoisit und Coesit oft fraglich. Als Wirtsmineral für Coesit-Einschlüsse tritt Zoisit nach Chopin & Sobolev (1995) nicht auf. Der Fe^{3+}-Einbau in Zoisit nimmt mit ansteigender Sauerstofffugazität f_{O2} zu. Die Eklogite des Rauhen Kopfes weisen einen Fe^{3+}-Gehalt von 1.0-2.5 Gew.% Fe_2O_3 auf.

Folgende für Eklogit-Paragenesen relevante Gleichgewichte mit Zoisit können nach (Harley & Carswell 1990) aufgestellt werden:

4 Law $\Leftrightarrow$ 2 Zoi + Ky + Qz + 7 H_2O, Reaktion 4.2
4 Mrg $\Leftrightarrow$ 2 Zoi + 2 Ky + 3 Crd + 3 H_2O, Reaktion 4.3
4 Mrg + 3 Qz $\Leftrightarrow$ 5 Ky + 2 Zoi + H_2O, Reaktion 4.4
2 Zoi + Ky + Qz $\Leftrightarrow$ 4 An + H_2O, Reaktion 4.5
2 Zoi + 2 Ky $\Leftrightarrow$ 4 An + Crd + H_2O. Reaktion 4.6

Experimentelle Untersuchungen im System CASH von Chatterjee et al. (1984) führten für Reaktion 4.2 zur Anpassung der Gleichgewichtskurve an die Beziehung

P [kbar] = -23,37 + 0,0784 * T [°C]

Zusammen mit den berechneten Maximaltemperaturen für die Eklogite des Rauhen Kopfes von 650°C ergibt sich ein Druck von 27.6 kbar, was genau mit den Maximaldrücken mit der Phengit-Barometrie (vgl. 6.4 Geothermobarometrie an Eklogiten) korreliert. Zoisit könnte also bei den Peak-Bedingungen stabil gewesen sein, darüberhinaus wäre bei a_{H2O} = 1 allerdings Lawsonit die stabile Phase.

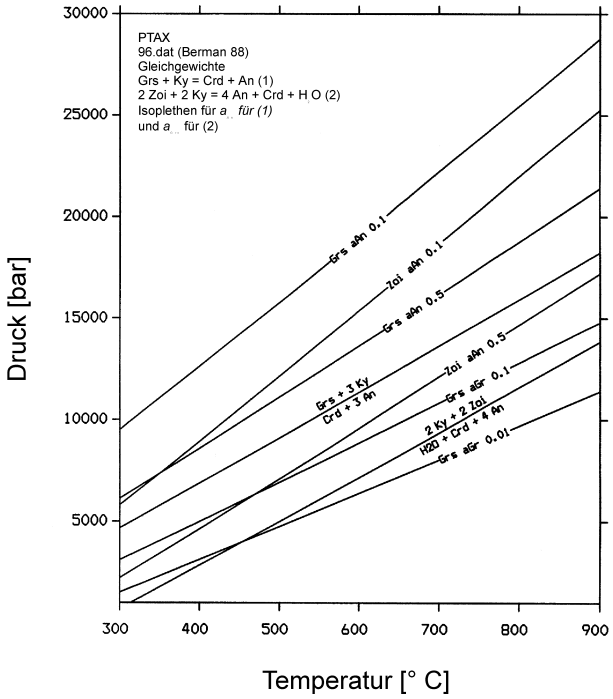
Die thermische Stabilität von Zoisit + H_2O liegt bei ca. 1050°C, die von trockenem Zoisit zwischen 1100 und 1200°C (Harley & Carswell 1990).

Der Phasenübergang von Zoisit zu Klinzoisit läßt sich mit den Programmen PTAX/TWQ von Berman (1988, 1990) bzw. Thermocalc von Holland & Powell (1990) berechnen. Ausgehend von einer Eqilibrierung beider Phasen in Eklogiten, wurde das Gleichgewicht verschiedentlich bereits als Geothermometer eingesetzt. Mikrotexturell tritt Klinozoisit und auch echter Epidot (zur Unterscheidung vgl. Mineralchemie) generell als frühe Phase in der eklogitischen Foliation zusammen mit Omphazit ± Phengit auf. Zoisit kristallisiert dagegen in den Eklogiten des Rauhen Kopfes und des schweizer Silvrettaanteiles erst in der späten Blastesephase unter Zufuhr wäßriger Fluide. Durch den erheblichen Einbau von Pistazit-Komponente in den Klinozoisit, ist die Anwendung eines Mischungsmodelles für die Mischreihe Klinozoisit-Pistazit $Ca(Al,Fe^{3+})Al_2[O|OH|SiO_4|Si_2O_7]$ erforderlich. Unter Annahme einer idealen Mischbarkeit mit a_{Czo} = $Al/(Al+Fe^{3+})$, und der Verwendung realer Zoisit- und Klinozoisit-Zusammensetzungen, wie sie z. B. in SP.23 gemeinsam auftreten, ergibt sich sich eine Abflachung

der Gleichgewichtskurve für den Phasenübergang Klinozoisit ⇔ Zoisit bei unrealistisch niedrigen Druck-Temperatur-Bedingungen < 12 kbar und 350°C. Aufgrund der unsicheren thermodynamischen Datenbasis für Klinozoisit-Epidot-Zoisit wurden diese Minerale nicht in die Multigleichgewichtsberechungen einbezogen.

Korund

Korund tritt in den Eklogiten des Rauhen Kopfes nur als Abbauprodukt von Disthen auf und ist dementsprechend nur in Al_2O_3-reichen Protolithen vertreten. Der Disthen wird dabei von einem extrem feinkörnigen Geflecht von Korundnadeln ersetzt, die ca. 1µm breit sowie 20-50 µm lang sind und der in einer Matrix aus Plagioklas wachsen. Ein direkter Nachweis erhaltenen Disthens im Kernbereich solcher Korund-Plagioklas-Aggregate gelang jedoch nicht. Ähnliche Korund-Plagioklas Abbauprodukte von Disthen beschreibt O´Brien (1993) aus den Eklogiten der Münchberger Gneismasse. Als mögliche Reaktionen für das Korund-Wachstum werden angenommen:



Grossular + Disthen ⇔
Korund + Anorthit,
2 Zoisit + 2 Disthen ⇔
4 Anorthit + Korund + H_2O.

Abbildung 159 PTAX-Berechnungen zu den Korund-produzierenden Disthen-Abbaureaktionen
Grs + Ky =Crd + An und
Zoi + Ky =Crd + An + H_2O.
Für die Grossular (Grs) und Zoisit (Zoi) beinhaltenden Reaktionen sind jeweils die Entwicklungen mit der Variation der Anorthit- oder Grossular-Aktivität angegeben.

Mit dem Programm Thermocalc (Holland & Powell 1988) berechnete Gleichgewichtskurven ergeben nach O´Brien (1993) für die Grossularreaktion 8.3 kbar bei 500°C und 13.2 kbar bei 700°C. Für die Zoisitreaktion werden bei den gleichen Temperaturen und einer Wasseraktivität a_{H2O} von 1 Drücke von 6.4 bzw. 12.6 kbar erzielt. Die Reduktion der Wasseraktivität führt zur leichten Verschiebung der Reaktion hin zu höheren Drücken (0.5 kbar). Eine Neuberechnung mit dem Programm PTAX (Abb. 159) bestätigt die Grossular + Disthen-Reaktion weitgehend (ca. 0.5 kbar höhere Drücke, bei 650°C 12.5 kbar), für die Zoisit + Disthen-Reaktion ergeben sich allerdings deutlich niedrigere Drücke von 8.5 kbar bei 660°C und 5.9 kbar bei 540°C. Diese Diskrepanz verringert sich deutlich bei der Verwendung der Mineralchemie angepaßter Aktivitäten für Anorthit und Grossular. Das Grossular-Gleichgewicht liegt bei ca. 13.9 kbar / 650°C für eine Anorthit-Aktivität von 0.3 und einer Grossular-Aktivität von 0.1. Das Zoisit-Gleichgewicht erreicht für die gleiche Anorthit-Aktivität von 0.3 bei 650°C 12.9 kbar. Ein Problem stellt allerdings die korrekte Messung des Plagioklases dar, da die Bereiche zwischen den Korund-Leisten nur Größen im Bereich von < 1 µm bis ca. 3 µm erreichen. Die Wasseraktivität führt nur zu geringfügigen Änderungen des Bildungsdruckes.

Trotz der Anwesenheit von Korund besitzt das Gesamtgestein eine Sättigung im Hinblick auf SiO_2. Eine durchgehende Gleichgewichtseinstellung hat also nicht stattgefunden, es kann sich nur um lokale Gleichgewichte handeln. Dabei muß es zum Transport von Na an den Reaktionsort gekommen sein (Albit-Komponente des Plagioklases) eine fluide Phase muß anwesend gewesen sein. Einziger Na-Lieferant ist der überall häufige Omphazit, es könnte allerdings auch die Paragonit-Komponente des Phengits (in Probe ÖRK.4 häufig) darin eingehen. O´Brien (1993) schlägt als Erklärung für den SiO_2-Mangel während des Korund-Wachstums eine gleichzeitige SiO_2-verbrauchende Reaktion vor. Von den Abbaureaktionen kommt dafür insbesondere die Symplektitisierung des Omphazits in Frage.

Chloritoid

Da in den Metapeliten des Silvretta-Altkristallins Chloritoid nur lokal am Nordrand des Verwalls als Einschlußphase in Granat auftritt, ist für die Matrix-Mineralvergesellschaftung ein Überschreiten der Reaktion (6.1) anzunehmen, die Metapelite sind also mindestens der unteren Amphibolitfazies angehörig.

Chloritoid ⇔ Granat + Chlorit + Staurolith + H_2O, Reaktion 6.1

Nach Bucher & Frey (1994) liegt die Reaktion (6.1) nur wenige °C oberhalb der Chloritoid + Quarz-Stabilität im reinen FASH-System bei ca. 550°C.

Staurolith

Staurolith ist ein typisches Indexmineral der Amphibolitfazies in Metapeliten, die entlang der Kyanit-Geotherme eine Mitteldruck-Metamorphose erfahren haben (Bucher & Frey 1994). Staurolith ist namensgebend für die erste Barrow-Zone in der niedrig temperierten Amphibolitfazies. Staurolith entsteht im System FASH überwiegend durch Abbau des Chloritoids (Reaktion 6.1). Spear (1993) und Bucher & Frey (1994) benennen für das System KFMASH folgende weitere wichtige diskontinuierliche Reaktionen zur Staurolith-Blastese bzw. zu dessen Abbau:

Granat + Chlorit ⇔ Staurolith + Biotit + H_2O,	Reaktion 7.1
Staurolith + Chlorit ⇔ Biotit + Alumosilikat,	Reaktion 7.2
Staurolith + Bioit ⇔ Granat + Alumosilikat,	Reaktion 7.3
Staurolith ⇔ Granat + Biotit + Alumosilikat + H_2O,	Reaktion 7.4
Fe-Staurolith ⇔ Almandin + Alumosilikat + H_2O (reines FASH-System).	Reaktion 7.5

Das Auftreten von Staurolith + Biotit markiert nach Bucher & Frey (1994) bei ca. 600°C den Beginn der mittleren Amphibolitfazies in natürlichen Metapeliten. Der Abbau von Staurolith und das Auftreten der Paragenese Granat + Biotit + Disthen / Sillimanit markiert den Beginn der oberen Amphibolitfazies in Quarz-gesättigten Metapeliten.
Die oberen thermischen Stabilitäten des Stauroliths für Quarz-gesättigte respektive Quarz-freie Zusammensetzungen im System FASH ist durch folgende Reaktionen gegeben:

75 Staurolith + 312 Quarz ⇔ 100 Almandin + 575 Ky/Sill/And + 150 H_2O,	Reaktion 7.6
2 Staurolith ⇔ Almandin + 12 Sill/And + 4 H_2O.	Reaktion 7.7

Die thermische Stabilität des Stauroliths in Quarz-freien Paragenesen liegt ca 30-50°C höher als für Staurolith + Quarz (Bucher & Frey 1994).
Staurolith tritt im Kristallin der Silvrettadecke in Paragenese mit Biotit und Disthen auf, was auf eine Equilibrierung in der mittleren Amphibolitfazies hindeutet. Hoernes (1971) beschreibt Staurolith aus der gesamten Silvrettadecke in Berührungsparagenesen mit Biotit,

Hellglimmer, Quarz, Plagioklas, Erz, Granat, Disthen, seltener auch mit Sillimanit. Staurolith soll nach Hoernes (1971) postkinematisch gewachsen sein, da Einschlußmuster keine Ablenkung oder Rotation der internen Foliation gegenüber der externen erkennen lassen. Eigene Beobachtungen stimmen damit überein, ebenso wie der Fund von Granat-Einschlüssen (z. T. resorbiert) in Staurolith. Prospert & Biino (1996) beschreiben dagegen aus dem Gebiet des Pischahorns Staurolith mit zwei verschiedenen Intern-Foliationen. Die ältere durch Quarz-Einschlüsse gebildete Foliation weist einen deutlichen Winkel zur zweiten Intern-Foliation auf, die aus Graphit und fibrolithischem Sillimanit aufgebaut wird und parallel zur Extern-Foliation verläuft.
Prospert & Biino (1996) führen zur Ableitung der Metamorphosebedingungen der Metapelite des Pischa Gebietes NE Davos eine komplexe Argumentationskette, in der sie neben der Stabilität von Staurolith auch die Alumosilikatstabilitäten und verschiedene Aktivitäten für Staurolith und H_2O mit einbeziehen. Für reine Phasen und eine Wasseraktivität von eins ergeben sich nach PTAX-Berechnungen am Datensatz von Berman (jan.92) 665°C und 7.2 kbar für den Schnitt des Gleichgewichts (7.6) mit dem Alumosilikatgleichgewicht Disthen ⇔ Sillimanit. Für a_{H2O} = 0.5 dagegen nur 570°C / 5.1 kbar (Prospert & Biino 1996).

Alumosilikate (Disthen / Sillimanit / Andalusit)
In der Silvrettadecke treten alle drei Polymorphen der Alumosilikate Al_2SiO_5 auf (Schweinehage 1995, Prospert & Biino 1996), die bereits frühzeitig (Hoernes 1971) zu Isograden-Kartierungen herangezogen wurden. Entlang des Pfades einer Barrow-Typ-Metamorphose und während einer HP-Metamorphose ist Disthen die stabile Al_2SiO_5-Modifikation. Sillimanit und Andalusit treten bei relativ niedrigen Drücken. Die Lage des invarianten Punktes wurde von verschiedenen Autoren (Richardson et al. 1969, Holdaway 1971, Bohlen et al. 1991, Holdaway & Mukhopadhyay 1993, vgl. auch Kerrick 1990) experimentell ermittelt. Die neuesten Daten hierzu sind 530 ± 20°C / 4.2 ± 0.3 kbar (Bohlen et al. 1991) und 504 ± 20°C / 3.75 ± 0.25 kbar (Holdaway & Mukhopadhyay 1993).
Die Anwesenheit und die Einregelung von Disthen in die Foliation zahlreicher Metapelite belegt seine Stabilität während der Deformation. Die überwiegende Mehrzahl der Metasedimente kann in ihrer prograden Entwicklung aufgrund der erhaltenen Mineralvergesellschaftungen einer Barrow-Typ-Metamorphose zugeordnet werden. Hoernes (1971) beschreibt mehrere Generationen Disthen, nämlich neben der synkinematischen auch eine postkinematische, die zusammen auftreten können.
Sillimanit entsteht nur als postkinematische Phase und ersetzt zumeist Biotit fibrolithisch (Hoernes 1971, Bollin 1994). Prospert & Biino (1996) beschreiben an den Metapeliten des Pischahorn-Gebietes auch gröber kristallinen Sillimanit, der in den Kernen von Fibrolith-Aggregaten sproßt.
Die Eigenfunde von Sillimanit beschränken sich auf den Bereich der eigentlichen Silvrettagruppe im hinteren Jamtal und im Fimbatal. Sillimanit tritt dort lediglich fibrolithisch auf und ersetzt Biotit. Staurolith wird nicht in Sillimanit abgebaut, nur randlich tritt eine Chloritisierung auf, so daß die Reaktion Staurolith + Biotit ⇔ Granat + Alumosilikat unrealistisch erscheint, zumal Granat ebenfalls abgebaut wird.
Die Quarz- bzw. Quarz-Andalusit-Segregate der Silvretta (Bearth 1933, Schweinehage 1995) wurden von Prospert & Biino (1996) aufgrund der geometrischen Beziehungen zum Nebengestein in drei Gruppen eingeteilt, wobei die erste, foliationsparallele und z.T. isoklinal verfaltete nur Quarz enthält. Weiterhin trennen diese Autoren eine weitere Gruppe von Quarz-Andalusit-Muskowit-Aggregaten ab. Die Quarz-Andalusit-Segregate enthalten nach Prospert & Biino (1996) als weitere Mineralphasen Oligoklas, Muskowit, Chlorit sowie Fibrolith und Sillimanit als überwachsende späte Phase. Disthen tritt in den Quarz-Andalusit-Segregaten des Pischa Gebiets demnach nicht auf, ist aber in den Segregaten aus dem Gebiet der Verwallgruppe (Wildebene, zentrale Verwallgruppe, vgl. Schweinehage 1995) weit verbeitet.

Prospert & Biino (1996) korrelieren die Alumosilikat-Entwicklung in den Segregaten des Pischa-Gebietes mit der aus den Alumosilikaten der Gesteinsmatrix. Zusammen mit Mineralstabilitätsbetrachtungen und Fluideinschluß-Daten leiteten sie daraus einen gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden P-T-Pfad ab.

6.3 Thermobarometrie der Eklogite

PTAX-Berechnungen

Die PTAX-Berechnungen wurden für eine Reihe verschiedener Phengit-führender Eklogit-Proben des Rauhen Kopfes bei Ischgl (ÖRK) sowie für zwei Proben der Eklogite des Val Puntota (SP) durchgeführt (Tab. 14).
In den Proben ÖRK.8, ÖRK.9 sowie SP.5 erlauben Einschlüsse von Omphazit und Phengit in Granat die Berechnung prograder Metamorphosestadien. Die im Kern positionierten Analysen der Einschlüsse werden dazu mit zumeist Mg-armen Granat-Kernanalysen kombiniert. Für den Mg-reichen Granat-Rand wurde zusammen mit Omphazit-Rändern sowie Phengit der Matrix ein weiterer P-T-Punkt für den metamorphen Höhepunkt berechnet. Die Phengit-führenden Eklogite des Rauhen Kopfes erlauben keine sichere Berechnung der retrograden Entwicklung während der eklogitfaziellen Geschichte, da für die Phengite der Matrix nur in Einzelfällen eine Zonierung nachgewiesen werden konnte. Diese weist auf eine isotherme Druckentlastung hin.
Für die beiden Proben aus dem Val Puntota konnten im Bezug auf die Hauptdeformation und Anlage der Deformation posttektonische eklogitfazielle Stadien berechnet werden. In SP.5 wurden dazu nicht in die Foliation einbezogene Phengite verwendet, in SP.23 tritt Phengit zusammen mit Omphazit in Quarz-Scherbändern auf. In beiden Fällen wurden für die Berechnungen Mg-reiche Granat-Randanalysen als die wahrscheinlichsten im Gleichgewicht stehenden Kombinationen herangezogen.

Tabelle 14 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen an den Eklogiten der Silvrettadecke. ÖRK = Eklogite Rauher Kopf, SP = Eklogite Val Puntota, Standard-Eklogit-Methode A1.

Probe	Metamorphes Stadium	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
ÖRK.1	prograd	27	540
ÖRK.1	Höhepunkt	25	630
ÖRK.4	prograd (?)	29	490
ÖRK.4	Höhepunkt	25	620
ÖRK.8	prograd	23	560
ÖRK.8	Höhepunkt	26-28	660-670
ÖRK.9	prograd	27	490
ÖRK.25	prograd	24	530
ÖRK.25	Höhepunkt	23	630
SP.5	Höhepunkt	25-27	400-500
SP.5	spätes Stadium	20	490
SP.23	späte Quarzsegregation	21 - 23	540 - 550

Rauher Kopf / Ischgl

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes ergibt sich für Probe ÖRK.9 ein prograder P-T-Datum von 27 kbar bei 490°C. Der daraus resultierende Geotherm von ca. 5°C / km ist ein deutliches Indiz für eine subduktionsbezogene schnelle Versenkung einer ozeanischen Platte.
Die Probe ÖRK.8 liefert dagegen mit ihren mit 23 kbar / 560°C deutlich niedrigere Drücke bei etwas höheren Temperaturen. Dies steht mit der gleichzeitigen Beobachtung von Paragonit als Einschlußphase in Omphazit und in Granat im Einklang (vgl. Mineralstabilitäten). Die Granate der Probe ÖRK.8 entstammen wahrscheinlich einem etwas späteren Equilibrationsstadium, da sie keine Mg-armen Kerne aufweisen und über eine insgesamt relativ homogene Granatchemie besitzen. Weitere prograde P-T-Daten liefern die Proben ÖRK.4 und ÖRK.25, wobei ersteres aufgrund der unsicheren Stellung des Phengits fraglich erscheint. Mit 29 kbar /

490°C liegt es allerdings im Bereich von ÖRK.9, damit allerdings auch deutlich innerhalb des Stabilitätsfeldes von Coesit. Für die Existenz von Coesit konnten aber weder durch Fund von Relikten, noch durch Quarz-Pseudomorphosen mit radialen Rissen in Granat, Belege erbracht werden. Es ist daher davon auszugehen, daß die Eklogite den Bereich der Ultrahochdruck-Metamorphose nicht erreicht haben.
Der Eklogit ÖRK.25, der im Bereich von einem Zentimeter den Übergang von frischem Eklogit in den vollständig symplektitisch-umgewandelten Plagioklas-Amphibolit aufzeigt, ergibt deutlich niedrigere P-T-Daten. Für eine Granat-Kernzusammensetzung ergeben sich mit foliiertem, aber unzoniertem Phengit der Matrix sowie Omphazit, der ebenfalls keine systematische Zonierung erkennen läßt, ca. 24 kbar / 530°C.
Die Rand-Rand-Zusammensetzungen für Granat-Omphazit resultieren zusammen mit Phengit der Matrix in Drücken , die zwischen 23 und 28 kbar sowie Temperaturen, die von 620 bis 670°C variieren. Die höchsten Temperaturen werden in den hydratisierten Eklogit ÖRK.8 berechnet, der zudem keine Mg-armen Granat-Kerne aufweist. Für den ebenfalls hydratisierten Amp-Zoi-Phe-Eklogit ÖRK.4 werden dagegen nur 620°C erzielt, obwohl die Granate ebenfalls sehr hohe Mg-Gehalte besitzen. Berechnungen zur frühen retrograden Entwicklung der Eklogite sind aufgrund mangelnder Zonierungen in den Matrix-Phengiten aus ÖRK.1, ÖRK.4, ÖRK.8 und ÖRK.25 nicht möglich. Die Phengite erweisen sich als überwiegend homogen, randliche Abweichungen sind durch die zunehmende Degradation im Zusammenhang mit einer beginnenden Symplektitisierung zu sehen. In der Probe ÖRK.10 konnten allerdings Zonierungen in Phengiten nachgewiesen werden. Im Kern ist ein Seladonit-Maximum festzustellen, nach außen erfolgt eine Zunahme der Muskowit-Komponente. Diese Entwicklung in einem foliierten Phengit läßt auf eine Druckentlastung während der Deformation rückschließen.
Die Proben ÖRK.1, ÖRK.4 und ÖRK.25 ergeben übereinstimmend einen eng umgrenzten P-T-Bereich von 23 – 25 kbar / 620 – 630°C.

Val Puntota / Brail, Zernez
Die Ergebnisse an den Phengit-führenden Eklogiten SP.5 und SP.23 des Val Puntota ergeben ein vergleichbares Druckniveau für den prograden Teil des P-T-Pfades, den metamorphen Höhepunkt wie auch den frühen retrograden Verlauf des eklogitfaziellen P-T-Pfades, allerdings bei ca. 150°C niedrigeren Temperaturen.
Für die extrem Mg-armen Granat-Kerne aus SP.5 resultieren unrealistisch niedrige Temperaturen im Bereich von 350°C. Für die verbreitete Entwicklung von Atoll-Granaten in diesem Gesteinstyp wird daher eine Herauslösung des Kernes aufgrund der mangelnden Stabilität der Granat-Kerne unter eklogitfaziellen Bedingungen angesehen. Die Kerne der Granate müssen daher einer präeklogitischen metamorphen Phase entstammen. Diese könnten der von Maggetti & Galetti (1988) aufgrund von Amphibol-Einschlüssen postulierten abgetrennten früheren amphibolitfaziellen Phase zugehören oder etwa einer direkt vorausgehenden blauschieferfaziellen Phase zuzuordnen sein.
Für Eklogite sinnvolle Temperaturen ergeben sich nur mit den Mg-reicheren Randzusammensetzungen der Granate bzw. den Atollbarrieren.
Für zwei nicht eingeregelte Phengite, die zusammen mit Quarz Segregat-artig in Probe SP.5 auftreten, ergeben sich deutlich niedrigere Drücke von 20 kbar bei 490°C.
In Probe SP.23 tritt eine späte, vorwiegend durch Quarz aufgebaute Scherzone auf, die den eklogitischen Lagenbau schneidet (vgl. Petrographie Eklogite). Die eklogitfazielle Entstehung wird durch das Vorkommen von Omphazit und Phengit in der Scherzone bewiesen. Zusammen mit einem Granatrand aus dem Rand zum eigentlichen Eklogit ergeben der Omphazit und verschiedene Phengite einen Druckbereich von 20.6 bis 23.0 kbar bei 540 bis 550°C.

PTAX-Berechnung mit der FeAl-Seladonit-Komponente des Kalihellglimmers

Die Verwendung der FeAl-Seladonit-Komponente des Kali-Hellglimmers führt nur in wenigen Mineral-Kombinationen, die in den meisten Fällen durch eine gut definierte Einschluß-Mineralvergesellschaftung dargestellt werden, zu einem eng beieinanderliegendem Schnittpunkt der Gleichgewichtskurven.

Für die Quarz-reiche Probe ÖRK.9 aus dem Eklogit des Rauhen Kopfes wird an einem Omphazit-Phengit-Einschlußpaar in einem Mg-armen Granat-Kern (vgl. Abb. 160) das beste Ergebnis erzielt. Ein weiteres sehr gut übereinstimmendes Ergebnis ergab sich an der Mineral-Kombinationen sp5b2, die aus der Verknüpfung eines Außenrandes eines Atollgranates mit Omphazit und Phengit der Lagune resultiert. Befriedigende Resultate wurden an der Probe ÖRK.25 mit foliierten Phengiten erzielt (Mineral-Kombination ork25j). Alle anderen Berechnungen ergaben gegenüber den Granat-Klinopyroxen-Temperaturen stets deutlich überhöhte Granat-Phengit-Werte (vgl. Granat-Phengit-Thermometrie).

Die Abweichungen der ermittelten Granat-Phengit-Temperaturen sind im Kapitel Granat-Phengit-Thermometrie ausführlich dargestellt.

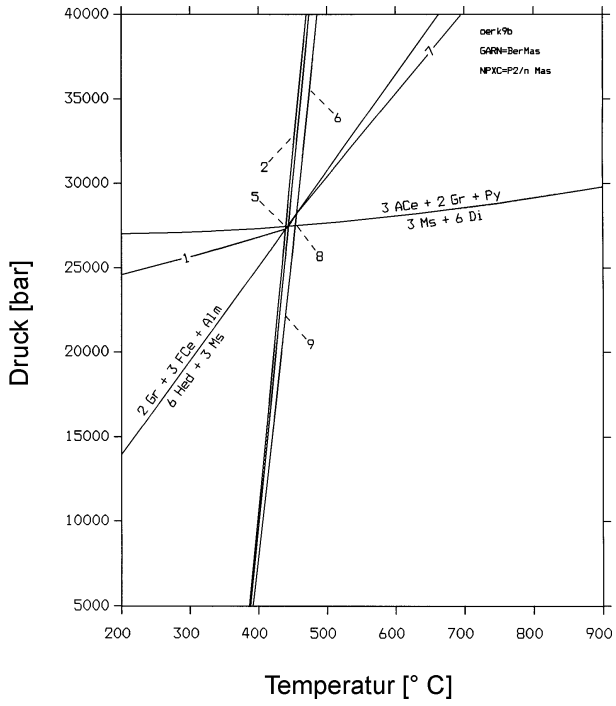


Abbildung 160 PTAX-Multigleichgewichtsberechnung an Eklogit ÖRK.9 des Rauhen Kopfes bei Ischgl unter Berücksichtigung der FeAl-Seladonit-Komponente.

PTAX-Barometrie mit Disthen

Zusätzlich zu den Berechnungen mit den Kali-Hellglimmer-Komponenten, wurden für den Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4a/b/c Multigleichgewichts-Berechnungen mit den Komponenten Almandin, Pyrop, Grossular, Diopsid, Hedenbergit und Disthen durchgeführt, die ebenfalls zu einem invarianten Punkt führen. Diese führen zu überwiegend deutlich abweichenden Drücken bei stark streuenden Werten (Tab. 15).

Tabelle 15 Zusammenfassung der PTAX-Ergebnisse am Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4 mit den Komponenten Almandin, Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid und Hedenbergit aus Omphazit sowie Disthen (mit a_{Ky} = 1).

Mineralkombination	Metamorphes Stadium	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
ork4ba	T-Maximum	17.0	590
ork4bc	prograd	22.5	560
ork4ca	T-Maximum	28.0	600
ork4cb	prograd	42.8	527

Der invariante Punkt wird bei der Berechnung ohne Phengit-Komponenten von zwei Disthen-beinhaltenden drucksensitiven Gleichgewichten bestimmt, die Temperatur wird von dem fast druckunabhängigen Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschgleichgewicht kontrolliert.

Die Gleichgewichte lauten:

3 Hedenbergit + 2 Disthen	⇔	Grossular + Almandin + 2 Quarz
3 Diopsid + 2 Disthen	⇔	Grossular + Pyrop + 2 Quarz
3 Hedenbergit + Pyrop	⇔	3 Diopsid + Almandin

Die Steigungen dP/dT der beiden drucksensitiven Reaktionen sind für reine Barometer zu hoch (vgl. Abb. 161A), der resultierende invariante Punkt weist ein hohes Fehlerpotential auf. Die temperaturunabhängigeren Phengit-Komponenten beinhaltenden Gleichgewichte der Standard-Eklogit-Methode A1 ergeben einen erheblich besser definierten Druck und sind daher vorzuziehen.
Die Einbeziehung von Disthen in die Standard-Eklogit-Methode führt ebenfalls nur in Einzelfällen zu einem eng beieinanderliegendem Schnittpunkt. Nur die bereits zuvor gut überein-

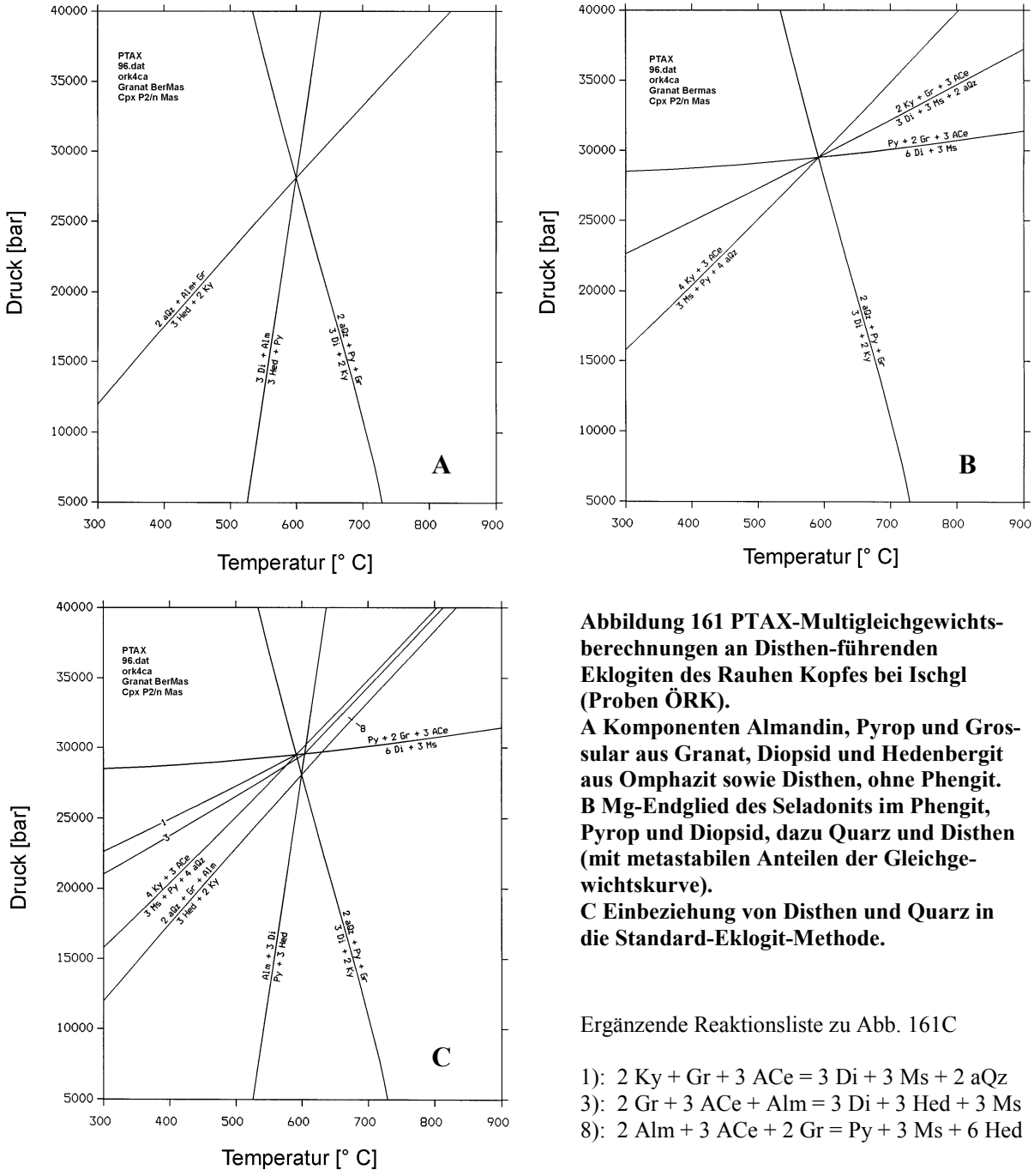


Abbildung 161 PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen an Disthen-führenden Eklogiten des Rauhen Kopfes bei Ischgl (Proben ÖRK).
A Komponenten Almandin, Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid und Hedenbergit aus Omphazit sowie Disthen, ohne Phengit.
B Mg-Endglied des Seladonits im Phengit, Pyrop und Diopsid, dazu Quarz und Disthen (mit metastabilen Anteilen der Gleichgewichtskurve).
C Einbeziehung von Disthen und Quarz in die Standard-Eklogit-Methode.

Ergänzende Reaktionsliste zu Abb. 161C

1): 2 Ky + Gr + 3 ACe = 3 Di + 3 Ms + 2 aQz
3): 2 Gr + 3 ACe + Alm = 3 Di + 3 Hed + 3 Ms
8): 2 Alm + 3 ACe + 2 Gr = Py + 3 Ms + 6 Hed

stimmende Zusammensetzungs-Datei ork4ca liefert ein zufriedenstellendes Ergebnis.
Für Disthen- und Quarz-führende Eklogite ist eine weitere PTAX-Berechnungsvariante mit den Komponenten MgAl-Seladonit und Muskowit aus Phengit, Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid aus Omphazit sowie Disthen und Quarz möglich, bei der vier Gleichgewichte ebenfalls zu einem univarianten Punkt führen (vgl. Abb. 161B). Die Gleichgewichte lauten:

2 Disthen + Grossular + 3 MgAl-Seladonit ⇔ 3 Diopsid + 3 Muskowit + 2 Quarz
4 Disthen + 3 MgAl-Seladonit ⇔ 3 Muskowit + Pyrop + 4 Quarz
Pyrop + 2 Grossular + 3 MgAl-Seladonit ⇔ 6 Diopsid + 3 Muskowit
2 Quarz + Pyrop + Grossular ⇔ 3 Diopsid + 2 Disthen

Tabelle 16 Zusammenfassung der PTAX-Ergebnisse am Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4 mit den Komponenten Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid aus Omphazit, MgAl-Seladonit und Muskowit aus Phengit sowie Disthen und Quarz (mit $a_{Ky} = 1$, $a_{Qz} = 1$).

Mineralkombination	Metamorphes Stadium	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
ork4ba	T-Maximum	25.4	549
ork4bc	prograd	25.4	545
ork4ca	T-Maximum	29.5	592
ork4cb	prograd	30.3	595

Die Ergebnisse dieser zweiten Methode für Disthen-führende Eklogite sind erheblich konstanter und weichen nur geringfügig gegenüber den Werten der Eklogit-Standard-Methode ab (vgl. Tab. 14 und 16). Sie erfordern allerdings die Anwesenheit von Phengit und Quarz. Die ermittelten Drücke liegen abermals im Stabilitätsbereich von Coesit. Das Druckmaximum liegt im Bereich der mit der selben Methode, allerdings einem verändertem Granat-Aktivitätsmodell, berechneten Eklogite des Erzgebirges (Schmädicke 1994), die Temperaturen liegen demgegenüber ca. 50°C niedriger.
Die Anwendung auf die analog zu berechnenden Fe-Endglieder der Mineralphasen (Almandin, Hedenbergit und FeAl-Seladonit) führt zu keinem invarianten Punkt, die vier parallel verlaufenden Gleichgewichte grenzen lediglich einen P-T-Korridor ein.
Die kombinierte Anwendung der Fe- und Mg-Endglieder der Mineralphasen mit Ausnahme des FeAl-Seladonits zusammen mit Grossular, Disthen und Quarz (Eklogit-Standard-Methode + Disthen / Quarz) führt nur im Fall ork4ca (Abb. 161C) zu einem guten Schnittpunkt im Bereich der zuvor ermittelten Werte. Für alle anderen Zusammensetzungsdateien kommt es zu einer mehr oder weniger starken Streuung der Gleichgewichtskurven.
Die Anwendung der FeAl-Seladonit-Komponente des Phengits in Verbindung mit Disthen und Quarz ergibt ebenfalls eine starke Streuung der Gleichgewichtskurven.

Ti-Barometrie an Kalihellglimmern der Eklogite

SiO_2- und Phengit-führende Eklogite besitzen aufgrund ihres steten Rutil-Gehaltes die Voraussetzungen für die Anwendung der Ti-Barometrie an Kalihellglimmern nach Massonne et al. (1993). Einige Eklogite enthalten allerdings keinen freien Quarz, in anderen erscheint Quarz nur in vereinzelten Segregat-Lagen, eine lokale Gleichgewichtseinstellung, die eine freie SiO_2-Phase beinhaltet, erscheint fraglich.
Die Ergebnisse an den Quarz-führenden Eklogiten bestätigen insgesamt die zuvor mit PTAX ermittelten invarianten Punkte. Bei den zuvor ermittelten Granat-Omphazit-Temperaturen weichen die korrespondierenden Drücke zumeist nur um 1 – 4 kbar ab (Tab. 17). Die SiO_2-gesättigte Probe ÖRK.1 weist einen großen Phengit-Kristall auf, der aufgrund seiner Korngröße mikrotexturell der späteklogitfaziellen Blastese von Amphibol (Barroisit), Zoisit

Tabelle 17 Zusammenfassung der Ergebnisse der Ti-Barometrie an Kalihellglimmern nach Massonne et al. (1993) für die Eklogite der Silvrettadecke.

Probe	Hellglimmer	Metam. Stadium	$P_{Standard}$ [kbar]	$T_{Standard}$ [°C]	P_{Ti} [kbar]
ÖRK.1	10784/2 Ti-Minimum	Höhepunkt	25	630	29.4
ÖRK.1	10784/6 Ti-Maximum	Höhepunkt	25	630	27.4
ÖRK.4	10972/28+37	prograd (?)	29	490	24 - 25
ÖRK.4	verschied. Matrixhgl.	T-Höhepunkt	25	620	27 - 29.5
ÖRK.8	10908/35 Si-Maximum	prograd	23	560	21.8
ÖRK.8	verschied. Matrixhgl.	T-Höhepunkt	26-28	660-670	29 - 30
ÖRK.9	10825/3 Ti-Minimum	prograd	27	490	27.8
ÖRK.25	11170/6	prograd	24	530	22.7
ÖRK.25	11170/4 Ti-Maximum	T-Höhepunkt	23	630	23.3
SP.5	10952/36 + /44 Ti-Min.	Höhepunkt	25-27	400-500	24.1 - 30.1
SP.5	10952/10 + /17 + /25	retrograd	20	490	16.6 - 21.9
SP.23	11176/24 Si-Maximum	retrograd	23	550	22.0
SP.23	11176/22 Ti-Maximum	retrograd	20.5	540	17.9

und Talk zuzuordnen ist. Eine Zonierung ist abgesehen von der randlichen, durch den symplektitischen Abbau in Biotit und Plagioklas bedingten Degradation, nicht zu erkennen. Auch der TiO_2-Gehalt schwankt konstant um 0.25 Gew.% und liegt nur in einer Einzelanalyse mit 0.15 Gew.% deutlich niedriger. Für eine durchschnittliche Analyse wird bei der zuvor ermittelten Granat-Omphazit-Temperatur von 630°C ein Druck von ca. 27 kbar ermittelt. Für das Ti-Minimum resultieren 29 kbar. Diese Drücke liegen damit 2 bzw. 4 kbar oberhalb der mit der Eklogit-Standard-Methode erzielten Ergebnisse und im Bereich der Coesit-Stabilität.
Für den Quarz- und Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4a/b/c ergeben sich für die Matrix-Phengite ebenfalls erhöhte Drücke im Bereich 27 - 29.5 kbar. Ein als prograd gedeuteter Phengit-Omphazit-Einschluß in Granat ergab mit dem Granat-Kern mit der Standard-Eklogit-Methode 29 kbar / 490°C. Mit der Ti-Barometrie ergeben sich dagegen nur 24 kbar bei den zuvor ermittelten Temperatur-Bedingungen.
In Probe ÖRK.8 (Quarz-frei bzw. nur in Segregaten) werden die höchsten Drücke mit Werten von 29 – 30 kbar bei 650°C ermittelt. Für die zusammen mit Paragonit auftretenden Si-ärmeren Einschluß-Phengite in Granat und Omphazit ergeben sich bei höherem TiO_2-Gehalt der Hellglimmer niedrigere Drücke von ca. 22 kbar bei 560°C, was sehr gut mit dem PTAX-Ergebnis übereinstimmt.
Der Quarz-reiche Eklogit ÖRK.9 enthält Phengit nur als Einschluß-Phase in Granat. Die Kontaktpaarung Phengit- und Omphazit-Einschluß in Granat-Kern ergab bei den PTAX-Berechnungen auch unter Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente ein sehr gut definiertes P-T-Datum, welches auch durch das Ergebnis der Ti-Barometrie von 27.8 kbar / 490°C bestätigt wird.
Für die Probe ÖRK.25 ergeben sich zwei mit 24 bzw. 23 kbar nur geringfügig abweichende Drücke für ein prograde Metamorphosestadium und das Temperatur-Maximum.
Auch die Eklogite aus dem Val Puntota bestätigen die Ergebnisse der PTAX-Berechnungen mit der Standard-Methode. Für Probe SP.5 ist die Streuung mit 24.1 - 30.1 kbar gegenüber 25 - 27 kbar aus der Standard-Methode etwas größer. Für die nicht eingeregelten Phengite einer retrograden, späteklogitfaziellen Bildungsphase läßt sich ein Druckbereich von 16.6 - 21.9 kbar berechnen.
Die Phengite aus der ebenfalls späteklogitfaziellen Quarz-reichen Scherzone in Probe SP.23 ergeben auch niedrigere Drücke zwischen 17.9 und 22.0 kbar. Sie liegen 1.6 bzw. 1.0 kbar niedriger als die aus der Standard-Methode hervorgehenden Drücke.

Alternativmodell zur Entstehung von Zonierungen in Eklogitgranaten

Im Gegensatz zur Annahme einer rein P-T-kontrollierten Wachstumszonierung des Granats, muß die Möglichkeit einer durch Reaktionsbeziehungen und Reaktionskinetik beeinflußten Entwicklung der Zonierungen in Betracht gezogen werden, die zur Ausbildung rein lokaler Gleichgewichtseinstellungen führen können.

Nach diesem Modell wächst Granat durch die erheblich niedrigeren Diffusionsraten für Ca gegenüber Fe und Mg unter fluidfreien Verhältnissen bevorzugt in den Plagioklas-Arealen der Protolithe (Cuthbert & Carswell 1990) bzw. umwächst diesen koronaartig entlang der Korngrenzen Plagioklas zu Mafit, wie in den Metagabbro-Proben SVS.3 aus dem Val Sarsura zu beobachten. Das Modell erklärt die hohen Grossular-Gehalte in den Granat-Kernen und kann auch zur Erklärung der Entstehung von Atollgranaten bzw. Einschlüssen in Granat herangezogen werden. Die Andradit-Komponente wird gemäß der Reaktion Andradit ⇔ Grossular + Disthen + Quarz in Granat umgewandelt. Es resultieren Einschlüsse des verbleibenden Disthens und Quarz sowie des verbleibenden Albits aus der Plagioklas-Komponente. Dieses Modell kann grundsätzlich nur auf grobkörnige Gesteine angewandt werden und wurde daher an Koronagabbros und an den eklogitfaziell überprägten Granuliten Norwegens entwickelt. Bei Fluidzufuhr wird Albit + Disthen + Quarz + H_2O in Paragonit umgewandelt. Bei mangelnder Anwesenheit von Fluiden kann dagegen Albit stabil als Einschluß innerhalb von Eklogiten auftreten.

Da dieses Modell die Präexistenz grobkörniger Minerale voraussetzt, kann es nicht auf Basalte angewandt werden. Für die Silvrettadecke ist einerseits ein erhaltener Gabbro belegt, für die Mehrzahl der Eklogite kann aber eine MORB-Zusammensetzung nachgewiesen werden (vgl. Geochemie). Allerdings weisen zahlreiche Proben die Beteiligung einer Kumulatkomponente auf, so daß mit einer erheblichen Beteiligung von gabbroiden Ausgangsgesteinen auch für die Silvrettadecke zu rechnen ist.

Variationen im Fe/Mg-Verhältnis im Granat sind auch nach diesem Modell durch P-T-Variation zu erklären. Die z.T. abrupte Grossular-Abnahme zum Rand (vgl. Mineralchemie Granat Abb. 83C, 85B+C) ist demnach Folge des Verlassens des Kristallisationsortes aus dem ehemaligen Plagioklas-Bereich. Der starke Abfall des Fe/Mg-Verhältnisses läßt sich aufgrund der ähnlichen Diffusionsraten aber nur einer Temperaturzunahme zuordnen.

Eine abweichende Erklärungsmöglichkeit zur Entstehung von Fe/Mg-Zonierungen in Granat geben Cuthbert & Carswell (1990). Ausgehend von Gesteinen der Western Gneiss Region WGR in Westnorwegen, beschreiben Cuthbert & Carswell (1990) Zonierungen mit deutlicher Abnahme des Fe/Mg-Verhältnisses vom Kern zum Rand. Die Abnahme wird in Zusammenhang mit der Transformation eines Amphibolits in einen Eklogit durch starke Druckzunahme bei gleichbleibenden Temperaturen gedeutet. Das hohe Fe/Mg-Verhältniss im Granatkern ist danach die Folge des niedrigeren $K_D^{Fe\text{-}Mg}$ für Granat-Amphibol-Paare gegenüber Granat-Klinopyroxen-Paaren bei gleicher Temperatur. Die Abkunft der Eklogite der Western Gneiss Region Norwegens aus Amphiboliten ist nach Cuthbert & Carswell (1990) durch zahlreiche primäre Amphibol-Einschlüsse in Granatkernen belegt.

Für die Silvrettadecke kann kein Beweis für die Herkunft aus Amphiboliten erbracht werden. Beobachtungen von primären Amphibol-Einschlüssen in Granatkernen von Maggetti & Galetti (1988) konnten an den eigenen Proben nicht bestätigt werden. Daher wurden die Zonierungen der Mineralphasen der Silvretta-Eklogite als wachstumsbedingt interpretiert.

P-T-Eingrenzung durch Mineralstabilitäten

Stabilitäten von Lawsonit

Als weitere mögliche HP-LT-Mineralphase sollte Lawsonit auf dem prograden Teil des berechneten P-T-Pfades stabil gewesen sein. Lawsonit kann in den Eklogiten der Silvrettadecke allerdings weder als Matrix-Phase noch als Einschluß in Granat oder Omphazit nachge-

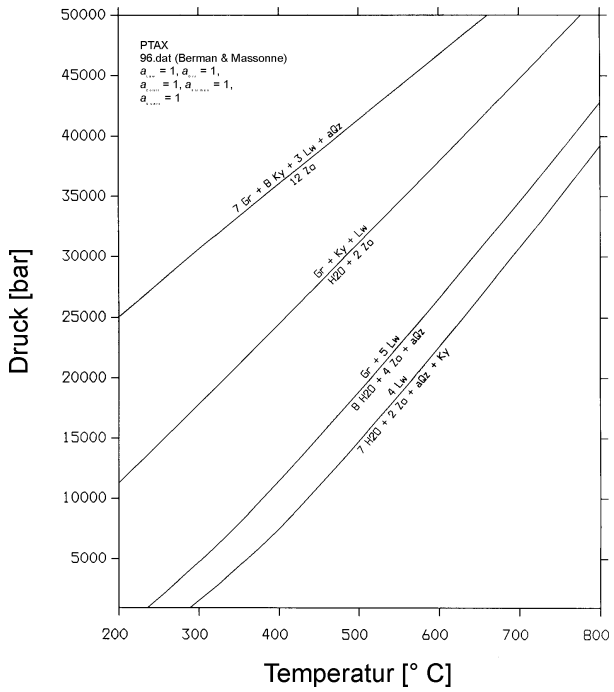


Abbildung 162 P-T-Stabilität von Lawsonit nach PTAX-Berechnungen mit dem Datensatz von Berman (1988).

wiesen werden. Der Abbau zu höheren Temperaturen erfolgt nach dem Gleichgewicht 4 Lawsonit ⇔ 2 Zoisit + Disthen + Quarz + 7 H_2O, das nach PTAX-Berechnung mit dem Datensatz von Berman (1988) bei 15 kbar / 500°C und 25 kbar / 630°C liegt. Neuere Untersuchungen dieses Gleichgewichts, das auch die Stabilität des Zoisits limitiert (vgl. Mineral-stabilitäten), stammen von Poli & Schmidt (1998). Unter Einbeziehung der Grossular-Komponente des Granats ist die Berechnung weiterer Gleichgewichte möglich, die die Stabilität zu noch höheren Drücken erweitern (vgl. Abb. 162). Ebenso wie beim Paragonit, ist beim Lawsonit die Anwesenheit von H_2O notwendig und wahrscheinlich der limitierende Faktor bei der Blastese.

Jadeit-Barometrie

Die Druckabschätzung von Eklogiten beruhte lange Zeit (vgl. Zusammenfassungen zur Thermobarometrie von Eklogiten wie Carswell & Harley, 1989) aufgrund der häufig rein bimineralischen Paragenese Granat + Omphazit auf der Jadeit-Barometrie. Diese basiert auf dem einfachen Gleichgewicht

Albit	⇔	Jadeit + Quarz
$NaAlSi_3O_8$		$NaAlSi_2O_6$ SiO_2

Eine der häufigst gebrauchten Kalibrationen des Gleichgewichts stammt von Holland (1980, 1983). Sie lautet P [kbar] = 0.35 + 0.0265 T [°C] ± 50°C. Gasparik & Lindsley (1980) faßten Daten von Holland (1980) und Kushiro (1969) zu einem Isoplethendiagramm der obigen Reaktion zusammen. Eine Neuberechnung des Gleichgewichts mit dem Programm PTAX und dem thermodynamischen Datensatz von Berman (1988) ergibt das Isoplethendiagramm der Jadeitaktivitäten in Abb. 163. Albit und Quarz werden als reine Phasen mit einer Aktivität von eins eingesetzt. Der Molenbruch des Jadeits entspricht bei hohen Temperaturen und idealem Mischungsverhalten auf einem Platz ungefähr der Aktivität (Harley & Carswell 1989). Holland (1983) ermittelte Aktivitäten synthetischer Pyroxene der Mischungsreihe Diopsid - Jadeit bei 600°C. Die a-X-Beziehungen von Diopsid und Jadeit lassen sich demnach mit $a_{Jd} = X^2_{Jd} * \gamma_{Jd}$ ausdrücken.Gasparik & Lindsley (1980) geben die Aktivitäten von Jadeit und Diopsid in einem a-X-Diagramm für 15 kbar und Temperaturen von 600°C, 1000°C und 1400°C an. Bis zu Jd_{35} bleibt demnach bei 600°C das Verhalten des Jadeits nahezu ideal, erst bei größeren Jadeit-Gehalten nimmt die Nichtidealität zu.

Maggetti & Galetti (1988) bestimmten für einen vergleichbaren Omphazit mit dem maximalen Jadeit-Gehalt von 51 Mol-% nach dem Diagramm von Gasparik & Lindsley (1980) im Temperaturbereich von 550-650°C einen Druck von 14-16 kbar.

Mit dem Programm DOMINO (De Capitani 1995) lassen sich P-T-Diagramme bei einer festgelegten Gesamtchemie durch schrittweises Vorrücken im P-T-Raum berechnen. Bei

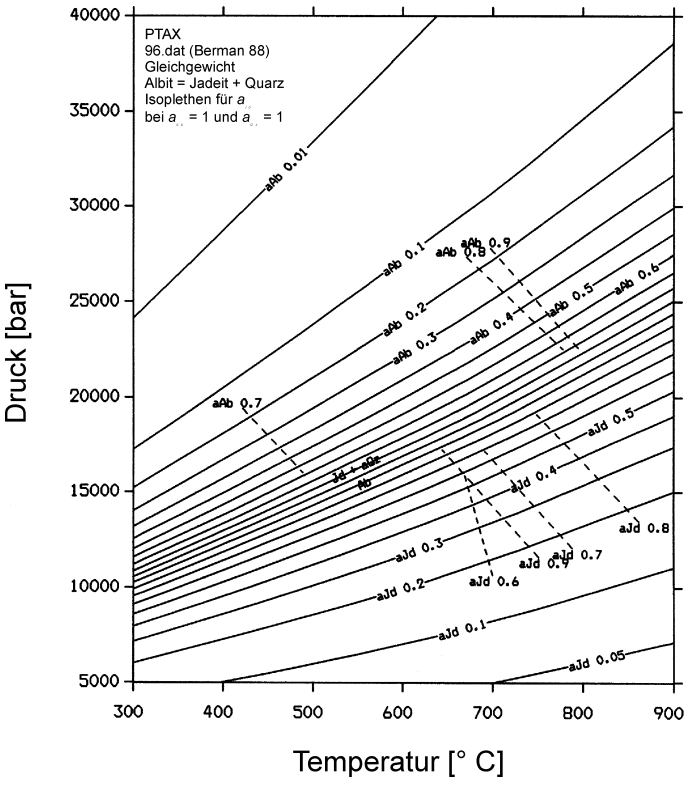


Abbildung 163 Isoplethendiagramm a_{Jadeit} und a_{Albit} für das Gleichgewicht Albit = Jadeit + Quarz berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988); a_{Quarz} = 1, es wurde jeweils nur die Aktivität einer Phasen (Jadeit oder Albit) variiert.

jedem P-T-Punkt wir dazu das Unterprogramm THERIAK aufgerufen, das die stabile Phasenvergesellschaftung bzw. die Zusammensetzung von Mischphasen mittels des Ansatzes der Minimierung der Freien Gibbs Energie berechnet. Insgesamt lassen sich so für eine gegebene Gesamtchemie Isoplethendiagramme für Mineralphasen berechnen. Biino & de Capitani (1995) berechneten für einen durchschnittlichen N-MORB ein Diagramm der Jadeit-Isoplethen. Daraus ergeben sich deutlich höhere Drücke als durch die Ableitung der Jadeit-Minimaldrücke aus dem Jadeit = Albit + Quarz Gleichgewicht. Für einen durchschnittlichen Omphazit der nachgewiesen N-MORB-Charakter besitzenden Eklogite des Val Puntota mit typischer basaltischer Zusammensetzung (keine Granatkonzentration) deuten die Jadeit-Gehalte von ca. 44 Mol-% auf Bildungsdrücke von > 20 kbar. Für die Jadeit-reichsten Omphazite (Jd_{51} in SLas.1a) sind bei 550°C Drücke von ca. 24 kbar abzuleiten.
Für die Eklogite des Rauhen Kopfes mit ihren deutlich Jadeit-ärmeren Omphaziten (ca. Jd_{34}) könnte nach den geochemischen Untersuchungen eher ein gabbroides Ausgangsgestein herangezogen werden. Die Jadeit-Isoplethen verschieben sich in einem gabbroiden chemischen System (Inselbogen-Gabbro) in Richtung höherer P-T-Werte (Biino & de Capitani 1995). Bei den ermittelten Maximaltemperaturen von 620-670°C ergeben sich für diese Gesamtchemie und Jd_{34} ein Druck von 19-20 kbar.

P-T-Abschätzungen mit dem Jadeit-Gehalt der Klinopyroxene aus den Symplektiten
Für das Symplektit-Stadium geben Maggetti & Galetti (1988) aufgrund von Jadeit-Gehalten von ca. 20 Mol-% in den Symplektit-Klinopyroxenen einen nach Gasparik & Lindsley (1980) abgeleiteten Druck von 12-13 kbar bei 550-650°C an. Bei Symplektiten handelt es sich allerdings grundsätzlich um ein Ungleichgewichtsgefüge, so daß der von Maggetti & Galetti (1988) ermittelte Druck fraglich erscheint. Die lokale Gleichgewichtszusammensetzung der Klinopyroxene innerhalb des Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektits besitzt wahrscheinlich deutlich geringere Jadeit-Gehalte als die Maximalwerte nicht vollständig reequilibrierter einzelner Analysen. Für Jadeit-Komponenten von 10 Mol-% ergeben sich im Diagramm von Gasparik & Lindsley (1980) bei 600°C lediglich noch ca. 8 kbar.

Ergebnisse der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie an Eklogiten
Zusätzlich zu den Multigleichgewichtsberechnungen mit PTAX wurden Granat-Klinopyroxen-Temperaturen berechnet. Dazu kamen die Kalibrationen nach Råheim & Green (1974), Ellis & Green (1979), Powell (1985), Krogh (1988), Pattison & Newton (1989) und Ai (1994)

zum Einsatz. Neben den in den PTAX-Berechnungen eingesetzten Granat- und Klinopyroxenanalysen wurde auch auf Literaturdaten von Eklogiten der Silvrettadecke (Thierrin 1983, Maggetti & Galetti 1988) zurückgegriffen. Alle Temperaturen wurden für einen Druck von 26 kbar berechnet.
Mit Ausnahme des Thermometers von Pattison & Newton (1989) ergeben alle Kalibrationen je nach der Mg-Zahl im Bereich ± 50-100°C übereinstimmende Resultate, wobei die Kalibrationen nach Powell (1985) und Råheim & Green (1974) im Temperaturbereich 400-500°C ca. 50°C niedrigere Werte ergeben als das häufig verwandte Ellis & Green-Thermometer. Eine starke Abweichung ergibt sich aber beim Gt-Cpx-Thermometer nach Pattison & Newton (1989), dessen Korrektur für X_{Ca} zu deutlich niedrigeren Temperaturen (ca. 100-250°C) insbesondere für die LT-Eklogite führt, was allerdings die mangelnde Eignung für niedrig temperierte P2/n-Klinopyroxene nur bestätigt.

Rauher Kopf / Ischgl
In der Fe-armen und Mg-reichen Probe ÖRK.1 (1, 2 in Abb. 164) ohne Fe/Mg-Granat-Zonierungen (vgl. Mineralchemie Abb. 85D) resultieren PTAX-Temperaturen zwischen 538 und 664°C. Die ermittelten Temperaturen werden fast ausschließlich durch die $Fe^{2+/3+}$-Berechnung des Omphazits bestimmt, die Granat-Rand- und -Kern-Chemismen sind nahezu identisch. Die beiden Thermometer mit Berücksichtigung der Mg-Zahl (Pattison & Newton 1989, Ai 1994) ergeben stark negativ abweichende Werte, aber auch die Kalibrationen von Krogh (1988) und Powell (1985) führen zu deutlich niedrigeren Ergebnissen.
Die hinsichtlich ihres Fe/Mg-Verhältnisses intermediäre Probe ÖRK.3 (3-5 in Abb. 164) ergibt z. T. gute Übereinstimmungen der Thermometrie, ausgenommen die Werte nach P&N. An Granat- und Omphazit-Kernzusammensetzungen resultieren PTAX-Werte von 468°C (445-495°C), für eine Mg-reichere Granat-Mitte 571°C (560-605°C). Für den Mg-reichen Granat-Rand ergeben sich allerdings abermals deutliche negative Abweichungen. Der PTAX-Wert ergibt 662°C, die anderen Kalibrationen liegen mit 563 - 656°C deutlich darunter, die P&N-Daten liegen mit 421°C abermals weit außerhalb aller anderen Daten.
Für den Fe-reicheren Quarz-Eklogit ÖRK.9 weichen die Kalibrationen mit Ausnahme der P&N-Daten fast ausnahmslos positiv von den PTAX-Werten ab. Für den Granat-Kern 9 zusammen mit einem Omphazit-Einschluß ergeben sich mit PTAX 489°C bei 26 kbar, die Kalibrationen schwanken zwischen 484 - 547°C. Für zwei Granat-Ränder ergeben sich zusammen mit einem Omphazit-Rand deutlich ansteigende Temperaturen von 587 und 665°C (PTAX). Die Kalibrationen variieren in diesem Fall zwischen 583 und 630°C bzw. 666 und 705°C.

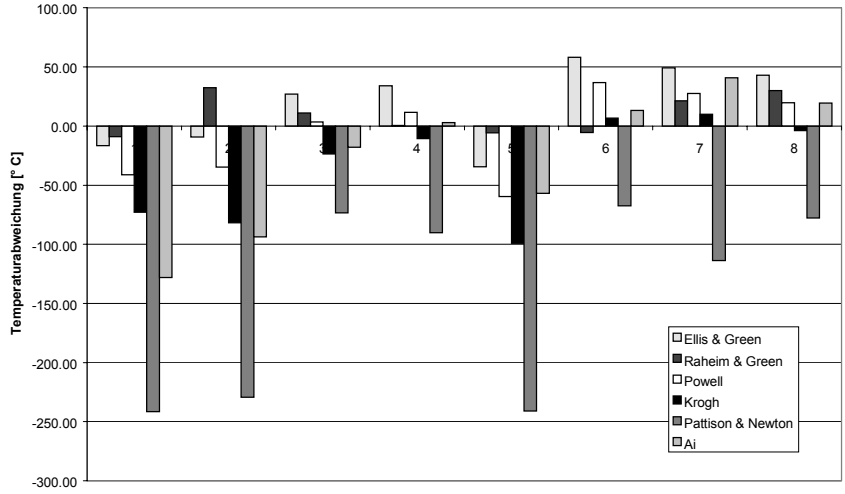


Abbildung 164 Vergleich der PTAX-Thermometrie (Omphazit mit P2/n) gegenüber verschiedenen Fe-Mg Granat-Klinopyroxen-Austauschthermometern.

1, 2 Grt-Cpx aus ÖRK.1
3-5 Grt-Cpx aus ÖRK.3
6-8 Grt-Cpx aus ÖRK.9

Tabelle 18 Zusammenfassung der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschthermometrie an den Eklogiten des Rauhen Kopfes bei Ischgl. Abkürzungen der Thermometer: E&G = Ellis&Green, R&G = Råheim& Green, P&N = Pattison&Newton; Temperaturangabe in °C.

Granat	Omphazit	Druck [kbar]	PTAX P2/n	PTAX C2/c	E & G ´79	R & G ´74	Powell ´85	Krogh ´88	P & N ´89	Ai ´94
ÖRK.1 Rauher Kopf / Ischgl										
Grt 1 Rand 10785/1	Omp 1 Fe^{2+}_{Min} 10786/1	26	538	-	521	529	497	465	297	410
Grt 1 Kern 10785/7	Omp 1 Fe^{2+}_{Max} 10786/12	26	664	783	655	697	630	583	435	571
ÖRK.3 Rauher Kopf / Ischgl										
Gr.Grt 1 Kern 10743/2	Omp 1 Kern 10745/7	26	468	534	495	479	472	445	395	450
Gr.Grt 1 Mitte 10743/10	Omp 1 Kern 10745/7	26	571	659	605	571	582	560	480	573
Gr.Grt 1 Rand 10743/16	Omp 1 Rand 10745/2	26	662	766	628	656	603	563	421	605
ÖRK.9 Rauher Kopf / Ischgl										
Grt 9 Kern 10827/29	Omp * in Grt 9 10826/26	26	489	562	547	484	526	496	422	502
Grt 9 Rand 1 10827/2	Omp 1 Rand 10826/7	26	656	770	705	677	683	666	542	697
Grt 9 Rand 2 10827/40	Omp 1 Rand 10826/7	26	587	683	630	617	607	583	509	606

Val Puntota / Brail und Val Laschadura /NE Zernez

Die thermometrischen Untersuchungen and den Eklogiten des Val Puntota und Val Laschadura führen insgesamt zu überwiegend deutlich niedrigeren Temperaturen (Abb. 165, Tab. 19). Die Temperaturen weisen zudem eine breite Streuung, die mit den unterschiedlichen Eklogit-Typen der schweizer Silvretta verknüpft ist. Die beiden Granat-reichen, zumeist feinkörnigen und mikrotexturell equilibrierten Fe-reichen Eklogite SP.2 und SP.10 ergeben höhere Metamorphosetemperaturen als die Fe-ärmeren Eklogite SP.5 und SLas.1c.

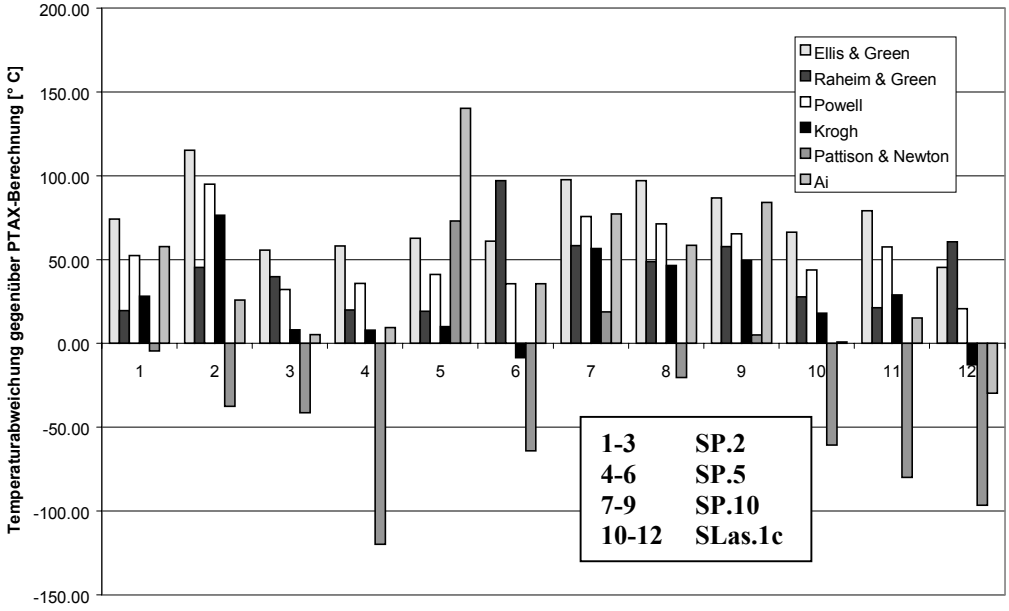


Abbildung 165 Vergleich der PTAX-Thermometrie (Omphazit mit P2/n) gegenüber verschiedenen Fe-Mg Granat-Klinopyroxen-Austauschthermometern für die Eklogite des schweizer Silvrettaanteiles.

Mit PTAX (P2/n) ergeben sich für Kernzusammensetzungen aus Granat 1 und Omphazit 1 521°C, die Kalibrationen, mit P&N, ergeben ein etwas höheres Niveau von 517 bis 595°C. Da eine systematische Zonierung des $Fe^{2+/3+}$-Verhältnisses in Omphazit nicht festgestellt werden konnte, ergibt eine weitere Kernanalyse aus Omphazit (Fe^{3+}_{Min}) einen PTAX-Wert von 585°C, die Kalibrationen schwanken zwischen 611 und 701°C, die P&N-Kalibration liegt mit 548°C als einzige unter dem PTAX-Wert.

Tabelle 19 Zusammenfassung der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschthermometrie an den Eklogiten des schweizer Silvrettaanteiles. Abkürzungen der Thermometer vgl. Tab. 18, Temperaturangabe in °C.

Granat	Omphazit	Druck [kbar]	PTAX P2/n	PTAX C2/c	E & G ´79	R & G ´74	Powell ´85	Krogh ´88	P & N ´89	Ai ´94
SP.2 Val Puntota / Brail, feinkörniger, Granat-reicher Eklogit im mikrotexturellen Gleichgewicht										
Grt 1 Kern 10785/58	Omp 1 Kern 10786/121	26	521	-	595	541	574	549	517	579
Grt 1 Kern 10785/58	Omp 1 Fe^{3+}_{Min} 10786/112	26	585	-	701	631	680	662	548	611
Grt 1 Rand 10785/68	Omp 1 Rand 10786/109	26	549	-	605	589	581	557	508	554
SP.5 Val Puntota / Brail, Phengit-führender Eklogit mit Atoll-Granat										
Grt 1 Kern 10748/28	Omp * 1 10749/65	26	368	403	431	387	409	378	441	509
Grt 1 Kern 10748/38	Omp * 1 10749/65	26	426	471	484	447	462	434	307	436
Grt 1 Rand 10748/58	Omp 1 Fe^{2+}_{Max} 10749/67	26	551	618	612	648	586	542	486	586
SP.10 Val Puntota / Brail, Granat-reicher Eklogit										
Grt 5 Kern 10824/82	Omp * in Grt 5 10826/162	26	472	-	569	521	543	518	451	530
Grt 5 Kern 10824/101	Omp * in Grt 5 10826/163	26	562	-	659	620	637	618	580	639
Grt 6 Mg_{Max} 10824/116	Omp 4 Rand 10826/161	26	641	-	728	699	706	690	646	725
SLas.1c Val Laschadura / NE Zernez, Eklogit mit Atoll-Granat										
Grt 2 Rand 11448/14	Omp 2 Rand 11450/17	26	466	517	533	494	510	485	406	467
Atoll-Grt 4a 11448/116	Atoll-Omp 4 11450/33	26	467	504	546	489	525	496	387	482
Atoll-Grt 4a 11448/124	Atoll-Omp 4 11450/33	26	556	615	601	616	576	543	459	526

Für die Ränder aus Granat und Omphazit 1 ergeben sich wiederum niedrigere Werte von 549°C (PTAX) bzw. 554 - 605°C (Kalibrationen ohne P&N).
Der Phengit-führende Typ SP.5 zeichnet sich durch einen höheren Modalanteil an Omphazit sowie eine komplexe mikrotexturelle Entwicklung aus. PTAX-Berechnungen mit den Mg-armen Granat-Kernen und Omphazit-Einschlüssen führen zu teilweise extrem niedrigen Temperaturen von < 400°C (368°C mit PTAX). An diesen Granat-Omphazit-Paaren ergeben die Kalibrationen von Ai (1994) und Pattison & Newton (1989) diesmal deutlich höhere Werte von 509 bzw. 441°C. Die Verwendung intermediärer Granat-Analysen aus dem äußeren Kernbereich ergibt etwas höhere Temperaturen von 426°C (PTAX) und 434 - 484°C (Kalibrationen ohne P&N). Ein Fe^{2+}-reicher Omphazit ergibt zusammen mit dem Mg-reicheren Granat-Rand eine Maximaltemperatur von 551°C (PTAX) und 542 - 612°C (Kalibrationen ohne P&N).

Parallel zu der vergleichbaren Probe SP.2, ergibt der Granat-reiche Eklogit SP.10 ein höheres Temperatur-Niveau. Für den Granat-Kern 5 mit Omphazit-Einschlüssen ergeben sich mit PTAX 472 und 562°C (Streuung der $Fe^{2+/3+}$-Verteilung in Omphazit). Die Kalibrationen ohne P&N ergeben sogar 518 - 569°C bzw. 618 - 659°C. Für das Mg-Maximum im Granat-Rand sowie einer Omphazit-Randanalyse ergeben sich sogar 641°C (PTAX) und 690 - 728°C. Die P&N-Werte liegen zumeist im Bereich der PTAX-Daten.
Die Eklogit-Probe SLas.1c aus dem Val Puntota, die sich durch ihren Reichtum an Atoll-Granaten auszeichnet, erreicht ein erheblich niedrigeres Temperaturniveau. Für Ränder aus Granat und Omphazit 2 werden lediglich 466°C (PTAX) bzw. 467 - 533°C nach den Kalibrationen (ohne P&N). Ein Omphazit aus der Atoll-Lagune ergibt zusammen mit dem inneren Rand der Granat-Barriere ebenfalls 467°C (482 - 546°C Kalibrationen), selbiger Omphazit zusammen mit dem Mg-reicheren Außenrand der Granat-Barriere führt zu 556°C (526 - 616°C Kalibrationen).
Die Fe-dominierte Gesamtchemie der Eklogite führt zu einer Unterschätzung der Temperaturen durch die PTAX-Methode verglichen mit den Standard-Kalibrationen.

Ergebnisse früherer Autoren
Für die Eklogite aus der schweizer Silvretta konnten die Temperaturdaten oben genannter Autoren mit den von ihnen angeführten Analysen nur z. T. bestätigt werden. Anstatt Temperaturen um 730°C bei 25 kbar (Thierrin 1983) wurden mit den verschiedenen Kalibrationen sowie PTAX nur Temperaturen zwischen 490 und 610°C ermittelt, ohne das P&N-Thermometer 540-610°C (vgl. Tab. 20). Das E&G-Thermometer ergibt mit 611°C die Maximaltemperatur. Die Diskrepanz zu den Angaben von Thierrin (1983) läßt sich durch die Vernachlässigung des Fe^{3+}-Gehaltes erklären. Übereinstimmende Resultate werden erzielt, indem der gesamte Fe-Gehalt der Klinopyroxene auf Fe^{2+} berechnet wird. Da aber insbesondere die Omphazite der schweizer Eklogite nennenswerte Gehalte an Ägirin-Komponente aufweisen, ist dies nicht gerechtfertigt.

Tabelle 20 Zusammenfassung der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschthermometrie an den Eklogiten des schweizer Silvrettaanteiles nach Literaturdaten aus Maggetti & Galetti (1988) sowie Thierrin (1983). Abkürzungen der Thermometer vgl. Text, Temperaturangabe in °C.

Granat	Omphazit	Druck [kbar]	PTAX P2/n	PTAX C2/c	E & G ´79	R & G ´74	Powell ´85	Krogh ´88	P & N ´89	Ai ´94
Ma 94 (aus Maggetti & Galetti 1988)										
Grt 4 Rand	Omp x	26	623 -	705 -	681 -	710 -	657 -	617 -	561 -	610 -
Anal. # 5	Anal. # 1-3		664	760	735	760	711	675	630	673
Ma 127 (aus Maggetti & Galetti 1988)										
Grt x	Omp x	26	654 -	770 -	702 -	688 -	679 -	658 -	525 -	622 -
Anal. # 6	Anal. # 4a/b		675	792	737	720	715	697	565	663
Ma 132 (aus Maggetti & Galetti 1988)										
Grt x	Omp x	26	538 -	617 -	688 -	627 -	667 -	649 -	599 -	637 -
Anal. # 7	Anal. # 5-7		575	652	695	633	674	656	607	645
Datensatz Thierrin (1983), Durchschnittsgehalte aller Omphazitanalysen										
Grt	Omp	26	551	626	611	598	588	564	492	544
x = 13	x = 20									

Die Temperatur-Angaben nach Maggetti & Galetti (1988) von 550-650°C beruhen nur z. T. auf Fe-Mg-Austauschthermometrie, weiterhin werden Annahmen zu Maximaltemperaturen der Erhaltung von Zonierungen in Granat, die nach Tracy (1982) bei 650-700°C liegen sollen, herangezogen. Maggetti & Galetti (1988) stellten an Kontaktpaaren eines Eklogittyps eine breitgefächerte Variation der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Gleichgewichtskonstanten K_D (12-45) fest, ein anderer Typ ergab dagegen einen weniger stark streuenden K_D (14-30). Für

letztere ergeben sich mit dem E&G-Thermometer Temperaturen von 540-630°C. Für den ersten Eklogit-Typ, der sich nach Maggetti & Galetti (1988) auch durch mikrotexturelle Ungleichgewichtsgefüge auszeichnet, ergeben sich z. T. unrealistisch niedrige Temperaturen bis zu < 400°C.
Die mineralchemischen Daten nach Maggetti & Galetti (1988) führen allerdings nach einer Neuberechnung der Strukturformeln, auch mit einer $Fe^{2+/3+}$-Berechnung, zu deutlich höheren Temperaturen (vgl. Tab. 20). Für das E&G-Thermometer ergeben sich für die drei Proben Ma 94, Ma 127 und Ma 132 680-740°C. Die Werte liegen damit erheblich über den Angaben von Maggeti & Galetti (1988) und im Bereich der Temperaturen, die an den texturell equilibrierten, Granat-reichen Eklogiten des eigenen Probensatz ermittelt wurden.

Zusammenfassung
Die Granat-Klinopyroxen-Thermometrie läßt an den Eklogiten des Rauhen Kopfes eine prograde metamorphe Entwicklung von den Granat-Kernen, die zusammen mit Omphazit-Einschlüssen mit ca. 490°C einen Temperatur-Wert auf dem prograden Ast des P-T-Pfades liefern, zum Mg-reichen Granat-Rand, der zusammen mit Matrix-Omphaziten maximale Metamorphosetemperaturen von 650 - 670°C ergibt, erkennen.
Die Eklogite des schweizer Silvrettaanteils lassen sich hinsichtlich ihrer thermischen Gleichgewichtseinstellung in zwei Gruppen gliedern. Die Fe-reichen, zumeist feinkörnigen und Granat-reichen Eklogite weisen auf dem prograden Ast des P-T-Pfades Temperaturen von 470 bis 585°C auf (Granat-Kerne), der thermische Höhepunkt wurde bei 550-650°C, nach den Daten von Maggetti & Galetti (1988) sogar bei ca. 670°C erreicht.
Die zweite Gruppe der schweizer Eklogite erreicht deutlich niedrigere Maximaltemperaturen. Der Phengit-führende Typ SP.5 erreicht lediglich 430°C auf dem prograden Ast und 550°C als Maximaltemperatur des P-T-Pfades. Auch für SLas.1c ergeben sich Maximaltemperaturen von ca. 550°C, an vielen anderen Randzusammensetzungen sogar nur 460 - 470°C.
Die Aussagekraft der Fe-Mg-Thermometrie wird durch die unsystematische Variation des $Fe^{2+/3+}$-Verhältnisses im Klinopyroxen deutlich geschwächt. Die PTAX-Berechnung mit dem Granat-Mischungsmodell und dem P2/n-Klinopyroxen-Mischungsmodell nach Massonne (1992, 1995) führt zu Temperaturen, die überwiegend im Streubereich anderer Kalibrationen liegen. Es ist ein klarer Einfluß der Gesamtgesteinschemie auf die Temperatur-Ergebnisse zu erkennen.
Nach dem häufigst verwandten Thermometer nach Ellis & Green (1979) liegen die Temperaturen, insbesondere in den Fe-reichen Proben, 60-120°C höher und erreichen 700-730°C für die Fe-Eklogite SP.2 und SP.10.
Durch den Vergleich der verschiedenen Berechnungsmethoden mit den PTAX-Temperaturen (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) werden unterschiedliche Trends deutlich. Mit Sicherheit ist ein Einfluß der Gesamtgesteinschemie zu erkennen. Während Fe-arme Proben starke Abweichungen der Pattison & Newton Formulierung in Richtung zu niedriger Temperaturen ergaben, liegen Fe-reiche Proben durchaus im Bereich der PTAX-Berechnungen und anderen Kalibrationen. Umgekehrt verhält sich die Ellis & Green-Kalibration. Bei niedrigen Fe-Gehalten liegt sie im Bereich der PTAX-Berechnung, bei hohen Gehalten ergibt sie dagegen deutlich überhöhte Temperaturen.
Die Druckabhängigkeit des PTAX-Thermometers beträgt der bei Verwendung der Raumgruppen P2/n als auch C2/c 2.6 bis 3.5°C/kbar. Die Temperaturen für die geordnete Kristallstruktur stimmen deutlich besser mit den experimentellen Kalibrationen überein. Dies wird auch durch die ermittelten Gleichgewichtstemperaturen von ca. 450 bis 700°C nahegelegt. Probleme ergeben sich allerdings mit der kristallstrukturellen Einstufung der Omphazite der Eklogite des Rauhen Kopfes. Durch ihren niedrigen Na_2O-/Jadeit-Gehalt sollten sie nach den Diagrammen von Carpenter (1980) in die Felder gemischter Kristallstruktur fallen. In den PTAX-Berechnungen wurden die P2/n Daten verwendet.

Ergebnisse der Granat-Phengit-Thermometrie an Eklogiten

Die Granat-Phengit-Temperaturen für die Eklogite der Silvrettadecke lassen sich nur z. T. mit den Ergebnissen der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie in Einklang bringen. Nur für gut defirnierte Mineralvergesellschaftungen, wie Phengit-Einschlüssen in Granat, werden gute Übereinstimmungen der Temperaturen erzielt. Für eine solche Einschlußkombination aus ÖRK.9 (vgl. Phototaf. 1 Bild 5) werden mit der Grt-Cpx-Thermometrie 480°C, mit der Grt-Phe-Thermometrie dagegen 463°C erzielt. Die G&H-Kalibration liefert dagegen 547°C, die von K&R 527°C. Ein weiteres Paar mi guter Übereinstimmung liefert der Phengit-Einschluß 12 in Granat 1 aus Eklogit SP.5 (sp5b2). Einer Grt-Cpx-Temperatur von 437°C stehen hier 448°C gegenüber. Die G&H- bzw. K&R-Werte erreichen hier 572 und 544°C.

Tabelle 21 Zusammenfassung der Granat-Phengit-Austauschthermometrie an den Eklogiten der Silvrettadecke. Die Temperaturen wurden jeweils für die mittels Multigleichgewichtsberechnung festgestellten Drücke berechnet. Vergleichend dazu erfolgte eine Berechnung nach den Kalibrationen von Green & Hellman (G & H, 1982) und Krogh & Råheim (Kr & Rå, 1978).

Datensatz	Granat- / Phengit-Analyse	Druck [kbar]	Grt-Cpx-T [°C]	Grt-Phe-T [°C]	G & H ´82 [°C]	Kr & Rå ´78 [°C]
ÖRK.1 Amp-Zoi-Eklogit, Rauher Kopf						
oerk1a	Grt 10785/1, Phe 10784/1	27	541	860	727	684
oerk1b	Grt 10785/7, Phe 10784/7	25	627	865	753	719
ÖRK.4b/c Amp-Zoi-Eklogit, Rauher Kopf						
ork4ba	Grt 10954/14, Phe 10956/18	25.3	619	782	767	729
ork4bb	Grt 10954/14, Phe 10956/19	18.3	597	900	739	752
ork4ca	Grt 10970/27, Phe 10972/28	29.5	604	750	761	699
ÖRK.8 Amp-Zoi-Eklogit, Rauher Kopf						
oerk8	Grt 10743/176, Phe 10908/35	23.3	560	656	611	604
oerk8b	Grt 10743/176, Phe 10909/22	27.9	663	798	782	726
oerk8i	Grt 10743/134, Phe 10909/9	23	668	859	711	695
ÖRK.9 Quarz-Eklogit, Rauher Kopf						
oerk9b	Grt 10827/29 Phe 10825/3	27	480	463	547	527
ÖRK.25 Eklogit, Rauher Kopf						
ork25a	Grt 11166/11, Phe 11170/1	24.3	530	653	589	591
ork25b	Grt 11166/4, Phe 11170/1	23.2	626	852	682	668
ork25j	Grt 11166/11, Phe 11170/6	25.1	573	630	680	653
SP.5 Phengit-führender Eklogit, Val Puntota						
sp5b2	Grt 10748/38, Phe 10952/37	28	437	448	572	544
sp5d	Grt 10748/82, Phe 10952/47	28.5	372	689	639	600
sp5e	Grt 10748/85, Phe 10952/47	25	449	708	655	633
SP.23 Quarz-Mobilisat mit Phengit+Omphazit+Zoisit+Klinozoisit in Eklogit, Val Puntota						
sp23a	Grt 11174/19, Phe 11176/24	23	547	676	666	655
sp23b	Grt 11174/19, Phe 11176/22	20.6	540	652	599	610

Für die Phengite der Matrix ergeben sich zusammen mit den Mg-reichen Randanalysen der Granate allerdings sehr oft deutlich überhöhte Temperaturen. Für ÖRK.1 werden ca. 860°C ermittelt, für ÖRK.4b/c schwanken die Ergebnisse zwischen 750 und 900°C, für ÖRK.8 zwischen 650 und 860°C. Sie liegen damit 100 bis 240°C über den Werten der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie. Es ist eine mangelnde Einstellung eines Gleichgewichts von Granat und Phengit anzunehmen.

Eine etwas bessere Übereinstimmung ergibt sich für den Granat-Kern aus Granat 1 der Probe ÖRK.25 zusammen mit dem Kern eines Matrix-Phengits. Die positive Abweichung beträgt

bei 630°C gegenüber 573°C nur 57°C. Für die Rand-Rand-Paarungen (ork25b in Tab. 21) ergeben sich abermals Abweichungen > 200°C.
Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Kalibrationen nach Green & Hellman (1982) und Krogh & Råheim (1978) weist für diese eine weniger breite Streuung und ein insgesamt niedrigeres Temperaturniveau auf. Für einen weiteren Phengit-Einschluß in Granat aus ÖRK.8 werden 611 bzw. 604°C gegenüber einer Grt-Cpx-Temperatur von 560°C ermittelt.
Für die Matrix-Phengite der Eklogite des Rauhen Kopfes (ÖRK.1, ÖRK.4b/c, ÖRK.8, ÖRK.25) ergeben sich nach G&H 682 bis 782°C, nach K&R 668 bis 752°C. Auch diese Temperaturen liegen damit bis ca. 100°C über der PTAX- wie auch konventioneller Grt-Cpx-Thermometrie.
Für den Eklogit SP.5 aus dem Val Puntota ergeben sich für die Granat-Ränder mit PTAX (708°C), wie auch den konventionellen Kalibrationen (G&H 655°C, K&R 633°C), erheblich gegenüber den Grt-Cpx-Temperaturen (449°C) nach oben abweichende Temperaturen. Weniger stark sind die Abweichungen der Grt-Phe-Thermometer für die späten Quarzsegregationen aus SP.23. Einer Grt-Cpx-Temperatur von 540 - 550°C steht ein Wertebereich von 600 - 680°C gegenüber.

Zusammenfassung
Die Granat-Phengit-Thermometrie liefert nur die wohl definierte Einschluß-Mineralvergesellschaftungen gut mit den Granat-Klinopyroxen-Temperaturen übereinstimmende Ergebnisse. Für die Matrix-Phengite ergeben sich zusammen mit den Mg-reichen Granat-Rändern, insbesondere bei PTAX-Berechnungen, deutlich überhöhte Temperaturen (Abb. 166).
Es ist daher mit Ungleichgewichten und einer mangelnden Gleichgewichtseinstellung der, vermutlich oft in der Spätphase der Eklogit-Hydratisierung wachsenden Phengite mit den Granat-Rändern zu rechnen.

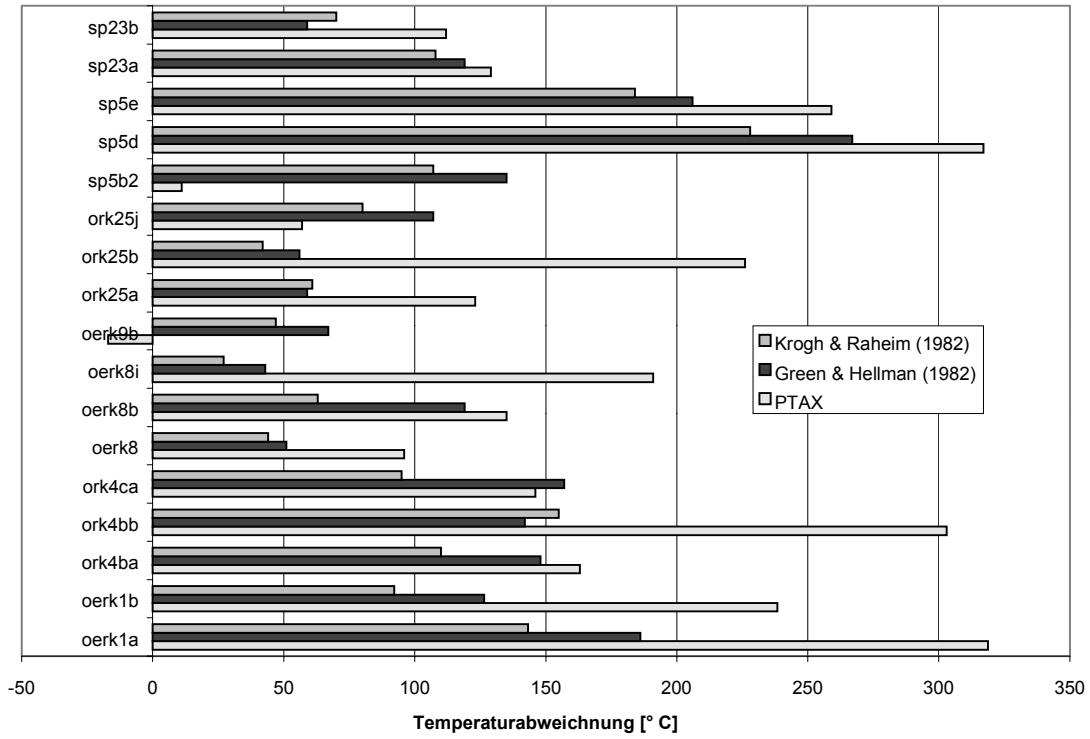


Abbildung 166 Abweichungen der Granat-Phengit-Temperaturen gegenüber den mit PTAX ermittelten Granat-Klinopyroxen-Temperaturen für die Eklogite der Silvrettadecke.

Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie an Eklogiten

Die Anwendung des Granat-Amphibol-Thermometers auf die Eklogite der Silvrettadecke ergibt Probleme, die bereits Graham & Powell (1984) darstellen. Die Granate und Amphibole sind nicht kogenetisch, die Amphibol-Blastese erfolgt nach dem Granat-Wachstum, Granat ist häufig nur noch als Resorbtionsrelikt eingeschlossen. Die Gleichgewichtseinstellung ist demzufolge zweifelhaft, ebenso wie der Wert der ermittelten Temperaturen, zumal die Kalibration mit Hornblende-Granat-Paaren amphibolit- und granulitfazieller Gesteine erfolgte. Auch der Berechnungsmodus der Amphibole mit einer Normierung auf 13 Kationen (ohne Ca, Na, K, und Ba) erweist sich für die Na-Ca-Amphibole der Eklogite als problematisch für die Granat-Amphibol-Thermometrie, da teilweise sehr hohe $Fe^{3+/2+}$-Verhältnisse und damit niedrige Temperaturen resultieren, die Berechnung des Amphibols sollte mit $Fe^{tot} = Fe^{2+}$ erfolgen.

Tabelle 22 Zusammenfassung der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) an den Eklogiten der Silvrettadecke.

Probe	Temperatur [° C]	Kommentar
ÖRK.1	581 / 536 - 639	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$
		Amphibol 1, 2 + 3 mit Granat-Rand, Mg-reich
ÖRK.3	515 / 488 - 590	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
		Granat Mg-Max
ÖRK.4b	560 / 510 - 679	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
	425 / 308 - 549	Granat-Rand Mg-Max Amp $Fe^{2+/3+}$
ÖRK.4c	508 / 445 - 631	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
	385 / 294 - 551	Granat-Rand Mg-Max Amp $Fe^{2+/3+}$,
	618 / 558 - 762	Durchschnitt / Gesamtvar.; Amp* 6 Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
	550 / 490 - 661	Granat-Kern Amp $Fe^{2+/3+}$
ÖRK.8	543 / 509 - 598	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$
		T_{Min} im Kern, T_{Max} am Rand
SP.1	612 / 591 - 649	Durchschnitt / Gesamtvaria.; Matrix-Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$
	617 / 538 - 651	Durchschnitt / Gesamtvaria.; Amp*1,2,3, Grt-Kern
SP.5	515 / 496 - 537	Durchschnitt / Gesamtvariation; $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Grt-Rand
	418 / 378 - 480	Durchschnitt / Gesamtvariation; Fe^{2+} / Fe^{3+}, Grt-Rand
	471 / 456 - 487	Durchschnitt / Gesamtvariation; $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Grt-Kern
SP.23	560 / 546 - 579	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
		Granat Mg-Max
SLas.1a	597 / 564 - 624	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
		Granat-Rand Mg-Max
SLas.1c	537 / 509 - 573	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
		Granat-Rand Mg-Max

Für die Eklogite wurden jeweils die Mg-reichen Granat-Randzusammensetzungen zusammen mit der Gesamtvariation der barroisitischen bis tremolitischen Amphibole zur Ermittlung von Granat-Amphibol-Gleichgewichtstemperaturen herangezogen. Mit $Fe^{2+} = Fe^{tot}$ in Amphibol resultieren sowohl für die Eklogite des Rauhen Kopfes als auch für die des schweizer Silvrettaanteiles relativ konstant Temperaturen von 500 - 600° C, die allerdings im Falle des Rauhen Kopfes deutlich unter den Maximaltemperaturen aus der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie liegen (Tab. 22). Innerhalb einer Probe können die Amphibole deutlich abweichende Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse aufweisen. So weisen ÖRK.4b/c deutlich abweichende Temperaturen auf, obwohl sie aus dem übereinstimmden Handstück stammen. Die Zuordnung zu bestimmten Granat-Randanalysen ist allerdings kaum zuverlässig möglich, die Daten sind daher nur als semiquantitativ zu deuten.

In den Amphibolen ist durch die Zonierung (Mg-Abnahme und Fe-Zunahme zum Rand, vgl. Mineralchemie Amphibol Abb. 118A+B) bei einer konstanten Granat-Randzusammensetzung eine Temperaturzunahme vom Kern zum Rand zu erkennen. Amphibol 1 aus ÖRK.8 ergibt minimal 509° C im Kern und maximal 598° C am Rand.
Die Temperaturen bei der Amphibol-Berechnung auf 13 Kationen ohne Ca+Na+K+Ba und 46 Valenzen ($Fe^{2+}/^{3+}$-Berechnung) führt zu wesentlich zu niedrigen Werten um 400° C.
Deutlich höhere Temperaturen ergeben sich bei Berechnungen mit sekundären pargasitischen oder hastingsitischen Amphibolen-Einschklüssen in Granat aus ÖRK.4c oder SP.1. Die Amphibol-Einschlüsse in Granat 6 aus ÖRK.4c besitzen eine sehr variable Zusammensetzung von Barroisiten zu Pargasiten. Die Granat-Amphibol-Temperaturen streuen zwischen 558° und 762° C, die Barroisite ergeben 558 - 637° C, die Pargasite erreichen dagegen die 762° C. Eine Berechnung von $Fe^{2+/3+}$ erscheint für die Pargasite notwendig. In diesem Fall resultieren 660° C für die Pargasite und 490 - 538° C für die Barroisite.
Die Amphibole aus dem vollständig symplektitisierten Granat-Amphibolit SP.1 lassen sich in große Blasten der Matrix, die barroisitische Zusammensetzung aufweisen, kelyphitische Amphibole um Granat, und Einschlüsse in Granat, die pargasitische Zusammensetzungen besitzen, einteilen. Für die Matrix-Amphibole zusammen mit dem Mg-reicheren Granat-Rand ergeben sich durchschnittlich 612° C und damit höhere Temperaturen als in den Eklogiten des Rauhen Kopfes oder den schwächer überprägten Eklogiten des schweizer Silvrettaanteiles SP.5, SP.23, SLas.1a und SLas.1c, die zwischen 500 und 600° C liegen.
Die als sekundär interpretierten Einschluß-Amphibole der Granate 1, 2 und 3 aus SP.1 ergeben mit den Fe-reichen Kernzusammensetzungen der Granate ebenfalls eine durchschnittliche Temperatur von 617° C. Lediglich ein Einschluß aus Granat 1 weist deutlich niedrigere Temperaturen auf, was allerdings durch seine Lage in einem Mg-reicheren Granatbereich erklärt werden kann. Die Berechnung mit einem Mg-reicheren Granat führt ebenfalls zu Temperaturen von 590 - 650° C.

6.4 Geothermobarometrie an Amphiboliten

Die hochvariable Zusammensetzung der Amphibole regte zahlreiche Autoren zur Suche nach fazieskritischen Indikatoren an. Es wurden zahlreiche Diagramme entwickelt, um die Si-Al-Tetraeder- und / oder Oktaederbesetzungen in Aussagen über die Druck-Temperatur-Bedingungen bei der Amphibolbildung umzusetzen, wie z.B. das Al-in-Hornblende-Barometer nach Hammarstrom et al. (1986), Hollister et al. (1987), Johnson & Rutherford (1989) sowie Schmidt (1992). Diese wurden allerdings alle an intermediären Plutoniten, nämlich Granodioriten und Tonaliten kalibriert. Daher ist deren Anwendung auf tschermakitische Hornblenden metamorpher Amphibolite (z.B. Büttner & Kruhl 1997) eher ungeeignet. Auch der Ti-Gehalt von Hornblenden wurde von mehreren Autoren (Raase 1974, Apted & Liou 1983, Ernst & Liou 1998) zur semiquantitiativen Abschätzung des Metamorphosegrades verwendet. Weitere Arbeiten (Laird & Albee 1981) berücksichtigen auch das Ca/Na-Verhältnis in Amphibolen. Auch die Kombination der Ca/(Ca+Na+K)-Verhältnisse in Plagioklas mit dem Al-Gehalt der Hornblende (ΣAl_{Hbl}) erlaubt nach Pluysnina (1982) die Abschätzung der Bildungsbedingungen der Paragenese Hornblende + Plagioklas + Epidot. Durch die unterschiedlichen Kationenpositionen, die Möglichkeit des Auftretens von Leerstellen als auch durch das nur unsicher zu berechnende Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnis im Amphibol, sind allerdings die Fehlermöglichkeiten sehr hoch.

Die Al-in-Hornblende Barometer

Der Einbau von Al in die Oktaederposition ermöglicht nach Raase (1974) die Abschätzung von Bildungsdrücken, wobei zur Visualisierung Al^{VI} gegen Si dargestellt wird. Einflüsse der Gesamtchemie werden hierbei vollständig vernachlässigt.

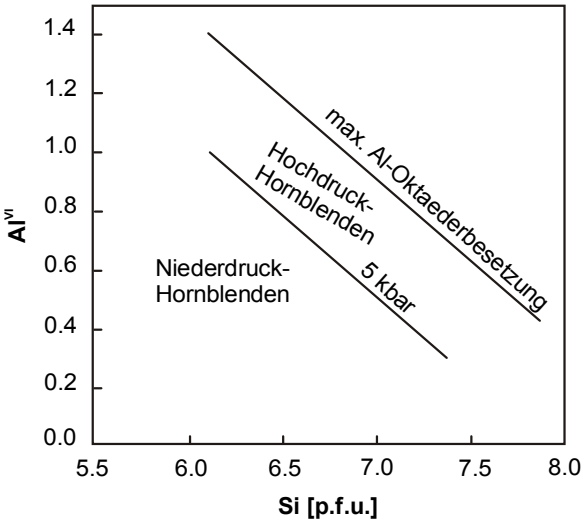


Abbildung 167 Diagramm Si gegen Al^{VI} nach Raase (1974) mit maximal möglicher Al-Oktaederbesetzung und der 5 kbar Isobare.

Die 5 kbar Isobare im Diagramm (Abb. 167) markiert die Grenze zwischen Hornblenden aus Niederdruck-Arealen und Hochdruck-Arealen (Raase 1974). Sogenannte Hochdruck-Hornblenden liegen zwischen der 5 kbar Isobare und der Geraden für die maximale Oktaederbesetztung durch Al nach Leake (1965).

Verschiedene Autoren (s.u.) ermittelten eine lineare Druckabhängigkeit des Al^{IV}- und Al^{tot}-Gehaltes von Hornblenden aus intermediären Magmatiten und formulierten nach empirischen und experimentellen Kalibrationen an kalkalkalinen Plutoniten bzw. Vulkaniten folgende Geobarometer:

Hammarstrom & Zen (1986) P [kbar, ± 3 kbar] = -3.92 + 5.03 Al^{IV}

Hollister et al. (1987) P [kbar, ± 1 kbar] = -4.76 + 5.64 Al^{IV}

Johnson & Rutherford (1989) P [kbar, ± 0.5 kbar] = 3 - 3.46(±0.24) + 4.23(±0.13) Al^{IV}

Schmidt (1992) P [kbar, ± 0.6 kbar] = -3.01 + 4.76 Al^{tot}

Hammarstrom & Zen (1986) und Hollister et al. (1987) betonten die Beschränkung der Anwendung des Barometers auf kalkalkaline Gesteine mit der kritischen Paragenese Hornblende, Biotit, Plagioklas (An_{25-35}), Kalifeldspat, Quarz, Titanit, Magnetit/Ilmenit. Zudem sollte es nur auf Hornblenden angewandt werden, die nahe des Solidus gewachsen sind. Grundsätzlich ist die Anwendung auf den Druckbereich 2-13 kbar beschränkt. Unter 2 kbar wird der Al-Einbau temperaturabhängig, unter 1.5 kbar ist magmatische Hornblende nicht mehr stabil. Über 13 kbar verschwinden Biotit und Kalifeldspat aus der benötigten kritischen Paragenese, was die puffernden Reaktionen für den Al^{tot}-Gehalt der Hornblende verändert (Schmidt 1992).

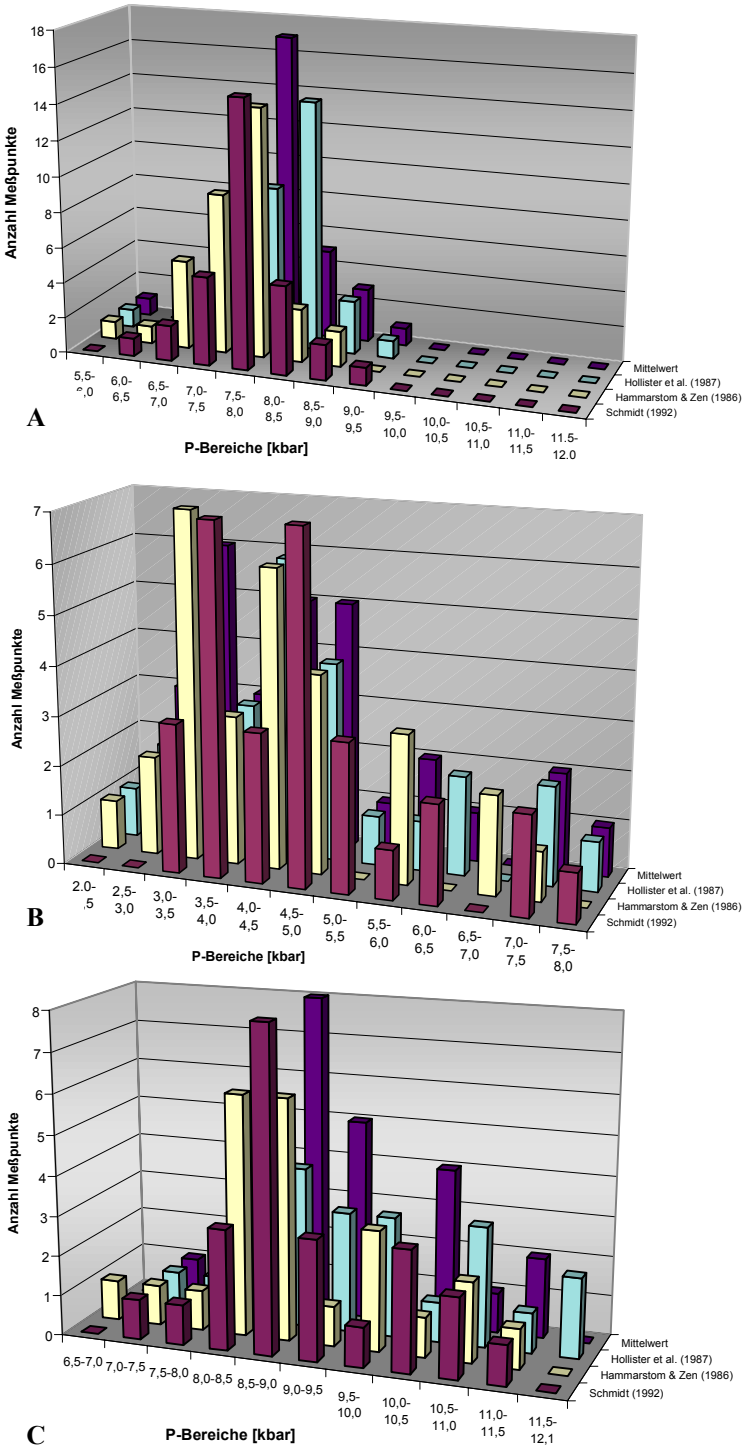


Abbildung 168 Histogrammdarstellung zur Häufigkeitsverteilung der Al^{tot}-in-Hornblende-Gehalte der Plagioklas-Amphibolite ÖV.XVII.6 (A) sowie ÖS.9.1m (B) und des Granat-Amphibolits ÖV.XVII.9 (C).

Die Verwendung unvollständiger Paragenesen für die barometrische Auswertung des Al^{tot}-Gehalts der Hornblenden führt sowohl im Falle von Kalifeldspat (Hollister et al. 1987) als auch Quarz (Johnson & Rutherford 1989) zu systematisch höheren Drücken.

Dagegen können auch metamorphe Hornblenden retrograd in Richtung Aktinolith alteriert werden, was zu niedrigen Al^{tot}-Gehalten und damit zu niedrigeren Drücken führen würde. Hammarstrom & Zen (1986) empfehlen für magmatische Hornblenden ein Ca von ≥ 1.6 p.f.u. als Beleg für primäre Zusammensetzungen.

Die Kalibrationen von Hammarstrom & Zen (1986) und Hollister et al. (1987) beruhen auf Mikrosonden-Messungen natürlicher Hornblenden und der Korrelation mit unabhängig ermittelten Drücken aus metamorphen Nebengesteinen. Die Barometer nach Johnson & Rutherford (1989) und Schmidt (1992) wurden bei 2-8 kbar / 740-780°C bzw. 2.5-13 kbar / 655-700°C experimentell kalibriert. Das Barometer nach Johnson & Rutherford (1989) ergibt gegenüber den anderen Kalibrationen deutlich zu höheren Drücken abweichende Ergebnisse, eine Beobachtung die ebenfalls von

Büttner & Kruhl (1997) bei der Anwendung auf metamorphe tschermakitische Hornblenden gemacht wurde. Schmidt (1992) führte die von Johnson & Rutherford (1989) experimentell bestimmten höheren Drücke auf die Anwendung CO_2-führender Fluide zurück, was direkt auf eine Abhängigkeit der Amphibolchemie von der Fluidzusammensetzung hinweist. In den Mittelwerten werden in den Ergebnissen zur Silvrettadecke daher nur die drei nahe beieinander liegenden Drücke nach Hammarstrom & Zen (1986), Hollister et al. (1987) und Schmidt (1992) einbezogen.
Wie nach der Untersuchung der Amphibolchemie nicht anders zu erwarten, ergaben die stark streuenden Al_2O_3-Gehalte der Amphibole aus den verschiedenen Amphibolit-Typen der Silvretta ebenfalls stark streuende Drücke nach der Al^{tot}-in-Hornblende-Barometrie. Die aussagekräftigsten Druck-Daten sind an den granoblastischen Plagioklas-Amphiboliten mit ihren Gleichgewichtsgefügen und der relativen Homogenität der Amphibole zu erwarten. Dazu wurden die Proben ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 aus der zentralen Verwallgruppe sowie mit Einschränkungen die Probe ÖS.9.1m aus dem Klostertal / Silvrettagruppe herangezogen. In keiner der untersuchten Proben liet die von Hammarstrom & Zen (1986) und Hollister et al. (1987) geforderte kritische Paragenese vor, da Kalifeldspat in keiner der Proben nachgewiesen werden konnte. Bei den ermittelten Daten handelt es sich demnach um Maximaldrücke.
In einer Histogrammdarstellung der Häufigkeitsverteilung der über die Al^{tot}-in-Hornblende-Barometrie ermittelten Drücke ergeben sich für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 (Abb. 168A) und den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 (Abb. 168C) Maxima bei 7.5-8.0 kbar bzw. 8.5-9.0 kbar. Für die Granat-Amphibolite ist ein Nebenmaximum bei 10-11 kbar festzustellen. Aber bereits für die granoblastischen Amphibole der Probe ÖS.9.1m ist eine breite Streuung im Druckbereich 3.0-5.0 kbar (Abb. 168B) zu erkennen.
Weitere Berechnungen wurden an der Probe ÖS.Go 3 (Amphibolitlage in Hornblende-Gneis) durchgeführt. Hornblenden aus dem Gneis enthalten dabei durchschnittlich höhere Al-Gehalte und ergeben daher höhere Drücke als die Hornblenden in der Amphibolitlage. Für die Amphibolitlage wurden 5.0 bis 6.5 kbar, für die Gneislage 8.0 bis 8.5 kbar ermittelt. Der im texturellen Gleichgewicht stehende Granat-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis ÖV.0.1a zeigt im Histogramm zwei Maxima bei 5.0 bis 6.0 kbar und 7.5 bis 8.5 kbar.
Thermobarometrische Berechnungen an den symplektitischen Granat-Amphiboliten (z. B. ÖV.F1P, ÖM.2.4f, SP.8a/b) oder bereits vollständig symplektitisch in Plagioklas-Amphibolite abgebaute Eklogite (ÖRK.2) führen zumeist zu einem sehr ausgedehnten Druckbereich. Für die aktinolithischen Amphibole ergeben sich z. T. negative Drücke, die Maxima für die Hornblenden in den Granat-Pseudomorphose aus ÖRK.2 erreichen 8 bis 10 kbar.
Auch die in verschiedenen retrograden Eklogitamphiboliten auftretenden Cummingtonite und Ca-untersättigten Hornblenden sind für eine Anwendung der Al-in-Hornblende-Barometrie ungeeignet.

Geothermometrie mit dem Ti-Gehalt in Hornblenden

Zur Abschätzung des Metamorphosegrades wurden von verschiedenen Autoren die Ti-Gehalte von Hornblenden herangezogen (Leake 1965, Apted & Liou 1983, Raase 1974). Der Ti-Gehalt steigt mit zunehmenden Metamorphosetemperaturen. Franz (1992) verwendet zur Ermittlung des Mittelwertes der Ti-Gehalte in Mol % Histogrammdarstellungen. Aus diesen Mittelwerten läßt sich nach Raase (1974) die Zugehörigkeit zu bestimmten metamorphen Faziesbereichen ableiten. Allerdings geht hier die Gesamtgesteinschemie in keinster Weise in die Abschätzung ein. Die Anwendung sollte daher auch nur auf basaltische Chemismen der oberen Grünschiefer- bis zur oberen Amphibolitfazies erfolgen, obwohl auch hier der TiO_2^{tot}-Gehalt starken Schwankungen unterworfen sein kann.
Die Auswertung der eigenen Amphibolanalysen läßt schnell die deutlichen Unterschiede im Ti-Gehalt der Amphibole erkennen. Die Barroisite der Eklogite des Rauhen Kopfes sind durch

sehr niedrige Ti-Gehalte gekennzeichnet, die zudem von Probe zu Proben deutlich schwanken können. So besitzen die Barroisite der Probe ÖRK.1 mit bis zu 0.01 Mol % Ti die niedrigsten Gehalte, während sie in ÖRK.9 auf über 0.02 Mol % ansteigen.
Deutlich darüber liegen die tschermakitischen Hornblenden und Tschermakite der Granat- und Plagioklas-Amphibolite. Überraschenderweise liegt das Maximum der Häufigkeit der Ti-Gehalte im Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 (Ø 0.66 Gew.% TiO_2, vgl. Mineralchemie Amphibol) höher als in den Granat-Amphiboliten (Ø 0.49 Gew.% TiO_2). Nach Raase (1974) sind dies typische Gehalte der unteren Amphibolitfazies, die Plagioklas-Amphibolite sollten bei etwas höheren Temperaturen equilibriert sein als die Granat-Amphibolite, wogegen aber die Amphibol-Plagioklas-Thermometrie spricht (s.u.). Die Gesamtgesteinschemie weist sehr ähnliche TiO_2-Gehalte mit 1.86 Gew.% für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 und 1.80 Gew.% TiO_2 für den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 auf.
Der unterschiedliche Mittelwert der Analysen könnte seine Ursache allerdings auch in den unterschiedlichen Bildungsbedingungen auf dem retrograden PT-Pfad besitzen. Der Granat-Amphibolit weist noch eine Rutil-führende ältere Mineralvergesellschaftung auf. Nach Unterschreiten der unteren Druckstabilität des Rutils kommt es beim Abbau zu Ilmenit und Titanit zur Freisetzung von Ti, das durch eine Fluidphase transportiert und in den Amphibol eingebaut werden kann. Im Plagioklas-Amphibolit ist dieser Abbau zu Titanit nun wesentlich weiter fortgeschritten und daher ein höherer Einbau von Ti in Hornblende möglich. Die Möglichkeit einer Mobilisierung des als immobil geltenden HFSE-Elements Ti wird auch durch ungewöhnliche Ti-Anreicherungen im Titanit-Amphibolit ÖV.14/15 deutlich.
Hornblenden des Granat-Amphibolit ÖS.7.5a liegen mit durchschnittlich 0.60 Gew.% TiO_2 im Bereich der anderen granoblastischen Amphibolite. Diejenigen der Probe ÖS.9.1m streuen dagegen stark, insbesondere Ca-untersättigte Kernbereiche (vgl. Phototafel 3 Bild 5) weisen sehr niedrige die TiO_2-Gehalte von 0.15-0.20 Gew.% auf, wogegen randlich bis zu 0.81 Gew.% erreicht werden. Diese TiO_2-Gehalte deuten nach Raase (1974) ebenfalls auf Temperaturen der unteren Amphibolitfazies hin. Die Mehrzahl der Symplektit-Amphibole weist nur sehr geringe TiO_2-Gehalte auf und ergeben nach dem semiquatitiativen empirischen Ansatz von Raase (1974) lediglich grünschieferfazielle Bedingungen.

Semiquantitative Al_2O_3-TiO_2-Geothermobarometrie nach Ernst & Liu (1998)

Ernst & Liu (1998) stellten aufgrund von experimentellen Ergebnissen und Literaturdaten an MOR-basaltischen Gesamtgesteinschemismen ein semiquantitatives Geothermobarometer vor, das den TiO_2-Gehalt als Thermometer und den Al_2O_3-Gehalt als Barometer verwendet.

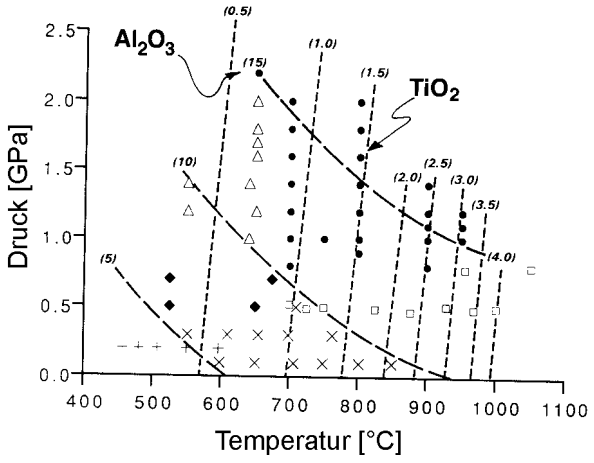


Abbildung 169 Isoplethendiagramm für Al_2O_3 und TiO_2 [Gew.%] für Amphibole aus MOR-basaltischen Chemismen (verändert nach Ernst & Liu 1998).

Die Auflösung für die Temperatur ist im Bereich der Amphibolitfazies allerdings gering, erst im Bereich der Granulitfazies geht mit einer deutlich höheren Aufnahme für Ti in Ca-Amphibol eine verbesserte Auflösung einher (Abb. 169). Die Lage der Isoplethen für TiO_2 erscheint in Betracht der experimentellen Ergebnisse zudem z. T. fragwürdig. Für die Amphibolite der Silvretta mit ihren durchschnittlichen Gehalten von ca. 0.60 bzw. maximal 0.93 Gew.% TiO_2 können daher lediglich Temperaturen von 600 bis 700°C abgeschätzt werden, was allerdings deutlich oberhalb der Temperaturbereichsabschätzung nach Raase (1974) liegt.

Die Anwendung des Al_2O_3-Barometers führt zu starken Abweichungen gegenüber Druckabschätzungen mit den zuvor benutzten Al^{tot}-in-Hornblende-Barometern. Die Al_2O_3-Isoplethen nach Ernst & Liu (1998) ergeben im Schnitt mit Temperaturen nach dem TiO_2-Gehalt für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 ca. 12 bis 18 kbar und für die Granat-Amphibolite ÖV.XVII.9 und ÖS.7.5a ca. 15 bis 20 kbar. Letztere Werte liegen auch deutlich höher als die Drücke, die nach den Barometern von Kohn & Spear (1990) und TWQ-Berechnungen an Granat-führenden Paragenesen mit dem Datensatz von Mäder & Berman (1992) ermittelt wurden (s.u.).
Die unsichere Lage der Isoplethen (vgl. Ernst & Liu 1998) und die mangelnde Konsistenz mit anderen Barometern lassen den Wert dieses Barometers fraglich erscheinen.

Ergebnisse der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) und Der Amphibol-Plagioklas-Thermobarometrie nach Plyusnina (1982)

Die Anwendung des Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) wird durch die häufig starke Alteration der Plagioklase erschwert. In den beiden granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphiboliten ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 der zentralen Verwallgruppe wurden daher nur wenige Amphibol-Plagioklas-Paare gemessen. Die relativ hohen Anorthit-Gehalte der Plagioklase und hohen Na-Gehalte auf der M4-Position des Amphibols führen zu Temperaturwerten um ca. 600°C für beide Proben (Abb. 170). Für den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 wird z. T. die 650°C-Isograde erreicht. Weitere granoblastische Amphibolite aus dem österreichischen Teil der Silvrettadecke ergeben dagegen aufgrund ihrer niedrigeren X_{An} im Plagioklas und Na-Gehalte im Amphibol deutlich niedrigere Temperaturen um 490°C (Grt-Amphibolit ÖS.7.5a + ÖS.9.1m). Für den Plagioklas-Amphibolit ÖS.9.1m ist eine breite Streuung der Na-Gehalte im Amphibol für Punktlagen bis in den Temperaturbereich der unteren Grünschieferfazies verantwortlich. Plagioklase mit relativ hohen X_{An} stehen hier scheinbar mit sehr Ca-reichen Amphibolen (Ca nahe 2.0 auf M4) im Gleichgewicht.
Die Amphibolit-Lage im Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 ergibt Temperaturen der oberen Grünschieferfazies zwischen den 490°C- und 530°C-Isothermen. Hornblende-Plagioklas-Daten aus dem Gneis führen aufgrund höherer X_{An} im Plagioklas zu etwas höheren Temperaturen. Auch der metasedimentäre Amphibolit bis Grt-Bt-Amp-Gneis ÖV.0.1a plottet im Bereich der 530°C-Isotherme.

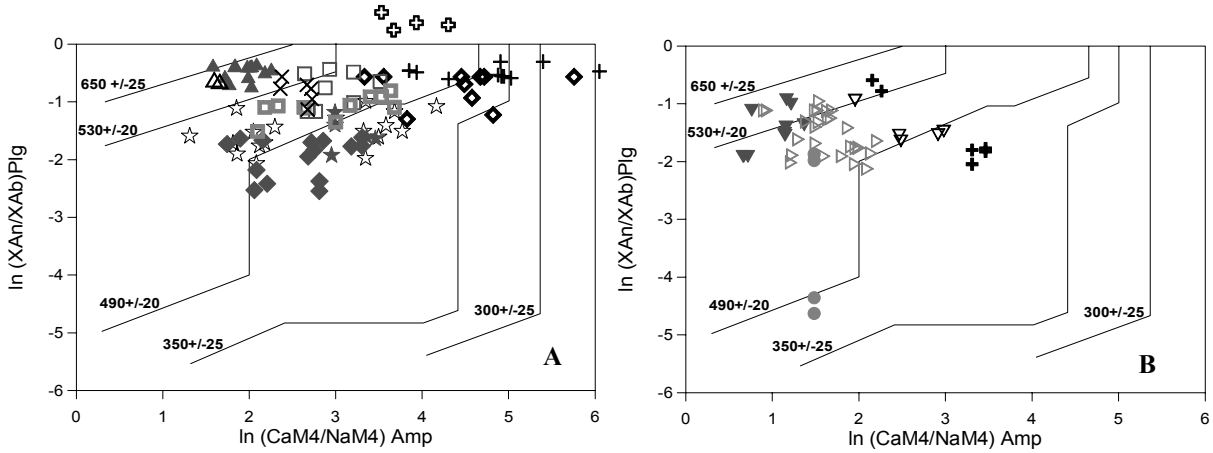


Abbildung 170 Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) an den Amphiboliten der österreichischen (A) und schweizer (B) Silvretta.
A Offene Dreeicke = ÖV.XVII.6, Dreiecke =ÖV.XVII.9, offene Sterne = ÖV.F1P, Sterne = ÖM.2.4f, offene Rauten = ÖS.9.1m, Rauten = ÖS.7.5a, offene Quadrate = ÖS.Go 3 Gneis, dicke offene Rauten = ÖS.Go 3 Amphi., Diagonalkreuze = ÖV.0.1a, Kreuze = ÖRK.2 Symp., offene Kreuze = ÖRK.2 Grt-Pseu.
B Offene umgedr. Dreeicke = SP.8a, umgedrehte Dreicke = SP.8b, offene gedrehte Dreiecke = SP.12, Kreise = SVS.2a, Kreuze = SP.1.

Tabelle 23 Zusammenfassung Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980).

Probe	Temperatur [°C]	Probe	Temperatur [°C]
ÖV.XVII.6	ca. 600	ÖV.0.1a	510 - 550
ÖV.XVII.9	550 - 650	ÖRK.2 Symplektit	300 - 510
ÖV.F1P	450 - 530	ÖRK.2 Grt-Pseud.	ca. 500
ÖM.2.4f	450 - 490	SP.8a	490 - 530
ÖS.7.5a	450 - 510	SP.8b	520 - 600
ÖS.9.1m	450 - 520	SP.12	500 - 600
ÖS.Go3 Hbl-Gneis	500 - 540	SVS.2a	480 - 510
ÖS.Go 3 Amphib.	490 - 520	SP.1	450 - 550

Die Abschätzung der Bildungstemperaturen der Amphibol-Plagioklas-Symplektite wurde zuerst anhand des Diagrammes von Spear (1980) versucht (Tab. 23). Dabei ergeben sich Probleme durch das Auftreten eines breiten Spektrums an Plagioklasanalysen, als auch durch das gelegentliche Vorhandensein von Klinopyroxen in den Abbauprodukten des Omphazits. Unklar bleibt, ob der Amphibol und der Klinopyroxen zeitgleich entstanden und nur das Ergebnis einer unterschiedlichen Wasseraktivität sind oder ob sie zu unterschiedlichen Zeitpunkten gewachsen sind. Da sie in unmittelbarer Nachbarschaft vorkommen, erscheint eher die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher. Wichtig ist weiterhin das Vorhandensein von Quarz, da zur Klinopyroxen-Bildung freies SiO_2 benötigt wird. Die Messungen an den symplektitischen Granat-Amphibolite ÖV.F1P und ÖM.2.4f führen zu Temperaturen der oberen Grünschieferfazies (Abb. 170A). Für den amphibolitisierten Eklogit ÖRK.2 ergeben sich für die verschiedenen Symplektite trotz z. T. hoher Anorthit-Komponente im Plagioklas lediglich Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Für die An-reichsten Labradorit/ Bytownit-Pseudomorphosen nach Granat ergeben sich aufgrund der hohen Ca-Gehalte der Amphibole ebenfalls nur Bedingungen der oberen Grünschieferfazies um 500°C (Verlängerung der Isothermen im Diagramm nach Spear 1980, Abb. 170A). Die Gleichgewichtseinstellung der Ca-reichen Amphibole und Plagioklase muß daher in Frage gestellt werden.
Bei den untersuchten Amphiboliten des schweizer Silvretta handelt es sich ausschließlich um symplektitische Gesteine, bei denen allerdings nur Probe SP.1 ein typisches feinkörniges Produkt der retrograden Überprägung eines Eklogits darstellt. Alle anderen Proben (SP.8a/b, SP.12, SVS.2a) weisen eine deutliche Kornvergröberung auf und scheinen z. T. als Granat-Amphibolite texturell equilibriert zu sein. Die Gesteine weisen tendenziell niedrigere Ca-Gehalte in den Amphibolen gegenüber den österreichischen Proben auf. Aber auch X_{An} im Plagioklas ist durchschnittlich niedriger. Viele Amphibol-Plagioklas-Paare werden um die 530°C-Isotherme abgebildet, es ergibt sich allerdings ein breiter Streubereich aller Proben bis zur 490°C-Isotherme. Nur feinkörnige Symplektite aus SP.1 belegen niedrigere Temperaturen. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Anwendung des Diagramms auf die Plagioklas- und Granat-Amphibolite zu Ergebnissen führte, deren Schwerpunkte im Bereich der Isothermen 530 ± 20°C und 490 ± 20°C, also dem Grenzbereich Grünschieferfazies-Amphibolitfazies, liegen.
Die Thermometrie nach Plyusnina (1982) führt zu teilweise deutlich abweichenden Resultaten (Tab. 24). Aufgrund der überwiegend nicht möglichen Zuordnung von Amphibol-Plagioklas-Paaren, wurde für die Mehrzahl der Proben ein Druckbereich aus den Minimal- und Maximalwerten der ΣAl_{Hbl} der Hornblenden der Probe für einen Mittelwert der zuvor nach Plyusnina (1982) bestimmten Temperatur berechnet.
Aus den Messungen an den Amphiboliten des Verwall resultieren für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 mit konstanten X_{An} im Plagioklas 550°C, für den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 510-580°C, also Temperaturbereiche der unteren Amphibolitfazies. Die Amphibolite ÖS.7.5a und ÖS.9.1m weisen überwiegend Oligoklase mit ca. An_{12-20} auf. Einzelne Analysen in ÖS.9.1m ergeben aber ebenfalls Andesine mit bis zu An_{36}. Die diesen

Anorthitgehalten zugeordneten Temperaturen liegen mit 505-520°C (An_{12-20}) bzw. 520-550°C (An_{36}) im Bereich des Übergangs der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies.

Tabelle 24 Zusammenfassung Amphibol-Plagioklas-Thermobarometrie nach Plyusnina (1982).

Probe	Temperatur [°C]	Druck bei T_{Ply} [kbar]	Probe	Temperatur [°C]	Druck [kbar]
ÖV.XVII.6	550	5.0 - 7.0	ÖV.0.1a	525 - 550	2.5 - 7.5
ÖV.XVII.9	510 - 580	5.5 - 8.5	ÖRK.2 Symp.	550 - 590	< 2.0 - 3.0
ÖV.F1P	500 - 530	2.0 - 7.5	ÖRK.2 Grt-Ps.	> 650	< 2.0 - 5.0
ÖM.2.4f	505 - 550	2.0 - 4.0	SP.8a	490 - 530	7.5 - 9.5
ÖS.7.5a	505 - 520	7.5 - 8.5	SP.8b	505 - 530	3.5 - > 10.0
ÖS.9.1m	520 - 550	7.0 - 8.5	SP.12	500 - 530	2.0 - > 10.0
ÖS.Go3 Gneis	520 - 540	5.5 - 8.0	SVS.2a	< 505	ca. 5.5
ÖS.Go 3 Amp.	530 - 580	3.0 - 7.0	SP.1	500 - 550	2.5 - 6.5

Auch die symplektitischen Proben ÖV.F1P und ÖM.2.4f ergeben Temperaturen der Epidot-Amphibolitfazies, was ebenso für die metasedimentäre Probe ÖV.0.1a, den Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 sowie alle Proben aus dem Bereich der schweizer Silvretta gilt. Etwas höhere Temperaturen konnten nur an der Amphibolitlage in ÖS.Go 3 und in den Symplektiten aus ÖRK.2 bestimmt werden. Die Labradorite/Bytownite der Pseudomorphosen nach Granat aus ÖRK.2 deuten nach Plyusnina (1982) auf Temperaturen > 650°C hin.
Die Abschätzung des Bildungsdruckes erfolgt nach Plyusnina (1982) über das ΣAl_{Hbl}. Die zu mittleren Temperaturen korrelierten Drücke liegen fast ausschließlich im Bereich < 10 kbar. Lediglich die Granat-Amphibolite SP.8b und SP.12 ergeben durch hohe Al_2O_3-Gehalte der Amphibole bei gleichzeitig niedrigen X_{An} in Plagioklas Drücke > 10 kbar. Das Spektrum des ΣAl_{Hbl} ist in diesen Proben allerdings weitgefächert, so daß ein Druckbereich von 3.5- > 10 für SP.8b bzw. 2.0 - > 10 kbar für SP.12 resultieren. Für die beiden texturell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 ergeben sich mit 5.0-7.0 und 5.5-8.5 kbar etwas niedrigere Werte als nach den neueren Al-in-Hornblende-Barometern (Hammarstrom et al. 1986, etc.). Vergleichbare Drücke ergeben auch die beiden Amphibolite aus der Silvrettagruppe s. str. ÖS.7.5a und ÖS.9.1m mit 7.5-8.5 bzw. 7.0-8.5 kbar und der Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 mit 5.5-8.0 kbar. Auch der texturell equilibrierte Granat-Amphibolit SP.8a ergibt mit 7.5-9.5 kbar einen gut definierten Druckbereich. In den symplektitischen Gesteinen ist die Streuung des Drucks zumeist erheblich größer, die ermittelten Drücke nur sehr niedrig (vgl. Tab. 24).
Das Grundproblem bleibt die oft mangelnde Erhaltung von Maximums-Bedingungen der Metamorphose in der Plagioklas-Mineralchemie. Teilweise scheint auf dem retrograden Pfad eine Reequilibrierung unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies aufgetreten zu sein.

Ergebnisse der Hornblende-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994)
Die ermittelten Temperaturen nahezu aller Proben liegen deutlich über dem Niveau der beiden empirischen Kalibrationen von Spear (1980) und Plyusnina (1982). Die versuchsweise Anwendung des auf experimentellen Arbeiten aufbauenden Amphibol-Plagioklas-Thermometers nach Blundy & Holland (1990) führte zu noch deutlich höheren Temperaturen, was sich durch die mangelnde Anpassung an die Nichtidealität insbesondere Al-reicher Amphibole in Granat-gepufferten Paragenesen erklären läßt.
Nicht in allen Proben konnten Amphibol-Plagioklas-Kontaktpaare gemessen werden, da die Plagioklase oft stark alteriert sind und nur vereinzelte Messungen in besser erhaltenen Kristallen ermöglichten. Für diese Proben wurde daher mit einer fixen Plagioklas-Zusammensetzung die gesamte Streuung aller Amphibole berechnet. Als Temperaturen in Tab. 25 wurden neben der Durchschnittstemperatur, die Maximal- und Minimaltemperaturen

angegeben. Als Drücke wurden für Plagioklas-Amphibolite Ergebnisse der Al-in-Hornblende-Barometrie und für Granat-Amphibolite Daten nach der Methode von Kohn & Spear (1990) angesetzt.
Für die texturell equilibrierten granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphibolite der österreichischen Silvretta ergibt das Edenit-Tremolit-Thermometer für SiO_2-gesättigte Paragenesen fast in allen Proben deutlich (ca. 40-90°C) höhere Temperaturen als das Edenit-Richterit-Thermometer. Die Differenz scheint dabei vom Anorthit-Gehalt der Plagioklase abhängig zu sein und nimmt mit steigendem X_{An} ab.

Tabelle 25 Zusammenfassung der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994). Der Druck wurde aus den Al-in-Hornblende-Barometern abgeleitet. Die Temperaturen sind als Mittelwerte / Variation Minimal- bis Maximalwert angegeben. Dazu wurden die in der Kommentarspalte angegebenen Amphibol- und Plagioklas-Analysen verwendet. Ed-Tr-T = Edenit-Tremolit-Thermometer, Ed-Ri-T = Edenit-Richterit-Thermometer.

Probe	Druck [kbar]	Ed-Tr-T [°C]	Ed-Ri-T [°C]	Kommentar
ÖV.XVII.6	8	735 / 701 - 773	688 / 657 - 731	An_{35}, Streuung Amphibol
ÖV.XVII.9	9	731 / 620 - 756	677 / 652 - 751	An_{40}, Amphibol 1
ÖV.F1P	9	623 / 518 - 704	536 / 432 - 649	Amp-Plg-Paare 5, 4, 3, 2 Kontaktpaare
ÖM.2.4f	10	622 / 602 - 658	562 / 526 - 650	Amphibol 3 + Plagioklas 3 Kontaktpaare
ÖS.7.5a	10	670 / 631 - 706	591 / 563 - 633	durchschnittl. Plg mit An_{15} Amphibol 8 + x
ÖS.9.1m	9	632 / 524 - 688	590 / 547 - 631	durch. Plg mit An_{35}, Amp 2
		648 / 535 - 708	623 / 584 - 664	An_{43}, An-Max., Amp 2
		616 / 512 - 668	546 / 501 - 588	An_{25}, An-Min., Amp 2
ÖS.Go 3 G.	8	706 / 660 - 731	635 / 567 - 678	Amp 2 / 3 + Plg 3
ÖS.Go 3 A.	8	632 / 552 - 682	534 / 450 - 594	Amp + Plg 5 / 6
ÖV.0.1a	6	649 / 604 - 665	558 / 528 - 679	Amp 6 + 7 mit Plg* 6 An_{43}
		594 / 546 - 631	502 / 489 - 521	Amp + Plg 5 aus Gneis
ÖRK.2 Sy.	6	603 / 521 - 654	535 / 515 - 569	Symp-Amp + -Plg 4
		540 / 477 - 637	542 / 530 - 559	Symp-Amp + -Plg 7
ÖRK.2 Grt	6	691 / 679 - 711	655 / 644 - 678	Amp 3 + Plg 3 Grt-Pseud.
ÖRK.26	6	762 / 715 - 803	793 / 760 - 838	Amp 1 + Plg An_{33}
		741 / 700 - 776	768 / 733 - 811	Amp 1 + Plg An_{39}
		701 / 688 / 673	751 / 721 / 680	Amp 2 + An_{39} / An_{33} /An_{25}
SP.8a	10	706 / 685 - 762	634 / 587 - 716	Kontaktpaare
SP.8b	10	615 / 532 - 713	642 / 623 - 657	Amphibol 1b-Kontaktpaare Amp berechnet auf 13 Kat.
SP.11	10	651	647	Amphibol 2 + Plagioklas 2
		653 / 601 - 741	634 / 535 - 714	Amphibol 4 + Plagioklas 4
		557 / 539 - 582	463 / 442 - 491	Amphibol + Plagioklas 11
SP.12	10	604 / 602- 606	612 / 599- 621	Amphibol 1 + Plagioklas 1
		711 / 669 - 741	652 / 578 - 690	Amphibol 3 + Plagioklas 3
		649 / 586 - 681	567 / 502 - 627	Amphibol 5 + Plagioklas 5
SVS.2a	9	696 / 659 - 733	634 / 614 - 654	Amphibol 4 + Plagioklas 4
SP.1	9	680 / 635 - 715	690 / 625 - 732	Symp-Amp + Plg An_{35}
		643 / 608 - 673	602 / 538 - 643	Symp-Amp + Plg An_{17}

Obwohl auch in den Hornblende-reichen Amphiboliten ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 vereinzelt Quarz als Gemengteil nestartig auftritt ist, erscheint seine Anwesenheit bei der lokalen Gleichgewichtseinstellung fraglich, weshalb den Werten des Quarz-freien Edenit-Richterit-Thermometers ein höheres Gewicht gegeben wird. Andere Amphibolite, wie z. B. ÖS.7.5a und insbesondere der Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 weisen dagegen höhere Quarz-Gehalte auf, zeigen aber ähnliche Diskrepanzen zwischen den beiden Thermometer-Kalibrationen wie die Quarz-armen Gesteine.
Die beiden Proben aus der zentralen Verwallgruppe (ÖV.XVII.6/9) führen auch beim Edenit-Richterit-Thermometer zu Temperaturen von 688° bzw. 677°C der oberen Amphibolitfazies, die Minimaltemperaturen erreichen in beiden Proben ca. 650°C. Der metasedimentäre Grt-Amp-Bt-Gneis ÖV.0.1a mit Amphibolitlage aus dem Verwall ergibt deutlich niedrigere Temperaturen. Die Magnesio-Hornblende aus dem Amphibolit ÖV.0.1a resultiert zusammen mit eingeschlossenem Plagioklas (An_{43}) in durchschnittlich 558°C bzw. 649°C (Ed-Ri- und Ed-Tr-Thermometer). Die Proben aus der Silvrettagruppe s. str. (ÖS.7.5a, ÖS.9.1m und ÖS.Go 3) liefern mit 590-635°C deutlich niedrigere Durchschnittstemperaturen des Ed-Ri-Thermometers. Das Ed-Tr-Thermometer ergibt 630-670°C für die Amphibolite und 706°C für den Hornblende-Gneis. Die Variation der Temperaturen ist insbesondere für das Ed-Tr-Thermometer hoch (ca. 170°C für ÖS.9.1m) und kann zumindest teilweise durch das Auftreten verschiedener Generationen von Amphibol und Plagioklas und damit unterschiedlicher Reequilibrationstadien auf dem retrograden P-T-Pfad erklärt werden.
Die an den beiden symplektitischen Granat-Amphiboliten ÖV.F1P und ÖM.2.4f gemessenen Kontaktpaare resultieen in durchschnittlich 530-560°C (Ed-Ri) bzw. 620°C (Ed-Tr). Beide Thermometer weisen eine starke Streuung (bis > 200°C für ÖV.F1P) auf, die durch unterschiedliche Blastese-Zeitpunkte der Symplektite auf dem P-T-Pfad erkärt werden können.
Symplektite ergeben allgemein niedrigere Temperaturen, als die durch Sammelkristallisation entstandenen granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphibolite. Auch der aus dem Eklogit des Rauhen Kopfes bei Ischgl entstandene symplektitische Granat-Amphibolit ÖRK.2 weist niedrige Gleichgewichtstemperaturen auf, die zwischen 530-540°C (Ed-Ri) und 540-600°C (Ed-Tr) schwanken. Das Fehlen von Quarz schränkt den Temperaturbereich auf 530-540°C ein, die aus dem Ed-Ri-Thermometer abgeleiteten Temperaturen weisen zudem eine deutliche geringere Variation auf. Die Anorthit-reichen Plagioklas-Amphibol-Pseudomorphosen ergeben wie zu erwarten deutlich höhere Temperaturen der oberen Amphibolitfazies (655°C, Ed-Ri, 691°C Ed-Tr).
Die höchsten Temperaturen wurden an Probe ÖRK.26, der SiO_2-reichen Zwischenlage im Eklogit des Rauhen Kopfes gewonnen. Erstmals liegt die Ed-Ri-Temperatur mit durchschnittlich 680-793°C oberhalb der Ed-Tr-Temperatur mit 673-762°C. Beide Temperaturbereiche kommen in der oberen Amphibolitfazies bis unteren Granulitfazies zu liegen. Das Auftreten von Korund, der durch eine Plagioklas-Barriere gegen den benachbarten Quarz abgeschottet wird, deutet wie die zahlreichen Symplektite auf Ungleichgewichte und lokale Gleichgewichtseinstellungen hin. Die hohen Temperaturen resultieren aus den hohen Na-Gehalten der Amphibole, die deutlich über denen der granoblastischen Amphibolite der österreichischen Proben liegen.
Die Proben aus dem Val Puntota und Val Sarsura (Schweiz) ergeben wiederum ein Temperaturbereich der mittleren bis oberen Amphibolitfazies (630 - 650°C Ed-Ri, 600 - 700°C Ed-Tr). Im Gegensatz zu den österreichischen Proben stimmen beide Thermometer oft nahezu überein oder das Ed-Ri-Thermometer liefert sogar höhere Werte, obwohl die verwendeten Plagioklase eher niedrige X_{An} aufweisen. Der Na-Gehalt der Amphibole ist insgesamt höher als derjenige der Amphibole aus den österreichischen Amphibolit-Proben.
Nur Probe SP.8a weist deutliche Volumenanteile Quarz auf, trotzdem ist in den Kontaktpaaren dieser Probe die Abweichung zwischen beiden Thermometern am größten und auch

die Streuung der Ergebnisse spricht trotz des besten texturellen Gleichgewichtsgefüges für eine Abfolge unterschiedlicher P-T-Stadien.
Der feinkörnige, noch nicht durch Sammelkristallisation vergröberte Symplektit aus SP.1 ergibt ebenfalls Temperaturen zwischen 600 und 700°C.
Die Temperaturen der beiden Thermometer lassen sich durch Veränderung des angenommenen Bildungsdruckes aneinander anpassen. Die an verschiedenen Granat-Amphiboliten durchgeführten Berechnungen ergaben oft eine bessere Übereinstimmung im Druckbereich 16 - 20 kbar, der allerdings bereits in der Eklogitfazies liegt.
Insgesamt erreicht die Temperaturen Bedingungen der mittleren und oberen Amphibolitfazies, vereinzelt sogar granulitfazielle Bedingungen. Die breite Fächerung wird neben Problemen der korrekten Auswahl der Gleichgewichtspartner auf die Reequilibrierung auf dem retrograden Ast des P-T-Pfades zurückgeführt.

Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984)
Bei der Auswahl der Granatanalysen sollten Profile durch die Granate angefertigt werden, um die Zusammensetzung der Granat-Ränder zu ermitteln. Durch die retrograde Resorbtion der Granate treten oft nur reliktische Reste auf, die Mg-arme ehemalige Kernzusammensetzungen repräsentieren können und nicht mit den Amphibolen im Gleichgewicht standen.
Im granoblastischen Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 besitzen die Granat-Ränder die Mg-reichste Zusammensetzung und ergeben bei er Thermometrie die höchsten Temperaturen (Tab. 26). Mit der Gesamtvariation der Hornblenden wurde der Streubereich der Granat-Amphibol-Temperaturen berechnet. Es resultieren unter Vernachlässigung von Ausreißeranalysen mit hohen $Fe^{3+}/^{2+}$-Verhältnissen durchschnittlich 596°C, für etwas Mg-ärmere Granat-Zusammensetzungen 569°C. Für den Mg-armen Kern des Granats resultieren dagegen lediglich 467°C. Die Mehrzahl der Amphibol-Analysen ergibt mit dem Mg-reichsten Granat-Rand einen engen Streubereich von 590-620°C. Diese Temperatur liegt im Bereich der klassischen Thermometrie nach Spear (1980) und damit deutlich niedriger als die Temperaturen der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) mit 677°C.

Tabelle 26 Zusammenfassung der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984). Der erste Temperatur-Wert stellt jeweils den Durchschnitt aller Bestimmungen dar, das zweite Wertepaar die Gesamtvariation, das dritte den Bereich, in dem sich die Hauptmasse der Bestimmungen konzentrieren, falls dieser von der Gesamtvariation deutlich abweicht.

Probe	Temperatur [°C]	Kommentar
ÖV.XVII.9	596 / 512 - 680 / 590 - 620	Durchschnitt / Gesamtvariation / Hauptvariation; Grt Mg-Max. + Amp-Gesamt
ÖV.F1P	511 / 435 - 571	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp aus Amp-Plg-Paaren, Grt-Ränder mit Mg-Max.
ÖS.7.5a	521 / 467 - 667 / 480 - 550	Durchschnitt / Gesamtvariation / Hauptvariation; Grt Mg-Max. + Amp-Gesamt
	499 / 460 - 530	Durchschnitt / Hauptvariation; Grt intermediär
ÖM.2.4f	631 / 617 - 655	Durchschnitt / Variation, Grt Mg-Max. Rand, Amp 3 13 Kat., Kontaktpaare
SP.8a	640 / 610 - 694	Kontaktpaare, Durchschnitt / Gesamtvariation
SP.8b	547 / 505- 579	Amp 2 13 Kat. jeweils Durchschnitt / Gesamt-
	691 / 609 - 740	Amp 2 15 Kat. (Ca) variation, Kontaktpaare,
	611 / 564 - 680	Amp 4 15 Kat. (Ca)
SP.12	536 / 513 - 558	Amp 2 13 Kat. jeweils Durchschnitt / Gesamt-
	681 / 621 - 718	Amp 2 15 Kat. (Ca) variation, Kontaktpaare
SVS.2a	510 -535	Amp 4 13 Kat. Gesamtvariation
	628 - 651	Amp 4 15 Kat. (Ca)

In Tab. 26 sind die Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) zusammenfassend dargestellt. Wenn möglich, wurden Kontaktpaare gemessen, in den Proben ÖV.XVII.9, ÖV.F1P, ÖS.7.5a und SVS.2a wurde die gesamte Bandbreite eines gemessenen Amphibolkristalls mit der zumeist Mg-reichsten Randanalyse eines benachbarten Granatkristalls kombiniert.
Die Probe ÖS.7.5a aus der Silvrettagruppe s. str. ergibt mit durchschnittlich 521°C in Verbindung mit der Mg-reichsten Randanalyse des Granats und einer hauptsächlichen Variation im Temperaturbereich 480-550°C ebenfalls Werte, die weit unter den Ergebnissen der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) liegen, sich aber mit den Ergebnissen nach Spear (1980) und Plyusnina (1982) decken.
Die beiden symplektitischen Granat-Amphibolite weisen deutliche Unterschiede in ihren Temperaturen auf. Während ÖM.2.4f mit durchschnittlich 631°C und einer geringen Variation von 617-655°C im Bereich der Edenit-Tremolit-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) und damit weit oberhalb der Temperaturen nach Spear (1980) und Plyusnina (1982) liegt, zeigt ÖV.F1P mit 511°C den genau entgegengesetzten Trend bzw. liegt im Bereich des Edenit-Richterit-Thermometers nach Holland & Blundy (1994).
Problematisch erwiesen sich die Granat-Amphibolite aus dem schweizer Anteil der Silvretta aufgrund ihrer Ca-Untersättigung und der mit einer Berechnung auf 13 Kationen häufig unrealistisch hohen $Fe^{3+/2+}$-Verhältnisse im Amphibol. Nur Amphibol aus SP.8a ergibt mit dieser Berechnungsart sinnvolle $Fe^{3+/2+}$-Verhältnisse, die Temperaturen sind mit 640°C hoch, bleiben aber im Rahmen der Edenit-Richterit-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994). Die Streuung der der Kontaktpaare ist gering (610-694°C).
Alle anderen Proben der schweizer Silvretta wurden jeweils für Amphibol-Strukturformeln gerechnet, die 13 Kationen als auch 15 Kationen (inkl. Ca, exkl. Na) als Basis hatten. Die beiden Temperaturen bzw. Temperaturbereiche stellen Grenzwerte möglicher Temperaturen durch Minimierung bzw. Maximierung des Fe^{2+} dar. Graham & Powell (1984) empfehlen eine Berechnung der Amphibole mit $Fe^{tot} = Fe^{2+}$.

Ergebnisse der Granat-Amphibol-Plagioklas-Quarz Barometrie nach Kohn & Spear (1990)
Die Mineralchemie von Granat, Amphibol und Plagioklas verschiedener Granat-Amphibolit-Typen aus allen Teilen der Silvrettadecke wurde gemessen, um Drücke für das Granat-Amphibolit-Stadium abzuleiten. Aus dem Verwall wurden der symplektitische Granat-Amphibolit ÖV.F1P und der granoblastische Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 untersucht. Aus dem Montafon stammt der symplektitische Granat-Amphibolit ÖM.2.4f. Die Probe ÖS.7.5a entstammt der Silvrettagruppe s. str., die Proben SVS.2a sowie SP.8a/b und SP.12 der südlichen Silvrettadecke (Val Sarsura, Val Puntota). Die ermittelten Temperaturen wurden z. T. aus Randanalysen der Granate in Kombination mit Randanalysen der Plagioklase und Amphibole gewonnen, teilweise wurden auch Kontaktdrillinge gemessen. Die für die Druckberechnung angenommenen Temperaturen wurden aus der Hornblende-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) abgeleitet, zum Vergleich wurden auch Hornblende-Plagioklas-Temperaturen nach Blundy & Holland (1990) und Granat-Hornblende-Temperaturen nach Graham & Powell (1984) ermittelt.
In Probe ÖS.7.5a sind die Amphibol-Analysen relativ homogen, der An-reichste Plagioklas wurde als syngenetisch mit Amphibol und den Granaträndern angenommen.
Der symplektitische Granat-Amphibolit ÖM.2.4f liefert für beide Kalibrationen eine weite Streuung je nach verwendeter Plagioklas-Analyse. Der Amphibol ist relativ homogen, Granat weist dagegen variable Randzusammensetzungen auf, in Tab. 27 sind die Ergebnisse mit einer Pyrop-reichen Analyse aufgeführt. Die Verwendung Pyrop-ärmerer Zusammensetzungen führt zu etwas niedrigeren Drücken. Die An-reichsten Plagioklase ergeben jeweils die niedrigsten Drücke.

Tabelle 27 Zusammenfassung der Barometrie an den Granat-Amphiboliten nach Kohn & Spear (1990). Die Drücke für die Mg- und die Fe-Kalibration wurden für die jeweils unter T angegebenen Temperaturen berechnet. Dazu wurden die in der Kommentar-Spalte aufgeführten Analysen verwendet.

Probe	T [°C]	Druck [kbar] Mg-Kalibration	Fe-Kalibration	Kommentar
ÖS.7.5a	670 / 600 / 500	10.39 / 10.05 / 9.57	10.71 / 9.96 / 8.90	Ø aller Hbl, An_{20} in Plg
ÖV.XVII.9	700 / 650 / 600	6.31-9.61 / 6.29-9.43 / 6.26-9.25	7.34-8.76 / 7.01-8.35 / 6.68-7.94	An_{40}, Granat 10913/4,17,18, Pyrop-arm bis -reich, Amphibol Si-Max. und -Min.
ÖM.2.4f	650 / 600	8.33 -12.94 / 8.22 - 12.58	6.73 -10.99 / 6.43 -10.46	An_{12}, An_{23}, An_{36}, Py-reicher und -ärmerer Grt-Rand, durchschnittl. Amph.
SP.8a	700 / 650 / 510	10.15-13.21 / 9.69-12.47 / 9.44-11.93	9.25 - 12.32 / 8.41 - 11.13 / 7.85-10.29	Kontaktdrillinge
SP.8b	650 / 550	9.80 - 10.85 / 9.40 - 10.33	9.60 - 10.16 / 7.47 - 9.18	Kontaktpaare Amp-Plg mit Grt-Rand
SP.12	650 / 600	10.13-12.20 / 10.65-11.57	9.00-10.82 / 9.99-10.84	Amp-Plg 3 + 5 mit Grt-Rand 2a Amp-Plg 1 + Grt-Rand 4

Ergebnisse TWEEQU-Berechnungen an Amphiboliten der Silvrettadecke

Zur Quantifizierung der retrograden Druck-Temperatur-Geschichte wurde eine Auswahl der symplektitischen und granoblastischen Granat-Amphibolite aus dem österreichischen und schweizer Teil der Silvrettadecke getroffen. An ihnen wurde vergleichend mit den Methoden der klassischen Thermobarometrie, Multigleichgewichtsberechnungen mit dem Programm TWEEQU (Version TWQ 2.02b) und dem Datensatz sowie Mischungsmodell für Amphibole nach Mäder & Berman (1992) durchgeführt.

Als Komponenten wurden neben den sechs Amphibol-Endgliedern (s. o.) stets die beiden Granat-Komponenten Almandin und Pyrop eingesetzt. Durch schrittweise Hinzunahme von Grossular, Anorthit, Albit, Quarz, Rutil und Ilmenit erhöht sich zwar die Zahl der berechenbaren Gleichgewichte stark, allerdings ist in den meisten Fällen kein eindeutiger Schnittpunkt mehr erkennbar.

Als Thermometer eignen sich die drei Fe-Mg-Austauschreaktionen zwischen den Amphibol-Komponenten Tremolit, Tschermakit, Pargasit und ihren jeweiligen Fe-Äquivalenten, sowie den Granat-Komponenten Almandin und Pyrop. Aufgrund der ungenügenden Datenbasis, speziell für Fe-Amphibol-Endglieder, sind die Temperaturen aber eher als Abschätzung geeignet. Die Ergebnisse sind in Tab. 28 zusammengefaßt.

Die Amphibol-internen Gleichgewichte sind aufgrund der ungenauen Aktivitätsabschätzung und der Datenbasis ebenfalls fragwürdig. Sie ergeben drucksensitive Gleichgewichte, die für den Kontaktdrilling 3a (Messung vom unmittelbaren Kornkontakt Granat-Amphibol-Plagioklas) aus SP.8a (sp8a1.cmp) einen eigenen Schnittpunkt bei ca. 580°C / 2.8 kbar besitzen und die Amphibol-Granat-Gleichgewichte bei P-T-Bedingungen von ca. 700°C und ca. 3 kbar (Abb. 171A) schneiden.

Die besten Ergebnisse werden durch die Hinzunahme des Anorthits sowie der Grossular-Komponente des Granats erzielt. Die drucksensitiven Reaktionen ergeben für sp8a1.cmp einen relativ gut definierten Schnittpunkt mit den Thermometer-Gleichgewichten bei 12.0-12.6 kbar / 723-742°C (ermittelt mit dem Programm intersx.exe aus TWQ 2.02b). In Abb. 171B wurden die drucksensitiven Amphibol-internen Gleichgewichte aus Abb. 171A weggelassen. Als Barometer-Gleichgewichte sind auch die beiden von Kohn & Spear (1990) kalibrierten Gleichgewichte (Nr.1 und 10 der Reaktionsliste) enthalten. Aufgrund der besseren Datenlage, ist die Aussagekraft der Reaktionen der Mg-Endglieder höher zu bewerten. Die Differenz der beiden Gleichgewichte beträgt bei 730°C nur 0.7 kbar. Die Ergebnisse der TWQ-Barometrie stimmen mit denen der Kohn & Spear-Kalibrationen überein. Ein weiterer

Kontaktdrilling (sp8a2.cmp, 3b) ergibt etwas niedrige Drücke von ca. 9-11 kbar bei ebenfalls 700°C.

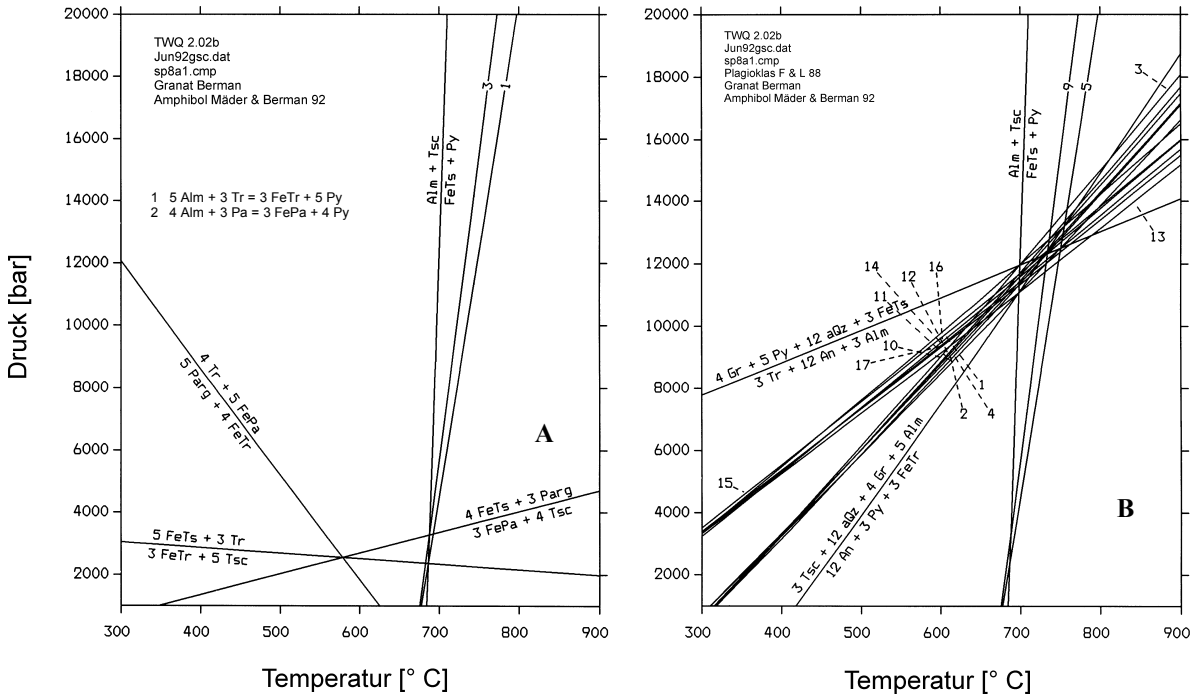


Abbildung 171 TWEEQU-Berechnungen an den Granat-Amphiboliten der Silvrettadecke.
A Ausschließlich Amphibol- und Granat-Komponenten beinhaltende Gleichgewichte.
B Komponenten aus Amphibol und Granat (inkl. Grossular) zusammen mit Anorthit und Quarz; ohne Amphibol-interne Gleichgewichte.

Reaktionsliste Abb. 171B sp8a1.cmp Alm, Py, Grs, An, Qz, Tr, FeTr, Ts, FeTs, Pa, FePa

1): 4 Grs + 2 Py + 12 aQz + 3 Tsc = 3 Tr + 12 An
2): 10 Alm + 20 Grs + 60 aQz + 15 Tsc = 6 FeTr + 9 Tr + 60 An
3): 2 Alm + 4 Grs + 12 aQz + 5 Tsc = 2 FeTs + 3 Tr + 12 An
4): 3 Parg + 6 Tsc + 24 aQz + 8 Grs + 4 Alm = 24 An + 6 Tr + 3 FePa
5): 3 Tr + 5 Alm = 5 Py + 3 FeTr
6): 3 Tsc + 12 aQz + 4 Grs + 5 Alm = 12 An + 3 Py + 3 FeTr
7): Alm + Tsc = FeTs + Py
8): 4 Grs + 5 Py + 12 aQz + 3 FeTs = 3 Tr + 12 An + 3 Alm
9): 3 Parg + 4 Alm = 4 Py + 3 FePa
10): 3 FeTs + 12 aQz + 4 Grs + 2 Alm = 12 An + 3 FeTr
11): 9 FePa + 12 Tsc + 48 aQz + 16 Grs + 8 Alm = 48 An + 12 FeTr + 9 Parg
12): 15 Parg + 12 FeTs + 48 aQz + 16 Grs + 8 Alm = 48 An + 12 Tr + 15 FPa
13): 4 Grs + 2 Py + 12 aQz + 5 FeTs = 2 Tsc + 3 FeTr + 12 An
14): 20 Grs + 10 Py + 60 aQz + 15 FeTs = 9 FeTr + 6 Tr + 60 An
15): 15 FePa + 12 Tsc + 48 aQz + 8 Py + 16 Grs = 48 An + 12 FeTr + 15 Parg
16): 16 Grs + 8 Py + 48 aQz + 12 FeTs + 9 Parg = 9 FePa + 12 Tr + 48 An
17): 3 FePa + 6 FeTs + 24 aQz + 4 Py + 8 Grs = 24 An + 6 FeTr + 3 Parg

Durch die Hinzunahme des Ti in das chemische System, wird die Berechnung von weiteren Gleichgewichten mit Rutil und Ilmenit möglich (Abb. 172A). Diese bestätigen den zuvor bestimmten P-T-Bereich um 12 kbar und 730°C. Fraglich bleibt allerdings die Stabilität des Rutils. Dieser ist zwar Teil der Mineralvergesellschaftung, wird aber durch Ilmenit verdrängt bzw. ummantelt. Für Rutil wurde $a_{Rt} = 1$ und für Ilmenit $X_{Ilm} = a_{Ilm}$ (0.97 Fe p.f.u.) gesetzt.
Die Hinzunahme des Albit führt zu stark streuenden Ergebnissen, unabhängig von der Verwendung von Hoch-Albit oder Albit aus dem Datensatz. Die Temperaturen werden durch die Granat-Amphibol-Thermometer zwar weiterhin relativ gut eingegrenzt, bei den Drücken treten dagegen zumindest zwei Schwerpunkte der Schnittpunkte auf. Im Falle von sp8a1.cmp werden durch die Gleichgewichte mit Albit der zuvor mittels der Amphibol-internen Gleichgewichte ermittelte P-T-Bereich von ca. 3 kbar und 700°C bestätigt (Abb. 172B). Für einen weiteren Kontaktdrilling (sp8a2.cmp) ergibt sich dagegen eine noch stärkere Streuung.

Die Aussagekraft der Gleichgewichte mit Albit ist mit den thermodynamischen Daten der Na-Amphibole, in diesem Fall des Pargasits und Fe-Pargasits, sowie dessen Kationenplatz-Belegung, verknüpft. Aufgrund des vorläufigen Charakters der Pargasit- / Fe-Pargasit-Daten sowie der Unsicherheit der Zuordnung des Na zu den Kationenpositionen, werden diese als sehr unsicher eingestuft.
Weitere Kontaktdrillinge ergeben 14.5-15.1 kbar / 707-732°C (sp8a3.cmp), 12.2-12.8 kbar / 775-793°C (sp8a4.cmp) und 12.6-13.2 kbar / 666-682°C (sp8a5.cmp). Die deutliche Variation der Druck-Temperatur-Ergebnisse ist allein auf die starke Variation der Granat-Analysen zurückzuführen. Neben Randzusammensetzungen wurden in den Kontaktdrillingen auch nicht reequlibrierte Granat-Kernzusammensetzungen gemessen, deren niedrige Mg- und hohe Ca-Gehalte zu relativ niedrigen Temperaturen und hohen Drücken führen. Die Plagioklase besitzen relativ konstante Anorthit-Gehalte (An_{16-19}), nur sp8a2.cmp fällt mit An_{28} heraus und führt bei den Berechnungen zu relativ niedrigeren Drücken.
Aus dem Bereich der schweizer Silvretta wurden weitere Druck-Temperatur-Bereiche symplektitischer Granat-Amphibolite unter Verwendung von Anorthit- und Grossular-Komponente berechnet. Die Angabe des Streuung des P-T-Bereichs bezieht sich jeweils auf die Ergebnisse des Programms "intersx.exe" aus TWQ 2.02b. Gleichgewichte mit einer Abweichung von > 1.5 σ vom Schnittpunkts werden nicht in die Berechnung einbezogen. Das Thermometer, das die niedrigsten Temperaturen liefert, ist das Gleichgewicht Almandin + Tschermakit $\Leftrightarrow$ Pyrop + Fe-Tschermakit, es liegt oft noch 30 - 50°C unterhalb des angegebenen Temperaturbereichs. Aus dem Val Puntota ergibt die Probe SP.8b 14.7-15.6 kbar / 673-693°C (sp8b5.cmp) und 9.14-9.25 kbar / 658-661°C (sp8b4.cmp), die Probe SP.12 14.0-15.1 kbar / 664-690°C (sp12a5.cmp), 7.96-8.80 kbar / 599-621°C (sp12a3.cmp) und 10.8-11.6 kbar / 591-610°C (sp12a1.cmp). Für SVS.2a ergeben sich 12.6-13.3 kbar / 759-782°C (svs2a4a.cmp) bzw. 12.4-13.5 kbar / 734-760°C (svs2a4b.cmp).
Für die symplektitischen Granat-Amphibolite aus dem Montafon (ÖM.2.4f) und dem Verwall (ÖV.F1P) lassen sich ähnliche P-T-Bereiche berechnen. Für ÖM.2.4f ergeben sich unter Berücksichtigung des Mg-reichsten Granat-Randes (om24f3a.cmp) 11.0-12.8 kbar / 719-765°C bzw. für einen etwas Mg-ärmeren Granat-Rand und einer anderen Amphibol-Analyse (om24f3b.cmp) 9.60-10.8 kbar / 636-666°C. Die Probe ÖV.F1P liefert für verschiedene mikrotexturell abgrenzbare Bereiche etwas variierende Werte. Für die Anorthit-reichsten Plagioklas-Analysen aus dem Bereich 3 zusammen mit Si-armem Amphibol und Mg-reichem Granat resultieren 11.8-12.3 kbar / 723-737°C (ovf1p3a.cmp). Für den ebenfalls Mg-reichen Granat-Rand 2 mit Anorthit-ärmerem Plagioklas und etwas Si-reicherem Amphibol wurden 11.5-12.4 kbar / 655-676°C (ovf1p2a.cmp) berechnet. Für den Bereich 4 wurden an Amphibol-Plagioklas-Kontaktpaaren zusammen mit einem Granat-Rand 9.9-10.9 kbar / 597-622°C und 6.5-7.6 kbar / 564-595°C (ovf1p4a/b.cmp) ermittelt. Während des erste Wertepaar auf die Kombination eines durchschnittlichen Anorthit-armen Plagioklases (An_{18}) mit einer Magnesio-Hornblende zurückgeht, erreicht der Anorthit-Gehalt in Paar 4b An_{25}.
Für die Probe des granoblastischen Granat-Amphibolits ÖV.XVII.9 aus der zentralen Verwallgruppe wurden für zwei unterschiedliche Granatzusammensetzungen Gleichgewichte berechnet. Für eine Pyrop-reiche Granat-Randzusammensetzung (xvii9a.cmp) ergibt sich mit Anorthit- und Grossular-Komponente und unter Vernachlässigung der Amphibol-internen Gleichgewichte ein Temperaturbereich von 649-656°C bei einem Druck von 8.60 bis 8.89 kbar (intersx-Daten). Für die Pyrop-ärmere Granat-Kernzusammensetzung xvii9b.cmp ergeben sich erheblich niedrigere P-T-Bedingungen von ca. 5 kbar bei 500°C. Für den Granat-Amphibolit ÖS.7.5a mit seinen reliktischen, texturell schlecht zuordnenbaren Mg-armen Granaten, resultieren für die Amphibol-Zusammensetzung os75a.cmp 8.86-9.26 kbar / 529-539°C und für os75b.cmp 8.56-8.94 kbar / 509-519°C.

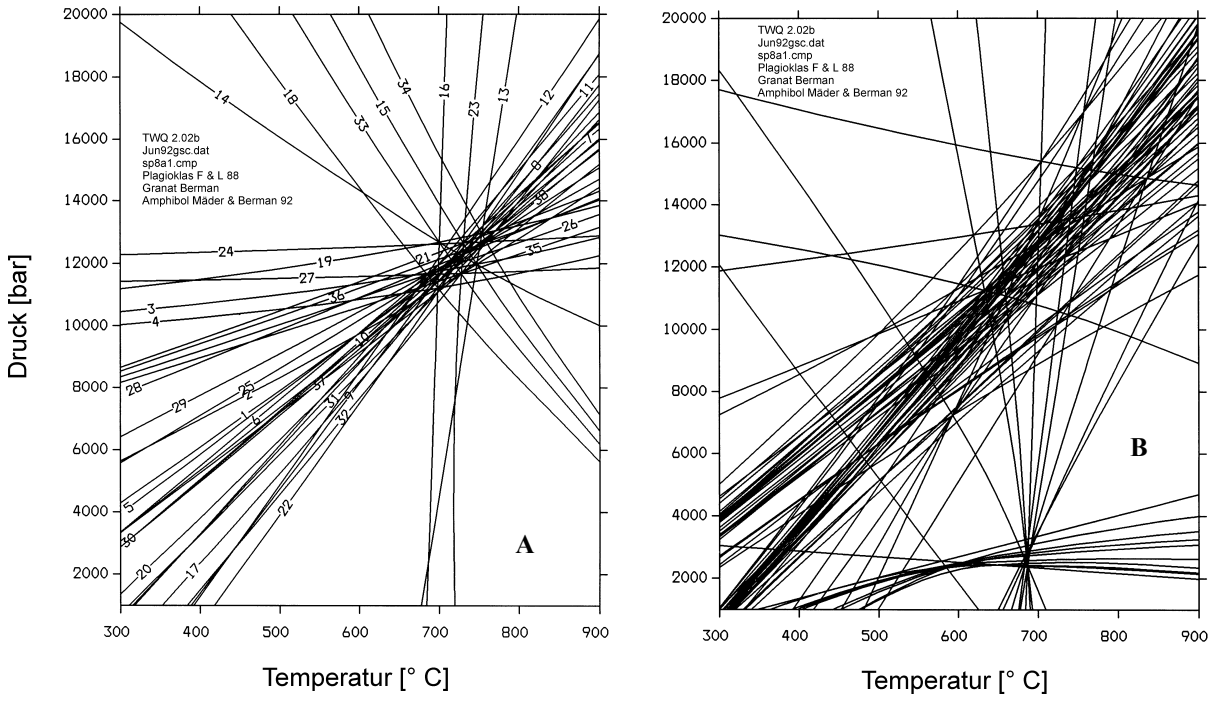


Abbildung 172 TWEEQU-Diagramme mit Amphibol- und Granat-Komponenten (inkl. Grossular) und Anorthit, Quarz, Rutil und Ilmenit (A) sowie Anorthit und Hoch-Albit. (B)

Reaktionsliste Abb. 172B sp8a2.cmp Alm, Py, Grs, An, Qz, Rt, Ilm, Tr, FeTr, Ts, FeTS, Pa, FePa

1): 2 Alm + Gr + 6 Rt = 3 aQz + 6 Ilm + 3 An
2): 3 Tr + 24 Rt + 8 Alm = 24 Ilm + 2 Py + 24 aQz + 3 Tsc
3): 10 Alm + 40 Rt + 3 Tr + 2 FeTr = 5 Tsc + 40 aQz + 40 Ilm
4): 6 Alm + 24 Rt + 3 Tr + 2 FeTs = 5 Tsc + 24 aQz + 24 Ilm
5): 3 Tsc + 24 Rt + 2 Py + 8 Gr + 8 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 Tr
6): 3 Tsc + 12 aQz + 2 Py + 4 Gr = 12 An + 3 Tr
7): 15 Tsc + 120 Rt + 40 Gr + 50 Alm = 120 An + 120 Ilm + 9 Tr + 6 FeTr
8): 15 Tsc + 60 aQz + 20 Gr + 10 Alm = 60 An + 9 Tr + 6 FeTr
9): 5 Tsc + 25 aQz + 10 Ilm + 5 Gr = 15 An + 10 Rt + 3 Tr + 2 FeTr
10): 5 Tsc + 24 Rt + 8 Gr + 10 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 Tr + 2 FeTs
11): 5 Tsc + 12 aQz + 4 Gr + 2 Alm = 12 An + 3 Tr + 2 FeTs
12): 3 Gr + 6 Ilm + 15 aQz + 5 Tsc = 2 FeTs + 3 Tr + 6 Rt + 9 An
13): 5 Alm + 3 Tr = 3 FeTr + 5 Py
14): FeTr + 8 Rt + Py + Alm = 8 Ilm + 8 aQz + Tsc
15): 10 Py + 40 Rt + 8 FeTr = 5 Tsc + 3 Tr + 40 aQz + 40 Ilm
16): Alm + Tsc = FeTs + Py
17): 11 Alm + 24 Rt + 3 Tr = 3 FeTs + 24 aQz + 5 Py + 24 Ilm
18): 6 Py + 24 Rt + 3 Tr + 8 FeTs = 11 Tsc + 24 aQz + 24 Ilm
19): 2 Alm + 8 Rt + FeTr = FeTs + 8 aQz + 8 Ilm
20): 13 Alm + 8 Gr + 24 Rt + 3 Tsc = 3 FeTr + 3 Py + 24 Ilm + 24 An
21): 15 Tsc + 24 FeTr + 120 Rt + 50 Py + 40 Gr = 120 An + 120 Ilm + 39 Tr
22): 5 Alm + 4 Gr + 12 aQz + 3 Tsc = 3 FeTr + 3 Py + 12 An
23): 2 Tsc + 13 aQz + 10 Ilm + Gr = 3 An + 2 Py + 10 Rt + 2 FeTr
24): 6 FeTr + 30 Rt + 10 Py + 5 Gr = 15 An + 30 Ilm + 15 aQz + 6 Tr
25): 3 FeTs + 24 Rt + 5 Py + 8 Gr + 5 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 Tr
26): 8 Gr + 10 Py + 24 Rt + 8 FeTs = 5 Tsc + 3 Tr + 24 Ilm + 24 An
27): 2 FeTs + 6 Rt + 2 Py + Gr = 3 An + 6 Ilm + 3 aQz + 2 Tsc
28): 3 FeTs + 12 aQz + 5 Py + 4 Gr = 3 Alm + 12 An + 3 Tr
29): 11 Gr + 10 Py + 15 aQz + 18 Rt + 6 FeTs = 6 Tr + 18 Ilm + 33 An
30): 3 FeTs + 24 Rt + 8 Gr + 10 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 FeTr
31): 2 Alm + 4 Gr + 12 aQz + 3 FeTs = 3 FeTr + 12 An
32): Gr + 2 Ilm + 5 aQz + FeTs = FeTr + 2 Rt + 3 An
33): 2 Py + 8 Rt + FeTr + FeTs = 2 Tsc + 8 aQz + 8 Ilm
34): 11 FeTr + 40 Rt + 10 Py = 40 Ilm + 40 aQz + 6 Tr + 5 FeTs
35): 13 FeTs + 24 Rt + 10 Py + 8 Gr = 24 An + 24 Ilm + 3 FeTr + 10 Tsc
36): 8 Gr + 10 Py + 24 Rt + 3 FeTr + 3 FeTs = 6 Tr + 24 Ilm + 24 An
37): 4 Gr + 2 Py + 12 aQz + 5 FeTs = 2 Tsc + 3 FeTr + 12 An
38): 20 Gr + 10 Py + 60 aQz + 15 FeTs = 9 FeTr + 6 Tr + 60 An

Der Datensatz von Mäder & Berman (1992) enthält leider keine Endglied-Kalibrationen für Edenit und Richterit, so daß eine Berechnung des Edenit-Richterit-Austauschgleichgewichts gemäß der Kalibration von Holland & Blundy (1994) nicht möglich ist. Die Berechnung aller möglichen Plagioklas-Amphibol-Gleichgewichte (inklusive Quarz aber ohne Granatkomponenten) ergibt für ÖV.XVII.9 615-627°C bei ca. 4,43 bis 4.91 kbar ("intersx"-Ergebnis). Die elf berechneten Gleichgewichte umfassen die drei Amphibol-internen Gleichgewichte sowie Reaktionen mit Pargasit, Fe-Pargasit und Albit, die aus oben genannten Gründen fraglich sind. Für andere Proben ergibt sich nur selten ein Schnittpunkt der Amphibol-internen Gleichgewichte mit den Albit-Pargasit-Gleichgewichten.

Tabelle 28 Zusammenfassung der Ergebnisse der TWEEQU-Multigleichgewichtsberechnungen an Granat-Amphiboliten der Silvrettadecke. Verwendete Komponenten: Almandin, Pyrop, Grossular, Tremolit, Fe-Tremolit, Tschermakit, Fe-Tschermakit, Pargasit, Fe-Pargasit, Anorthit und Quarz. Im Kommentar sind die Zusammensetzungs-Datei und die verwendeten Analysen angegeben.

Probe	Druck [kbar]	Temperatur [°C]	Kommentar
SP.8a	12.0 - 12.6	723 - 742	sp8a1.cmp, Kontaktdrilling 3a
	10.7 - 11.6	728 - 753	sp8a2.cmp, Kontaktdrilling 3b
	14.5 - 15.1	707 -732	sp8a3.cmp, Kontaktdrilling 3c
	12.2 - 12.8	775 - 793	sp8a4.cmp, Kontaktdrilling 3d
	12.6 - 13.2	666 - 682	sp8a5.cmp, Kontaktdrilling 3e
SP.8b	9.14 - 9.25	658 - 661	sp8b4.cmp, Amp + Plg 4 + Grt-Rand
	14.7 - 15.6	673 - 693	sp8b5.cmp, Amp + Plg 5 + Grt-Rand
SP.12	10.8 - 11.6	591 - 610	sp12a1.cmp, Amp + Plg 1 + Grt-Rand 4
	7.96 - 8.80	599 - 621	sp12a3.cmp, Amp + Plg 3 + Grt-Rand 2a
	14.0 - 15.1	664 - 690	sp12a5.cmp, Amp + Plg 5 + Grt-Rand 2a
SVS.2a	12.6 - 13.3	759 - 782	svs2a4a.cmp, Grt + Amp + Plg 4a
	12.4 - 13.5	734 - 760	svs2a4b.cmp, Grt + Amp + Plg 4b
ÖV.XVII.9	8.60 - 8.89	649 - 656	xvii9a.cmp, Grt-Rand, Mg-reich, An_{40}
	4.74 - 5.28	511 - 514	xvii9b.cmp, Grt-Kern, Mg-arm, An_{40}
ÖS.7.5a	8.86 - 9.26	529 - 539	os75a.cmp,
	8.56 - 8.94	509 - 519	os75b.cmp,
ÖV.F1P	11.5 - 12.4	655 - 676	ovf1p2a.cmp, Amp + Plg 2, Grt-Rand
	11.8 - 12.3	723 - 737	ovf1p3a.cmp, Amp + Plg 3, Grt, Mg-reich
	9.9 - 10.9	597 - 622	ovf1p4a.cmp, Amp + Plg 4a, Grt-Rand
	6.5 - 7.6	564 - 595	ovf1p4b.cmp, Amp + Plg 4b, Grt-Rand
ÖM.2.4f	11.0 - 12.8	719 - 765	om24f3a.cmp, Grt-Rand, Mg-reich, Amp 3
	9.60 - 10.8	636 - 666	om24f3b.cmp, Grt-Rand, Mg interm., Am3

6.5 Thermobarometrie an Metasedimenten

Granat-Biotit-Thermometrie

Zuerst sollen die Temperaturbedingungen der Metasedimente untersucht werden. Dazu wurden Granat-Biotit-Austauschthermometer berechnet und mit PTAX-Berechnungen des Gleichgewichts Almandin + Phlogopit ⇔ Pyrop + Annit (Granat-Mischungsmodell nach Massonne und einfaches Aktivitätsmodell für Biotit, vgl. S. 204) verglichen.

In Tab. 29 wurden jeweils die Mg-reichen Granat-Randzusammensetzungen mit den zumeist relativ homogenen Biotiten der Matrix korreliert. Daneben wurden z. T. Temperaturen für die Mg-ärmeren Granat-Kerne (niedrig temperierte Werte aus ÖV.0.1a und ÖV.Ma 3), aber auch Temperaturen für texturell abweichende Granat-Generationen, wie z. B. die Atollgranate aus ÖV.VI.3, berechnet. Die verwendeten Drücke orientieren sich an Ergebnissen der Multi-gleichgewichtsberechnungen oder phasenpetrologischen Betrachtungen.

Für den "Biotit-Fleckengneis" ÖM.4.3a konnte keine Granat-Zonierung ermittelt werden. Deshalb wurde mit dem Mg-Maximum und -Minimum des Granats ein Temperaturbereich abgegrenzt. Das Temperatur-Maximum erreicht laut PTAX 620°C, was durch die klassischen Granat-Biotit-Thermometer mit 573-621°C relativ gut bestätigt wird. Nur die Ferry & Spear (1978) Kalibration mit 559°C ergibt einen deutlich niedrigeren Wert, während der Wert nach Hoinkes (1986) mit 671°C deutlich zu höheren Temperaturen abweicht. Bei der Verwendung der Ca- und Mn-reichsten Granat-Analyse sinken die Temperaturen dagegen auf 548°C laut PTAX und 460-500°C nach den anderen Kalibrationen ab. Während die Hoinkes-Kalibration diesmal im Rahmen anderer Kaibrationen liegt, weicht der Ferry & Spear-Wert mit 384°C stark nach unten ab.

Am Sillimanit-führenden Gneis ÖS.Jam 6b wurden Temperaturen für die randliche retrograde Zone mit abnehmenden Mg-Gehalten sowie für das ausgeglichene Plateau der Granat-Kerne berechnet. Für den Kern ergeben sich 607-686°C, für den Saum resultieren 510-564°C, wobei das PTAX-Ergebnis im Rahmen der Kalibrationen liegt. Bei diesen Ca-armen Granaten ergibt die Ferry & Spear-Kalibration vergleichbare Temperaturen. Diese Temperaturen der oberen Amphibolitfazies stehen mit einer Sillimanit-Blastese bei den angenommenen 4 kbar in Einklang.

Gute Übereinstimmungen liefert ebenfalls die Probe SPi.1a aus der Region des Pischahorns NE Davos. Die ebenfalls Ca- und Mn-armen inneren, nicht retrograd überprägten Granat-ränder ergeben 622-717°C bei einem PTAX-Wert von 712°C. Dabei bilden die Kalibrationen von Indares & Martignole (1985), Perchuk & Lavrent´ eva (1983) und Kleemann & Reinhardt (1994) eine Gruppe mit 622-637°C, alle andern variieren zwischen 684-717°C. Für den retrograd Mn-reicheren äussersten Rand des Diffusionsprofils aus Granat 3d ergeben sich 543-608°C, wobei der PTAX-Wert das Maximum bildet. Die Blastese von Andalusit ist nach den Alumosilikat-Stabilitäten nach Holdaway (1971) bei Temperaturen von 550°C im Bereich bis ca. 3.5 kbar möglich. Das Temperatur-Maximum liegt im Bereich der oberen Amphibolit-fazies, die diffusive Reequilibrierung erfolgte in der unteren Amphibolitfazies.

Der Granat-Staurolith(-Turmalin-Disthen)-Glimmerschiefer ÖM.3.1c liefert ebenfalls gut übereinstimmende Resultate. Granat-Rand und Matrix-Biotit ergeben allerdings mit 500-528°C nur Bedingungen der oberen Grünschieferfazies, die Kalibrationen von Ferry & Spear (1978) und Indares & Martignole (1985) liegen sogar bei nur 460 bzw. 462°C. Für einen vermutlich sekundären Biotit in Granat 7 ergibt sich ein breites Spektrum von 503-605°C, wobei der PTAX-Wert das Maximum und der F&S-Wert das Minimum bilden.

Der Granat-Staurolith-Glimmerschiefer ÖV.VI.3 erreicht für den Granat-Rand mit 536-625°C ebenfalls Temperaturen der unteren bis mittleren Amphibolitfazies. Nur die Temperatur nach Hoinkes (1986) liegt oberhalb 621°C, die aus der PTAX-Thermometrie resultieren. Für einen Atollgranat mit im Kontakt stehendem Biotit-Einschluß ergeben sich ähnliche Temperaturen bei geringerer Streuung, nämlich 563-626°C.

Tabelle 29 Zusammenfassung Granat-Biotit-Thermometrie ausgewählter Orthogneise und Metapelite nach verschiedenen Kalibrationen im Vergleich mit der PTAX-Thermometrie nach dem Granat-Mischungsmodell von Massonne und einem einfachen nichtidealen Mischungsmodell für Biotit. Erläuterungen zu den Analysen und den Ergebnissen s. Text. Abkürzungen der Kalibrationen: F&S = Ferry& Spear, H&S = Hodges&Spear, P&L = Perchuk&Lavrent´eva, I&M = Indares&Martignole, Hoin = Hoinkes, K&R = Kleemann & Reinhardt.

Granat	Biotit	P [kbar]	PTAX	F&S (78)	H&S (82)	P&L (83)	I&M (85)	Hoin (86)	K&R (94)
ÖV.XIX.7 Biotit-Hellglimmer-Orthogneis, Verwall									
10789/19	10791/32	10	506	411	450	483	497	505	484
10789/31	10791/38	11.5	533	450	481	510	527	488	508
10789/7	10791/38	11.5	550	471	504	524	505	513	528
ÖV.0.1a Granat-Biotit-Amphibol-Gneis, Verwall, Umgebung Darmstädter Hütte									
10898/27	10915/31	6	590	450	534	508	489	553	540
10898/34	10915/31	6	547	384	486	464	451	468	497
ÖV.VI.3 Granat-Staurolith-Glimmerschiefer, Verwall (weitere Daten s. Thermobarometrie ÖV.VI.3)									
10829/1	10828/22	6	621	549	591	567	536	625	582
10829/82	19828/37	6	626	574	602	581	563	626	584
ÖV.Ma3 Granat-Staurolith-Disthen-Glimmerschiefer, Verwall, Malfontal									
11230/38	11232/107	5.3	596	532	573	557	526	608	567
11230/47	11232/107	15	426	307	386	411	362	342	447
ÖM.3.1c Granat-Staurolith-Turmalin-Glimmerschiefer, Montafon, Gargellen									
11230/30	11232/68	6	525	460	500	514	462	521	528
11230/33	11232/45	6	605	503	557	541	518	593	562
ÖM.4.3a "Biotit-Fleckengneis" (Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis), Montafon, St. Gallenkirch									
10963/1	10965/8	6	620	559	621	573	589	671	602
10963/15	10965/8	6	548	384	481	464	480	468	500
ÖS.Jam 6b Granat-Staurolith-Sillimanit-Gneis, Silvrettagruppe, Jamtal									
10889/1	10891/54	4	563	531	550	556	510	564	552
10889/9	10891/54	4	670	650	667	620	611	686	607
ÖRK.7 tonalitischer Orthogneis, Rauher Kopf									
10886/1	10907/15	6	870	531	706	557	659	545	597
10886/10	10907/15	6	959	674	812	634	744	827	692
10886/16	10907/15	6	1193	878	1023	726	940	1092	795
SPi.1a Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer, Pischahorn									
11171/68	11176/5	4	608	570	585	579	543	591	569
11171/9	11176/5	4	712	684	700	637	622	717	628

Vergleichbare Temperaturen der unteren Amphibolitfazies mit 526-608°C resultieren auch an Probe ÖV.Ma 3. Für den Ca-reichen Granat-Kern lassen sich zwar mit dem Matrix-Biotit Temperaturen um 400°C berechnen. Die Bedeutung erscheint allerdings aufgrund der wahrscheinlich fehlenden Gleichgewichtseinstellung sowie der unteren Temperaturstabilität des Granats fraglich. Geeignete Biotit-Einschlüsse in Granat treten nicht auf.

Der Granat-Biotit-Amphibol-Plagioklas-Gneis ÖV.0.1a ergibt einen breit streuenden Temperaturbereich der oberen grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies (450-596°C), wobei die F&S-Kalibration mit 450°C nach unten und die PTAX-Berechnung mit 596°C nach oben herausfallen. Für den Kern ergeben sich ca. 450-500°C, die F&S- sowie PTAX-Werte bilden wiederum Ausreißer nach unten bzw. oben.

Für den Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7 wurden Granat-Biotit-Temperaturen für den bei Multigleichgewichts-Berechnungen ermittelten Druck von ca. 11.5 kbar mit unterschiedlichen Granat-Chemismen berechnet, da keine Granat-Zonierung ermittelt werden konnte. Für eine Mn-reiche Granat-Ausreißeranalyse ergeben sich 483-506°C, die F&S- sowie H&S-Daten fallen mit 411° bzw. 450°C heraus. Für eine durchschnittliche Granatanalyse ergeben sich 481-533°C, nur F&S fällt mit 450°C abermals heraus. Für eine Mn-ärmere Analyse resultieren ähnliche Ergebnisse von ca. 500-550°C. Die Verwendung einer weiteren sehr Ca-reichen Granat-Ausreißeranalyse führt bei allen klassischen Kalibrationen zu extrem niedrigen Temperaturen < 400°C, nur die PTAX-Temperatur erreicht 474°C.
Granat-Biotit-Thermometrie an dem tonalitischen Orthogneis des Rauhen Kopfes ÖRK.7 ergibt dagegen mit PTAX stark überhöhte Temperaturen, die bis > 300°C über den Werten für die F&S-Kalibration ohne Ca-Korrektur liegen. Die Ca-reichen Granate (z. T. $X_{Ca} > X_{Fe}$) führen auch bei den klassischen Kalibrationen mit Ca-Korrektur zu extrem hohen Werten. Unter Verwendung einer Mg-ärmeren, allerdings auch Ca-reichsten Granatanalyse resultieren bei Kalibrationen ohne Ca-Korrektur zu 526-600°C, auch der Hoinkes-Wert liegt in diesem Streubereich, während mit PTAX bereits 870°C erreicht werden. Die Mg-reicheren Granatanalysen 10886/10+16 führen zu Temperaturen, die teilweise 1000°C übersteigen, der höchste PTAX-Wert erreicht fast 1200°C.

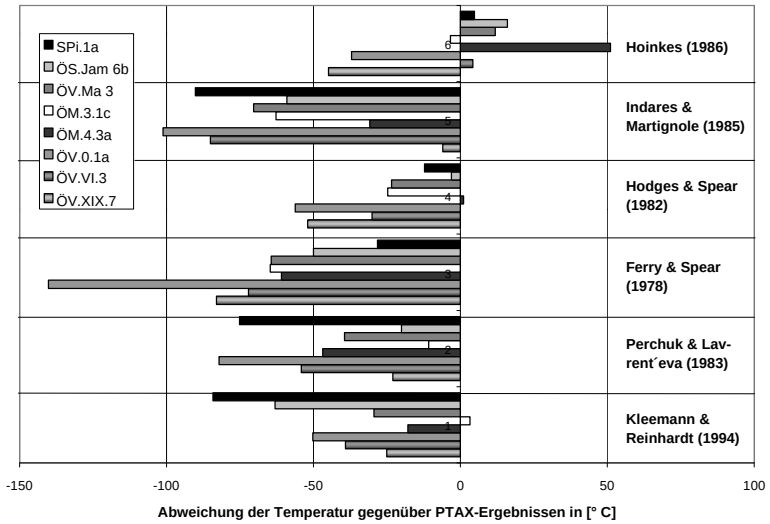


Abbildung 173 Vergleichende Darstellung der Abweichung von PTAX-Granat-Biotit-Temperaturen mit Ergebnissen verschiedener Kalibrationen.

Insgesamt ist eine starke Streuung der ermittelten Granat-Biotit-Temperaturen festzustellen. Die mit PTAX unter Verwendung des von Massonne (1992a) modifizierten Granat-Mischungsmodelles von Berman (1990) und einem einfachen symmetrischen Mischungsmodell für Biotit berechneten Temperaturen bewegen sich in allen Proben am oberen Rand des Streubereichs der Kalibrationen (Abb. 173).
Die häufig angewandte Kalibration nach Ferry & Spear (1978) liefert bei Verwendung Ca- oder Mn-reicher Granate die mit Abstand geringsten Temperaturen. Sie liegen teilweise über 150°C niedriger als die PTAX-Berechnungen.
An der Probe SCal.3a aus dem God Carolina bei Brail (Inntal/Schweiz) wurden 12 Granat-Biotit-Kontaktpaare gemessen und die PTAX-Temperaturen mit den Werten der klassischen Kalibrationen verglichen (Tab. 30). Die Messungen erfolgten am Rand verschiedener Granate, die Abstände der Meßpunkte liegen zwischen 15 und 30 µ m.
Obwohl keine texturellen Belege für retrograde Reequilibrationen festzustellen waren, weisen die ermittelten Temperaturen eine deutliche Variation auf. Die PTAX-Werte liegen abermals am oberen Ende des Streubereichs und werden nur gelegentlich von denen der Hoinkes-Kalibration übertroffen. Mit bis zu 784°C (PTAX) werden abermals sehr hohe Temperaturen erreicht.
Beide Thermometer ergeben 85-120°C voneinander abweichende Resultate, was durch die Einbeziehung eines Korrekturfaktores für X_{Ca} im Granat in der Kalibration von Hoinkes (1986) zu erklären ist.

Tabelle 30 Granat-Biotit-Thermometrie an Kontaktpaaren der Probe SCal.3a Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis, God Carolina, Inntal. Abkürzungen der Kalibrationen vgl. Tab. 29.

Kontaktpaar	P [kbar]	PTAX	F&S (78)	H&S (82)	P&L (83)	I&M (85)	Hoin (86)	K&R (94)
Nr. 1	10	675	519	601	552	585	637	585
Nr. 2	10	691	532	617	560	556	655	591
Nr. 3	10	662	508	592	545	561	624	583
Nr. 7	10	798	667	738	633	673	814	667
Nr. 8	10	734	611	674	604	640	730	629
Nr. 10	10	699	567	633	580	605	681	602
Nr. 11	10	679	596	639	596	606	674	604
Nr. 13	10	721	618	670	608	634	720	619
Nr. 14	10	568	492	526	536	523	541	538
Nr. 15	10	729	625	678	612	645	727	630
Nr. 16	10	772	656	717	628	660	782	657
Nr. 20	10	784	692	740	646	684	794	663

Ein gravierendes Problem stellen die nicht systematischen Zonierungen in zahlreichen Granaten der Metapelite dar. Stark variable Mg- und Ca-Gehalte bedingen stark streuende Temperaturen, eine mikrostrukturelle Kontrolle ist in vielen Fällen nicht gegeben.
In PTAX kamen für die Granataktivität das Mischungsmodell nach Berman (1990) mit Zusätzen von Massonne (1992a) zum Einsatz, die Aktivität für Biotit wurde nach dem einfachen Aktivitätsmodell (vgl. Grundlagen und Methodik) berechnet. Die PTAX-Temperaturen liegen deutlich höher als die Ferry & Spear (1978) Temperaturen, die Hoinkes (1986) Temperaturen sind dagegen z.T. deckungsgleich, Grossular-reiche Granatanalysen bedingen allerdings ebenfalls eine deutlich höhere PTAX-Temperatur.
Zum Vergleich wurden verschiedene Granat-Mischungsmodelle in PTAX eingesetzt, um die Temperaturen mit den konventionellen Kalibrationen zu vergleichen. Das Berman-Modell ohne die Zusätze nach Massonne ergibt bereits deutlich niedrigere Temperaturen, eine weitere starke Erniedrigung ergibt sich durch die Verwendung eines idealen Granat-Mischungsmodelles. Das Mischungsmodell nach Ganguly & Saxena (1984) führt dagegen zu noch erheblich höheren Temperaturen. Die zusätzliche Verwendung der Anorthit-Komponente des Plagioklases erforderte für das reine Berman-Modell eine Anorthit-Aktivität von 0.012, die für das gemischte Berman-Massonne-Modell eine von 0.0175, was genauer mit den Plagioklas-Analysen übereinstimmt.

Vergleich zu Ergebnissen früherer Autoren

Bereits Amann (1985) beschäftigte sich mit Granat-Biotit-Thermometrie an den Gesteinen der Verwallgruppe und ermittelte daran sowohl mit der Kalibration nach Ferry & Spear (1978) als auch einer früheren Version des Thermometers von Hoinkes (1986) den Trend einer Temperatur-Abnahme von W nach E. Auf eine Zunahme nach S könnte aus den Daten aber ebenfalls geschlossen werden. Im Bereich der nördlichen Samnaungruppe muß mit einer alpidischen Überprägung gerechnet werden (Amann 1985). Die Ergebnisse schwanken zwischen 470° und 580°C (F&S) bzw. 510° und 710°C (Hoinkes). Detaillierte Messungen von Granat-Biotit-Kontaktpaaren führten ebenfalls zu deutlich streuenden Resultaten. An einem Gestein von der Roßfallalpe (Moostal) konnten Temperaturen (F&S) bis 680°C berechnet werden.
Bollin (1994) konnte an den Biotitplagioklas- und Plagioklasknotengneisen der schweizer Silvretta keine sinnvollen Granat-Biotit-Temperaturen erzielen. Danach soll der retrograde Saum der Granate, mögliche Rekristallisation des Biotit sowie eine regionale Chloritisierung des Biotits zur Verfälschung der Resultate führen. Bollin (1994) beschränkte sich daher auf die Angabe aus Granat- und Plagioklas-Zonierungen abgeleiteter Temperaturen. Diese

ergeben eine Abfolge unterschiedlicher Metamorphosestadien. Der erste variszische Metamorphoosepeak soll demnach 570-600°C gelegen haben. Nach einer Abkühlung mit Druckzunahme auf 510-540°C bei 7.0-7.5 kbar, soll Biotit in einer zweiten variszischen Metamorphosephase bei maximal 650°C und 4.5-5.5 kbar ersetzt werden. Die von Flisch (1987), Maggetti et al. (1990) und Maggetti & Flisch (1993) genannten 600-680°C für den variszischen Metamorphosehöhepunkt werden nicht näher begründet.
Eigene Beobachtungen an der Probe SPi.1a aus dem Bereich des Pischahorns ergaben gut erhaltene Biotite und gut erhaltene Granat-Wachstumszonierungen mit retrogradem Saum. Die vermutlich diffusiv reequilibrierten Granat-Biotit-Paare ergaben immer noch Werte der unteren Amphibolitfazies (543-608°C, s. o.). Das Temperaturmaximum erreichte die obere Amphibolitfazies. Die nahezu perfekte Erhaltung der Granatzonierung läßt allerdings eine kurze Dauer der Temperatureinwirkung vermuten.
Thermobarometrisch wurden die Proben ÖV.0.1a, ÖV.VI.3 und ÖV.XVI.2 aus der zentralen Verwallgruppe, ÖV.Ma 3 aus dem vorderen Malfontal in der nördlichen Verwallgruppe und ÖV.Vz 2 aus dem Paznauntal bei Valzur, die Proben ÖM.3.1b/c, ÖM.4.3a, ÖM.5.1g aus dem Montafon sowie das einzige beprobte Sillimanit-führende Gestein ÖS.Jam 6b aus dem Jamtal untersucht. Aus dem Gebiet der schweizer Silvretta kamen die Proben SPi.1a aus dem Gipfelbereich des Pischahorns sowie SCal.3a aus dem God Carolina bei Brail hinzu.
Nachfolgend werden nach einer kurzen Einführung zur Mineralogie und texturellen Beziehung der Mineralphasen, die Ergebnisse jeweils zu einer Probe im einzelnen dargelegt. Neben den Daten aus den Multigleichgewichtsberechnungen, werden weitere Daten aus der Granat-Biotit-Austauschthermometrie sowie neue Daten der Granat-Hellglimmer- wie auch Granat-Staurolith-Thermometrie vorgestellt.

ÖV.VI.3 Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Dieser Metapelit wurde in der zentralen Verwallgruppe nördlich der Rautetürme beprobt. Im Dünnschliff fällt er durch seine großen Granate (bis ca. 5 mm), die z.T. synkinematisch gewachsen sind, auf. Neben Hell- und Dunkelglimmern, Plagioklas und Quarz, ist auch Staurolith Teil der typisch amphibolitfaziellen Mineralvergesellschaftung. Granat tritt in verschiedenen Generationen auf. Die großen Porphyroblasten sind oft siebartig, poikilitisch von Quarzeinschlüssen durchsetzt, Plagioklas, Hell- und Dunkelglimmer treten dagegen nur vereinzelt innerhalb der Granate auf. Staurolith weist dagegen zumeist nur Ilmenit und Rutil als Einschlußphasen auf. Neben dieser frühen, synkinematischen Granatgeneration treten auch späte, erheblich kleinere (0,1-0,2 mm) Granate auf, die teilweise Atollstrukturen besitzen und daher postkinematisch gewachsen sein müssen. Sie schließen Hell- und Dunkelglimmer, Plagioklas und Quarz ein und bilden damit gute Voraussetzungen zur Berechung von P-T-Bedingungen.

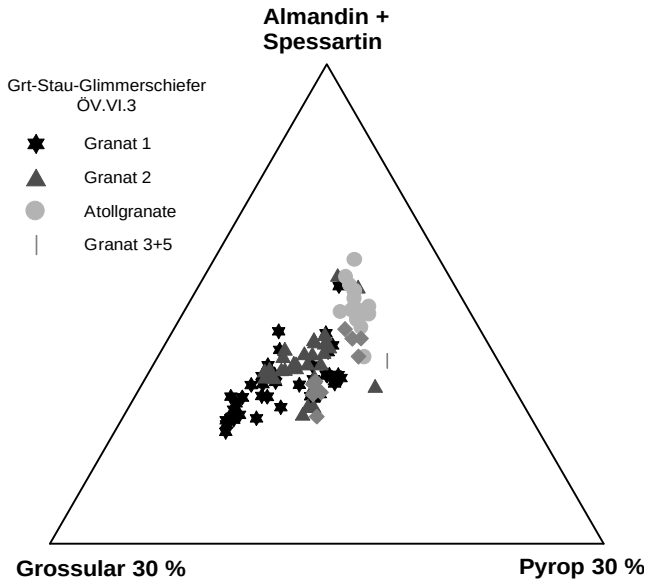


Abbildung 174 Mineralchemie der Granate aus ÖV.VI.3 Granat-Staurolith-Glimmerschiefer; C Granatdreieck für Metapelite für die verschiedenen Granattypen; schwarze Sterne Granat-Poikiloblast 1; Dreiecke Granat 2; Rauten Granat 3 und 5; hellgraue Kreise Atollgranate

Granat zeigt in allen Generationen eine Almandin-betonte Zusammensetzung mit nahezu ausgeglichenen Fe/Mg-Verhältnissen über weite Teile des Kristalls, einen leichten Abfall des Verhältnisses zum Rand hin und einen dünnen retrograden Saum mit einem sprunghaften Anstieg des Mn-Gehaltes und Abfall des Ca-Gehaltes (vgl. Mineralchemie Granat aus den Metasedimenten, Abb. 94 + 95B und Abb. 174).
Die Hellglimmer sind vorwiegend Muskowit-Paragonit-Mischkristalle mit untergeordneter Seladonit-Komponente (vgl. Mineralchemie Schichtsilikate), Biotit ist bezüglich seines Fe/Mg-Verhältnisses nahezu homogen, nur Al^{VI} weist eine deutliche Variation auf.

Thermobarometrie
Aufgrund der nur vereinzelt auftretenden Hell- und Dunkelglimmereinschlüsse im poikiloblastischen Granat konnten keine durchgehenden Temperaturdaten für alle Zonen des Granats gewonnen werden. Der Mg-arme Kern ergibt zusammen mit einem Biotiteinschluß nach Methode C1 464°C bei ca. 5 kbar. Der Druck ist allerdings aufgrund des fehlenden Hellglimmers sehr unsicher. Der einzige Hellglimmereinschluß aus dem Poikiloblasten erweist sich als extrem Seladonit-arm. Eine Berechnung eines invarianten Punktes ist nicht möglich. Die Granat + Biotit + Hellglimmer + Quarz-Berechnung für die Randzusammensetzung des Granats mit umgebenden Biotiten und Hellglimmern ergibt 4.9 - 6.0 kbar bei 616 - 621°C.
Für die Atollgranate fällt die texturelle Zuordnung einzelner Analysen zu bestimmten Wachstumsphasen schwer. Auch die Hellglimmeranalysen weisen hinsichtlich ihres Seladonit-Gehaltes eine Variabilität auf, die sich in z.T. extremen Abweichungen der Drucke bei geringen Veränderungen der Hellglimmerchemie äußert. Deshalb werden für jeden Atollgranat nur P-T-Bereiche angegeben (vgl. Tab. 31).

Tabelle 31 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen (Methode C1) am Granat-Staurolith-Glimmerschiefer ÖV.VI.3.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
Atollgranat 1	Mg Minimum	Seladonit Min.	5.85	561
	Mg Minimum	Seladonit Max.	9.22	577
	Mg Maximum	Seladonit Min.	6.04	660
	Mg Maximum	Seladonit Max.	9.71	678
	intermediärer Granat	intermediärer Hgl	7.66	617
Atollgranat 2	Mg Minimum	Seladonit Min.	4.61	613
	Mg Minimum	Seladonit Max.	4.69	663
	Mg Maximum	Seladonit Min.	13.88	658
	Mg Maximum	Seladonit Max.	14.34	711
	intermediärer Granat	intermediärer Hgl	8.73	607
Atollgranat 3	Mg Minimum	Seladonit Min.	1.74	510
	Mg Minimum	Seladonit Max.	9.87	547
	Mg Maximum	Seladonit Min.	1.32	655
	Mg Maximum	Seladonit Max.	10.53	701
	intermediärer Granat	intermediärer Hgl	5.61	610

Die PTAX-Daten der Granat-Biotit-Thermometrie ergeben für hinsichtlich ihres Mg-Gehaltes intermediäre Granate 607-620°C. Für die Mg-reichsten Granate werden Temperaturen zwischen 640 und 720°C ermittelt (Tab. 32). Ein Vergleich mit den Granat-Biotit-Temperaturen der klassischen Thermometer zeigt, daß es sich dabei eher um Maximalwerte handelt. Das häufigst verwandte Thermometer nach Ferry & Spear (1978) liegt 50-60°C niedriger (s. o.).
Mit PTAX und dem Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992a) sowie dem Phengit-Mischungsmodell nach Massonne (1997) berechnete Granat-Phengit-Temperaturen liegen dagegen deutlich zu niedrig und sind nicht mit der Stabilität von Granat und Staurolith kompatibel. Auch die Kalibration von Krogh & Rå heim (1978) ergibt ca. 100°C niedrigere Werte als der Mittelwert der Granat- Biotit-Kalibrationen. Gut stimmen im Falle des Metape-

Tabelle 32 Temperatur-Daten zur Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie in [°C]. Abkürzungen: 1. Granat-Biotit-Thermometrie: PTAX = PTAX-Berechnung mit Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992), F & S = Ferry & Spear (1978), P & L = Perchuk & Lavrent´eva (1983), K & R = Kleemann & Reinhardt (1994), H & S = Hodges & Spear (1982), I & M = Indares & Martignole (1985); 2. Granat-Phengit-Thermometrie: Kr & Rå = Krogh & Råheim (1978), G & H = Green & Hellman (1982).

Granat-Biotit-Thermometrie

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Atollgranat 1	8 kbar	619	563	576	580	592	554	614
Atollgranat 2	8 kbar	636	581	586	590	612	570	634
Atollgranat 3	6 kbar	612	555	571	577	586	547	611
Granat-Poiki.	6 kbar	621	556	573	588	600	543	625

Granat-Phengit-Thermometrie

		PTAX	Kr & Rå	G & H
Atollgranat 1	8 kbar	175	445	585
Atollgranat 2	8 kbar	283	479	620
Atollgranat 3	6 kbar	299	477	621
Granat-Poiki.	6 kbar	325	487	646

lits ÖV.VI.3 allerdings die Temperaturen nach Green & Hellman (1982) mit den Granat-Biotit-Daten überein. Die Ursache für die zu niedrigen PTAX-Granat-Hellglimmer-Temperaturen liegt wahrscheinlich in der mangelnden Gleichgewichtseinstellung zwischen beiden Phasen.

Aufgrund des Fehlens von Rutil, der in dieser Probe auch keine Einschlüsse in Staurolith oder Granat bildet, sowie Disthen, konnten die klassischen Barometer GRIPS, GRAIL und GASP nicht zum Einsatz kommen.

Für Plagioklas konnten zwei völlig unterschiedliche Zusammensetzungen gemesssen werden. Ein Einschluß in Granat weist sehr hohe Anorthit-Gehalte mit ca. An_{40} auf, während Plagioklas aus dem Atollgranat nur bei An_{16} liegt. Für den Anorthit-reichen Plagioklas konnte, unter Verwendung eines idealen Mischungsmodelles, bei der Kombination mit den Phasen aus Atollgranat 3 ein invarianter Punkt berechnet werden. Im großen Granat-Poikiloblasten fehlen die primären Glimmer, mit denen der Einschluß-Plagioklas im Gleichgewicht stand. Der im Atollgranat 3 gemessene Plagioklas besitzt allerdings deutlich niedrigere An-Gehalte (s.o.). Er kann seinerseits, ausgehend von einem idealen Mischungsmodell, mit Granat, Biotit und Hellglimmer aus Atollgranat 2 in Einklang gebracht werden (Abb. 175A). Die Verwendung des Mischungsmodell nach Fuhrman & Lindsley (1988) würde zur Erlangung eines invarianten Punktes die Verwendung etwas An-ärmerer Plagioklase erfordern.

Staurolith wurde unter Verwendung eines einfachen Aktivitätsmodelles und thermodynamischer Daten für Mg-Staurolith nach Massonne (1992b) sowie den Daten für Fe-Staurolith (Berman 1988) in die PTAX-Berechnungen einbezogen, die in Verbindung mit Atollgranat 2, dem Rand des Granat-Poikiloblasten und Matrixglimmern durchgeführt wurden. Sie erforderten jeweils geringfügige Korrekturen an den Mg-Staurolith-Aktivitäten, um zu Schnittpunkten zu gelangen (Abb. 175B). Für Atollgranat 2 wurde eine einzelne Si-reichere Analyse aus Staurolith 2 verwendet, die zu höheren Aktivitäten (ca. 0.2 für Fe-Staurolith und 0.00013 für Mg-Staurolith) führt. Zum Erreichen eines Schnittpunktes mußte nur die Aktivität für Mg-Staurolith auf 0.00018 erhöht werden. Für den Granatrand zusammen mit den Matrixglimmern wurde eine durchschnittliche Staurolith-Analyse verwendet. Eine Verbesserung des Schnittpunktes kann allerdings nur durch Erhöhung der Aktivität für Mg-Staurolith um den Faktor Zehn erreicht werden.

Die Granat-Staurolith-Thermometrie nach Koch-Müller (1997) ergibt Temperaturen, die deutlich oberhalb der Granat-Biotit-Daten liegen (Tab. 33). Für den Mg-reicheren Granat-Rand (10829/1) resultieren 742-789°C, für eine intermediäre Zusammensetzung (10829/9) 719-764°C sowie für den Mg-ärmeren Kern (10829/17) 688-732°C.

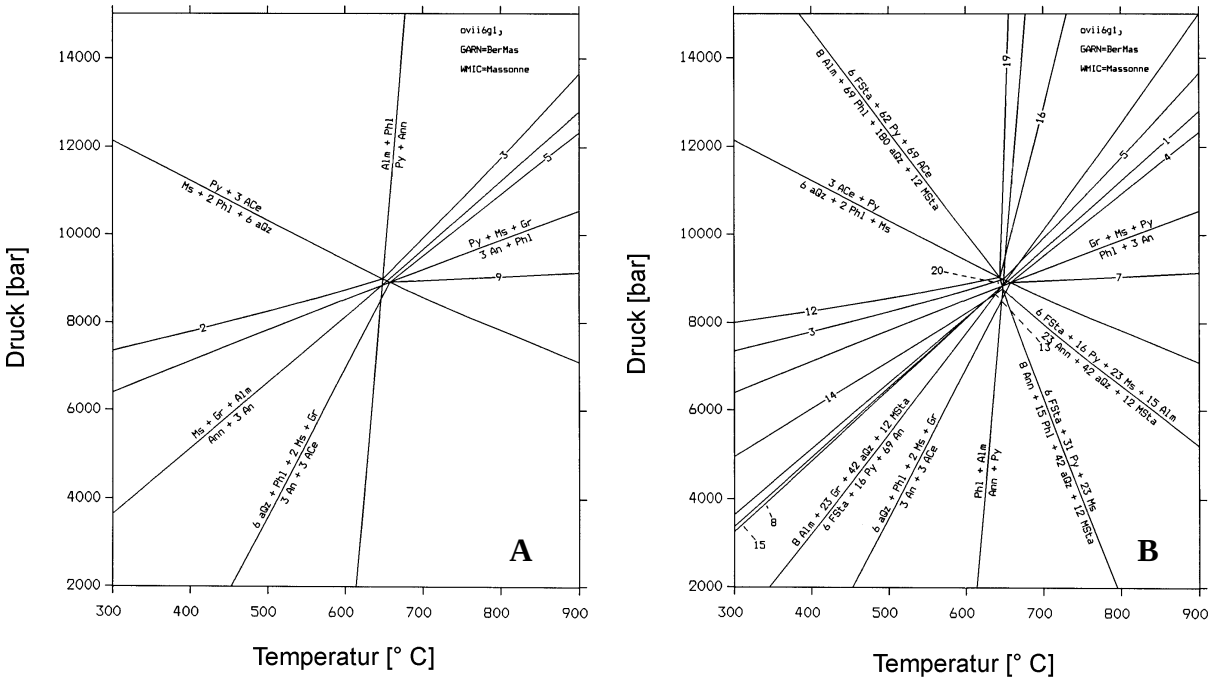


Abbildung 175 PTAX Multigleichgewichtsberechnungen am Granat-Staurolith-Schiefer ÖV.VI.3;
A Komponenten der Phasen Granat, Biotit und Hellglimmer aus Atollgranat 3 zusammen mit Plagioklas aus Atollgranat 2 (ideales Mischungsmodell).
B PTAX-Berechnung an Mineralvergesellschaftung wie in A, zusätzlich Einbeziehung der Komponenten Fe- und Mg-Staurolith aus Staurolith 2 (10830/4), die Aktivität für Mg-Staurolith muß von 0.00013 auf 0.00018 angepaßt werden.

Reaktionsliste für Abb. 175B

1): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
2): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
3): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
4): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
5): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann
6): Phl + Alm = Ann + Py
7): 2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz
8): 16 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 69 An + 8 Alm
9): 8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 69 An
10): Gr + Ms + Py = Phl + 3 An
11): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms
12): 8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms
13): 8 Alm + 39 Gr + 16 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 117 An
14): 6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm = 39 Ann + 42 aQz + 12 MSta
15): 8 Ann + 31 Gr + 8 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 93 An
16): 16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms
17): 6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm = 23 Ann + 42 aQz + 12 MSta
18): 6 FSta + 62 Py + 69 ACe = 8 Alm + 69 Phl + 180 aQz + 12 MSta
19): 8 Alm + 21 ACe + 9 Phl + 12 MSta = 6 FSta + 32 Py + 30 Ms
20): 6 FSta + 39 Py + 23 Ms = 8 Alm + 23 Phl + 42 aQz + 12 MSta
21): 6 FSta + 31 Py + 23 Ms = 8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta

Tabelle 33 Daten zur Granat-Staurolith-Thermometrie an ÖV.VI.3 nach Koch-Müller (1997).

Granat	Staurolith	P [kbar]	T [°C]
Poikiloblast 10829/1 Rand	Stau 2 Mg-Min	6	789
Poikiloblast 10829/1 Rand	Stau 2 Mg-Max	6	742
Poikiloblast 10829/9 Mitte	Stau 2 Mg-Min	6	764
Poikiloblast 10829/9 Mitte	Stau 2 Mg-Max	6	719
Poikiloblast 10829/17 Kern	Stau 2 Mg-Min	6	732
Poikiloblast 10829/17 Kern	Stau 2 Mg-Max	6	688
Atollgranat 2 10829/82 Mg-Max	Stau 2 Mg-Min	8.8	784
Atollgranat 2 10829/82 Mg-Max	Stau 2 Mg-Max	8.8	739
Atollgranat 2 10829/84 Mg-Min	Stau 2 Mg-Min	8.8	765
Atollgranat 2 10829/84 Mg-Min	Stau 2 Mg-Max	8.8	720

ÖV.XVI.2 Granat-Glimmerschiefer

Die Probe ÖV.XVI.2 entstammt einer metapelitischen Einheit aus der zentralen Verwallgruppe, die zwischen granitischen Orthogneisen, Leukogranitgneisen und Plagioklas-Amphiboliten eingelagert ist. Granat besitzt nur einen modalen Gehalt von wenigen Prozent. Der Granat ist außerdem ebenso feinkörnig wie die Matrix und zumeist durch Chloritisierung bereits deutlich getrübt. Auch der Plagioklas ist zumeist serizitisch alteriert. Foliationsbildner ist überwiegend Hellglimmer, aber auch Dunkelglimmer tritt auf. Der Hellglimmer kommt darüberhinaus in einer späten Generation quer zur Foliation vor. Aufgrund der geringen Korngröße des Granats und auch wegen mangelnder Einschlüsse lassen sich keine Daten zum prograden Ast des P-T-Pfades ableiten.

Die Hellglimmer weisen die häufig beobachtete Variation der Si-Gehalte zwischen 6.12 und 6.45 p.d.f.u. bei relativ hohen $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$-Verhältnissen auf (vgl. Mineralchemie der Schichtsilikate Abb. 134A). Sie sind Muskowit-dominiert. Die Paragonit-Komponente erreicht in ihnen nur durchschnittlich 11 Mol %. Systematische Zonierungen in Profilen durch Einzelkristalle konnten für ÖV.XVI.2 nicht festgestellt werden. Auch Biotit besitzt eine anderen Metasedimenten vergleichbare Variation des Al^{VI}-Gehaltes bei konstantem F/FM-Verhältnis. Letzteres ist ebenfalls relativ hoch (vgl. Mineralchemie der Schichtsilikate, Abb. 143). Zonierungen zeigen plateauartige Bereiche erhöhter Al^{VI}-Gehalte, lassen sich aber symmetrisch der Kornform zuordnen.

Bei den typischen Almandin-betonten Metapelit-Granaten lassen sich zwei Analysengruppen unterscheiden. Eine Gruppe mit MgO-Gehalten um 2.0 Gew.% und CaO-Gehalten von 7.5 - 8.0 Gew.% sowie einer Almandin-Komponente, die zwischen 74 und 78 Mol % schwankt, steht einer anderen mit MgO um 0.7 Gew.%, CaO um 4.0 Gew.% und einem X_{Alm} von 65 - 68 gegenüber. Bei ersterer handelt es sich um die Randzusammensetzung, letztere repräsentiert die Kernzusammensetzung. Die in Granat 6 festgestellte Zonierung ist komplex und deutet auf eine Resorbtion und retrograde Beeinflussung eines primär wachstumszonierten Kristalls hin (vgl. Mineralchemie Granat, Abb. 101).

Der stark alterierte Plagioklas ist fast reiner Albit. Der in dieser Probe festgestellte Kalifeldspat in einem Alterationsbereich wird als retrograd interpretiert. Aufgrund der Alteration wurde Plagioklas nicht in die Multigleichgewichtsberechnungen einbezogen.

Thermobarometrie

Zur Bestimmung des metamorphen P-T-Bereichs der Equilibrierung der Glimmermatrix mit den Granaten, wurden PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen (Methode C1) mit typischen Granat- sowie einer Seladonit-armen Hellglimmeranalyse und einer Biotit-Randanalyse durchgeführt. Es resultieren bei Verwendung verschiedener Granat- und Hellglimmer-Analysen Ergebnisse, die hinsichtlich des Druckes dem Trend von Probe ÖV.VI.3 entsprechen, aber 50-80°C höhere Temperaturen aufweisen (Tab. 34). Unter Verwendung der Hellglimmer-

Tabelle 34 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechungen (Methode C1) an Grt-Glimmerschiefer ÖV.XVI.2.

	Granat	**Hellglimmer**	**P [kbar]**	**T [°C]**
xvi2a	Grt 3 Rand 10844/2	Phe 3 Si_{Min} 10845/48	6.00	684
xvi2b	Grt 3 Rand 10844/3	Phe 3 Si_{Min} 10845/48	6.03	744
xvi2e	Grt 3 Rand 10844/2	Phe 6 Si intermediär 10845/57	9.68	703
xvi2c	Grt 4 Kern 10844/6	Phe 2 Si intermediär 10791/33	10.54	553
xvi2f	Grt 4 Kern 10844/6	Phe 2 Si_{Max} 10845/47	13.57	565

Analyse mit der niedrigsten Seladonit-Komponente (Si-Minimum) resultieren Ergebnisse, die einen Druck von ca. 6 kbar bei Temperaturen von 680 - 750°C wahrscheinlich machen. Die Temperatur reagiert dabei sehr empfindlich auf die verschiedenen Granat-Analysen. Kleine Abweichungen der Mg-Gehalte im Granat ergeben deutliche Temperaturunterschiede.
Aus einer Mg-armen Kernzusammensetzung des Granats und den Seladonit-reichsten Hellglimmer-Analysen zusammen mit einer Biotit-Kernzusammensetzung (Biotit 2, 10791/27) sollten P-T-Werte für den prograden Ast des P-T-Pfades ermittelt werden. Für das Si-Maximum resultieren 13.6 kbar / 565°C, für eine intermediäre Hellglimmer-Analyse 10.5 kbar / 553°C. Mit einem intermediären Granat

Tabelle 35 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Granat-Glimmerschiefer ÖV.XVI.2. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 32.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

			PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Ränder	xvi2a	6 kbar	684	595	582	599	621	564	686
Ränder	xvi2b	6 kbar	743	636	614	644	691	621	755
Kern	xvi2c	10 kbar	551	404	479	510	489	448	492

Granat-Hellglimmer-Thermometrie [°C]

			PTAX	Kr & Rå	G & H
Ränder	xvi2a	6 kbar	303	487	646
Ränder	xvi2b	6 kbar	402	503	662
Kern	xvi2c	10 kbar	234	405	529
Kern	xvi2f	13 kbar	301	416	519

Granat-Biotit-Thermometrie für die Ränder und Kerne der Granate führt zu überwiegend deutlich niedrigeren Temperaturen, als sich durch die PTAX-Berechungen ergeben. Nur mit dem Thermometer von Hoinkes (1986) werden noch höhere Temperaturen ermittelt. Für die Granat-Ränder ist ein Temperaturbereich von 600 - 650°C wahrscheinlich, für den Granat-Kern resultieren in Kombination mit einem Biotit-Kern ca. 450 - 510°C, wobei hier das Thermometer nach Ferry & Spear (1978) deutlich nach unten abweicht (Tab. 35).
Damit liegen die Werte der PTAX-Berechnungen sowohl bei den Kern- wie auch den Randzusammensetzungen um ca. 50 bis 100°C über der Mehrzahl der Granat-Biotit-Kalibrationen.
Bei der Granat-Hellglimmer-Thermometrie ergibt nur die Kalibration für die Metapelite mit mg ~ 20-30 nach Green & Hellman (1982) mit den Ergebnissen der Granat-Biotit-Thermometrie vergleichbare Resultate. Für die Granat-Ränder ergeben sich Resultate um 650°C, für die Granat-Kerne von 520 - 530°C. Die PTAX-Berechnung mit dem Datensatz nach Massonne & Szpurka (1997) sowie dem Phengit-Mischungsmodell nach Massonne (1997) führt zur deutlichen Unterschätzung der Temperaturen und auch die nur an Eklogiten entwickelte Kalibration nach Krogh & Rå heim (1978) ergibt zu niedrige Temperaturen (Tab. 35).

ÖV.Ma 3 Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer

Die Probe vom Ausgang des Malfontales in das Stanzertal am Nordrand der Verwallgruppe und damit der Silvrettadecke. Die Zugehörigkeit zur Silvrettadecke s.str. bzw. zur sogenannten Phyllitgneis-Einheit ist nicht genau geklärt. Da letztere aber inzwischen ebenfalls als verschuppter Frontalteil der Silvrettadecke angesehen wird, also keine größere Deckengrenze zwischen beiden Einheiten angenommen werden kann, wird die Probe in die Bearbeitung mit einbezogen.

Das helle, glimmerreiche Gestein läßt schon im Handstück einen deutlichen Granat-Gehalt erkennen. Mikroskopisch treten darüber hinaus Disthen und Staurolith als Nebengemengteile auf. Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Biotit, und Quarz, Plagioklas bildet lediglich vereinzelte einschlußreiche Blasten. Als Akzessorien treten Rutil und Ilmenit auf, weiterhin Turmalin, Apatit und Zirkon.

Granat weist eine einfach prograde Zonierung auf. Die Verteilungskurve des Mn-Gehalt in einem Profil besitzt die charakteristische Glockenform mit dem Maximum im geometrischen Kern, einer Abnahme zum Rand und einem Wiederanstieg zum äußersten Rand. Mg-, Ca- und Fe-Gehalte sind im Internbereich des Granates nahezu konstant, nur randlich ist ein deutlicher Anstieg des Mg-Gehaltes bei gleichzeitiger Ca-Abnahme zu erkennen (Abb. 97A).

Bei den Glimmern dominiert der Hellglimmer, weshalb eine mögliche HP-Signatur angenommen wurde und das Gestein mineralchemisch untersucht wurde. In den Hellglimmern wurden vereinzelt Phengite mit hohem MgAl-Seladonit-Gehalt und geringerem Gehalt an Paragonit-Komponente festgestellt. Insgesamt ist bezüglich ihres Si-Gehaltes ein weites Spektrum von 6.6 bis zu 6.04 Si p.d.f.u. festzustellen (Abb. 134A).

Biotit erweist sich dagegen als überwiegend homogen bezüglich des F/FM-Verhältnisses. Auch der Al^{VI}-Gehalt zeigt keine systematische Zonierung. Plagioklas wurde nur energiedispersiv mit REM-EDAX gemessen. Die in der Na-Ca-K-Ba-Summe deutlich zu niedrig (~ 0.85) liegenden Analysen wurden für die PTAX-Berechnungen auf die Kationensumme 1 normiert. Der Staurolith besitzt die für Metapelite typische Fe-reiche Mineralchemie. X_{Mg} liegt allerdings mit 0.20-0.22 deutlich über Werten anderer Staurolithe aus den Metapeliten ÖM.3.1c oder ÖV.VI.3.

PTAX-Berechnungen an der Paragenese Granat + Phengit + Biotit + Quarz wurden durchgeführt, um die Metamorphosebedingungen abzuschätzen. Aufgrund des Rutil-Gehalts des Metapelits wurde auch eine Druckabschätzung mit der Ti-Barometrie nach Massonne et al. (1993) durchgeführt. Trotz des breiten Spektrums an Si-Gehalten der Hellglimmer bleibt der Ti-Gehalt der Hellglimmeranalysen nahezu konstant. Dementsprechend liegen auch die Gleichgewichtskurven der Reaktion Muskowit + Rutil = Ti-Muskowit + SiO_2 nahe beiander (Abb. 176). Der Paragonit-Einbau scheint das Barometer zu stören. Die Ergebnisse stimmen auch nicht mit den Berechnungen an der Paragenese Granat + Phengit + Biotit + Quarz überein. Für die nahezu reinen Muskowit - Paragonit Mischglieder der Hellglimmer resultieren unrealistisch hohe Drücke im Bereich von 15-20 kbar im Temperaturintervall 500-600°C.

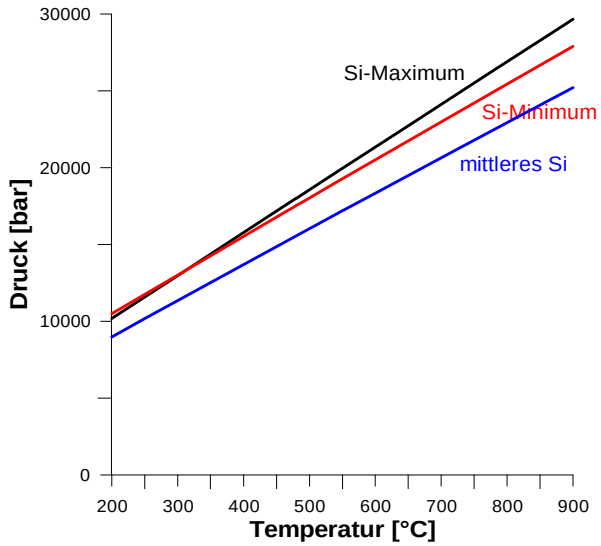


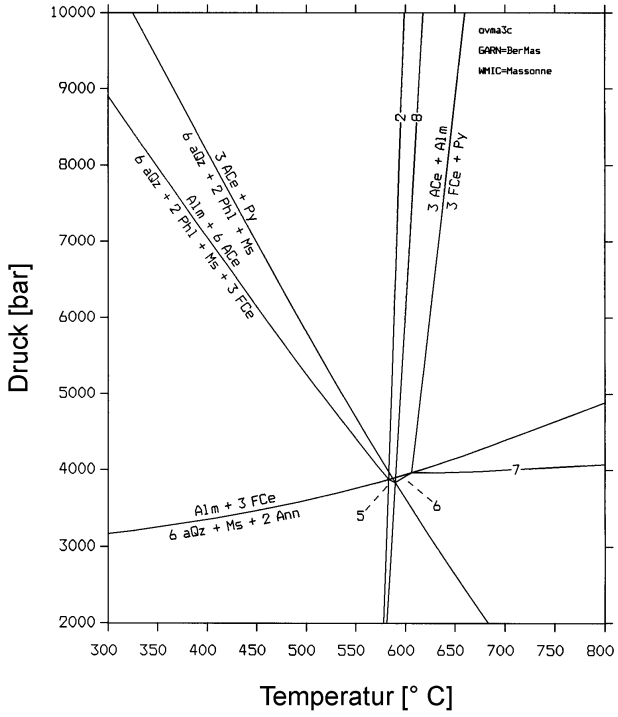
Abbildung 176 Barometrie mit Ti-Gehalten in Kali-Hellglimmern der Probe ÖV.Ma 3. Die hohe Paragonit-Komponente in den Glimmern stört die barometrische Aussagekraft des Ti-Einbaus.

Die Berechnung mit den jeweiligen Randzusammensetzungen von Granat, Biotit und Hellglimmer (6.04 Si p.d.f.u.) ergibt 5.27 kbar bei 596°C, was mit der Anwesenheit von Staurolith im Einklang stände. Mit einer Si-armen Hellglimmer-Analyse (6.13 Si p.d.f.u., 11232/123) in Verbindung mit dem Mg-reichen Granat-Rand ergeben sich bereits 4 kbar höhere Drücke als für die Si-ärmste Analyse (ovma3c, vgl. Tab. 36).
Die Verwendung einer etwas Si-reicheren Hellglimmer-Analyse führt sofort zu einem starken Druckanstieg des invarianten Punktes auf 13.67 kbar bei 634°C. Die Verwendung der Kernzusammensetzungen des Granats und der Si-reichsten Hellglimmeranalyse führten zu deutlich niedrigeren Metamorphosetemperaturen von 427°C bei 15.38 kbar. Dies bestätigt die T-Barometrie am Paragonit-armen Phengit. Die mangelnden Einschlüsse im Granat, als auch die mikrotexturell eher spät einzuordnende Blastese des Biotits lassen aber Zweifel an der Gleichgewichtseinstellung dieser Phasen aufkommen.

Tabelle 36 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechungen an Grt-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3 nach Methode C1.

	Granat	**Hellglimmer**	**P [kbar]**	**T [°C]**
ovma3a	Grt 1 Kern 11230/47	Phe 4 Si_{Max} 11232/125	15.38	427
ovma3b	Grt 3 Rand 11230/38	Phe 6 Si intermediär 11232/117	13.67	634
ovma3e	Grt 4 Kern 10844/6	Phe 4 Si niedrig 11232/123	9.28	615
ovma3c	Grt 3 Rand 11230/38	Phe 6 Si_{Min} 11232/115	5.27	596

Die Anwendung der FeAl-Seladonit-Komponente nach dem Mischungsmodell von Massonne (1997) in den Berechnungen führt, wie nach den mikrostrukturellen Beziehungen zu erwarten war, nur im Falle der Randkomponenten zu einer eng begrenzten Streuung des Schnittpunkts aller Gleichgewichtskurven im Bereich von 4 kbar und 600°C (Abb. 177). Berechnungen mit der Granat-Kernzusammensetzung und Si-reichen Glimmeranalysen in Verbindung mit der Biotit-Analyse ergeben mehrere weit auseinanderliegende Schnittpunkte, was auf starke Ungleichgewichte hindeutet.



Ergänzung Reaktionsliste Abb. 177

2): 3 FCe + Phl = 3 ACe + Ann
5): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
6): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann
7): 6 FCe + Py = 6 aQz + Ms + 3 ACe + 2 Ann
8): Alm + Phl = Py + Ann

Abbildung 177 PTAX-Berechnungen an ÖV.Ma 3; Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz unter Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente. Berechnung für Rand-Rand-Zusammensetzungen.

Die weitere Einbeziehung des Disthens in die Berechungen ergibt nur bei Verwendung von Rand-Rand-Mineralzusammensetzungen einen zumindest annähernd gemeinsamen Schnittpunkt aller Gleichgewichte. Allerdings ergeben sich auch in diesem Fall mehrere Schnittpunkte. Einer davon liegt im Bereich des Schnittpunktes, der aus der alleinigen Berücksichtigung von FeAl-Seladonit resultiert, bei ca. 4.5 kbar / 600°C. Dieser liegt im reinen Alumosilikatsystem aber bereits im Stabilitätsfeld von Sillimanit. Weitere liegen bei 4 kbar / 770°C und 2.7 kbar / 650°C (vgl. Abb. 178A).
Die Integration von Fe- und Mg-Staurolith in die Berechnungen mit den Si-armen Hellglimmern führte zu verschiedenen invarianten Punkten, die sich auch durch geringfügige Veränderungen der Mg- und Fe-Staurolith-Aktivitäten nicht ineinander überführen lassen. Für die Granat-Randzusammensetzung kann allerdings in Verbindung mit einer Si-reicheren Hellglimmeranalyse (ovma3b) ein Schnittpunkt bei etwa 13 kbar und 600°C berechnet werden (Abb. 178B).
Für Disthen und Staurolith läßt sich trotz ihrer übereinstimmenden mikrostrukturellen Position zusammen mit Granat, Biotit und Hellglimmer kein gemeinsamer Schnittpunkt berechnen.

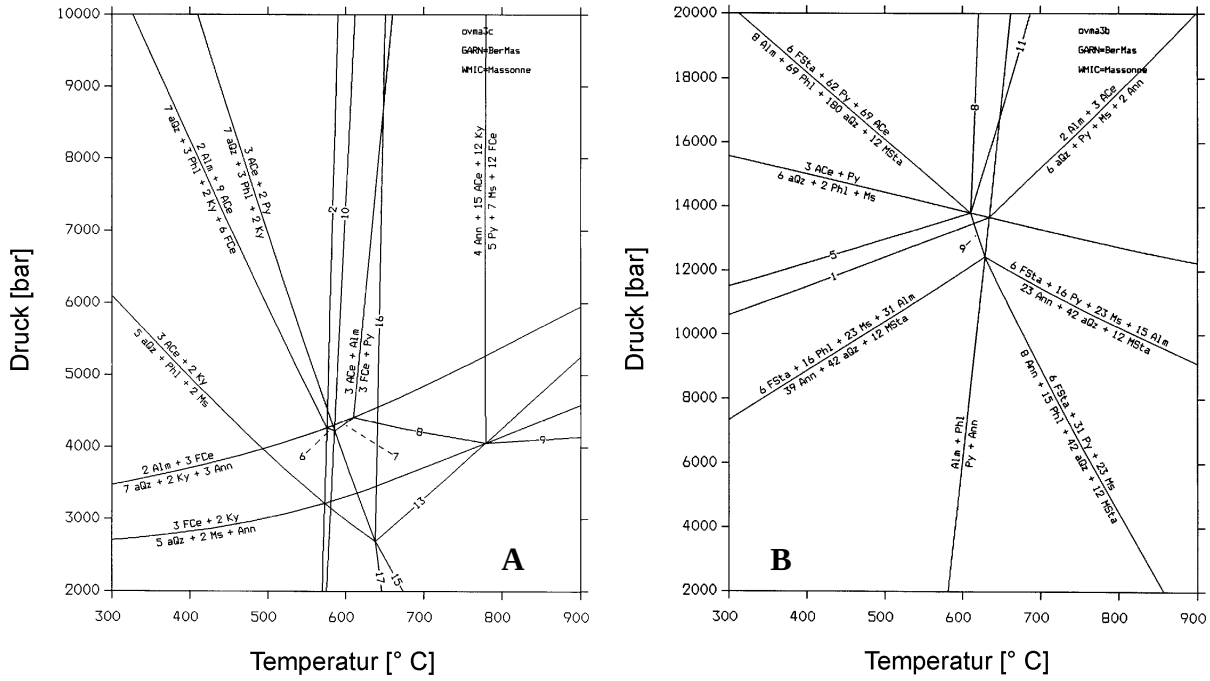


Abbildung 178 PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen für den Metapelit ÖV.Ma 3 unter Berücksichtigung der Mineralphasen Granat, Biotit, Hellglimmer und Quarz nach Methode C1 mit Disthen (A) sowie Granat, Biotit, Hellglimmer Quarz nach Methode C1 mit Staurolith (B).

Ergänzung Reaktionsliste A

1): 2 Alm + 3 FCe = 7 aQz + 2 Ky + 3 Ann
2): 3 FCe + Phl = 3 ACe + Ann
3): 3 ACe + Alm = 3 FCe + Py
6): 2 Alm + 3 ACe = 7 aQz + Phl + 2 Ky + 2 Ann
7): 3 Alm + 3 ACe = 7 aQz + Py + 2 Ky + 3 Ann
8): 9 FCe + 2 Py = 7 aQz + 2 Ky + 6 ACe + 3 Ann
9): 6 FCe + Py = 6 aQz + Ms + 3 ACe + 2 Ann
10): Alm + Phl = Py + Ann
13): 3 ACe + 4 Ky = 4 aQz + Py + 3 Ms
15): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms
17): Py + Ms = 2 Ky + Phl + aQz

Ergänzung Reaktionsliste B

1): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
5): 8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms
8): 8 Alm + 21 ACe + 9 Phl + 12 MSta = 6 FSta + 32 Py + 30 Ms
9): 6 FSta + 39 Py + 23 Ms = 8 Alm + 23 Phl + 42 aQz + 12 MSta
11): 16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms

Für die Randzusammensetzung wurde vergleichend ein P-T-Datum mit dem Granat-Mischungsmodell nach Berman (1990) und dem Hellglimmer-Mischungsmodell nach Chatterjee & Froese (1975) berechnet. Mit 6.53 kbar / 581°C liegt es im Bereich der Modelle nach Massonne (1992a, 1995). Auch bei den anderen Mineralkombinationen ergeben sich ähnliche, zumeist bei etwas höheren Drücken und niedrigeren Temperaturen liegende Ergebnisse.
Die mangelnde Eignung der Ti-Barometrie für die späten Stadien des P-T-Pfades kann neben dem Einfluß des Paragonits auch durch den Rutil-Abbau zu Ilmenit erklärt werden. Die Anwendung des Rutil-Abbaus zu Ilmenit in den klassischen GRAIL- und GRIPS-Barometern führt nur mit dem GRAIL-Gleichgewicht an der späten Randmineralvergesellschaftung zu mit den PTAX-Berechnungen an Phengit vergleichbaren Resultaten. Das Plagioklas-beinhaltende GRIPS-Barometer weist 2-3 kbar höhere Drücke aus, das GASP-Barometer sogar 3-4 kbar höhere Drücke, die beide im Zusammenhang mit den unsicheren Plagioklas-Zusammensetzungen stehen könnten oder einfach ein temperaturmäßig nicht genau zu fassendes Druckdatum auf dem retrograden P-T-Pfad des Metapelits darstellen (Tab. 37).
Die Granat-Kernzusammensetzung ergibt zusammen mit dem Si-reichsten Phengit in allen drei Barometern deutlich niedrigere Drücke, was auf die Stabilität von Rutil und die fehlende Stabilität von Plagioklas mit An_{21} bei den mit Granat-Biotit-Phengit-Quarz ermittelten P-T-Bedingungen zurückzuführen ist.

Tabelle 37 Zusammenfassung der GRAIL-, GRIPS- und GASP-Barometrie [Druck in kbar] nach verschiedenen Granat-Mischungsmodellen am Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3. Abkürzung: Gang. & Sax. = Granat-Mischungsmodell für Alumosilikat-Granate nach Ganguly & Saxena (1984).

	Massonne	Berman	Gang. & Sax.	Ideal
1.GRAIL 3 Ilm + Ky + 2 aQz = 3 Rt + Alm				
Grt Rand bei 596°C	4.55	4.73	4.80	5.03
Grt Kern bei 430°C	2.97	3.12	1.73	3.56
2. GRIPS Grs + 2 Alm + Rt = 2 Ilm + An + aQz				
Grt Rand bei 596°C	7.45	7.25	6.50	6.70
Grt Kern bei 430°C	5.78	5.76	5.29	5.33
3.GASP An + 2 Ky + aQz = 3 An				
Grt Rand bei 596°C	8.71	8.32	7.22	7.40
Grt Kern bei 430°C	6.94	6.84	6.86	6.05

Die Berechnung von Granat-Phengit-Temperaturen mit PTAX und dem Phengit-Mischungsmodell von Massonne (1997) ergibt bei 15 kbar ca. 350 - 360°C für die Si-reichste Glimmeranalyse mit dem Granatkern (11230/47) und 430 - 450°C für Glimmeranalysen mit mittlerem Si-Gehalt. Die Kalibrationen nach Krogh & Rå heim (1978) und Green & Hellman (1982) ergeben dagegen mit der Granat-Biotit-Temperatur gut übereinstimmende 420 bzw. 474°C. Für die Randzusammensetzungen ergeben sich bei 5.27 kbar 618°C. Die klassischen Kalibrationen ergeben dagegen deutlich niedrigere Temperaturen (Tab. 38).
Die PTAX-Ergebnisse der Granat-Biotit-Temperaturen liegen am oberen Rand des Schwankungsbereichs der unterschiedlichen Kalibrationen, nur das Thermometer nach Hoinkes (1986) liegt oberhalb des PTAX-Wertes für die Randvergesellschaftung (Tab. 38, Abb. 179). Für den Granatkern zusammen mit Biotit liegt nur die jüngste verwendete Kalibration nach Kleemann & Reinhardt (1994), die den Ti-Einbau in Biotit berücksichtigt, oberhalb des PTAX-Wertes. Dieses Thermometer ergibt auch für die Randparagenese nur eine geringe Abweichung von 29°C. Die höchsten Differenzen bestehen in beiden berechneten Stadien zur Kalibration von Ferry & Spear (1978), die sowohl in der Verwendung Ca-und Mn-reicher Analysen des Granatkerns, als auch in der Verwendung Al^{VI}- und Ti-reicher Biotitanalysen ihe Ursache haben, für die des Ferry & Spear-Thermometer nicht geeignet ist.

Tabelle 38 Vergleich der mit PTAX und mit klassischen Granat-Biotit- und Granat-Phengit-Thermometern berechneten Metamorphosetemperaturen am Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 32.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Grt Kern 15 kbar	426	307	411	447	386	362	342
Grt Rand 5.3 kbar	596	532	557	567	573	526	608

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	PTAX	Kr & Rå	G & H
Grt Kern 15 kbar	355	401	491
Grt Rand 5.3 kbar	618	507	673

Die Granat-Hellglimmer-Temperaturen weichen in beiden Stadien deutlich von den Kalibrationen nach Krogh & Rå heim (1978) und Green & Hellman (1982) ab. Für die Randparagenese liegen die Werte beider Kalibrationen deutlich unterhalb der PTAX-Resultate, für den Granatkern dagegen deutlich darüber.

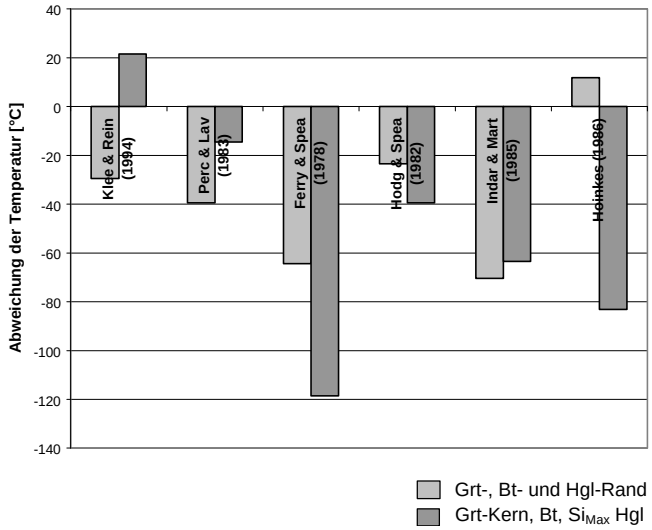


Abbildung 179 Vergleich der Granat-Biotit-Temperaturen verschiedener Kalibrationen mit den PTAX-Ergebnissen für ÖV.Ma 3.
Die PTAX-Daten liegen am oberen Rand des Streubereichs der Kalibrationen. Für den Mg-reichen Granat-Rand liegt nur die Temperatur nach Hoinkes oberhalb der PTAX-Temperatur, für den Kern nur die nach Kleemann & Reinhardt (1994).

Mit Hilfe des Granat-Staurolith-Thermometers von Koch-Müller (1997) wurden Metamorphosetemperaturen für Granatkerne und Granatränder gerechnet. Bei angenommenen 13 kbar resultieren für die Mn-reichste Kernanalyse 567 – 589°C, für den Mg-reicheren Rand 712-731°C. Diese deutlich höheren Werte liegen im gleichen Temperaturbereich wie in anderen Metapeliten der Silvrettadecke, sie stehen allerdings in stärkerem Kontrast zu den ermittelten Granat-Biotit- und Granat-Phengit-Temperaturen. Auch die perfekt erhaltene prograde Granatzonierung spricht gegen das Erreichen von Temperaturen über 700°C, so daß die randliche Granatanalyse wahrscheinlich mit dem Staurolith im Ungleichgewicht steht. Die Verwendung einer intermediären, etwas weiter vom Rand entfernten Granatanalyse ergibt dagegen sinnvolle 617 - 638°C. Diese gegenüber der Thermometrie an der Probe ÖS.Jam 6a niedrigeren Temperaturen würden auch das Auftreten der Alumosilikat-Polymorphen erklären. Sillimanit war aufgrund erhöhter Metamorphosetemperaturen nur im Bereich der zentralen Silvrettadecke stabil, am Nordrand der heutigen Silvrettadecke herrschten niedrigere Metamorphosetemperaturen, die zur Erhaltung der Granatzonierungen in den Metapeliten und zu Disthen als stabilem Alumosilikat führten.
Das gemeinsame Auftreten aller drei Polymorphen ist aus Alumosilikat-Quarz-Segregaten der gesamten Silvrettadecke bekannt (Schweinehage 1995, Prospert & Biino 1996) und zeitlich in die Endphase der variszischen Deformation einzuordnen. Die Blastese der großen Kristalle erfolgte in Extensionsrissen während der Abkühlung des Silvrettakristallins.

ÖV.Vz 2 Granat-Staurolith-Disthen-Plagioklas-Gneis

Dieses Gestein ähnelt den Glimmerschiefern aus dem Gebiet W von Gargellen im Montafon, enthält primären Glimmer aber nur als Einschluß im Plagioklas. Biotit ist vollständig abgebaut, Hellglimmer tritt nur um Disthen, retrograd aus Plagioklas und als Abbauprodukt von Granat in deren ehemaligen Kernbereichen auf. Auffallend sind große Granate, die nach ihrer Blastese bruchhaft deformiert wurden und in ihren Kernen einen Abbau in Chlorit, Ilmenit, Plagioklas und Quarz zeigen (vgl. Abb. 35, Petrographie Metasedimente. Auch Staurolith tritt in mittelgroßen, xenomorphen Kristallen auf, die stark boudiniert sind. Entlang von Spaltrissen erfolgte eine Chloritisierung, randlich wurden sie eher in Hellglimmer umgewandelt. Sie sind zumeist direkt mit Disthen verwachsen (vgl. Strukturanalogien, Epitaxie).
Plagioklas überwuchs die Foliation, die der jetzigen Hauptfoliation entspricht (statische Temperung). Die Einregelung der Glimmereinschlüsse entspricht dem Externgefüge, das vor allem durch Disthene und Chlorite abgebildet wird.
Als Ti-Phase tritt Rutil in dem Gestein auf, z.T. in Verwachsung mit Ilmenit. Besonders große Kristalle sind als Einschlüsse in Plagioklas erhalten. Auch im Interngefüge der Granate tritt Rutil auf, wird hier er allerdings von einer Ilmenithülle umgeben.

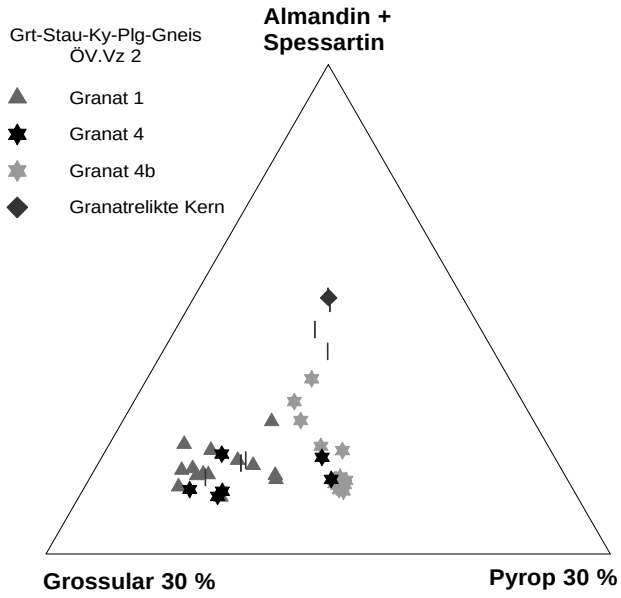


Abbildung 180 Mineralchemie Granat aus dem Grt-Stau-Ky-Gneis ÖV.Vz 2; graue Dreiecke Granat 1, dunkelgraue Rauten Granatkerne 7, graue und schwarze Sterne Granat 4b bzw. 4 (Diffusionsprofil hellgraue Sterne)

Die über 1 cm großen, spröde deformierten Granatkristalle weisen eine deutliche Variation in ihrem Chemismus auf, die allerdings nicht eindeutig einer Wachstumszonierung zuzuordnen ist (Abb.180). Der MgO-Gehalt des Granats ist deutlich höher als derjenige von Granaten anderer Metapelite wie der Glimmerschiefer westlich Gargellen. In einem Detailprofil am Rand eines Großgranats konnte eine charakteristische diffusive Überprägung des Saumes mit einem Anstieg des MnO-Gehaltes und einem Abfall der MgO-Komponente festgestellt werden (vgl. Abb. 104). Außerhalb dieses Diffusionsbereiches ist der Außenbereich des Granats 4 nahezu homogen mit hohen MgO-Gehalten um 3.5 Gew.%. Analysen der Internbereiche lassen deutlich niedrigere MgO-Gehalte um 1.8 Gew.% erkennen, so daß ein prograder Wachstum der Granate im Kernbereich, ein Wachstum bei annähernd konstanten Bedingungen im Saum und eine diffusive Reequilibrierung im äußersten Saum (beschränkt auf die äußersten 35 µ m) angenommen wird. Widersprüche ergeben sich allerdings durch ein Saumprofil am gleichen boudinierten Kristall, welches deutlich niedrigere MgO-Gehalte aufweist.

Thermobarometrie

Aufgrund seines auffälligen Gefüges wurde das Gestein, trotz seiner Überprägung und dem erhöhten Verwitterungsgrads, für die Bearbeitung mit der Mikrosonde ausgesucht. Das Fehlen primärer Glimmer verhindert die Berechnung invarianter Punkte nach Methode C1. Auch die Berechnung von Metamorphosetemperaturen ist aufgrund des Fehlens von Biotit erschwert. Als Ersatz mit dem Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992a) und einem einfachen Aktivitätsmodell für Chlorit nach Massonne (1992b) ($a_{Klinochlor}$ = (Si-2) · $(Mg/5)^6$) gerechnete

Granat-Chlorit-Temperaturen (Gleichgewicht 3 Daphnit + 5 Pyrop ⇔ 3 Klinochlor + 5 Almandin) ergeben ca. 560°C für eine Granat-Randzusammensetzung aus dem Diffusionsprofil Granat 4b und Matrix-Chlorit. Für verschiedene Analysen der Granatkern-Abbauprodukte Chlorit 7 zusammen mit reliktischem Granat ergeben sich bei einem angenommenen Druck von 4 kbar 540-570°C. Für die Peak-Metamorphose kann keine Temperaturabschätzung abgeleitet werden. Für die Berechnungen der klassischen Barometer GRAIL, GRIPS und GASP wurde daher eine Temperatur von 600°C angenommen (Tab. 22). Die Berechnungen erfolgten für einen diffusiv nicht überprägten Granat-Rand 1 und einen diffusiv überprägten Granat-Rand 2. Ilmenit wurde mit a_{lm} 0.97 angenommen. Für Rutil und Quarz wurde $a = 1$ gesetzt. Das X_{An} im Plagioklas ist ein Durchschnittswert. Als Mischungsmodell kam dasjenige von Fuhrman & Lindsley (1988) zum Einsatz.

Tabelle 39 Zusammenfassung der GRAIL-, GRIPS- und GASP-Barometrie [Druck in kbar] nach verschiedenen Granat-Mischungsmodellen an Grt-Stau-Ky-Plg-Gneis ÖV.Vz 2.

	Massonne	Berman	Gang. & Sax.	Ideal
1.GRAIL 3 Ilm + Ky + 2 aQz = 3 Rt + Alm				
Grt Rand 1 bei 600°C	4.34	4.56	4.27	4.97
Grt Rand 2 Diff. bei 600°C	5.39	5.53	5.11	5.80
2. GRIPS Grs + 2 Alm + Rt = 2 Ilm + An + aQz				
Grt Rand 1 bei 600°C	7.52	7.31	6.63	6.83
Grt Rand 2 Diff. bei 600°C	7.19	7.06	6.06	6.67
3.GASP An + 2 Ky + aQz = 3 An				
Grt Rand 1 bei 600°C	8.86	8.48	7.63	7.61
Grt Rand 2 Diff. bei 600°C	7.95	7.71	6.46	7.03

Für den nicht überprägten Granat-Rand resultieren laut GASP 8.86 kbar, das GRIPS-Gleichgewicht ergibt 7.52 kbar. Die Werte für den diffusiv überprägten Rand liegen aufgrund des Abbaus der Grossular-Komponente etwas niedriger bei 7.95 bzw. 7.19 kbar. Im Vergleich ergibt das Granat-Modell nach Massonne (1992a, 1995) gegenüber dem Modell von Berman (1990) für das GASP-Gleichgewicht geringfügig erhöhte Drücke (0.2 - 0.3 kbar). Ein ideales Modell für den Granat führt zu ca. 1 kbar niedrigeren Drücken, das Modell nach Ganguly & Saxena (1984) liegt im Bereich des idealen Modells oder sogar niedriger (vgl. Tab. 39). Parallel dazu verlaufen die Drücke des GRIPS-Gleichgewichts für die unterschiedlichen Granat-Mischungsmodelle.
Die aus dem GRAIL-Gleichgewicht resultierenden Drücke weichen dagegen stark zu niedrigeren Werten ab. Mit dem Granat-Modell nach Massonne (1992a, 1995) ergeben sich lediglich 4.34 kbar bei 600°C, der Druck-Anstieg zum diffusiv überprägten Rand auf 5.39 kbar erscheint nicht realistisch. Die Ergebnisse für die unterschiedlichen Granat-Mischungsmodelle liegen beim GRAIL-Gleichgewicht dichter zusammen, die Verwendung eines idealen Modells führt zu höheren Drücken.

ÖM.3.1 a/b/c Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Die mineralreichen Glimmerschiefer treten in Wechsellagerung mit Metabasiten (Plagioklas-Amphiboliten und Hornblendegneisen) in der westlichen Silvrettadecke, westlich von Gargellen, auf. Ähnliche Gesteine sind auch aus dem südlichen Verwall (Valzur) und dem schweizer Silvrettateil (z.B. Pischahorn) bekannt. Sie besitzen die klassische amphibolitfazielle Mineralvergesellschaftung Granat + Staurolith + Plagioklas + Quarz + Biotit + Hellglimmer + Chlorit + Ilmenit ± Disthen ± Turmalin ± Rutil. Die Blasteseabfolge ist komplex, Einschlußverhältnisse deuten auf Granat, Turmalin und Rutil als frühe Bildungen. Staurolith,

möglicherweise auch Disthen, gehören einer späteren Blastesephase an, ebenso wie die Schichtsilikate, Ilmenit und Plagioklas.
Prospert & Biino (1996) lieferten bereits thermobarometrische Daten für verwandte Gesteinstypen aus dem Bereich des Pischahorns NE von Davos. Dabei stand insbesondere die späte metamorphe Entwicklung mit der Blastese von Andalusit im Vordergrund. Andalusit wurde in den eigenen Proben aus dem Bereich des Schafberges nicht festgestellt.
Minerale aus zwei Dünnschliffen ähnlicher Proben (ÖM.3.1b/c) wurden in der Mikrosonde gemessen. Aufgrund des Abfallens der Zählrate eines Spektrometers (PET, verursacht zu geringe Ca-, Ba-, K- und Ti-Gehalte) können nur die Messungen an Probe ÖM.3.1c für thermobarometrische Aussagen herangezogen werden. Zur Verdeutlichung von Zonierungsmustern in Granat wurden auch analysierte Granate aus ÖM.3.1b verwendet.
In den Hellglimmern sind keine Hinweise auf eine eklogitfazielle Frühgeschichte der metamorphen Entwicklung der Glimmerschiefer zu erkennen. Die Mineralchemie zeigt fast durchgehend nahezu reine Muskowit-Paragonit-Mischungen (Abb. 181) und niedrige Si-Gehalte zwischen 6.0 und 6.1 p.d.f.u. (vereinzelt sogar < 6.0, vgl. Abb. 135A), lediglich Einzelanalysen erreichen Werte über 6.2 p.d.f.u. Die FM-Verhältnisse konzentrieren sich zwischen 0.55 und 0.65 (einzelne gar bis 0.75) und weichen damit ebenso deutlich von den HP-Phengiten der Probe ÖRK.35 ab. Biotit ist in den foliierten Matrixkristallen im Bezug auf das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis nahezu homogen, fällt aber durch sehr hohe Al^{VI}-Gehalte auf. Innerhalb des Granats 7 tritt ein Biotit auf, der sich durch deutlich niedrigere Mg-Gehalte auszeichnet und in der Thermobarometrie zu deutlich abweichenden Resultaten führt (s.u.). Aufgrund der möglichen Berechnung invarianter Punkte zusammen mit dem Innenrand des Granats, Phengit-Einschlüssen aus dem Granat sowie Plagioklas und Staurolith, wird dieser Biotit als primärer Einschluß interpretiert.

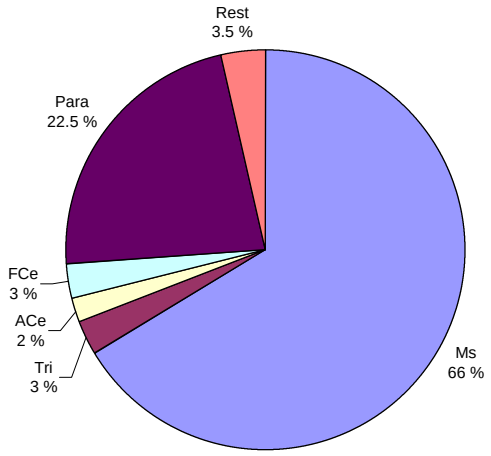


Abbildung 181 Mineralchemie der Hellglimmer aus ÖM.3.1c; durchschnittlicher Gehalt an Komponenten aller Hellglimmer in Mol%.

Plagioklas läßt verschiedene mineralchemische Gruppen erkennen, es handelt sich aber ausnahmslos um Oligoklase mit An_{16-18}, An_{20-21} bis An_{26}.
Staurolith besitzt typisch amphibolitfazielle Zusammensetzungen mit dominierender Fe-Komponente (X_{Fe} = 0.809-0.859) und niedrigen X_{Mg} zwischen 0.14 und 0.19.
Granat ist ein typischer almandin-betonter Typ mit Alm_{74-79}, Py_{6-11}, Grs_{8-16}, $Sps_{0.5-4.0}$, die Andradit-Komponente ist generell gering. Aufgrund der Größe der Granate (bis > 1 cm) und auch ihrer späteren tektonischen Fragmentierung, konnten in ÖM.3.1c keine vollständigen Granatprofile gemessen werden, stattdessen wurden Profile durch Saumbereiche gelegt. Das Zonierungsmuster ist in einem vollständig analysierten Granat aus der unmittelbar benachbarten Probe ÖM.3.1b zu entnehmen (vgl. Abb. 103, Mineralchemie Granat).
Disthen liegt nahe an der Idealzusammensetzung, nur Fe_2O_3 ersetzt mit 0,3 bis 0,5 Gew.% Al_2O_3 in nennenswertem Umfang. Ilmenit liegt nahe am Endglied (X_{Ilm} ~ 0.97) , Fe wird zu geringem Umfang von Mg und Mn ersetzt.

Thermobarometrie an ÖM.3.1c
Es wurden die Mineralvergesellschaftung Granat + Phengit + Biotit + Quarz nach Methode C1 verwendet. Zusätzlich wurden anschließend sukzessive die Mineralphasen Plagioklas, Staurolith und Disthen in die Berechnungen einbezogen.

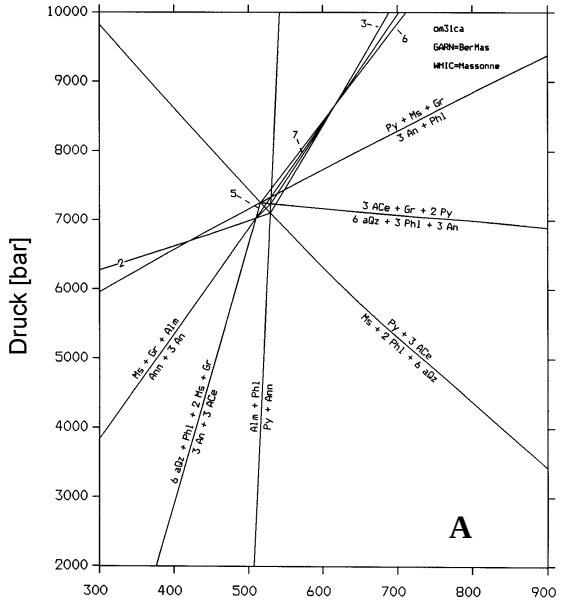
Für eine Granat-Randzusammensetzungen (11230/30) eines Großgranates ergeben sich in Verbindung mit einer Biotit- (11232/68) und der Si-reichsten Phengit- (11232/70) Matrixanalyse 530°C bei 7.1 kbar (om31ca, vgl. Tab. 40). Bei Verwendung Si-ärmerer Analysen (11232/72) erniedrigen sich die Drücke bis unter 4 kbar (3.7 kbar bei 519°C für om31cd). Für Plagioklas (mit X_{An} = 0.1833) wurde bei den zuvor berechneten P-T-Bedingungen eine Anorthit-Aktivität nach dem Mischungsmodell von Fuhrman & Lindsley (1988) berechnet und diese in die Berechnung miteinbezogen. Es ergibt sich ein Schnittpunkt bei den P-T-Bedingungen 7.1 kbar / 530°C (Abb. 182A). Die Staurolith-Komponenten lassen sich nicht in einen gemeinsamen invarianten Punkt mit den anderen Phasen überführen, Staurolith wird daher als nicht stabil mit den Matrixphasen und der Granat-Randzusammensetzung angesehen. Dagegen ist Disthen gut mit der Matrixvergesellschaftung zu kombinieren, lediglich ein Gleichgewicht verläuft deutlich außerhalb des invarianten Punktes bei 7.1 kbar / 530°C (Abb. 182C). Auch der FeAl-Seladonit läßt sich bei der Matrixvergesellschaftung mit in die Berechnung einbeziehen, das Biotit-Hellglimmer-Thermometer liegt knapp (ca. 20°C) unterhalb des Granat-Biotit-Thermometers, das Granat-Phengit-Thermometer ca. 70°C oberhalb des Granat-Biotit-Thermometers (vgl. Abb. 182B).

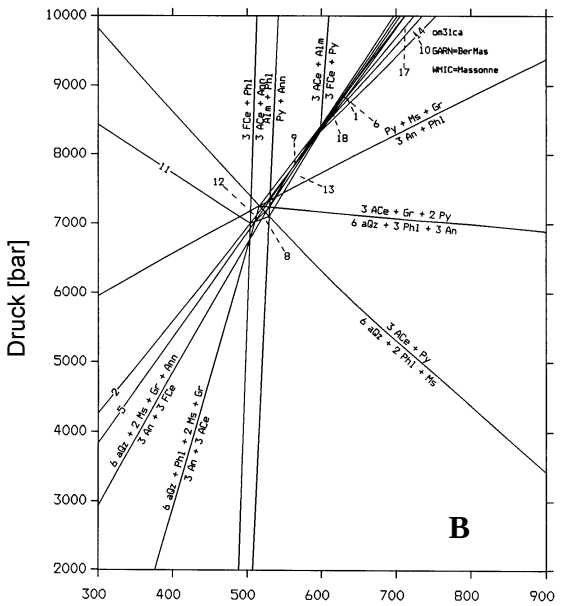
Tabelle 40 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechungen an Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c nach Methode C1.

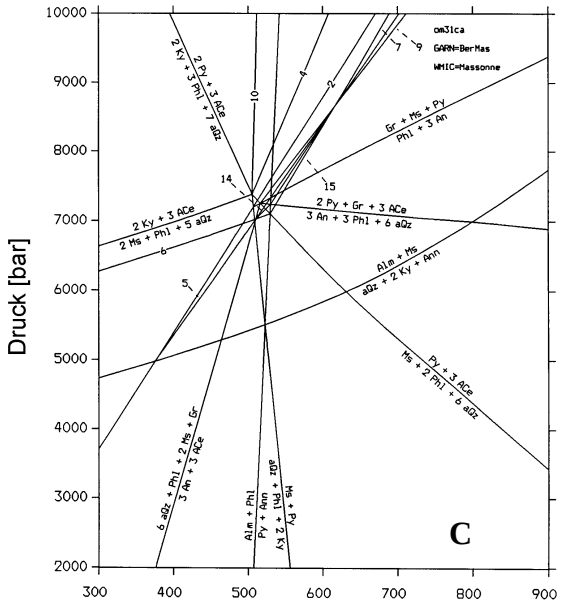
	Granat	**Hellglimmer**	**P [kbar]**	**T [°C]**
om31ca	Grt 7 Außenrand 11230/30	Phe 3 Si_{Max} 11232/70	7.10	530
om31cb	Grt 7 Innenrand 11230/11	Phe* in Grt 7 11232/30	8.16	690
om31cc	Grt 7 Internbereich 11230/33 (Kern)	Phe* in Grt 7 11232/30	7.55	612
om31cd	Grt 7 Außenrand 11230/30	Phe 3 Si 11232/72	3.72	519

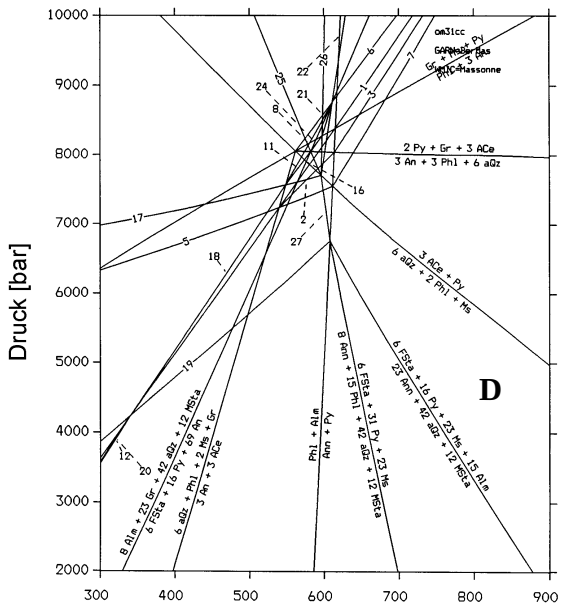
Biotit- und Hellglimmer-Einschlüsse im Granat-Zentrum ergeben zusammen mit der Analyse eines benachbarten Granats (11230/11) deutlich höhere Temperaturen von 690°C bei 8.2 kbar (Abb. 182E). Die Verwendung einer weiteren Analyse (11230/33) aus dem vermuteten ehemaligen Kernbereich des Granats (Innenrand des heute erhaltenen Granatsaumes) führt zu 612°C bei 7.5 kbar (Abb. 182D). Mit diesen Berechnungen lassen sich die Staurolith-Komponenten gut korrelieren. Es ergibt sich ein nahezu idealer Schnittpunkt (vgl. Abb. 182F). Fraglich erscheint die Einstellung eines Gleichgewichts zwischen allen beteiligten Komponenten aufgrund der mangelnden Anwendbarkeit des FeAl-Seladonits, denn die Granat-Phengit-Temperaturen liegen für om31cc ca. 200°C niedriger als die Granat-Biotit-Daten.
Ein Vergleich der Multigleichgewichtsberechnungen mit klassischer Granat-Biotit-Thermometrie verdeutlicht, daß die Granat-Biotit-Temperaturen, die mit dem von Massonne überarbeiteten Granat-Mischungsmodell von Berman (1990) und dem einfachen Mischungsmodell von Biotit erzielt wurden, an der Obergrenze des Schwankungsbereiches aller Thermometer zu liegen kommen (vgl. Tab. 24 sowie Tab. 29 Granat-Biotit-Thermometrie). Lediglich der Ansatz von Hoinkes (1986) liefert noch höhere Temperaturen.
Der Vergleich der PTAX Granat-Phengit-Temperaturen mit denen der klassischen Kalibrationen nach Krogh & Rå heim (1978) und Green & Hellman (1982) deckt deutliche Diskrepanzen auf (vgl. Tab. 41).

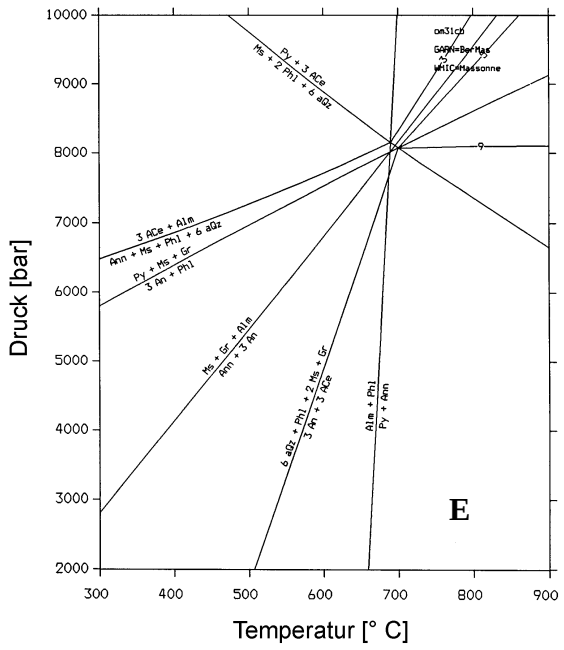
Abbildung 182 PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen am Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c. A Methode C1 für den Grt-Rand und Si_{Max} in Hgl (om31ca). B Zusätzliche Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente in om31ca. C Zusätzliche Einbeziehung des Disthens in om31ca (ohne FeAl-Seladonit). D Einbeziehung von Fe- und Mg-Staurolith in om31cc. E Methode C1 für om31cb. F Einbeziehung von Fe- und Mg-Staurolith in om31cb. Þ

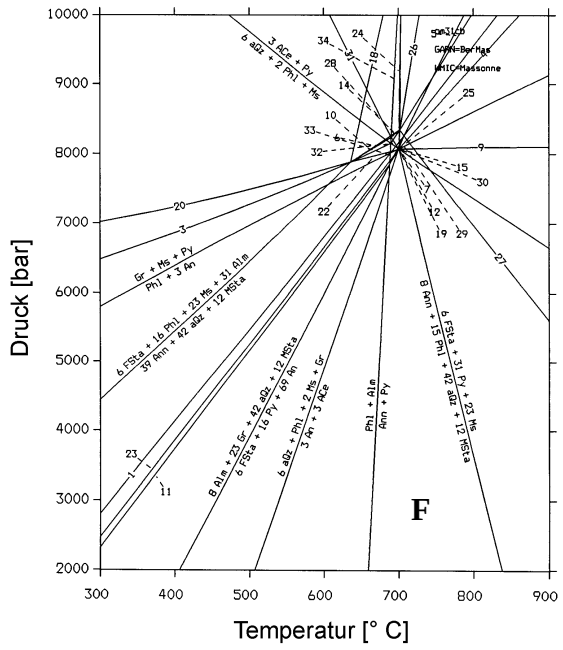

om31ca
GARN=BerMas
WMIC=Massonne
Py + Ms + Gr
3 An + Phl
3 ACe + Gr + 2 Py
6 aQz + 3 Phl + 3 An
Ms + Gr + Alm
Ann + 3 An
6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr
3 An + 3 ACe
Alm + Phl
Py + Ann
Py + 3 ACe
Ms + 2 Phl + 6 aQz
A
Druck [bar]


om31ca
GARN=BerMas
WMIC=Massonne
3 FCe + Phl
3 ACe + Phl
Alm + Phl
Py + Ann
3 ACe + Alm
3 FCe + Py
Py + Ms + Gr
3 An + Phl
3 ACe + Gr + 2 Py
6 aQz + 3 Phl + 3 An
6 aQz + 2 Ms + Gr
3 An + 3 FCe
6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr
3 An + 3 ACe
3 ACe + Py
6 aQz + 2 Phl + Ms
B
Druck [bar]


om31ca
GARN=BerMas
WMIC=Massonne
2 Ky + 3 Phl + 7 aQz
2 Py + 3 ACe
Gr + Ms + Py
Phl + 3 An
2 Ky + 3 ACe
2 Ms + Phl + 5 aQz
2 Py + Gr + 3 ACe
3 An + 3 Phl + 6 aQz
Alm + Ms
aQz + 2 Ky + Ann
Py + 3 ACe
Ms + 2 Phl + 6 aQz
6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr
3 An + 3 ACe
Alm + Phl
Py + Ann
Ky + 2 aQz
Ms + Py
C
Druck [bar]


om31cc
GARN=BerMas
WMIC=Massonne
2 Py + Gr + 3 ACe
3 An + 3 Phl + 6 aQz
3 ACe + Py
6 aQz + 2 Phl + Ms
8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta
6 FSta + 16 Py + 69 An
6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr
3 An + 3 ACe
Phl + Alm
Ann + Py
8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta
6 FSta + 31 Py + 23 Ms
6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm
23 Ann + 42 aQz + 12 MSta
D
Druck [bar]


om31cb
GARN=BerMas
WMIC=Massonne
Py + 3 ACe
Ms + 2 Phl + 6 aQz
3 ACe + Alm
Ann + Ms + Phl + 6 aQz
Py + Ms + Gr
3 An + Phl
Ms + Gr + Alm
Ann + 3 An
6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr
3 An + 3 ACe
Alm + Phl
Py + Ann
E
Temperatur [° C]
Druck [bar]


om31cb
GARN=BerMas
WMIC=Massonne
3 ACe + Py
6 aQz + 2 Phl + Ms
Gr + Ms + Py
Phl + 3 An
6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm
39 Ann + 42 aQz + 12 MSta
8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta
6 FSta + 16 Py + 69 An
6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr
3 An + 3 ACe
Phl + Alm
Ann + Py
8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta
6 FSta + 31 Py + 23 Ms
F
Temperatur [° C]
Druck [bar]

Reaktionsliste A und E
1): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
2): 3 ACe + Alm = Ann + Ms + Phl + 6 aQz
3): 3 ACe + 2 Alm = 2 Ann + Ms + Py + 6 aQz
4): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
5): 2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann
6): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
7): 3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann
8): Alm + Phl = Py + Ann
9): Py + 3 ACe = Ms + 2 Phl + 6 aQz
10): Py + Ms + Gr = 3 An + Phl
11): 3 ACe + Gr + 2 Py = 6 aQz + 3 Phl + 3 An

Reaktionsliste F (om31cb)
1): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
2): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
3): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
4): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
5): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann
6): 6 FSta + 7 Ms + 48 ACe + 47 Alm = 55 Ann + 138 aQz + 12 MSta
7): 8 Ann + 47 Gr + 40 Ms + 138 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 48 ACe + 141 An
8): Phl + Alm = Ann + Py
9): 2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz
10): 6 FSta + 69 ACe + 54 Alm = 62 Ann + 7 Phl + 180 aQz + 12 MSta
11): 16 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 69 An + 8 Alm
12): 8 Ann + 12 ACe + 27 Gr + 18 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 20 Phl + 81 An
13): 8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 69 An
14): 6 FSta + 69 ACe + 61 Alm = 69 Ann + 7 Py + 180 aQz + 12 MSta
15): 24 Ann + 61 Gr + 174 aQz + 36 MSta = 18 FSta + 40 Py + 24 ACe + 183 An
16): Gr + Ms + Py = Phl + 3 An
17): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms
18): 6 FSta + 23 Phl + 30 Ms + 24 Alm = 32 Ann + 21 ACe + 12 MSta
19): 8 Ann + 21 ACe + 24 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 23 Phl + 6 Ms + 72 An
20): 8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms
21): 6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm = 39 Ann + 42 aQz + 12 MSta
22): 8 Ann + 93 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 144 aQz + 47 Phl + 54 Ms
23): 8 Ann + 31 Gr + 8 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 93 An
24): 9 Ann + 21 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 23 Py + 30 Ms + Alm
25): 8 Ann + 21 ACe + Gr + 12 MSta = 6 FSta + 23 Py + 29 Ms + 3 An
26): 16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms
27): 6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm = 23 Ann + 42 aQz + 12 MSta
28): 16 Ann + 45 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 6 aQz + 47 Py + 61 Ms
29): 8 Ann + 15 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 8 Ms + 45 An
30): 8 Ann + 21 ACe + 30 Gr + 6 Py + 12 MSta = 6 FSta + 29 Phl + 90 An
31): 6 FSta + 62 Py + 69 ACe = 8 Alm + 69 Phl + 180 aQz + 12 MSta
32): 6 FSta + 54 Py + 69 ACe = 8 Ann + 61 Phl + 180 aQz + 12 MSta
33): 8 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 8 Py + 8 Phl + 69 An
34): 8 Ann + 21 ACe + Phl + 12 MSta = 6 FSta + 24 Py + 30 Ms
35): 6 FSta + 31 Py + 23 Ms = 8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 Msta

Reaktionsliste D (om31cc)
1): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
2): 2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann
3): 3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann
4): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
5): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
6): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
7): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann
8): 8 Alm + 55 Gr + 48 Ms + 138 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 48 ACe + 165 An
9): Phl + Alm = Ann + Py
10): 2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz
11): 8 Alm + 24 ACe + 31 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 6 aQz + 24 Phl + 93 An
12): 16 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 69 An + 8 Alm
13): 8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 69 An
14): Gr + Ms + Py = Phl + 3 An
15): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms
16): 8 Alm + 21 ACe + 32 Gr + 2 Ms + 12 MSta = 6 FSta + 23 Phl + 96 An
17): 8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms
18): 8 Alm + 39 Gr + 16 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 117 An
19): 6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm = 39 Ann + 42 aQz + 12 MSta
20): 8 Ann + 31 Gr + 8 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 93 An
21): 8 Alm + 21 ACe + 9 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 23 Py + 21 Ms + 27 An
22): 16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms
23): 6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm = 23 Ann + 42 aQz + 12 MSta
24): 8 Alm + 21 ACe + 30 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 2 Py + 21 Phl + 90 An
25): 6 FSta + 62 Py + 69 ACe = 8 Alm + 69 Phl + 180 aQz + 12 MSta
26): 8 Alm + 21 ACe + 9 Phl + 12 MSta = 6 FSta + 32 Py + 30 Ms
27): 6 FSta + 39 Py + 23 Ms = 8 Alm + 23 Phl + 42 aQz + 12 MSta
28): 6 FSta + 31 Py + 23 Ms = 8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta

Reaktionsliste C
1): Alm + Ms = aQz + 2 Ky + Ann
2): aQz + 2 Ky + Gr = 3 An
3): 2 Ky + 3 ACe = 2 Ms + Phl + 5 aQz
4): 4 Ky + 3 ACe = 3 Ms + Py + 4 aQz
5): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
6): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
7): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann
8): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
9): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
10): 4 Phl + 12 Ky + 3 ACe = 7 Ms + 5 Py
11): Ms + Py = aQz + Phl + 2 Ky
12): 2 Py + 3 ACe = 2 Ky + 3 Phl + 7 aQz
13): Py + 3 ACe = Ms + 2 Phl + 6 aQz
14): 2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann

15): 3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann
16): Alm + Phl = Py + Ann
17): Gr + Ms + Py = Phl + 3 An
18): 2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz

Reaktionsliste F
1): Gr + 3 FCe + 2 Alm = 3 Ann + 3 An + 6 aQz
2): Alm + 3 FCe = 6 aQz + Ms + 2 Ann
3): 3 FCe + Phl = 3 ACe + Ann
4): 3 ACe + Alm = 3 FCe + Py
5): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
6): 6 aQz + 3 Ms + 2 Gr + Alm = 6 An + 3 FCe
7): 6 aQz + 2 Ms + Gr + Ann = 3 An + 3 FCe
8): Gr + 3 ACe + 2 Alm = 2 Ann + 3 An + Phl + 6 aQz
9): Gr + 3 ACe + 3 Alm = 3 Ann + 3 An + Py + 6 aQz
10): 2 Py + Gr + 9 FCe = 3 Ann + 3 An + 6 ACe + 6 aQz
11): Alm + 6 ACe = 6 aQz + 2 Phl + Ms + 3 FCe
12): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
13): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann
14): 6 FCe + Py = 6 aQz + Ms + 3 ACe + 2 Ann
15): Alm + Phl = Py + Ann
16): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
17): 3 FCe + Gr + Ms + Py = 3 ACe + 3 An + Ann
18): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
19): 3 ACe + Gr + 2 Py = 6 aQz + 3 Phl + 3 An
20): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms
21): Py + Ms + Gr = 3 An + Phl

Tabelle 41 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c; vgl. auch Tab. 12 Austauschthermometrie Granat-Biotit. Abkürzungen: 1. Granat-Biotit-Thermometrie: PTAX = PTAX-Berechnung mit Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992), F & S = Ferry & Spear (1978), P & L = Perchuk & Lavrent´eva (1983), K & R = Kleemann & Reinhardt (1994), H & S = Hodges & Spear (1982), I & M = Indares & Martignole (1985); 2. Granat-Phengit-Thermometrie: Kr & Rå = Krogh & Råheim (1978), G & H = Green & Hellman (1982).

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
om31cb	689	619	607	611	658	608	696
om31cd	516	454	509	523	492	456	514

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
om31ca	8	765	545	695
om31cb	8	622	549	690
om31cc	8	441	491	637
om31cd	4	988	527	708

Zur Überprüfung der Ergebnisse wurden die klassischen Barometer GASP, GRAIL, und GRIPS mit dem Datensatz von Berman (1988) sowie dem Granat Mischungsmodell nach Massonne (1992) mit PTAX für ÖM.3.1c berechnet (Tab. 42). Die Aktivitäten von Rutil,

Tabelle 42 Zusammenfassung der GRAIL-, GRIPS- und GASP-Barometrie [Druck in kbar] für den Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c.

	Massonne	Berman	Gang. & Sax.	Ideal
1.GRAIL 3 Ilm + Ky + 2 aQz = 3 Rt + Alm				
Grt Rand bei 530°C	5.17	5.30	5.08	5.56
Grt Innenrand bei 690°C	5.73	5.87	5.76	6.05
Grt Intern bei 612°C	4.70	4.86	4.18	5.18
2. GRIPS Grs + 2 Alm + Rt = 2 Ilm + An + aQz				
Grt Rand bei 530°C	6.88	6.74	5.82	6.27
Grt Innenrand bei 690°C	8.03	7.85	6.66	7.46
Grt Intern bei 612°C	7.82	7.72	6.77	7.33
Grt Intern bei 612°C	8.80	8.70	7.74	8.30
3.GASP An + 2 Ky + aQz = 3 An				
Grt Rand bei 530°C	7.59	7.34	6.13	6.56
Grt Innenrand bei 690°C	9.02	8.71	7.04	8.06
Grt Intern bei 612°C	9.15	8.93	7.87	8.24
Grt Intern bei 612°C	10.54	10.32	9.24	9.61

Disthen und Quarz wurden gleich eins gesetzt; für den Ilmenit wurde eine ideale Mischung mit $X_{Ilm} = a_{Ilm} = 0.97$ angenommen. Für einen Granatrand, der zusammen mit Matrix-Hell- und -Dunkelglimmern nach obiger Berechnung 7.1 kbar bei 530°C ergab, werden mit GRAIL 5.2 kbar bei 530°C ermittelt. Die Verwendung des Mischungsmodelles nach Berman (1990) ergibt nur eine geringfügige Erhöhung auf 5.3 kbar, ein ideales Mischungsmodell dagegen 5.6 kbar und die Verwendung des Modells von Ganguly & Saxena (1984) nur 5.1 kbar. Die Berechnung für die Kernanalysen der Granate ergibt wie aus dem flachen Verlauf der Fe-Verteilung im Granat zu erwarten, keine wesentliche Änderungen der ermittelten Drücke.
Die Granat-Staurolith-Temperaturen nach Koch-Müller (1997) liegen bei P = 8.2 kbar für den Granat-Innenrand (11230/11) bei 712-750°C, also mindestens 30°C höher als die mit PTAX ermittelte Granat-Biotit-Temperatur. Für den Granat-Außenrand (11230/30) werden dagegen für den gleichen Druck 707-745°C ermittelt. Für 7.5 kbar reduzieren sich die Ergebnisse nur minimal.

ÖM.4.3a Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis („Biotitfleckengneis“)

Dieser Gesteinstyp nimmt weite Ausstrichsbereiche im Bereich des Verwall ein (zentrale Verwallgruppe, vgl. Reithofer 1931, 1935, Schweinehage 1995). Stellvertetend für diese Gesteinsgruppe wurde eine frische Probe aus dem Montafon (St. Gallenkirch) mit der Mikrosonde analysiert und thermobarometrisch untersucht.
Die Probe ÖM.4.3.a weist für die Granat-Fleckengneise typische Granat-Mikrotexturen auf. Wie bereits von Hoernes (1971) beschrieben, wird Granat durch ein dekussates Gemenge aus Hell- und Dunkelglimmern (± Quarz, Plagioklas, Ilmenit) ersetzt. Eine detaillierte Analyse der primären Zonierungen der Granate ist daher kaum möglich. Das Spektrum der Si-Gehalte der Hellglimmer deutet auf eine übereinstimmende Entwicklung mit den anderen Metasedimenten hin. Biotit besitzt keine erhaltene Fe-Mg-Zonierung. Der Al^{VI}-Gehalt läßt sich nicht systematisch im Hinblick auf eine Zonierung deuten.

Thermobarometrie

Aufgrund der nur reliktischen Erhaltung der Granate ist eine sichere Zuordnung mineralchemischer Daten zu Stadien des P-T-Pfades kaum möglich. Es wurde daher versucht, mit einem Mg-armen Granat und der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse (6.56 Si p.d.f.u.) ein mögliches frühes Metamorphosestadium zu berechnen (om43a1). Ein Mg-reicher Granat wurde mit einer durchschnittlichen Analyse eines foliierten Hellglimmers (6.14 Si p.d.f.u.) ausgewählt, um die P-T-Bedingungen der Gleichgewichtseinstellung der Matrix zu bestimmen (om43a2). Möglich ist allerdings auch eine Kombination der Si-reichen Hgl-Analyse mit dem Mg-reichen Granat (om43a3). Weiterhin wurde ein P-T-Datum für einen intermediären Hellglimmer (6.14 Si p.d.f.u.) für einen Granat mit mittlerem Mg-Gehalt bestimmt.
Für den Si-reichen Hellglimmer ergeben sich Drücke von 14 – 16 kbar bei 586°C für den Mg-armen Granat bzw. 738°C für den Mg-reichen (Tab. 43). Berechnungen mit dem Granat-Modell von Berman (1990) führt zu 50 – 80°C niedrigeren Temperaturen und nur geringfügig niedrigeren Drücken.
Für den intermediären Hellglimmer ergeben sich je nach verwendeter Granat-Analyse Drücke von 7 – 8 kbar bei 680 – 700°C. Das Berman-Modell verringert die Temperaturen auf 650°C für om43a2 und 610°C für om43a4.
Die Einbeziehung der Anorthit-Komponente scheiterte, obwohl zusätzlich zahlreiche weitere Kombinationen von Mineralanalysen gerechnet wurden. Der Schnittpunkt der Gleichgewichte mit der Anorthit-Komponente liegt grundsätzlich bei niedrigen Temperaturen unter 500°C.
Die Daten der Granat-Biotit-Thermometrie (Tab. 44) bestätigen die bereits zuvor (vgl. auch Tab. 29) festgestellte Überhöhung der Temperaturen mit dem Granat-Modell von Massonne (1992a, 1995). Die verschiedenen Kalibrationen ergeben für den Mg-armen Granat mit dem

Tabelle 43 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechungen nach Methode C1 am Grt-Bt-Plg-Gneis ÖM.4.3a.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
om43a1	Grt 1 Mg-Minimum 10963/8	Phe 1 Si_{Max} 10965/56	14.6	586
om43a2	Grt 1 Mg-Maximum 10963/1	Phe 1 Si intermed. 10965/46	7.84	697
om43a3	Grt 1 Mg-Maximum 10963/1	Phe 1 Si_{Max} 10965/56	16.7	738
om43a4	Grt 1 Mg intermed. 10963/14	Phe 1 Si intermed. 10965/46	7.13	681

Matrix-Biotit Temperaturen um 500°C, für den Mg-reichen 580 – 650°C, wobeiwiederum die F&S-Werte zu tieferen Temperaturen abweichen, die Hoinkes und die PTAX-Werte zu höheren. Die mit dem Berman-Granat-Modell gerechneten Granat-Biotit-Temperaturen stimmen mit den Durchschnittswerten der Kalibrationen gut überein.

Tabelle 44 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie an Grt-Bt-Plg-Gneis ÖM.4.3a; vgl. Tab. 29 Granat-Biotit-Thermometrie. Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
om43a1	14 kbar	584	415	488	530	517	475	505
om43a2	8 kbar	697	582	587	616	646	599	699
om43a3	16 kbar	735	612	609	641	684	628	734
om43a4	7 kbar	609	528	556	590	609	582	651

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
om43a1	14	390	410	506
om43a2	8	405	493	635
om43a3	16	462	511	591
om43a4	7	401	458	608

Gut mit den Granat-Biotit-Temperaturen übereinstimmende Ergebnisse liefert auch wiederum das Granat-Hellglimmer-Thermometer für Metapelite nach Green & Hellman (1982). Für den Mg-armen Granat und Si-reichen Hellglimmer resultieren ca. 500°C, für den Mg-reichen Granat mit durchschnittlichem Hellglimmer dagegen 635°C.
Die Kalibration nach Krogh & Rå heim (1978) liefert dagegen 100 – 150°C niedrigere Ergebnisse und auch die mit dem Hellglimmer-Modell nach Massonne (1997) berechneten PTAX-Resultate liefern niedrigere Werte.
In der Probe konnte kein Rutil festgestellt werden. Nimmt man trotzdem seine Stabilität während des Druckhöhepunktes an, ergeben sich für den Si-reichen Hellglimmer 14.5 kbar / 500°C, was die vorherigen Berechnungen gut bestätigt.

ÖM.5.1g Granat-Disthen-Glimmerschiefer mit Kalksilikatlage

Diese Probe enthält neben einem straff foliierten Zweiglimmerschiefer auch eine kalksilikatische Lage mit der Mineralvergesellschaftung Kalzit + Epidot + Quarz + Granat + Amphibol + Plagioklas. Der Glimmerschiefer enthält große (~ 1 cm) idiomorphe Granatblasten und reliktischem, leistenförmigem Disthen. In der Matrix und als Einschluß in Granat konnte Rutil nachgewiesen werden. Thermobarometrische Berechnungen wurden ausschließlich an der metapelitischen Mineralvergesellschaftung des Glimmerschiefers durchgeführt.

Thermobarometrie

P-T-Bedingungen der Metamorphose wurden zuerst mit der Methode C1 für Metasedimente (Grt + Hgl + Bt + Qz) bestimmt. Für einen Granat-Kern zusammen mit der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse (om51ga) ergeben sich 14.7 kbar / 511°C. Dies bestätigt ähnliche Ergebnisse für den prograden Teil des P-T-Pfades anderer Proben (ÖV.Ma 3, SCal.3a).

Mit dem Granat-Modell nach Massonne (1992a, 1995) ergeben sich Maximaltemperaturen für die Randzusammensetzungen des Granates zusammen mit intermediären bis Si-armen Hellglimmern (om51gb, om51gc) im Bereich von 600 - 650°C (606° bzw. 652°C) bei Drücken von ca. 9.2 bzw. 7.5 kbar (vgl. Tab. 45).

Tabelle 45 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechnungen nach Methode C1 an Granat-Glimmerschiefer ÖM.5.1g.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
om51ga	Grt 1 Kern 11413/5	Phe 2 Si_{Max} 114146/5	14.7	511
om51gb	Grt 1 Innenrand 11413/2	Phe 2 Si intermediär 11414/6	9.19	606
om51gc	Grt 1 Außenrand 11413/1	Phe 3 Si_{Max} 11414/8	7.48	652

Der Vergleich mit den Ergebnissen des Granat-Modells nach Berman (1990) offenbart lediglich geringe Druck- aber deutliche Temperaturunterschiede. Für om51ga ergeben sich 14.0 / 443°C, für om51gb 8.97 kbar / 539°C und für om51gc 7.31 kbar / 568°C.

Tabelle 46 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Glimmerschiefer ÖM.5.1g. Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
om51ga	14 kbar	509	374	460	487	456	439	451
om51gb	9 kbar	605	456	513	547	542	502	559
om51gc	7 kbar	650	515	548	563	580	603	619

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
om51ga	14	452	491	586
om51gb	9	448	471	604
om51gc	7	671	515	666

Die PTAX-Granat-Biotit-Temperaturen nach dem Granat-Modell von Berman (1990) passen sich abermals besser in die Bandbreite der Granat-Biotit-Kalibrationen ein. Die Werte nach Ferry & Spear (1978) weichen stark zu niedrigeren Temperaturen ab. Für om51ga ergibt sich ein Spektrum von 440 – 490°C, für das Temperaturmaximum ist ein Bereich von 550 – 600°C anzunehmen (vgl. Tab. 45).

Die Granat-Hellglimmer-Temperaturen der Kalibrationen von Krogh & Rå heim (1978) und Green & Hellman (1982) liefern keine mit Granat-Biotit-Daten übereinstimmenden Ergebnisse. Die K&R-Daten variieren bei allen Mineralkombinationen nur um 44°C bei niedrigen Temperaturen (471 – 515°C). Auch die G&H-Ergebnisse lassen die prograde und maximale Temperatur eng zusammenrücken (586 und 666°C) und sind insgesamt gegenüber den Granat-Biotit-Werten erhöht.

Im Gegensatz zu den meisten anderen Metapeliten liefern in ÖM.5.1g die PTAX-Granat-Hellglimmer-Temperaturen nach dem Mischungsmodell von Massonne (1997) für die prograde Kombination om51ga und die Kombination des Granat-Rand mit Matrix-Hellglim-

mer (om51gc) gut mit den Granat-Biotit-Temperatur-Berechnungen übereinstimmende Ergebnisse. Die prograde Temperatur ist ca. 60°C zu niedrig, liegt aber im Rahmen der anderen Granat-Biotit-Daten. Die Maximaltemperatur mit dem retrograd beeinflussten Granat ist ca. 20°C höher als der PTAX-Granat-Biotit-Wert.
Berechnungen mit der FeAl-Seladonit-Komponente des Hellglimmers führen allerdings nur für das letzte Metamorphosestadium zu einem Ergebnis mit gering streuendem Schnittpunkt (vgl. Abb. 183). Dieser liegt im Bereich 5.4 kbar / 635 – 660°C und damit 2 kbar niedriger als ohne Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente. Ähnliches trifft auch auf die Matrix-Vergesellschaftung in ÖV.Ma 3 zu.

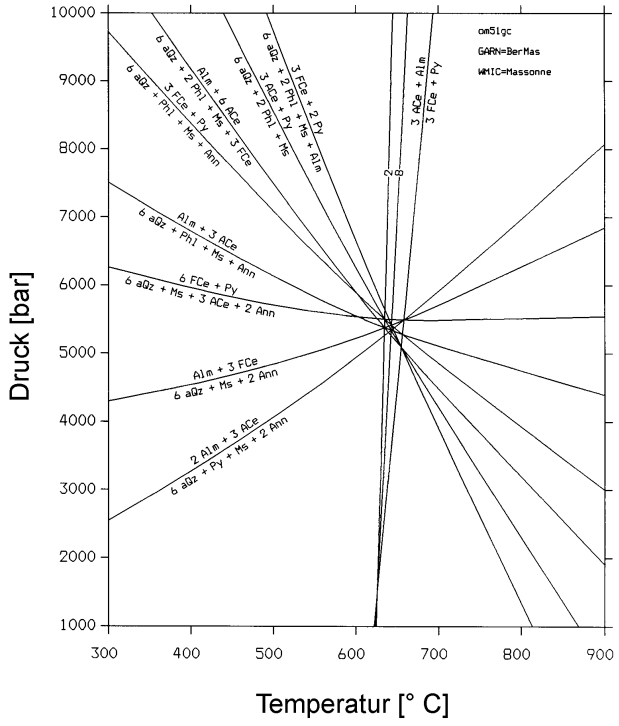


Abbildung 183 PTAX-Multigleichgewichtsdiagramm unter Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente am Granat-Glimmerschiefer ÖM.5.1g (Zusammensetzungsdatei om51gc, vgl. Text, inkl. metastabiler Reaktionen).

Auch die Anorthit-Komponente des Plagioklases, ein basischer Oligoklas mit An_{28}, kann in die Berechnungen der äußeren Granat-Randzusammensetzung und des Si-armen Glimmers (om51gc) mit einbezogen werden und ergibt einen nur schwach streuenden Schnittbereich mit einem zweiten Schnittpunkt der An-beinhaltenden Gleichgewichte bei 7.95 kbar / 620°C neben dem aus der Berechnung nach Methode C1.
Die Ti-Barometrie an den Kali-Hellglimmern liefert ein P-T-Datum für den prograden Druckhöhepunkt der Metamorphose. Für 500°C ergibt sich mit dem Si-reichsten Hellglimmer (6.63 Si p.d.f.u.) ein Druck von ca. 17.5 kbar. Für den weiteren Verlauf des P-T-Pfades erscheint die Stabilität des Rutil fraglich. Für intermediäre Hellglimmer (6.18 Si p.d.f.u.) resultieren ca. 12.3 kbar bei einer Temperatur von 600°C und ca. 13 kbar bei 650°C. Ein weiterer Hellglimmer mit 6.15 Si p.d.f.u. besitzt dagegen mit 0.31 Gew.% gegenüber 0.91 Gew.% niedrigere TiO_2-Gehalte und dementsprechend ergeben sich höhere Drücke.
Die Einbeziehung des Disthens in die Berechnungen führte in keinem Fall zu übereinstimmenden Schnittpunkten. Es konnte zusammen mit Granat, Hellglimmer, Biotit und Quarz keine Gleichgewichts-Einstellung einer Mineralvergesellschaftung festgestellt werden.

ÖS.Jam 6b Granat-Staurolith-Sillimanit-Schiefer

Die Probe ÖS.Jam 6b stammt aus dem Bereich des hinteren Jamtales (Umgebung Jamtalhaus), in dem Granat-führende Metapelite intensiv mit Granat-Amphiboliten wechsellagern. Das Gestein wird von großen Granat- und Staurolith-Porphyroblasten dominiert, Granat ist bruchhaft deformiert und wird entlang von Scherbahnen gegeneinander versetzt. Das Handstück entstammt der Umrahmung des Jamtalfensters. Wie in Amphiboliten (ÖS.Jam 2) des gleichen Gebiets treten auch hier Spuren der Pseudotachylitbildung entlang dieser Scherbahnen auf. Biotit ist überwiegend in Chlorit umgewandelt; primärer Hellglimmer tritt nicht auf. Neben Chlorit entsteht aus Biotit auch Hellglimmer und fibrolithischer Sillimanit.

Dieser wurde bereits von Hoernes (1971) beschrieben, er tritt konzentriert in der zentralen Silvrettadecke auf, im österreichischen Gebiet insbesondere im Jamtal.
Die analysierten sekundären Hellglimmer sind nahezu reine Muskowit-Paragonit-Mischglieder mit Si-Gehalten unter 6.1 p.d.f.u.; teilweise wurde auch Fe^{3+} berechnet. Die wenigen erhaltenen Biotite besitzen nahezu ausgeglichene Fe/Mg-Verhältnisse (Fe/Mg ~ 1) und hohe Al^{VI}-Gehalte . Der Almandin-betonte Granat mit deutlicher Pyrop-Komponente (Abb. 93 und 105B) ist in Bezug auf sein Fe/Mg-Verhältnis nahezu homogen; nur randlich ist eine retrograde Reequilibrierung insbesondere am Anstieg des Mn-Gehaltes und Abnhame des Mg-Gehaltes zu erkennen (Abb. 105). Die Homogenität des Fe/Mg-Verhältnisses in weiten Teiles des Kristalls könnte auf eine diffusive Überprägung bei längeranhaltenden hohen Metamorphosetemperaturen hindeuten, für die auch das Auftreten von Sillimanit spricht. Nur Ca zeigt in den Granatprofilen (z.B. Granat 11) noch eine deutliche Zonierung mit einem Maximum im Kern, in Granat 9 (vgl. Abb. 105A) wird der Trend zu einem schwachen Anstieg im Kern von der sehr unruhigen Ca-Verteilung entlang des Linienprofils verschleiert.
PTAX-Berechnungen an der nicht zweifelsfrei belegten Paragenese Granat + Biotit + Hellglimmer + Quarz ergeben für eine durchschnittliche Analyse des Granat-Plateaus zusammen mit Matrix-Biotit eine relativ breite Streuung der Drücke zwischen 2 und 6 kbar, die alle mit der Stabilität von Sillimanit im Einklang stehen würden. Die Empfindlichkeit des Seladoniteinbaus in Kalihellglimmer ist extrem hoch. Analyse 10891/46 ergibt bei einer MgAl-Seladonit-Komponente von 0.0192 ca. 6 kbar, Analyse 10891/50 mit 0.0095 dagegen nur 1.8 kbar. Die Si-Gehalte der beiden Hellglimmeranalysen sind mit 6.08 zu 6.06 dagegen nahezu identisch. Für die Thermometrie wurde daher ein mittlerer Druck von 4 kbar angenommen.
Mit unterschiedlichen Biotitanalysen läßt sich für den homogenen Kernbereich des Granats eine eng umgrenzte Variationsbreite an Granat-Biotit-Temperaturen berechnen (vgl. Tab. 47, Grt Plateau). Die Randanalysen des Granats ergeben zu niedrige Temperaturen, da sie außerhalb des Stabilitätsfeldes von Sillimanit liegen. Einzelne Mg-reichere Granatanalysen führen zu höheren Temperaturen von > 700°C.

Tabelle 47 Zusammenfassung der Granat-Biotit-Thermometrie am Grt-Stau-Sill-Gneis ÖS.Jam 6b. Abkürzungen vgl. Tab. 24.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C] (berechnet für 4 kbar)

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Grt Rand Mg-Min	563	531	556	552	550	510	564
Grt Plateau	670	650	620	607	667	611	686
Grt Kern Mg-Max	724	700	645	632	720	663	750

Die ermittelten Granat-Staurolith-Temperaturen für den homogenen Granat-Kernbereich liegen wiederum ca. 30-80°C höher als die mit PTAX ermittelten Granat-Biotit-Temperaturen (Tab. 48). Die Granat-Staurolith-Temperaturen liegen 50-100°C über den Granat-Biotit-Temperaturen nach Ferry & Spear (1978) und weisen damit bessere Übereinstimmungen auf als in den meisten Beispielen von Koch-Müller (1997). Als mögliche Ursachen der erhöhten Granat-Staurolith-Temperaturen kommen ein Ungleichgewicht zwischen Granat und Staurolith, eine unvollständige Analyse der Staurolith-Zusammensetzungen (vorwiegend wegen des möglichen Li-Gehalts) sowie die variable Besetzung der M4-Plätze und der Al-Gehalt der T2-Plätze des Kristallgitters, mit einer daraus folgenden Beeinflussung der thermodynamischen Parameter, in Betracht (Koch-Müller 1997). Die nur geringfügig erhöhten Granat-Staurolith-Temperaturen deuten aber eher auf die Erhaltung eines hochgradigeren Metamorphosestadiums gegenüber demjenigen hin, die die Granat-Biotit-Temperaturen durch

Einfrierung eines retrograden Abkühlpfades wiedergeben (bei einer Art Schließungstemperatur des Biotit-Diffusionssystems).

Tabelle 48 Zusammenfassung der Granat-Staurolith-Thermometrie nach Koch-Müller (1997) für den Grt-Stau-Sill-Gneis ÖS.Jam 6b.

Granat-Staurolith-Temperaturen nach Koch-Müller (1997) für 4 kbar

Granat 1 10889/46	Staurolith 1	10890/6 und 13	729 - 753°C
Granat 2 10889/43	Staurolith 1	10890/6 und 13	715 - 739°C
Granat 1 10889/46	Staurolith 10	10890/16	713°C
Granat 2 10889/43	Staurolith 10	10890/16	699°C

Metasedimente aus dem schweizer Teil der Silvretta

SCal.3a Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis

Die Probe SCal.3a aus dem God Carolina im Inntal zwischen Zernez und Brail wurde aus dem unmittelbaren Kontaktbereich zu einem amphibolitisierten Eklogit gewonnen (vgl. Abb. 34, Petrographie Metasedimente).
Granat ist lediglich Nebengemengteil der Mineralvergesellschaftung und ist z. T. bereits erheblich resorbiert. Die Mineralchemie der Hellglimmer weist eine breite Streuung und hohe Si-Gehalte (maximal 6.68 Si p.d.f.u.) auf, die sich dem Trend der Metasedimente insgesamt aber einfügen. Biotit weist wie in anderen Proben keine Fe-Mg-Zonierung, aber unsystematisch variierende Al^{VI}-Schwankungen auf.

Thermobarometrie

Analysen zur Granat-Biotit-Thermometrie wurden an 12 Kontaktpaaren durchgeführt. Die daraus ermittelten PTAX-Temperaturen und die Variation der vergleichend dazu berechneten Kalibrationen sind ausführlich im Kapitel der Granat-Biotit-Austauschthermometrie dargelegt. Sieben gemessene Granat-Hellglimmer-Paare werden diesen gegenübergestellt.
Druck-Temperatur-Daten nach Methode C1 (Tab. 49) wurden für den Mg-reichen Granat-Rand zusammen mit einem hinsichtlich des Si-Gehaltes intermediären sowie dem Si-ärmsten Hellglimmer berechnet (scalc, scald, scalg). Im weiteren wurde die Anorthit-Komponente der Plagioklase in die Berechnungen einbezogen. Für den Mg-armen Granat-Kern wurde zusammen mit der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse maximale Drücke des prograden P-T-Pfades berechnet. Für eine Granat-Analyse aus dem Bereich des äußeren Kerns wurde ebenfalls zusammen mit der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse ein P-T-Datum berechnet (scale).
Für die Mg-ärmste Granat-Kernanalyse als auch für den Mg-reicheren Außenkern ergeben sich ca. 15 kbar bei 500°C. Die Verwendung einer ebenfalls im Kern auftretenden, etwas Mg-reicheren Granat-Analyse (11166/101), führt dagegen zu deutlich höheren Temperaturen von 640°C und 16 kbar. Die Einbeziehung der Anorthit-Komponente des Plagioklases ergab in keinem Fall einen gemeinsamen Schnittpunkt aller Gleichgewichte.
Die Berechnungen mit dem inneren und äußeren Granat-Rand und der Si-ärmsten Analyse (6.23 Si p.d.f.u.) aus Phengit 1 (11170/33), einer Randanalyse aus einem foliierten Hellglimmer, ergeben 10.8 kbar und 682°C (scalc) sowie 10.5 kbar und 695°C (scald). Für beide Fälle konnten erfolgreich die Anorthit-Komponenten des Matrix-Plagioklases mit in die Berechnung einbezogen werden. Unter Verwendung des Plagioklas-Mischungsmodelles von Fuhrman & Lindsley (1988) ergeben sich für scald bzw. scalc allerdings etwas streuende Schnittpunkte zwischen 10.5 kbar / 695°C und 11 kbar / 680°C für Methode C1 und ca. 10.1 kbar / 625°C sowie 11.0 kbar / 645°C (11.0 – 11.5 kbar / 625 – 645°C) für Methode C2.

Tabelle 49 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis SCal.3a.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
scala	Grt 1 Kern Mn_{Max} 11166/101 Mg-arm	Phe 1 Si_{Max} 11170/37	16.2	643
scalb	Grt 1 Kern Mn_{Max} 11166/102 Mg-arm	Phe 1 Si_{Max} 11170/37	14.9	499
scalc	Grt 1 innerer Rand 11166/112 Mg-reich	Phe 1 Si_{Min} 11170/33	10.9	687
scald	Grt 1 äußerer Rand 11166/113 Mg-reich	Phe 1 Si_{Min} 11170/33	10.6	699
scale	Grt 1 äußerer Kern 11166/92 Mg-arm	Phe 1 Si_{Max} 11170/37	15.4	503
scalf	Grt 1 innerer Rand li 11166/86 Mg-reich	Phe 1 Si_{Min} 11170/33	11.4	737
scalg	Grt 1 äußerer Rand 11166/113 Mg-reich	Phe Si_{Min} 11169/19 Kontaktp.	2.72	670

Das Zurückgreifen auf das Granat-Modell von Berman ergibt dagegen nahezu ideale Schnittpunkte im Bereich 620 – 630°C / 10.0 – 10.3 kbar für scald sowie 612°C / 10.5 kbar für scalc. Die Verwendung des inneren Granat-Randes (scalc) ergibt damit die beste Übereinstimmung aller Gleichgewichte, die Gleichgewichtseinstellung der Granat-Ränder mit den Glimmern und Plagioklasen der Matrix erfolgte bei ca. 610 – 630°C / 10.0 - 10.5 kbar.
Die Granat-Biotit-Thermometrie an den PTAX-Dateien (vgl. Tab. 50), wie auch die der Kontaktpaare (vgl. Tab. 29), verdeutlicht die bessere Übereinstimmung der Ergebnisse des Berman-Modelles mit den Temperaturen der verschiedenen Kalibrationen.
Wie in anderen Proben auch, verursacht der hohe Grossular-Gehalt der Granate im Modell nach Massonne (1992a, 1995) ein Abweichen der Temperaturen nach oben. Insbesondere der etwas Mg-reichere Granat-Kern mit hohem Ca-Gehalt weicht mit dem Massonne-Modell stark gegenüber allen anderen Kalibrationen ab. Bessere Übereinstimmungen ergeben sich dagegen mit Temperaturen von 440 – 510°C für die Berechnungen an den Mg-armen Granat-Kernen, wobei das Ferry & Spear-Thermometer abermals zu niedrige Werte liefert.

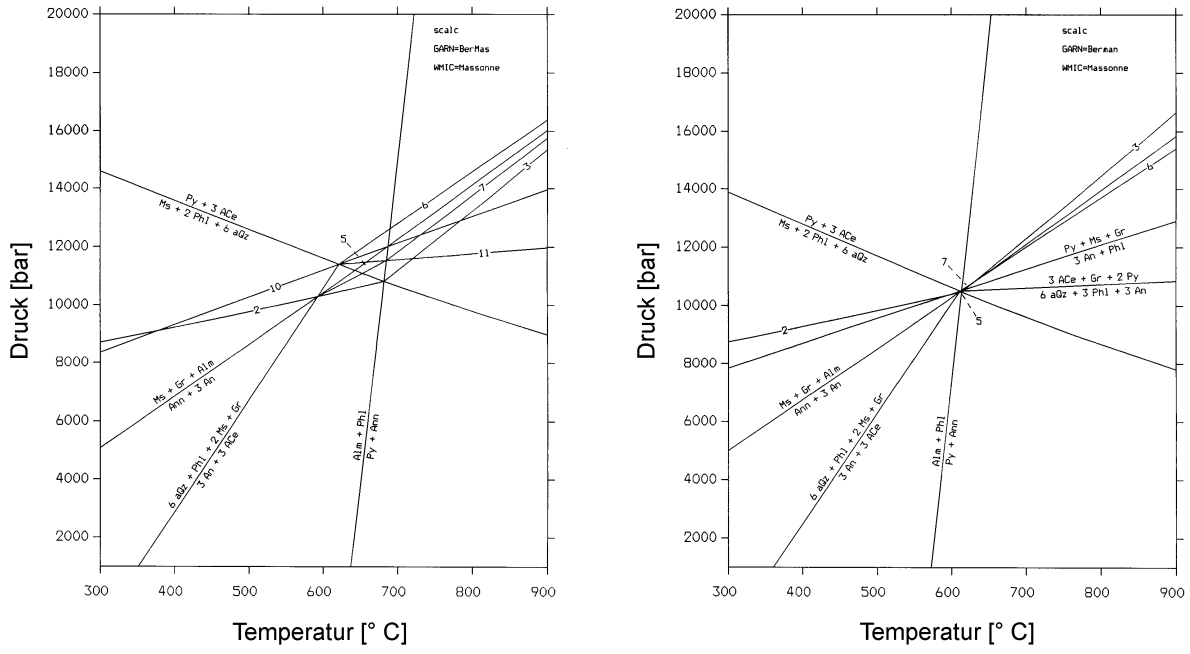


Abbildung 184 Vergleich der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen inkl. der An-Komponente des Plagioklases an Grt-Bt-Plg-Gneis SCal.3a mit Granat-Mischungsmodellen nach Massonne (1992a, 1995 in A) sowie Berman (1990 in B).

Tabelle 50 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Bt-Plg-Gneis SCal.3a; vgl. auch Tab. 30 Austauschthermometrie Granat-Biotit. Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
scala	16 kbar	639	469	525	558	565	526	574
scalb	15 kbar	497	399	478	508	489	451	436
scalc	11 kbar	683	524	556	593	611	545	645
scald	11 kbar	697	546	568	599	625	583	668
scale	15 kbar	498	371	459	488	450	399	446
scalf	11 kbar	729	566	580	617	653	596	700
scalg	3 kbar	660	536	558	592	616	568	635

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

		P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
scala	16 kbar	16	393	445	528
scalb	15 kbar	15	314	385	475
scalc	11 kbar	11	365	465	583
scald	11 kbar	11	375	475	592
scale	15 kbar	15	313	390	480
scalf	11 kbar	11	410	482	600
scalg	3 kbar	3	331	425	608

Für die Randzusammensetzungen des Granats (scalc, scald) werden Temperaturen im Bereich 530 – 670°C ermittelt. Die Ferry & Spear-Werte stellen abermals Minimalwerte dar, die höchsten Temperaturen entstammen dem Hoinkes-Thermometer. Aber auch letztere liegen unterhalb des Temperaturniveaus der PTAX-Berechnungen mit dem Massonne-Modell für Granat sowie dem einfachen Aktivitätsmodell für Biotit. Für einen anderen Granat-Rand (scalf) liegt der Temperaturbereich bei allen Kalibrationen nochmals ca. 30 – 40°C höher.
Der Temperaturhöhepunkt kann nach den Kalibrationen von Hodges & Spear (1982) und Kleemann & Reinhardt (1994) mit einem engeren Bereich von 590 – 630°C allerdings gut mit den PTAX-Daten des Berman Granat-Modells korreliert werden.
Die Granat-Hellglimmer-Thermometrie liefert abermals nur nach der Kalibration für pelitische Systeme von Green & Hellman (1982) mit den Granat-Biotit-Temperaturen übereinstimmende Resultate (Tab. 51). Für den Granat-Rand ergeben sich Werte von 580 – 610°C, für den Kern Temperaturen um 480°C. Wie in den anderen Metapeliten auch, erweist sich die Kalibration nach Krogh & Rå heim (1978) als ungeeignet, da die Temperaturen niedrigere Werte annehmen. Das Niveau der PTAX-Temperaturen liegt noch unterhalb der K&R-Werte.
Die Hellglimmer der Granat-Hellglimmer-Kontaktpaare besitzen eine das gesamte Si-Spektrum umfassende Streuung (6.04 – 6.68 Si p.d.f.u.), werden aber vorwiegend aus späten, rekristallisierten Hellglimmern mit niedrigen Si-Gehalten < 6.10 Si p.d.f.u. aufgebaut. Auch der Granat besitzt, obwohl nur randliche Abschnitte gemessen wurden, eine erhebliche mineralchemische Variation, die Pyrop-Komponente schwankt zwischen 6.7 und 13.5 Mol %, liegt damit aber in allen Fällen im Bereich der Mg-reicheren Granat-Randzusammensetzungen.
Auch die Temperaturen der Kontaktpaare nach Green & Hellman (1982) besitzen eine breite Streuung. Die Minimal- und Maximal-Werte stimmen dabei recht gut mit bei den Granat-Biotit-Temperaturen festgestellten Streuung überein. Die niedrigeren Temperaturen variieren zwischen 560 und 620°C, die höheren können bis über 700°C erreichen.
Die Barometrie mit Ti-Gehalten in Kali-Hellglimmern nach Massonne et al. (1993) bestätigt die zuvor ermittelten Drücke. Rutil-Relikte lassen auf ihr stabiles Auftreten während des prograden P-T-Pfades schließen. Für den Si-reichsten Hellglimmer ergeben sich im zuvor

ermittelten wahrscheinlichen Temperaturbereichs des Druckhöhepunktes von ungefähr 500°C ca. 15 kbar.
Für den Si-ärmeren Rand des Foliationsglimmers ergeben sich bei den ermittelten Maximaltemperaturen von 600 – 650°C ein Druck von 12 – 13 kbar, der etwas höher liegt, als die zuvor berechneten Drücke. Für die Si-armen Hellglimmer der Kontaktpaare, die mit der Grt-PTAX-Methode C1 sehr niedrige Drücke ergeben, werden dagegen stark nach oben abweichende Drücke ermittelt.

Tabelle 51 Zusammenfassung der Grt-Hgl-Temperaturen an Kontaktpaaren in Grt-Bt-Plg-Gneis SCal.3a.

Kontaktpaar	P [kbar]	PTAX [°C]	K & R [°C]	G & H [°C]
4	10	273	458	583
5	10	307	518	643
6	10	358	540	665
9	10	249	497	622
12	10	667	599	722
18	10	482	439	563
19	10	439	570	694

SPi.1a Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer

Die Probe SPi.1a entstammt den Alumosilikatminerale-führenden Glimmerschiefern und Knotengneisen aus dem Bereich des Pischahorns nordöstlich Davos, die bereits von Streckeisen (1928), Bollin (1994) sowie Prospert & Biino (1996) bearbeitet worden. Prospert & Biino (1996) entwickelten an diesen Gesteinen einen gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden P-T-Pfad. Dieser wurde mittels der Programme DOMINO und PTAX berechnet.
Vergleichend dazu wurden PTAX-Berechnungen mit den Granat- und Hellglimmer-Daten und -Mischungsmodellen nach Massonne (1992a, 1995, 1997) durchgeführt.
Die Gesteine enthalten z. T. Abfolgen der drei Alumosilikate Disthen, Sillimanit und Andalusit, die zudem in mehreren Generationen auftreten können (Prospert & Biino 1996). Staurolith kann als Einschluß Rutil aber auch Ilmenit enthalten. In der Matrix tritt nur Ilmenit auf. Granat befindet sich ebenfalls als Einschluß in Staurolith. In der bearbeiteten Probe tritt nur Andalusit als spät gewachsener Blast auf, der die meisten Matrixphasen einschließt.
Mineralchemisch weist Granat einen sehr gut erhaltenen, einfachen Wachstumszonarbau mit diffusiv-retrograder Überprägung am Rand auf. Das Fe-Mg-Verhältnis bleibt nahezu konstant. Im Kern ist ein Ca- und Mn-Maximum zu beobachten.
Die Hellglimmer besitzen eine ähnliche Bandbreite ihrer Zusammensetzungen wie andere Metapelite der Silvrettadecke. Die Hauptmasse der Analysen weist allerdings sehr niedrige Si-Gehalte im Bereich 6.00 – 6.12 Si p.d.f.u. auf. Die Paragonit-Komponente erreicht darin ca. 20 Mol %. Es handelt sich um fast reine Muskowit-Paragonit-Mischglieder. In mehreren Querglimmern konnten auch höhere Si-Gehalte bis 6.44 p.d.f.u. analysiert werden.
Biotit ist im Vergleich zu anderen Metapelit sehr Fe-reich, das F/FM-Verhältnis ist abermals nahezu einheitlich. Der Al^{VI}-Variation ist wiederum keine Zonierung zuordenbar.
Ilmenit besitzt wie zumeist eine fast reine Endgliedzusammensetzung mit ca. 3 Mol % Pyrophanit-Komponente. Die Staurolithe sind Fe-dominiert (X_{Fe} 0.81 im Kern) mit randlicher Fe-Zunahme (X_{Fe} 0.86).
Die Standard-PTAX-Berechungen nach Methode C1 führen für die Si-ärmsten Hellglimmeranalysen und den Granat-Rand zu teilweise negativen Drücken. Die Verwendung nur geringfügig Si-reicherer Hellglimmer-Analysen (6.05 und 6.12 Si p.d.f.u. in spi1ab bzw. spi1ac) führt sofort zu einer starken Spreizung der ermittelten Drücke auf 5.2 bzw. 10.5 kbar

Tabelle 52 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer SPi.1a.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
spi1a	Grt 3 Außenrand 11171/8	Phe 3 Si_{Max} 11176/4	negativ	-
spi1ab	Grt 3 Außenrand 11171/8	Phe 3 Si intermediär 11176/2	5.17	661
spi1ac	Grt 3 Außenrand 11171/8	Phe 3 Si_{Max} 11176/3	10.5	688
spi1ba	Grt 3 Kern MnMax 11171/22 Mg-arm	Phe 8 Kern Si_{Min} 11173/6	16.6	656
spi1ca	Grt 3 intermediär 11171/13	Phe 8 Kern Si-reich 11173/3	14.5	687

bei 661° bzw. 688°C. Die Druckentlastungsentwicklung des retrograden P-T-Pfades manifestiert sich in dieser geringfügigen Abnahme des Si-Gehaltes.
Für den Granat-Kern läßt sich zusammen mit der Si-reichsten Analyse aus einem Querglimmer ein P-T-Datum von 16.6 kbar / 656°C berechnen. Ein etwas Si-ärmerer Hellglimmer (6.30 Si p.d.f.u.) führt mit einer intermediären Granatanalyse zu ähnlich hohen P-T-Bedingungen von 14.5 kbar / 687°C.
Die Temperatur bleibt bei nahezu allen Berechnungen unabhängig von der Position der Granatanalyse weitgehend konstant bei 650 – 690°C. Im Gegensatz zu anderen Metapeliten scheint ein isothermes Wachstum während einer Druckentlastung vorzuliegen. Andere Metasedimente deuten dagegen auf eine Aufheizung während der Druckentlastung.
Die extrem niedrigen Si-Gehalte der Hellglimmer korrelieren gut mit dem Auftreten von Andalusit in der Spätphase der Metamorphose. Es lassen sich allerdings nur mit dem Hellglimmer-Mischungsmodell nach Chatterjee & Froese (1975) positive Druckwerte (2.06 kbar / 626°C) erzielen. Die abnehmenden Si-Gehalte der Hellglimmer der Matrix lassen die Druckentlastung nachvollziehen. Die Si-reicheren Analysen aus den Querglimmer-Kernen und Einschlüssen in Staurolith deuten auf eine frühere, bei höheren Drücken entstandene Generation.
Vergleichende Berechnungen mit dem Granat-Mischungsmodell nach Berman (1990) ergeben niedrigere P-T-Bedingungen, wenn auch die Temperaturdifferenz geringer ausfällt als in Proben mit Ca-reicheren Granaten. Berechnungen mit dem Hellglimmer-Modell von Chatterjee & Froese (1975) führen stets zu höheren P-T-Daten, aber übereinstimmender Tendenz.
Granat-Biotit-Temperaturen für den inneren Rand sowie den äusseren eines Granat-Diffusionsprofiles wurden bereits im Kapitel Granat-Biotit-Thermometrie erläutert. Die Daten für die Mineralränder führen zu ähnlichen Resultaten. Im Kern ergeben sich allerdings aufgrund der etwas erhöhten Ca-Gehalte des Granat höhere Abweichungen, insbesondere für die F&S-, P&L- und I&M-Thermometer. Demnach würde sich wie für andere Metasedimente auch, eine Aufheizung während der Druckentlastung ergeben. Für den Rand sind Mindesttemperaturen von 650°C anzunehmen.
Die Granat-Hellglimmer-Temperaturen liegen allerdings auch für die Kalibration von Green & Hellman (1982) etwas unterhalb dieser 650°C für den Rand (ca. 610°C). Für die Kombination Granat-Kern bzw. intermediärer Granat und Si-reiche Hellglimmer ergeben sich Werte von ca. 550° bzw. 565°C. Die Kalibration von Krogh & Rå heim (1978) ergibt gegenüber den Granat-Biotit-Daten zu geringe Temperaturen, die PTAX-Berechnungen mit dem Hellglimmer-Modell nach Massonne (1997) ergeben nochmals deutlich geringere Resultate.
Aus den scheinbaren Ungleichgewichten zwischen den verwendeten Granat- und Hellglimmer-Analysen leitet sich auch die mangelnde Anwendbarkeit der FeAl-Seladonit-Komponente für weitere PTAX-Berechnungen ab.

Tabelle 53 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Stau-And-Glimmerschiefer SPi.1a; vgl. auch Tab. 29 Granat-Biotit-Thermometrie. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
spi1a	4 kbar	655	708	649	639	725	664	649
spi1ba	16 kbar	653	569	584	591	612	565	630
spi1ca	14 kbar	684	630	617	615	660	591	669

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
spi1a	4	154	436	611
spi1ab	5	145	441	606
spi1ac	10	164	453	578
spi1ba	16	310	466	548
spi1ca	14	257	468	564

Dagegen konnten die Fe- und Mg-Staurolith-Endglieder erfolgreich in die PTAX-Berechnungen eingebaut werden. Zusammen mit dem Granat-Rand und dem Si-reichsten eingeregelten Hellglimmer aus der Foliation (6.12 Si p.d.f.u. in spi1ac) ergibt sich, unter Verwendung des Granat-Mischungsmodelles nach Massonne (1992a, 1995), ein perfekter Schnitt aller Gleichgewichte bei 10.5 kbar / 688°C (Abb. 185).

Die Ti-Barometrie für Kalihellglimmer (Methode B) führte zu ähnlichen Ergebnissen wie in Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3. Für den Si-reichsten und TiO_2-ärmsten Hellglimmer ergeben sich die höchsten Drücke, die allerdings für 650°C bei 22 kbar und 550°C bei 18 kbar zu liegen kommen und damit 2 – 6 kbar höher liegen, als die mit der Methode C1 ermittelten Drücke. Die Stabilität von Rutil auf dem prograden Teil des P-T-Pfades wird durch Einschlüsse in Staurolith belegt.

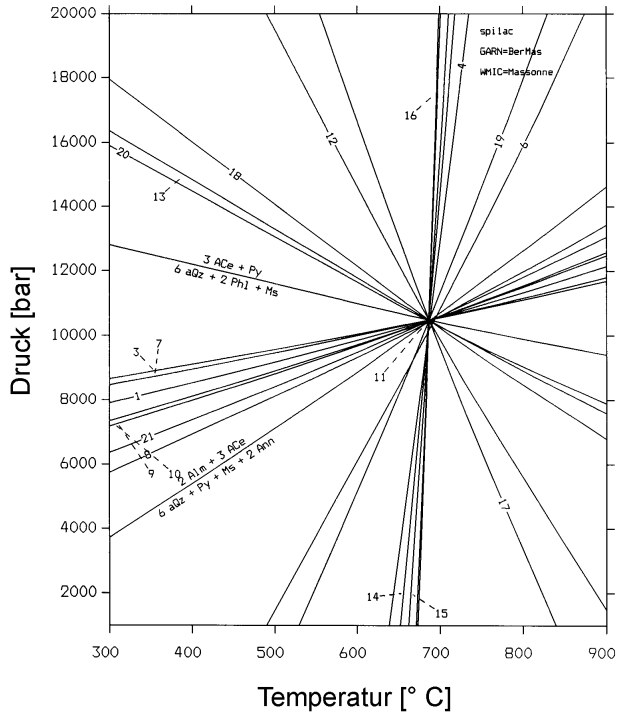


Abbildung 185 PTAX-Multigleichgewichtsdiagramme für den Grt-Stau-And-Glimmerschiefer SPi.1a berechnet mit den Mineralkomponenten Almandin, Pyrop, Muskowit, MgAl-Seladonit, Annit, Phlogopit, Fe- und Mg-Staurolith (inklusive metastabiler Reaktionen).

Für die Si-ärmeren Hellglimmer ergeben sich zumeist nur wenig niedrigere Drücke, selbst für die Si-ärmsten (6.01 p.d.f.u.) resultieren immer noch 16 kbar bei 650°C. Dies läßt auf eine mangelnde Stabilität des Rutils während der metamorphen Spätphase schließen und damit auf eine mangelnde Eignung des Barometers für diesen Teil des P-T-Pfades. Verschiedene Hellglimmer mit niedrigen Si-Gehalten besitzen zudem, entgegen dem Trend zunehmender Ti-Gehalte mit abnehmendem Si, sehr niedrige TiO_2-Gehalte um 0.28 Gew.%. Diese sind vermutlich ebenfalls ohne Ti-Überschußphase equilibriert.

Eklogitfazielle Metasedimente

ÖRK.35 Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer

Aus dem unmittelbaren Gipfelbereich des Rauhen Kopfes stammt die Granat-Zoisit-Glimmerschiefer-Probe ÖRK.35. Sie wurde am Südrand der stärker retrograd amphibolitisierten Metabasit-Einheit zu den umgebenden Biotit-Plagioklas-Gneisen genommen. Sie weicht durch ihre erhöhte Korngröße und dem helleren Farbeindruck im Handstück sowie den höheren Granatgehalt deutlich von den umgebenden Metasedimenten ab. Polarisationsmikroskopisch sind klare Hinweise auf die frühe Hochdrucksignatur des Gesteins zu erkennen. Die grob tafeligen Hellglimmer (foliiert sowie als Querglimmer) werden von Biotitsäumen umgeben, Rutil ist reichlich vorhanden und wird z.T. von Ilmenit verdrängt. Eine Zoisit-Blastese parallel zu der Entwicklung in den Eklogiten ist zu beobachten. Auch die charakteristischen Korund-Plagioklas-Symplektite treten in diesem Gestein auf, was auf das primäre Vorhandensein von Disthen hindeutet. All diese Befunde sprechen eindeutig für eine gemeinsame metamorphe Entwicklung mit den Eklogiten.

Die Mineralchemie der Hellglimmer besitzt eine weitgehende Übereinstimmung mit den Phengiten der benachbarten Eklogite. Trotz der unterschiedlichen Gesamtgesteinschemie ist die Mineralchemie der Hellglimmer hinsichtlich des Si-Gehaltes und des Fe/(Fe^{2+}+Mg)-Verhältnisses übereinstimmend. Der Si-Gehalt schwankt zwischen 6.6 und 7.0 p.d.f.u., das F/FM-Verhältnis zwischen 0.16 und 0.25 (vgl. Abb. 135B Mineralchemie Schichtsilikate).

Auch der Zoisit entspricht mit einer Pistazitkomponente von 2 Mol % weitgehend den Zoisiten der Eklogite. Der Granat weist hinsichtlich seiner Zusammensetzung und seiner Zonierung eine starke Ähnlichkeit mit den Eklogit-Granaten auf (Abb. 108).

Der späteren retrograden amphibolitfaziellen Überprägung werden der Biotit, der sowohl Phengit als auch Granat verdrängt, und auch der Plagioklas (An_{24}) zugeordnet.

Der Vergleich mit der Mineralchemie anderer, offensichtlich amphibolitfaziell geprägter Metasedimente oder auch Metagranitoide, läßt deutliche Unterschiede erkennen. Keine einzige Probe ergibt ähnlich hohe Pyrop-Komponenten im Granat. Die Hellglimmerchemie betreffend konnten in Phengit-Kernen allerdings z.T. ähnlich hohe Si-Gehalte (bis 6.7 p.d.f.u.) festgestellt werden.

Thermobarometrie

Da der Biotit eindeutig nicht der Primärparagenese des Granat-Zoisit-Phengitschiefers angehört, ist der Berechnung eines invarianten PT-Punktes mit den Phasen Granat, K-Hellglimmer, Biotit und Quarz unsinnig. Daher kann nur eine Druckabschätzung mit dem Ti-in-Kalihellglimmer-Barometer nach Massonne et al. (1993) vorgenommen werden.

Für die Si-reichste Analyse ergeben sich ca. 26 kbar für 500°C und ca. 31 kbar für 600°C. Der Si-ärmste Glimmer ergibt dagegen ca. 16 kbar bei 500°C und ca. 18,8 kbar bei 600°C (Abb. 186). Nachmessungen bestätigen diese ersten Untersuchungen. Der Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ist demnach unter Bedingungen metamorphisiert worden, die mit denjenigen der Eklogite übereinstimmen.

Die Bestimmung der Metamorphosetemperatur wurde mit den Granat-Phengit-Thermometern nach Krogh & Rå heim (1978) und Green & Hellman (1982) sowie der PTAX-Berechnung des Gleichgewichtes mit dem Mischungsmodell nach Massonne (1997) versucht (Tab. 54). Die ermittelten Temperaturen der beiden Kalibrationen bestätigen die Granat-Klinopyroxen-Thermometrie an den Eklogiten des Rauhen Kopfes (vgl. Thermobarometrie an Eklogiten).

Für einen Mg-reichen Granat-Rand (Granat 6, 11450/52) ergeben sich mit der Krogh & Rå heim-Kalibration und der Green & Hellman-Kalibration für Metapelite nur geringfügig divergierende Werte mit einer Mittelwert um 670°C und einer geringen Variation von 60°C unter Verwendung aller analysierter Phengite. Die Metabasit-Kalibration von Green & Hellman (1982) ergibt ca. 30°C niedrigere Temperaturen. Für einen Mg-ärmeren, retrograd

Tabelle 54 Zusammenfassung der Granat-Phengit-Thermometrie am Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35. Für die Kalibrationen von Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) gilt: Erster Wert = Mittelwert aller Phengite mit einem Granat, zweiter Wert = Minimum, dritter Wert = Maximum. Die PTAX-Werte wurden an den Maxima, Minima und einer durchschnittliche Phengit-Analyse der Kalibration von Krogh & Råheim (1978) abgeleitet. Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H	G & H Metabasit
Grt Mg-reich	26	513 / 501 - 562	670 / 639 - 704	673 / 646 - 703	641 / 613 - 671
Grt Mg-arm	26	435 / 408 - 456	604 / 577 - 633	615 / 591 - 641	583 / 558 - 609

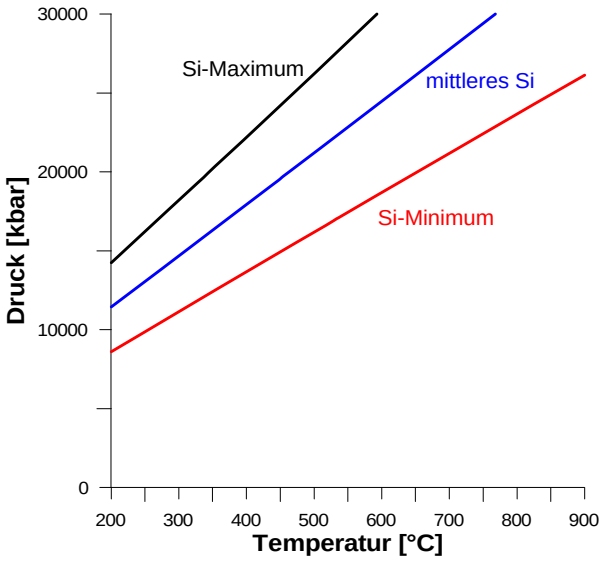


Abbildung 186 Ti-Barometrie an Kalihellglimmer nach Massonne et al. (1993); Kurven für Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35.

überprägten Granatrand (Granat 6 11450/70) ergeben sich immer noch Werte um 610°C.
Die PTAX-Daten liegen dagegen 160°C bzw. 180°C unterhalb des Temperaturniveaus der beiden anderen Kalibrationen.
Für die retrograde Symplektitisierung der Phengite kann durch Granat-Biotit-Thermometrie ebenfalls eine Temperatur ermittelt werden. Dazu wurde eine Granat-Analyse ausgewählt, die eine randliche retrograde Überprägung mit Wiederanstieg des Mn, Abfallens des Mg und Ca aufweist. Die Variation der Symplektit-Biotite bzw. lepidoblastischen, spät gewachsenen Biotite ist gering.

Tabelle 55 Zusammenfassung der Granat-Biotit-Thermometrie am Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 36.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Bt Fe_{Min}	10 kbar	688	621	609	615	665	582	702
Bt Fe_{Max}	10 kbar	663	597	597	607	642	556	674

Für einen postulierten Druck, der für die Blastese der Symplektite aus den Korund-Plagioklas-Symplektiten abgeleitet werden kann und auch durch die Jadeit-Gehalte in den Klinopyroxenen der Symplektite bestätigt wird (Maggetti & Galetti 1988), ergeben sich Temperaturen im Bereich von 600 – 690°C. Die PTAX-Daten mit dem Granat-Modell von Massonne (1992a, 1995) liegen abermals am oberen Ende des Streubereichs, durch Anwendung des Berman-Modells werden sie ca. 25°C erniedrigt.

SP.22 Granat-Zoisit-Glimmerschiefer

Die Probe SP.22 aus dem Val Puntota nahe Brail weist eine dünne (ca. 1 cm) Zwischenlage metapelitischer Zusammensetzung innerhalb des massigen Eklogits auf. Mineralogisch dem Gestein des Rauhen Kopfes (ÖRK.35) nahestehend, fehlen ihm allerdings die charakteristischen Korund-Plagioklas-Symplektite. Phengit weist intensive Symplektit-Bildung (Biotit-Plagioklas) auf, Granat ist nur noch reliktisch erhalten.

Thermobarometrie

An den Kalihellglimmern des Glimmerschiefers wurde die Ti-Barometrie nach Massonne et al. (1993) angewandt. Für die Si-reichste Analyse ergeben sich ca. 22 kbar für 500°C bzw. 27 kbar für 650°C. Für Granat konnte nur eine Analyse mit guter Gesamtsumme gemessen werden. Für diese Analyse können zusammen mit dem Phengit Temperaturen abgeleitet werden, zusammen mit dem Symplektit-Biotit kann eine Abschätzung der Temperaturen der retrograden Überprägung vorgenommen werden.

Für letztere ergeben sich mit PTAX allerdings deutlich überhöhte Werte von 1100°C (Granat-Modell Massonne). Auch alle anderen Kalibrationen führen zu weit überhöhten Temperaturen im Bereich 800 – 1100°C. Der Mg-reiche Granat ist nicht mit dem retrograd gebildeten Biotit reequilibriert.

Auch mit den Phengiten ergeben sich relativ hohe Temperaturen. Für angenommene 20 kbar variieren die Daten nach Green & Hellman zwischen 680 und 708°C, die Krogh & Rå heim - Daten von 636 bis 666°C. Für 26 kbar erreichen sie in beiden Kalibrationen Werte über 700°C. Damit liegen sie deutlich höher als die Granat-Klinopyroxen-Temperaturen in den Eklogiten des Val Puntota (vgl. Austauschthermometrie). Auch die Granat-Phengit-Thermometrie mit PTAX und dem Mischungsmodellen nach Massonne (1992a, 1995, 1997) ergibt übereinstimmende Ergebnisse von 679 und 705°C für den Si-reichsten bzw. Si-ärmsten Hellglimmer.

6.6 Geothermobarometrie an Orthogneisen

Aufgrund ihrer einfachen Paragenese Kalifeldspat + Plagioklas + Biotit + Hellglimmer + Quarz + Akzessorien eignen sich die verschiedenen Orthogneistypen nur für wenige thermobarometrische Ansätze. Aufgrund des Fehlens von Granat sind Berechnungen von Austauschgleichgewichten kaum möglich. Die einfache Phengit-Barometrie nach Massonne & Schreyer (1987), Massonne (1991) und Massonne & Szpurka (1997) erlaubt eine Ableitung von Bildungsdrücken aus dem Si-Gehalt der Kalihellglimmer sofern die Wasseraktivität etwas 1 ist.

Phengit-Barometrie

Basierend auf Experimenten im System KMASH über einen weiten Druck-Temperatur-Bereich entwickelten Massonne & Schreyer (1987) ein Diagramm zur barometrischen Auswertung des Si-Gehaltes von Kalihellglimmern, das von Massonne (1991) und Massonne & Szpurka (1997) unter Einbeziehung von KFASH nochmals überarbeitet wurde. Dabei ergaben sich für die mit Kalifeldspat + Quarz + Biotit + H_2O koexistierenden, oktaedrisch überbesetzten Hellglimmer auch bei hohen Drücken und Temperaturen barometrische Eigenschaften, die im Widerspruch zu früheren Ergebnissen von Velde (1965, 1967) standen, der in diesem PT-Bereich eher thermometrische Eigenschaften vermutete.

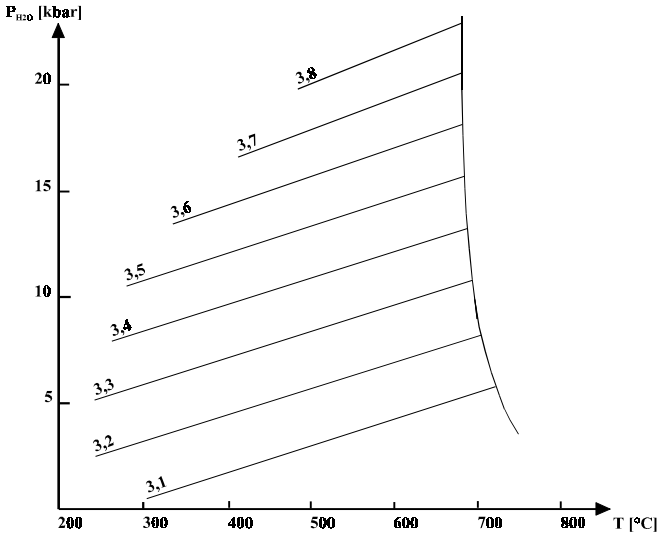


Abbildung 187 Diagramm zur graphischen Auswertung der Si-Gehalte von Kali-Hellglimmern in Paragenesen mit Kalifeldspat, Phlogopit, Hellglimmer und Quarz nach Massonne (1991).

Grundvoraussetzung der Anwendung des Diagramms ist das Vorliegen der Paragenese Kalifeldspat, Phlogopit, Phengit und Quarz, die in vielen Orthogneisen anzutreffen ist. Der Einbau von $Fe^{2+}/^{3+}$ in den natürlich auftretenden Phengiten verringert den Si-Gehalt (Massonne & Szpurka 1997) und eine verringerte Wasseraktivität bedingt eine Ableitung zu niedriger Drücke.

Im Diagramm wird der Si-Gehalt durch sogenannte Isoplethen, Linien gleicher Element-Besetzung pro Formeleinheit, dargestellt. Die Isoplethen verlaufen über den gesamten PT-Bereich flach und besitzen daher eine geringe Empfindlichkeit für ungenaue Temperaturabschätzungen, bei ca. 700°C werden sie von der Granitsoliduskurve abgeschnitten (Abb. 187).

Ergebnisse an Gesteinen der Silvrettadecke

Die oben genannte Mineralvergesellschaftung granitischer Gesteine ist über einen weiten P-T-Bereich stabil. Daher ist es nicht sinnvoll Stabilitätsdaten dieser Minerale für P-T-Abschätzungen heranzuziehen. Der Mehrzahl der Orthogneise, den Biotit-Orthogneisen, fehlt Granat, was die Anwendung von Granat-Biotit- oder Granat-Phengit-Austauschthermometern unmöglich macht. Nur für wenige Zweiglimmer- und Hellglimmer-Orthogneise bzw. aplitische Gneise mit Granat konnten deshalb Temperaturen berechnet werden.

Einen weiteren Ansatz zur Temperaturbestimmung liefert die Zweifeldspat-Thermometrie. Dabei handelt es sich um ein Solvusthermometer, welches den Einbau von Albit-Komponente im Kalifeldspat nutzt (z.B. Haselton et al. 1983). Bei höheren Temperaturen wird auch der

Ca-Einbau in die Alkalifeldspäte meßbar, bzw. umgekehrt auch der Einbau von K in die Plagioklasreihe, weshalb ternäre Mischungsmodelle entwickelt wurden (z.B. Fuhrman & Lindsley 1988). Diese lieferten allerdings nur für hochtemperierte Gesteine mit deutlichem Na-Einbau in Kalifeldspat sinnvolle Resultate, wobei hier zumeist spätere Albit-Entmischungslamellen (Perthitschnüre) wieder in den Kalifeldspat reintegriert werden müssen (z.B. Willner et al. 1997). Für amphibolit- und grünschieferfazielle Gesteine wurden dagegen vorwiegend zu niedrige Temperaturen ermittelt. Dies ist nach Bucher & Frey (1994) eine Folge des Alkalienaustausch über eine Fluidphase unterhalb des metamorphen Temperatur-maximums.
Ausgehend von einer Temperatur von 500 - 550°C für das Druckmaximum der Metamorphose, ergeben die Si-reichsten Hellglimmer in den Zweiglimmer-Orthogneisen ÖV.XIX.7 und ÖS.10.3a mit 6.6 bis 6.7 Si p.d.f.u. Metamorphosedrucke von 9-10 kbar, die Si-armen mit 6.2 p.d.f.u. dagegen nur ca. 3 kbar (Tab. 56).

Tabelle 56 Zusammenfassung der Ergebnisse der Phengit-Barometrie nach dem Diagramm von Massonne (1991) an den Orthogneisen der Silvrettadecke berechnet für 550°C.

Probe	Orthogneis-Typ	T [°C]	P_{Max} [kbar] bei Si_{Max}	P_{Min} [kbar] bei Si_{Min}
ÖV.XIX.7	Zweiglimmer-Orthog.	500 - 550	9 - 10	3
ÖV.XXII.8	Biotit-Orthog.	550	9 - 10	3
ÖV.GG	Biotit-Orthog.	550	7 - 8	3
ÖS.Bal 1	Biotit-Orthog.	550	8	2 - 3
ÖS.10.1a	aplitischer Orthog.	500	4	2 - 3
ÖS.10.3a	Zweiglimmer-Orthog.	500 - 550	9 - 10	3
ÖS.Fim 1a	Hellglimmer-Orthog.	550	9 - 10	3
ÖS.Fim 1a	Hgl-Orthog., retrograd	< 400	> 13	> 7

Für den aplitischen Gneis ÖS.10.1a ergaben sich die niedrigsten Drücke im Bereich von 3 – 4 kbar. In ihm konnten nur Hellglimmer mit niedrigen Si-Gehalten gemessen werden.
Für die Gruppe der Biotit-Orthogneise ergibt sich ein scheinbar homogener Verlauf der Si – F/FM-Muster. Aufgrund ihres erhöhten Mg/Fe-Verhältnisses im Gesamtgestein besitzen sie erniedrigte F/FM-Verhältnissen. Genauere Untersuchungen der Mineralchemie der Kalihellglimmer haben allerdings einen gegenläufigen Trend der Probe ÖS.Bal 1a (Typ Ballunspitze) hinsichtlich ihrer Hellglimmer-Zonierung im Vergleich zu allen anderen Orthogneisen belegt (vgl. Mineralchemie und Abb. 138 + 139). Ein Querglimmer ergibt einen Seladonit-armen Kern und einen Anstieg der Komponente zum Rand. Möglicherweise handelt es sich bei dem ursprünglich als eher posttektonisch angesprochenen Phengit 6 aus ÖS.Bal 1a um einen reliktischen Kern eines magmatischen Muskowits. Die niedrigen SiO_2-Gehalte dieses als Biotit-Orthogneis klassifizierten Gesteins, der Fund eines Biotit-Granits mit erhaltener magmatischer Textur im Kromertal und das Fehlen von Muskowit in diesem, lassen diese Deutung allerdings als unwahrscheinlich erscheinen.
In den meisten Fällen (Zweiglimmer-Orthogneise, z.B. ÖV.XIX.7 und ÖS.10.3a, Biotit-Orthogneise ÖV.XXII.8, zentrale Verwallgruppe) wird ein Si-reicher Kern mit hohen Gehalten an Seladonit-Komponenten von einem Si-ärmeren Saum umgeben. Der stärker deformierte Orthogneis ÖV.GG ergibt einheitlichere Si-Gehalte um 6.3 p.d.f.u. bei gleichbleibendem F/FM. Nur wenige Analysen erreichen bis zu 6.47 Si p.d.f.u.
Ein weiterer Sonderfall stellen die Hellglimmer aus dem Hellglimmer-Orthogneis ÖS.Fim 1a dar. In diesem ist Biotit vollständig durch Chlorit verdrängt, das Gestein ist mylonitisch deformiert, Quarz dynamisch rekristallisiert und auch der foliierte Hellglimmer weist Säume eines feinkörnigen serizitischen Rekristallisats auf. Hier sind aufgrund des Fehlens des Biotits

die limitierenden Bedingungen für die einfache Phengit-Barometrie über den Si-Gehalt des Hellglimmers nach Massonne & Schreyer (1987) und Massonne (1991) nicht mehr gegeben.
Die Rekristallisat-Phengite erreichen extrem hohe Si-Gehalte bis zu 7.1 p.d.f.u. Sie treten auch zusammen mit Stilpnomelan innerhalb von Kalifeldspat-Kristallen auf. Die foliierten Altkörner bleiben dagegen im Bereich der aus den anderen bekannten Bereiches von 6.20 – 6.70 Si p.d.f.u. (Phengit 1, 10, 13). Sie weisen zudem deutlich geringere FeO- und MgO-Gehalte auf als die Rekristallisat-Kristalle. Für diese werden zudem ausnahmsweise Fe^{3+}-Gehalte berechnet (vgl. Mineralchemie Schichtsilikate).

Zweiglimmer-Orthogneise

ÖV.XIX.7 Zweiglimmer-Orthogneis

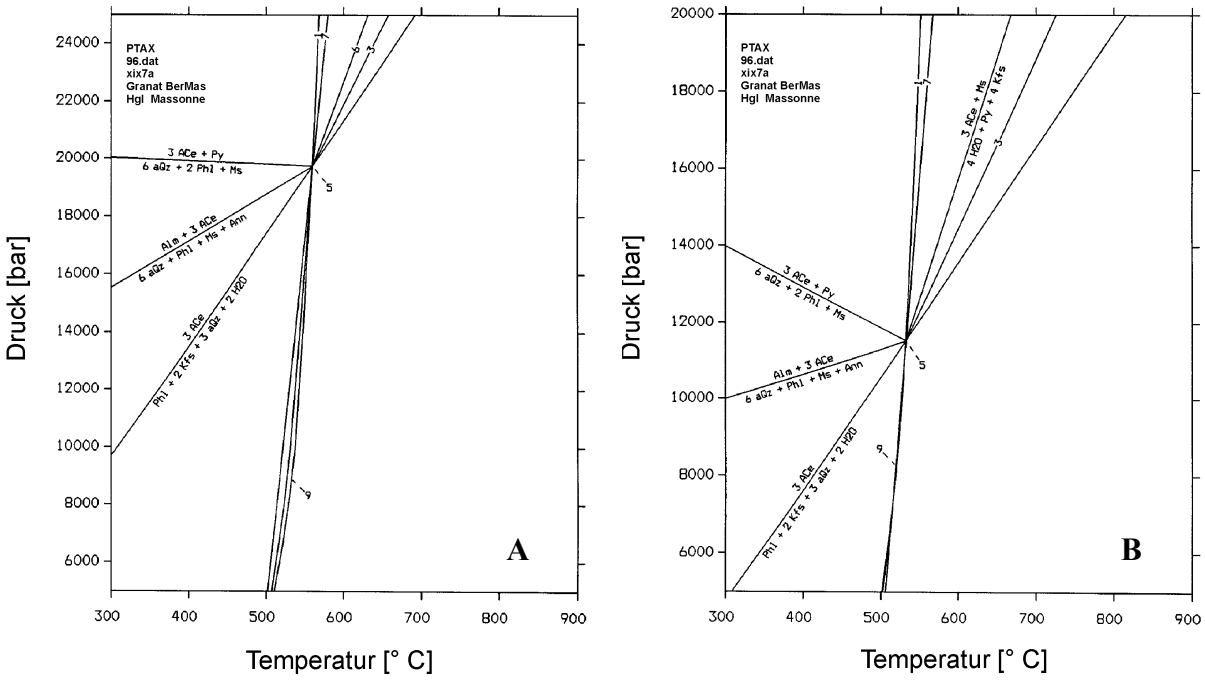
Die günstigsten Voraussetzungen für eine thermobarometrische Bearbeitung bietet der Zweiglimmer-Granitgneis ÖV.XIX.7 aus der zentralen Verwallgruppe NE der Darmstädter Hütte. Neben dem Auftreten von Granat zusammen mit Biotit, besitzt er eindeutig zonierte Hellglimmer. Da Rutil Teil der Mineralvergesellschaftung ist, läßt sich auch die Ti-Barometrie im Beisein von Quarz und Kalihellglimmern (Massonne et al. 1993) anwenden.
Die plateauartige Zonierung der Phengite erlaubt die Berechnung von zwei P-T-Daten. Vom nur undeutlich zonierten Biotit wurden Kern- und Randanalysen ausgewählt und den entsprechenden Kern- und Randanalysen von Phengiten zugeordnet. Unsicher ist die Zuordnung des Granats zu einer der beiden Metamorphosephasen. Es wurden sowohl für die Kern- als auch die Randzusammensetzungen der Glimmer P-T-Punkte über eine durchschnittliche Granat-Analyse ermittelt.
Zuerst wurden die wasserfreien Gleichgewichte mit Komponenten der Phasen Granat, Biotit, Hellglimmer sowie Quarz berechnet und anschließend die Reaktionen mit Kalifeldspat und H_2O hinzugenommen und berechnet, um eine Wasseraktivität zu bestimmen, bei der alle Reaktionen in einem invarianten Punkt zusammenfallen.
Unter Anwendung der thermobarometrischen Methode C1 ergaben sich für den Si-reichen Phengit-Kern (Phengit 1b) ein P-T-Datum von 19.7 kbar bei 560°C bzw. 20.6 kbar bei 595°C unter Verwendung einer Grossular-ärmeren Granatanalyse. Die Verwendung einer sehr Grossular-reichen Granatanalyse ergibt mit 16.5 kbar einen deutlich niedrigeren Druck bei deutlich erniedrigten Temperaturen von 491°C (Tab. 57).
Für den Si-ärmeren Rand des Phengits wurde ebenfalls ein P-T-Datum berechnet. Es ergeben sich 11.5 kbar bei 533°C.

Tabelle 57 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7.

Verwendete Analysen	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
Grt-Relikte (10789/19) + Phe 1b (10791/72) + Bt 1 (10791/38)	19.7	560
Grt-Relikte (10789/25) + Phe 1b (10791/72) + Bt 1 (10791/38)	20.6	595
Grt-Relikte (10789/18) + Phe 1b (10791/72) + Bt 1 (10791/38)	16.5	491
Grt-Relikte (10789/31) + Phe 1b (10791/65) + Bt 1 (10791/38)	11.5	533

Für das an den Glimmerrändern berechnete P-T-Datum konnte die Anorthit-Aktivität im Plagioklas erfolgreich in die PTAX-Berechnungen mit einbezogen werden. Die Anorthit-beinhaltenden Gleichgewichte fallen unter Verwendung eines idealen Aktivitätsmodells für Plagioklas bei einem a_{An} von 0.0175 in einem invarianten Punkt zusammen. Dies steht genau im Einklang mit dem nahezu reinen Albit dieses Zweiglimmer-Orthogneises, der ein X_{An} im Plagioklas von 0.9 bis 2.0 aufweist.
Die mit Multigleichgewichtsberechnungen ermittelten P-T-Daten für diesen Zweiglimmer-Orthogneis weichen deutlich von den Ergebnissen der Phengitbarometrie nach Massonne &

Schreyer (1987) und Massonne (1991) ab. Diese beruht auf der Annahme einer Wasseraktivität a_{H2O} von eins. Durch eine Erniedrigung von a_{H2O} erhöhen sich die Drücke für die Si-Isoplethen des Phengits. Deshalb wurden nach der Berechnung der wasserfreien Gleichgewichte die Reaktionen mit Kalifeldspat und H_2O hinzugenommen und eine Wasseraktivität berechnet, bei der alle Reaktionen in einem invarianten Punkt zusammenfallen (vgl. Abb. 188).



Reaktionsliste Abb. 188

1): Ann + Ms + 3 aQz = 2 H_2O + 2 Kfs + Alm
2): 3 ACe = Phl + 2 Kfs + 3 aQz + 2 H_2O
3): Alm + 3 ACe = 2 H_2O + 3 aQz + Py + 2 Kfs + Ann
4): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann
5): Ann + 3 ACe + Ms = 4 H_2O + 4 Kfs + Phl + Alm
6): 3 ACe + Ms = 4 H_2O + Py + 4 Kfs
7): Phl + Alm = Ann + Py
8): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms
9): Ms + Phl + 3 aQz = 2 H_2O + Py + 2 Kfs

Abbildung 188 PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen für den Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7 aus der zentralen Verwallgruppe. Verwendet wurden die Komponenten Almandin + Pyrop der Phase Granat, Annit + Phlogopit des Biotits, Muskowit + MgAl-Seladonit des Phengits, Quarz und Kalifeldspat;
A Berechnung für die Kernzusammensetzung des Phengits und Biotits, a_{H2O} = 0.45;
B Berechnung für die Randzusammensetzungen von Phengit + Biotit; a_{H2O} = 0.47.

Für die Kernzusammensetzungen der beiden Glimmer ergibt sich danach eine Wasseraktivität von 0.45 (Abb. 188A). Für die Kombination der Glimmerränder fallen die Gleichgewichtskurven bei einer Wasseraktivität von 0.45 in einen Punkt zusammen (Abb. 188B).
Zur Überprüfung der P-T-Daten wurde das Barometer, das Ti-Gehalte in Kalihellglimmer berücksichtigt (Massonne et al. 1993), auf die Phengitanalysen des Rutil-führenden Orthogneises ÖV.XIX.7 angewandt. Für den Phengit-Kern ergeben sich im zuvor ermittelten Temperaturbereich von 560 - 595°C Drücke von 21.1 bzw. 22.1 kbar. Diese liegen etwa 1.5 kbar höher als nach Methode C1 ermittelt. Für die mit der Grossular-reichsten Granatanalyse berechnete Temperatur von 490°C ergeben sich 19.0 kbar, was 2.5 kbar oberhalb der berechneten Temperatur nach dem Standard-Verfahren der Methode C1 liegt (Tab. 58).
Für den Phengit-Rand mit nahezu übereinstimmenden TiO_2-Gehalten ergeben sich aufgrund seiner deutlich niedrigeren Seladonit-Komponente niedrigere Drücke, die die Ergebnisse der

Methode C1 untermauern. Bei einer Temperatur von 530°C liegt das Gleichgewicht Muskowit + Rutil ⇔ Ti-Muskowit + SiO_2 bei 11.3 kbar (Abb. 189).

Tabelle 58 Zusammenfassung der Ti-Barometrie an Phengiten des Zweiglimmer-Orthogneises ÖV.XIX.7.

Probe	Hellglimmer	Metam. Stadium	$P_{Standard}$ [kbar]	$T_{Standard}$ [°C]	P_{Ti} [kbar]
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/72) Ti-Minimum	Höhepunkt	19.7	560	21.1
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/72) Ti-Minimum	Höhepunkt	20.6	595	22.1
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/72) Ti-Minimum	Höhepunkt	16.5	491	19.0
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/65) Ti-Maximum	retrograde Reequlibrierung	11.5	533	11.3

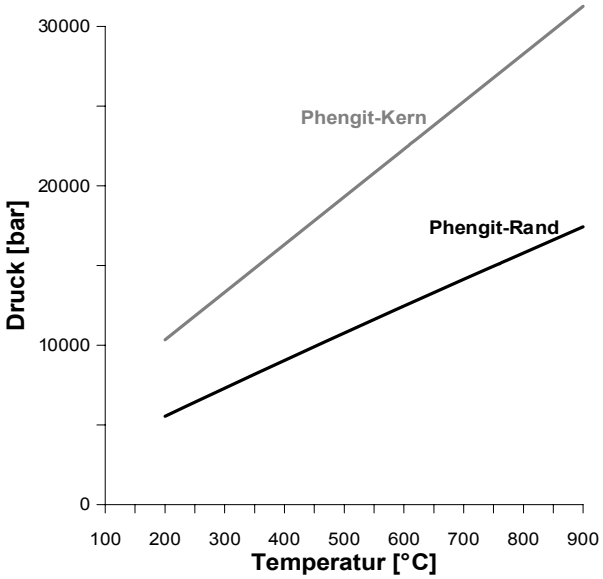


Abbildung 189 Barometrie mittels Ti-Gehalten in Kalihellglimmern des Zweiglimmer-Orthogneises ÖV.XIX.7 nach Massonne et al. (1993). Lage der Gleichgewichtskurve Muskowit + Rutil ⇔ Ti-Muskowit - Quarz für den Si-reichen Phengit-Kern und den Si-ärmeren Phengit-Rand.

Nach Massonne (1991) ist die Paragenese Kalifeldspat + Phengit + Biotit + Quarz über einen weiten P-T-Bereich der Metamorphose stabil (zur oberen Druckstabilität von Kfsp + Phl + H_2O vgl. Massonne 1992c), der typische Granat eines HP-LT-Metaazidits soll Grossular-reich sein. Eine einzelne Grossular-reiche Granatanalyse in Probe ÖV.XIX.7 ergibt für das Druckmaximum mit 16.5 kbar / 491°C einen Wert, der im Bereich anderer P-T-Bestimmungen des Druckmaximums an Metasedimenten liegt. Ein Indiz für diesen, gegenüber der Verwendung anderer Granatanalysen etwas niedrigeren Druck, ist der fehlende Beleg für Jadeit. Bei P-T-Werten von 19 - 20 kbar / 550 - 600°C wäre die Stabilität des Albits bereits deutlich überschritten, die stabile Na-Phase wäre Jadeit anstelle von Albit.
Der Verlauf des retrograden P-T-Pfades ist durch die Berechnung des P-T-Punktes bei 11.5 kbar und 533°C gut abgesichert, da auch Albit im Gleichgewicht ist. Die Temperatur-Bestimmung ist aufgrund mangelnder Kornkontakte zwischen Biotit und dem feinkörnigen, reliktischen Granat unzuverlässig. Die Temperaturen sind daher nur als Näherungswerte anzusehen.
In der weiteren retrograden Entwicklung der Probe ÖV.XIX.7 ersetzen Epidot und Chlorit Granat und Biotit. Dies wird einer schwachen variszischen grünschieferfaziellen Überprägung zugeordnet.
Entlang von Rissen innerhalb Mikroklin tritt in Probe ÖV.XIX.7 Stilpnomelan auf. Stilpnomelan ist in Hellglimmer-Orthogneisen in weiten Bereichen der Silvretta zu beobachten. Nach Massonne (1991) soll Stilpnomelan typisch für eine HP-VLT-Metamorphose von Metaaziditen sein. Dies allerdings nur für den Temperaturbereich bis ca. 320°C.

Stilpnomelan ist daher wahrscheinlich als alpidisch metamorph anzusehen. Dies steht im Einklang mit der Beobachtung von Amann (1985) in einem postvariszischen Diabas.

Hellglimmer-Orthogneise

Für die Mehrzahl der Hellglimmer-Orthogneise bestehen durch das Fehlen von Granat oder Biotit ungünstige Voraussetzungen für Multigleichgewichtsberechnungen. Es wurde daher stellvertretend der aplitische Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a untersucht, da er neben Hellglimmer und Granat auch Biotit aufweist.

ÖS.10.1a Deformierter aplitischer Gang in Biotit-Orthogneisen

Das foliationsparallel auftretende, sehr helle Gestein weist sehr geringe Fe- und Mg-Gehalte auf. Die untersuchten Biotite und Granate sind sehr Fe-reich, der Granat zudem auch Mn-reich. Bei der Thermobarometrie ergibt sich das Problem der Abschätzung eines Fe^{3+}-Gehaltes im Biotit. Die mittels Mincalc berechnete Strukturformel weist in keinem Fall einen Fe^{3+}-Gehalt des Biotits auf, obwohl in der Gesamtgesteinsanalytik ein Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnis von ca. 3:2 ermittelt wurde. Da auch der Granat nur sehr untergeordnet Fe^{3+} aufweist und die stöchiometrische Berechnung im Granat erheblich zuverlässiger ist, muß der Anteil im Biotit deutlich höher liegen, zumal keine weiteren Fe-Phasen auftreten. Weitere Möglichkeiten stellen höchstens der Fe^{3+}-Einbau in Feldspat oder Phengit dar, für die es aber nach den Analysen an Plagioklas und Mikroklin, die beide grundsätzlich weniger als 0.1 Gew.% Fe_2O_3 aufweisen sowie an Phengit, für den ebenfalls kein Fe^{3+} berechnet wurde, keinen ausreichenden Beleg gibt.

Die PTAX-Berechnungen mit der Standard-Methode C1 angewandt auf verschiedene Granat- und Biotitanalysen ergaben sehr niedrige Drücke im Bereich von 4 - 5 kbar bei 500 - 600°C (Tab. 60).

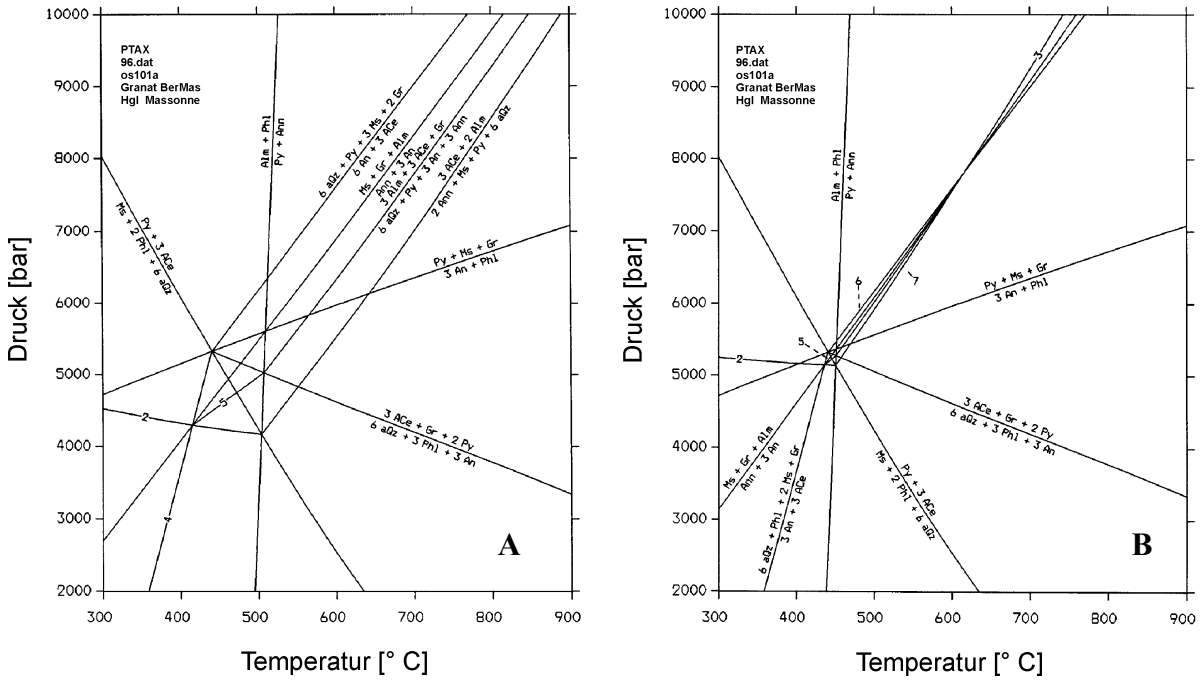
Tabelle 60 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am aplitischen Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a.

Verwendete Analysen	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
Grt4 (10970/58) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/122)	5,25	605
Grt4 (10970/58) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/117)	4,88	606
Grt4 (10970/62) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/122)	4,50	503
Grt4 (10970/62) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/117)	4,16	504
Grt4 (10970/58) + Phe1 (10972/156) + Bt4 (10972/122)	8.64	621

Der Kalihellglimmer weist eine geringe mineralchemische Variabilität auf. Die möglicherweise magmatischen gebildeten Kerne sind nahezu homogen. Nur randlich ist in einem einzelnen Kristall ein leichter Anstieg insbesondere der FeAl-Seladonit-Komponente bei Abnahme der Paragonit-Komponente festzustellen (vgl. Abb. 140). Die Verwendung der vermutlich metamorphen Randanalysen führt zu Drücken von 8.6 kbar bei 620°C (vgl. Tab. 60).

Die Einbeziehung der Anorthit-Komponente des Plagioklases in die Berechnungen führt zu keinen invarianten Punkten. Es ergeben sich jeweils breite P-T-Bereiche mit mehreren Schnittpunkten.

Die divergierenden Schnittpunkte können durch eine Anpassung der Annit-Aktivität an einen möglichen niedrigeren Fe^{2+}-Gehalt, verursacht durch einen Fe^{3+}-Einbau, einander angenähert werden. Die Abb. 190A zeigt die Orginalberechnungen für die ursprüngliche Annit-Aktivität, Abb. 190B für die halbierte Annit-Aktivitäten. Eine Übertragung des $Fe^{2+/3+}$-Verhältnisses des Gesamtgesteines auf den Biotit führt zu Ergebnissen, die ebenfalls zu keinem invarianten Punkt kommen, die Annit-Aktivität ist zu niedrig. Eine optimale Übereinstimmung wird bei



Reaktionsliste Abb. 190

1): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An
2): 3 ACe + Alm = Ann + Ms + Phl + 6 aQz
3): 3 ACe + 2 Alm = 2 Ann + Ms + Py + 6 aQz
4): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe
5): 2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann
6): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe
7): 3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann
8): Alm + Phl = Py + Ann
9): Py + 3 ACe = Ms + 2 Phl + 6 aQz
10): Py + Ms + Gr = 3 An + Phl
11): 3 ACe + Gr + 2 Py = 6 aQz + 3 Phl + 3 An

Abbildung 190
PTAX-Multigleichgewichtsberechnung für den aplitischen Orthogneis OS.10.1a unter Verwendung der Komponenten Almandin + Pyrop der Phase Granat, Annit + Phlogopit des Biotits, Muskowit + MgAl-Seladonit des Phengits, Quarz und unter Einbeziehung der Anorthit-Komponente des Plagioklas.
A Berechnete Annit-Aktivität a_{Annit},
B Gegenüber A versuchsweise verringerte Annit-Aktivität a_{Annit} zur Anpassung an den Fe^{3+}-Einbau in Biotit.

a_{Annit} = 0.1450 erzielt. Demgegenüber steht eine berechnete a_{Annit} von 0.30. Die ermittelten P-T-Daten lauten für zwei Granatanalysen 5.4 kbar bei 438°C und 6.3 kbar bei 513°C.
Die Ergebnisse der Granat-Phengit-Thermometrie mit dem Datensatz von Massonne & Szpurka (1997) und dem Mischungsmodell nach Massonne (1997) erweisen sich als unrealistisch. Für den Pyrop-reicheren Granat liegt sie lediglich im Bereich von 60°C bei 5 kbar, für die Pyrop-arme Analyse resultieren gar nur 21°C bei 5 kbar.
Die Ti-Barometrie in Kalihellglimmern kann in diesem Gesteinstyp keine sinnvollen Resultate ergeben, da kein Rutil nachgewiesen werden konnte. Für 500°C lassen sich ca. 8.2 kbar mit Phengitanalyse errechnen.
Eine einfache Druckabschätzung für die Phengite mit dem einfachen Isoplethen-Diagramm nach Massonne & Schreyer (1987) und Massonne (1991) ergibt Drücke von 3 - 4 kbar und stimmt besser mit den Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 überein wie in Probe ÖV.XIX.7. Dies deutet auf eine höhere Wasseraktivität hin.

Biotit-Orthogneise

Die Biotit-Orthogneise erwiesen sich aufgrund des Fehlens von Granat in ihrer Paragenese als ungeeignet für PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen. Ihre mit den Zweiglimmer-Orthogneisen weitgehend übereinstimmende Mineralchemie und mit Ausnahme der Probe ÖS.Bal 1a parallel verlaufende Hellglimmer-Zonierungen (vgl. Mineralchemie Schichtsilikate) lassen auf eine gemeinsame Metamorphoseentwicklung schließen.

7. Diskussion

7.1 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metabasite

Die Metamorphoseentwicklung der Metabasite kann in ein eklogitfazielles und eine amphibolitfazielles Stadium gegliedert werden.

Eklogitfazielle Entwicklung der Metabasite

Die Eklogite der Silvrettadecke weisen hinsichtlich ihres Bildungsdruckes übereinstimmende Bedingungen auf. Beide Eklogitvorkommen ergeben nach den Multigleichgewichtsberechnungen Bildungsdrucke im Bereich des Quarz ⇔ Coesit-Gleichgewichts. Die Bildungstemperaturen der Eklogite aus dem schweizer Val Puntota sind gegenüber denen des Eklogit-Körpers vom Rauhen Kopfes bei Ischgl im österreichischen Teil der Silvretta etwa 150°C niedriger (P-T-Pfad vgl. Abb. 191).

Eklogite des Rauhen Kopfes

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes ergeben sich Bildungsdrücke im Bereich von 23 bis 29 kbar. Das Temperaturmaximum konnte mit PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen, bei denen die thermodynamischen Daten und Mischungsmodelle nach Massonne (1992a, 1995, 1997) und Massonne & Szpurka (1997) zum Einsatz kamen, auf den Bereich 620 - 670°C eingegrenzt werden.

Die prograde Metamorphoseentwicklung kann durch Phengit- und Omphazit-Einschlüsse in Granatkernen rekonstruiert werden. Für die Probe ÖRK.9 ergeben sich nach thermodynamischen Berechnungen mit einem Si-reichen Phengit-Einschluß in einem Pyrop-armen Granat 27 kbar und 490°C. Der daraus resultierende geothermische Gradient von ca. 6°C/km deutet auf eine schnelle, subduktionszonengebundene Versenkung der Edukte der Eklogite.

In Probe ÖRK.8 des Rauhen Kopfes ist Paragonit und gegenüber den Proben ÖRK.1/4/9 geringfügig Si-ärmerer Phengit als Einschluß in Mg-reicherem Granat erhalten. Die ermittelten Bedingungen von 23 kbar / 560°C deuten auf eine Reequilibrierung unter erniedrigten Drücken hin. Dies wird auch durch die Stabilität des Paragonits betont. Berechnungen der Paragonit-Stabilität mit den Mischungsmodellen für Phengit und Klinopyroxen nach Massonne (1992a, 1995) ergeben allerdings einen Abbau in Jadeit + Disthen + H_2O bei noch niedrigeren Drücken.

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes ergibt sich mit ihren Mg-reichen Granat-Säumen in Verbindung mit den Matrix-Phasen Omphazit und Phengit eine Aufheizung auf 620 - 670°C bei unverändert hohen Drücken von 23 - 28 kbar. Das Temperatur-Maximum wird demnach bei den Maximaldrücken erreicht; es findet eine isobare Aufheizung statt.

Für verschiedene Granate konnten randliche Abnahmen des Mg-Gehaltes festgestellt werden. Diese werden in Zusammenhang mit der beginnenden retrograden Entwicklung gestellt. Die Fluidzufuhr, die zur Blastese der Amphibol-Zoisit-Phengit-Mineralvergesellschaftung führte, begann unter P-T-Bedingungen des Metamorphosehöhepunkts. Dies wird durch im Vergleich mit frühen Metamorphosestadien unverändert hohe Si-Gehalte der Phengite deutlich.

Die Ti-Barometrie an den Phengiten bestätigt die zuvor mit Multigleichgewichtsmethoden ermittelten P-T-Daten weitgehend. Die häufig 1 - 4 kbar höher liegenden Drücke können 30 kbar erreichen. Sie finden allerdings keine Bestätigung durch das Auffinden von Coesit oder dessen Pseudomorphosen.

Die Eklogite des Rauhen Kopfes besitzen aufgrund des Fehlens von Coesit oder auch Diamant keine Mineralindikatoren, die auf Bedingungen der Ultrahochdruck-Metamorphose (UHPM) hinweisen. Die Multigleichgewichtsberechnungen ergeben allerdings Maximaldrücke, die im Bereich der Ultrahochdruck-Metamorphose liegen. Wie zahlreiche weitere alpidische und präalpidische Eklogite des Alpenbereiches (Schweinehage & Massonne 1998),

liegen die invarianten Punkte der Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode A1 bei Drücken oberhalb des Quarz-Coesit-Gleichgewichts nach Massonne & Mirwald (1980).

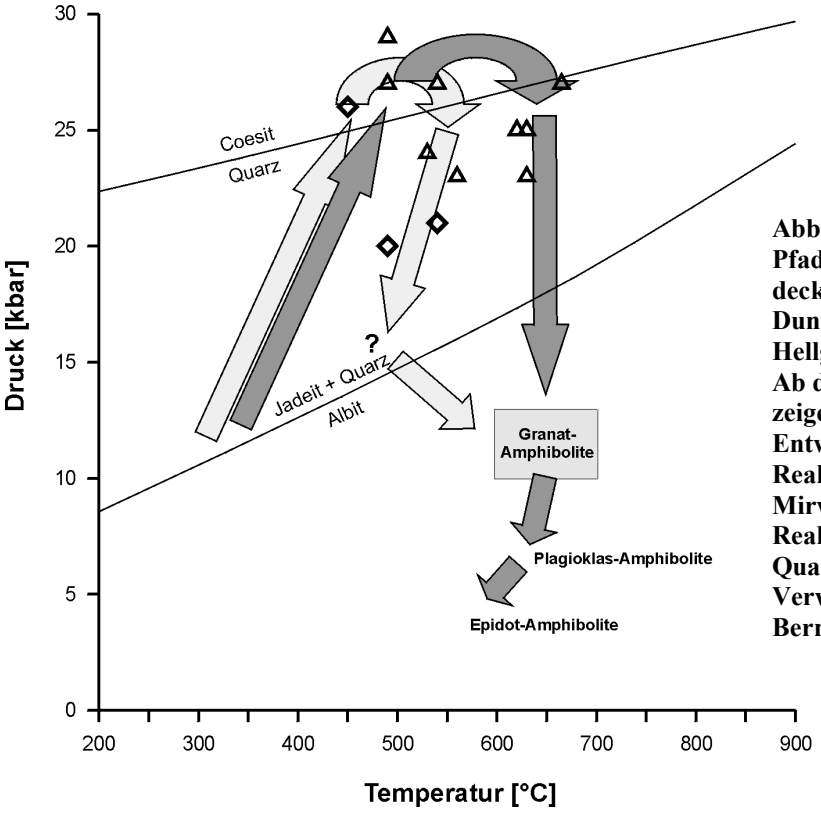


Abbildung 191 Druck-Temperatur-Pfade für die Metabasite der Silvrettadecke.
Dunkelgrau = Eklogite Rauher Kopf, Hellgrau = Eklogite Val Puntota.
Ab dem Granat-Amphibolit-Stadium zeigen die Eklogite eine gemeinsame Entwicklung.
Reaktionskurven Quarz = Coesit nach Mirwald & Massonne (1980); Reaktionskurve Albit = Jadeit + Quarz berechnet mit PTAX unter Verwendung des Datensatzes von Berman (1988).

Eklogite der schweizer Silvretta

Aufgrund des höheren Grades der retrograden Überprägung sowie dem teilweisen Fehlen von Phengit, ist an den untersuchten Eklogiten aus dem Val Puntota, dem Val Laschadura und dem Gebiet um Zernez nur an wenigen Proben der Einsatz der Phengit-Barometrie möglich.
Der Atoll-Granat führende Eklogit SP.5 des Val Puntota belegt nach den thermodynamischen Berechnungen Bildungsdrücke von 25 - 27 kbar. Die Metamorphosetemperaturen liegen dagegen mit 400 - 500°C deutlich niedriger als in den Eklogiten des Rauhen Kopfes (Abb. 191).
Der Vergleich mit klassischen Kalibrationen der Granat-Klinopyroxen Fe^{2+}-Mg-Austauschthermometrie läßt erkennen, daß insbesondere in Fe-reichen Eklogiten eine deutliche Abweichung zu niedrigeren Temperaturen gegenüber der für Eklogite häufig verwandten Kalibration nach Ellis & Green (1979) vorliegt. Die Metamorphosetemperaturen stimmen allerdings gut mit Ergebnissen der Granat-Klinopyroxen Fe^{2+}-Mg-Austauschthermometer von Powell (1985) und Krogh (1988) überein.
Die thermodynamische Berechnung an posttektonischen Phengiten aus Eklogit SP.5 ergeben mit 20 kbar bei 490°C ein P-T-Datum für den frühen, aber noch eklogitfaziellen Teil des retrograden P-T-Pfades. Auch in den Eklogiten aus dem Bereich der schweizer Silvretta ist ein Überwachsen der frühen Granat-Omphazit-Quarz-Rutil-Paragenese durch späten, posttektonischen Zoisit und Amphibol mit Barroisit-ähnlicher Zusammensetzung festzustellen. Den notwendigen Zutritt von Fluiden könnte durch eine Scherdeformationsphase begünstigt worden sein. Belege dafür bietet z. B. die Probe SP.23, die in einer Scherzone neben Quarz auch parallel orientierten Omphazit, Klinozoisit und Phengit enthält. Die ermittelten P-T-Bedingungen von 21 - 23 kbar bei 540 - 550°C gehören ebenfalls dem frühen retrograden Teil des P-T-Pfades.
Weitere, nicht Phengit-führende Eklogite, wie z.B. SP.10, können auch höhere eklogitfazielle Metamorphosetemperaturen aufzeichnen. Für die meisten Proben liegen die Temperaturen des

prograden Teils des P-T-Pfades bei 450°C, die Maximaltemperaturen dagegen bei 550°C. Nur in Probe SP.10 lassen sich Maximalbedingungen von 650°C berechnen, die mit den Werten der Eklogite des Rauhen Kopfes übereinstimmen.
Zum Vergleich berechnete Temperaturen aus mineralchemischen Daten nach Maggetti & Galetti (1988) ergeben ebenfalls Temperaturen um 650°C.

Vergleich der Eklogitvorkommen
Für das Abweichen der Metamorphosetemperaturen beider Eklogitvorkommen gibt es mehrere mögliche Erklärungsansätze.

1. Zugehörigkeit der beiden Eklogitvorkommen zu völlig getrennten Metamorphoseereignissen.
2. Aufzeichnung unterschiedlicher Equilibrierungsstadien während einer einphasigen eklogitfaziellen Metamorphose.
3. Tektonische Differenzierung verschiedener Eklogitkörper innerhalb eines Subduktionskomplexes.
4. Temperaturunterschätzung in den Eklogiten des Val Puntota durch überhöht berechnete Fe^{3+}-Gehalte im Omphazit.

1. Zeitlich getrennte Metamorphoseereignisse
Aufgrund der mangelnden radiometrischen Datierung der Hochdruck-Metamorphose beider Eklogit-Vorkommen kann die Möglichkeit der Zugehörigkeit der eklogitfaziellen Metamorphose zu zwei völlig getrennten Metamorphoseereignissen und gebirgsbildenden Phasen nicht ausgeschlossen werden. Beispielsweise ergaben die Datierungen an den Eklogiten der strukturell angrenzenden und vom Gesteinsinventar verwandten Ötztaldecke ein variszisches Sm/Nd-Alter ergaben, während die Autoren der geochronologischen Arbeiten über die Granitoide und gabbroiden Gesteine der Silvrettadecke (Liebetrau 1996; Liebetrau & Poller 1996; Liebetrau et al. 1996; Poller 1994, 1997) aufgrund von relativen Altersabschätzungen ein ordovizisches Alter der Hochdruck-Metamorphose annehmen.
Die endgültige Frage des Metamorphosealters kann nur durch eine vergleichende Bearbeitung der Sm/Nd- und U/Pb-Isotopie beider Eklogit-Vorkommen gelöst werden. Erste Ergebnisse zur Datierung der Zirkone der Eklogite der schweizer Silvretta ergaben leider nicht eindeutig zu interpretierende Ergebnisse (Liebetrau, mündl. Mitt.).
Die Eklogite könnten aus zwei unterschiedlichen geotektonischen Phasen hervorgegangen sein. Besitzen sie tatsächlich ein altpaläozoisches Alter, sind sie das Resultat der Subduktion eines präkambrisch/kambrischen Ozeanbodens unter den Nordrand von Gondwana (Schaltegger et al. 1997, von Raumer 1998, von Raumer et al. 1999, vgl. Abb. 195). Eine Bestätigung eines frühvariszischen Alters würde allerdings für eine Subduktion des Rheischen Ozeans (vgl. Abb. 6) und die anschließende Kontinentalkollision zwischen Avalonia/Laurussia und Gondwana (Silvretta als Teil des Hun Superterranes nach Stampfli & Mosar 1998) sprechen.

2. Unterschiedliche Equilibrierungsstadien auf einem P-T-Pfad
Die niedrigen Gleichgewichtstemperaturen für die Eklogite des Val Puntota konnten nur an der Probe SP.5 bestimmt werden, die zudem als einzige analysierte Probe Phengit im texturellen Gleichgewicht aufweist. Weitere Proben wie SP.2, SP.10 und SP.23 aus dem Val Puntota sowie SLas.1a/c aus dem Val Laschadura ergaben Granat-Klinopyroxen-Temperaturen, deren Maximalwerte mit bis zu 640°C (SP.10) an die Ergebnisse für die Eklogite des Rauhen Kopfes heranreicht.
Insbesondere für die beiden Fe-reichen, nahezu bimineralischen Eklogite SP.2 und SP.10 ohne spätere Blastese der OH-Phasen Amphibol, Phengit und Klinozoisit/Epidot, ist durch die

einfacheren texturellen Beziehungen ein Gleichgewicht der Mineralphasen eher anzunehmen als für die Phengit-führende Probe SP.5 mit ihrem komplexen Mikrogefüge (Entwicklung von Atollgranaten usw.). In Probe SP.2 wie auch in Proben aus dem Val Laschadura bleiben die Temperaturen mit 550°C trotzdem ca. 100°C unter den Maximaltemperaturen der Eklogite des Rauhen Kopfes.
Für eine etwa zeitgleiche Metamorphosegeschichte der Metabasite könnte die übereinstimmende Entwicklung ab dem Granat-Amphibolit-Stadium sprechen. Auch in den Metabasiten der schweizer Silvretta werden während dieses Stadiums Temperaturen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies (600-700°C) erreicht.

3. Unterschiedliche Eklogitkörper in einem Subduktionskomplex
Die Unterschiede in den Metamorphosetemperaturen können auf unterschiedliche Prozesse innerhalb der Subduktionszone zurückzuführen sein. Grundsätzlich muß zwischen einer ozeanischen Subduktion und einer Kontinent-Kontinent-Kollision unterschieden werden.
Dabei könnte die Zeitkomponente eine wesentliche Rolle spielen. Unterschiedliche Aufenthaltsdauern in großer Tiefe, nach der Inkorporation in die hangende Platte, aber vor der Exhumierung, können zu einer stärkeren Aufheizung führen (vgl. Abb. 195B).
Eine weitere Erklärungsmöglichkeit ist durch eine unterschiedlich wirksame Kühlung durch fortschreitende Subduktion gegeben (vgl. Hacker & Peacock 1995). Während die Eklogite des Rauhen Kopfes eine isotherme Dekompression durchliefen, wurden die Eklogite der schweizer Silvretta während der Druckentlastung weiter aufgeheizt. Eine Kühlung durch fortgesetzte Subduktion ist nur im Falle einer ozeanischen Subduktion möglich.
Im Falle einer ozeanischen Subduktion bietet das Corner-Flow-Modell (Cloos 1982) eine Erklärung für das Auftreten von Hochdruck-Gesteinen in einer Matrix aus niedriggradigeren Gesteinen. Die Eklogite wären nach diesem Modell als Blöcke in einer Matrix aus niedrigviskosem Material zu interpretieren, welche zwischen der Ober- und Unterplatte in einer Subduktionszone eingeklemmt war. Die lagig inhomogene Aufbau der Metasedimente der Silvretta läßt sich allerdings eher mit einer Turbiditabfolge eines Kontinentalhanges korrelieren, in die sich auch die vereinzelt auftretenden Marmorlinsen als ehemalige Olistholithe integrieren lassen. Typische Charakteristika einer Mélange-Zone, wie ein Nebeneinander von Gesteinen völlig abweichender Provenanz, sind in den Silvretta-Metasedimenten nicht zu erkennen. Die Ausdehnung der Metabasit-Einheiten (z.B. Metabasitzug von Brail ca. 6 km lang und 0.5 km breit, vgl. Schweinehage & Massonne 1999) legt eher nahe, daß größere Bereiche der ozeanischen Kruste aus der subduzierten Platte abgeschert wurden und als zusammenhängende Einheit exhumiert wurden. Als begünstigender Faktor beim Wiederaufstieg der Eklogite kann dabei die bereits während dem Druckhöhepunkt einsetzende Hydratisierung gewirkt haben, die zu einer deutlichen Reduktion der Gesteinsdichte führt.
Die komplexen Prozesse innerhalb einer Subduktionszone eröffnen die Möglichkeit einer tektonischen Differenzierung verschiedener Eklogitkörper, die unterschiedliche Versenkungsdauern und Wiederaufstiegsraten durchlaufen haben, so daß es zur Ausbildung der unterschiedlichen P-T-Pfade kommen konnte.

4. Temperaturunterschätzung durch $Fe^{2+/3+}$-Berechnung in Omphazit
In diesem Fall stellt die niedrige Granat-Klinopyroxen-Temperatur einen reinen Artefakt durch die Berechnung der $Fe^{2+/3+}$-Verteilung im Klinopyroxen dar. Die Eklogite der beiden Vorkommen könnten demnach eine tatsächlich übereinstimmende P-T-Entwicklung besitzen. Die Unterschiede in der Gesamtgesteinschemie (die Eklogite des Rauhen Kopfes leiten sich aus einem gabbroiden Ausgangsgestein ab, die aus dem schweizer Silvrettateil aus basaltischen Chemismen), sowie Sauerstofffugazitäten führen zu unterschiedlich hohen Na-Gehalten und Akmit-Komponenten. Die Konstanz der Klinopyroxen-Analytik in verschiedenen Proben

der jeweiligen Lokalitäten läßt den Einfluß von analytischen Fehlern unwahrscheinlich erscheinen.
Aufgrund der komplexen Zonierungsmuster der Granate können die P-T-Pfade für die beiden Eklogitvorkommen nur als eine Art Annäherung an den wirklichen Verlauf gesehen werden. Das oszillierende Muster des Ca-Gehalts in Granatkernen der Probe SP.2 des Val Puntota kann als Folge eines schwankenden Bildungsdruckes, die durch Verschuppungsprozesse in der Subduktionszone entstehen, angesehen werden.
In den Zonierungsmustern der Omphazite und Phengite sind keine dementsprechenden Muster festzustellen. Eine Umsetzung der komplexen Granat-Zonierungsmuster in den P-T-Pfad ist daher kaum möglich.

Amphibolitfazielle Entwicklung der Metabasite
Die amphibolitfazielle Entwicklung der Metabasite zeichnet die isotherme Druckentlastung und späte Abkühlung ab dem Stadium der Granat-Amphibolite nach. Die verschiedenen Amphibolittypen erreichen in verschiedenen Arealen der Silvrettadecke ähnlich hohe Maximaltemperaturen. Ein regionaler Trend der Temperaturverteilung ist nicht zu erkennen, wohl aber eine zeitliche Entwicklung der Druck-Temperatur-Bedingungen.
Die Ergebnisse der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) und Plyusnina (1982) weichen deutlich von der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Powell (1994) ab. Für die beiden älteren Kalibrationen ergeben sich nur für die texturell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 sowie die beiden symplektitischen Granat-Amphibolite SP.8b und SP.12 Temperaturen von 510 bis 650°C, die den Bereich der mittleren Amphibolitfazies erreichen. Alle anderen Proben weisen dagegen nur Temperaturen der oberen Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies auf (450-550°C).
Die Edenit-Tremolit- und Edenit-Richterit-Thermometer nach Holland & Blundy (1994) führen dagegen zu Temperaturen, die insbesondere für das Edenit-Tremolit-Thermometer deutlich über 700°C liegen können. Die in vielen Fällen wahrscheinlich mangelnde Beteiligung von Quarz bei der lokalen Gleichgewichtseinstellung führt zur Bevorzugung der etwas niedrigeren Temperatur-Werte des Quarz-freien Edenit-Richterit-Thermometers. Die Durchschnittstemperaturen der texturell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6/9 liegen mit 688 bzw. 677°C im Bereich der oberen Amphibolitfazies.
Der Quarz-reiche Granat-Amphibolit ÖS.7.5a bestätigt mit durchschnittlich 670°C für das Edenit-Tremolit-Thermometer den Bereich der oberen Amphibolitfazies. Weitere Amphibolite führen aber auch unter Verwendung der Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) zu stark streuenden Ergebnissen im Temperaturbereich 500-700°C. Die oft Quarz-freien symplektitischen Granat-Amphibolite der schweizer Silvretta weisen Edenit-Richterit-Temperaturen auf, die sich im Bereich 630-650°C konzentrieren. Maximal wurden an einem Mineralpaar aus einem Amphibol-Plagioklas-Symplektit Temperaturen von 690°C erzielt.
An Amphibol-Plagioklas-Paaren einzelner Mikrodomänen aus SP.11 und SP.12 wurden niedrigere Edenit-Richterit-Temperaturen im Bereich 440-620°C berechnet. Sie werden als lokale Reequilibrierung während der Abkühlung gedeutet.
Die beiden Quarz-führenden symplektitischen Granat-Amphibolite aus dem österreichischen Teil der Silvretta ÖV.F1P und ÖM.2.4f ergeben durchschnittliche Edenit-Tremolit-Temperaturen um 620°C, insbesondere ÖV.F1P weist aber eine starke Streuung von 700 bis 520°C der über Kontaktpaaren ermittelten Temperaturen auf. Dies wird parallel zu den symplektitischen Granat-Amphiboliten aus dem schweizer Teil als Ergebnis retrograder Reequilibrierung gedeutet. Der aus den Eklogiten des Rauhen Kopfes hervorgegangene symplektitische Granat-Amphibolit ÖRK.2 bestätigt diese Entwicklung ebenso wie weitere granoblastische Plagioklas-Amphibolite (ÖS.9.1m) und Hornblende-Gneise (ÖV.Go 3).
Die thermische Entwicklung von hohen zu niedrigen Temperaturen wird durch Cummingtonit-reiche Amphibolkerne verschiedener Proben belegt.

Die Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) führt für die Mehrzahl der Proben zu deutlich niedrigeren Temperaturen als die Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Powell (1994). Oft liegt sie im Bereich 500-530°C und damit im Rahmen der Daten nach Spear (1980) und Plyusnina (1982). Auch die als Kontaktpaare gemessenen Granat- und Amphibol-Zusammensetzungen verschiedener Proben streuen über einen weiten Temperaturbereich. Dies deutet auf eine mangelnde Gleichgewichtseinstellung in vielen Proben hin. Den Amphibol-Plagioklas Temperaturdaten nach Holland & Powell (1994) wird daher Vorrang eingeräumt.
Die Abschätzung des Bildungsdruckes der Amphibolite ist mit noch größeren Unsicherheiten verbunden. Die einfachen Al-in-Hornblende-Barometer sind an anderen Gesamtgesteins-Zusammensetzungen kalibriert worden. Ihre Anwendung auf die hier untersuchten Amphibolite kann daher nur als grobe Annäherung angesehen werden, zumal die eher aktinolithischen Amphibole, die späten Reequilibrierungsstadien zugeordnet werden können, zu negativen Drücken führen. Für die texturell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 mit Tschermakit als Amphibol ergeben sich Maxima im Bereich zwischen 8 und 9 kbar. Die Magnesio-Hornblende aufweisende Probe ÖS.9.1m weist dagegen ein Häufigkeitsverteilung der Al-Gehalte in Amphibol mit mehreren Maxima auf. Die korrespondierenden Drücke liegen im Bereich 3-5 kbar.
Die Ergebnisse der Barometrie nach Kohn & Spear (1990) sowie der Multigleichgewichtsberechnungen geben aufgrund der unsicheren Gleichgewichtseinstellung des Granates mit der Amphibol-Plagioklas-Matrix ebenfalls nur breite Druck-Temperatur-Intervalle an. Für die symplektitischen Granat-Amphibolite liegen die Drücke im Bereich 8-13 kbar; der granoblastische Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 liegt mit 6-9 kbar etwas darunter. Der aus den Multigleichgewichtsberechnungen resultierende Temperaturbereich weist eine starke Streuung auf und übersteigt 700°C.
Über die Abfolge der nacheinander gewachsenen Ti-Phasen Rutil, Ilmenit und Titanit läßt sich der P-T-Pfad der Silvretta-Metabasite ebenfalls nachvollziehen. Die stabile Hochdruck-Phase in den Eklogiten ist der Rutil. Ilmenit verdrängt Rutil während der Druckentlastung und stellt die stabile Mineralphase der Granat-Amphibolite. In den texturell equilibrierten Plagioklas-Amphiboliten ist dagegen Titanit die stabile Ti-Phase. Die Stabilitätsbeziehungen in einem MOR-basaltischen Ausgangsgestein nach Liu et al. (1996) bestätigen zwar Rutil als Hochdruck-Phase. Der direkte Abbau von Rutil in Titanit bei einem Druck von ca. 13 kbar und Temperaturen von 600-700°C kann an den Gesteinen allerdings nicht bestätigt werden. Nach Liu et al. (1996) liegt die Phasengrenze für Rutil gegen Ilmenit im Temperaturbereich > 780°C. Die Anwesenheit in den Granat-Amphiboliten deutet aber auf eine Ilmenit-Stabilität bei Temperaturen im Bereich 650-700°C hin.
Die semiquantitative Al_2O_3-TiO_2-Geothermobarometrie nach Ernst & Liu (1998) ergibt nur im Falle des TiO_2-Thermometers sinnvolle Resultate. Nach den maximalen Ti-Gehalten der Amphibole betrug die Maximaltemperatur ca. 600°C, was mit Ergebnissen nach der Methode von Raase (1974) übereinstimmt. Die Al_2O_3-Barometrie führt dagegen zu stark überhöhten Druckabschätzungen im Bereich 15-20 kbar, der außerhalb der Plagioklas-Stabilität liegt.
Das Auftreten von Epidot und Chlorit in den Amphiboliten erfolgt retrograd bei Unterschreiten von ca. 600 bis 550°C.
Aufgrund der maximalen Metamorphosetemperatur von 650 - 700°C für die Amphibolite kann eine direkte retrograde metamorphe Überprägung der Eklogite durch eine isotherme Druckentlastung angenommen werden. Eine völlig eigenständige rein amphibolitfazielle Metamorphose (Maggetti & Flisch 1993) oder gar eine Kontaktmetamorphose bei der Intrusion der Granitoide (Biino 1996) erscheint nicht zwingend notwendig.
Die verschiedenen Amphibolit-Typen vom Eklogit-Amphibolit über den Granat-Amphibolit, Plagioklas-Amphibolit bis zum Epidot-Amphibolit, stellen eine Abfolge von Metamorphosestadien auf dem Druckentlastungs- und späten Abkühlungspfad dar. Auch innerhalb der

Plagioklas-Amphibolite ist durch die Erhaltung verschiedener Chemismen von Amphibol-Plagioklas-Symplektiten eine Abfolge von Reequilibrierungsstadien von der oberen Amphibolit- bis in die Grünschieferfazies hinein erhalten. Auch in Epidot-reichen Amphiboliten, wie z. B. ÖV.XVII.6, wurden nach dem Amphibol-Plagioklas-Thermometer nach Holland & Blundy (1994) hohe Metamorphosetemperaturen ermittelt.

7.2 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metasedimente

Die Druck-Temperatur-Entwicklung der Metasedimente weicht hinsichtlich der erreichten Maximaldrücke deutlich von den Bedingungen der Eklogite ab. Obwohl die für die verschiedenen Metapelite und Metagrauwacken erarbeiteten P-T-Daten individuell deutliche Abweichungen aufweisen können, ist aus der gemeinsamen Entwicklung der Mineralchemie der Hellglimmer, als auch der Granatzonierungen, folgende generelle Entwicklung abzuleiten:

1. Subduktion kontinentaler Kruste bis in Tiefen von 50-55 km entsprechend 15-16 kbar Maximaldruck und Aufheizung bis etwa 500°C.
2. Wiederaufstieg zu Erdtiefen von ca. 30-35 km entsprechend 8-10 kbar Druck und Aufheizung auf 600-700°C.
3. Weitere Druckentlastung auf 4-5 kbar entsprechend 15-20 km Tiefe und Abkühlung auf ca. 550°C.

Der von Prospert & Biino (1996) beschriebene gegen den Uhrzeigersinn verlaufende variszische P-T-Pfad wird im wesentlichen aus metasomatischen Quarz-Alumosilikat-Gängen abgeleitet und beschreibt wahrscheinlich nur die letzten Phasen der variszischen Metamorphoseentwicklung, die zu einer Oszillation um den invarianten Punkt des Alumosilikatsystems führten.
Die aus der Entwicklung der Matrixminerale abgeleiteten Druck-Temperatur-Daten ergeben dagegen einen im Uhrzeigersinn verlaufenden P-T-Pfad, der die Versenkung und den Wiederaufstieg der Metasedimente wiederspiegelt (Abb. 192).
Problematisch ist in fast allen untersuchten Metasediment-Proben die Frage des Erreichens

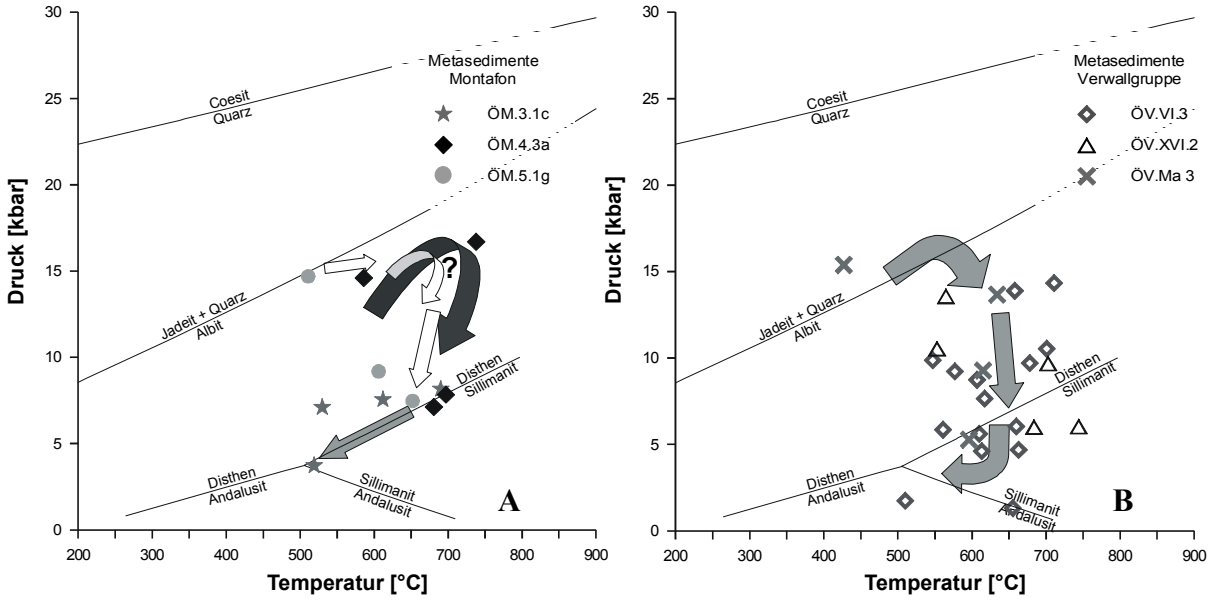


Abbildung 192 Druck-Temperatur-Pfade für Metasedimente aus dem Montafon (A) und der Verwallgruppe (B) des Kristallins der Silvrettadecke. Die ermittelten Maximaldrücke liegen für beide Gebiete im Bereich 15 kbar, die Temperaturmaxima bei ca. 700°C. Reaktionskurven wie Abb. 191; Reaktionskurven der Alumosilikate berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988).

des chemischen Gleichgewichts. Für zahlreiche nach Methode C1 berechnete invariante Punkte konnte nach Hinzunahme der Fe^{2+}Al-Seladonit-Komponente des Hellglimmers kein Schnittpunkt der Gleichgewichtskurven erzielt werden, was auf ein Ungleichgewicht der verwendeten Mineralanalysen zurückgeführt werden könnte.
Zudem kommt als zusätzlicher Unsicherheitsfaktor das einfache Aktivitätsmodell für Biotit hinzu. Die überwiegend im Bereich des oberen Endes des Streubereichs der Granat-Biotit-Temperaturen angesiedelten Werte der PTAX-Berechnungen mit den thermodynamischen Daten und dem Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992a, 1995) deuten auf eine Überschätzung der Metamorphosetemperaturen um ca. 50°C.
Versuche zur Reduzierung der Temperaturen durch die Verwendung des Granat-Modells nach Berman (1990) waren zwar in mehreren Fällen erfolgreich, sind allerdings thermodynamisch nicht korrekt, da keine Kompatibilität des Granat-Modells nach Berman (1990) mit den thermodynamischen Daten und dem Mischungsmodell für Hellglimmer nach Massonne (1992a, 1995) vorliegt.
Die spätvariszische Entwicklung der Silvrettadecke scheint durch eine relativ schnelle Abkühlung charakterisiert zu sein. Datierungen des amphibolitfaziellen Metamorphose-Höhepunkts (U/Pb und Pb/Pb an Staurolith) liegen nur wenige Millionen Jahre über den Abkühlaltern der Hell- und Dunkelglimmer (Frei et al. 1995). Dies läßt auf Abkühlraten im Bereich von 10 bis 30°C/Ma schließen. Temperaturberechnungen an Gesteinen der Granatzone sollten nach Spear (1993) hinsichtlich einer diffusiven Beeinflussung zu relativ wirklichkeitsnahen Ergebnissen führen. Da allerdings die Staurolithzone erreicht wurde, sind die auf Basis der Granat-Biotit-Thermometrie ermittelten metamorphen Temperaturen als Minimalwerte anzusehen.
In diesem Lichte erscheinen die für die Silvrettadecke angegebenen maximalen Metamorphosetemperaturen (Prospert & Biino 1996) für das variszische Ereignis von 550°C (Staurolith- und Muskowit-Stabilität ?) als zu niedrig gegriffen, zumal das Auftreten von Staurolith ebenfalls höhere Temperaturen belegt.
Die Granat-Zonierungen in den Metasedimenten lassen sich in vielen Fällen als Ergebnis eines einphasigen Wachstums mit nachfolgender diffusiver Überprägung deuten. Insbesondere für die Proben SPi.1a und ÖV.Ma 3 ist eine gut erhaltene Wachstumszonierung festzustellen, die einer variszischen Metamorphose zugeordnet werden muß, da an Staurolithen aus Probe SPi.1a (Gebiet Pischahorn) spätvariszische U/Pb-Alter ermittelt wurden. Die aus den Granat-Zonierungen und Matrix-Biotiten abgeleiteten Metamorphosetemperaturen müssen daher auch einem variszischen Ereignis zugeordnet werden und liegen mit bis zu 700°C deutlich über den Angaben von Prospert & Biino (1996).

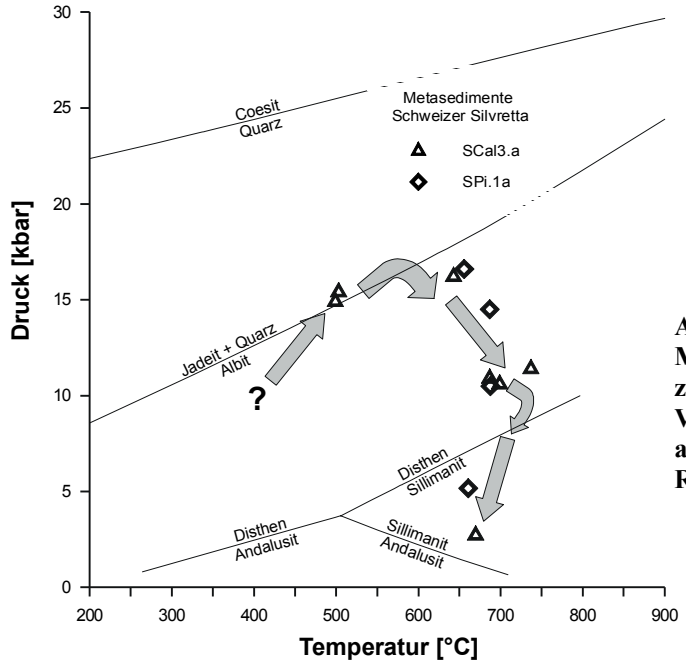


Abbildung 193 Druck-Temperatur-Pfad für Metasedimente aus dem Bereich der schweizer Silvrettadecke. Die Daten spiegeln im Vergleich mit Proben aus anderen Silvrettaarealen einen ähnlichen Verlauf wieder. Reaktionskurven wie in Abb. 191 und 192.

Der Verlauf des P-T-Pfades steht in Übereinstimmung mit der Entwicklung der Alumosilikat-Polymorphen. Disthen ist in vielen Regionen der Silvrettadecke die einzige stabile Alumosilikat-Phase innerhalb der Matrix. Er ist auf dem gesamten prograden Ast und beginnenden retrograden Ast des P-T-Pfades stabil (vgl. Abb. 192+193). Sillimanit tritt nur in einem begrenzten Areal der österreichischen Silvretta (Jamtal) und weiter verbreitet in Metasedimenten der schweizer Silvretta auf. Sein postdeformatives Auftreten in Probe ÖS.Jam 6a belegt eine spätvariszische Bildung auf dem retrograden P-T-Pfad.
Der Andalusit, der innerhalb der Matrix nur im schweizer Teil der Silvretta vertreten ist (Region Pischahorn und Radönt), überwächst die Foliation ebenfalls als postkinematischer Porphyroblast. Dies ist in Übereinstimmung mit der Verlägerung des in Abb. 193 gezeigten P-T-Pfades als Abkühlpfad bei niedrigen Drücken. Die von Prospert & Biino (1996) beschriebenen mikrotexturellen Beziehungen und auch die Blasteseabfolge können am eigenen Probenmaterial nicht nachvollzogen werden. Synkinematischer Andalusit, der von fibrolithischem Sillimanit überwachsen wird, tritt vermutlich nur im schweizer Teil der Silvretta auf. Demnach könnte eine tektonometamorphe Differenzierung innerhalb der amphibolitfaziellen Gesteine der Silvrettadecke vorliegen. Die unterschiedlichen Teileinheiten könnten durch Deformationsprozesse im duktilen Regime miteinander verschmolzen worden sein. Die Deformation kann in engen Mylonitzonen, die parallel zur Hauptfoliation liegen, erfolgt sein oder durch penetrative Deformation innerhalb breiter Zonen aufgenommen worden sein.

7.3 Druck-Temperatur-Entwicklung der Orthogneise

Die Druck-Temperatur-Entwicklung der Orthogneise ist aufgrund der wenig variablen Mineralogie, dem Fehlen von Granat in vielen Proben und selbst bei Anwesenheit von Granat seiner fehlenden Zonierung, nur relativ ungenau abzuschätzen.
Wie auch bei den Metasedimenten, ist ein deutlicher Unterschied im Maximaldruck gegenüber den Eklogiten festzustellen. Die Phengit-Barometrie nach Massonne & Schreyer (1987), Massonne (1991) und Massonne & Szpurka (1997) ergibt für die meisten Orthogneise lediglich einen Mindestdruck von 8-10 kbar entsprechend einer Versenkungstiefe von 30-35 km.
Mit Multigleichgewichtsmethoden wurde ein maximaler Metamorphosedruck zwischen 16-20 kbar bei ca. 550°C berechnet (Abb. 194). Bei diesen P-T-Bedingungen ist bereits die Stabilität

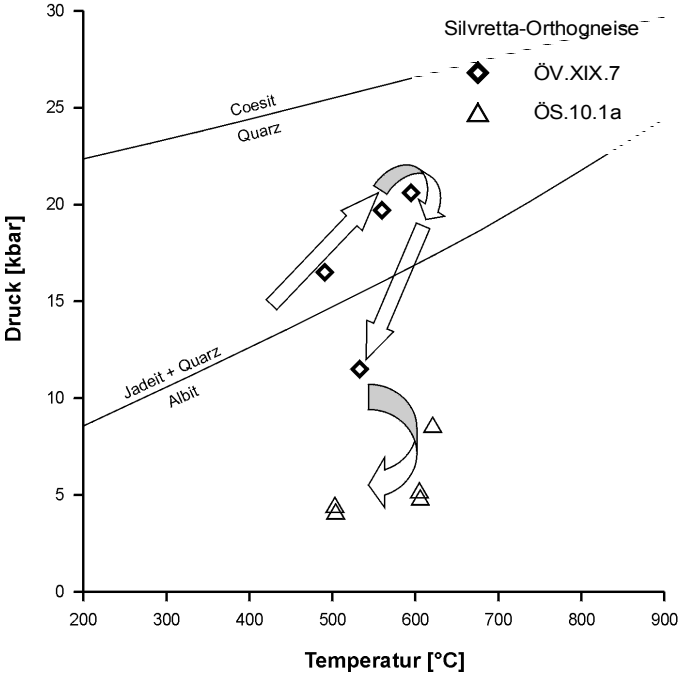


Abbildung 194 Druck-Temperatur-Pfad für Granat-führende Orthogneise der Silvrettadecke.
Reaktionskurven wie in Abb. 191.

des Albits überschritten, Jadeit sollte stabil gewesen sein. In den Orthogneisen konnte polarisationsoptisch kein Nachweis für Jadeit erbracht werden; auch reliktisch tritt kein Jadeit, z. B. als Einschluß in Granat, auf. Nachweise könnten eventuell durch ramanspektroskopische Nachsuche in Zirkonkristallen erfolgen.
Ein weiterer Unsicherheitsfaktor bei der Berechnung des Druckhöhepunktes der Metamorphose der Orthogneise ist durch die Anfälligkeit des Biotits gegenüber diffusiver Überprägung gegeben. Aus mikrotexturellen Beobachtungen ist eine Stabilität des Biotits während der gesamten Metamorphosegeschichte anzunehmen.
Die retrograde Reequilibrierung bei niedrigeren Drücken von 11.5 kbar bei 530°C ist dagegen deutlich besser abgesichert. Die P-T-Bedingungen liegen im Bereich der Plagioklas-Stabilität. Die Einbeziehung der Albit-Komponente des Plagioklases in die Multigleichgewichtsberechnung führt zu einem invarianten Punkt.
Die Ergebnisse der einfachen Phengit-Barometrie angewandt auf die Si-armen Phengit-Ränder ergeben dagegen in den meisten Orthogneisen nur ca. 3 kbar. Die Abweichung gegenüber den Multigleichgewichtsberechnungen läßt sich durch eine Wasseraktivität a_{H2O} von ca. 0.5 erklären.
Mit Ausnahme des aplitischen Hellglimmer-Orthogneises ÖS.10.1a fehlen den Orthogneisen sehr Si-arme Hellglimmer, wie sie in den Metasedimenten auftreten.
Die Entwicklung der Mineralchemie der Hellglimmer in den Orthogneise zeichnet den Verlauf der frühen Stadien der Metamorphose mit seinem Druckhöhepunkt und einer anschließenden nahezu isothermen Druckentlastung nach. Die spätere Reequilibrierung unter Niederdruck-Bedingungen kann an den Granat-führenden Zweiglimmer-Orthogneisen nicht nachvollzogen werden.
Die Abweichungen in den ermittelten P-T-Bedingungen zwischen Metasedimenten und Orthogneisen lassen sich beispielsweise als Folge einer Verformungskonzentration auf Glimmer-reiche Metasedimente deuten. Diese weniger scherstabilen Gesteine wurden im Verlauf der retrograden Metamorphose noch in späteren Stadien deformiert und reequilibriert, so daß sie auch den späten Verlauf der Metamorphose wiedergeben können.

7.4 Vergleich der metamorphen Entwicklungen der verschiedenen Gesteinstypen

Mögliche Erklärungen für die Abweichungen der Metamorphosebedingungen von Eklogiten und Metasedimenten/Orthogneisen sind:

1. "Foreign" Metamorphose; tektonische Inkorporation von hochmetamorphen Eklogiten in eine kontinentale Kruste, die deutlich niedrigere Maximaldrücke erfahren hat.
2. "In situ" Metamorphose, wobei P-Maxima in Metasedimenten und Orthogneisen durch Reequilibrierung vollständig ausgelöscht wurden.

Die vergleichenden Untersuchungen zur Metamorphosegeschichte von Metabasiten, Metasedimenten und Orthogneisen der Silvrettadecke ergab keine Belege für eine weitreichende gemeinsame tektonometamorphe Entwicklung der verschiedenen Gesteinstypen.
Der Druckhöhepunkt der überwiegend aus primären MORB-Typ Magmatiten aufgebauten Metabasite erreicht in den Eklogiten 23-29 kbar. Nur wenige dünne metasedimentäre Zwischenlagen in den Eklogiten des Val Puntota oder in der Umrahmung des Eklogits vom Rauhen Kopf belegen zu den Eklogiten identische Maximaldrücke.
Die Hauptmasse der Metagrauwacken und Metapelite der Silvrettadecke weist eine in ihrer Gesamttendenz übereinstimmende Entwicklung auf, die allerdings ein erheblich niedrigeres Druckmaximum um 15 kbar wiederspiegelt.

Die Erhaltung von Si-reichen Hochdruck-Phengiten in metapelitischen Gesteinen in Assoziation mit den Eklogiten belegt die mögliche Erhaltung von Hochdruck-Signaturen in diesen Gesteinstypen. Eine spätere Deformation erfolgte nicht, ebensowenig wie eine völlige Rekristallisation der Hellglimmer. Sollte die Hauptmasse der Metasedimente eine gemeinsame Versenkung mit den Eklogiten erfahren haben, ist von einer Erhaltung der HP-Signatur in Hellglimmer-Kernen auszugehen. Da der Tschermak-Austausch eine gekoppelte Substitution darstellt, ist auch eine diffusive Überprägung der Hellglimmer-Zonierungen nur bei sehr hohen Temperaturen und langen Zeiträumen möglich und daher unwahrscheinlich, zumal in verschiedenen Proben Hellglimmer-Zonierungen belegt sind und die Temperatursensitiveren Granat-Zonierungen in nahezu allen Proben zu beobachten sind. Eine Auslöschung ehemals vorhandener Si-reicher Phengit-Kernzusammensetzungen ist daher nur durch Rekristallisation während einer Deformation möglich. Dies sollte aber zumindest die teilweise Erhaltung von HP-Phengit-Kernen nicht ausschließen.
Die über weite Areale der Silvrettadecke ähnliche Variation der Si-Gehalte mit Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)-Verhältnissen in den Phengiten deutet auf eine gemeinsame Metamorphosegeschichte vieler Metasedimente hin. Das deutliche niedrigere Niveau der Maxima der Si-Gehalte der Metasediment-Hellglimmer gegenüber den Phengiten der Eklogite und ihren eklogitfaziellen metasedimentären Einlagerungen ist ein wichtiges Indiz gegen eine gemeinsame Metamorphosegeschichte der beiden Gesteinsgruppen.
Es wird aus diesem Grund das Modell einer "foreign" Metamorphose favorisiert. Die Vermischung von primär basaltischen und gabbroiden Gesteinen überwiegend ozeanischer Herkunft mit kontinentalen Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes, wie sie durch die mächtigen Metagrauwacken repräsentiert werden, erfordert zwingend eine tektonische Inkorporation der Metabasite in die kontinentale Kruste.

7.5 Tektonometamorphes Modell für die präalpidische Entwicklung der Silvrettadecke

Das erste in sich geschlossene Entwicklungsmodell des Kristallins der Silvrettadecke unter Einbeziehung radiometrischer Altersdatierungen stellte Grauert (1969) vor. Neuere Arbeiten (Flisch 1987, Maggeti et al. 1990, Maggetti & Flisch 1993) verfeinerten dieses Ausgangsmodell durch die zunehmende Zahl geochronologischer Daten. Allen Modellen gemein ist die Annahme einer gemeinsamen Metamorphose von Metabasiten, Metasedimenten und Gneisen.
Nach der Entdeckung der Eklogite (Thierrin 1983) wurde auch die eklogitfazielle Metamorphose im Rahmen eines "in situ" Modells gedeutet. Maggetti & Flisch (1983) forderten eine eklogitfazielle Metamorphose des gesamten Silvrettakristallins und eine spätere vollständige amphibolitfazielle Überprägung der Orthogneise und Metasedimente. Der Fund von Eklogit-Xenolithen in Orthogneisen des Val Barlas-ch (Maggetti 1986, Poller 1994) führte sogar zum Postulat eines mehrfachen eklogitfaziellen Ereignisses (Maggetti & Flisch 1993).
Die mangelnde radiometrische Datierung der Silvretta-Eklogite ist auch weiterhin das Haupthindernis für ein fortentwickeltes Silvrettamodell.
Das Modell einer tektonischen Inkorporation für das Auftreten der Eklogite in den Metasedimenten und Orthogneisen der Silvretta kann dagegen die Differenz in den Maximaldrücken zwischen den Eklogiten und den kontinentalen Orthogneisen und Metasedimenten erklären.
Die kontinentalen Gesteine sind in ihrer Hauptmasse niemals in solche Tiefen wie die Eklogite subduziert worden. Ihre aus den Kalihellglimmern abgeleiteten Maximaldrücke liegen überwiegend im Bereich von 15 kbar entsprechend ca. 50-60 km Tiefe und damit im Bereich rezenter, geophysikalisch nachweisbarer Gebirgswurzeln (z.B. Alpen, Pfiffner et al. 1997).
Ein Beleg für eine kontinentale Subduktion in Bereiche der Eklogitfazies oder gar zu Bedingungen der Ultrahochdruck-Metamorphose kann dagegen nicht erbracht werden. Daher wird

eine tektonische Inkorporation der Hauptmasse der Metabasite, ebenso wie für die seltenen Ultrabasit-Vorkommen der Silvretta, angenommen.
Es ergeben sich aufgrund der mangelnden zeitlichen Erfassung der eklogitfaziellen Metamorphose zwei möglichen Szenarien für die Entwicklung der Silvretta-Eklogite:

1. Subduktion ozeanischer Kruste an einem aktiven Kontinentalrand im Ordovizium ("Kaledonisches Ereignis").

2. Subduktion des rheischen Ozeans und anschließende Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Avalonia/Laurussia im Zuge der variszischen Gebirgsbildung.

Das Andocken variszischer Terrane im Alpenraum erfolgte nach von Raumer (1998) diachron. Während im westlichen Alpenbereich im ausgehenden Silur/Unterdevon es bereits zur Kollision kam, erfolgte weiter östlich noch ozeanische Subduktion. Die Kollision verursacht die Deckenstapelung. Anschließend erfolgt im Zuge der Anhebung der Geothermen eine ausgedehnte Bildung von variszischen Graniten (von Raumer 1998). Dieses Stadium ist im Gebiet der Silvrettadecke nicht entwickelt.
Nach von Raumer (1998) könnte das ordovizische magmatische und metamorphe Ereignis durch ein Szenario einer krustalen Unterplatte an einem andinotypen Kontinentalrand des nördlichen Gondwana erklärt werden. Das isolierte Auftreten von Relikten ozeanischer Kruste in anderen Teilen der ost- vor allem aber südalpinen Grundgebirgseinheiten der Alpen soll nach von Raumer (1998) das Ergebnis einer variszischen Deformation sein (vgl. auch Krohe 1996).
Neubauer et al. (1999) deuten die variszische Entwicklung des ostalpinen Grundgebirges als ozeanische Subduktion vergleichbar der Darstellung in Abb. 195B, gefolgt von einer kontinentalen Kollision der mitteleuropäischen Varisziden mit einem sogenannten Norisch-Bosnischen Terran. Die Metabasite der Silvrettadecke würden darin einer Position vergleichbar des Zentralamphibolits aus dem Ötztalkristallin einnehmen. Noch weiter subduzierte Anteile der ozeanischen Lithosphäre zwischen den beiden Kontinentalblöcken oder auch der

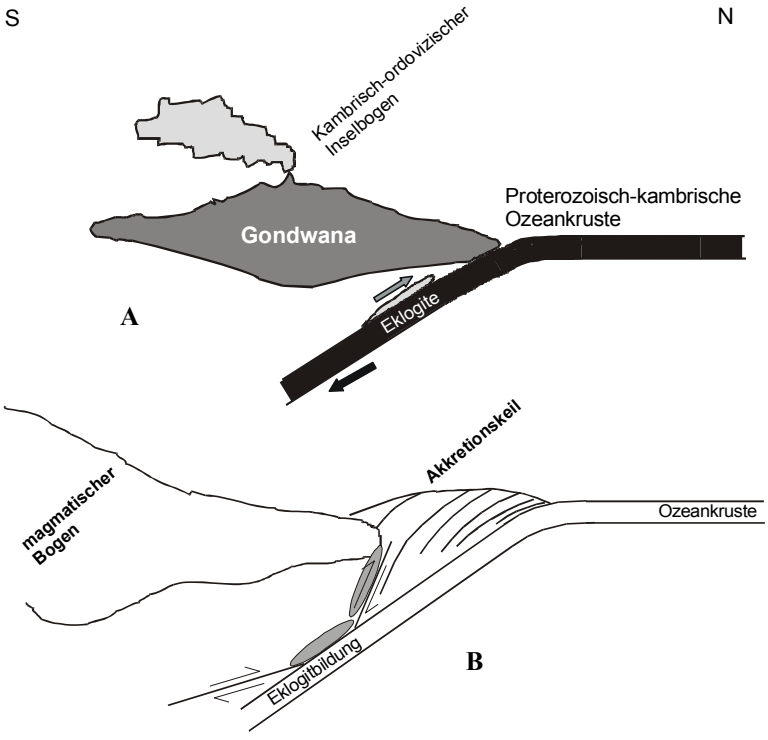


Abbildung 195 Schematische Darstellung des Modells einer einphasigen Entstehung der Eklogite durch Subduktion eines proterozoisch-kambrischen Ozeans unter den nördlichen Kontinentalrand von Gondwana. Die Exhumierung erfolgt nach Abschuppung von Teilen der subduzierten, eklogitisierten ozeanischen Kruste und Inkorporation in den hangenden Mantelkeil.
A Corner-Flow nach Cloos (1982); B Abschuppung größererAreale der ozeanischen Kruste; Exhumierung entlang von diskreten Scherzonen.

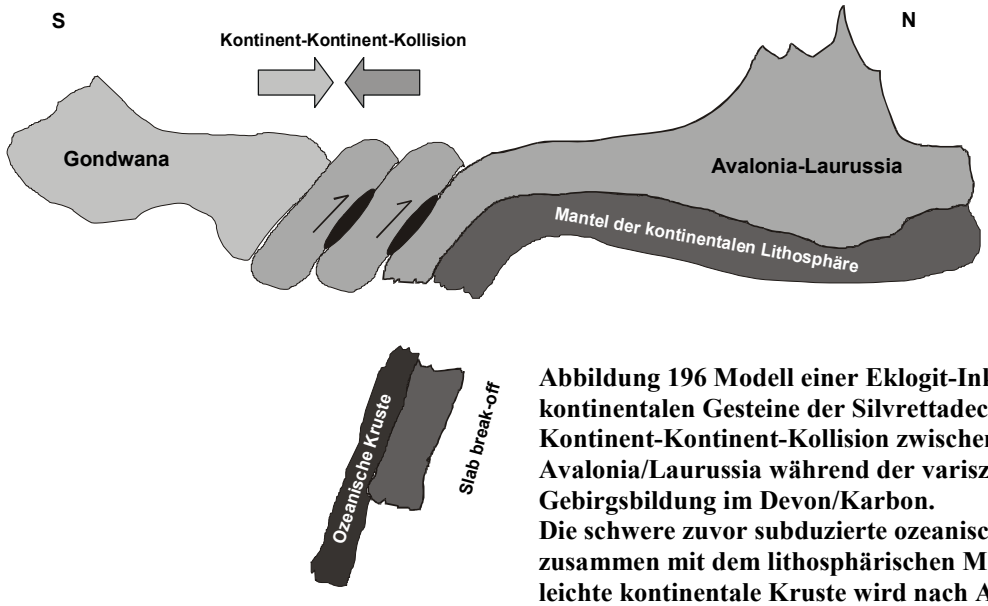


Abbildung 196 Modell einer Eklogit-Inkorporation in die kontinentalen Gesteine der Silvrettadecke durch die Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Avalonia/Laurussia während der variszischen Gebirgsbildung im Devon/Karbon.
Die schwere zuvor subduzierte ozeanische Kruste reißt zusammen mit dem lithosphärischen Mantel ab. Die leichte kontinentale Kruste wird nach Abscherung vom lithosphärischen Mantel unter duktiler Deformation im Kollisionsbereich gestapelt. Dabei können Fragmente der zuvor subduzierten und eklogitisierten ozeanischen Kruste mit in den Stapel inkorporiert werden.

subduzierten ausgedünnten kontinentalen Kruste sind in der Ulten-Zone des Ostalpins zu finden (Obata & Morten 1987, Godard et al. 1996).
Eine mögliche Ursache für die Exhumierung der Eklogite im Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision bietet das Slab-Breakoff-Modell (vgl. Abb. 196). Nach vollständiger Subduktion der ozeanischen Lithosphäre erfolgt eine beginnende Subduktion der ausgedünnten kontinentalen Kruste des ehemaligen Grenzbereichs zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste der Unterplatte. Durch die Auftriebskräfte der leichten, kontinentalen Gesteine und das Ziehen (slab pull) der dichten, eklogitfaziell metamorphen Ozeankruste und deren lithosphärischen Anteile entsteht eine Zugspannung, die zum Abreißen der subduzierten Ozeankruste führt. Dieses Modell ermöglicht die schnelle Exhumierung von Hochdruckgesteinen.
Ohne eine eindeutige radiometrische Datierung und Zuordnung der eklogitfaziellen Metamorphose im Silvrettakristallin, wie auch im gesamten Ostalpin, zu einer ordovizischen (Schaltegger & Gebauer 1999) oder devonisch-karbonischen Gebirgsbildung (Thöni 1999), ist keine Entscheidung für eines der Entwicklungsmodelle möglich. Die geochronologische Bearbeitung stellt daher den wesentlichen Schritt zur Verbesserung zukünftiger Silvrettamodelle dar.

8. Literaturverzeichnis

Ai, Y. (1994): A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg exchange geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 467-473.

Amann, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. - Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 117 S., Innsbruck.

Anderson, D. E. & Buckley, G. R. (1973): Zoning in garnet - diffusion models. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 87-104.

Apted, M. J. & Liou, J. G. (1983): Phase relations among greenschists, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. - *Amer. J. Sci.*, **283A**, 328-353.

Bachatadse, V., Torsvik, T. H., Tait, J. A. & Soffel, H. C. (1995): Paleomagnetic constraints on the paleogeographic evolution of Europe during the Paleozoic. In: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe* (Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K., Hrsg.), 567-578, Springer, Berlin.

Baker, J., Matthews, A., Mattey, D., Rowley, D. & Xue, F. (1997): Fluid-rock interactions during UHP metamorphism, Dabie Shan, China. - *Terra Nova*, **9**, Abstr. Suppl. 1, IEC97, S. 2.

Bard, J. P. (1986): Microtextures of igneous and metamorphic rocks. - 264 S., D. Reidel, Dordrecht.

Beane, R. (1998): Implications of mineral textures and element zoning for the formation of atoll-shaped garnets in eclogite. - *EOS, Transactions*, **79**, 45, F990.

Bearth, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **12**, 147-178.

Bearth, P. (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **12**, 256-278.

Bearth, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **13**, 347-355.

Bearth, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone Zermatt - Saas Fee. - Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 132.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, P. & Ohnenstetter, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. - *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 1874-1882.

Benciolini, L. (1994): Metamorphic evolution of the Silvretta gabbro and related rocks (Upper Austroalpine, Central Alps). Its bearing on the pre-Mesozoic history of the alpine area basement. - *Mem. Sci. Geol.*, **46**, 353-371.

Berman, R. G. (1988): Internally consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2. - *J. Petrol.*, **29**, 445-522.

Berman, R. G. (1990): Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. - *Amer. Mineral.*, **75**, 328-344.

Berman, R. G. (1991): Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrological applications. - *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-855.

Berman, R. G. & Brown, T. H. (1985): Heat capacityof minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2: representation, estimation, and high temperature extrapolation. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 168-183.

Bernhardt, H. J., Massonne, H. -J., Reinecke, T., Reinhardt, J. & Willner, A. (1995): Digital element distribution maps, an aid for petrological investigations. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **7**, No. 1, 31.

Bertle, H. (1973): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens - Österreich. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **22**, 1-60.

Biino, G. G. (1996): Contact metamorphism of Caledonian eclogite in the old basement of the Eastern Alps (Silvretta thrust sheet). - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **76**, S. 98.

Biino, G.G. & De Capitani, C. (1995): Equilibrium assemblage calculations: a new approach to metamorphic petrology. In: *Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps* (Lombardo, B. Hrsg.), *Mus. Reg. Sci. Nat.*, 11-53, Turin.

Blumenthal, M. (1926): Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberem Prätigau und oberen Montafon. - *Jahresber. Naturforsch. Ges. Graubünden*, **64**, 51-83.

Blundy, J. D. & Holland, T. J. B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.

Bockemühl, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen. - Unveröffentl. Diss. Univ. Basel, 144 S.

Bohlen, S. R., Boettcher, A. L. & Wall, V. J. (1982): The system albite-H_2O-CO_2: a model for melting and activities of water at high pressures. - *Amer. Mineral.*, **67**, 451-462.

Bohlen, S. R., Wall, V. J. & Boettcher, A. L. (1983): Experimental investigations and geologic applications of equilibria in the system FeO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. - *Amer. Mineral.*, **68**, 1049-1058.

Bohlen, S. R., Montana, A., Kerrick, D. M. (1991): Precise determinations of the equilibria kyanite = sillimanite and kyanite = andalusite and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs. - *Amer. Mineral.*, **76**, 677-680.

Bollin, M. (1994): Metamorphe Entwicklung und Ursprung der Paragneise (Biotitplagioklasgneise, Plagioklas-knotengneise) der Silvretta. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg.

Bousquet, R., Goffé, B., Oberhänsli, R. & Jolivet, L. (1995): The high pressure-low temperature metamorphic core of the Engadine window (eastern central Alps). - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **7**, No. 1, 35.

Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L. & Vidal, O. (1998): High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine Window: implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. - *J. metamorph. Geology*, **16**, No. 5, 657-674.

Brady, J. B. & McCallister, R. H. (1983): Diffusion data for clinopyroxenes from homogenization and self-diffusion experiments. - *Amer. Miner.*, **68**, 95-105.

Brandelik, A. (1998): Titan-Gehalte in Granaten und ihre Verwendung als Geothermobarometer. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Stuttgart, 98 S.

Bröcker, M. (1985): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Val Tuoi (Silvretta, Schweiz). - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Tübingen.

Brown, G. C., Thorpe, R. S. & Webb, P. C. (1984): Geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. - *J. Geol. Soc. London*, **141**, 413-426.

Brown, T. H., Berman, R. G. & Perkins, E. H. (1988): Ge0-Calc: Software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. - *Computers and Geoscience*, **14**, 279-289.

Bucher, K. & Frey, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 318 S., 93 Abb., 28 Tab., Springer, Berlin.

Bürgin, T., Eichenberger, U., Furrer, H. & Tschanz, K. (1991): Die Prosanto-Formation - eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). - *Eclogae geol. Helv.*, **84**, No. 3, 921-990.

Büttner, S. & Kruhl, J. H. (1997): The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian massif. - *Geol. Rundschau*, **86**, No. 1, 21-38.

Buseck, P. R., Nord, G. L. & Veblen, D. R. (1980): Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: *Pyroxenes* (Prewitt, C. T., Hrsg.), *Reviews in mineralogy*, **7,** 117-211.

Carpenter, M. A. (1980): Mechanism of exsolution in sodic pyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 289-300.

Carswell, D. A. (Hrsg., 1990): Eclogite facies rocks. - 396 S., Blackie, Glasgow.

Carswell, D. A. (1990): Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 1-13, Blackie, Glasgow.

Carswell, D. A. & Harley, S. L. (1990): Mineral barometry and thermometry. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 83-110, Blackie, Glasgow.

Castro, A. Moreno-Ventas, I. de la Rosa J. D. (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. - *Earth Sci. Rev.*, **31**, 237-253.

Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. - *Clay Minerals*, **23**, 471-485.

Chakraborty, S. & Ganguly, J. (1992): Cation diffusion in alumosilicate garnets: experimental determination in spessartin-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and application. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**, 74-86.

Channell, J. E. T., Brandner, R., Spieler, A. & Stoner, J. S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, **11**, No. 4, 792-810.

Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacif. Geol.*, **8**, 171-174.

Chatterjee, N. D., Johannes, W. & Leistner, H. (1984): The system CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological appplications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 1-13.

Chatterjee, N. D. & Flux, S. (1986): Therrmodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures, and their geological applications. - *J. Petrol.*, **27**, 677-693.

Chatterjee, N. D. & Froese, E. (1975): A thermodynamic study of the pseudo-binary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$-$NaAlSi_3O_8$-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. - *Amer. Mineral.*, **60**, 985-993.

Chopin, C. & Monie, P. (1984): A unique magnesio-chloritoid bearing high pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and ^{40}Ar-^{39}Ar radiometric study. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 388-398.

Chopin, C. & Sobolev, N. V. (1995): Principal mineralogic indicators of UHP in crustal rocks. - In: *Ultrahigh pressure metamorphism* (Coleman, R. G. & Wang, X., Hrsg.), 96-131, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Clarke, D. B. (1992): Granitoid rocks. Topics in the Earth Sciences, 7, Chapman & Hall, London.

Cliff, R. A. (1980): U-Pb isotopic evidence from zircons for lower Palaeozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 283-288.

Cloos, M. (1982): Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, **93**, 330-345.

Cobbing, E. J. (1990): A comparison of granites and their tectonic settings from the South American Andes and the Southeast Asian tin belt. In: Plutonism from Antarctica to Alaska, *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **241**, 193-204.

Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similiraties. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 483-508.

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J.. R. & Chappell, B. W. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 189-200.

Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Gosso, G., Lombardo, B. & Williams, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. - *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **33**, 281-334.

Crank, J. (1975): Mathematics of diffusion. - 414 S., Oxford, London.

Cuthbert, S. J. & Carswell , D. A. (1990): Formation and exhumation of medium-temperature eclogites in the Scandinavian Caledonides. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 180-203, Blackie, Glasgow.

Cygan, R. T. & Lasaga, A. C. (1985): Self-diffusion of magnesium in garnet at 750° to 900°C. - *Amer. J. Sci.*, **285**, 328-350.

Dachs, E., Frasl, G. & Hoinkes, G. (1991): Mineralogisch-petrologische Exkursion ins Penninikum des Tauernfensters und in das Ötztalkristallin. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **3**, No. 2, 79-110.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals. - 696 S., 237 Abb., 61 Tab., Longman, Harlow.

Del Moro, A. & Notarpietro, A. (1987): Rb-Sr geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **67**, 295-306.

Dodson, M. H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.

Dössegger, R. (1974): Verrucano und "Buntsandstein" in den Unterengadiner Dolomiten. - Diss. ETH Zürich.

Dössegger, R. & Müller, W. H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. - *Eclogae geol. Helv.*, **69**, No. 1, 229-238.

Domanik, K. J. & Holloway, J. R. (1994): The stability of phengitic muscovite and associated phases in deeply subducted sediments. - *EOS*, *Transactions*, **75**, 744.

Droop, G. T. R. (1983): Pre-alpine eclogites in the Penninic basement complex of the Eastern Alps. - *J. metamorph. Geol.*, **1**, 3-12.

Droop, G. T. R., Lombardo, B. & Pognante, U. (1990): Formation and distribution of eclogite facies rocks in the Alps. In: *Eclogites facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 225-259, Blackie, Glasgow.

Dûchene, S. & Albarède, F. (1999): Simulated garnet-clinopyroxene geothermometry of eclogites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 75-91.

Dûchene, S., Albarède, F. & Lardeaux, J. -M. (1998): Mineral zoning and exhumation history in the Münchberg eclogites (Bohemia). - *Amer. J. Sci.*, **298**, 30-59.

Dûchene, S., Lardeaux, J. M., Albarède, F., Blichert-Toft, J., Luais, B & Télouk, P. (1997): Diachronous Lu-Hf ages of high-pressure rocks in the western Alps. - *Quad. Geodin. Alpina e Quaternaria*, **4**, 40-41.

Eberli, G. P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – Relikte eines passiven Kontinentalrandes. - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich*, **255**, 203 S.

Eichenberger, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). - Diss. ETH Nr. 8008, 209 S., Zürich.

Ellis, D. J. & Green, D. H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 13-22.

Elphick, S. C., Ganguly, J. & Loomis, T. P. (1981): Experimental study of Fe-Mg interdiffusion in alumosilicate garnet. - *EOS*, **62**, 411.

Ernst, W. G. & Liu, J. (1998): Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - A semiquantitative thermobarometer. - *Amer. Mineral.*, **83**, 952-969.

Escher v. d. Linth, A. & Studer, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittelbünden. - *Neue Denkschrift. Schweiz. Ges. Naturw.*, 3, 218 S.

Escher, F. (1921): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. - *Jahresber. Naturforsch. Ges. Graubünden*, LX, 5-55.

Essene, E. J. (1982): Geologic thermometry and barometry. In: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (Ferry, J. M., Hrsg.), *Reviews in mineralogy,* **10**, 153-206.

Essene, E. J. & Fyfe, W. S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 1-23.

Eugster, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. - Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 49/3, 1-134.

Eugster, H. P., Albee, A. L., Bende, A. E., Thompson, J. B. Jr. & Waldbaum, D. R. (1972): The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. - *J. Petrol.*, **13**, 149-179.

Ferreiro Mählmann, R. (1994): Zur Bestimmung der Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose - Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. - *Frankfurter geowiss. Arb.*, C, **14**, 498 S.

Ferry, J. M. & Spear, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.

Finger, F., Frasl, G., Haunschmid, B, Lettner, H., von Quadt, A., Schermaier, Schindlmayr, A. O. & Steyrer, . P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into a intra-alpine Variscan batholith. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 375-391, Springer, Berlin.

Finger, F. & Steyrer, H. P. (1990): I type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. - *Geology*, **18**, 1207-1210.

Flegler, S. L., Heckman Jr., J. W. & Klomparens, K. L. (1995): Elektronenmikroskopie - Grundlagen, Methoden, Anwendungen. - 279 S. 129 Abb., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

Flisch, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvrettadecke seit der mittleren Kreide. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing*., **53**, 123, 23-49.

Flisch, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Teil 2: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvrettadecke seit der mittleren Keide. Teil 3: K-Ar Dating of Quaternary Samples. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern.

Florence, F. P. & Spear, F. S. (1991): Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 487-500.

Flügel, H. W. & Faupl, P., Hrsg. (1987): Geodynamic concepts of the Eastern alps. - 414 S., Deuticke, Wien.

Flux, S. & Chatterjee, N. D. (1986): Experimental reversal of the Na-K exchange reaction between muscovite-paragonite crystalline solutions and a 2 molal aqueous (Na,K) Cl fluid. - *J. Petrol.*, **27**, 665-676.

Förster, H. -J., Tischendorf, G. & Trumbull, R. B. (1997): An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. - *Lithos*, **40**, 261-293.

Frank, S. M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. - Diss. ETH Zürich, Nr. 8085.

Franke, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. - *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**, 67-90.

Franke, W., Dallmeyer, R. D. & Weber, K. (1995): Geodynamic evolution. In: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe* (Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K., Hrsg.), 579-593, Springer, Berlin.

Franz, L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristallins auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): eine geologische, geochemische und petrologische Bestandsaufnahme. - 389 S., 165 Abb., 45 Tab., Enke, Stuttgart.

Frapolli, G. (1975): Petrografia della regione del passo della Flüela. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **55**, 307-364.

Frei, R., Biino, G. G. & Prospert, C. (1995): Dating a Variscan P-T loop with staurolite. - *Geology*, **23**, No. 12, 1095-1098.

Frisch, W. & Neubauer, F. (1984): Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin. - *Fortschr. Miner*., **62**, Beiheft 1, 67-68.

Frisch, W. & Neubauer, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. - *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **232**, 99-100.

Frisch, W., Neubauer, F. & Satir, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian Variscan cycle. - *Geol. Rundschau*, **73**, No. 1, 47-68.

Fröhlich, F. (1960): Ein Beitrag zur Geochemie des Chroms. - *Geochem. Cosmochem. Acta*, **20**, 215-240.

Froitzheim, N. & Eberli, G. P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1297-1308.

Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. - *Eclogae geol. Helv.*, **87**, No. 2, 559-612.

Fuchs, G. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25.000 Blatt 169 Partenen (Ost und West). - Geol. Bundes-Anstalt, 35 S., Wien.

Fuchs, G., Kurat, G. & Ntaflos, T. (1986): Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtür. - *Jb. Geol. Bundes -Anstalt*, **129**, No. 2, 283-290.

Fuhrman, M. L. & Lindsley, D. H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry. - *Amer. Mineral.*, **73**, 201-215.

Furrer, H. (1981): Stratigraphie und Fazies der Trias/Jura-Grenzschichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. - Unveröffentl. Diss. Univ. Zürich.

Furrer, H., Eichenberger, U., Froitzheim, N. & Wurster, D. (1992): Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und des Landwassergebietes (Silvretta-Decke, Ostalpin). - *Eclogae geol. Helv.*, **85**, No. 1, 245-256.

Ganguly, J. & Kennedy, G. C. (1974): The energetics of natural garnet solid solution: I. Mixing of the alumosilicate endmembers. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 137-148.

Ganguly, J. & Saxena, S. K. (1984): Mixing properties of alumosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. - *Amer. Mineral.*, **69**, 88-97.

Gasparik, T. & Lindsley, D. H. (1980): Phase equilibria at high pressures of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: *Pyroxenes* (Prewitt, C. T., Hrsg.), *Reviews in mineralogy*, **7,** 357-467.

Gebauer, D. (1990): Isotopic systems-geochronology of eclogites. In: *Eclogites facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 141-159, Blackie, Glasgow.

Gebauer, D. (1993): The pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps - an overview. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 93-117, Springer, Berlin.

Gebauer, D. (1996): A P-T-t-path for an (ultra?-) high-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains; example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: *Earth processes: reading the isotopic code*, AGU, 309-328.

Gebauer, D. & Söllner, F. (1993): U-Pb dating of zircons from eclogites of the Austroalpine Oetztal complex (E-Alps, Austria): conventional and SHRIMP data. - *Terra Nova*, Abstract supplement **4**, 10.

Ghent, E. (1988): A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks* (Smith, D. C., Hrsg.), 207-236, Elsevier, Amsterdam.

Godard, G. (1988): Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massif, France. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks* (Smith, D. C., Hrsg.), 451-519, Elsevier, Amsterdam.

Godard, G., Martin, S., Prosser, G., Kienast, J. R. & Morten, L. (1996): Variscan magmatism, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system. - *Tectonophysics*, **259**, 313-341.

Goffé, B. & Oberhänsli, R. (1992): Ferro- and magnesiocarpholite in the ”Bündnerschiefer” of the Central Alps (Grisons and Engadine window). - *Eur. J. Mineral.*, **4**, 835-838.

Gottschalk, M. (1997): Internally consistent thermodynamic data for rock forming minerals in the system SiO_2-TiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3-CaO-MgO-FeO-K_2O-Na_2O-H_2O-CO_2. - *Eur. J. Mineral.*, **9**, 175-223.

Graham, C. M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. - *J. metamorph. Geol.*, **2**, 13-31.

Grapes, R. & Watanabe, T. (1992): Metamorphism and uplift of alpine schist in the Franz Josef-Fox glacier area of southern alps, New Zealand. - *J. metamorph. Geol.*, **10**, No. 2, 171-180.

Grauert, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 139-147.

Grauert, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern, 166 S., München.

Grauert, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Fortschr. Miner.*, **59**, Beiheft 1, 54-56.

Grauert, B. & Arnold, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **20**, 34-56.

Green, T. H. & Adam, J. (1991): Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. - *J. metamorph. Geol.*, **9**, 341-347.

Green, T. H. & Hellman, P. L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - *Lithos*, **15**, 253-266.

Grubenmann, U. (1904): Pneumatolyse und Pegmatite: Mit einem Anhang über den Turmalinpegmatit vom Piz Cotschen im Unterengadin. - *Vierteljahrschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 376-391.

Gümbel (1856): Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. - *Jb. K.u.k. Geol. Reichs-Anstalt*, **7**, 1-39.

Guidotti, C. V. & Sassi, F. P. (1976): Muscovite as petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. - *N. Jb. Min. Abh.*, **127**, 97-142.

Guidotti, C. V. & Sassi, F. P. (1998): Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: recent advances for metamorphic rocks. - *Eur. J. Mineral.*, **10**, No. 5, 815-854.

Guiraud, M., Holland, T. Powell, R. (1990): Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O - Methods, results and geological applications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 85-98.

Gwinner, M.P. (1978): Geologie der Alpen (2. Aufl.). - 477 S., 394 Abb., Schweizerbart, Stuttgart.

Hacker, B. R. & Peacock, S. M. (1995): Creation, preservation, and exhumation of UHPM rocks. In: *Ultrahigh pressure metamorphism* (Coleman, R. G. & Wang, X., Hrsg.), 159-181, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Häfner, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). - Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 54/1, 33 S.

Hammarstom, M. & Zen, E. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. - *Amer. Mineral.*, **71**, 1297-1313.

Hammer, W. (1914): Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. - *Jb. K. K. Geol. Reichsanst.*, **64**, 555-562.

Hammer, W. (1918): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). - *Jb. Geol. Reichs-Anstalt*, **6**, No. 1-2, 205-258.

Hammer, W. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österrreich, Blatt Landeck 1 : 75.000. - Geol. B.-A., Wien.

Hammer, W. (1930): Über Pseudotachylite in den Ostalpen. - *Jb. Geol. Reichs-Anstalt*, **80**, 571-585.

Harley, S. L. & Carswell, D. A.(1990): Experimental studies on the stability of eclogite facies mineral parageneses. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 83-110, Blackie, Glasgow.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. In: *Collision tectonics* (Coward, M. P. & Ries, A. C., Hrsg.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 67-81.

Haselton, H. T., Hovis, G. L., Hemingway, B. S. & Robie, R. A. (1983): Calorimetric investigations of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short range order and implications for two-feldspar thermometry. - *Amer. Mineral.*, **72**, 398-413.

Hauzenberger, C., Höller, W. & Hoinkes, G. (1993): Zur Petrologie der Paragneise und Migmatite des Ultentalkristallins (Projekt S4708). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **138**, 163-168.

Heede, H. -U. (1997): Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten - Österreich. - *Münster. Forsch.Geol. Paläont.*, **81**, 168 S., Münster.

Heinisch, H. & Schmidt, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. - *Neues Jb. Geol. Paläont*., **4**, 211-239.

Heinrich, C. A. (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. - *J. Petrol.*, **27**, 123-154.

Hellermann, B. (1992): Petrographic, geochemical and isotopic studies on diabase dykes of the Swiss Silvretta Nappe. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg.

Hellermann-Furrer, B. E. (1990): Geochemistry of diabase dikes of the Silvretta (Switzerland). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **70**, 109-114.

Henrichs, C.(1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. - *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **40**, 206 S., 69 Abb., Bochum.

Hey, M. H. (1954): A new review of the chlorites. - *Mineral. Mag.*, **30**, 277-292.

Hezner, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite. - *Tschermaks Miner. Petrograph. Mitt.*, **22**, 437-471 und 505-580.

Hickmott, D. D., Shimizu, N., Spear, F. S. & Selverstone, J. (1987): Trace element zoning in metamorphic garnet. - *Geology*, **15**, 573-576.

Hine, R. Williams I. S., Chappell, B. W., White, A. J. R. (1978): Contrast between I- and S-type granitoids of the

Kosciusko Batholith. - *J. Soc. Geol. Austr.,* **25**, 219-234.

Hitz, L. (1996): The deep structure of the Engadine Window: Evidence from deep seismic data. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**, No. 2, 657-675, Basel.

Hlauschek, H. (1983): Der Bau der Alpen und seine Probleme. - 630 S., 192 Abb., Enke, Stuttgart.

Hodges, K. V. & Royden, L. (1984): Geologic thermobarometry of retrograde metamorphic rocks: An indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. - *J. Geophys. Res.*, **89**, 7077-7090.

Hodges, K. V. & Spear, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.

Höck, V. & Koller, F. (1987): The Idalp Ophiolite (Lower Engadine Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. - *Ofioliti*, **12**, 179-192.

Hoernes, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. - *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt*., **15**, 56-70.

Hoernes, S. & Friedrichsen, H. (1978): Oxygen isotope studies of the Austroalpine and Penninic units of the Eastern Alps. In: *Alps, Appennines, Hellenides* (Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K., Hrsg.), 127-131, Schweizerbart, Stuttgart.

Hoernes, S. & Purtscheller; F. (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. - *Ber. med. - naturw. Verh. Innsbruck*, **58**, 483-488, Innsbruck.

Hoinkes, G. (1986): Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 393-399.

Hoinkes, G., Kostner, A. & Thöni, M. (1991): Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. - *Mineral. Petrol.*, **43**, 237-254.

Hoinkes, G. & Thöni, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 485-494, Springer, Berlin.

Holdaway, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.

Holdaway, M. J. & Mukhopadhyay, B. (1993): A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. - *Amer. Mineral.*, **78**, 298-315.

Holland, T. J. B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + water, and internallyconsistent thermodynamic data for part of the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, with applications to eclogites and blueschists. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 293-301.

Holland, T. J. B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. - *Amer. Mineral.*, **65**, 129-134.

Holland, T. J. B. (1983): The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic clinopyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 214-220.

Holland, T. J. B. (1989): Dependence of entropy on volume for silicate and oxide minerals: A review and a predictive model. - *Amer. Mineral.*, **74**, 5-13.

Holland, T. & Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.

Holland, T. & Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-H_2-O_2. - *J. metamorph. Geol.*, **8**, 89-124.

Hollister, L. S. (1966): Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. - *Science*, **154**, 1647-1651.

Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - *Amer. Mineral.*, **72**, 231-239.

Hurford, A. J., Flisch, M. & Jäger, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a

contribution from fission track analysis and mica dating. In: *Alpine Tectonics* (Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. Hrsg.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 369-398.

Imeokparia, E. G. & Emofurieta, W. O. (1991): Protoliths and petrogenesis of precambrian gneisses from the Igbeti Area, SW Nigeria. - *Chem. Erde*, **51**, 39-54, Jena.

Indares, A. & Martignole, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. - *Amer. Mineral.*, **70**, 272-278.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common rocks. - *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.

Jäger, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. - *J. Geophys. Research*, **67**, 5293-5306.

Jäger, E., Geiss, J., Niggli, E., Streckeisen, A., Wenk, E. & Wüthrich, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt*., **41,** 255-272.

Jensen, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. - Ontario Div. Mines Misc. Pap. 66.

Joanny, V., Van Roermund, H. & Lardeaux, J. M. (1991): The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. - *Geol. Rundschau*, **80**, No. 2, 303-320.

Johannes, W. & Schreyer, W. (1981): Experimental introduction of CO_2 and H_2O into Mg-cordierite. - *Amer. J. Sci.*, **281**, 299-317.

Johnson M. C. & Rutherford, M. J. (1989): Experimental calibration of an aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. - *Geology*, **17**, 837-841.

Kerrick, D. M. (1990): The Al_2SiO_5 polymorphs. - *Reviews in Mineralogy*, **22**, 406 S., Mineralogical Society of America, Washington DC.

Kleemann, U. & Reinhardt, J. (1994): Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. - *Eur. J. Mineral.*, **6**, 925-941.

Klemd, R., Matthes, S. & Okrusch, M. (1991): High-pressure relics in metasediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 328-342.

Koch, G. A. (1876a): Vorläufige geologische Mittheilungen aus der Ferwallgruppe. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1876**, 187-190, Wien.

Koch, G. A. (1876b): Reisebericht Nr. 1, 2 und 3: Aus dem Montafon. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1876**, 320-323 und 343-346, Wien.

Koch, G. A. (1877a): Kurze Erläuterungen zur Vorlage der geologischen Aufnahmskarte des Selvrettagebietes. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1877**, 137-142, Wien.

Koch, G. A. (1877b): Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Selvrettagruppe. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1877**, 202-205, Wien.

Koch, N. (1990): Licht- und elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Deformationsgeschichte von Myloniten und Pseudotachyliten der Basis der Silvrettadecke (Graubünden, Tirol) und Vergleich mit Myloniten der ZEV (Zone von Erbendorf-Vohenstrauß, Oberpfalz). - Unveröffentl. Diss. Univ. München, 153 S., München.

Koch, N. & Masch, L. (1992): Formation of Alpine mylonites and pseudotachylytes at the base of the Silvretta nappe. - *Tectonophysics*, **204**, 289-306.

Koch-Müller, M. (1997): Experimentally determined Fe-Mg exchange between synthetic staurolite and garnet in the system MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. - *Lithos*, **41**, 185-212.

Kohn, M. J. & Spear, F. S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. - *Amer. Mineral.*, **75**, 89-96.

Kohn, M. J., Valley, J. W., Elsenheimer, D. & Spicuzza, M. J. (1993): Oxygen isotope zoning in garnet and staurolite from Tierra del Fuego, Chile: Evidence for closed system mineral growth during regional metamorphism. - *Amer. Mineral.*, **78**, 988-1001.

Koons, P. O. (1984): Implications to garnet-clinopyroxene geothermometry of non-ideal solid solution in

jadeiitic pyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 340-347.

Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs. Geol. Landesamt*, **1**, 1-39.
Koziol, A. M. & Newton, R. C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. - *Amer. Mineral.*, **73**, 216-223.

Koziol, M. & Oberhänsli, R. (1994): Neue Ergebnisse zur Geochemie und Metamorphose im Ötztal/Österreich. - *Beih. Eur. J. Mineral.*, **6**, 156.

Koziol, M. & Oberhänsli, R. (1995): Die südliche Eklogitzone im Ötztal. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **140**, 95-117.

Krähenbühl, R. (1984): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüela-Weisshorn zu Gorihorn und Rosställispitz (Kanton Graubünden). - Unveröffentl. Dipl. Thesis, Univ. Bern.

Kreczy, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. - Unveröffentl. Diss. Univ. Wien.

Kretz, R. (1973): Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. - *Canadian Mineralogist*, **12**, No. 1, 1-20.

Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J. Haase, G., Bielecki, K. -H., Krauss, m. & Eidam, J. (1994): Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. - *Geol. Rundschau*, **83**, No. 2, 357-376.

Krogh, E. J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 44-48.

Krogh, E. J. & Råheim, A. (1978): Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 75-80.

Krohe, A. (1996): Variscan tectonics of central Europe: Postaccretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere. - *Tectonics*, **15**, No. 6, 1364-1388.

Kürmann, H. (1993): Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. - *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **41**, 328 S., 50 Abb., Bochum.

Kuhn-Schnyder, E. (1952): Ein Sauropterygier aus dem Ducantal (Kt. Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.*, **45**, No. 1, 315-319.

Kuhn-Schnyder, E. (1959): Ein neuer Pachypleurosaurier von der Stulseralp bei Bergün (Kt. Graubünden, Schweiz). - *Eclogae geol. Helv.*, **52**, No. 2, 639-658.

Kushiro, I. (1969): Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. - *Mineral Soc. Am. Spec. Pap.*, **2**, 179-192.

Läufer, A. & Loeschke, J., Vianden, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **136**, 137-162.

Laird, J. & Albee, A. L. (1981): Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. - *Amer. J. Sci.*, **281**, 127-175.

Lambert, R. S. J. (1959): The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, **63**, 535-588.

Lasaga, A. C., Richardson, S. M. & Holland, H. D. (1977): The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: *Energetics of geological processes* (Saxena, S. K. & Ghattacharji, Hrsg.), 354-387, Springer, New York.

Laubscher, H. P. (1983): Detachment, shear and compression in the central Alps. - *Geol. Soc. Amer., Mem.,* **158**, 191-211.

Leake, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. - *J. Petrol.*, **5**, 238-254.

Leake, B. E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and sub-calciferous amphiboles. - *Amer. Mineral.*, **50**, 843-851.

Leake, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *Canadian Mineralogist*, **16**, No. 4, 501-520.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J. Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles - Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. - *Eur. J. Mineral.*, **9**, 623-651.

Leimser, W. Purtscheller, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 129-137, Wien.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. - Blackwell, Oxford.

Leupold, W. (1920): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern.

Leupold, W. (1934): Arosa - Alteinfurka - Glaris (Davos) - Filisur. - Geol. Führer der Schweiz, Exkursion 87, 997-1013.

Liebetrau, V. (1996): Petrographie, Geochemie und Datierung der Flüelagranitischen Assoziation (Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins - Graubünden, Schweiz. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg, 233 S., Freiburg.

Liebetrau, V. & Poller, U. (1996): Geochronology of polymetamorphic eclogites: an example of the Silvretta nappe / Cental Alps. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **8**, No. 1, 172.

Liebetrau, V. & Poller, U., Todt, W. & Maggetti, M. (1996): Geochronological studies on eclogites of the Silvretta nappe / Cental Alps. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.,* **141**, 136-137.

Linner, M., Richter, W. & Thöni, M. (1996): Eo-Alpine eclogites in the Austroalpine basement S of the Tauern Window: geochemistry of eclogites and interlayered metasediments. - J. Conference Abstracts, V. M. Goldschmidt Conference Heidelberg, **1**, 363.

Liou, J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote. - *J. Petrol.*, **14**, 381-413.

Liou, J. G., Kuniyoshi, S. & Ito, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. - *Amer. J. Sci.*, **274**, 613-632.

Liu, J., Bohlen, S. R. & Ernst W. G. (1996): Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**, 161-171.

Loeschke, J. & Heinisch, H. (1993): Palaezoic volcanism of the Eastern Alps and its palaetectonic significance. In: *Pre- mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 441-455, Springer, Berlin.

Lutz, H., Kreutzer, L. H., Schönlaub, H. P., Hubmann, B. (1997): The Devonian of Austria. - *Ber. Geol. Bundes-Anstalt*, **40**, 42-59.

Mäder, U. K. & Berman, R. G. (1992): Amphibole thermometry, a thermodynamic approach. In: Current Research, Part E, Geological Survey of Canada Paper 92-1E, 393-400.

Maggetti, M. (1986): Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. - *Fortschr. Miner.*, **64**, Beiheft 1, S.103.

Maggetti, M. & Biino, G.G. (1996): 15 years of Silvretta research: the state of the question. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **141**, 138-139.

Maggetti, M. & Flisch, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. - In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 469-484, Springer, Berlin.

Maggetti, M., Flisch, M. & Bollin, R (1990): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11. -14. September 1989). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 121-157.

Maggetti, M. & Galetti, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **64**, 423-450.

Maggetti, M. & Galetti, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 467-484.

Maggetti, M. & Galetti, G. (1995): Magmatic evolution and geotectonic setting of the Silvretta amphibolites. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt*., **75**, 303.

Maggetti, M., Galetti, G. & Stosch, H. -G. (1987): Eclogites from the Silvretta nappe (Switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **64**, 319-334.

Manby, G. M. & Thiedig, F. (1988): Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt*., **68**, 441-466.

Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, No. 5, 635-643.

Margules, M. (1895): Über die Zusammensetzung der gesättigten Dämpfe von Mischungen. - *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, **104**, 1243-1278.

Masch, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta- eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung. - Unveröffentl. Diss. Univ. München, 63 + VI S., München.

Masch, L. (1973): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). - *Neues Jb. Mineral. Monatsh*., **11**, 486-509.

Massonne, H. -J. (1991a): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O-MgO-Al_2SiO_5-SiO_2-H_2O. - Habilitationsschrift (unveröffentlicht), Ruhr-Universität Bochum, 172 S.

Massonne, H. -J. (1991b): Druck-Temperatur-Entwicklung phengitführender Eklogite. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **136**, 55-77.

Massonne, H. -J. (1992a): Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks. In: *Water-Rock Interactions, Proceedings of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction, Park City, Utah* (Kharaka, Y. K. & Maest, A. S., Hrsg.), 1523-1526, Balkema, Rotterdam.

Massonne, H. -J. (1992b): Thermodynamische Eigenschaften von Phasen des Systems MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (MASH) unter besonderer Berücksichtigung von Mischkristallreihen.- *Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **4**, No. 1, 186.

Massonne, H. -J. (1992c): Evidence for low-temperature ultrapotassic siliceous fluids in subduction zone environments from experiments in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (KMASH). - *Lithos*, **28**, 421-434.

Massonne, H. -J. (1995): Experimental and petrogenetic study of UHPM. In: *Ultrahigh pressure metamorphism* (Coleman, R. G. & Wang, X., Hrsg.), 33-95, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Massonne, H. -J. (1997): An improved thermodynamic solid solution model for natural white micas and its application to the geothermobarometry of metamorphic rocks. - Geol. Surv. Finland, Guide 46, Mineral equilibria and databases, Abstracts, 49.

Massonne, H. -J. (1998): A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. - 7th Int. Kimberlite Conf., Ext. Abstr. Vol., 552-554.

Massonne, H. -J., Grosch, U. & Willner, A. (1993) : Geothermobarometrie mittels Ti-Gehalten in Kalihellglimmern. - *Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **5**, No. 1, 85.

Massonne, H. -J. & Schreyer, W. (1986): High-pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. - *N. Jb. Miner. Abh.*, **153**, 177-215.

Massonne, H. -J. & Schreyer, W. (1987): Phengit geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol*., **96**, 212-224.

Massonne, H. -J. & Schreyer, W. (1989): Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengit and two new phengite barometers. - *Eur. J. Mineral*., **1**, 391-410.

Massonne, H. -J. & Szpurka, Z. (1997): Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O and K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. - *Lithos*, **41**, 229-250.

Matte, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt of Europe. - *Tectonophysics*, **180**, 1-28.

McCammon, C. A., Chinn, I. L., Gurney, J. J. & Mccammon, M. E. (1998): Ferric iron content of mineral inclusions in diamonds from George Creek, Colorado determined using Mössbauer spectroscopy. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**, 30-37.

Ménot, R. P., Peucat, J. J., Scarenzi, D. & Piboule, M. (1988): 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 82-92.

Mercolli, I. (1989): The volcanic suite of the Julier area (Grisons). Part 1: Volcanic and tectonic evolution. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt*., **69**, 423-433.

Meschede, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. - *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.

Messiga, B. (1981): Evidenze strutturali e paragenetiche dell´evoluzione polifasica prealpina del Massiccio cristallino di Savona. - *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **37**, 739-754.

Michael, G. (1985): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). - Unveröffentl. Dipl. Thesis, Univ. Fribourg.

Middlemost, E. A. K. (1975): The basalt clan. - *Earth Sci. Rev.*, **11**, 337-364.

Miller, Ch. & Thöni, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **122**, 199-225.

Miller, Ch. & Thöni, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **137**, 283-310.

Mirwald, P. W. & Massonne, H. -J. (1980): The low-high quartz and quartz - coesite transition to 40 kbar between 600° and 1600°C and some reconnaissance data on the effect of $NaAlO_2$ component on the low quartz - coesite transition. - *J. Geophys. Res.*, **85**, 6983-6990.

Mogessie, A. & Purtscheller, F. (1986): Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai basement complex based on amphibolite petrology. - *Jb.Geol. Bundes-Anstalt*, **129**, No. 1, 69-91, Wien.

Mogessie, A., Purtscheller, F. & Tessadri, R. (1986): High alumina calcic amphiboles (alumino pargasite - magnesio sadanagaite) from metabasites and metacarbonates of central Oetztal (northern Tyrol, Austria). - *N. Jb. Mineral. Abh.*, **154**, 21-39.

Moine, B. & De La Roche, H. (1968): Nouvelle approche du problème de l´origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. - *Comptes Rend. Acad. Sci. Paris*, (D) **267**, 2084-2087.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. - *Amer. Mineral.*, **73**, 1123-1133.

Mostler, H. (1972): Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - *Verh. Geol. Bundes-Anstalt*, **1**, 171-174, Wien.

Müller, B. (1989): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Decke im Gebiet Obr Silvretta bis Chremerchöpf (Kanton Graubünden). Zirkonmorphologische Untersuchungen an Orthogneisen des Silvrettakristallins. - Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Bern.

Müller, B., Klötzli, U. & Flisch, M. (1994): Dating of the Silvretta Older Orthogneiss intrusion: U-Pb-zircon data indicate cadomian magmatism in the Upper Austroalpine realm. - *Jour. Czech Geol. Soc.,* **39**, No. 1, Prag.

Müller, B., Klötzli, U. S. & Flisch, M. (1995): U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. - *Geol. Rundschau*, **84**, No. 3, 457-465.

Müller, B., Klötzli, U. S., Schaltegger, U. & Flisch, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zircon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. - *Geol. Rundschau*, **85**, No. 4, 822-831.

Müller, W., Kelley, S. P., Mancktelow, N., Meier, M., Oberli, F. & Villa, I. (1997): Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system. - *Quad. Geodin. Alpina e Quaternaria*, **4**, 83-84.

Mullen, E. D. (1983): $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and ist implications for petrogenesis. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.

Naef, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich*, **276**, 22 Taf., 206 S..

Neubauer, F. & Frisch, W. (1993): The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 515-536, Springer, Berlin.

Neubauer, F., Hoinkes, G., Sassi, F. P., Handler, R., Höck, V., Koller, F. & Frank, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**, 41-62.

Nisbet, E. G., Deitrich, V. J. & Esenwein, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. - *Fortschr. Miner.*, **57**, 264-279.

Norman, M. D. et al. (1992): Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal, variation in magmatic processes and relations to tectonic setting. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **83**, 71-81.

Nowotny, A., Pestal, G. & Rockenschaub, M. (1992): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **135**, No. 4, 867-872.

Obata, M. & Morten, L. (1987): Transformation of spinel lherzolite to Grt-lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy. - *J. Petrol.*, **28**, 599-623.

Oberhänsli, R. (1980): P-T Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaukophaniten der ophiolithe von Zermatt. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt*., **60**, 215-235.

Oberhänsli, R. & Dietrich, V. (1975): Geochemische Untersuchungen an Metabasalten der alpinen Ophiolithe. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt*., **55**, 574-576.

Oberhauser, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. - 699 S., Springer, Wien.

Oberhauser, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **126**, No. 1, 71-93, Wien.

O´Brien P. J. (1993): Partailly retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: records of a multi-stage Variscan uplift history in the Bohemain Massif. - *J. metamorph. Geol.*, **11**, 241-260.

O´Brien, P. J. & Carswell, D. A. (1997): Phengite growth in an eclogite from the Dabie Mts., China: early inclusion phase or product of peak P-T fluid influx connected to atoll formation ? - *Terra Nova,* **9***,* Abst. Suppl. 1, IEC 97, S. 23.

O´Brien, P. J., Carswell, D. A. & Gebauer, D. (1990): Eclogite formation and distribution in the European Variscides. In: *Eclogites facies rocks* (Carswell, D. A. Hrsg.), 204-224, Blackie, Glasgow.

Ochsner, A. (1993): U-Pb geochronology of the Upper Proterzoic - Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): constraints on the timing of the Cadomina Orogeny. - Unveröffentl. Diss. ETH Zürich.

Ouwehand, P. J. (1984): Oberanisische Conodonten aus den Knollenkalk-Schichten (Recoarokalk) der Silvretta-Decke (Filisur, Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.*, **77**, No. 1, 45-53.

Passchier, C. W. & Trouw; R. A. J. (1996): Microtectonics. - 289 S., 254 Abb., Springer, Berlin.

Pasteels, P. (1964): Mésures d´âges sur les zircons de quleques roches des alpes. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **44**, 519-541.

Pattison, D. R. M. & Newton, R. C. (1989): Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 87-103.

Pearce, J. A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in basalts. - *J. Petrol.*, **17**, 15-43.

Pearce, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks* (Thorpe, R. S., Hrsg.), 525-548, Wiley, London.

Pearce, J. A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J., Hrsg.), 230-249, Shiva, Nantwich.

Pearce, J. A. (1983): A ”users guide” to basalt discrimination diagramms. - Unveröffentl. Report, The Open

Milton University, 37 S., Milton.

Pearce, J. A. & Cann, J. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.

Pearce, J. A. & Gale, G. H. (1977): Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**, 14-24.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol*., **25**, No. 4, 956-983.

Pearce, J. A. & Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1975): The TiO_2-K_2O-P_2O_5-diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 419-426.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1977): The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 121-132.

Perchuk, L. L. & Lavrent´eva, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (Saxena, S. K., Hrsg.), *Adv. Phys. Geochem.*, **3**, 199-239, Springer, New York.

Perchuk, A. & Philippot, P. (1998): Dynamics of eclogitic rock exhumation. - *EOS, Transactions*, **79**, 45, F983.

Pfiffner, O. A. (1993): Palinspastic reconstruction of the pre-triassic basement units in the Alps: the Central Alps. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 29-39, Springer, Berlin.

Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St. & Steck, A. (Hrsg., 1997): Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20. - 380 S., Birkhäuser, Basel.

Pfiffner, O. A. & Hitz, L. (1997): Geological interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1-E3, E7-E9): eastern Swiss Alps. In: *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St. & Steck, A., Hrsg.), 73-100, Birkhäuser, Basel.

Pichler, H. & Schmitt-Riegraf, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 230 S., Enke, Stuttgart.

Pirkl, H.R. (1980): Geologische Beschreibung der Silvretta-, Samnaun- und Verwallgruppe. In: *Der geologische Aufbau Österreichs* (Oberhauser, R., Hrsg.), 332-347, Springer, Wien.

Pitcher, W. S. (1982): Granite type and tectonic environment. In: *Mountain building processes* (Hsü, K., Hrsg.), 19-40, Academic Press, London.

Plyusnina, L. P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 140-146.

Poli, S. (1991): Reaction spaces and P-T paths: from amphibole eclogite to greenschist facies in the Austroalpine domain (Oetztal Complex). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 399-416.

Poli, S. & Schmidt, M. W. (1998): The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 162-175.

Poller U. (1994): Petrographie, Geochemie und Datierung der Augengneise Typ Mönchalp (Ältere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Graubünden / Schweiz. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg, 169 S., Nürnberg.

Poller, U. (1997): U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlas-ch (Silvretta nappe, Switzerland). - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **77**, 351-359.

Poller, U., Nägler, T. F., Liebetrau, V. & Galetti, G. (1997): The Mönchalpgneis-geochemical characteristics and Sm/Nd data of a polymetamorphic S-type granitoid (Silvretta nappe/Switzerl.). - *Eur. J. Mineral*., **9**, No. 2, 411-422.

Powell, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. - *J. metamorph. Geol.*, **3**, 231-243.

Pownceby, M. I., Wall, V. J. & O´Niel, H. S. C. (1987): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 116-126.

Prospert, C. & Biino, G. G. (1996): Fast anticlockwise P-T-t path in the Eastern Alps: evidence from metasedimentary rocks and metamorphic veins of the Silvretta thrust sheet. - *Geodinamica Acta*, **9**, No. 1, 234-256.

Pupin, J. P. (1980): Zircon and granite petrology. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.

Raase, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231-236.

Råheim, A. & Green, D. H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 179-203.

Rammlmair, D. (1980): Petrographie der Diabase der Ötztaler-Stubaier Masse. - Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck.

Reithofer, O. (1931): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **81**, 305-330, Wien.

Reithofer, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **85**, 225-258, Wien.

Richardson, S. W., Bell, P. M., Gilbert, M. C. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. - *Amer. J. Sci.*, **267**, 259-272.

Richthofen (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - *Jb. K.u.k. Geol. Reichs-Anstalt*, **10**, 72-137.

Riedmüller, G. & Weiss, E. H. (1979): Junge tektonische Bewegungserscheinungen im Liegenden der Silvrettadecke. - *Verh. Geol. Bundes-Anstalt*, **2**, 229-235, Wien.

Rockenschaub, M.J. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **133**, No. 4, 619-633, Wien.

Rockenschaub, M., Theiner, U. & Frank, W. (1983): Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. - Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 223-227, Graz.

Rollinson, H. R. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. - 352 S., Longman, London.

Rosenbleck, C. (1996): Phlogopitmischkristalle im System K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: Hochdrucksynthesen, physikochemische Eigenschaften und geothemobarometrische Anwendung. - Unveröffentl. Diss. Ruhr-Univ. Bochum , 238 S., Bochum.

Rossi, G. (1988): A review of the crystal-chemistry of clinopyroxenes in eclogites and other high-pressure rocks. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks* (Smith, D. C., Hrsg.), 237-271, Elsevier, Amsterdam.

Rothpletz, A. (1902): Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. - *Sammlung Geologischer Führer,* 10, 256 S., Bornträger, Berlin.

Rudolph, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh*., **3**, 181-183.

Rumble, D. III (1998): Stable isotope geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. In: *When continents collide: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks* (Hacker, B. R. & Liou, J. G., Hrsg.), 203-239, Kluwer, Dordrecht.

Rumble, D. III & Finnerty, T. A. (1974): Devonian grossularite-spessartine overgrowths on Ordovician almandine from eastern Vermont. - *Amer. Mineral.*, **59**, 558-562.

Schaltegger, U. & Gebauer, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **79**, 79-87.

Schaltegger, U., Nägler, Th. F., Corfu, F., Maggetti, M., Galetti, G. & Stosch, H. G. (1997): A Cambrian island arc in the Silvretta nappe: constraints from geochemistry and geochronology. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **77**, 337-350.

Schmädicke, E. (1994): Die Eklogite des Erzgebirges. - *Freiberger Forschungshefte*, C456, 338 S., 88 Abb., 17 Tab., DVG, Leipzig.

Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. - *Tectonics*, **15**, No. 5, 1036-1064.

Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Schönborn, G., Froitzheim, N. & Kissling, E. (1997): Integrated cross section and

tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St. & Steck, A., Hrsg.), 289-304, Birkhäuser, Basel.

Schmidt, M. W. (1992): Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.

Schmidt, M. W. (1992): Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: An experimental study at 650° C. - *Amer. J. Sci.*, **293**, 1011-1060.

Schmidt, M. W. (1996): Experimental constraints on recycling of potassium from subducted oceanic crust. - *Science*, **272**, 1927-1930.

Schmidt, M. W. & Poli, S. (1994): The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 105-118.

Schönlaub, H. P. (1993): Stratigraphy, biogeography and climatic relationship of the Alpine Paleozoic. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 65-91, Springer, Berlin.

Schönlaub, H. P. (1997a): The biogeographic relationship of Ordovician strata and fossils of Austria. - *Ber. Geol. Bundes-Anstalt*, **40**, 6-19.

Schönlaub, H. P. (1997b): The Silurian of Austria. - *Ber. Geol. Bundes-Anstalt*, **40**, 20-41, Wien.

Schulz, B. (1993): Mineral chemistry, geothermobarometry and pre-Alpine high-pressure metamorphism of eclogitic amphibolites and mica schists from the Schobergruppe, Austroalpine basement, Eastern Alps. - *Mineral. Mag.*, **57**, 189-202.

Schulz, B. (1995): Geochemistry and preserved REE magmatic fractionation patterns of the Prijakt amphibolitized eclogites of the Schobergruppe, Austroalpine basement (Eastern Alps). - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **74**, 225-239.

Schulz, B. (1996): Arguments for a basaltic provenance and a variscan metamorphism of the amphibolitized eclogites in the austroalpine basement of the Schobergruppe, Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **75**, 213-214.

Schulz, B., Nollau, G., Heinisch, H. & Godizart, G. (1993): Austro-Alpine basement complex to the south of the Tauern window. - In: *Pre- mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 495-514, Springer, Berlin.

Schwandt, C. S., Cygan, R. T. & Westrich, H. R. (1995): Mg self-diffusion in pyrope garnet. - *Amer. Mineral.*, **80**, 483-490.

Schweinehage, R. (1995): Strukturgeologie und Petrographie im oberostalpinen Altkristallin (Umgebung Darmstädter Hütte, zentralen Verwallgruppe). - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Stuttgart, 132 S.

Schweinehage, R. & Massonne, H. -J. (1998): High to ultrahigh pressure metamorphism of eclogites from the European Alps. - *EOS, Transactions*, **79**, 24, W129.

Schweinehage, R. & Massonne, H. -J. (1999): Geochemistry and metamorphic evolution of metabasites from the Silvretta nappe, Eastern Alps. - *Memorie Sci. Geol. Padova*, **51**, No. 1, 191-203.

Scotese, C. R. & McKerrow, W. S. (1990): Revised worldd maps and introduction. In: *Palaezoic palaeogeography and biogeography* (McKerrow, W. S. & Scotese, C. R., Hrsg.), *Geol. Soc. Mem.*, **12**, 1-21.

Seim,R. & Tischendorf, G. (1990): Grundzüge der Geochemie. - 274 Abb., 130 Tab., 13 Anl., 632 S., VEB, Leipzig.

Shand, S. J. (1950): Eruptive rocks. - 488 S., Thomas Murby, London.

Shervais, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.

Shimizu, N. (1971): Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 374-380.

Söllner, F. & Hansen, B.T. (1987): "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*,

130, No. 4, 529-569, Wien.

Spaenhauer, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sarsur-Gruppe. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **12**, 27-146.

Spaenhauer, F. (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **13**, 323-346.

Spear, F. S. (1980): NaSi ⇔ CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33-41.

Spear, F. S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. - 799. S, Mineral. Soc. Amer., Washington DC.

Spear, F. S. & Cheney, J. T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149-164.

Spiess, R. (1985): Kristallingeologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon (Vorarlberg).- Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 78 S., Wien.

Spitz, A. & Dyhrenfurth, G. (1913): Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bögen. - *Eclo. geol. Helv.*, **12**, 476-497.

Spitz, A. & Dyhrenfurth, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfser Joch. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, XLIV. Lief.

Stampfli, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain - a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**, 13-42.

Stampfli, G.M. & Mosar, J. (1999): The making and becoming of Apulia. - Memorie Sci. Geol. Padova, in press.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marchant, R., Marquer, D., Baudin, T. & Borel, G. (1998): Subduction and obduction processes in the western Alps. - *Tectonophysics*, **296**, No. 1-2, 159-204.

Staub, R. (1924): Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52, 272 S.

Steinmann, G. (1898): Geologische Beobachtungen in den Alpen, 1., 2. Teil. - *Ber. Natf. Ges. Freiburg/Br*., **10**, 215-292.

Stöckhert, B., Rösner, G., Küster, M., Heider, M., Gundlach, K. & Richter, D. K. (1990): High-Pressure metamorphism of mesozoic sediments in the Lower Engadine Window, Eastern Alps. - *Terra abstracts*, **2**, 34 (S7/25), Oxford.

Streckeisen, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **8**, 87-239.

Streckeisen A., Grauert, B. & Peters, T. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **46,** No. 2, 704-722.

Sun, S. -S. & McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Saunders, A. D. & Norry, M. J., Hrsg.), Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345.

Sun, S. -S., Nesbitt, R. W. & Ya, A. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett*., **44**, 119-138.

Tait, J., Schätz, M., Bachtadse, V. Soffel, H. (1998): Paleography of Paleozoic terranes in the Variscan and Alpine fold belts. - *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **9**, 192-193.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. - 312 S., Blackwell, Oxford.

Theobald, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc. - Beitr. Geol. Kt. Schweiz, 2, 372 S.

Thélin, P. (1983): Les gneiss oeillés de la nappe du Grand Saint-Bernard. Essai d´évaluation des critères susceptibles d´en préciser l´hérédité pré-metamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). - Unveröffentl. Diss. Univ. Lausanne.

Thierrin, J. (1983): Les éclogites et le complex gabbroiique du Val Sarsura (Silvretta). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **63**, 479-496.

Thöni, M. (1980): Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the southen Ötztal Mass and the Scarl Unit based on K/Ar determinations. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 139-165.

Thöni, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar age determinations on micas. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **124**, No. 1, 111-174, Wien.

Thöni, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust*., **28**, 17-34, Wien.

Thöni, M. (1988): Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt,* **131**, No. 1, 169-201, Wien.

Thöni, M. & Jagoutz, E. (1992): Some aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). - *Geochem. Cosmochem. Acta*, **56**, 347-368.

Thöni, M. (1999): A review of geochronological data from the eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**, 209-230.

Thöni, M. & Miller, Ch. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T-constraints on the thermal and tectonic history. - *J. metamorph. Geol.*, **14**, 453-466.

Thum, I. & Nabholz, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 144, 55 S.

Tischendorf, G. & Pälchen, W. (1985): Zur Klassifikation von Granitoiden. - *Zeitschr. geol. Wiss.*, **13**, No. 5, 615-627.

Tollmann, A. (1970): Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. - *Verh. Geol. Bundes-Anstalt*, 324-345, Wien.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich - Band 1. - XIV+766 S., 200 Abb., 25 Tab., Deuticke, Wien.

Tracy, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (Ferry, J. M., Hrsg.), *Reviews in mineralogy,* **10**, 357-467.

Tracy, R. J., Robinson, P. & Thompson, A. B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. - *Amer. Mineral.*, **61**, 762-775.

Tröger, W. E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - 188 S., Schweizerbart, Stuttgart.

Troll, G., Forst, R. & Söllner, F. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. - *Geol. Rundschau*, **65**, 2, 483-511.

Trümpy, R. (1980): Geology of Switzerland. - Wepf & Co., Basel.

van Aken, P. A., Liebscher, B., Redhammer, G., Amthauer, G., Brey, G. P. & Müller, W. F. (1998): Quantifizierung des Fe^{2+}/Fe^{3+}-Verhältnisses in der Mischkristallreihe Hedenbergit-Akmit: Vergleichende Studien mittels Elektronen-Energieverlust-Spektroskopie und Mössbauer-Spektroskopie. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **10**, No. 1, 45.

van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mízar, Z., Povondra, P. & Vrána, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci*., **73**, 89-108.

Velde, B. (1965): Phengitic micas : synthesis, stability and natural occurrence. - *Amer. J. Sci.*, **263**, 886-913.

Velde, B. (1967): Si^{+4} content of natural phengites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 250-258.

von der Crone, M. (1989): Fleckengesteine der Silvretta: Relikte einer vorvariszischen (panafrikanischen?) Metamorphose. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **69**, 141-144.

von Quadt, (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 57-67.

von Raumer, J. F. (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. - *Geol. Rundschau*, **87**, 407-435.

von Raumer, J. F., Bussy, F. & Schaltegger, U. (1999): Ordovician granitoids in the Alps: significance and peri-Gondwana correlation. - *Terra Nostra*, **99**, No. 1, 165.

von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (1993): Pre-Mesozoic geology in the Alps. - 677 S., Springer, Berlin.

Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. F. & Green, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambian of northwest Queensland. - *J. Geol. Soc. Australia*, **6**, 149-178.

Weh, M., Froitzheim, N. & Ferreiro-Mählmann, R. (1997): Tectonometamorphic evolution of Bündnerschiefer in Eastern Switzerland - a key to Tertiary subduction and exhumation processes. - *Quad. Geodin. Alpina e Quaternaria*, **4**, 141-142.

Wenk, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*., **14**, 196-278.

Werner, C. -D. (1987): Saxonian granulites - a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. - *Gerlands Beitr. Geophysik*, **96**, No. 3/4, 271-290.

Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.

Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. & Hegner, E. (1992): Nature and evolution of the eastern margin of Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Siluro-Devonian granitoid plutons in the New Brunswick Appalachians. - *Can. J. Earth Sci.*, **33**, 140-155.

White, A. J. R. & Chappell, B. W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, **159**, 21-34.

Willner, A., Rötzler, K. & Maresch, W. V. (1997): Pressure-temperature and fluid evolution of quartzo-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the central Erzgebirge (Saxony, Germany). - *J. Petrol.*, **38**, 307-336.

Wilson, M. (1989): Igneous Petrogenesis. - 466 S., Chapman & Hall, London.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1976): Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.

Winchester, J. A., Park, R. G. & Holland, J. G. (1980): The geochemistry of Lewisian semi pelitic schists from the Garlock district, north-west Scotland. - *Scot. Jour. Geol.*, **16**, 165-179.

Winchester, J. A. & Max, M. D. (1982): The geochemistry and the origin of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. - *J. geol. Soc. London*, **139**, 309-319.

Wurster, D. (1991): Zur Geologie der südwestlichen Ducan-Gruppe (Silvretta-Decke). - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich.

Yardley, B. W. D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. - *Amer. Mineral.*, **62**, 793-800.

Yoder, H. S. & Eugster, H. P. (1955): Synthetic and natural muscovites. - *Geochem. Cosmochem. Acta*, **8**, 225-280.

Zenk, M. & Schulz, B. (1999): P-T-paths from amphibolites of the classical Barrovian metamorphic zones in the Caledonides of Scotland. - *Terra Nostra*, **99**, No. 1, 214-215.

Zhang, L., Hafner, S., Ahsbahs, H., Gruensteudel, H., Rüffer, R. & Fei, Y. (1998): High pressure mössbauer spectroscopy on mantle minerals. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **10**, No. 1, 332.

Ziegler, P. A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - *Tectonophysics*, **126**, 303-328.

9. Danksagung

Zuallererst möchte ich mich bei Prof. Dr. Hans-Joachim Massonne, meinem Doktorvater, für die Betreuung während der Arbeit und für die Einweisung in moderne Arbeitsmethoden der metamorphen Petrologie bedanken. Ohne die Bereitstellung seiner thermodynamischen Datensätze und Mischungsmodelle wären die Arbeiten unmöglich gewesen. Bedanken möchte ich mich auch für den Ansporn zum Besuch internationaler Tagungen und für die Mitarbeit an gemeinsamen Kurzfassungen und Artikeln.
Bei meinem Zweitbetreuer, Prof. Dr. Hartmut Seyfried, möchte ich noch einmal für das Wecken meines Interesses an der Silvretta und für die Kristallingeologie bedanken. Dank gebührt auch noch einmal Herrn Dr. Alexander Fels, der mich während meiner Diplomarbeit mit der Silvretta vertraut machte.
Zwei Jahre der Arbeit wurden im Rahmen des Projektes "Metamorphe Entwicklung ausgewählter Gneise der Ostalpen" von der Landesgraduiertenförderung finanziert. Weitere zwei Jahre gewährte mir Prof. H.-J. Massonne die Möglichkeit, neben meiner Arbeit für die DFG-Projekte "Geothermobarometrie mit Chloritoid" und "Section through the hot and cold eclogite terrane, Dabie Shan", meine Dissertation zu vollenden.
Mein Dank gebührt weiterhin allen, die bei den Arbeiten zu meiner Dissertation geholfen haben. An der ersten Stelle ist Herrn Dr. H. J. Bernhardt für die Einführung und Betreuung der Mikrosondenmessungen an der Ruhr-Universität Bochum zu nennen. Auch Herrn Köhler-Schnettger sei für zahlreiche Hilfestellungen bei den unendlichen Problemen mit der Mikrosonde gedankt. Ebenso wie dem Präparatorenteam, Dieter Dettmar, Ellen Kessler und Tanja Westphal, das mit seinen "High-End"-Dünnschliffen die Grundlage für die erfolgreiche Mikrosondenarbeit legte. Genauso möchte ich mich auch bei den Stuttgarter Präparatoren, Herrn Weingand in der Geologie und Herrn Wilhelm in der Mineralogie bedanken.
Die Anfertigung von Dünnschliff- und Handstück-Photographien übernahmen Frau Almut Fischer aus Bochum und Herr Jörg Klein aus dem Geologischen Institut in Stuttgart.
Für die Hilfestellungen bei der geochemischen Analytik an der Ruhr-Universität Bochum bedanke ich mich bei Herrn Dr. Thomas Fockenberg und Frau Kirsten Keppler. Für die Messungen in Heidelberg ist es Herr Dr. Hans-Peter Meyer, dem mein Dank gebührt.
Immer ein offenes Ohr für noch so triviale Fragen hatte Dr. Thomas Theye, bei dem ich mich dafür, wie auch für das Schaffen einer angenehmen Arbeitsatmosphäre, bedanken möchte.
All die Arbeiten wurden erst durch die fortwährende Unterstützung meiner Freundin Tanja Eggert möglich, die mich auch bei manch gesundheitlichen Problemen immer wieder aufbaute und mir Mut zum Weitermachen gab. Auch meinen Eltern möchte ich für ihre fortgesetzte Unterstützung meiner Arbeiten danken.

Anhang

I. Erläuterungen zu den verwandten Analyseverfahren 333

I.1 Röntgenfluoreszensanalytik (RFA) 333
I.2 Bestimmung volatiler Komponenten 334
I.3 Potentiometrische Bestimmung des Fe^{2+}/Fe^{3+}-Gehaltes (FeO nach Ungethüm) 340
I.4 Erläuterungen zu den Gesamtgesteinschemie-Tabellen 340
I.5 Fehlerbetrachtung und Nachweisgrenzen zur Röntgenfluoreszensanalytik 341
I.6 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) 342
I.7 Rasterelektronenmikroskopie (REM) 343
I.8 Röntgen-Pulverdiffraktometrie 344
I.9 Polarisationsmikroskopie 345
I.10 Mineralchemische Berechnungen 346
I.11 Erläuterungen zu den mineralchemischen Tabellen 347

II. Tabellen der RFA-Gesamtgesteinsanalyen 348

II.1 Orthogneise 349
II.2 Metasedimente 352
II.3 Metabasite 353

III. Tabellen der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analytik 357

III.1 Granat 357
III.2 Alumosilikat-Minerale, Spinelle 380
III.3 Omphazit und weitere Pyroxene 381
III.4 Zoisit / Klinozoisit / Epidot 388
III.5 Amphibol 393
III.6 Hellglimmer 406
III.7 Biotit 422
III.8 Feldspäte 429
III.9 Chlorit 437
III.10 Staurolith, Chloritoid 440
III.11 Titanit, Ilmenit, Stilpnomelan 442

IV. Tabelle der Probenlokalitäten 444

I.1 Röntgenfluoreszenzanalytik RFA

Theoretische Grundlagen
Die Röntgenfluoreszenzanalytik basiert auf der Wechselwirkung von Materie mit Röntgenstrahlung. Durch die Bestrahlung mit hochenergetischer Röntgenstrahlung werden Elektronen aus inneren Orbitalen (Schalen) herausgeschlagen. Die Auffüllung dieser freigewordenen Energieniveaus erfolgt durch Elektronen aus höheren Schalen unter Emission einer charakteristischen Strahlung für das betreffende Element. Wird ein Elektron aus der innersten, der K-Schale herausgeschlagen, so resultiert daraus das sogenannte K-Spektrum.
Es lassen sich energie- (EDRFA) und wellenlängendispersive (WDRFA) Röntgenfluoreszenzspektrometer unterscheiden. Bei der EDRFA wird die Anregungsstrahlung und emittierte Fluoreszenzstrahlung mit Hilfe eines Halbleiter-Detektors nach ihrer Energie zerlegt. Strahlungsquanten werden direkt in energieproportionale Spannungsimpulse umgewandelt. Bei der WDRFA wird durch Beugung an einem Analysatorkristall (mit bekanntem Netzebenenabstand bei verschiedenen Goniometerwinkeln nach dem Braggschen Gesetz) und nachgeschaltetem Zählrohr die Intensität einer bestimmten Wellenlängen gemessen. Wellenlängendispersive Spektrometer weisen eine höhere Auflösung auf. Energiedispersive erlauben die simultane Messung verschiedener Elemente.

Durchführung der Messungen
Die ersten Messungen erfolgten an einem Philips® PW 1400 am Mineralogischen Institut der Ruhr-Universität Bochum. Vergleichsmessungen wurden aufgrund zu niedriger Gesamtsummen bei granitoiden Gesteinen an dem sequentiellen Röntgenfluoreszenzspektrometer Siemens® SRS 303 des Mineralogischen Institutes der Universität Heidelberg durchgeführt. Beide Röntgenfluoreszenzspektrometer arbeiten wellenlängendispersiv mit einer Rhodium-Röhre als Primär-Röntgenstrahl-Quelle.
Die Nachweisgrenzen der RFA schwanken je nach Ordnungszahl und variieren bei mittelschweren Elementen zwischen 1 und 10 ppm. Die Eichung erfolgte jeweils an einer Vielzahl internationaler Gesteinsstandards. In Heidelberg werden dazu 30 Standards für die Hauptelemente und über 80 für die Spurenelemente verwendet. Die Auswertung erfolgt in Heidelberg mit einem Programm der Firma AXS Bruker, in Bochum mit einem Programm von Philips®.

Herstellung der Schmelz- und Preßtabletten für die Röntgenfluoreszenzanalyse
Die in der Scheibenschwingmühle feingemahlenen Proben wurden im Verhältnis 1:4 (1.5g zu 6 g) mit Spektromelt A12 (66% $Li_2B_4O_7$ + 34% $LiBO_2$) der Fa. Merck vermengt, in einen Platintiegel gegeben und in einem Hochfrequenzofen aufgeschmolzen. Die Schmelze wird alle fünf Minuten umgerührt und nach 20 Minuten in eine glühende Platinschale gegossen und anschließend mit Druckluft abgeschreckt. Die Zugabe einer geringen Menge Ammoniumjodid (NH_4J) vermindert die Oberflächenspannung und verhindert das Zerspringen der Schmelztabletten während des Abkühlens.
Da die Gesamtsummen der granitoiden Gesteinsproben insgesamt zu niedrig waren, wurden von diesen auch noch Schmelztabletten im Verhältnis Probe:Spektromelt von 1:10 hergestellt. Mit diesen werden aufgrund der niedrigeren Konzentrationen nur die Hauptelemente gemessen.
Bedingt durch einen Defekt des Hochfrequenzofens, mußten die zweite Probencharge durch ein Gasbrenner-Staffelsystem mit systematisch sich erhöhender Brennertemperatur aufgeschmolzen werden.
Für die Vergleichsmessungen an der Universität Heidelberg wurden ebenfalls Schmelztabletten mit einer Gasbrennerstaffel für die Messung der Hauptelemente angefertigt. Für einen Vergleich der Spurenelementmessungen wurden von diesen Proben zusätzlich Preßtabletten

hergestellt. Dazu werden ca. 6 g Probensubstanz mit fünf Tropfen Mowiol-Öl vermischt und in einer hydraulischen Handpresse ca. 1 Minute bei 20 bar gepreßt.

I.2 Bestimmung volatiler Komponenten

Der Wassergehalt der Proben wurde ebenso wie der Kohlendioxidgehalt nach zwei verschiedenen Verfahren gemessen. Elektrochemisch erfolgte die Bestimmung mit der Karl-Fischer-Methode bzw. coulometrischer Kohlenstoffbestimmung, infrarotspektroskopisch mit dem Leco RC412 H_2O/CO_2-Analysator. Die Ergebnisse sind vergleichend in Abb. 197 dargestellt.

Leco Multiphasen-Kohlenstoffanalysator RC-412

1. Wassergehalt H_2O

Die Messung von CO_2 und H_2O mit dem Leco RC412 H_2O/CO_2-Analysator erfolgt infrarotspektrometrisch. Als Infrarotquelle dient ein auf 850°C aufgeheizter Chromnickeldraht. Das durch das Erhitzen im Quarzglas-Ofenrohr freigesetzte CO_2 und H_2O sowie der im Sauerstoffstrom zu CO_2 aufoxidierte Kohlenstoff durchqueren drei unterschiedliche IR-Zellenkörper. Zelle 1 besitzt für niedrig konzentrierte CO_2-Gehalte, Zelle 2 für höhere CO_2-Gehalte und Zelle 3 für H_2O lineare Meßbereiche. Der breitbandige Wellenlängenbereich der IR-Quelle wird durch einen IR-Filter auf den engen Wellenlängenbereich des zu messenden Moleküls eingegrenzt und anschließend mit einem Detektor gemessen. Der Detektor zeichnet nur die Änderung der Energie bei feststehender Wellenlänge auf, weshalb aus Änderungen der Spannung direkt auf die Konzentration des zu messenden Moleküls geschlossen werden kann.

Grundlage der Infrarot-Spektrometrie bilden die Wechselwirkungen der Materie mit ihren Atom- bzw. Molekülschwingungen mit den Wellenlängen des infraroten Spektralbereiches. Diese können durch die Absorption infraroten Lichtes verstärkt werden, wenn sich während der Schwingung das Dipolmoment des Moleküls ändert. Ein Molekül nimmt nur dann Energie auf, wenn die Frequenz der Strahlung seiner Eigenfrequenz entspricht (Resonanzfall).

Durchführung der Messung

In einem Standardprogramm wurden die gemahlenen Gesteinsproben bei konstant 1000°C 5 Minuten geglüht, durch Mehrfachbestimmungen wurden Ausreißeranalysen ausgeschieden. Alle Proben wurden mit Sauerstoff als Analysegas gemessen, zum Vergleich und zur Bestimmung organisch-graphitischer Komponenten in den Paragneisen wurde eine Auswahl von Proben auch im Stickstoff-Strom analysiert. Zur Quantifizierung des Haftwasseranteiles wurden weiterhin Temperatur-Rampen an einigen Proben (überwiegend mit N_2, vergleichend auch mit O_2 als Analysegas) analysiert (Abb. 198+199). Dabei wurden drei Phasen vorgewählt, in der ersten bei konstant 105°C wurde 5 Minuten erwärmt, in der zweiten mit einer kontinuierlichen Rampe (50°C/min) bis auf 1000°C erhitzt, um in der dritten bei 1000°C nochmals 5 Minuten die Temperatur zu halten.

Coulometrische Wassergehaltsbestimmung nach der Karl-Fischer-Methode

Es wurde der Gesamtwassergehalt der Gesteinspulver bestimmt, der sich aus dem anhaftenden Wasser H_2O^- (Feuchtigkeitsgehalt der Probe, der bei 110°C zu entfernen ist) sowie H_2O^+, dem chemisch gebundenen Wasser (OH-Gruppen ± Kristallwasser, erst bei höheren Temperaturen auszutreiben) zusammensetzt.

Die Messungen erfolgten in Bochum an einem Mitsubishi Moisturemeter CA-06. Die Probe wurden dazu in einem Hochfrequenz-Induktionsofen bis auf über 1000°C erhitzt. Die ausgetriebenen flüchtigen Anteile werden mit einem über P_2O_5-getrockneten Argonstrom über einen CuO-Kontakt (zur Oxidation von eventuell entstandenen H_2) in ein Titriergefäß geleitet. Dort erfolgt in der Karl-Fischer-Lösung (s.u.) eine der Wassermenge entsprechende Produktion von Jod. Der dazu benötigte Strom ist proportional der ausgetriebenen Produktion

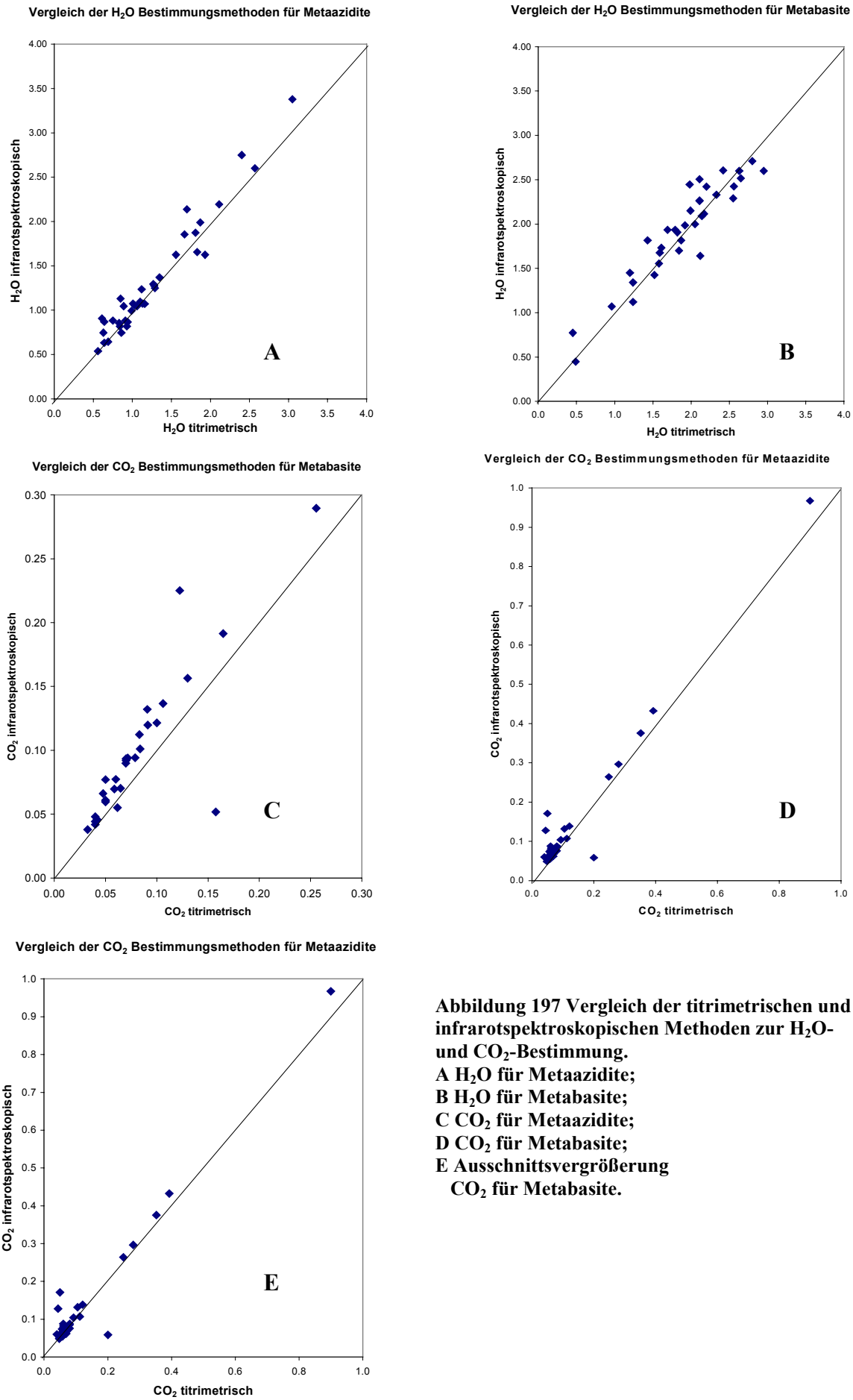


Abbildung 197 Vergleich der titrimetrischen und infrarotspektroskopischen Methoden zur H_2O- und CO_2-Bestimmung.
A H_2O für Metaazidite;
B H_2O für Metabasite;
C CO_2 für Metaazidite;
D CO_2 für Metabasite;
E Ausschnittsvergrößerung CO_2 für Metabasite.

Jod. Der dazu benötigte Strom ist proportional der ausgetriebenen Wassermenge der Probe, er wird gemessen und in µg H_2O umgerechnet.
Bei der Karl-Fischer-Lösung handelt es sich um eine Mischung aus Pyridin, Methanol, Jod und SO_2. Das eingeleitete Wasser reagiert mit der Karl-Fischer-Lösung unter Bildung von Pyridinjodid und Pyridin-Schwefeltrioxid. Das Pyridin-Schwefeltrioxid reagiert mit Methanol weiter zu einem Pyridin-Methyl-Sulfat, womit eine Rückreaktion verhindert wird.

$$3\ C_5H_5N + J_2 + SO_2 + H_2O \Leftrightarrow 2\ [C_5H_5NH]J + [C_5H_5N\text{-}SO_3]$$
Pyridin — Pyridinjodid — Pyridin-Schwefeltrioxid

$$[C_5H_5N\text{-}SO_3] + CH_3OH \Leftrightarrow [C_5H_5NH\text{-}O]\text{-}SO_2\text{-}CH_3$$
Methanol — Pyridin-Methyl-Sulfat

$$2\ J^- \Rightarrow J_2 + 2e^-$$

Die Kalibration erfolgt an einem Biotit-Standard, vor der Standardisierung und den eigentlichen Messungen werden Blindwerte an leeren Platintiegeln gemessen. Zur Messung selbst werden möglichst genau 6 mg Probensubstanz auf einer Mikrowaage eingewogen.

2. Kohlendioxid CO_2
Coulometrische Kohlenstoffbestimmung (CO_2)
Die gemahlene Gesteinsprobe wurde bei 1245-1270°C im Sauerstoffstrom erhitzt, wobei der als Karbonat enthaltene Kohlenstoff dissoziiert und als CO_2 freigesetzt wird. Das CO_2 wird mit einem Sauerstoffstrom in eine Titrierzelle eingeleitet und reagiert dort mit einer $Ba(OH)_2$-Lösung unter Ausfällung von $BaCO_3$. Durch den Verbrauch von Hydroxylionen sinkt der vorher auf 9,5 eingeregelte pH-Wert. Elektrolytisch wird diese verbrauchte Menge Hydroxylionen aus $Ba(ClO_4)_2$ neu gebildet, wobei die verbrauchte Strommenge proportional zum freigesetzten CO_2 der Probe ist. Das Titriergerät CTA C/S der Firma Deltronik gibt den Kohlenstoffgehalt als % C bei 500 mg Einwaage am Zähler aus.
Aufgrund der niedrigen zu erwartenden CO_2-Gehalte wurde stets ohne Gasverteilerpumpe gearbeitet, so sind auch noch C-Gehalte von 0.004% nachweisbar. Die Magnesia-Schiffchen für die Messungen werden zunächst in der Nebenröhre des Ofens ausgeglüht, dann wurde in mehreren Durchgängen ohne Probeninhalt ein Blindwert bestimmt. Bei den späteren Messungen kamen in fast allen Fällen der Blindwert bei 2.5 min zur Anwendung, da die Messung aufgrund der niedrigen C-Gehalte zumeist bereits nach 1.5 min beendet war. Anschließend erfolgte eine Faktorbestimmung durch fünfmaliges Messen eines Stahlstandards (0.108 Gew.% C) unter Zugabe zweier Zinnkugeln (dafür erfolgte auch die Bestimmung eines separaten Blindwertes).
Die eigentliche Probenmessung wurde an ca. 100 mg Gesteinspulver durchgeführt. Die Berechnung erfolgte nach folgender Formel:

$$\frac{(\text{Zähleranzeige-Blindwert für die Analysendauer}) * \text{Faktor} * 500\ \text{mg}}{\text{Einwaage in mg}}$$

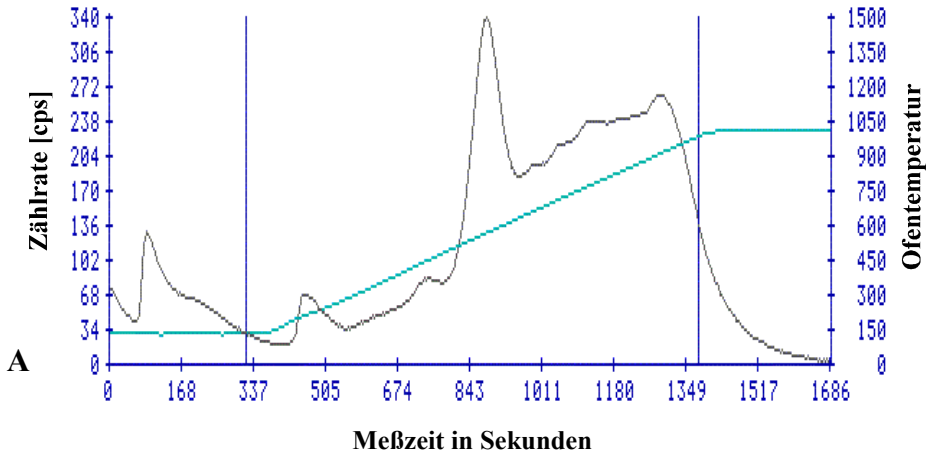
Nächste Seite:
Abbildung 198 Stickstoff-Temperatur-Rampenmessungen des H_2O- (A+C) und CO_2- (B+D) Gehaltes des Zweiglimmer-Orthogneises ÖV.GG (A+B) und des Plagioklas-Amphibolits ÖV.XVII.6 (C+D).

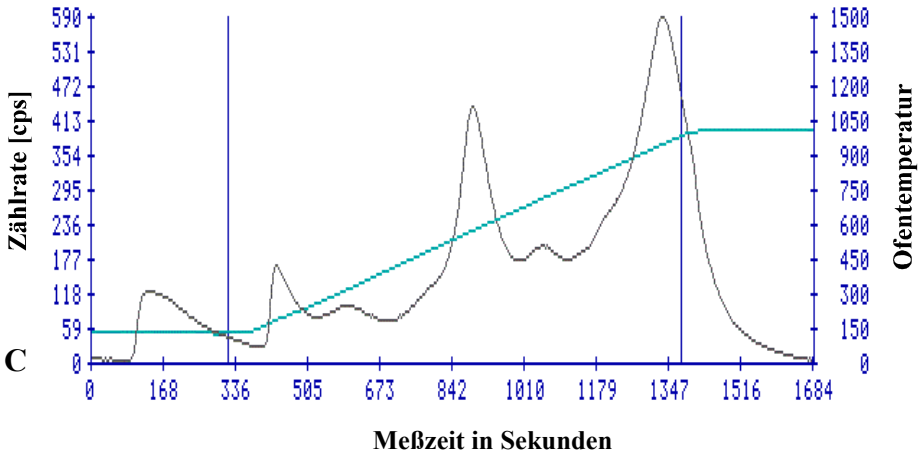
Übernächste Seite:
Abbildung 199 Sauerstoff-Temperatur-Rampenmessungen des H_2O- (A+C) und CO_2- (B+D) Gehaltes des Plagioklas-Amphibolits ÖV.XVI.4 (A+B) und des Granat-Biotit-Hellglimmer-Plagioklas-Gneises ÖV.Wf (C+D).

Abbildung 198 Rampenmessungen Stickstoff

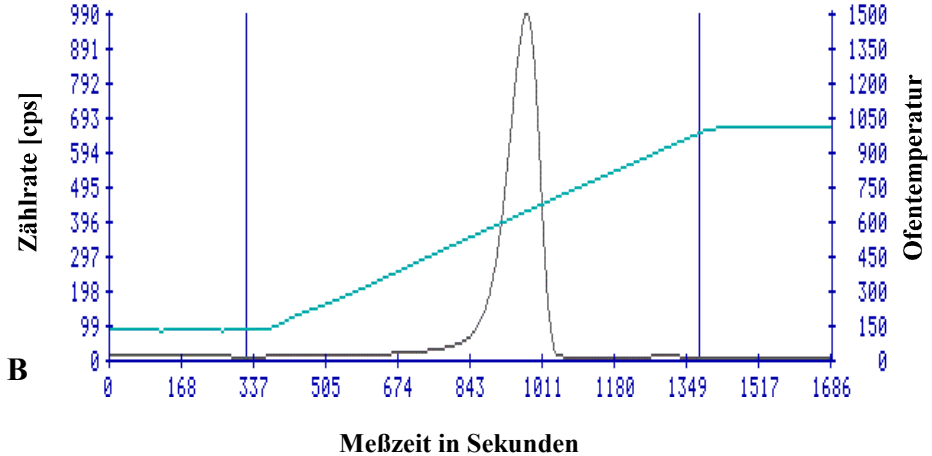
1.ÖV.GG Zweiglimmer-Orthogneis **2. ÖV.XVII.6 Plagioklas-Amphibolit**

Wasser





Kohlenstoff (CO_2)



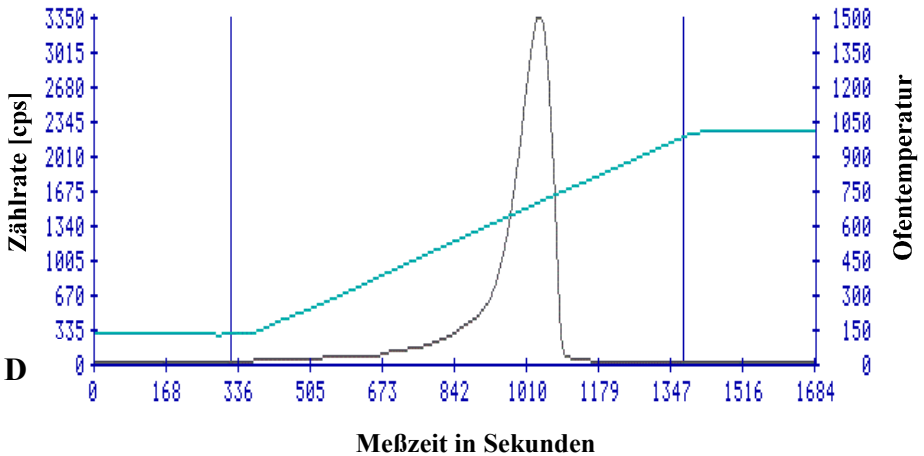
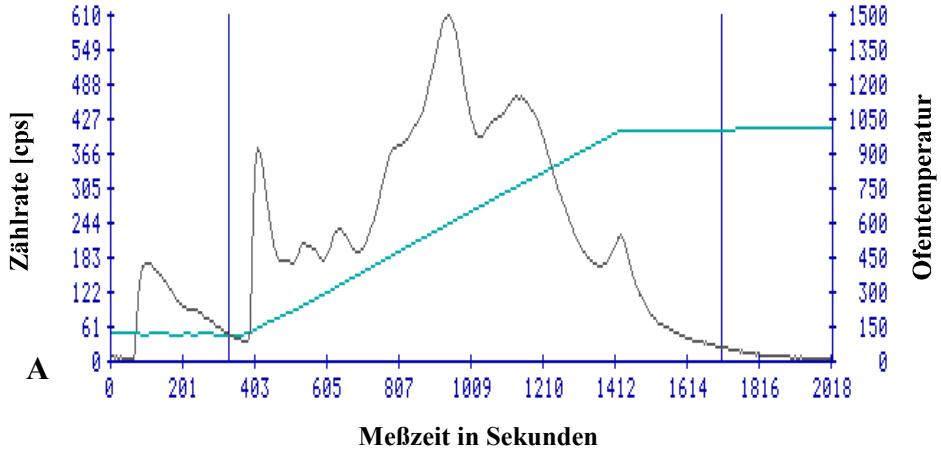
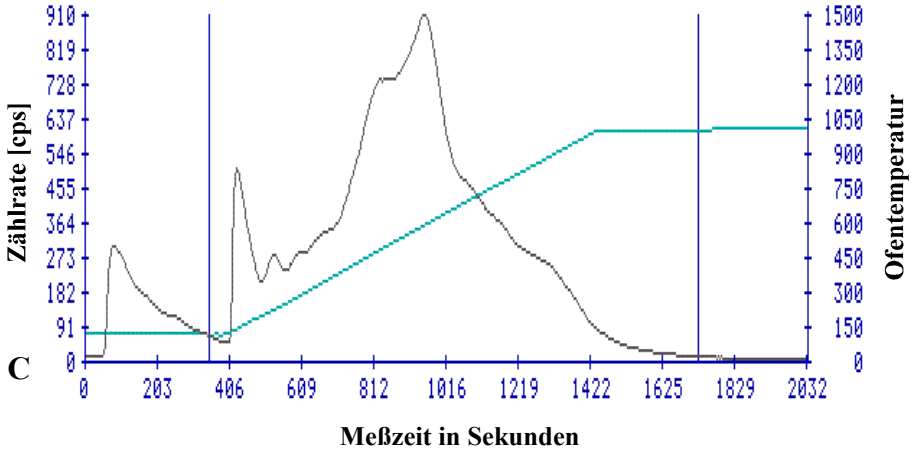


Abbildung 199 Rampenmessungen Sauerstoff

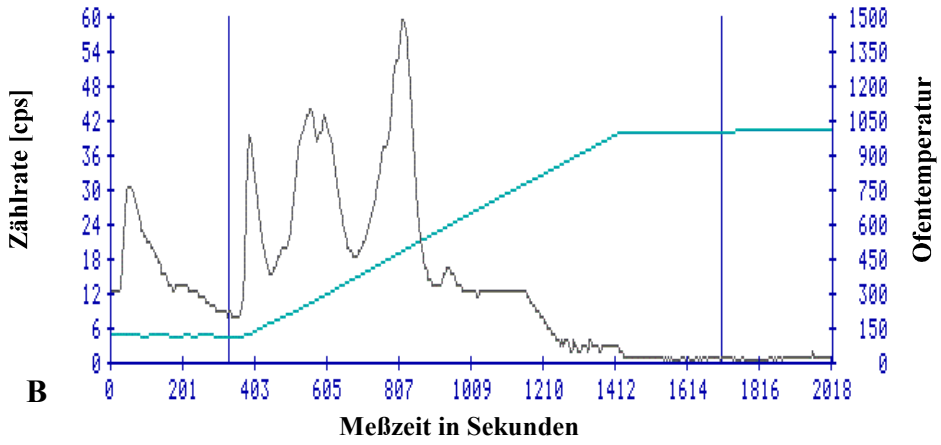
3. ÖV.XVI.4 Plagioklas-Amphibolit **4. ÖV.Wf Granat-Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis**

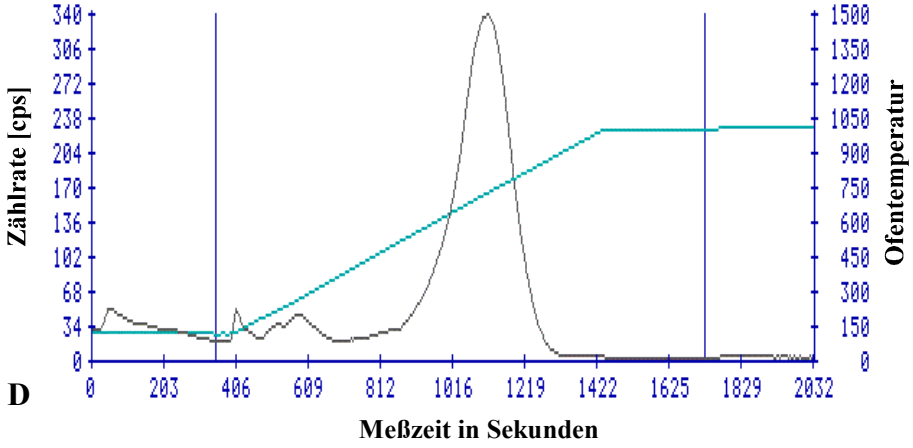
Wasser





Kohlenstoff (CO_2)





Vergleich der Methoden
Ein Vergleich der beiden Bestimmungsmethoden belegt eine weitgehende Übereinstimmung der Resultate. Die Güte der Meßergebnisse der Karl-Fischer-Methode (H_2O) steht in engem Zusammenhang mit der Standardisierung (Biotit-Standard). Schwankungen um das Idealverhältnis lassen sich häufig gruppenweise einer Standardisierung zuordnen (Abb. 197).

Temperatur-Rampenmessungen (Leco Multiphasen-Kohlenstoffanalysator RC-412)
Die Temperatur-Rampen ergeben interessante Details zur Größenordnung von Haft- und Kristallwasser und zur Entwässerungscharakteristik von Gesteinen. Der Haftwasseranteil H_2O^- wurde aus dem ersten Peak des Entwässerungsspektrums berechnet, der zwischen Null und 400 Sekunden Meßzeit (vgl. Abb.198+199) liegt, also vorwiegend in der ersten Haltephase bei 105°C auftritt. Er ist generell gering, liegt zwischen 0.13 und 0.39 Gew.% H_2O. Probleme treten bei den Rampenmessungen bei sehr geringen Kohlenstoffgehalten auf, die Messungen schwanken stark und können deutlich von den Standardmessungen abweichen, was auf unkorrekte Einstellungen des Untergrundes und die geringen Zählraten außerhalb des Bereiches der linearen Eichkurve zurückzuführen ist. Vor solchen Messungen sollten daher stets Blindmessungen zur Kontrolle der Dichtigkeit des Systems und auch zur Eichung des Untergrundes durchgeführt werden.
Die Entwässerungskurve zeigt je nach Gesteinstyp einen Verlauf mehrerer sich überlagernder Peaks. Die Zählraten für H_2O sind in den gemessenen Proben deutlich höher als die für die CO_2. Die H_2O-Gehalte liegen im Bereich der mit dem Standardprogramm gemessenen Werte, schwanken bei Wiederholungsmessungen jedoch deutlich.
In vielen Kurven tritt zu Beginn der Phase 2 ein weiterer Peak auf, der wahrscheinlich aus zuvor nicht vollständig abgegebenem Haftwasser resultiert, womit sich der Haftwasseranteil um ca. 0.2 Gew.% erhöhen würde. Eine Probe (ÖV.XV.10) weist nur einen sehr undeutlichen Peak zu Beginn von Phase 2 auf. Das Haftwasser wird anscheinend von unterschiedlichen Komponenten / Mineralphasen absorbiert.
In der Hell- und Dunkelglimmer-reichen Probe ÖV.III.2 setzt der Hauptentwässerungspeak bei ca. 450°C ein, die Spitze des Peaks bei ca. 550°C zeigt eine Zweiteilung, zu höheren Temperaturen folgt nochmals ein kleiner Nebenpeak bei ca. 650°C. Diese Hauptpeaks beziehen sich auf die H_2O-Abgabe der Schichtsilikate, sie sollten sich in den anderen Gneisproben nachvollziehen lassen. In Probe ÖV.III.2 ergibt sich dagegen ein erheblich breiterer Kurvenverlauf mit parasitären Peaks, der Hauptpeak wird bei ca. 600°C erreicht, weitere Maxima treten bei ca. 700 und 900°C auf (vgl. Abb. 199B). Die Rampe der Probe ÖV.XV.10 besitzt ebenfalls den Maximalpeak bei 600°C und Nebenpeaks bei 750 und 850°C.
Ein Vergleich zwischen den Sauerstoff- und Stickstoff-Standardmessungen läßt neben den erwarteten Differenzen der CO_2-Messung auch eine deutliche Abweichung in den Wassergehalten erkennen. Die N_2-Ergebnisse erreichen z.T. nur ca. 75 % der O_2-Ergebnisse. Die Ursache könnte in der problematischen Standardisierung mit Calcium-Oxalat bei weitaus niedrigeren Temperaturen von 200°C liegen. Nachmessungen des Standards bei hohen Temperaturen führen zu stark abweichenden Resultaten, allerdings gilt dies für beide Analysegase.
Wie erwartet beschränken sich die signifikanten Unterschiede in der CO_2-Messung auf die metasedimentären Gesteine mit einem Graphit-Gehalt als Kohlenstoffträger.

I.3 Potentiometrische Bestimmung des Fe^{2+}/Fe^{3+}-Gehaltes (FeO nach Ungethüm)

Die FeO-Bestimmung wurde im geochemischen Labor am Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum durchgeführt. Dabei kam ein vollautomatischer Titrator (Mettler DL25 mit Probenwechsler ST20) zum Einsatz.
Die Probe wurde unter Zusatz eines bekannten Überschusses von Ag^+ (als AgClO4 zugegeben) mit HF aufgeschlossen (eine Nacht auf dem Schütteltisch, eine weitere auf dem 80°C warmen Wasserbad). Das überschüssige Ag^+ wird mit einer KBr-Standardlösung zurücktitriert.

$$[Fe^{2+}F_6]^{4-} + Ag^+ \quad \Leftrightarrow \quad [Fe^{3+}F_6]^{3-} + Ag^0$$

Der FeO-Gehalt der Probe ergibt sich aus der Differenz der zugegebenen Millimole der Titriermittel.

I.4 Erläuterungen zu den Gesamtgesteinschemie-Tabellen

Abkürzungen:

Hgl-Ortho.	Hellglimmer-Orthogneis
Bt-Ortho.	Biotit-Orthogneis
Bt-Hgl-Ortho.	Biotit-Hellglimmer-Orthogneis
apl. Ortho.	aplitischer Orthogneis
Hgl-Ch-Ortho.	Hellglimmer-Chlorit-Orthogneis
Plg-Augengn	Plagioklas-Augengneis
Plg-Amphib.	Plagioklas-Amphibolit
Hbl-Gneis	Hornblende-Gneis
Grt-Amphib.	Granat-Amphibolit
Eklo-Amph.	Eklogit-Amphibolit (symplektitischer Granat-Amphibolit)
Bt-Amphib.	Biotit-Amphibolit
Tit-Amphib.	Titanit-Amphibolit
amph. Eklo.	amphibolitisierter Eklogit
Ol-Tholeiit	Olivin-Tholeiit
Ne-Gabbro	Nephelin-Gabbro
Qz-Diorit	Quarzdiorit
Ne-Monz-Di	Nephelin-Monzodiorit
Basalt. And.	basaltischer Andesit
Ne-Monz-Gb	Nephelin-Monzogabbro
Qz-Gabbro	Quarz-Gabbro
Qz-Tholeiit	Quarz-Tholeiit
Monzogabb.	Monzogabbro

CIPW-Norm
Abkürzungen der normativen Minerale:

Qz	Quarz	Mt	Magnetit
Or	Orthoklas	Hmt	Hämatit
An	Anorthit	Ilm	Ilmenit
Ab	Albit	Ne	Nephilin
Di	Diopsid	Lc	Leucit
Hy	Hypersthen	Ap	Apatit
Ol	Olivin	Crn	Korund

Mg# = Mg-Zahl = $Mg/(Fe_{tot}+Mg)$ [Mol %]

A/CNK = $Al_2O_3/(CaO-Na_2O+K_2O)$ [Mol %]
A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ [Mol %]

Shand-Index nach Shand (1950): Klassifikation von Magmatiten nach ihrem A/CNK-Wert in peraluminöse (> 1.0) und metaluminöse (< 1.0) Typen sowie peralkaline mit A/NK < 1.0.

Plutonit / Vulkanit: Gesteinsbezeichnung gemäß normativ berechneter Modalzusammensetzung.

An in Plg: Anorthit in Plagioklas, normativer Plagioklas-Gehalt.

Die Berechnung der CIPW-Norm und der daraus abgeleiteten Parameter erfolgte mit dem Programm "Igneous.exe".

I.5 Fehlerbetrachtung und Nachweisgrenzen zur Röntgenfluoreszensanalytik

Die Erstellung der Eichkurven erfolgte sowohl in Bochum als auch in Heidelberg an einer Vielzahl internationaler Gesteinsstandards. Die Nachweisgrenzen liegen für die meisten Elemente zwischen 3 und 10 ppm. Ausnahmen bilden Ce (~ 25 ppm) und Nd (~ 15 ppm).
Die Genauigkeit der Analysen kann nach Nisbet et al. (1979) mit folgenden maximalen relativen Fehlern angegeben werden:

bei 1000 ppm	± 5 %,	bei 10 ppm	± 20 % und
bei 100 ppm	± 10 %,	bei 3 ppm	± 100 %.

Für den Zweiglimmer-Orthogneis ÖS.9.1q (Typ Flüela) wurden acht Wiederholungsmessungen der Hauptelemente an Schmelztabletten durchgeführt.

Tabelle 61 RFA-Gesamtgesteins-Wiederholungsmessungen am Zweiglimmer-Orthogneis ÖS.9.1q.

	ÖS.9.1q # 1	ÖS.9.1q # 2	ÖS.9.1q # 3	ÖS.9.1q # 4	ÖS.9.1q # 5	ÖS.9.1q # 6	ÖS.9.1q # 7	ÖS.9.1q # 8	Mittel-wert	Standard-abweichung S
SiO_2	74.05	73.72	73.73	73.74	73.86	73.71	73.83	73.81	73.81	0.1070
TiO_2	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.0012
Al_2O_3	13.60	13.63	13.67	13.59	13.62	13.65	13.57	13.59	13.61	0.0320
Fe_2O_3	1.82	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	0.0033
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.0007
MgO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.0044
CaO	0.71	0.70	0.71	0.70	0.71	0.71	0.72	0.70	0.71	0.0036
Na_2O	2.98	2.97	2.96	2.96	2.96	2.95	2.94	2.96	2.96	0.0098
K_2O	5.41	5.40	5.39	5.40	5.39	5.37	5.39	5.41	5.39	0.0126
P_2O_5	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.0057
SrO	0.0046	0.0048	0.0059	0.0056	0.0055	0.0049	0.0055	0.0051	0.0052	0.0004
ZrO_2	0.0114	0.0102	0.0110	0.0107	0.0107	0.0109	0.0111	0.0112	0.0109	0.0004
BaO	0.0278	0.0267	0.0277	0.0292	0.0299	0.0293	0.0297	0.0294	0.0287	0.0011
Summe	99.10	98.77	98.80	98.76	98.90	98.73	98.81	98.85	98.84	0.1113

Die Berechnung der Standardabweichung (2σ = 95.5 %) erfolgte mit der Formel

$$2\sigma = \sqrt{\frac{n\sum x^2 - \left(\sum x\right)^2}{n^2}}\ .$$

I.6 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS)

Bei der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) wird ein fein fokussierter Elektronenstrahl auf eine ebene und anpolierte Probe (Dünnschliff) gelenkt. Aus der Wechselwirkung des Elektronenstrahls mit der Probenmaterie resultiert die Erzeugung einer für bestimmte Elemente charakteristischen Röntgenstrahlung.

Die Strahlelektronen dringen dabei in die Probenmaterie ein und es entsteht in einer sogenannte Anregungsbirne (vgl. Abb. 200) Röntgenfluoreszensstrahlung. Die Mikroanalyse erfolgt in diesem Anregungsbereich, der bei üblichem V und U eine Eindringtiefe von wenigen µm hat und von der durchschnittlichen Ordnungszahl der Materie und der Anregungsspannung abhängig ist.

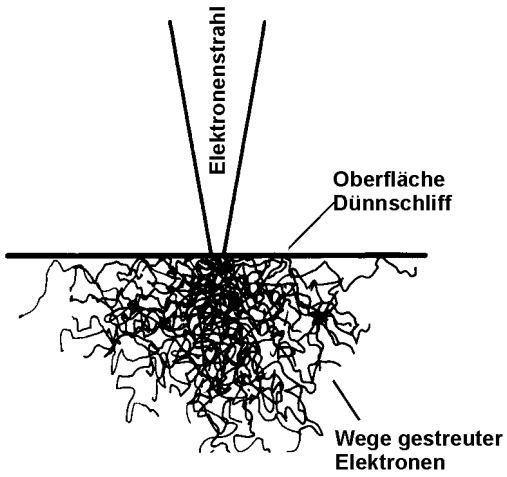


Abbildung 200 Streuung von Strahlelektronen im Inneren einer Probe. Durch unterschiedliche Streuwinkel und -längen resultiert die Form einer Anregungsbirne.

Für die mikrochemische Analyse stehen zwei grundsätzlich verschiedene Spektrometersysteme zur Verfügung.

1. Das wellenlängendispersive System (WDS),
2. das energiedispersive System (EDS).

Beim wellenlängendispersiven System werden die von der Probe emittierten Röntgenstrahlen an einem Analysatorkristall gebeugt. Die Wellenlänge λ, der Netzebenabstand d und der Beugungswinkel Θ stehen in einer einfachen geometrischen Beziehung, dem Bragg´schen Gesetz (s. Röntgen-Diffraktometrie).

Zählrohr, Probe und Analysatorkristall müssen für die Messung in einer speziellen geometrischen Konstellation angeordnet sein, sie müssen auf dem sogenannten Rowland-Kreis liegen (vgl. Abb. 201).

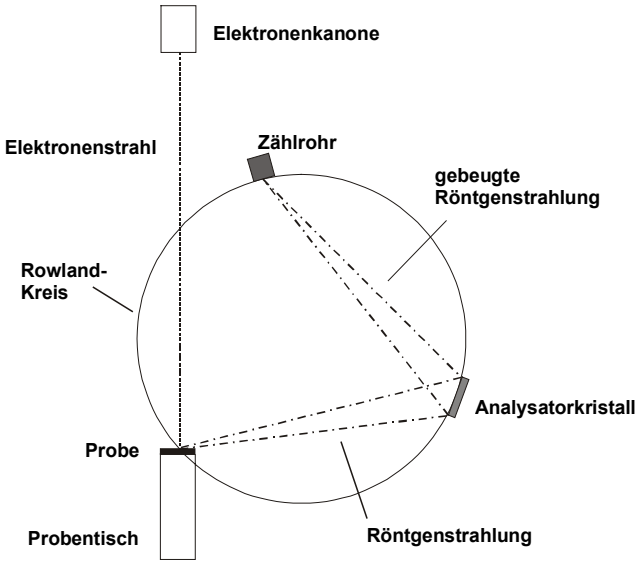


Abbildung 201 Geometrie des WDS-Systems in einer Mikrosonde.

Die Analysatorkristalle bestehen aus verschiedenen anorganischen Kristallen oder pseudokristallinen organischen Verbindungen und können je nach zu analysierendem Element gewählt werden. Die Röntgenstrahlung wird in einem Proportional-Zählrohr registriert.

Bei der energiedispersiven Messung wird ein Silizium-Lithium-Halbleiter-Detektor benutzt. Dieser registriert die Energie der einfallenden Röntgenquanten und setzt Ladungen frei, die an einen Verstärker weitergeleitet werden.

Das WDS-System wurde zur quantitativen Analyse verwandt, das EDS-System diente vorwiegend zur Mineralidentifikation.

Die Mikrosonden-Messungen erfolgten an einer Cameca SX50 der Ruhr-Universität Bochum. Je nach Mineral wurden verschiedene Meßprogramme angewandt. Für Granat, Klinopyroxen, Amphibol, Epidot-Gruppen-Minerale, Titanit, Staurolith, Chloritoid, Spinelle und Ilmenit wurden eine Beschleunigungsspannung von 15 kV und ein Strahlstrom

von 15 nA bei fokussiertem Strahl gewählt. Schichtsilikate und Feldspäte wurden aufgrund Alkalien-Verlust mit 15 kV / 10 nA und defokussiertem Strahl gemessen. Die Meßzeit betrug durchgehend 20 Sekunden, der Hintergrund wird an einer Seite des "Peaks" im Spektrum mit 10 Sekunden gemessen. Als Analysatorkristalle kamen die LIF-, PET-, TAP- und PC0-Kristalle zur Anwendung.
Die Korrektur der gemessenen Roh-Zählraten erfolgt mit dem PAP-Algorithmus.
Folgende natürliche und synthetische Standards wurden verwendet:

Al	Pyrop	Mg	Pyrop
Ba	Ba-Glas	Mn	Spessartin
Ca	Andradit-Glas	Na	Jadeit
Cr	Cr-Oxid	Si	Pyrop
F	Topas	Ti	Rutil
Fe	Andradit-Glas	Zn	Zn-Oxid
K	K-Glas		

Die Nachweisgrenzen lassen sich aus Untergrundmessungen statistisch berechnen (3 σ oder 99 % Vertrauensniveau). Sie variieren mit den Meßbedingungen (Strahlstrom, Anregungsspannung, Meßzeit) und der Mineralart. An einer Cameca SX100 Elektronenstrahl-Mikrosonde des Instituts für Mineralogie & Kristallchemie der Universität Stuttgart mit einer Anregungsspannung 15 kV, einem Strahlstrom von 15 nA, einer Zählzeit von 20 s (Hintergund 10 s) abgeschätzte Werte lauten in Gew.%:

SiO_2	0.02	MgO	0.06
TiO_2	0.05	MnO	0.13
Al_2O_3	0.03	Na_2O	0.04
CaO	0.02	K_2O	0.02
FeO	0.12	Cr_2O_3	0.11

Elementverteilungsbilder
Die Erstellung von Elementverteilungsbildern erfolgte mit dem von Dr. Bernhardt (Ruhr-Universität Bochum) entwickelten Programm XMAP (vgl. Mineralchemie Granat). Die Messungen dazu erfolgten an einer Camebax Elektronenstrahl-Mikrosonde der Fa. Cameca.
Jeweils drei Elemente wurden pro Elementverteilungsbild festgelegt und die Spektrometer der Mikrosonde auf die zuvor bestimmten "Peak"-Maxima eingestellt. Für Granat erfolgten die Messungen an den Elementen Mg, Fe und Ca. Die Elementverteilung für Omphazit wurde für Al, Fe und Na untersucht. Bei den Glimmern standen die Elemente Al, Mg, Fe und Ti im Vordergrund des Interesses.
Die Messungen erfolgten bei einer Anregungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 15 nA bei fokussiertem Strahl. Die Standard-Minerale stimmen mit denen der Cameca SX50 überein.

I.7 Rasterelektronenmikroskop (REM)

Zur Vorbereitung der Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde und zu ergänzenden mineralchemischen Analysen wurden Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM) des Geologischen & Paläontologischen Instituts der Universität Stuttgart, einem Camscan CS 44, durchgeführt. Die Untersuchungen erfolgten an polierten Dünnschliffen, die mit Kohlenstoff bedampft wurden.

Im Rasterelektronenmikroskop wird im Hochvakuum eine Probe mit einem fein fokussierten Elektronenstrahl zeilenartig abgetastet. Aus den Rückstreuelektronen oder den Sekundärelektronen lassen sich Video-verwertbare Signale detektieren, die zu entsprechenden Bildern umgesetzt werden (Abb. 202). Für die Mineralerkennung an Dünnschliffen enthält das Rückstreuelektronen-Bild (Back scattered electrons BSE) die wichtigste Information.

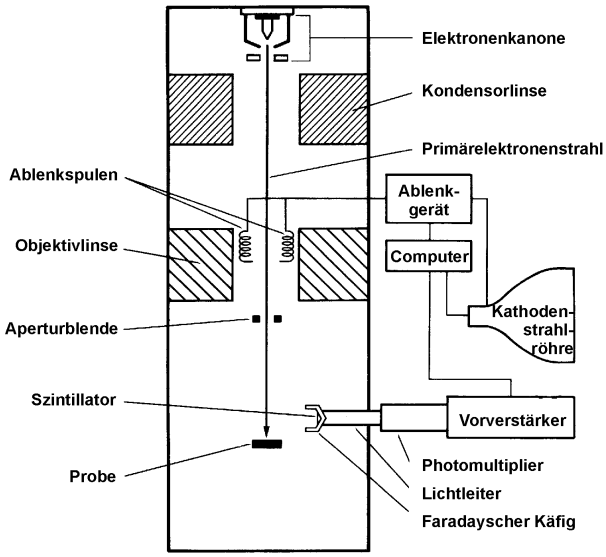


Abbildung 202 Schematisierter Aufbau eines Rasterlektronenmikroskops (REM) nach Flegler et al. (1995).

Die rückgestreuten Elektronen werden mit einem sogenannten Robinsondetektor direkt oberhalb der Probe detektiert. Rückstreuelektronen entstehen aus der elastischen Wechselwirkung des Primär-Elektronenstrahls mit den Kernen der Probenatome. Die Anzahl rückgestreuter Elektronen ist ungefähr proportional der durchschnittlichen Ordnungszahl der Elemente, aus denen das Mineral aufgebaut ist.
Das Rasterelektronenmikroskop wurde zur Identifikation von Mineralphasen, zur Aufklärung feinkörniger symplektitischer Verwachsungen und zur mineralchemischen Analyse eingesetzt. Dazu wurde ein energiedispersiver Röntgendetektor (EDX) der Fa. EDAX verwandt. Als Meßbedingungen wurde eine Beschleunigungsspannung von 20 kV gewählt, der Meßstrom kann nicht festgestellt werden, liegt aber im Bereich weniger nA.

I.8 Röntgen-Pulverdiffraktometrie

Die Pulverdiffraktometrie benutzt die gesetzmäßige Beugung von Röntgenstrahlen an einem Kristallgitter zur Strukturaufklärung und sicheren Identifikation kristalliner Materie. Dabei wird fokussiertes, monochromatisches Röntgenlicht in einem bestimmten Winkel Θ auf ein feinkörniges Probenpulver eingestrahlt. Die Reflexion an verschiedenen Netzebenscharen einer Ordnung n gemäß der Bragg´schen Gleichung

$$\sin \Theta = n \cdot \lambda / 2 \cdot d$$

erfolgt unter einem bestimmten Glanzwinkel Θ. Bei der Messung wird ein Zählrohr in der doppelten Winkelgeschwindigkeit 2 Θ um den sich ebenfalls mit der Winkelgeschwindigkeit 2 Θ drehenden Probenträger gedreht. Die für jede Mineralphase charakteristischen Muster der Beugungsreflexe erlauben die eindeutige Identifikation.
Röntgen-Pulverdiffraktometrie wurde nur zur Absicherung der orthorhombischen Symmetrie des Zoisits gegenüber möglichem monoklinen Klinozoisits in den Eklogiten des Rauhen Kopfes angewandt. Ein Versuch einer Unterscheidung von P2/n- und C2/c-Omphaziten aus diesen Eklogiten ergaben dagegen keine sichere Zuordnung zu einem Gittertyp.
Die Messungen wurden an einem Bruker AXS D8 Advance des Instituts für Mineralogie der Universität Stuttgart durchgeführt. Als Meßbedingungen wurden eine Anregungsspannung von 40 kV und ein Strom von 35 mA gewählt. Als Strahlung wurde CoK_α mit einer Wellenlänge von 1.789 Å verwendet. Die Monochromatisierung erfolgte durch einen Quarz-Kristall. Die Schrittweite der Winkelgeschwindigkeit betrug 0.01°, die Meßzeit pro Schritt 6

Sekunden, der Meßbereich wurde auf 4 - 80° festgelegt . Die Daten wurden mit den Programm-Paket Diffrac-Plus 4.0 der Fa. Bruker AXS verarbeitet. Dabei kamen zur Messung das Programm "Immediate Measurement" zum Einsatz, der Vergleich mit Datenbank-Diffraktogrammen erfolgte im Programm "Eva". Als Datensatz wurde der "Powder Diffraction File Computer Database" des "International Centre for Diffraction Data" verwendet.

I.9 Polarisationsmikroskopie

Die petrographische Bearbeitung und die Vorbereitung der Dünnschliffe für die Analytik in der Elektronenstrahl-Mikrosonde erfolgten polarisationsoptisch an den Mikroskopen Leica Laborlux S12 und Zeiss Axiophot. Auf letzterem wurden auch alle in der Arbeit enthaltenen Dünnschliff-Photographien angefertigt.

I.10 Mineralchemische Berechnungen

Die Berechnung der Strukturformeln und der Molenbrüche der Endgliedkomponenten erfolgte mit dem Programm Mincalc im Betriebssystem HTB. Die Bestimmung des $Fe^{2+}/^{3+}$-Verhältnisses ist an der Mikrosonde nicht möglich und erfolgt daher rein rechnerisch durch den Ladungsausgleich und aufgrund stöchiometrischer Erfordernisse bzw. kristallchemischer Postulate und Erfahrungen. Daraus wird ein Fe_2O_3 in den Oxiddaten zurückgerechnet. Der H_2O-Gehalt wasserhaltiger Mineralphasen wurde aus der Mineralstöchiometrie (OH abzüglich gemessenes F^-) berechnet.

Granat: Berechnung auf doppelte Formeleinheit, 16 Kationen,
normiert auf 10 Kationen (16 – Si+Ti)
$Fe^{3+} = 4 - Al - Cr$ $Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$

Omphazit: Berechnung auf einfache Formeleinheit, 4 Kationen
$Al^{IV} = 2 - Si$ $Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$
$Fe^{3+} = 12 - \sum$ Kationenladungen $Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$
Endglieder Diopsid, Hedenbergit, Jadeit, Rest (vorwiegend Akmit),
Orthopyroxen und Ca-Tschermakit

Amphibol: Berechnung auf einfache Formeleinheit, 23 Sauerstoffe (46 Valenzen)
Normierung auf 13 (15) Kationen (ohne Na, K, Ca und Ba)
$Fe^{3+} = 46 - \sum$ Kationenladungen $Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$

Hellglimmer: Berechnung auf doppelte Formeleinheit, 14 Kationen,
normiert auf 42 Valenzen
$Al^{IV} = 2 - Si$ $Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$
$Fe^{3+} = 42 - \sum$ Kationenladungen (ohne K und Na)
$Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$
1. Standardberechnung
Endglieder Muskovit, MgAl-Seladonit, FeAl-Seladonit, Paragonit, trioktaedrischer Glimmer, Rest (Ti- und Fe-Muskovit und Sprödglimmer)
2. Ti-Muskovit-Berechnung
Endglieder Muskovit, trioktaedrischer Glimmer, Celadonite,
Ti-Muskovit, Paragonit, Rest (Fe-Muskovit + Sprödglimmer)

Biotit: Berechnung auf doppelte Formeleinheit, 14 Kationen,
normiert auf 42 Valenzen
$Al^{IV} = 2 - Si$ $Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$
$Fe^{3+} = 42 - \sum$ Kationenladungen (ohne K und Na)
$Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$
Endglieder Phlogopit, Annit, Ti-Muskovit, Seladonit, AlAlAlt

Talk: Berechnung auf einfache Formeleinheit, $Fe^{2+} = Fe^{tot}$,
normiert auf 7 Kationen (Si+2*(Ti+Mg+Fe+Mn+Al))

Epidotgruppe: Berechnung auf einfache Formeleinheit, 8 Kationen,
normiert auf 3 Si, $Al^{tot} = Al^{VI}$,
$Fe^{3+} = Fe^{tot}$

Feldspäte:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, 5 Kationen, normiert auf 8 Sauerstoffe, $Fe^{3+} = Fe^{tot}$
Chlorit:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, 20 Kationen, normiert auf 28 Sauerstoff, $Al^{IV} = 8 - Si$, $Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$
Staurolith:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, normiert auf 23.5 Sauerstoffe, $Al^{IV} = 4 - Si$, $Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$
Chloritoid:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, 4 Kationen, normiert auf 3 Kationen (ohne Si), $Fe^{3+} = 2 - Al$, $Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$
Alumosilikate:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, normiert auf 3 Kationen, $Fe^{3+} = Fe^{tot}$
Titanit:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, 3 Kationen, normiert auf 1 Si, $Fe^{3+} = Fe^{tot}$
Ilmenit:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, normiert auf 2 Kationen, $Fe^{3+} = 6 - \sum$ Kationenladungen, $Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$
Spinell:	Berechnung auf einfache Formeleinheit, normiert auf 3 Kationen, $Fe^{3+} = 8 - \sum$ Kationenladungen, $Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+}$

I.11 Erläuterungen zu den mineralchemischen Tabellen

Der Fe-Gehalt der Mikrosonden-Analysen wird grundsätzlich als FeO ausgegeben. Eine Aufteilung des Fe-Gehaltes in FeO/Fe_2O_3 (Amphibole, Omphazite, Spinell) ist in allen Fällen aus den Ergebnissen der Strukturformelberechnung zurückgerechnet, ebenso wie die Angabe in reinem Fe_2O_3 (Epidot, Zoisit). Für Granat erfolgt eine gesonderte Angabe der Gesamtsumme mit berechnetem Fe_2O_3 (Σ Gew.% 2). Für Amphibol beinhaltet Σ Gew.% 1 nur den FeO^{tot}-Gehalt, Σ Gew.% 2 dagegen FeO und Fe_2O_3, den Wassergehalt und eventuell auftretende Sauerstoffe. Die H_2O-Gehalte sind in allen Fällen berechnet

Die oberste Zeile der mineralchemischen Tabellen enthält die Probennummer des Gesteins, die Mineralart und die Nummer des gemessenen Kristalls. In der zweiten Zeile steht die Mikrosonden-Analysenummer.

Mikrotexturelle Abkürzungen in den Mineraltabellen:

z. B.	Phe* Grt	Phengit-Einschluß in Granat,
	Ep# Grt	Epidot pseudomorph nach Grt,
	Ep^ Grt	Epidot in kelyphitischem Saum um Granat.

1. Orthogneise

Probe	ÖM.1.2a	ÖM.2.1h	ÖM.3.2d	ÖM.4.1a	ÖM.4.2a	ÖM.4.2b	ÖM.6.4b	ÖS.7.1a	ÖS.7.7a	ÖS.8.1b
Gesteinstyp	Hgl-Ortho.	Hgl-Ortho.	Bt-Ortho.	Bt-Hgl-Ortho.	Hgl-Ortho.	Bt-Hgl-Ortho.	Hbl-Bt-Gneis	Bt-Ortho.	Bt-Ortho.	Bt-Ortho.
Hauptelemente										
SiO_2	74.96	75.39	67.89	69.64	75.77	71.96	68.47	66.48	68.87	68.13
TiO_2	0.12	0.04	0.58	0.45	0.08	0.37	0.43	0.63	0.56	0.57
Al_2O_3	12.63	13.14	14.80	14.39	12.93	13.45	15.11	15.36	14.85	14.67
Fe_2O_3	1.42	0.46	0.98	1.39	0.42	0.60	1.32	1.07	0.60	0.52
FeO	0.68	0.60	2.79	1.97	0.70	1.91	1.42	3.21	3.19	3.30
MnO	0.01	0.03	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04	0.06	0.07	0.06
MgO	0.41	0.16	1.37	1.09	0.20	0.50	1.20	1.66	1.46	1.57
CaO	0.42	0.31	1.97	1.54	0.46	0.97	3.18	2.46	1.94	2.44
Na_2O	2.62	3.80	2.89	3.29	3.43	2.75	4.40	2.83	3.09	2.99
K_2O	4.96	4.61	3.60	3.80	4.80	4.52	1.61	3.89	3.68	3.67
P_2O_5	0.18	0.16	0.16	0.15	0.16	0.12	0.09	0.16	0.17	0.15
H_2O	1.27	0.56	1.93	1.83	0.69	1.16	0.96	1.29	1.03	0.94
CO_2	0.07	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05
Summe	99.75	99.33	99.09	99.65	99.74	98.40	98.29	99.17	99.56	99.07
Spurenelemente										
Ba	105	-	557	453	50	390	749	630	430	568
Co	64	112	64	38	18	96	34	37	59	75
Cr	-	-	21	20	-	-	6	28	26	24
V	-	-	55	39	-	22	32	68	48	64
Cu	-	-	14	7	-	0	4	4	2	9
Ga	19	18	16	17	15	19	19	19	16	19
Nb	14	3	7	13	5	14	12	7	12	14
Ni	-	-	11	10	-	1	2	14	11	10
Pb	15	22	13	25	23	16	1	20	13	19
Rb	228	302	128	172	211	161	43	143	167	135
Sn	3	22	4	6	18	2	-	6	19	18
Sr	31	7	145	116	26	58	238	145	97	133
Y	31	12	43	28	14	36	15	35	28	31
Zn	12	21	75	61	11	37	50	72	58	68
Zr	80	38	185	178	62	214	158	211	198	195
Ce	25	13	55	37	23	55	33	56	64	71
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	1	3	11	10	5	6	6	9	11	12
Nd	10	4	29	33	12	32	12	33	33	39
Ta	1	-	2	0	0	-	1	-	0	-
Th	10	-	14	14	3	25	4	21	12	16
U	1	15	-	-	6	-	-	-	2	-
CIPW	Berechnung mit dem Programm "igneous.exe"									
Qz	38.44	34.89	30.16	30.67	36.01	35.39	27.24	25.62	28.95	27.41
Or	29.23	27.11	21.76	22.35	28.29	26.99	9.59	23.05	21.76	21.58
An	0.92	0.51	9.03	6.67	1.30	4.14	15.48	11.22	8.57	11.13
Ab	22.15	32.13	25.19	27.82	29.08	23.59	37.79	24.10	26.21	25.28
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	3.98	1.05	8.23	4.44	1.97	4.30	6.53	9.51	8.25	8.60
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0.58	0.67	0.94	2.02	0.32	0.65	0.68	1.05	0.92	0.76
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.23	0.08	1.14	0.86	0.15	0.72	0.84	1.20	1.07	1.08
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.39	0.34	0.34	0.32	0.34	0.26	0.19	0.34	0.37	0.32
Crn	2.62	1.71	3.00	2.42	1.62	2.60	0.56	2.44	2.66	1.70
Mg#	27.80	8.20	42.50	49.70	26.90	28.70	46.40	44.10	44.10	45.90
A/CNK	1.21	1.11	1.21	1.17	1.11	1.20	1.02	1.15	1.18	1.10
A/NK	1.31	1.17	1.71	1.51	1.19	1.43	1.68	1.73	1.64	1.65
Shand Index	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös
Plutonit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granodiorit	Granit	Granit	Granit
Vulkanit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Dazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit
An in Plg	3.99	1.56	26.39	19.34	4.28	14.93	29.06	31.77	24.64	30.57

Probe	ÖS.9.1q	ÖS.10.1a	ÖS.10.1c	ÖS.10.1d	ÖS.10.1e	ÖS.10.3a	ÖS.Bal1	ÖS.Fim1	ÖV.GG	ÖRK 7
Gesteinstyp	Bt-Hgl-Ortho.	apl. Ortho.	Bt-Ortho.	Bt-Ortho.	Bt-Ortho.	Bt-Hgl-Ortho.	Bt-Ortho.	Hgl-Ortho.	Bt-Hgl-Ortho.	Bt-Ortho.
Hauptelemente										
SiO_2	74.13	74.52	67.88	71.47	67.35	73.60	69.09	73.67	67.71	69.01
TiO_2	0.15	0.08	0.57	0.40	0.57	0.16	0.56	0.12	0.60	0.46
Al_2O_3	13.72	13.52	14.82	13.78	15.20	13.53	14.41	12.92	15.11	14.62
Fe_2O_3	0.55	0.39	0.64	0.26	0.49	0.41	0.65	0.38	0.45	1.09
FeO	1.10	0.56	3.26	2.34	3.29	1.15	3.16	0.94	2.98	3.19
MnO	0.02	0.05	0.06	0.05	0.06	0.03	0.07	0.04	0.06	0.07
MgO	0.18	0.19	1.60	0.81	1.59	0.22	1.37	0.35	1.04	1.33
CaO	0.71	0.76	2.24	1.46	2.32	0.83	1.86	0.65	2.65	3.72
Na_2O	2.97	3.15	2.85	2.89	3.01	2.86	3.00	2.96	2.64	2.86
K_2O	5.40	4.58	3.89	4.52	4.01	5.41	3.86	5.22	4.49	1.82
P_2O_5	0.16	0.15	0.16	0.13	0.18	0.17	0.18	0.10	0.15	0.06
H_2O	0.64	0.84	0.99	0.93	1.06	0.91	0.85	0.86	1.28	0.89
CO_2	0.05	0.06	0.06	0.20	0.06	0.04	0.06	0.09	0.35	0.10
Summe	99.77	98.85	99.01	99.24	99.18	99.33	99.10	98.30	99.51	99.22
Spurenelemente										
Ba	187	151	582	405	607	185	454	236	810	373
Co	63	43	66	81	97	59	37	39	48	113
Cr	-	-	28	6	22	-	24	2	16	10
V	6	-	58	30	62	0	49	13	43	77
Cu	3	-	27	4	-	-	5	-	1	34
Ga	19	15	19	17	18	19	21	15	22	16
Nb	9	7	14	12	12	13	14	5	17	12
Ni	-	-	13	3	8	-	11	0	9	5
Pb	26	22	23	32	21	23	16	18	12	8
Rb	209	193	147	186	130	220	163	186	151	74
Sn	16	0	12	20	8	18	-	-	1	-
Sr	44	38	146	82	144	65	117	66	167	233
Y	27	10	36	36	23	38	32	30	30	22
Zn	35	18	82	56	58	246	65	25	81	157
Zr	99	48	187	160	188	98	193	86	216	160
Ce	11	4	61	53	67	41	42	-	76	41
Hf	-	-	-	-	-	-	1	-	4	1
Sc	3	4	10	9	12	4	10	1	26	15
Nd	21	12	24	29	36	23	24	22	24	28
Ta	0	-	0	1	-	4	-	0	4	-
Th	9	1	15	16	14	10	10	5	1	6
U	-	2	0	0	2	0	5	7	-	5
CIPW										
Qz	33.91	37.03	27.62	31.83	25.52	33.99	29.35	34.29	26.49	33.71
Or	31.82	27.23	22.88	26.58	23.58	31.99	22.70	30.70	26.41	10.70
An	2.49	2.85	10.08	6.40	10.34	3.02	8.10	2.58	12.17	18.06
Ab	25.19	26.97	24.10	24.43	25.45	24.35	25.36	25.03	22.32	24.18
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	2.59	1.73	8.50	5.44	8.66	2.53	7.76	2.09	6.70	7.51
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0.45	0.26	0.93	0.38	0.71	0.44	0.94	0.55	0.65	1.58
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.29	0.15	1.08	0.76	1.08	0.30	1.06	0.23	1.14	0.88
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.34	0.32	0.34	0.28	0.39	0.37	0.38	0.22	0.32	0.13
Crn	2.08	2.38	2.23	1.79	2.12	1.71	2.33	1.46	1.44	1.32
Mg#	18.20	28.70	46.70	38.20	46.30	22.40	43.60	39.90	38.40	42.60
A/CNK	1.14	1.17	1.14	1.12	1.13	1.12	1.15	1.10	1.08	1.09
A/NK	1.28	1.33	1.67	1.43	1.64	1.28	1.58	1.23	1.64	2.19
Shand Index	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös
Plutonit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granodiorit
Vulkanit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Dazit
An in Plg	9.00	9.56	29.49	20.76	28.89	11.03	24.21	9.34	35.29	42.76

Probe	ÖV.I.1	ÖV.I.4	ÖV.VII.6	ÖV.VIII.2	ÖV.VIII.3	ÖV.XI.7	ÖV.XIII.7	ÖV.XV.11b	ÖV.XVII.5b	ÖV.XXII.8
Gesteinstyp	Hgl-Ch-Orth.	Hgl-Ch-Orth.	Hgl-Ortho.	Hgl-Ortho.	Bt-Ortho.	Bt-Hgl-Ortho.	Hgl-Ch-Orth.	Bt-Ortho.	Hgl-Ortho.	Bt-Ortho.
Hauptelemente										
SiO_2	67.31	67.69	71.52	75.14	67.45	66.22	75.82	64.53	74.91	67.87
TiO_2	0.64	0.57	0.08	0.07	0.69	0.68	0.10	0.89	0.17	0.63
Al_2O_3	15.03	14.78	15.03	13.19	15.47	15.42	12.96	15.26	12.98	15.44
Fe_2O_3	1.81	1.05	0.32	0.37	0.87	1.02	0.49	1.15	0.55	0.78
FeO	2.00	2.36	1.13	0.72	3.10	2.94	0.89	4.28	1.08	2.90
MnO	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.07	0.03	0.08	0.04	0.05
MgO	1.06	1.26	0.08	0.08	1.23	1.22	0.08	2.05	0.32	1.04
CaO	1.68	1.40	0.62	0.34	2.35	2.10	0.42	2.16	0.79	2.28
Na_2O	2.96	2.24	3.73	3.13	3.16	3.19	2.75	3.18	3.91	2.68
K_2O	4.05	4.86	5.24	4.69	4.05	3.59	4.66	3.69	3.66	4.08
P_2O_5	0.19	0.14	0.16	0.11	0.22	0.18	0.12	0.23	0.19	0.18
H_2O	1.70	1.87	0.61	0.63	1.13	1.56	0.64	1.67	0.75	1.01
CO_2	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.11	0.06
Summe	98.55	98.32	98.64	98.56	99.84	98.23	99.01	99.24	99.47	99.00
Spurenelemente										
Ba	927	818	99	78	862	1035	129	799	207	866
Co	69	21	25	37	36	30	47	54	23	36
Cr	17	13	3	2	15	18	3	40	0	16
V	47	41	2	3	48	56	3	84	9	49
Cu	17	-	-	-	4	1	-	1	-	20
Ga	24	19	23	18	22	19	21	21	16	23
Nb	20	17	11	10	18	18	7	20	13	17
Ni	8	10	-	-	11	9	-	17	0	8
Pb	20	9	31	18	21	17	20	15	10	27
Rb	134	199	242	209	146	112	206	147	160	160
Sn	-	1	2	5	-	0	-	2	-	4
Sr	202	140	26	21	179	193	26	223	65	194
Y	34	29	29	18	29	34	20	40	17	36
Zn	61	60	66	44	68	122	46	103	41	162
Zr	269	207	74	76	280	292	81	347	101	258
Ce	86	78	5	12	95	101	23	103	30	95
Hf	3	-	-	0	3	4	-	4	-	2
Sc	8	6	4	0	10	8	7	13	6	10
Nd	43	30	12	7	34	44	14	40	15	39
Ta	-	-	-	3	-	-	-	0	-	-
Th	16	6	4	5	17	18	2	15	7	12
U	3	3	1	-	3	2	-	1	3	3
CIPW										
Qz	29.43	30.42	28.00	38.03	25.57	26.54	40.82	22.39	35.95	29.07
Or	23.82	28.58	30.82	27.58	23.82	21.11	27.40	21.70	21.52	23.99
An	7.11	6.04	2.04	0.98	10.24	9.25	1.31	9.23	2.69	10.15
Ab	25.03	18.94	31.54	26.46	26.72	26.97	23.25	26.89	33.06	22.66
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	3.76	5.66	1.88	1.10	6.90	6.47	1.26	10.55	2.05	6.23
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	2.63	5.66	0.46	0.54	1.26	1.48	0.71	1.67	0.80	1.13
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	1.22	1.08	0.15	0.13	1.31	1.29	0.19	1.69	0.32	1.20
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.41	0.30	0.34	0.24	0.47	0.39	0.26	0.50	0.41	0.39
Crn	3.17	3.62	2.47	2.61	2.13	2.89	2.91	2.65	1.60	2.90
Mg#	48.60	48.80	11.20	16.50	41.40	42.50	13.80	46.10	34.60	39.00
A/CNK	1.22	1.29	1.16	1.22	1.12	1.19	1.25	1.16	1.10	1.19
A/NK	1.62	1.65	1.27	1.29	1.61	1.69	1.35	1.65	1.25	1.75
Shand Index	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös
Plutonit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit	Granit
Vulkanit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit
An in Plg	22.12	24.18	6.08	3.57	27.71	25.54	5.33	25.55	7.52	30.94

2. Metasedimente

Probe	ÖV.XXII.11	SRa.3	SRa.4	ÖV.VI.3	ÖV.III.2	ÖV.Wf	ÖV.XVII.12	ÖV.XV.10
Gesteinstyp	Bt-Hgl-Ortho.	Bt-Hgl-Ortho.	Bt-Ortho.	Paragneis	Paragneis	Paragneis	Plg-Augengn.	Paragneis
Hauptelemente								
SiO_2	74.95	72.68	70.70	63.04	59.65	60.11	76.71	63.61
TiO_2	0.13	0.37	0.43	0.88	0.87	0.78	0.24	0.74
Al_2O_3	13.02	14.29	14.20	15.93	18.38	17.57	13.15	15.38
Fe_2O_3	0.47	0.97	0.98	1.53	1.84	1.80	0.75	1.92
FeO	1.03	1.74	1.99	4.21	4.26	4.58	0.92	4.59
MnO	0.04	0.04	0.04	0.09	0.09	0.11	0.02	0.09
MgO	0.21	1.07	1.07	2.62	2.63	2.99	0.24	2.65
CaO	0.68	0.99	1.16	1.64	1.17	1.30	0.69	2.23
Na_2O	2.59	3.09	3.86	3.30	2.89	1.88	2.88	2.95
K_2O	4.78	4.46	3.77	2.89	4.32	3.67	2.28	2.63
P_2O_5	0.12	0.14	0.14	0.28	0.20	0.18	0.06	0.19
H_2O	0.83	1.35	1.10	2.57	2.40	3.05	1.12	1.81
CO_2	0.06	0.08	0.07	0.39	0.25	0.28	0.08	0.90
Summe	98.91	101.27	99.51	99.38	98.93	98.30	99.14	99.69
Spurenelemente								
Ba	163	379	562	637	936	879	242	609
Co	43	117	42	26	24	41	38	38
Cr	1	9	14	52	83	63	1	63
V	6	33	43	103	115	102	13	95
Cu	10	9	-	52	19	24	-	20
Ga	19	18	19	21	29	26	19	19
Nb	12	13	18	16	17	12	7	16
Ni	-	2	11	28	46	46	0	38
Pb	20	7	18	22	21	14	14	11
Rb	219	166	145	115	151	122	132	112
Sn	-	2	11	-	6	2	9	0
Sr	52	80	140	227	236	188	58	291
Y	30	31	29	35	32	31	42	27
Zn	28	45	48	96	110	127	22	85
Zr	93	167	177	272	202	177	161	148
Ce	9	59	46	89	55	84	62	87
Hf	2	-	-	8	0	1	3	4
Sc	1	6	10	10	17	14	6	12
Nd	18	31	26	42	42	43	31	33
Ta	-	-	-	-	-	-	-	2
Th	7	14	15	12	16	10	28	12
U	6	-	-	-	1	2	6	-
CIPW								
Qz	39.57	32.41	29.17	23.86	18.22	23.12	49.26	25.62
Or	28.11	25.88	22.17	17.00	25.41	22.82	13.41	15.47
An	2.60	3.96	4.82	6.33	4.51	5.30	3.03	9.83
Ab	21.90	25.70	32.63	27.90	24.43	17.08	24.35	24.94
Di	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	1.81	5.94	4.79	11.54	11.42	13.07	1.27	12.22
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0.68	0.70	1.42	2.22	2.67	2.86	1.09	2.79
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.25	0.68	0.82	1.67	1.66	1.48	0.46	1.41
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.26	0.30	0.31	0.60	0.43	0.37	0.13	0.41
Crn	2.63	2.89	2.00	5.05	7.30	7.86	4.83	4.08
Mg#	26.70	44.30	48.90	52.60	52.40	54.20	31.70	50.70
A/CNK	1.22	1.22	1.13	1.38	1.59	1.76	1.55	1.31
A/NK	1.38	1.44	1.36	1.86	1.95	2.30	1.82	2.00
Shand Index	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös	Peraluminös
Plutonit	Granit	Granit	Granit	Granodiorit	Granit	Granit	Granodiorit	Granodiorit
Vulkanit	Rhyodazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Dazit	Rhyodazit	Rhyodazit	Dazit	Dazit
An in Plg	10.61	13.35	12.87	18.49	15.58	23.68	11.07	28.27

3. Metabasite

Probe	ÖM.2.1i	ÖM.2.3d	ÖM.3.2b	ÖM.3.1f	ÖM.3.1i	ÖM.3.1k	ÖM.4.1d	ÖM.5.1a	ÖM.6.3b	SVS.1
Gesteinstyp	Plg-Amphib.	Plg-Amphib.	Plg-Amphib.	Hbl-Gneis	Plg-Gneis	Plg-Amphib.	Plg-Amphib.	Plg-Amphib.	Hbl-Gneis	Hbl-Gneis
Hauptelemente										
SiO_2	47.54	43.75	57.32	60.56	69.94	54.73	47.30	46.64	60.88	58.36
TiO_2	0.58	1.49	0.54	0.51	0.21	2.39	1.81	2.23	0.46	0.75
Al_2O_3	17.34	16.70	15.07	15.77	15.45	13.62	14.63	14.54	16.02	14.70
Fe_2O_3	3.30	3.72	2.41	3.09	1.46	5.20	4.68	3.99	1.97	2.43
FeO	7.52	8.06	4.18	3.36	1.25	8.75	8.25	7.18	3.64	6.45
MnO	0.22	0.21	0.11	0.11	0.05	0.23	0.20	0.19	0.09	0.17
MgO	6.79	8.30	3.35	3.49	0.60	3.60	7.37	6.59	3.01	4.62
CaO	10.23	10.72	6.05	6.28	2.42	4.39	9.87	10.59	5.46	7.09
Na_2O	1.86	2.03	3.56	2.91	4.74	3.36	2.49	2.80	3.54	2.23
K_2O	0.80	0.50	0.97	1.00	1.02	0.41	0.35	0.95	1.01	0.73
P_2O_5	0.03	0.18	0.09	0.09	0.07	0.53	0.16	0.33	0.09	0.10
H_2O	2.56	2.55	2.33	2.65	1.84	2.63	1.87	2.05	2.17	2.11
CO_2	0.04	0.04	0.05	0.04	0.1	0.05	0.05	0.63	0.13	0.12
Summe	98.81	98.25	96.03	99.86	99.15	99.89	99.03	98.71	98.47	99.86
Spurenelemente										
Ba	156	39	206	484	662	69	-	116	313	439
Co	43	42	35	18	63	26	45	37	64	64
Cr	59	268	16	38	-	-	152	199	18	44
V	342	258	147	152	6	209	349	247	121	221
Cu	39	38	16	27	4	25	7	57	93	40
Ga	14	19	15	15	16	20	22	19	15	17
Nb	5	7	2	3	7	10	3	27	5	3
Ni	12	108	14	21	-	0	59	134	13	20
Pb	-	1	26	4	11	-	3	2	2	-
Rb	22	19	37	31	29	19	10	23	33	24
Sn	17	-	15	-	21	20	18	-	-	-
Sr	179	173	226	287	284	97	154	250	255	208
Y	13	21	16	15	9	54	35	38	19	26
Zn	77	119	62	56	52	125	88	103	51	121
Zr	26	89	152	125	150	210	89	181	120	167
Ce	2	5	14	33	23	32	14	27	12	19
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Sc	48	35	21	21	1	34	44	35	20	29
Nd	12	18	19	12	13	29	21	28	23	21
Ta	-	-	-	-	0	-	-	-	-	4
Th	3	3	0	7	6	6	5	10	3	2
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CIPW	Berechnung mit dem Programm "igneous.exe"									
Qz	-	-	13.00	17.94	31.07	11.94	-	-	17.53	18.30
Or	4.76	3.00	5.94	5.88	6.06	2.41	2.06	5.70	6.06	4.29
An	36.88	35.46	23.12	26.96	11.65	18.38	27.78	24.62	25.16	27.92
Ab	15.81	16.33	31.28	24.52	40.41	28.24	21.14	23.24	30.35	18.85
Di	11.60	14.14	6.22	2.94	-	-	16.80	21.87	1.43	-
Hy	17.61		15.23	16.45	5.33	26.96	13.16	-	14.84	17.46
Ol	7.34	22.28	-	-	-	-	10.72	14.58	-	-
Mt	2.03	2.21	1.50	1.38	0.67	2.69	2.47	2.27	1.25	3.53
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	1.10	2.87	1.07	0.97	0.42	4.51	3.44	4.32	0.89	1.43
Ne	-	0.54	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.06	0.39	0.19	0.19	0.15	1.1	0.34	0.69	0.19	0.22
Crn	-	-	-	-	2.32	0.87	-	-	-	
Mg#	54.90	57.70	50.00	51.20	30.50	33.30	52.40	53.50	51.40	56.10
A/CNK	0.77	0.72	0.84	0.91	1.16	0.98	0.65	0.58	0.95	0.85
A/NK	4.42	4.31	2.18	2.69	1.73	2.28	3.27	2.58	2.31	3.30
Shand Index	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Peraluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös
Plutonit	Gabbronorit	Neph-Gabbro	-	Granodiorit	Granodiorit	Qz-Diorit	Gabbro	Ne Monz-Di	-	Tonalit
Vulkanit	Ol-Tholeiit	Alkalibasalt	Andesit	Dazit	Dazit	Basalt. And.	Ol-Tholeiit	Alkalibasalt	Dazit	Dazit
An in Plg	69.99	68.47	42.50	52.37	22.38	39.43	56.79	51.44	45.33	59.70

Probe	ÖS.9.1g	ÖS.9.1m	ÖS.10.2a	ÖS.10.2b	ÖS.Go 2	ÖS.Go3	ÖS.Go 4	ÖS.Ko1	ÖS. Jam 2
Gesteinstyp	Plg-Amphib.	Plg-Amphib.	Hbl-Gneis	Plg-Amphib.	Hbl-Gneis	Hbl-Gneis	Hbl-Gneis	Plg-Amphib.	Gr-Amphib.
Hauptelemente									
SiO_2	46.06	48.15	55.90	49.57	63.90	57.63	65.95	52.49	46.92
TiO_2	2.18	2.05	0.50	0.31	0.47	0.44	0.52	1.26	3.05
Al_2O_3	16.84	14.05	18.19	18.82	14.88	15.84	15.05	16.37	13.14
Fe_2O_3	5.47	3.23	1.49	1.14	3.58	5.74	3.41	6.42	6.12
FeO	6.19	8.32	5.23	6.08	2.43	2.39	1.76	2.38	10.76
MnO	0.29	0.19	0.12	0.13	0.12	0.17	0.09	0.16	0.28
MgO	4.24	7.08	4.39	6.96	2.50	4.95	2.00	5.40	6.49
CaO	11.97	10.26	8.30	10.05	6.05	9.10	4.87	7.08	8.31
Na_2O	3.30	2.26	3.23	2.10	2.53	1.54	3.40	3.06	1.17
K_2O	0.52	0.39	0.54	0.50	0.98	0.19	0.81	2.74	0.48
P_2O_5	0.26	0.29	0.10	0.02	0.09	0.06	0.08	0.15	0.30
H_2O	1.52	1.82	2.12	2.8	1.69	1.2	1.24	1.92	2.11
CO_2	0.04	0.07	0.04	0.07	0.07	0.04	0.06	0.03	0.16
Summe	98.88	98.16	100.15	98.55	99.29	99.29	99.24	99.46	99.29
Spurenelemente									
Ba	40	31	304	221	232	123	334	750	70
Co	45	40	40	45	38	55	42	39	61
Cr	227	186	58	119	1	63	24	161	62
V	304	306	157	139	13	214	101	211	554
Cu	35	32	10	3	5	24	29	9	3
Ga	21	19	17	16	15	16	19	18	25
Nb	13	16	5	1	8	5	7	6	15
Ni	75	83	17	62	8	26	12	44	39
Pb	-	3	8	3	-	-	-	1	-
Rb	7	13	24	30	35	12	24	80	24
Sn	-	4	-	3	-	-	-	-	17
Sr	158	172	360	371	220	256	280	176	33
Y	38	35	5	-	15	5	15	27	37
Zn	73	108	78	64	59	81	45	85	160
Zr	157	152	67	32	126	43	130	148	184
Ce	27	31	-	-	7	9	6	31	23
Hf	-	-	-	-	0	-	2	1	5
Sc	39	32	26	24	24	30	17	28	40
Nd	19	30	5	18	13	21	22	15	32
Ta	-	3	-	-	-	-	-	1	-
Th	2	3	3	-	4	1	0	-	5
U	-	-	-	-	-	-	2	-	-
CIPW									
Qz	-	-	8.14	0.75	25.90	17.77	26.88	-	3.34
Or	3.06	2.29	3.18	3.00	5.76	1.12	4.82	16.11	2.82
An	29.72	27.46	33.40	40.99	26.45	35.84	23.56	22.89	29.02
Ab	20.14	19.36	27.22	18.01	21.47	13.10	28.83	25.96	9.81
Di	23.67	18.39	5.78	7.66	2.60	7.47	0.18	9.30	8.48
Hy		23.18	17.52	24.65	13.56	20.75	12.02	15.35	34.69
Ol	10.28	0.45	-	-	-	-	-	3.60	
Mt	2.28	2.25	1.35	1.39	1.29	1.58	1.15	1.90	3.01
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	4.17	3.96	0.95	0.59	0.89	0.84	0.99	2.40	5.78
Ne	4.25	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.56	0.6	0.22	0.04	0.19	0.13	0.17	0.32	0.62
Crn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg#	41.00	54.50	56.40	65.60	45.00	54.30	43.30	54.90	41.60
A/CNK	0.61	0.62	0.87	0.85	0.92	0.82	0.98	0.78	0.75
A/NK	2.81	3.40	3.08	4.71	2.85	5.77	2.33	2.05	5.38
Shand Index	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös
Plutonit	Ne-Monz-Gb	Gabbronorit	Qz-Gabbro	Gabbronorit	Granodiorit	Tonalit	Tonalit	Monzodiorit	Qz-Gabbro
Vulkanit	Alkalibasalt	Qz-Tholeiit	Basalt. And.	Qz-Tholeiit	Dazit	Dazit	Dazit	Qz-Tholeiit	Qz-Tholeiit
An in Plg	59.61	58.65	55.10	69.47	55.20	73.23	44.97	46.86	74.74

Probe	SP.5	SP .7	SP.9	ÖV.III.11	ÖV.V.7	ÖV.VI.4c	ÖV.XVI.4	ÖV.XVII.6	ÖV.XVII.9	ÖV.14/15
Gesteinstyp	Eklo-Amph.	Eklo-Amph.	Eklo-Amph.	Bt-Amphib.	Bt-Amphib.	Gr-Amphib.	Plg-Amphib.	Plg-Amphib.	Gr-Amphib.	Tit-Amphib.
Hauptelemente										
SiO_2	49.43	51.96	48.20	46.04	47.28	48.01	48.42	47.13	48.55	40.05
TiO_2	1.88	2.75	1.79	2.66	1.89	1.49	1.93	1.86	1.80	5.36
Al_2O_3	14.00	11.94	13.86	14.24	11.99	14.74	14.28	15.05	15.15	9.60
Fe_2O_3	10.03	12.02	9.41	8.50	9.51	7.81	8.02	6.67	7.65	11.04
FeO	2.53	2.63	3.57	3.66	2.13	3.64	3.47	4.65	4.19	2.46
MnO	0.21	0.25	0.23	0.19	0.16	0.19	0.32	0.18	0.23	0.27
MgO	6.31	4.25	6.98	7.81	12.11	7.79	8.20	6.63	6.75	7.02
CaO	9.96	8.48	10.36	10.28	9.16	9.98	7.94	11.49	9.26	16.53
Na_2O	2.84	1.65	2.74	1.27	1.21	1.95	2.95	2.73	2.69	0.62
K_2O	0.23	0.22	0.43	1.87	1.12	0.95	0.95	0.43	0.72	0.63
P_2O_5	0.16	0.28	0.15	0.41	0.18	0.12	0.25	0.16	0.21	1.71
H_2O	0.45	1.61	1.43	2.42	2.2	2.11	2.95	1.79	1.99	1.98
CO_2	0.12	0.08	0.16	0.64	0.05	0.11	0.08	1.44	0.26	1.39
Summe	98.15	98.12	99.31	99.99	98.99	98.89	99.76	100.96	99.45	98.66
Spurenelemente										
Ba	43	24	54	563	353	133	167	63	196	135
Co	80	57	64	78	59	62	65	43	64	53
Cr	83	89	99	195	1022	195	31	189	198	200
V	349	412	366	246	209	299	255	275	265	326
Cu	17	18	61	76	4	47	43	46	25	27
Ga	18	21	17	22	18	20	19	17	14	26
Nb	11	13	10	25	20	8	16	13	10	205
Ni	48	12	50	210	398	52	94	48	87	46
Pb	-	-	-	18	7	-	13	-	-	4
Rb	12	16	21	75	35	37	35	14	21	27
Sn	0	-	-	-	-	0	-	-	-	2
Sr	58	22	56	433	165	226	158	244	136	432
Y	39	53	34	22	16	26	31	26	28	36
Zn	43	66	110	121	110	113	167	93	107	210
Zr	126	193	112	202	138	105	163	135	152	642
Ce	21	32	16	54	16	2	36	17	30	277
Hf	2	1	3	2	2	-	-	1	-	7
Sc	37	33	38	30	26	40	30	40	35	26
Nd	30	31	20	27	24	17	16	21	27	135
Ta	2	0	3	5	4	-	2	-	-	6
Th	0	2	2	2	1	-	3	4	4	14
U	-	-	-	-	-	0	6	-	-	5
CIPW										
Qz	-	12.95	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	1.41	1.35	2.53	11.06	6.65	5.65	5.59	2.53	4.23	3.82
An	25.15	24.86	24.29	27.64	24.13	28.82	22.84	27.68	27.15	22.07
Ab	24.35	14.20	23.25	10.74	10.31	16.66	24.94	23.25	22.83	5.41
Di	19.89	13.61	21.77	17.10	16.58	16.67	12.22	23.60	14.46	42.01
Hy	20.23	22.52	9.53	13.61	24.13	17.89	12.61	0.62	15.74	1.75
Ol	1.84	-	10.70	8.88	9.52	6.66	12.04	14.18	7.12	5.89
Mt	2.44	2.70	2.50	2.37	2.30	2.24	2.31	2.24	2.31	2.59
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	3.63	5.33	3.41	5.06	3.61	2.85	3.67	3.56	3.42	10.46
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.34	0.58	0.32	0.86	0.39	0.26	0.52	0.34	0.45	3.55
Crn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg#	49.80	36.30	51.30	55.60	67.40	57.00	58.30	53.10	52.50	50.60
A/CNK	0.61	0.65	0.58	0.62	0.60	0.66	0.70	0.58	0.69	0.30
A/NK	2.85	4.03	2.79	3.46	3.74	3.47	2.42	3.03	2.91	5.61
Shand Index	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös
Plutonit	Diorit	Tonalit	Diorit	Monzogabb.	Monzogabb.	Monzogabb.	Monzodiorit	Ol-Gabbro	Gabbronorit	Monzogabb.
Vulkanit	Ol-Tholeiit	Dazit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit
An in Plg	50.81	63.65	51.09	72.02	70.06	63.37	47.80	54.35	54.32	80.31

Probe	ÖS.RK E1	ÖS.RK E2	ÖS.RK E3	ÖS.RK aE1	ÖS.Rk aE2	ÖS.RKG
Gesteinstyp	Eklogit	Eklogit	Eklogit	amph. Eklo.	amph. Eklo.	Plg-Amphib.
Hauptelemente						
SiO_2	41.53	47.70	47.63	50.31	48.68	56.76
TiO_2	3.47	0.46	0.53	2.28	0.51	1.82
Al_2O_3	17.57	17.99	15.72	15.89	14.88	14.15
Fe_2O_3	17.14	5.44	6.86	8.63	6.70	7.13
FeO	0.24	2.63	1.82	2.65	1.80	1.26
MnO	0.36	0.13	0.15	0.21	0.16	0.15
MgO	7.19	10.54	10.51	5.99	9.86	4.87
CaO	9.91	13.12	12.49	8.12	12.49	8.56
Na_2O	0.94	1.10	2.09	2.33	1.36	2.86
K_2O	0.00	0.11	0.13	0.90	0.21	0.54
P_2O_5	0.95	0.00	0.02	0.31	0.01	0.28
H_2O	0.49	1.59	1.24	2.14	2.11	1.58
CO_2	0.07	0.09	0.08	0.06	0.09	0.06
Summe	99.86	100.90	99.27	99.82	98.86	100.02
Spurenelemente						
Ba	8	1	6	171	14	145
Co	89	93	66	55	59	46
Cr	28	426	457	150	237	126
V	275	193	176	279	200	255
Cu	114	68	38	51	101	2
Ga	14	17	13	19	11	18
Nb	21	2	0	18	6	21
Ni	28	225	181	74	87	49
Pb	-	1	-	2	-	11
Rb	9	11	8	40	10	26
Sn	-	-	-	-	-	-
Sr	26	137	87	199	59	198
Y	81	9	14	37	13	30
Zn	154	70	54	98	42	64
Zr	248	45	43	194	40	161
Ce	31	29	31	47	13	56
Hf	3	2	3	2	2	2
Sc	33	25	35	29	38	26
Nd	17	18	20	23	9	35
Ta	3	7	5	0	-	-
Th	-	4	1	6	-	16
U	-	-	-	-	1	0
CIPW						
Qz	-	-	-	3.30	-	12.31
Or	-	0.65	0.76	5.29	1.29	3.18
An	43.08	43.31	33.28	30.21	34.19	24.10
Ab	7.95	9.13	17.75	19.61	11.58	24.18
Di	-	16.96	23.32	6.66	22.90	13.56
Hy	27.55	16.05	2.49	25.40	22.30	15.14
Ol	8.86	9.82	18.23	-	2.80	-
Mt	2.70	1.50	1.70	2.15	1.66	1.71
Hmt	-	-	-	-	-	-
Ilm	6.60	0.86	1.01	4.32	0.99	3.46
Ne	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-
Ap	2.02		0.04	0.65	0.02	0.58
Crn	0.23	-	-	-	-	-
Mg#	44.90	71.70	70.50	51.10	69.60	53.80
A/CNK	0.90	0.70	0.60	0.81	0.59	0.68
A/NK	11.37	9.38	4.39	3.31	6.03	2.67
Shand Index	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös	Metaluminös
Plutonit	Gabbronorit	Gabbro	Ol-Gabbro	-	Gabbro	Qz-Diorit
Vulkanit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Qz-Tholeiit	Ol-Tholeiit	Basalt. And.
An in Plg	84.42	82.59	65.22	60.64	74.70	49.92

1. Granat der Metabasite

	ÖRK.1 Granat 1 10-Punkt-Profil aus primärem Bereich									
	10785/1	10785/2	10785/3	10785/4	10785/5	10785/6	10785/7	10785/8	10785/9	10785/10
SiO_2	39.15	39.30	39.12	39.20	39.34	39.27	39.23	39.34	39.16	39.46
TiO_2	0.00	0.05	0.03	0.05	0.04	0.03	0.08	0.03	0.04	0.01
Al_2O_3	22.24	22.36	22.35	22.22	22.38	22.11	22.36	22.44	22.41	22.29
Cr_2O_3	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.09
FeO	20.37	20.13	20.80	20.22	21.24	20.36	21.03	20.86	21.61	22.11
MnO	0.48	0.35	0.41	0.34	0.38	0.44	0.40	0.48	0.43	0.44
MgO	9.40	8.99	9.69	9.13	9.37	9.52	10.00	9.71	10.47	9.83
CaO	8.82	9.66	8.34	9.33	8.14	8.55	7.53	8.12	6.37	6.55
Σ Gew.%	100.46	100.88	100.74	100.50	100.91	100.33	100.65	101.01	100.50	100.78
FeO	19.60	19.50	20.04	19.50	20.68	19.58	20.39	20.23	21.02	21.63
Fe_2O_3	0.85	0.70	0.84	0.80	0.63	0.86	0.71	0.69	0.66	0.54
Σ Gew.% 2	100.55	100.95	100.82	100.59	100.98	100.41	100.72	101.08	100.57	100.83
Si	5.8337	5.8425	5.7993	5.8501	5.8576	5.8746	5.8317	5.8281	5.8183	5.9008
Ti	0.0000	0.0054	0.0030	0.0054	0.0043	0.0036	0.0086	0.0032	0.0043	0.0013
Σ Kat 1	5.8337	5.8480	5.8022	5.8555	5.8619	5.8782	5.8403	5.8313	5.8226	5.9021
Al	3.9049	3.9178	3.9045	3.9089	3.9275	3.8976	3.9173	3.9179	3.9253	3.9287
Cr	0.0000	0.0041	0.0014	0.0009	0.0024	0.0052	0.0027	0.0048	0.0009	0.0111
Fe^{3+}	0.0951	0.0781	0.0941	0.0903	0.0701	0.0972	0.0799	0.0773	0.0738	0.0603
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	2.0881	1.9922	2.1405	2.0317	2.0791	2.1238	2.2149	2.1437	2.3200	2.1906
Fe^{2+}	2.4425	2.4247	2.4840	2.4337	2.5749	2.4494	2.5349	2.5069	2.6119	2.7046
Mn	0.0609	0.0437	0.0509	0.0436	0.0477	0.0558	0.0506	0.0599	0.0543	0.0553
Ca	1.4084	1.5393	1.3246	1.4910	1.2982	1.3710	1.1996	1.2895	1.0139	1.0495
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3480	0.3320	0.3568	0.3386	0.3465	0.3540	0.3692	0.3573	0.3867	0.3651
Almandin	0.4071	0.4041	0.4140	0.4056	0.4292	0.4082	0.4225	0.4178	0.4353	0.4508
Spessartin	0.0102	0.0073	0.0085	0.0073	0.0080	0.0093	0.0084	0.0100	0.0090	0.0092
Grossular	0.2347	0.2566	0.2208	0.2485	0.2164	0.2285	0.1999	0.2149	0.1690	0.1749
XAl	0.9762	0.9795	0.9761	0.9772	0.9819	0.9744	0.9793	0.9795	0.9813	0.9822

	ÖRK.1 Granat 5 20-Punkt-Profil									
	10783/1	10783/2	10783/3	10783/4	10783/5	10783/6	10783/7	10783/8	10783/9	10783/10
SiO_2	38.57	38.99	39.06	38.91	39.32	38.95	38.85	38.95	38.77	39.03
TiO_2	0.05	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.11	0.08	0.09
Al_2O_3	21.83	22.05	22.12	22.18	22.01	22.03	22.04	22.09	22.02	22.43
Cr_2O_3	0.17	0.04	0.02	0.05	0.04	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	22.55	19.56	20.19	19.58	19.93	20.01	19.64	19.83	19.43	19.94
MnO	0.61	0.40	0.38	0.35	0.39	0.44	0.39	0.47	0.55	0.48
MgO	7.27	8.18	8.52	8.34	8.72	8.32	7.61	8.04	8.53	8.64
CaO	9.46	10.43	9.76	10.19	9.58	10.44	11.39	10.52	10.28	10.12
Σ Gew.%	100.49	99.66	100.07	99.63	100.02	100.35	99.96	100.00	99.66	100.72
FeO	21.81	19.07	19.61	19.23	19.31	19.24	19.01	19.26	18.70	19.39
Fe_2O_3	0.82	0.55	0.65	0.39	0.69	0.86	0.70	0.64	0.81	0.61
Σ Gew.% 2	100.58	99.72	100.14	99.67	100.09	100.43	100.04	100.07	99.74	100.78
Si	5.8261	5.9009	5.8771	5.8776	5.9367	5.8358	5.8603	5.8777	5.8383	5.8054
Ti	0.0055	0.0013	0.0025	0.0045	0.0034	0.0045	0.0023	0.0121	0.0085	0.0103
Σ Kat 1	5.8316	5.9022	5.8795	5.8822	5.9401	5.8403	5.8626	5.8898	5.8468	5.8157
Al	3.8864	3.9323	3.9229	3.9491	3.9167	3.8896	3.9187	3.9278	3.9084	3.9315
Cr	0.0201	0.0052	0.0030	0.0065	0.0045	0.0132	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000
Fe^{3+}	0.0935	0.0625	0.0742	0.0444	0.0788	0.0973	0.0797	0.0722	0.0916	0.0685
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.6362	1.8455	1.9113	1.8774	1.9622	1.8585	1.7116	1.8093	1.9154	1.9148
Fe^{2+}	2.7547	2.4127	2.4671	2.4291	2.4377	2.4102	2.3974	2.4300	2.3554	2.4123
Mn	0.0785	0.0510	0.0481	0.0446	0.0504	0.0560	0.0503	0.0597	0.0698	0.0608
Ca	1.5306	1.6909	1.5735	1.6488	1.5497	1.6753	1.8407	1.7010	1.6594	1.6121
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.2727	0.3076	0.3186	0.3129	0.3270	0.3098	0.2853	0.3016	0.3192	0.3191
Almandin	0.4591	0.4021	0.4112	0.4049	0.4063	0.4017	0.3996	0.4050	0.3926	0.4021
Spessartin	0.0131	0.0085	0.0080	0.0074	0.0084	0.0093	0.0084	0.0100	0.0116	0.0101
Grossular	0.2551	0.2818	0.2623	0.2748	0.2583	0.2792	0.3068	0.2835	0.2766	0.2687
XAl	0.9716	0.9831	0.9807	0.9873	0.9792	0.9724	0.9797	0.9820	0.9771	0.9829

	ÖRK.1 Granat 5 20-Punkt-Profil									
	10783/11	10783/12	10783/13	10783/14	10783/15	10783/16	10783/17	10783/18	10783/19	10783/20
SiO_2	38.82	38.97	38.75	38.81	39.16	38.95	38.92	38.99	39.20	38.72
TiO_2	0.09	0.01	0.02	0.07	0.04	0.05	0.03	0.06	0.00	0.04
Al_2O_3	22.08	22.15	21.82	22.12	22.04	21.95	21.96	22.20	22.21	20.45
Cr_2O_3	0.01	0.04	0.11	0.18	0.38	0.09	0.05	0.04	0.03	0.10
FeO	19.61	19.10	19.83	20.20	20.44	19.99	19.90	19.36	20.43	12.41
MnO	0.41	0.36	0.38	0.29	0.44	0.43	0.38	0.38	0.45	0.15
MgO	8.71	7.96	7.22	8.84	9.23	8.46	8.29	8.54	9.22	7.93
CaO	10.00	11.19	11.84	9.34	8.49	10.20	10.21	10.10	8.51	10.69
Σ Gew.%	99.73	99.78	99.96	99.85	100.22	100.13	99.74	99.66	100.05	90.50
FeO	18.95	18.65	19.04	19.72	20.01	19.18	19.25	18.99	19.94	12.41
Fe_2O_3	0.74	0.50	0.88	0.54	0.48	0.90	0.72	0.41	0.55	0.00
Σ Gew.% 2	99.80	99.83	100.05	99.90	100.27	100.22	99.81	99.70	100.10	90.50
Si	5.8399	5.8797	5.8570	5.8327	5.8816	5.8505	5.8818	5.8853	5.8937	6.6789
Ti	0.0096	0.0008	0.0019	0.0075	0.0043	0.0057	0.0034	0.0072	0.0000	0.0056
Σ Kat 1	5.8496	5.8804	5.8589	5.8403	5.8859	5.8562	5.8852	5.8925	5.8937	6.6846
Al	3.9151	3.9384	3.8876	3.9183	3.9003	3.8867	3.9118	3.9491	3.9346	4.1573
Cr	0.0014	0.0047	0.0128	0.0210	0.0456	0.0113	0.0058	0.0045	0.0033	0.0136
Fe^{3+}	0.0835	0.0569	0.0997	0.0607	0.0541	0.1020	0.0824	0.0464	0.0621	0.0000
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4.1709
Mg	1.9538	1.7909	1.6268	1.9806	2.0652	1.8939	1.8675	1.9204	2.0656	2.0395
Fe^{2+}	2.3832	2.3528	2.4074	2.4782	2.5124	2.4094	2.4322	2.3976	2.5064	1.7905
Mn	0.0517	0.0465	0.0481	0.0370	0.0560	0.0549	0.0481	0.0480	0.0579	0.0225
Ca	1.6113	1.8097	1.9176	1.5042	1.3664	1.6418	1.6522	1.6339	1.3701	1.9767
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	5.8291
Pyrop	0.3256	0.2985	0.2711	0.3301	0.3442	0.3157	0.3113	0.3201	0.3443	0.3499
Almandin	0.3972	0.3921	0.4012	0.4130	0.4187	0.4016	0.4054	0.3996	0.4177	0.3072
Spessartin	0.0086	0.0078	0.0080	0.0062	0.0093	0.0092	0.0080	0.0080	0.0097	0.0039
Grossular	0.2686	0.3016	0.3196	0.2507	0.2277	0.2736	0.2754	0.2723	0.2284	0.3391
XAl	0.9788	0.9846	0.9719	0.9796	0.9751	0.9717	0.9780	0.9873	0.9837	1.0393

	ÖRK.1 Granat * in Zoisit								
	10785/11	10785/12	10785/13	10785/14	10785/15	10785/16	10785/17	10785/18	10785/19
SiO_2	39.29	39.20	39.34	39.47	39.05	39.32	39.28	37.28	39.47
TiO_2	0.09	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.02
Al_2O_3	22.32	22.29	22.15	22.34	22.26	22.40	22.33	20.77	22.36
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.04	0.00	0.05	0.04
FeO	20.66	20.42	21.16	20.74	20.27	20.81	20.24	19.94	20.80
MnO	0.53	0.60	0.61	0.52	0.48	0.54	0.48	0.56	0.52
MgO	9.10	9.18	9.76	9.26	9.23	9.34	8.75	9.13	9.34
CaO	8.75	9.10	7.70	8.46	8.81	8.70	9.74	7.04	8.58
Σ Gew.%	100.74	100.82	100.76	100.89	100.16	101.20	100.86	94.82	101.13
FeO	20.08	19.66	20.28	20.21	19.70	20.11	19.61	19.22	20.15
Fe_2O_3	0.64	0.85	0.99	0.58	0.63	0.77	0.70	0.81	0.72
Σ Gew.% 2	100.81	100.91	100.86	100.95	100.23	101.27	100.93	94.90	101.20
Si	5.8660	5.8252	5.8614	5.8879	5.8457	5.8228	5.8511	5.9341	5.8623
Ti	0.0096	0.0035	0.0034	0.0047	0.0058	0.0043	0.0050	0.0038	0.0024
Σ Kat 1	5.8756	5.8287	5.8647	5.8926	5.8515	5.827	5.8562	5.9378	5.8647
Al	3.9279	3.9040	3.8892	3.9284	3.9282	3.9098	3.9208	3.8968	3.9142
Cr	0.0000	0.0010	0.0000	0.0064	0.0012	0.0044	0.0003	0.0068	0.0051
Fe^{3+}	0.0721	0.0949	0.1108	0.0652	0.0706	0.0858	0.0788	0.0964	0.0806
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	2.0248	2.0335	2.1674	2.0594	2.0598	2.0607	1.9419	2.1651	2.0667
Fe^{2+}	2.5074	2.4432	2.5260	2.5220	2.4665	2.4904	2.4426	2.5581	2.5027
Mn	0.0674	0.0751	0.0772	0.0659	0.0609	0.0682	0.0606	0.0761	0.0655
Ca	1.4003	1.4482	1.2294	1.3527	1.4128	1.3807	1.5549	1.2007	1.3652
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3375	0.3389	0.3612	0.3432	0.3433	0.3435	0.3237	0.3609	0.3444
Almandin	0.4179	0.4072	0.4210	0.4203	0.4111	0.4151	0.4071	0.4264	0.4171
Spessartin	0.0112	0.0125	0.0129	0.0110	0.0102	0.0114	0.0101	0.0127	0.0109
Grossular	0.2334	0.2414	0.2049	0.2255	0.2355	0.2301	0.2592	0.2001	0.2275
XAl	0.9820	0.9760	0.9723	0.9821	0.9821	0.9775	0.9802	0.9742	0.9786

	ÖRK.3 Großer Granat (XMAP), Auswahl									
	10743/2	10743/3	10743/4	10743/5	10743/6	10743/7	10743/8	10743/9	10743/10	10743/11
SiO_2	37.57	37.40	37.59	37.50	38.07	37.92	37.43	37.61	38.36	38.84
TiO_2	0.12	0.08	0.10	0.15	0.14	0.09	0.15	0.15	0.13	0.12
Al_2O_3	20.98	21.07	21.24	21.17	21.35	21.24	21.14	21.27	21.29	21.59
Cr_2O_3	0.09	0.14	0.08	0.07	0.14	0.11	0.12	0.12	0.09	0.08
FeO	26.79	27.59	27.08	25.68	23.98	24.17	26.15	25.42	22.83	21.86
MnO	0.38	0.46	0.29	0.58	0.55	0.45	0.61	0.66	0.35	0.31
MgO	3.78	3.83	4.08	4.24	5.21	5.34	4.36	4.69	6.05	7.77
CaO	10.12	9.53	9.64	10.02	9.90	9.93	9.88	10.02	10.69	9.50
Σ Gew.%	99.82	100.10	100.08	99.42	99.33	99.26	99.83	99.94	99.79	100.07
FeO	25.84	26.64	26.29	24.96	23.51	23.44	25.21	24.56	21.81	20.89
Fe_2O_3	1.05	1.05	0.88	0.80	0.52	0.81	1.04	0.96	1.13	1.08
Σ Gew.% 2	99.92	100.20	100.17	99.50	99.38	99.34	99.93	100.03	99.91	100.17
Si	5.8707	5.8142	5.8393	5.8573	5.9330	5.8963	5.8051	5.8134	5.8986	5.9013
Ti	0.0137	0.0096	0.0115	0.0178	0.0164	0.0109	0.0169	0.0173	0.0150	0.0133
Σ Kat 1	5.8844	5.8237	5.8508	5.8751	5.9494	5.9073	5.8220	5.8306	5.9136	5.9146
Al	3.8645	3.8601	3.8882	3.8967	3.9221	3.8917	3.8636	3.8738	3.8589	3.8671
Cr	0.0116	0.0169	0.0093	0.0088	0.0171	0.0135	0.0151	0.0150	0.0105	0.0098
Fe^{3+}	0.1240	0.1230	0.1025	0.0945	0.0608	0.0948	0.1213	0.1112	0.1307	0.1230
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.8797	0.8878	0.9443	0.9865	1.2105	1.2384	1.0073	1.0801	1.3878	1.7592
Fe^{2+}	3.3765	3.4640	3.4147	3.2598	3.0644	3.0480	3.2702	3.1747	2.8052	2.6550
Mn	0.0499	0.0600	0.0375	0.0765	0.0723	0.0595	0.0806	0.0859	0.0451	0.0395
Ca	1.6939	1.5882	1.6035	1.6772	1.6529	1.6541	1.6419	1.6593	1.7620	1.5463
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1466	0.1480	0.1574	0.1644	0.2017	0.2064	0.1679	0.1800	0.2313	0.2932
Almandin	0.5628	0.5773	0.5691	0.5433	0.5107	0.5080	0.5450	0.5291	0.4675	0.4425
Spessartin	0.0083	0.0100	0.0063	0.0128	0.0120	0.0099	0.0134	0.0143	0.0075	0.0066
Grossular	0.2823	0.2647	0.2673	0.2795	0.2755	0.2757	0.2737	0.2766	0.2937	0.2577
XAl	0.9661	0.9650	0.9721	0.9742	0.9805	0.9729	0.9659	0.9685	0.9647	0.9668

	ÖRK.3 Großer Granat									
	10743/12	10743/13	10743/14	10743/15	10743/16	10743/17	10743/128	10743/129	10743/130	10743/131
SiO_2	38.73	38.97	38.87	38.91	38.90	38.56	37.55	37.99	38.64	38.23
TiO_2	0.10	0.05	0.02	0.03	0.04	0.04	0.08	0.09	0.10	0.10
Al_2O_3	21.57	21.74	21.88	22.08	22.26	21.89	20.97	21.20	21.86	21.58
Cr_2O_3	0.07	0.20	0.22	0.15	0.16	0.07	0.12	0.16	0.04	0.11
FeO	21.67	22.32	22.59	22.55	22.79	23.87	27.54	25.92	22.00	23.96
MnO	0.36	0.36	0.30	0.40	0.40	0.43	0.25	0.29	0.33	0.48
MgO	7.96	8.47	8.81	8.98	9.03	6.64	4.01	5.11	7.61	7.80
CaO	9.11	7.99	7.15	7.00	7.10	8.50	9.36	9.57	9.41	7.31
Σ Gew.%	99.57	100.09	99.84	100.08	100.69	100.00	99.88	100.33	100.01	99.57
FeO	20.80	21.62	22.11	22.14	22.35	23.61	26.56	24.91	21.33	23.19
Fe_2O_3	0.97	0.77	0.53	0.45	0.49	0.30	1.09	1.13	0.75	0.86
Σ Gew.% 2	99.67	100.17	99.89	100.13	100.74	100.03	99.99	100.44	100.08	99.65
Si	5.9114	5.9114	5.8985	5.8759	5.8204	5.9156	5.8608	5.8532	5.8631	5.8440
Ti	0.0113	0.0055	0.0025	0.0030	0.0045	0.0046	0.0092	0.0099	0.0114	0.0111
Σ Kat 1	5.9227	5.9169	5.901	5.879	5.8249	5.9203	5.8701	5.8631	5.8745	5.8551
Al	3.8795	3.8872	3.9130	3.9305	3.9258	3.9578	3.8577	3.8495	3.9096	3.8874
Cr	0.0088	0.0244	0.0260	0.0178	0.0194	0.0082	0.0146	0.0199	0.0044	0.0138
Fe^{3+}	0.1117	0.0884	0.0610	0.0517	0.0549	0.0341	0.1276	0.1306	0.0861	0.0988
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.8103	1.9140	1.9929	2.0206	2.0139	1.5191	0.9339	1.1730	1.7216	1.7762
Fe^{2+}	2.6541	2.7425	2.8058	2.7958	2.7960	3.0286	3.4672	3.2089	2.7057	2.9640
Mn	0.0467	0.0456	0.0392	0.0505	0.0512	0.0557	0.0333	0.0384	0.0428	0.0624
Ca	1.4888	1.2979	1.1622	1.1331	1.1389	1.3966	1.5656	1.5797	1.5299	1.1975
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3017	0.3190	0.3321	0.3368	0.3357	0.2532	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Almandin	0.4424	0.4571	0.4676	0.4660	0.4660	0.5048	0.2106	0.2654	0.3851	0.3698
Spessartin	0.0078	0.0076	0.0065	0.0084	0.0085	0.0093	0.7819	0.7259	0.6053	0.6172
Grossular	0.2481	0.2163	0.1937	0.1889	0.1898	0.2328	0.0075	0.0087	0.0096	0.0130
XAl	0.9699	0.9718	0.9783	0.9826	0.9815	0.9895	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

	ÖRK.3 Kleiner Granat (XMAP), Auswahl									
	10743/18	10743/25	10743/32	10743/39	10743/46	10743/53	10743/60	10743/67	10743/74	10743/77
SiO_2	38.80	38.75	38.40	37.42	38.02	37.99	38.79	38.33	38.74	38.61
TiO_2	0.04	0.07	0.10	0.15	0.17	0.13	0.08	0.03	0.07	0.10
Al_2O_3	22.28	21.76	21.41	21.24	21.23	21.23	21.78	21.74	22.08	21.32
Cr_2O_3	0.13	0.05	0.01	0.02	0.10	0.09	0.01	0.08	0.08	0.07
FeO	20.86	22.11	23.39	25.51	23.41	25.05	22.35	23.00	22.42	22.10
MnO	0.34	0.36	0.49	1.56	1.49	0.99	0.46	0.41	0.44	0.36
MgO	8.93	7.57	6.01	3.75	4.76	4.28	8.10	7.30	8.54	7.22
CaO	8.31	9.21	10.13	10.34	10.92	10.25	8.61	8.32	7.46	9.61
Σ Gew.%	99.70	99.88	99.94	99.98	100.10	100.01	100.17	99.22	99.83	99.40
FeO	20.66	21.43	22.47	24.67	22.46	24.32	21.46	22.60	22.08	21.11
Fe_2O_3	0.22	0.75	1.02	0.94	1.06	0.81	0.99	0.45	0.38	1.10
Σ Gew.% 2	99.72	99.96	100.04	100.08	100.21	100.09	100.27	99.26	99.87	99.51
Si	5.8521	5.9049	5.9059	5.8133	5.8723	5.9124	5.8721	5.8915	5.8760	5.9368
Ti	0.0049	0.0080	0.0110	0.0177	0.0201	0.0148	0.0091	0.0031	0.0080	0.0118
Σ Kat 1	5.8570	5.9129	5.9169	5.8310	5.8925	5.9273	5.8813	5.8945	5.8840	5.9486
Al	3.9593	3.9080	3.8800	3.8883	3.8649	3.8944	3.8858	3.9379	3.9469	3.8636
Cr	0.0157	0.0060	0.0014	0.0022	0.0121	0.0108	0.0016	0.0101	0.0100	0.0091
Fe^{3+}	0.0250	0.0860	0.1186	0.1095	0.1230	0.0948	0.1126	0.0520	0.0431	0.1273
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	2.0083	1.7192	1.3776	0.8685	1.0963	0.9939	1.8272	1.6719	1.9310	1.6548
Fe^{2+}	2.6057	2.7307	2.8896	3.2055	2.9014	3.1661	2.7164	2.9043	2.8001	2.7146
Mn	0.0432	0.0463	0.0634	0.2052	0.1951	0.1311	0.0593	0.0538	0.0569	0.0467
Ca	1.3428	1.5038	1.6694	1.7208	1.8072	1.7090	1.3970	1.3701	1.2120	1.5839
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3347	0.2865	0.2296	0.1448	0.1827	0.1656	0.3045	0.2786	0.3218	0.2758
Almandin	0.4343	0.4551	0.4816	0.5343	0.4836	0.5277	0.4527	0.4840	0.4667	0.4524
Spessartin	0.0072	0.0077	0.0106	0.0342	0.0325	0.0218	0.0099	0.0090	0.0095	0.0078
Grossular	0.2238	0.2506	0.2782	0.2868	0.3012	0.2848	0.2328	0.2283	0.2020	0.2640
XAl	0.9898	0.9770	0.9700	0.9721	0.9662	0.9736	0.9715	0.9845	0.9867	0.9659

	ÖRK.4b Granat 11 (Ausschnitt)				ÖRK.4b Granat 9 (Ausschnitt)				ÖRK.9 Granat 5	
	10954/2	10954/8	10954/14	10954/20	10954/71	10954/77	10954/83	10954/90	10954/32	10954/48
SiO_2	38.88	38.52	38.97	38.94	39.32	39.00	39.26	38.87	39.19	38.75
TiO_2	0.06	0.10	0.02	0.03	0.05	0.10	0.03	0.17	0.05	0.10
Al_2O_3	22.14	21.51	22.01	21.98	22.23	22.00	22.40	22.13	22.29	22.00
Cr_2O_3	0.04	0.23	0.02	0.14	0.08	0.03	0.01	0.11	0.00	0.08
FeO	21.20	20.89	22.43	22.04	20.98	20.50	19.69	22.05	22.52	20.84
MnO	0.54	0.60	0.62	0.52	0.41	0.49	0.48	0.48	0.49	0.55
MgO	8.61	7.43	9.21	8.23	9.00	7.44	9.25	8.27	10.07	6.68
CaO	8.34	10.09	6.74	8.27	8.18	10.94	8.21	8.24	5.78	11.43
Σ Gew.%	99.81	99.36	100.02	100.15	100.24	100.50	99.32	100.32	100.39	100.43
FeO	20.83	20.14	21.81	21.57	20.65	19.81	19.69	21.69	22.03	20.32
Fe_2O_3	0.41	0.83	0.69	0.52	0.36	0.77	0.00	0.39	0.55	0.58
Σ Gew.% 2	99.85	99.44	100.09	100.21	100.28	100.58	99.32	100.36	100.45	100.48
Si	5.8843	5.8916	5.8874	5.8989	5.9287	5.8799	5.9621	5.8739	5.8739	5.8625
Ti	0.0068	0.0117	0.0021	0.0032	0.0051	0.0115	0.0036	0.0195	0.0056	0.0108
Σ Kat 1	5.8911	5.9033	5.8895	5.9021	5.9338	5.8914	5.9657	5.8934	5.8795	5.8733
Al	3.9489	3.8765	3.9193	3.9236	3.9496	3.9091	4.0080	3.9416	3.9380	3.9236
Cr	0.0044	0.0279	0.0024	0.0166	0.0091	0.0038	0.0011	0.0136	0.0000	0.0101
Fe^{3+}	0.0467	0.0956	0.0783	0.0597	0.0413	0.0871	0.0000	0.0448	0.0620	0.0663
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4.009	4	4	4
Mg	1.9424	1.6932	2.0750	1.8578	2.0227	1.6725	2.0942	1.8638	2.2489	1.5061
Fe^{2+}	2.6361	2.5760	2.7551	2.7324	2.6037	2.4981	2.5006	2.7413	2.7609	2.5710
Mn	0.0697	0.0771	0.0788	0.0673	0.0526	0.0625	0.0611	0.0611	0.0618	0.0707
Ca	1.3518	1.6537	1.0911	1.3426	1.3210	1.7669	1.3350	1.3338	0.9283	1.8523
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	5.991	6	6	6
Pyrop	0.3237	0.2822	0.3458	0.3096	0.3371	0.2788	0.3496	0.3106	0.3748	0.2510
Almandin	0.4394	0.4293	0.4592	0.4554	0.4340	0.4164	0.4174	0.4569	0.4602	0.4285
Spessartin	0.0116	0.0129	0.0131	0.0112	0.0088	0.0104	0.0102	0.0102	0.0103	0.0118
Grossular	0.2253	0.2756	0.1819	0.2238	0.2202	0.2945	0.2228	0.2223	0.1547	0.3087
XAl	0.9872	0.9691	0.9798	0.9809	0.9874	0.9773	1.0020	0.9854	0.9845	0.9809

	ÖRK.4c Granat 6 (Ausschnitt)					ÖRK.4c Granat 3 (Ausschnitt)				
	10970/21	10970/28	10970/35	10970/42	10970/49	10970/1	10970/7	10970/13	10970/17	10970/20
SiO_2	38.65	38.91	38.74	38.27	38.50	38.27	38.43	38.36	38.60	38.30
TiO_2	0.02	0.04	0.01	0.04	0.05	0.09	0.06	0.00	0.03	0.05
Al_2O_3	22.10	22.27	22.02	21.87	22.11	21.96	22.36	22.12	22.13	22.34
Cr_2O_3	0.09	0.06	0.05	0.00	0.02	0.07	0.06	0.08	0.08	0.00
FeO	21.87	21.69	22.46	22.81	21.38	21.88	21.14	21.76	22.43	22.11
MnO	0.55	0.58	0.54	0.68	0.62	0.53	0.44	0.55	0.50	0.60
MgO	8.41	7.93	8.33	6.94	7.31	7.67	9.40	8.83	9.90	8.95
CaO	7.75	8.85	7.67	9.23	9.64	9.00	8.07	7.71	6.35	7.38
Σ Gew.%	99.45	100.33	99.82	99.84	99.65	99.49	99.95	99.42	100.02	99.74
FeO	21.68	21.46	22.04	22.23	21.13	21.44	20.61	21.34	21.70	21.75
Fe_2O_3	0.22	0.25	0.47	0.65	0.28	0.49	0.59	0.47	0.81	0.40
Σ Gew.% 2	99.47	100.35	99.86	99.91	99.68	99.53	100.01	99.46	100.10	99.78
Si	5.8817	5.8769	5.8810	5.8289	5.8583	5.8198	5.7263	5.7915	5.7714	5.7528
Ti	0.0021	0.0047	0.0010	0.0048	0.0057	0.0105	0.0062	0.0000	0.0032	0.0055
Σ Kat 1	5.8838	5.8817	5.8819	5.8337	5.8640	5.8303	5.7325	5.7915	5.7745	5.7582
Al	3.9634	3.9643	3.9409	3.9251	3.9653	3.9348	3.9270	3.9369	3.8992	3.9552
Cr	0.0114	0.0073	0.0054	0.0000	0.0028	0.0090	0.0067	0.0099	0.0097	0.0000
Fe^{3+}	0.0251	0.0284	0.0537	0.0749	0.0319	0.0563	0.0663	0.0531	0.0911	0.0448
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.9068	1.7843	1.8848	1.5755	1.6589	1.7393	2.0872	1.9876	2.2057	2.0042
Fe^{2+}	2.7582	2.7103	2.7979	2.8309	2.6886	2.7265	2.5681	2.6948	2.7134	2.7320
Mn	0.0714	0.0737	0.0699	0.0881	0.0804	0.0680	0.0561	0.0705	0.0634	0.0762
Ca	1.2636	1.4318	1.2473	1.5054	1.5721	1.4662	1.2886	1.2471	1.0175	1.1876
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3178	0.2974	0.3141	0.2626	0.2765	0.2899	0.3479	0.3313	0.3676	0.3340
Almandin	0.4597	0.4517	0.4663	0.4718	0.4481	0.4544	0.4280	0.4491	0.4522	0.4553
Spessartin	0.0119	0.0123	0.0117	0.0147	0.0134	0.0113	0.0094	0.0118	0.0106	0.0127
Grossular	0.2106	0.2386	0.2079	0.2509	0.2620	0.2444	0.2148	0.2079	0.1696	0.1979
XAl	0.9909	0.9911	0.9852	0.9813	0.9913	0.9837	0.9818	0.9842	0.9748	0.9888

	ÖRK.8 Granat 1 (XMAP, ohne Abb.), Ausschnitt									
	10743/134	10743/136	10743/147	10743/157	10743/167	10743/171	10743/176	10743/192	10743/200	10743/210
SiO_2	39.20	39.07	39.09	38.82	38.80	38.39	38.41	38.64	38.72	39.01
TiO_2	0.02	0.03	0.03	0.04	0.08	0.09	0.06	0.05	0.08	0.03
Al_2O_3	22.29	22.38	21.98	21.65	21.72	21.63	21.39	21.75	22.01	22.34
Cr_2O_3	0.07	0.00	0.10	0.05	0.06	0.09	0.03	0.06	0.19	0.04
FeO	20.59	21.30	21.83	21.10	20.14	22.50	23.42	22.04	21.69	21.46
MnO	0.33	0.39	0.38	0.36	0.37	0.39	0.45	0.38	0.41	0.37
MgO	9.55	9.19	9.23	7.81	6.96	6.17	5.55	8.75	9.09	8.28
CaO	7.62	7.59	7.37	10.21	12.13	10.95	10.94	8.24	7.83	8.78
Σ Gew.%	99.68	99.93	100.02	100.04	100.26	100.22	100.25	99.92	100.02	100.31
FeO	20.39	21.11	21.23	20.05	19.16	21.68	22.42	21.03	21.07	21.24
Fe_2O_3	0.22	0.21	0.66	1.17	1.09	0.92	1.11	1.12	0.68	0.24
Σ Gew.% 2	99.70	99.96	100.08	100.16	100.37	100.31	100.36	100.04	100.09	100.33
Si	5.9188	5.8906	5.9039	5.8749	5.8649	5.8484	5.8913	5.8262	5.8216	5.8786
Ti	0.0017	0.0032	0.0038	0.0046	0.0093	0.0103	0.0069	0.0059	0.0092	0.0030
Σ Kat 1	5.9205	5.8939	5.9077	5.8794	5.8742	5.8588	5.8982	5.8321	5.8308	5.8816
Al	3.9668	3.9762	3.9120	3.8611	3.8689	3.8830	3.8676	3.8651	3.9005	3.9678
Cr	0.0087	0.0000	0.0124	0.0059	0.0066	0.0114	0.0041	0.0075	0.0226	0.0049
Fe^{3+}	0.0245	0.0238	0.0756	0.1330	0.1245	0.1055	0.1283	0.1274	0.0770	0.0273
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	2.1501	2.0639	2.0783	1.7617	1.5672	1.4015	1.2679	1.9671	2.0364	1.8588
Fe^{2+}	2.5746	2.6610	2.6809	2.5371	2.4211	2.7613	2.8762	2.6520	2.6497	2.6765
Mn	0.0426	0.0493	0.0481	0.0467	0.0476	0.0500	0.0579	0.0490	0.0518	0.0478
Ca	1.2327	1.2257	1.1927	1.6545	1.9641	1.7872	1.7980	1.3320	1.2621	1.4169
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3584	0.3440	0.3464	0.2936	0.2612	0.2336	0.2113	0.3278	0.3394	0.3098
Almandin	0.4291	0.4435	0.4468	0.4229	0.4035	0.4602	0.4794	0.4420	0.4416	0.4461
Spessartin	0.0071	0.0082	0.0080	0.0078	0.0079	0.0083	0.0097	0.0082	0.0086	0.0080
Grossular	0.2055	0.2043	0.1988	0.2758	0.3274	0.2979	0.2997	0.2220	0.2104	0.2362
XAl	0.9917	0.9941	0.9780	0.9653	0.9672	0.9708	0.9669	0.9663	0.9751	0.9920

	ÖRK.8 Granat 1 (Einschluß in Amphibol)									
	10743/212	10743/219	10743/226	10743/233	10743/240	10743/247	10743/254	10743/261	10743/268	10743/271
SiO_2	38.71	38.54	38.77	38.60	38.81	38.86	38.66	38.80	38.89	38.42
TiO_2	0.20	0.07	0.08	0.14	0.05	0.07	0.08	0.01	0.00	0.04
Al_2O_3	22.15	21.75	21.72	21.42	21.52	21.93	21.79	21.83	21.88	21.95
Cr_2O_3	0.07	0.05	0.01	0.05	0.00	0.01	0.04	0.01	0.11	0.02
FeO	22.02	21.43	21.00	20.63	19.85	21.92	21.98	22.86	21.95	23.98
MnO	0.53	0.45	0.40	0.35	0.42	0.38	0.35	0.52	0.45	0.54
MgO	8.06	7.84	7.66	6.79	7.09	8.83	8.76	9.07	8.69	7.29
CaO	8.61	9.56	10.14	11.51	11.97	8.30	8.43	6.77	7.85	7.64
Σ Gew.%	100.34	99.68	99.78	99.50	99.71	100.30	100.08	99.87	99.81	99.87
FeO	21.61	20.61	20.16	19.64	18.75	21.00	20.93	22.03	21.34	23.64
Fe_2O_3	0.45	0.91	0.94	1.11	1.22	1.01	1.17	0.92	0.69	0.38
Σ Gew.% 2	100.39	99.77	99.88	99.61	99.83	100.40	100.20	99.96	99.87	99.90
Si	5.8431	5.8490	5.8919	5.9114	5.9059	5.8379	5.8161	5.8731	5.8960	5.8718
Ti	0.0231	0.0084	0.0090	0.0165	0.0052	0.0083	0.0094	0.0009	0.0000	0.0046
Σ Kat 1	5.8662	5.8574	5.9009	5.9279	5.9110	5.8462	5.8255	5.8740	5.8960	5.8764
Al	3.9400	3.8898	3.8914	3.8657	3.8600	3.8839	3.8630	3.8943	3.9089	3.9539
Cr	0.0084	0.0060	0.0011	0.0064	0.0000	0.0014	0.0049	0.0010	0.0128	0.0021
Fe^{3+}	0.0517	0.1042	0.1076	0.1279	0.1400	0.1147	0.1322	0.1047	0.0784	0.0440
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.8128	1.7728	1.7348	1.5509	1.6087	1.9770	1.9648	2.0454	1.9628	1.6595
Fe^{2+}	2.7279	2.6158	2.5617	2.5148	2.3857	2.6388	2.6326	2.7892	2.7051	3.0208
Mn	0.0673	0.0573	0.0519	0.0456	0.0546	0.0478	0.0444	0.0672	0.0574	0.0694
Ca	1.3919	1.5542	1.6517	1.8887	1.9510	1.3364	1.3582	1.0982	1.2747	1.2504
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3021	0.2955	0.2891	0.2585	0.2681	0.3295	0.3275	0.3409	0.3271	0.2766
Almandin	0.4547	0.4360	0.4269	0.4191	0.3976	0.4398	0.4388	0.4649	0.4509	0.5035
Spessartin	0.0112	0.0095	0.0086	0.0076	0.0091	0.0080	0.0074	0.0112	0.0096	0.0116
Grossular	0.2320	0.2590	0.2753	0.3148	0.3252	0.2227	0.2264	0.1830	0.2125	0.2084
XAl	0.9850	0.9725	0.9729	0.9664	0.9650	0.9710	0.9658	0.9736	0.9772	0.9885

	ÖRK.9 Granat 11 (XMAP), Ausschnitt									
	10824/31	10824/36	10824/41	10824/45	10824/53	10824/60	10827/3	10827/18	10827/20	10827/29
SiO_2	38.18	38.29	37.51	37.62	38.46	38.66	38.68	38.38	38.39	37.97
TiO_2	0.04	0.07	0.13	0.21	0.07	0.00	0.03	0.05	0.06	0.11
Al_2O_3	21.72	21.89	21.00	21.48	21.39	22.11	21.85	21.67	21.68	21.24
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.05	0.05	0.06	0.06	0.01	0.04	0.02	0.08
FeO	23.86	24.21	25.56	22.71	22.50	22.98	22.53	21.64	22.76	25.13
MnO	0.49	0.51	0.60	2.43	0.42	0.34	0.28	0.91	1.02	0.30
MgO	5.95	7.86	2.32	2.95	5.33	7.70	7.31	5.44	5.70	2.91
CaO	9.70	6.66	12.99	13.20	11.47	8.46	9.29	12.15	10.73	13.25
Σ Gew.%	99.95	99.51	100.15	100.63	99.69	100.31	99.99	100.27	100.37	101.00
FeO	23.28	23.81	24.57	21.96	21.77	22.55	21.91	20.86	22.02	24.10
Fe_2O_3	0.64	0.44	1.10	0.83	0.81	0.47	0.69	0.87	0.82	1.15
Σ Gew.% 2	100.02	99.55	100.26	100.71	99.78	100.35	100.06	100.36	100.45	101.11
Si	5.8522	5.8607	5.8563	5.7937	5.9479	5.8434	5.8877	5.8542	5.8635	5.8510
Ti	0.0040	0.0083	0.0147	0.0240	0.0081	0.0000	0.0036	0.0055	0.0067	0.0129
Σ Kat 1	5.8563	5.869	5.871	5.8176	5.9561	5.8434	5.8913	5.8598	5.8702	5.864
Al	3.9243	3.9477	3.8643	3.8981	3.8985	3.9388	3.9194	3.8949	3.9029	3.8580
Cr	0.0014	0.0016	0.0067	0.0055	0.0070	0.0073	0.0014	0.0053	0.0025	0.0093
Fe^{3+}	0.0743	0.0507	0.1291	0.0964	0.0945	0.0539	0.0792	0.0998	0.0946	0.1328
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.3601	1.7935	0.5406	0.6763	1.2295	1.7352	1.6588	1.2371	1.2980	0.6682
Fe^{2+}	2.9839	3.0474	3.2083	2.8282	2.8154	2.8509	2.7891	2.6603	2.8130	3.1053
Mn	0.0632	0.0666	0.0789	0.3166	0.0548	0.0440	0.0363	0.1171	0.1325	0.0394
Ca	1.5928	1.0925	2.1722	2.1789	1.9003	1.3700	1.5157	1.9855	1.7565	2.1870
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.2267	0.2989	0.0901	0.1127	0.2049	0.2892	0.2765	0.2062	0.2163	0.1114
Almandin	0.4973	0.5079	0.5347	0.4714	0.4692	0.4751	0.4649	0.4434	0.4688	0.5176
Spessartin	0.0105	0.0111	0.0132	0.0528	0.0091	0.0073	0.0061	0.0195	0.0221	0.0066
Grossular	0.2655	0.1821	0.3620	0.3632	0.3167	0.2283	0.2526	0.3309	0.2928	0.3645
XAl	0.9811	0.9869	0.9661	0.9745	0.9746	0.9847	0.9799	0.9737	0.9757	0.9645

	ÖRK.10 Granat 6, Ausschnitt								ÖRK.10 Granat 1, Ausschnitt		
	10839/1	10839/5	10839/9	10839/13	10839/17	10839/21	10839/25	10839/30	10839/31	10839/42	10839/60
SiO_2	38.16	37.51	37.21	37.16	37.36	37.23	37.63	37.68	38.18	36.97	37.73
TiO_2	0.02	0.12	0.13	0.11	0.20	0.21	0.21	0.18	0.08	0.17	0.01
Al_2O_3	21.70	21.22	21.21	21.14	20.96	20.82	21.33	21.23	21.44	21.00	21.62
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.05	0.00
FeO	26.70	26.88	28.24	28.73	28.39	27.64	25.97	25.60	25.82	28.68	25.71
MnO	0.37	0.54	0.47	0.71	1.03	1.30	0.84	0.47	0.23	1.26	0.45
MgO	4.51	3.52	2.75	2.01	1.91	2.38	3.83	4.09	4.99	1.52	4.57
CaO	9.19	10.81	10.34	10.47	10.62	10.39	10.57	10.46	9.48	10.55	9.58
Σ Gew.%	100.68	100.61	100.35	100.36	100.47	99.96	100.40	99.71	100.27	100.19	99.67
FeO	26.32	25.80	27.43	28.04	27.53	26.64	25.14	24.85	25.14	28.00	25.35
Fe_2O_3	0.43	1.19	0.90	0.77	0.95	1.11	0.92	0.84	0.76	0.75	0.40
Σ Gew.% 2	100.72	100.73	100.44	100.44	100.56	100.07	100.50	99.79	100.35	100.27	99.71
Si	5.8877	5.7906	5.7969	5.8264	5.8794	5.8694	5.8248	5.8749	5.9013	5.8307	5.8563
Ti	0.0025	0.0143	0.0148	0.0132	0.0235	0.0247	0.0247	0.0205	0.0093	0.0202	0.0016
Σ Kat 1	5.8902	5.8049	5.8118	5.8395	5.9029	5.8941	5.8494	5.8955	5.9106	5.8508	5.8579
Al	3.9466	3.8614	3.8943	3.9055	3.8871	3.8685	3.8900	3.9018	3.9069	3.9038	3.9537
Cr	0.0037	0.0000	0.0000	0.0038	0.0000	0.0000	0.0027	0.0000	0.0046	0.0067	0.0000
Fe^{3+}	0.0496	0.1386	0.1057	0.0907	0.1129	0.1315	0.1073	0.0982	0.0885	0.0894	0.0463
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.0364	0.8102	0.6383	0.4708	0.4488	0.5602	0.8839	0.9513	1.1486	0.3562	1.0581
Fe^{2+}	3.3962	3.3312	3.5735	3.6759	3.6232	3.5120	3.2537	3.2399	3.2498	3.6933	3.2899
Mn	0.0483	0.0706	0.0624	0.0945	0.1373	0.1733	0.1102	0.0622	0.0308	0.1677	0.0597
Ca	1.5191	1.7880	1.7259	1.7589	1.7907	1.7545	1.7522	1.7465	1.5708	1.7829	1.5922
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1727	0.1350	0.1064	0.0785	0.0748	0.0934	0.1473	0.1586	0.1914	0.0594	0.1764
Almandin	0.5660	0.5552	0.5956	0.6126	0.6039	0.5853	0.5423	0.5400	0.5416	0.6155	0.5483
Spessartin	0.0081	0.0118	0.0104	0.0157	0.0229	0.0289	0.0184	0.0104	0.0051	0.0279	0.0100
Grossular	0.2532	0.2980	0.2876	0.2931	0.2985	0.2924	0.2920	0.2911	0.2618	0.2971	0.2654
XAl	0.9867	0.9654	0.9736	0.9764	0.9718	0.9671	0.9725	0.9755	0.9767	0.9760	0.9884

	ÖRK.25 Granat 1, Ausschnitt										
	11166/1	11166/3	11166/4	11166/5	11166/7	11166/9	11166/11	11166/13	11166/15	11166/17	11166/20
SiO_2	39.68	39.47	39.33	39.58	38.76	38.68	38.49	39.02	39.19	39.56	39.08
TiO_2	0.05	0.05	0.04	0.05	0.12	0.17	0.11	0.17	0.00	0.06	0.05
Al_2O_3	22.70	22.50	22.54	22.66	22.17	21.97	21.86	22.23	22.38	22.66	22.41
Cr_2O_3	0.02	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03
FeO	19.25	19.90	20.59	20.78	20.31	21.37	22.41	20.66	21.15	20.16	19.77
MnO	0.36	0.46	0.31	0.47	0.70	1.05	1.11	0.58	0.44	0.47	0.36
MgO	9.74	9.38	10.11	10.03	6.99	5.91	5.79	7.07	9.67	9.67	9.08
CaO	8.90	8.73	6.98	7.49	11.46	11.24	11.05	10.88	7.87	8.05	8.90
Σ Gew.%	100.70	100.55	99.90	101.06	100.53	100.40	100.83	100.62	100.71	100.68	99.68
FeO	19.11	19.65	20.51	20.46	19.79	21.00	21.68	20.35	20.51	20.07	19.64
Fe_2O_3	0.15	0.27	0.09	0.36	0.58	0.41	0.81	0.35	0.71	0.10	0.14
Σ Gew.% 2	100.72	100.58	99.91	101.10	100.59	100.44	100.91	100.66	100.78	100.69	99.70
Si	5.9015	5.8967	5.9058	5.8687	5.8361	5.9047	5.8384	5.8953	5.8237	5.9014	5.8910
Ti	0.0052	0.0058	0.0047	0.0060	0.0134	0.0199	0.0129	0.0188	0.0004	0.0062	0.0060
Σ Kat 1	5.9067	5.9026	5.9105	5.8747	5.8495	5.9246	5.8513	5.9141	5.8241	5.9076	5.897
Al	3.9800	3.9613	3.9890	3.9601	3.9337	3.9528	3.9075	3.9591	3.9200	3.9838	3.9806
Cr	0.0029	0.0081	0.0005	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0016	0.0009	0.0045	0.0035
Fe^{3+}	0.0171	0.0306	0.0104	0.0399	0.0652	0.0472	0.0925	0.0393	0.0791	0.0118	0.0159
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	2.1583	2.0890	2.2625	2.2155	1.5690	1.3437	1.3101	1.5932	2.1411	2.1507	2.0405
Fe^{2+}	2.3775	2.4558	2.5751	2.5369	2.4923	2.6814	2.7507	2.5710	2.5492	2.5033	2.4763
Mn	0.0457	0.0583	0.0397	0.0587	0.0897	0.1362	0.1427	0.0744	0.0559	0.0590	0.0455
Ca	1.4185	1.3969	1.1226	1.1890	1.8490	1.8386	1.7965	1.7614	1.2538	1.2869	1.4377
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.3597	0.3482	0.3771	0.3692	0.2615	0.2240	0.2184	0.2655	0.3569	0.3585	0.3401
Almandin	0.3963	0.4093	0.4292	0.4228	0.4154	0.4469	0.4585	0.4285	0.4249	0.4172	0.4127
Spessartin	0.0076	0.0097	0.0066	0.0098	0.0150	0.0227	0.0238	0.0124	0.0093	0.0098	0.0076
Grossular	0.2364	0.2328	0.1871	0.1982	0.3082	0.3064	0.2994	0.2936	0.2090	0.2145	0.2396
XAl	0.9950	0.9903	0.9973	0.9900	0.9834	0.9882	0.9769	0.9898	0.9800	0.9960	0.9952

	SP.1 Granat 1, Ausschnitt			SP.1 Granat 3a, Ausschnitt			SP.1 Granat 7, Ausschnitt				
	10893/1	10893/7	10893/24	10895/77	10895/88	10895/90	10895/21	10895/30	10895/39	10895/48	10895/60
SiO_2	37.58	37.36	37.71	37.27	37.71	37.59	37.97	37.38	37.44	37.15	37.47
TiO_2	0.20	0.05	0.22	0.15	0.13	0.11	0.08	0.09	0.17	0.18	0.06
Al_2O_3	21.04	21.55	21.36	21.10	21.56	21.59	21.53	21.01	21.10	20.88	21.45
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.04	0.02	0.00	0.05	0.06
FeO	22.20	26.08	23.05	26.96	29.75	27.54	28.09	27.19	24.67	26.81	28.32
MnO	2.66	0.32	2.00	1.23	0.44	1.78	0.26	0.58	2.62	0.69	0.39
MgO	2.99	6.67	2.97	2.36	5.08	4.55	4.84	2.72	1.60	2.04	4.24
CaO	12.61	7.41	13.22	10.91	6.18	7.37	7.75	10.82	12.72	12.30	8.21
Σ Gew.%	99.28	99.43	100.53	99.97	100.90	100.55	100.57	99.82	100.32	100.08	100.21
FeO	21.44	25.19	22.18	26.25	29.14	27.06	27.56	26.38	23.93	25.73	27.78
Fe_2O_3	0.84	0.99	0.96	0.80	0.67	0.54	0.60	0.91	0.83	1.20	0.61
Σ Gew.% 2	99.36	99.53	100.62	100.05	100.96	100.60	100.63	99.91	100.41	100.20	100.27
Si	5.9097	5.7165	5.8253	5.8555	5.8116	5.8114	5.8739	5.8728	5.8743	5.8178	5.8135
Ti	0.0231	0.0054	0.0258	0.0171	0.0149	0.0130	0.0097	0.0104	0.0203	0.0206	0.0074
Σ Kat 1	5.9328	5.7218	5.8511	5.8727	5.8265	5.8244	5.8836	5.8832	5.8946	5.8384	5.8209
Al	3.9006	3.8861	3.8887	3.9058	3.9157	3.9347	3.9256	3.8902	3.9011	3.8536	3.9225
Cr	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0064	0.0030	0.0046	0.0025	0.0005	0.0056	0.0068
Fe^{3+}	0.0994	0.1134	0.1113	0.0942	0.0779	0.0623	0.0697	0.1072	0.0984	0.1408	0.0706
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.7003	1.5208	0.6837	0.5524	1.1661	1.0477	1.1170	0.6374	0.3742	0.4760	0.9814
Fe^{2+}	2.8197	3.2235	2.8660	3.4482	3.7558	3.4986	3.5646	3.4648	3.1393	3.3694	3.6033
Mn	0.3548	0.0410	0.2622	0.1634	0.0580	0.2328	0.0345	0.0771	0.3476	0.0916	0.0512
Ca	2.1252	1.2147	2.1881	1.8360	1.0201	1.2209	1.2839	1.8207	2.1389	2.0630	1.3641
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1167	0.2535	0.1140	0.0921	0.1944	0.1746	0.1862	0.1062	0.0624	0.0793	0.1636
Almandin	0.4700	0.5373	0.4777	0.5747	0.6260	0.5831	0.5941	0.5775	0.5232	0.5616	0.6006
Spessartin	0.0591	0.0068	0.0437	0.0272	0.0097	0.0388	0.0058	0.0129	0.0579	0.0153	0.0085
Grossular	0.3542	0.2025	0.3647	0.3060	0.1700	0.2035	0.2140	0.3035	0.3565	0.3438	0.2274
XAl	0.9752	0.9715	0.9722	0.9765	0.9789	0.9837	0.9814	0.9726	0.9753	0.9634	0.9806

	SP.2 Granat 1, Ausschnitt										
	10785/29	10785/32	10785/35	10785/41	10785/45	10785/49	10785/53	10785/58	10785/61	10785/65	10785/68
SiO_2	38.12	38.17	38.03	38.12	37.87	38.11	38.00	38.01	38.01	38.13	38.07
TiO_2	0.05	0.04	0.05	0.13	0.27	0.47	0.15	0.15	0.08	0.03	0.02
Al_2O_3	21.58	21.55	21.65	21.55	21.58	21.21	21.64	21.44	21.47	21.70	21.57
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03	0.06	0.02	0.02
FeO	25.85	26.11	26.07	24.62	24.01	24.06	24.81	24.50	25.75	25.66	25.81
MnO	0.55	0.45	0.47	0.41	0.56	0.72	0.81	0.53	0.40	0.54	0.51
MgO	4.99	4.98	5.26	4.04	4.34	4.33	4.44	3.84	3.91	5.03	5.01
CaO	9.37	9.27	9.29	12.33	11.81	11.65	10.98	12.16	11.39	9.77	9.60
Σ Gew.%	100.51	100.60	100.86	101.25	100.47	100.55	100.84	100.66	101.06	100.89	100.60
FeO	25.18	25.43	25.27	23.65	23.29	23.03	24.08	23.66	24.86	24.95	25.04
Fe_2O_3	0.75	0.76	0.88	1.08	0.80	1.15	0.82	0.93	0.99	0.79	0.86
Σ Gew.% 2	100.59	100.68	100.95	101.36	100.55	100.67	100.92	100.75	101.16	100.97	100.69
Si	5.8656	5.8723	5.8020	5.8120	5.8150	5.8937	5.8189	5.8508	5.8266	5.8229	5.8397
Ti	0.0054	0.0046	0.0061	0.0153	0.0314	0.0541	0.0177	0.0176	0.0090	0.0034	0.0021
Σ Kat 1	5.871	5.8769	5.8082	5.8273	5.8464	5.9479	5.8366	5.8683	5.8356	5.8264	5.8418
Al	3.9131	3.9084	3.8931	3.8716	3.9042	3.8654	3.9045	3.8883	3.8780	3.9060	3.8987
Cr	0.0005	0.0039	0.0053	0.0048	0.0034	0.0009	0.0011	0.0037	0.0074	0.0028	0.0019
Fe^{3+}	0.0863	0.0877	0.1016	0.1236	0.0924	0.1337	0.0945	0.1080	0.1145	0.0911	0.0993
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.1451	1.1425	1.1967	0.9181	0.9937	0.9974	1.0125	0.8805	0.8924	1.1446	1.1454
Fe^{2+}	3.2390	3.2714	3.2240	3.0151	2.9909	2.9777	3.0826	3.0457	3.1860	3.1862	3.2111
Mn	0.0712	0.0582	0.0606	0.0532	0.0734	0.0949	0.1045	0.0685	0.0516	0.0700	0.0659
Ca	1.5447	1.5279	1.5188	2.0136	1.9420	1.9300	1.8005	2.0053	1.8700	1.5992	1.5776
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1909	0.1904	0.1994	0.1530	0.1656	0.1662	0.1687	0.1468	0.1487	0.1908	0.1909
Almandin	0.5398	0.5452	0.5373	0.5025	0.4985	0.4963	0.5138	0.5076	0.5310	0.5310	0.5352
Spessartin	0.0119	0.0097	0.0101	0.0089	0.0122	0.0158	0.0174	0.0114	0.0086	0.0117	0.0110
Grossular	0.2575	0.2547	0.2531	0.3356	0.3237	0.3217	0.3001	0.3342	0.3117	0.2665	0.2629
XAl	0.9783	0.9771	0.9733	0.9679	0.9761	0.9664	0.9761	0.9721	0.9695	0.9765	0.9747

	SP.5 Granat 1 (XMAP), Ausschnitt							SP.5 Granat 8 Atollbarriere			
	10748/2	10748/7	10748/16	10748/28	10748/38	10748/50	10748/58	10748/82	10748/83	10748/85	10748/86
SiO_2	37.09	37.17	36.86	37.08	37.29	37.39	37.74	37.39	37.33	37.43	37.58
TiO_2	0.15	0.09	0.15	0.23	0.09	0.17	0.07	0.11	0.10	0.00	0.05
Al_2O_3	21.01	21.02	20.87	20.94	21.04	21.02	21.61	20.89	20.91	21.41	21.36
Cr_2O_3	0.08	0.05	0.00	0.01	0.06	0.03	0.01	0.09	0.01	0.00	0.04
FeO	26.54	26.28	26.58	25.63	25.57	26.20	28.17	24.76	25.99	27.84	27.23
MnO	0.48	0.47	0.71	1.47	0.60	0.42	0.55	0.63	0.51	0.60	0.70
MgO	4.70	4.03	1.91	1.84	3.17	3.85	6.01	3.72	4.64	6.35	6.08
CaO	8.87	10.78	12.75	12.65	11.80	10.83	6.21	11.84	10.00	5.89	6.56
Σ Gew.%	98.92	99.89	99.84	99.84	99.62	99.91	100.37	99.44	99.47	99.52	99.60
FeO	25.64	24.99	25.42	24.71	24.62	25.05	27.50	23.59	24.64	27.02	26.44
Fe_2O_3	1.00	1.44	1.29	1.02	1.06	1.28	0.75	1.30	1.49	0.91	0.88
Σ Gew.% 2	99.02	100.03	99.97	99.95	99.73	100.04	100.45	99.57	99.62	99.61	99.69
Si	5.8025	5.7416	5.7646	5.8242	5.8183	5.8056	5.7975	5.8274	5.7934	5.7765	5.8114
Ti	0.0175	0.0103	0.0173	0.0266	0.0106	0.0193	0.0081	0.0133	0.0113	0.0004	0.0054
Σ Kat 1	5.8200	5.7519	5.7818	5.8508	5.8289	5.8249	5.8056	5.8407	5.8047	5.7769	5.8169
Al	3.8731	3.8271	3.8473	3.8775	3.8683	3.8469	3.9115	3.8366	3.8240	3.8942	3.8928
Cr	0.0094	0.0057	0.0005	0.0016	0.0074	0.0038	0.0016	0.0108	0.0014	0.0000	0.0043
Fe^{3+}	0.1175	0.1672	0.1522	0.1209	0.1243	0.1493	0.0869	0.1526	0.1746	0.1058	0.1029
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.0955	0.9275	0.4444	0.4301	0.7375	0.8920	1.3752	0.8650	1.0727	1.4611	1.4024
Fe^{2+}	3.3546	3.2273	3.3245	3.2462	3.2119	3.2523	3.5320	3.0747	3.1981	3.4871	3.4187
Mn	0.0633	0.0613	0.0942	0.1951	0.0790	0.0547	0.0712	0.0835	0.0665	0.0785	0.0913
Ca	1.4866	1.7839	2.1368	2.1286	1.9716	1.8011	1.0216	1.9768	1.6626	0.9733	1.0876
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1826	0.1546	0.0741	0.0717	0.1229	0.1487	0.2292	0.1442	0.1788	0.2435	0.2337
Almandin	0.5591	0.5379	0.5541	0.5410	0.5353	0.5420	0.5887	0.5125	0.5330	0.5812	0.5698
Spessartin	0.0106	0.0102	0.0157	0.0325	0.0132	0.0091	0.0119	0.0139	0.0111	0.0131	0.0152
Grossular	0.2478	0.2973	0.3561	0.3548	0.3286	0.3002	0.1703	0.3295	0.2771	0.1622	0.1813
XAl	0.9683	0.9568	0.9618	0.9694	0.9671	0.9617	0.9779	0.9592	0.9560	0.9736	0.9732

	SP.10 Granat 1, Ausschnitt			SP.10 Granat 5, Ausschnitt					SP.10 Granat 6, Ausschnitt		
	10824/62	10824/67	10824/75	10824/76	10824/82	10824/90	10824/101	10824/115	10824/116	10824/136	10824/141
SiO_2	37.59	37.47	37.66	37.77	37.29	37.45	37.81	37.90	38.11	37.47	37.91
TiO_2	0.05	0.03	0.07	0.07	0.09	0.21	0.16	0.06	0.06	0.07	0.23
Al_2O_3	21.28	21.38	21.38	21.25	21.04	20.95	21.10	21.49	21.47	21.14	21.53
Cr_2O_3	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.07	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00
FeO	25.42	27.31	25.79	27.22	26.48	25.34	25.85	26.09	25.02	26.43	27.96
MnO	0.40	0.43	0.42	0.47	0.25	0.55	0.40	0.40	0.36	0.37	0.43
MgO	4.24	5.06	4.58	4.78	2.90	3.61	4.08	4.67	5.24	2.82	5.16
CaO	10.46	7.80	9.92	8.65	11.82	11.69	10.50	9.52	9.49	11.87	7.36
Σ Gew.%	99.48	99.50	99.84	100.22	99.91	99.87	99.90	100.13	99.78	100.21	100.58
FeO	24.74	26.71	25.04	26.28	25.47	24.18	24.90	25.46	24.44	25.52	27.36
Fe_2O_3	0.76	0.67	0.83	1.04	1.13	1.29	1.05	0.69	0.65	1.01	0.67
Σ Gew.% 2	99.56	99.57	99.92	100.32	100.02	100.00	100.01	100.20	99.85	100.31	100.65
Si	5.8506	5.8270	5.8319	5.8458	5.8113	5.8243	5.8940	5.8628	5.9058	5.8286	5.8592
Ti	0.0055	0.0033	0.0078	0.0080	0.0108	0.0244	0.0186	0.0066	0.0066	0.0082	0.0271
Σ Kat 1	5.8561	5.8304	5.8397	5.8538	5.822	5.8487	5.9126	5.8694	5.9124	5.8368	5.8864
Al	3.9047	3.9179	3.9010	3.8762	3.8644	3.8399	3.8761	3.9183	3.9214	3.8751	3.9226
Cr	0.0061	0.0036	0.0020	0.0030	0.0036	0.0092	0.0004	0.0009	0.0027	0.0061	0.0000
Fe^{3+}	0.0892	0.0786	0.0971	0.1207	0.1320	0.1510	0.1235	0.0808	0.0759	0.1188	0.0774
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.9828	1.1716	1.0564	1.1020	0.6743	0.8359	0.9476	1.0761	1.2107	0.6528	1.1898
Fe^{2+}	3.2199	3.4727	3.2428	3.4020	3.3191	3.1444	3.2461	3.2938	3.1667	3.3202	3.5360
Mn	0.0523	0.0561	0.0550	0.0613	0.0334	0.0728	0.0523	0.0529	0.0469	0.0493	0.0563
Ca	1.7451	1.2996	1.6458	1.4348	1.9732	1.9470	1.7540	1.5772	1.5757	1.9777	1.2179
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1638	0.1953	0.1761	0.1837	0.1124	0.1393	0.1579	0.1794	0.2018	0.1088	0.1983
Almandin	0.5366	0.5788	0.5405	0.5670	0.5532	0.5241	0.5410	0.5490	0.5278	0.5534	0.5893
Spessartin	0.0087	0.0094	0.0092	0.0102	0.0056	0.0121	0.0087	0.0088	0.0078	0.0082	0.0094
Grossular	0.2908	0.2166	0.2743	0.2391	0.3289	0.3245	0.2923	0.2629	0.2626	0.3296	0.2030
XAl	0.9762	0.9795	0.9753	0.9691	0.9661	0.9600	0.9690	0.9796	0.9804	0.9688	0.9807

	SP.11 Granat 3						SP.11 Granat 8				
	10839/71	10839/75	10839/79	10839/87	10839/94	10839/100	10839/61	10839/63	10839/66	10839/68	10839/70
SiO_2	37.41	37.23	37.21	36.86	37.26	37.03	37.37	37.22	37.29	37.23	37.55
TiO_2	0.11	0.14	0.10	0.14	0.13	0.12	0.17	0.19	0.11	0.14	0.10
Al_2O_3	20.94	20.92	20.86	20.81	21.07	20.99	20.78	20.97	21.12	21.00	21.11
Cr_2O_3	0.13	0.05	0.01	0.00	0.05	0.09	0.05	0.05	0.15	0.04	0.05
FeO	27.87	26.18	24.70	24.31	25.19	27.16	25.16	26.09	25.84	27.17	28.35
MnO	1.12	2.27	4.32	5.23	2.62	1.13	3.19	3.11	2.31	1.94	1.63
MgO	2.09	1.92	1.66	1.46	2.15	2.38	1.68	1.92	2.09	2.25	2.27
CaO	10.47	11.02	11.08	10.89	11.27	10.25	11.35	10.75	11.58	10.48	9.81
Σ Gew.%	100.14	99.74	99.94	99.70	99.75	99.15	99.74	100.29	100.49	100.25	100.86
FeO	27.19	25.49	23.86	23.45	24.59	26.68	24.39	25.28	25.08	26.32	27.58
Fe_2O_3	0.75	0.77	0.93	0.96	0.67	0.53	0.85	0.90	0.84	0.95	0.86
Σ Gew.% 2	100.22	99.82	100.03	99.79	99.81	99.21	99.83	100.38	100.57	100.34	100.95
Si	5.9023	5.8931	5.8839	5.8389	5.8723	5.8768	5.9377	5.8538	5.8172	5.8417	5.8764
Ti	0.0133	0.0171	0.0123	0.0171	0.0158	0.0139	0.0205	0.0225	0.0123	0.0167	0.0112
Σ Kat 1	5.9155	5.9102	5.8962	5.8560	5.8881	5.8908	5.9583	5.8763	5.8295	5.8584	5.8876
Al	3.8942	3.9025	3.8881	3.8856	3.9149	3.9254	3.8921	3.8877	3.8828	3.8840	3.8930
Cr	0.0162	0.0059	0.0009	0.0004	0.0062	0.0110	0.0057	0.0058	0.0187	0.0044	0.0061
Fe^{3+}	0.0896	0.0917	0.1110	0.1140	0.0789	0.0636	0.1022	0.1065	0.0985	0.1117	0.1009
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.4925	0.4541	0.3907	0.3457	0.5056	0.5639	0.3978	0.4493	0.4869	0.5262	0.5302
Fe^{2+}	3.5875	3.3738	3.1546	3.1058	3.2414	3.5409	3.2416	3.3250	3.2724	3.4540	3.6095
Mn	0.1501	0.3039	0.5784	0.7011	0.3499	0.1520	0.4291	0.4144	0.3054	0.2578	0.2156
Ca	1.7699	1.8682	1.8764	1.8474	1.9031	1.7432	1.9316	1.8114	1.9353	1.7620	1.6447
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0821	0.0757	0.0651	0.0576	0.0843	0.0940	0.0663	0.0749	0.0812	0.0877	0.0884
Almandin	0.5979	0.5623	0.5258	0.5176	0.5402	0.5902	0.5403	0.5542	0.5454	0.5757	0.6016
Spessartin	0.0250	0.0507	0.0964	0.1169	0.0583	0.0253	0.0715	0.0691	0.0509	0.0430	0.0359
Grossular	0.2950	0.3114	0.3127	0.3079	0.3172	0.2905	0.3219	0.3019	0.3226	0.2937	0.2741
XAl	0.9736	0.9756	0.9720	0.9714	0.9787	0.9814	0.9730	0.9719	0.9707	0.9710	0.9733

	SP.23 Granat 1		SP.23 Granat 2			SP.23 Granat 3, Auswahl					
	11407/1	11407/8	11174/4	11174/10	11174/19	11408/1	11408/3	11408/4	11408/5	11408/8	11408/9
SiO_2	38.44	38.44	38.22	38.33	38.09	38.44	38.27	38.49	38.26	38.44	38.30
TiO_2	0.05	0.05	0.05	0.07	0.01	0.05	0.06	0.02	0.03	0.05	0.04
Al_2O_3	21.72	21.73	21.96	22.04	21.77	21.72	21.62	21.63	21.74	21.73	21.76
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.00	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.09	0.03	0.01
FeO	24.50	23.84	24.48	24.61	24.66	24.50	25.25	25.69	24.75	23.84	24.77
MnO	0.46	0.51	0.45	0.46	0.44	0.46	0.47	0.55	0.44	0.51	0.42
MgO	5.93	5.73	5.65	5.56	5.41	5.93	5.07	4.95	5.51	5.73	5.46
CaO	9.00	9.69	8.98	8.87	9.43	9.00	9.04	9.23	9.35	9.69	9.31
Σ Gew.%	100.12	100.01	99.79	99.98	99.84	100.12	99.77	100.56	100.16	100.01	100.08
FeO	24.04	23.44	24.45	24.61	24.35	24.04	25.00	25.22	24.38	23.44	24.43
Fe_2O_3	0.51	0.44	0.04	0.00	0.34	0.51	0.28	0.52	0.40	0.44	0.38
Σ Gew.% 2	100.17	100.06	99.80	99.98	99.88	100.17	99.80	100.61	100.20	100.06	100.11
Si	5.9172	5.9207	5.9003	5.9177	5.8752	5.9172	5.9591	5.9485	5.8872	5.9207	5.9068
Ti	0.0060	0.0058	0.0062	0.0079	0.0015	0.0060	0.0068	0.0017	0.0033	0.0058	0.0048
Σ Kat 1	5.9232	5.9265	5.9065	5.9257	5.8767	5.9232	5.9659	5.9503	5.8904	5.9265	5.9117
Al	3.9392	3.9452	3.9950	4.0104	3.9570	3.9392	3.9671	3.9391	3.9424	3.9452	3.9549
Cr	0.0016	0.0039	0.0000	0.0055	0.0036	0.0016	0.0000	0.0005	0.0108	0.0039	0.0014
Fe^{3+}	0.0592	0.0508	0.0050	0.0000	0.0395	0.0592	0.0329	0.0603	0.0468	0.0508	0.0437
Σ Kat 2	4	4	4	4.016	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.3613	1.3151	1.2994	1.2786	1.2447	1.3613	1.1754	1.1407	1.2640	1.3151	1.2554
Fe^{2+}	3.0945	3.0197	3.1559	3.1781	3.1403	3.0945	3.2553	3.2591	3.1377	3.0197	3.1512
Mn	0.0598	0.0660	0.0593	0.0604	0.0575	0.0598	0.0618	0.0723	0.0572	0.0660	0.0545
Ca	1.4845	1.5992	1.4854	1.4669	1.5574	1.4845	1.5075	1.5279	1.5411	1.5992	1.5389
Σ Kat 3	6	6	6	5.984	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.2269	0.2192	0.2166	0.2137	0.2075	0.2269	0.1959	0.1901	0.2107	0.2192	0.2092
Almandin	0.5157	0.5033	0.5260	0.5311	0.5234	0.5157	0.5426	0.5432	0.5230	0.5033	0.5252
Spessartin	0.0100	0.0110	0.0099	0.0101	0.0096	0.0100	0.0103	0.0121	0.0095	0.0110	0.0091
Grossular	0.2474	0.2665	0.2476	0.2451	0.2596	0.2474	0.2513	0.2547	0.2569	0.2665	0.2565
XAl	0.9848	0.9863	0.9988	1.0026	0.9893	0.9848	0.9918	0.9848	0.9856	0.9863	0.9887

	SLas.1a Granat 1			SLas.1a Granat 2		SLas.1a Granat 4b			SLas.1a Atollgranat 4b		
	11179/77	11179/95	11179/103	11179/108	11179/114	11179/162	11179/165	11179/170	11179/126	11179/128	11179/130
SiO_2	37.99	37.55	37.83	37.87	37.46	38.04	37.71	37.91	37.65	37.69	38.06
TiO_2	0.05	0.10	0.10	0.06	0.06	0.02	0.15	0.01	0.11	0.34	0.05
Al_2O_3	21.80	21.39	21.33	21.23	21.17	21.70	21.32	21.73	21.27	21.45	21.72
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.04	0.06	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.01
FeO	25.80	26.72	25.96	25.99	26.21	28.16	24.54	25.66	24.46	26.25	28.18
MnO	0.53	0.65	0.34	0.37	0.41	0.54	0.62	0.47	0.42	0.45	0.56
MgO	6.87	2.83	4.24	2.80	2.73	5.95	2.79	4.81	2.68	3.83	5.70
CaO	6.67	10.45	9.68	11.33	11.32	5.47	12.82	8.91	12.63	10.25	5.69
Σ Gew.%	99.69	99.68	99.50	99.69	99.41	99.88	100.02	99.49	99.21	100.31	99.98
FeO	25.38	26.49	25.49	25.62	25.75	27.99	24.00	25.58	24.11	25.73	28.08
Fe_2O_3	0.46	0.26	0.52	0.41	0.51	0.19	0.61	0.09	0.39	0.57	0.11
Σ Gew.% 2	99.74	99.71	99.56	99.73	99.46	99.90	100.08	99.50	99.25	100.37	99.99
Si	5.8360	5.9107	5.9251	5.9725	5.9027	5.9145	5.8806	5.9063	5.9375	5.8589	5.9249
Ti	0.0052	0.0113	0.0120	0.0069	0.0069	0.0021	0.0172	0.0010	0.0127	0.0402	0.0061
Σ Kat 1	5.8412	5.9220	5.9371	5.9795	5.9096	5.9167	5.8978	5.9073	5.9502	5.8991	5.9310
Al	3.9464	3.9691	3.9370	3.9461	3.9323	3.9771	3.9188	3.9897	3.9543	3.9294	3.9855
Cr	0.0000	0.0000	0.0016	0.0051	0.0078	0.0005	0.0101	0.0000	0.0000	0.0040	0.0016
Fe^{3+}	0.0536	0.0309	0.0614	0.0488	0.0599	0.0224	0.0711	0.0103	0.0457	0.0666	0.0129
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.5732	0.6633	0.9908	0.6574	0.6414	1.3783	0.6478	1.1174	0.6291	0.8880	1.3217
Fe^{2+}	3.2605	3.4873	3.3390	3.3785	3.3936	3.6398	3.1292	3.3325	3.1804	3.3449	3.6551
Mn	0.0692	0.0866	0.0457	0.0498	0.0543	0.0711	0.0819	0.0622	0.0564	0.0598	0.0740
Ca	1.0971	1.7628	1.6244	1.9143	1.9107	0.9109	2.1412	1.4880	2.1341	1.7073	0.9492
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.2622	0.1106	0.1651	0.1096	0.1069	0.2297	0.1080	0.1862	0.1049	0.1480	0.2203
Almandin	0.5434	0.5812	0.5565	0.5631	0.5656	0.6066	0.5215	0.5554	0.5301	0.5575	0.6092
Spessartin	0.0115	0.0144	0.0076	0.0083	0.0091	0.0118	0.0136	0.0104	0.0094	0.0100	0.0123
Grossular	0.1829	0.2938	0.2707	0.3191	0.3185	0.1518	0.3569	0.2480	0.3557	0.2846	0.1582
XAl	0.9866	0.9923	0.9843	0.9865	0.9831	0.9943	0.9797	0.9974	0.9886	0.9824	0.9964

	SLas.1c Granat 1										
	11448/1	11448/8	11448/14	11448/21	11448/31	11448/39	11448/41	11448/46	11448/58	11448/63	11448/69
SiO_2	38.04	37.98	37.14	36.95	36.96	37.86	38.29	37.94	37.30	37.62	37.96
TiO_2	0.23	0.03	0.20	0.22	0.18	0.04	0.05	0.09	0.10	0.07	0.08
Al_2O_3	21.58	21.50	20.83	20.69	20.74	21.84	21.85	21.56	21.22	21.46	21.70
Cr_2O_3	0.04	0.14	0.08	0.04	0.03	0.01	0.09	0.00	0.12	0.15	0.00
FeO	24.99	28.94	30.51	28.78	31.58	27.64	25.72	28.60	28.10	28.41	29.00
MnO	0.29	0.22	0.18	0.68	0.05	0.32	0.21	0.24	0.45	0.19	0.07
MgO	4.14	5.19	1.16	0.79	1.68	5.77	7.21	5.49	3.86	5.07	6.11
CaO	10.64	6.32	10.02	11.51	8.05	6.37	6.37	6.16	8.38	6.72	5.22
Σ Gew.%	99.94	100.32	100.11	99.66	99.28	99.85	99.80	100.08	99.54	99.68	100.14
FeO	24.74	28.60	29.93	28.05	31.16	27.55	25.47	28.23	27.65	28.14	28.69
Fe_2O_3	0.27	0.39	0.64	0.81	0.47	0.10	0.27	0.41	0.51	0.29	0.34
Σ Gew.% 2	99.97	100.36	100.17	99.74	99.33	99.86	99.83	100.13	99.59	99.71	100.17
Si	5.9276	5.9018	5.9192	5.9069	5.9561	5.8637	5.8818	5.8987	5.8526	5.8705	5.8767
Ti	0.0270	0.0029	0.0234	0.0267	0.0218	0.0049	0.0056	0.0105	0.0112	0.0086	0.0093
Σ Kat 1	5.9546	5.9048	5.9426	5.9336	5.9779	5.8686	5.8874	5.9093	5.8638	5.8791	5.886
Al	3.9634	3.9371	3.9131	3.8970	3.9397	3.9874	3.9569	3.9514	3.9249	3.9473	3.9601
Cr	0.0045	0.0176	0.0098	0.0054	0.0035	0.0011	0.0114	0.0000	0.0154	0.0182	0.0000
Fe^{3+}	0.0321	0.0453	0.0771	0.0976	0.0568	0.0116	0.0317	0.0486	0.0597	0.0345	0.0399
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.9619	1.2028	0.2761	0.1872	0.4042	1.3321	1.6517	1.2721	0.9038	1.1793	1.4095
Fe^{2+}	3.2241	3.7162	3.9895	3.7496	4.1990	3.5691	3.2724	3.6698	3.6275	3.6726	3.7147
Mn	0.0377	0.0291	0.0237	0.0926	0.0067	0.0422	0.0272	0.0321	0.0601	0.0251	0.0097
Ca	1.7764	1.0520	1.7107	1.9706	1.3901	1.0567	1.0487	1.0259	1.4086	1.1230	0.8661
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1603	0.2005	0.0460	0.0312	0.0674	0.2220	0.2753	0.2120	0.1506	0.1966	0.2349
Almandin	0.5373	0.6194	0.6649	0.6249	0.6998	0.5948	0.5454	0.6116	0.6046	0.6121	0.6191
Spessartin	0.0063	0.0048	0.0040	0.0154	0.0011	0.0070	0.0045	0.0054	0.0100	0.0042	0.0016
Grossular	0.2961	0.1753	0.2851	0.3284	0.2317	0.1761	0.1748	0.1710	0.2348	0.1872	0.1444
XAl	0.9909	0.9843	0.9783	0.9743	0.9849	0.9969	0.9892	0.9879	0.9812	0.9868	0.9900

	ÖM.2.4f Granat 1, Ausschnitt					ÖM.2.4f Granat 2		ÖM.2.4f Granat 3			
	11423/83	11423/94	11423/97	11423/106	11423/110	11423/116	11423/119	11423/32	11423/38	11423/46	11423/50
SiO_2	37.23	37.01	36.79	37.43	37.50	37.62	37.28	38.04	37.49	37.39	37.75
TiO_2	0.15	0.14	0.22	0.12	0.10	0.02	0.13	0.07	0.12	0.15	0.12
Al_2O_3	21.31	20.84	20.97	21.13	21.15	21.56	21.01	21.54	21.21	21.25	21.51
Cr_2O_3	0.06	0.00	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.00	0.02	0.00	0.11
FeO	27.73	26.19	25.82	26.21	27.66	26.90	27.38	24.56	24.90	25.91	24.13
MnO	0.27	1.09	2.01	0.36	0.28	1.01	0.35	0.21	1.05	0.40	0.31
MgO	2.69	1.02	1.03	1.92	2.72	4.37	2.61	4.92	2.37	2.60	4.69
CaO	9.98	13.03	12.58	12.43	10.34	7.95	10.38	9.95	12.22	11.76	10.89
Σ Gew.%	99.41	99.32	99.47	99.64	99.79	99.50	99.21	99.31	99.38	99.46	99.51
FeO	27.55	25.49	25.26	25.73	27.15	26.80	26.90	24.26	24.51	25.47	23.67
Fe_2O_3	0.20	0.78	0.62	0.53	0.57	0.11	0.53	0.34	0.44	0.49	0.51
Σ Gew.% 2	99.43	99.40	99.53	99.69	99.85	99.51	99.26	99.34	99.42	99.51	99.56
Si	5.8836	5.8865	5.8331	5.9099	5.9085	5.8929	5.9157	5.9340	5.9177	5.8850	5.8500
Ti	0.0176	0.0168	0.0259	0.0145	0.0121	0.0028	0.0153	0.0084	0.0143	0.0182	0.0140
Σ Kat 1	5.9012	5.9033	5.8590	5.9244	5.9205	5.8957	5.9311	5.9425	5.9320	5.9031	5.8640
Al	3.9683	3.9064	3.9192	3.9323	3.9279	3.9797	3.9295	3.9600	3.9456	3.9422	3.9279
Cr	0.0079	0.0000	0.0070	0.0051	0.0047	0.0072	0.0075	0.0000	0.0020	0.0000	0.0131
Fe^{3+}	0.0239	0.0936	0.0738	0.0626	0.0674	0.0130	0.0630	0.0400	0.0524	0.0578	0.0590
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.6331	0.2421	0.2445	0.4514	0.6398	1.0211	0.6180	1.1444	0.5582	0.6107	1.0840
Fe^{2+}	3.6409	3.3899	3.3496	3.3977	3.5779	3.5110	3.5696	3.1639	3.2349	3.3533	3.0672
Mn	0.0365	0.1468	0.2695	0.0482	0.0376	0.1343	0.0474	0.0281	0.1403	0.0534	0.0407
Ca	1.6895	2.2212	2.1365	2.1026	1.7448	1.3336	1.7651	1.6635	2.0666	1.9827	1.8081
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1055	0.0404	0.0407	0.0752	0.1066	0.1702	0.1030	0.1907	0.0930	0.1018	0.1807
Almandin	0.6068	0.5650	0.5583	0.5663	0.5963	0.5852	0.5949	0.5273	0.5392	0.5589	0.5112
Spessartin	0.0061	0.0245	0.0449	0.0080	0.0063	0.0224	0.0079	0.0047	0.0234	0.0089	0.0068
Grossular	0.2816	0.3702	0.3561	0.3504	0.2908	0.2223	0.2942	0.2773	0.3444	0.3304	0.3014
XAl	0.9921	0.9766	0.9798	0.9831	0.9820	0.9949	0.9824	0.9900	0.9864	0.9856	0.9820

	ÖV.F1P Granat 1, Ausschnitt			ÖV.F1P Granat 2, Ausschnitt			ÖV.F1P Granat 3, 4 und 5				
	11423/1	11423/10	11423/20	11423/24	11423/31	11423/37	11423/40	11423/43	11423/48	11423/54	11423/60
SiO_2	37.38	37.16	37.22	37.32	37.20	37.45	37.50	37.67	37.01	37.10	37.47
TiO_2	0.07	0.17	0.04	0.12	0.23	0.08	0.11	0.08	0.21	0.12	0.05
Al_2O_3	21.23	20.91	21.54	21.32	20.87	21.14	21.18	21.39	20.99	21.06	21.32
Cr_2O_3	0.04	0.09	0.06	0.05	0.12	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.05
FeO	28.25	22.59	29.39	29.70	24.04	28.95	29.13	29.25	27.19	27.15	27.39
MnO	0.54	5.21	1.25	0.62	3.26	0.53	2.07	1.04	1.08	1.75	0.56
MgO	3.00	0.91	3.90	3.71	1.27	2.96	3.84	4.10	1.16	1.62	2.46
CaO	9.48	12.29	6.18	6.80	12.37	8.88	5.05	6.21	11.51	11.05	10.67
Σ Gew.%	100.00	99.33	99.59	99.64	99.37	100.02	98.90	99.74	99.17	99.86	99.95
FeO	27.71	22.23	29.39	29.50	23.58	28.38	29.13	29.11	26.92	26.58	27.04
Fe_2O_3	0.60	0.40	0.00	0.22	0.51	0.63	0.00	0.15	0.29	0.63	0.39
Σ Gew.% 2	100.06	99.37	99.59	99.66	99.42	100.08	98.90	99.75	99.20	99.93	99.99
Si	5.8626	5.9427	5.8592	5.8915	5.9326	5.8947	6.0268	5.9503	5.9249	5.8641	5.8881
Ti	0.0081	0.0205	0.0049	0.0147	0.0270	0.0097	0.0131	0.0089	0.0251	0.0145	0.0059
Σ Kat 1	5.8707	5.9632	5.8642	5.9061	5.9596	5.9044	6.0399	5.9592	5.95	5.8786	5.8941
Al	3.9242	3.9405	3.9974	3.9674	3.9229	3.9228	4.0123	3.9817	3.9609	3.9224	3.9483
Cr	0.0053	0.0111	0.0075	0.0060	0.0157	0.0020	0.0017	0.0000	0.0037	0.0022	0.0056
Fe^{3+}	0.0705	0.0484	0.0000	0.0266	0.0614	0.0752	0.0000	0.0183	0.0354	0.0754	0.0461
Σ Kat 2	4	4	4.0049	4	4	4	4.0139	4	4	4	4
Mg	0.7003	0.2158	0.9158	0.8731	0.3030	0.6955	0.9201	0.9648	0.2761	0.3812	0.5756
Fe^{2+}	3.6344	2.9730	3.8697	3.8951	3.1442	3.7361	3.9143	3.8453	3.6042	3.5127	3.5532
Mn	0.0722	0.7060	0.1665	0.0824	0.4401	0.0701	0.2822	0.1392	0.1460	0.2346	0.0741
Ca	1.5931	2.1053	1.0431	1.1494	2.1127	1.4983	0.8694	1.0507	1.9737	1.8715	1.7972
Σ Kat 3	6	6	5.9951	6	6	6	5.9861	6	6	6	6
Pyrop	0.1167	0.0360	0.1528	0.1455	0.0505	0.1159	0.1537	0.1608	0.0460	0.0635	0.0959
Almandin	0.6057	0.4955	0.6455	0.6492	0.5240	0.6227	0.6539	0.6409	0.6007	0.5855	0.5922
Spessartin	0.0120	0.1177	0.0278	0.0137	0.0734	0.0117	0.0471	0.0232	0.0243	0.0391	0.0123
Grossular	0.2655	0.3509	0.1740	0.1916	0.3521	0.2497	0.1452	0.1751	0.3290	0.3119	0.2995
XAl	0.9811	0.9851	0.9994	0.9919	0.9807	0.9807	1.0031	0.9954	0.9902	0.9806	0.9871

	ÖV.XVII.9 Granat 3					ÖV.XVII.9 Granat 4		ÖS.9.1m Granat 1a / 1b			
	10913/4	10913/5	10913/11	10913/12	10913/15	10913/20	10913/23	10963/45	10963/48	10963/49	10963/59
SiO_2	37.80	37.61	37.16	37.44	37.56	36.89	37.24	37.42	37.14	37.05	37.52
TiO_2	0.16	0.16	0.12	0.11	0.13	0.15	0.12	0.09	0.00	0.02	0.09
Al_2O_3	21.17	20.95	20.92	20.80	20.76	20.82	21.04	21.33	20.55	20.69	21.50
Cr_2O_3	0.02	0.08	0.00	0.09	0.11	0.03	0.09	0.03	0.00	0.02	0.00
FeO	27.68	28.42	30.45	30.43	29.65	26.83	27.84	29.10	29.13	29.54	29.32
MnO	0.83	0.52	0.61	0.42	0.49	3.62	1.55	0.65	1.42	1.99	0.36
MgO	3.91	3.28	2.06	2.01	3.15	1.90	3.01	2.55	1.44	0.80	2.98
CaO	8.60	9.13	8.51	8.89	8.46	9.64	9.01	9.20	10.36	10.96	8.94
Σ Gew.%	100.17	100.14	99.83	100.21	100.31	99.88	99.92	100.35	100.04	101.07	100.71
FeO	26.99	27.59	29.88	29.74	28.64	25.96	27.16	28.71	27.95	28.24	28.92
Fe_2O_3	0.76	0.92	0.63	0.77	1.13	0.96	0.76	0.43	1.31	1.44	0.45
Σ Gew.% 2	100.25	100.24	99.89	100.29	100.42	99.98	100.00	100.40	100.17	101.21	100.76
Si	5.9188	5.9112	5.9147	5.9503	5.9117	5.8353	5.8543	5.8757	5.8933	5.8146	5.8444
Ti	0.0185	0.0183	0.0144	0.0128	0.0148	0.0175	0.0144	0.0100	0.0000	0.0024	0.0100
Σ Kat 1	5.9372	5.9296	5.9291	5.9631	5.9265	5.8528	5.8687	5.8858	5.8933	5.8170	5.8544
Al	3.9068	3.8805	3.9242	3.8964	3.8519	3.8814	3.8986	3.9462	3.8434	3.8269	3.9469
Cr	0.0031	0.0102	0.0004	0.0119	0.0140	0.0042	0.0116	0.0033	0.0000	0.0031	0.0005
Fe^{3+}	0.0901	0.1093	0.0754	0.0917	0.1341	0.1144	0.0898	0.0505	0.1566	0.1701	0.0525
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.9117	0.7674	0.4881	0.4771	0.7383	0.4471	0.7062	0.5963	0.3399	0.1862	0.6929
Fe^{2+}	3.5349	3.6255	3.9775	3.9527	3.7695	3.4344	3.5697	3.7695	3.7079	3.7067	3.7670
Mn	0.1106	0.0696	0.0825	0.0572	0.0649	0.4852	0.2070	0.0867	0.1903	0.2641	0.0475
Ca	1.4428	1.5374	1.4519	1.5130	1.4273	1.6333	1.5172	1.5474	1.7619	1.8430	1.4926
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1520	0.1279	0.0814	0.0795	0.1231	0.0745	0.1177	0.0994	0.0567	0.0310	0.1155
Almandin	0.5892	0.6043	0.6629	0.6588	0.6283	0.5724	0.5949	0.6283	0.6180	0.6178	0.6278
Spessartin	0.0184	0.0116	0.0138	0.0095	0.0108	0.0809	0.0345	0.0145	0.0317	0.0440	0.0079
Grossular	0.2405	0.2562	0.2420	0.2522	0.2379	0.2722	0.2529	0.2579	0.2937	0.3072	0.2488
XAl	0.9767	0.9701	0.9811	0.9741	0.9630	0.9704	0.9747	0.9866	0.9609	0.9567	0.9867

	ÖS.7.5a Granat							ÖS.Bis 1a Granat 2			
	10954/132	10954/135	10954/137	10954/141	10954/146	10954/149	10954/154	11419/5	11419/10	11419/11	11419/14
SiO_2	37.23	36.99	37.09	37.08	36.92	37.11	37.09	39.58	38.85	38.51	38.90
TiO_2	0.12	0.19	0.14	0.21	0.44	0.44	0.14	0.11	0.15	0.13	0.08
Al_2O_3	20.88	20.61	20.82	20.65	20.82	20.68	20.84	22.32	22.10	21.77	21.91
Cr_2O_3	0.04	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02
FeO	27.06	26.19	25.97	25.75	26.16	25.91	25.98	19.66	21.55	23.05	22.01
MnO	2.62	3.68	4.02	4.55	3.80	3.79	3.83	0.40	0.49	0.64	0.45
MgO	1.99	1.73	1.61	1.57	1.71	1.76	1.68	10.07	8.15	6.86	7.89
CaO	10.33	10.36	10.33	10.04	10.15	10.33	10.34	7.64	8.45	8.29	8.14
Σ Gew.%	100.26	99.82	99.98	99.86	100.01	100.02	99.91	99.77	99.76	99.27	99.39
FeO	26.14	25.16	25.11	24.81	25.35	24.96	25.17	19.41	21.30	22.84	21.77
Fe_2O_3	1.02	1.15	0.95	1.05	0.91	1.06	0.91	0.27	0.28	0.24	0.26
Σ Gew.% 2	100.36	99.94	100.08	99.97	100.10	100.12	100.00	99.80	99.79	99.29	99.42
Si	5.8617	5.8678	5.8743	5.9023	5.8537	5.8975	5.8747	5.9729	5.9121	5.9625	5.9762
Ti	0.0146	0.0223	0.0163	0.0248	0.0521	0.0528	0.0161	0.0123	0.0166	0.0155	0.0094
Σ Kat 1	5.8764	5.8901	5.8906	5.9271	5.9058	5.9503	5.8908	5.9852	5.9287	5.9781	5.9856
Al	3.8742	3.8527	3.8868	3.8732	3.8909	3.8733	3.8899	3.9688	3.9639	3.9720	3.9676
Cr	0.0053	0.0101	0.0000	0.0015	0.0009	0.0000	0.0022	0.0000	0.0044	0.0005	0.0021
Fe^{3+}	0.1205	0.1372	0.1132	0.1253	0.1082	0.1267	0.1079	0.0312	0.0317	0.0275	0.0303
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.4665	0.4085	0.3812	0.3717	0.4047	0.4158	0.3977	2.2639	1.8489	1.5839	1.8059
Fe^{2+}	3.4423	3.3371	3.3265	3.3024	3.3607	3.3161	3.3339	2.4497	2.7107	2.9573	2.7969
Mn	0.3490	0.4944	0.5399	0.6134	0.5103	0.5097	0.5138	0.0512	0.0627	0.0845	0.0580
Ca	1.7421	1.7600	1.7524	1.7125	1.7243	1.7583	1.7547	1.2352	1.3777	1.3743	1.3393
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0778	0.0681	0.0635	0.0620	0.0675	0.0693	0.0663	0.3773	0.3082	0.2640	0.3010
Almandin	0.5737	0.5562	0.5544	0.5504	0.5601	0.5527	0.5556	0.4083	0.4518	0.4929	0.4661
Spessartin	0.0582	0.0824	0.0900	0.1022	0.0851	0.0850	0.0856	0.0085	0.0105	0.0141	0.0097
Grossular	0.2904	0.2933	0.2921	0.2854	0.2874	0.2931	0.2924	0.2059	0.2296	0.2291	0.2232
XAl	0.9686	0.9632	0.9717	0.9683	0.9727	0.9683	0.9725	0.9922	0.9910	0.9930	0.9919

	SP.8a Granat x			SP.8a Granat 3 für Grt-Hbl-Thermometrie					SP.8a Granat 2 Kern/Rand, 44		
	11145/1	11145/6	11145/8	11144/30	11144/31	11144/34	11144/35	11144/37	11145/40	11145/43	11145/44
SiO_2	37.02	36.85	36.90	36.71	36.36	37.07	36.65	36.60	36.69	37.09	37.19
TiO_2	0.06	0.15	0.06	0.03	0.08	0.10	0.07	0.14	0.12	0.16	0.07
Al_2O_3	20.99	20.73	21.07	21.06	20.74	20.88	21.00	20.87	20.76	20.78	21.01
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.03	0.01	0.06	0.00	0.02
FeO	30.54	28.02	30.13	30.30	29.42	27.02	32.92	27.79	27.88	28.24	28.45
MnO	0.57	0.52	0.61	0.98	0.46	0.49	1.00	0.92	0.77	0.47	0.57
MgO	2.77	1.55	3.06	2.50	3.11	2.08	2.97	1.86	1.35	1.62	2.20
CaO	7.92	11.53	7.82	7.80	8.24	11.75	4.57	10.92	11.62	11.37	10.15
Σ Gew.%	99.87	99.35	99.64	99.43	98.44	99.38	99.22	99.10	99.25	99.74	99.66
FeO	29.80	27.13	29.45	29.84	28.57	26.17	32.66	27.03	27.09	27.34	27.84
Fe_2O_3	0.82	1.00	0.75	0.51	0.94	0.94	0.29	0.84	0.88	1.00	0.68
Σ Gew.% 2	99.96	99.45	99.71	99.48	98.53	99.48	99.25	99.19	99.33	99.84	99.73
Si	5.8413	5.8525	5.8127	5.8154	5.7786	5.8553	5.8654	5.8020	5.8299	5.8762	5.8838
Ti	0.0069	0.0175	0.0065	0.0034	0.0094	0.0113	0.0088	0.0161	0.0137	0.0191	0.0081
Σ Kat 1	5.8482	5.8701	5.8193	5.8188	5.7880	5.8666	5.8742	5.8181	5.8436	5.8952	5.8920
Al	3.9025	3.8805	3.9116	3.9326	3.8840	3.8879	3.9611	3.8982	3.8878	3.8803	3.9169
Cr	0.0005	0.0000	0.0000	0.0064	0.0033	0.0000	0.0039	0.0016	0.0075	0.0000	0.0022
Fe^{3+}	0.0970	0.1195	0.0884	0.0610	0.1127	0.1121	0.0351	0.1002	0.1046	0.1197	0.0809
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.6515	0.3658	0.7190	0.5912	0.7375	0.4895	0.7091	0.4395	0.3196	0.3837	0.5188
Fe^{2+}	3.9324	3.6024	3.8802	3.9528	3.7976	3.4574	4.3715	3.5832	3.5998	3.6226	3.6835
Mn	0.0764	0.0703	0.0813	0.1318	0.0615	0.0651	0.1358	0.1236	0.1032	0.0629	0.0765
Ca	1.3396	1.9615	1.3195	1.3242	1.4034	1.9880	0.7835	1.8537	1.9774	1.9308	1.7212
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1086	0.0610	0.1198	0.0985	0.1229	0.0816	0.1182	0.0733	0.0533	0.0640	0.0865
Almandin	0.6554	0.6004	0.6467	0.6588	0.6329	0.5762	0.7286	0.5972	0.6000	0.6038	0.6139
Spessartin	0.0127	0.0117	0.0136	0.0220	0.0103	0.0109	0.0226	0.0206	0.0172	0.0105	0.0128
Grossular	0.2233	0.3269	0.2199	0.2207	0.2339	0.3313	0.1306	0.3090	0.3296	0.3218	0.2869
XAl	0.9756	0.9701	0.9779	0.9832	0.9710	0.9720	0.9903	0.9746	0.9720	0.9701	0.9792

	SP.8b Granat 4 und 2					SP.8b Granat 6, Ausschnitt					
	11437/3	11437/6	11437/10	11437/11	11437/12	11437/13	11437/14	11437/17	11437/21	11437/25	11437/27
SiO_2	37.14	37.55	37.53	37.45	36.97	37.28	37.19	37.05	37.11	37.01	36.90
TiO_2	0.00	0.13	0.04	0.13	0.01	0.09	0.15	0.13	0.18	0.15	0.11
Al_2O_3	21.39	21.22	21.29	21.12	21.06	21.27	21.03	20.87	20.94	20.94	21.08
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.06	0.03	0.11	0.06	0.07	0.09
FeO	29.65	26.44	27.21	27.25	28.35	28.61	28.77	26.27	21.90	26.59	27.31
MnO	1.56	0.97	0.68	0.31	3.15	0.78	0.36	3.28	5.89	2.33	0.88
MgO	4.45	3.66	4.31	3.93	4.25	4.13	2.89	2.18	1.84	2.37	3.32
CaO	5.25	9.63	8.28	9.24	4.82	7.51	9.33	9.65	11.31	10.31	9.37
Σ Gew.%	99.45	99.63	99.35	99.43	98.68	99.72	99.75	99.54	99.22	99.77	99.06
FeO	29.39	25.88	26.74	26.56	28.09	28.08	28.07	25.64	21.38	25.78	26.74
Fe_2O_3	0.30	0.63	0.52	0.77	0.29	0.59	0.78	0.70	0.57	0.90	0.63
Σ Gew.% 2	99.48	99.69	99.40	99.51	98.71	99.78	99.83	99.61	99.27	99.86	99.12
Si	5.8398	5.8927	5.8905	5.8799	5.8916	5.8345	5.8599	5.8791	5.9026	5.8258	5.8130
Ti	0.0004	0.0155	0.0051	0.0156	0.0008	0.0110	0.0176	0.0159	0.0211	0.0174	0.0130
Σ Kat 1	5.8402	5.9082	5.8956	5.8954	5.8924	5.8455	5.8774	5.895	5.9237	5.8432	5.826
Al	3.9650	3.9250	3.9387	3.9086	3.9557	3.9230	3.9040	3.9032	3.9248	3.8844	3.9133
Cr	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0094	0.0078	0.0036	0.0132	0.0072	0.0087	0.0116
Fe^{3+}	0.0350	0.0739	0.0613	0.0914	0.0349	0.0692	0.0924	0.0836	0.0680	0.1069	0.0750
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.0442	0.8550	1.0076	0.9187	1.0089	0.9631	0.6798	0.5157	0.4351	0.5563	0.7785
Fe^{2+}	3.8645	3.3958	3.5095	3.4865	3.7429	3.6749	3.6980	3.4019	2.8441	3.3939	3.5230
Mn	0.2072	0.1296	0.0899	0.0410	0.4245	0.1029	0.0481	0.4415	0.7931	0.3106	0.1178
Ca	0.8842	1.6196	1.3929	1.5537	0.8236	1.2591	1.5742	1.6410	1.9277	1.7393	1.5806
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1740	0.1425	0.1679	0.1531	0.1682	0.1605	0.1133	0.0859	0.0725	0.0927	0.1298
Almandin	0.6441	0.5660	0.5849	0.5811	0.6238	0.6125	0.6163	0.5670	0.4740	0.5656	0.5872
Spessartin	0.0345	0.0216	0.0150	0.0068	0.0708	0.0172	0.0080	0.0736	0.1322	0.0518	0.0196
Grossular	0.1474	0.2699	0.2322	0.2590	0.1373	0.2099	0.2624	0.2735	0.3213	0.2899	0.2634
XAl	0.9913	0.9813	0.9847	0.9772	0.9889	0.9808	0.9760	0.9758	0.9812	0.9711	0.9783

	SP.12 Granat 2a, Ausschnitt			SP.12 Granat 4, Ausschnitt					SVS.2a Granat x + 4 (39)		
	11455/2	11455/5	11455/11	11455/122	11455/128	11455/137	11455/144	11455/151	11437/31	11437/33	11438/39
SiO_2	37.73	37.36	37.30	36.96	36.91	36.41	37.04	36.88	37.36	37.23	36.64
TiO_2	0.03	0.11	0.14	0.11	0.14	0.20	0.13	0.14	0.05	0.07	0.08
Al_2O_3	21.46	21.10	20.92	21.01	20.84	20.86	20.91	21.00	21.24	21.19	21.07
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.16	0.11	0.04	0.10	0.13	0.01	0.01	0.00
FeO	28.20	26.35	26.27	27.81	25.98	22.45	25.98	26.87	29.23	30.22	29.51
MnO	0.64	0.84	1.19	1.32	2.42	5.20	2.61	1.20	2.44	2.00	3.33
MgO	4.98	3.78	3.08	3.37	2.06	1.59	2.38	3.57	3.89	3.49	2.98
CaO	7.03	9.73	10.39	8.52	10.60	11.81	10.16	8.87	5.49	5.72	5.42
Σ Gew.%	100.06	99.27	99.29	99.27	99.05	98.56	99.31	98.65	99.71	99.94	99.03
FeO	27.66	25.64	25.45	27.24	25.39	21.83	25.36	26.37	28.93	29.83	29.27
Fe_2O_3	0.59	0.80	0.92	0.63	0.65	0.68	0.69	0.55	0.34	0.44	0.26
Σ Gew.% 2	100.12	99.35	99.38	99.33	99.11	98.63	99.38	98.71	99.74	99.98	99.05
Si	5.8629	5.8668	5.8885	5.8278	5.8736	5.7965	5.8717	5.8402	5.9087	5.8835	5.8555
Ti	0.0031	0.0124	0.0166	0.0127	0.0162	0.0234	0.0149	0.0161	0.0063	0.0079	0.0090
Σ Kat 1	5.8660	5.8792	5.9051	5.8404	5.8898	5.8198	5.8866	5.8563	5.9150	5.8914	5.8645
Al	3.9301	3.9056	3.8912	3.9048	3.9084	3.9127	3.9058	3.9180	3.9586	3.9460	3.9684
Cr	0.0005	0.0000	0.0000	0.0200	0.0134	0.0055	0.0125	0.0166	0.0015	0.0016	0.0006
Fe^{3+}	0.0693	0.0944	0.1088	0.0752	0.0782	0.0818	0.0817	0.0654	0.0399	0.0524	0.0311
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	1.1523	0.8837	0.7244	0.7929	0.4888	0.3780	0.5625	0.8420	0.9181	0.8228	0.7088
Fe^{2+}	3.5943	3.3668	3.3592	3.5918	3.3783	2.9064	3.3620	3.4921	3.8262	3.9414	3.9120
Mn	0.0836	0.1116	0.1586	0.1759	0.3266	0.7012	0.3507	0.1609	0.3262	0.2673	0.4505
Ca	1.1699	1.6380	1.7578	1.4395	1.8063	2.0144	1.7249	1.5050	0.9296	0.9685	0.9287
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1920	0.1473	0.1207	0.1321	0.0815	0.0000	0.0937	0.1403	0.1530	0.1371	0.1181
Almandin	0.5990	0.5611	0.5599	0.5986	0.5631	0.0948	0.5603	0.5820	0.6377	0.6569	0.6520
Spessartin	0.0139	0.0186	0.0264	0.0293	0.0544	0.7292	0.0584	0.0268	0.0544	0.0446	0.0751
Grossular	0.1950	0.2730	0.2930	0.2399	0.3011	0.1759	0.2875	0.2508	0.1549	0.1614	0.1548
XAl	0.9825	0.9764	0.9728	0.9762	0.9771	0.0000	0.9765	0.9795	0.9897	0.9865	0.9921

	SVS.3a Granat 1e und 1f				SVS.3h Granat 8			SVS.3h Granat 10			
	11441/25	11441/29	11441/30	11441/32	11182/9	11182/12	11182/16	11182/1	11182/3	11182/5	11182/8
SiO_2	37.84	37.79	37.10	37.68	37.78	37.76	37.78	37.88	37.56	37.50	37.54
TiO_2	0.05	0.06	0.06	0.05	0.16	0.09	0.04	0.03	0.11	0.08	0.06
Al_2O_3	21.52	21.72	20.64	21.50	21.66	21.66	21.67	21.77	21.41	21.51	21.67
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.03
FeO	27.19	24.88	29.05	22.17	26.48	25.61	27.23	25.76	26.47	26.55	30.00
MnO	0.87	1.02	2.45	0.81	0.36	0.25	0.68	0.29	0.77	0.50	1.14
MgO	4.11	4.15	2.87	4.03	4.36	4.83	5.10	4.83	3.51	4.14	4.78
CaO	8.47	10.20	6.89	12.37	9.03	9.07	7.09	8.81	9.26	9.19	4.31
Σ Gew.%	100.08	99.82	99.12	98.64	99.83	99.27	99.60	99.41	99.11	99.51	99.54
FeO	26.91	24.70	28.36	21.95	26.33	25.48	27.13	25.76	26.43	26.27	30.00
Fe_2O_3	0.31	0.21	0.77	0.24	0.17	0.14	0.12	0.00	0.05	0.31	0.00
Σ Gew.% 2	100.11	99.84	99.20	98.66	99.85	99.28	99.61	99.41	99.11	99.54	99.54
Si	5.9074	5.8706	5.9446	5.9023	5.8884	5.8935	5.8955	5.9074	5.9446	5.8584	5.9245
Ti	0.0053	0.0074	0.0066	0.0059	0.0182	0.0104	0.0045	0.0031	0.0129	0.0098	0.0071
Σ Kat 1	5.9127	5.878	5.9513	5.9082	5.9066	5.9039	5.9	5.9105	5.9575	5.8682	5.9317
Al	3.9597	3.9754	3.8973	3.9687	3.9797	3.9839	3.9855	4.0016	3.9933	3.9605	4.0309
Cr	0.0036	0.0000	0.0104	0.0025	0.0000	0.0000	0.0009	0.0047	0.0005	0.0031	0.0035
Fe^{3+}	0.0367	0.0246	0.0924	0.0288	0.0203	0.0161	0.0136	0.0000	0.0061	0.0365	0.0000
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4.0063	4	4	4.0344
Mg	0.9559	0.9612	0.6850	0.9417	1.0118	1.1239	1.1856	1.1223	0.8290	0.9642	1.1250
Fe^{2+}	3.5128	3.2078	3.8003	2.8754	3.4317	3.3259	3.5395	3.3603	3.4971	3.4315	3.9594
Mn	0.1147	0.1339	0.3319	0.1076	0.0479	0.0331	0.0903	0.0385	0.1033	0.0659	0.1524
Ca	1.4166	1.6972	1.1827	2.0754	1.5086	1.5171	1.1846	1.4726	1.5706	1.5383	0.7288
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	5.9937	6	6	5.9656
Pyrop	0.1593	0.1602	0.1142	0.1569	0.1686	0.1873	0.1976	0.1872	0.1382	0.1607	0.1886
Almandin	0.5855	0.5346	0.6334	0.4792	0.5720	0.5543	0.5899	0.5606	0.5829	0.5719	0.6637
Spessartin	0.0191	0.0223	0.0553	0.0179	0.0080	0.0055	0.0151	0.0064	0.0172	0.0110	0.0255
Grossular	0.2361	0.2829	0.1971	0.3459	0.2514	0.2529	0.1974	0.2457	0.2618	0.2564	0.1222
XAl	0.9899	0.9939	0.9743	0.9922	0.9949	0.9960	0.9964	1.0004	0.9983	0.9901	1.0077

2. Granat der Orthogneise

	ÖRK.7 Granat 1					ÖRK.26 Granat x			ÖRK.26 Granat 1c		
	10886/1	10886/8	10886/9	10886/15	10886/17	11222/1	11222/2	11222/5	11222/6	11222/7	11222/10
SiO_2	37.60	37.41	37.47	37.27	37.59	37.49	37.54	37.23	37.17	37.46	37.25
TiO_2	0.08	0.08	0.08	0.02	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.07	0.03
Al_2O_3	21.05	21.30	21.20	20.86	21.37	21.93	21.51	21.47	21.48	21.62	21.52
Cr_2O_3	0.07	0.00	0.06	0.02	0.02	0.06	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00
FeO	20.67	22.50	21.24	20.11	24.77	26.57	27.77	27.54	28.59	28.38	26.64
MnO	2.00	4.09	2.55	5.37	0.58	0.31	0.37	2.18	2.84	0.41	0.37
MgO	0.99	1.05	1.14	0.67	2.67	4.14	4.46	3.05	2.81	4.63	3.85
CaO	17.53	13.57	16.16	14.91	13.20	9.51	7.91	7.87	7.20	7.39	9.73
Σ Gew.%	99.99	100.00	99.90	99.22	100.22	100.04	99.56	99.38	100.13	99.98	99.39
FeO	19.73	22.15	20.58	19.42	24.04	26.57	27.47	27.54	28.47	28.08	26.30
Fe_2O_3	1.03	0.38	0.73	0.76	0.81	0.00	0.33	0.00	0.13	0.34	0.38
Σ Gew.% 2	100.09	100.03	99.97	99.30	100.30	100.04	99.60	99.38	100.14	100.02	99.43
Si	5.8659	5.8928	5.8580	5.9212	5.8261	5.7911	5.8654	5.8928	5.8511	5.8158	5.8099
Ti	0.0098	0.0091	0.0092	0.0018	0.0019	0.0035	0.0000	0.0024	0.0047	0.0078	0.0033
Σ Kat 1	5.8757	5.9019	5.8673	5.9230	5.8280	5.7945	5.8654	5.8951	5.8558	5.8236	5.8132
Al	3.8701	3.9545	3.9061	3.9068	3.9037	3.9934	3.9608	4.0048	3.9843	3.9562	3.9559
Cr	0.0085	0.0000	0.0079	0.0024	0.0021	0.0079	0.0000	0.0033	0.0000	0.0043	0.0000
Fe^{3+}	0.1214	0.0455	0.0860	0.0909	0.0942	0.0000	0.0392	0.0000	0.0157	0.0395	0.0441
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4.0013	4	4.0081	4	4	4
Mg	0.2313	0.2464	0.2646	0.1586	0.6166	0.9524	1.0377	0.7193	0.6586	1.0713	0.8942
Fe^{2+}	2.5747	2.9182	2.6906	2.5809	3.1157	3.4320	3.5892	3.6460	3.7484	3.6460	3.4308
Mn	0.2638	0.5455	0.3377	0.7226	0.0758	0.0405	0.0485	0.2920	0.3792	0.0533	0.0483
Ca	2.9302	2.2898	2.7071	2.5379	2.1920	1.5737	1.3245	1.3346	1.2138	1.2294	1.6267
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	5.9987	6	5.9919	6	6	6
Pyrop	0.0386	0.0411	0.0441	0.0264	0.1028	0.1588	0.1730	0.1200	0.1098	0.1786	0.1490
Almandin	0.4291	0.4864	0.4484	0.4302	0.5193	0.5721	0.5982	0.6085	0.6247	0.6077	0.5718
Spessartin	0.0440	0.0909	0.0563	0.1204	0.0126	0.0068	0.0081	0.0487	0.0632	0.0089	0.0081
Grossular	0.4884	0.3816	0.4512	0.4230	0.3653	0.2623	0.2208	0.2227	0.2023	0.2049	0.2711
XAl	0.9675	0.9886	0.9765	0.9767	0.9759	0.9984	0.9902	1.0012	0.9961	0.9891	0.9890

	ÖV.XIX.7 Granatrelikte						ÖS.10.1a Granat 1 und 3			ÖS.10.1a Granat 4a	
	10789/2	10789/9	10789/18	10789/19	10789/25	10789/31	10970/77	10970/82	10970/83	10970/58	10970/62
SiO_2	35.81	35.37	36.73	35.92	35.87	35.84	35.96	36.25	36.25	35.75	35.74
TiO_2	0.00	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00
Al_2O_3	20.43	20.33	21.04	20.23	20.33	20.58	20.89	20.53	20.73	20.79	20.60
Cr_2O_3	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06
FeO	28.73	28.85	15.49	27.17	28.30	27.82	26.76	29.19	29.37	29.01	27.71
MnO	12.02	12.30	11.70	12.89	12.94	12.78	13.38	11.75	11.43	12.08	12.40
MgO	0.39	0.41	0.08	0.31	0.38	0.36	0.76	0.91	0.96	0.84	0.82
CaO	2.32	2.09	14.11	3.24	2.25	2.00	1.89	1.40	1.85	1.48	1.74
Σ Gew.%	99.71	99.45	99.24	99.82	100.13	99.46	99.63	100.10	100.59	99.99	99.07
FeO	28.18	28.18	15.07	26.31	27.52	27.65	26.76	28.76	28.89	28.74	27.58
Fe_2O_3	0.61	0.75	0.47	0.96	0.87	0.19	0.00	0.48	0.54	0.30	0.14
Σ Gew.% 2	99.77	99.53	99.28	99.92	100.21	99.48	99.63	100.15	100.64	100.02	99.09
Si	5.8357	5.7631	5.8372	5.8500	5.8249	5.8724	5.8485	5.9007	5.8395	5.7826	5.8519
Ti	0.0000	0.0078	0.0074	0.0078	0.0041	0.0068	0.0000	0.0076	0.0000	0.0049	0.0000
Σ Kat 1	5.8357	5.7709	5.8445	5.8578	5.8289	5.8792	5.8485	5.9082	5.8395	5.7875	5.8519
Al	3.9248	3.9029	3.9418	3.8827	3.8901	3.9740	4.0050	3.9397	3.9347	3.9633	3.9741
Cr	0.0000	0.0049	0.0022	0.0000	0.0041	0.0032	0.0000	0.0017	0.0000	0.0002	0.0081
Fe^{3+}	0.0752	0.0922	0.0560	0.1173	0.1057	0.0228	0.0000	0.0586	0.0653	0.0365	0.0177
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4.005	4	4	4	4
Mg	0.0950	0.0998	0.0196	0.0748	0.0927	0.0883	0.1833	0.2217	0.2305	0.2030	0.1990
Fe^{2+}	3.8405	3.8388	2.0028	3.5825	3.7371	3.7879	3.6396	3.9150	3.8913	3.8869	3.7763
Mn	1.6594	1.6970	1.5743	1.7773	1.7795	1.7737	1.8425	1.6198	1.5595	1.6544	1.7189
Ca	0.4050	0.3644	2.4033	0.5653	0.3907	0.3502	0.3296	0.2435	0.3187	0.2558	0.3058
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	5.995	6	6	6	6
Pyrop	0.0158	0.0166	0.0033	0.0125	0.0155	0.0147	0.0306	0.0370	0.0384	0.0338	0.0332
Almandin	0.6401	0.6398	0.3338	0.5971	0.6229	0.6313	0.6071	0.6525	0.6486	0.6478	0.6294
Spessartin	0.2766	0.2828	0.2624	0.2962	0.2966	0.2956	0.3073	0.2700	0.2599	0.2757	0.2865
Grossular	0.0675	0.0607	0.4006	0.0942	0.0651	0.0584	0.0550	0.0406	0.0531	0.0426	0.0510
XAl	0.9812	0.9757	0.9855	0.9707	0.9725	0.9935	1.0013	0.9849	0.9837	0.9908	0.9935

	SLav.1a Granat 1		SLav.1a Granat 4	
	11442/61	11442/62	11443/17	11443/18
SiO_2	35.28	35.63	35.20	35.12
TiO_2	0.36	0.10	0.40	0.34
Al_2O_3	4.36	6.28	5.37	5.15
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.03
FeO	25.82	23.20	23.79	24.08
MnO	1.00	0.91	0.72	0.76
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	30.70	31.46	31.32	31.63
Σ Gew.%	97.53	97.60	96.80	97.12
FeO	3.04	2.75	2.47	2.31
Fe_2O_3	25.32	22.72	23.69	24.20
Σ Gew.% 2	100.06	99.88	99.17	99.54
Si	5.8337	5.8131	5.8301	5.7792
Ti	0.0450	0.0125	0.0501	0.0425
Σ Kat 1	5.8787	5.8256	5.8801	5.8218
Al	0.8501	1.2079	1.0480	0.9996
Cr	0.0000	0.0026	0.0000	0.0040
Fe^{3+}	3.1499	2.7895	2.9520	2.9964
Σ Kat 2	4	4	4	4
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe^{2+}	0.4204	0.3753	0.3424	0.3179
Mn	0.1403	0.1260	0.1003	0.1055
Ca	5.4393	5.4988	5.5573	5.5767
Σ Kat 3	6	6	6	6

	SLav.1a Granat 1		SLav.1a Granat 4	
XAl	0.2125	0.3020	0.2620	0.2499
Pyrop	0	0	0	0
Almandin	0.07007	0.06255	0.05707	0.05298
Spessartir	0.02338	0.021	0.01672	0.01758
Ca-Komp.	0.90655	0.91645	0.92622	0.92943
Andradit	0.7875	0.6974	0.7380	0.7491

3. Granat der Metasedimente

	ÖV.0.1a Granat 1b, Ausschnitt				ÖV.0.1a Granat 4o, Ausschnitt						
	10898/27	10898/32	10898/34	10898/40	10898/42	10898/45	10898/49	10898/53	10898/55	10898/57	10898/60
SiO_2	37.30	37.02	36.91	37.27	37.29	37.2	37.04	37.35	37.14	37.13	37.02
TiO_2	0.08	0.09	0.15	0.13	0.07	0.13	0.18	0.16	0.06	0.08	0.16
Al_2O_3	21.21	21.16	21.05	21.23	21.25	21.2	21.05	21.04	21.24	21.25	21.17
Cr_2O_3	0.06	0.05	0.00	0.04	0.1	0	0.07	0.05	0.08	0.06	0.06
FeO	28.79	26.25	26.90	28.14	27.79	28.49	27.48	28.33	28.11	28.74	27.67
MnO	1.89	3.60	2.78	2.09	2.62	1.83	2.19	1.48	1.77	1.55	2.41
MgO	2.50	1.95	1.70	2.03	2.68	1.89	1.7	2.04	2.58	2.08	1.74
CaO	7.74	9.38	10.18	8.64	7.79	9.4	9.89	8.93	8.23	8.81	9.36
Σ Gew.%	99.56	99.51	99.66	99.56	99.59	100.14	99.60	99.39	99.22	99.69	99.60
FeO	28.73	26.01	26.38	28.13	27.74	28.12	27.16	28.18	28.1	28.62	27.53
Fe_2O_3	0.07	0.27	0.58	0.01	0.05	0.42	0.35	0.17	0.01	0.13	0.16
Σ Gew.% 2	99.57	99.53	99.72	99.56	99.59	100.18	99.63	99.41	99.22	99.70	99.62
Si	5.9450	5.8819	5.8485	5.9521	5.9256	5.8812	5.8962	5.9852	5.9170	5.8961	5.8949
Ti	0.0090	0.0108	0.0173	0.0160	0.0084	0.0149	0.0210	0.0197	0.0076	0.0090	0.0194
Σ Kat 1	5.9540	5.8927	5.8658	5.9681	5.9340	5.8960	5.9172	6.0049	5.9246	5.9050	5.9143
Al	3.9836	3.9618	3.9312	3.9947	3.9809	3.9506	3.9483	3.9739	3.9883	3.9763	3.9728
Cr	0.0081	0.0057	0.0000	0.0044	0.0129	0.0000	0.0092	0.0059	0.0107	0.0077	0.0079
Fe^{3+}	0.0083	0.0325	0.0688	0.0008	0.0063	0.0494	0.0425	0.0201	0.0010	0.0160	0.0193
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.5944	0.4625	0.4026	0.4838	0.6346	0.4446	0.4039	0.4883	0.6137	0.4929	0.4120
Fe^{2+}	3.8293	3.4556	3.4961	3.7565	3.6869	3.7173	3.6147	3.7765	3.7438	3.7999	3.6652
Mn	0.2548	0.4846	0.3728	0.2824	0.3528	0.2452	0.2955	0.2012	0.2387	0.2084	0.3254
Ca	1.3215	1.5973	1.7286	1.4774	1.3257	1.5929	1.6858	1.5340	1.4038	1.4989	1.5974
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0991	0.0771	0.0671	0.0806	0.1058	0.0741	0.0673	0.0814	0.1023	0.0821	0.0687
Almandin	0.6382	0.5759	0.5827	0.6261	0.6145	0.6196	0.6025	0.6294	0.6240	0.6333	0.6109
Spessartin	0.0425	0.0808	0.0621	0.0471	0.0588	0.0409	0.0493	0.0335	0.0398	0.0347	0.0542
Grossular	0.2203	0.2662	0.2881	0.2462	0.2210	0.2655	0.2810	0.2557	0.2340	0.2498	0.2662
XAl	0.9959	0.9905	0.9828	0.9987	0.9952	0.9877	0.9871	0.9935	0.9971	0.9941	0.9932

	ÖV.VI.3 Granat 1, Ausschnit									ÖV.VI.3 Granat 2	
	10829/1	10829/5	10829/10	10829/15	10829/20	10829/25	10829/30	10829/35	10829/39	10829/40	10829/54
SiO_2	36.72	36.60	36.52	36.89	36.37	36.00	36.33	36.68	36.67	35.95	36.19
TiO_2	0.07	0.05	0.07	0.09	0.06	0.10	0.10	0.14	0.09	0.03	0.13
Al_2O_3	20.89	20.80	20.66	20.25	20.64	20.60	20.99	20.75	20.71	20.77	20.68
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.06	0.01	0.00	0.04
FeO	36.28	36.04	37.00	36.53	35.69	36.45	35.72	34.51	35.75	36.66	37.13
MnO	0.70	1.04	0.76	1.40	0.78	0.51	1.31	1.06	0.66	2.45	0.18
MgO	2.62	2.50	1.61	1.43	1.64	1.81	2.69	1.47	1.55	1.80	1.57
CaO	3.21	3.37	4.03	3.79	4.70	4.46	3.20	5.87	5.73	2.08	4.55
Σ Gew.%	100.52	100.39	100.64	100.40	99.89	99.93	100.39	100.54	101.18	99.74	100.46
FeO	35.66	35.28	36.15	35.52	34.97	35.51	35.11	33.80	34.66	36.22	36.26
Fe_2O_3	0.69	0.84	0.95	1.12	0.80	1.05	0.67	0.79	1.22	0.48	0.96
Σ Gew.% 2	100.59	100.47	100.74	100.51	99.96	100.04	100.45	100.62	101.30	99.79	100.56
Si	5.8356	5.8225	5.8293	5.9680	5.8376	5.7457	5.7490	5.8461	5.7901	5.7872	5.7612
Ti	0.0084	0.0054	0.0084	0.0108	0.0072	0.0124	0.0115	0.0170	0.0105	0.0030	0.0152
Σ Kat 1	5.8440	5.8279	5.8377	5.9788	5.8448	5.7581	5.7606	5.8631	5.8006	5.7902	5.7764
Al	3.9129	3.8993	3.8858	3.8620	3.9039	3.8739	3.9147	3.8971	3.8535	3.9409	3.8798
Cr	0.0050	0.0000	0.0000	0.0021	0.0000	0.0006	0.0053	0.0079	0.0018	0.0004	0.0046
Fe^{3+}	0.0822	0.1007	0.1142	0.1359	0.0961	0.1255	0.0800	0.0950	0.1447	0.0587	0.1156
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.6209	0.5920	0.3830	0.3454	0.3922	0.4299	0.6354	0.3501	0.3648	0.4312	0.3729
Fe^{2+}	4.7392	4.6938	4.8252	4.8059	4.6936	4.7389	4.6461	4.5045	4.5767	4.8754	4.8267
Mn	0.0939	0.1402	0.1025	0.1913	0.1057	0.0684	0.1758	0.1436	0.0888	0.3339	0.0237
Ca	0.5460	0.5740	0.6893	0.6574	0.8085	0.7629	0.5427	1.0018	0.9697	0.3595	0.7767
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1035	0.0987	0.0638	0.0576	0.0654	0.0716	0.1059	0.0584	0.0608	0.0719	0.06215
Almandin	0.7899	0.7823	0.8042	0.8010	0.7823	0.7898	0.7744	0.7508	0.7628	0.8126	0.80445
Spessartin	0.0157	0.0234	0.0171	0.0319	0.0176	0.0114	0.0293	0.0239	0.0148	0.0557	0.00395
Grossular	0.0910	0.0957	0.1149	0.1096	0.1348	0.1271	0.0905	0.1670	0.1616	0.0599	0.12945
XAl	0.9782	0.9748	0.9715	0.9655	0.9760	0.9685	0.9787	0.9743	0.9634	0.9852	0.96995

	ÖV.VI.3 Granat 3										
	10829/70	10829/73	10829/75	10829/87	10829/89	10829/90	10829/76	10829/78	10829/82	10829/93	10829/95
SiO_2	36.40	36.66	36.68	35.48	36.54	36.50	36.59	36.54	36.55	36.06	36.26
TiO_2	0.08	0.07	0.07	0.04	0.07	0.07	0.15	0.00	0.03	0.00	0.04
Al_2O_3	20.82	20.90	20.89	20.63	20.84	20.79	21.04	20.93	20.98	20.75	20.64
Cr_2O_3	0.05	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04
FeO	36.79	36.57	35.18	35.99	36.04	35.41	37.12	37.67	36.23	37.25	35.68
MnO	0.16	0.18	0.82	1.93	2.42	2.25	2.09	2.54	2.35	2.17	2.00
MgO	2.54	2.35	2.66	3.18	2.35	2.75	2.18	1.94	2.56	2.24	2.83
CaO	3.75	3.79	4.09	2.13	2.57	2.62	1.96	1.62	1.95	2.06	2.50
Σ Gew.%	100.59	100.55	100.40	99.42	100.86	100.41	101.16	101.26	100.66	100.56	99.98
FeO	35.91	35.93	34.45	34.91	35.28	34.62	36.68	37.08	35.72	36.39	34.77
Fe_2O_3	0.97	0.71	0.80	1.19	0.84	0.87	0.49	0.66	0.57	0.96	1.01
Σ Gew.% 2	100.68	100.62	100.48	99.54	100.94	100.50	101.21	101.33	100.72	100.66	100.08
Si	5.7530	5.8248	5.8139	5.6234	5.7969	5.7990	5.8089	5.8039	5.8091	5.7215	5.7761
Ti	0.0093	0.0086	0.0087	0.0052	0.0084	0.0086	0.0175	0.0000	0.0032	0.0000	0.0042
Σ Kat 1	5.7623	5.8334	5.8227	5.6286	5.8053	5.8076	5.8265	5.8039	5.8123	5.7215	5.7803
Al	3.8785	3.9124	3.9024	3.8536	3.8966	3.8928	3.9376	3.9177	3.9301	3.8812	3.8741
Cr	0.0064	0.0026	0.0018	0.0040	0.0026	0.0028	0.0033	0.0037	0.0022	0.0044	0.0048
Fe^{3+}	0.1151	0.0850	0.0957	0.1423	0.1008	0.1044	0.0591	0.0786	0.0677	0.1144	0.1211
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.5975	0.5571	0.6287	0.7524	0.5567	0.6517	0.5167	0.4584	0.6059	0.5302	0.6719
Fe^{2+}	4.7463	4.7734	4.5669	4.6272	4.6799	4.5998	4.8693	4.9246	4.7465	4.8289	4.6319
Mn	0.0218	0.0247	0.1106	0.2593	0.3258	0.3027	0.2804	0.3415	0.3159	0.2915	0.2695
Ca	0.6344	0.6449	0.6938	0.3611	0.4376	0.4458	0.3336	0.2755	0.3316	0.3494	0.4267
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0996	0.0928	0.1048	0.1254	0.0928	0.1086	0.0861	0.0764	0.1010	0.0884	0.1120
Almandin	0.7911	0.7956	0.7612	0.7712	0.7800	0.7666	0.8116	0.8208	0.7911	0.8048	0.7720
Spessartin	0.0036	0.0041	0.0184	0.0432	0.0543	0.0505	0.0467	0.0569	0.0527	0.0486	0.0449
Grossular	0.1057	0.1075	0.1156	0.0602	0.0729	0.0743	0.0556	0.0459	0.0553	0.0582	0.0711
XAl	0.9696	0.9781	0.9756	0.9634	0.9742	0.9732	0.9844	0.9794	0.9825	0.9703	0.9685

	ÖV.XVI.2 Granat 3		ÖV.XVI.2 Granat 4		ÖV.XVI.2 Granat 6				ÖM.4.3a Granat 1 + 5 (41)		
	10844/3	10844/4	10844/6	10844/10	10844/11	10844/20	10844/7	10844/8	10963/1	10963/15	10963/41
SiO_2	36.94	36.56	36.60	36.62	36.27	36.48	36.41	36.68	36.79	36.94	37.22
TiO_2	0.08	0.08	0.09	0.07	0.14	0.08	0.11	0.13	0.04	0.11	0.22
Al_2O_3	20.91	20.87	20.77	20.99	20.77	20.80	21.03	20.79	21.13	20.90	20.68
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.07
FeO	34.93	35.50	30.92	35.50	34.66	35.67	29.53	30.45	32.81	26.26	26.88
MnO	0.93	0.91	2.78	0.56	1.26	1.65	4.64	3.66	1.63	4.81	4.85
MgO	2.21	2.16	0.77	2.06	1.96	1.81	0.70	0.72	2.61	1.04	0.88
CaO	4.26	4.16	7.90	4.24	4.30	3.62	7.61	7.90	5.04	9.60	9.52
Σ Gew.%	100.26	100.23	99.84	100.04	99.40	100.14	100.03	100.36	100.07	99.66	100.32
FeO	34.51	34.92	30.40	35.18	34.27	35.19	29.23	29.82	32.46	25.81	26.18
Fe_2O_3	0.46	0.65	0.58	0.36	0.43	0.54	0.34	0.70	0.39	0.49	0.78
Σ Gew.% 2	100.30	100.29	99.90	100.07	99.44	100.19	100.06	100.43	100.11	99.71	100.40
Si	5.9101	5.8284	5.8744	5.8580	5.8407	5.8508	5.8166	5.8572	5.8368	5.9084	5.9532
Ti	0.0094	0.0090	0.0109	0.0082	0.0174	0.0101	0.0132	0.0150	0.0042	0.0130	0.0261
Σ Kat 1	5.9196	5.8374	5.8853	5.8662	5.8580	5.8609	5.8298	5.8722	5.8410	5.9215	5.9793
Al	3.9438	3.9216	3.9289	3.9566	3.9420	3.9319	3.9585	3.9117	3.9502	3.9404	3.8982
Cr	0.0006	0.0009	0.0011	0.0000	0.0056	0.0033	0.0006	0.0048	0.0033	0.0000	0.0083
Fe^{3+}	0.0556	0.0775	0.0700	0.0434	0.0524	0.0647	0.0409	0.0835	0.0465	0.0596	0.0935
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.5263	0.5126	0.1844	0.4914	0.4712	0.4332	0.1658	0.1713	0.6182	0.2490	0.2106
Fe^{2+}	4.6174	4.6553	4.0801	4.7060	4.6151	4.7204	3.9044	3.9823	4.3061	3.4531	3.5010
Mn	0.1260	0.1224	0.3773	0.0763	0.1719	0.2238	0.6277	0.4949	0.2189	0.6518	0.6565
Ca	0.7303	0.7098	1.3582	0.7263	0.7418	0.6225	1.3021	1.3516	0.8568	1.6461	1.6318
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0877	0.0854	0.0307	0.0819	0.0785	0.0722	0.0276	0.0285	0.1030	0.0415	0.0351
Almandin	0.7696	0.7759	0.6800	0.7843	0.7692	0.7867	0.6507	0.6637	0.7177	0.5755	0.5835
Spessartin	0.0210	0.0204	0.0629	0.0127	0.0287	0.0373	0.1046	0.0825	0.0365	0.1086	0.1094
Grossular	0.1217	0.1183	0.2264	0.1211	0.1236	0.1038	0.2170	0.2253	0.1428	0.2744	0.2720
XAl	0.9860	0.9804	0.9822	0.9892	0.9855	0.9830	0.9896	0.9779	0.9876	0.9851	0.9746

	ÖV.Ma 2 Granat 1, Ausschnitt			ÖV.Ma 2 Granat 2, Ausschnitt			ÖV.Ma 3 Granat 1, Ausschnitt				
	10846/2	10846/16	10846/24	10846/25	10846/32	10846/39	11230/38	11230/40	11230/47	11230/50	11230/54
SiO_2	36.31	36.16	36.84	36.38	36.26	36.21	36.95	36.83	36.46	36.74	37.01
TiO_2	0.08	0.07	0.00	0.07	0.06	0.07	0.01	0.08	0.07	0.18	0.14
Al_2O_3	20.82	20.83	20.99	20.93	20.83	20.90	21.25	21.02	20.83	21.01	20.87
Cr_2O_3	0.05	0.04	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07
FeO	38.82	36.94	38.90	39.02	37.62	36.63	32.73	31.59	29.29	30.05	30.08
MnO	0.49	2.09	0.48	0.30	1.25	1.95	1.01	0.64	3.01	1.55	0.91
MgO	2.92	1.78	2.92	2.93	1.75	1.57	3.64	1.65	0.99	1.06	1.23
CaO	0.41	2.28	0.53	0.50	2.18	2.48	3.26	7.43	7.77	8.23	8.64
Σ Gew.%	99.88	100.18	100.65	100.18	99.94	99.85	98.84	99.28	98.42	98.82	98.95
FeO	38.44	36.51	38.54	38.67	37.32	36.48	32.73	31.51	29.28	30.05	30.06
Fe_2O_3	0.42	0.47	0.40	0.39	0.33	0.17	0.00	0.08	0.01	0.00	0.02
Σ Gew.% 2	99.93	100.23	100.69	100.22	99.98	99.87	98.84	99.29	98.42	98.82	98.95
Si	5.8337	5.8016	5.8865	5.8210	5.8489	5.8462	5.9424	5.9220	5.9381	5.9652	6.0023
Ti	0.0091	0.0083	0.0004	0.0088	0.0071	0.0089	0.0010	0.0093	0.0084	0.0216	0.0169
Σ Kat 1	5.8428	5.8098	5.8869	5.8299	5.8560	5.8551	5.9434	5.9313	5.9465	5.9868	6.0192
Al	3.9431	3.9384	3.9523	3.9472	3.9597	3.9771	4.0277	3.9830	3.9990	4.0202	3.9889
Cr	0.0058	0.0046	0.0000	0.0057	0.0000	0.0022	0.0000	0.0072	0.0000	0.0000	0.0092
Fe^{3+}	0.0511	0.0569	0.0477	0.0471	0.0403	0.0207	0.0000	0.0097	0.0010	0.0000	0.0019
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4.0277	4	4	4.0202	4
Mg	0.6992	0.4262	0.6946	0.6999	0.4201	0.3786	0.8723	0.3946	0.2399	0.2555	0.2978
Fe^{2+}	5.1643	4.8985	5.1507	5.1737	5.0332	4.9250	4.4011	4.2377	3.9881	4.0801	4.0767
Mn	0.0662	0.2835	0.0647	0.0413	0.1707	0.2671	0.1372	0.0872	0.4154	0.2130	0.1245
Ca	0.0703	0.3918	0.0901	0.0851	0.3759	0.4293	0.5617	1.2804	1.3567	1.4311	1.5010
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	5.9723	6	6	5.9798	6
Pyrop	0.1165	0.0710	0.1158	0.1167	0.0700	0.0631	0.1461	0.0658	0.0400	0.0427	0.0496
Almandin	0.8607	0.8164	0.8584	0.8623	0.8389	0.8208	0.7369	0.7063	0.6647	0.6823	0.6795
Spessartin	0.0110	0.0473	0.0108	0.0069	0.0285	0.0445	0.0230	0.0145	0.0692	0.0356	0.0208
Grossular	0.0117	0.0653	0.0150	0.0142	0.0627	0.0716	0.0941	0.2134	0.2261	0.2393	0.2502
XAl	0.9858	0.9846	0.9881	0.9868	0.9899	0.9943	1.0069	0.9958	0.9998	1.0051	0.9972

	ÖM.3.1b Granat 1, Ausschnitt						ÖM.3.1b Granat 8		ÖM.3.1c Granat 7		
	11236/1	11236/8	11236/17	11236/23	11236/28	11236/34	11236/49	11236/67	11230/11	11230/20	11230/30
SiO_2	35.71	36.16	36.32	36.12	36.14	35.21	35.44	36.00	36.43	36.52	36.62
TiO_2	0.06	0.09	0.16	0.09	0.13	0.03	0.04	0.06	0.03	0.13	0.08
Al_2O_3	20.62	20.61	20.62	20.45	20.63	20.68	20.50	20.57	20.83	20.61	21.01
Cr_2O_3	0.06	0.00	0.06	0.06	0.01	0.08	0.07	0.00	0.00	0.03	0.04
FeO	35.38	35.87	32.91	35.75	34.82	36.53	36.57	34.82	34.85	34.23	34.40
MnO	1.16	0.36	1.43	1.00	0.47	1.40	1.90	0.58	1.77	0.31	1.54
MgO	2.13	1.29	1.06	1.31	1.98	1.93	1.52	2.18	2.69	1.67	2.58
CaO	3.04	4.24	5.53	3.95	4.21	1.96	1.79	3.96	2.64	5.46	3.23
Σ Gew.%	98.15	98.62	98.09	98.74	98.38	97.83	97.82	98.17	99.26	98.96	99.50
FeO	35.15	35.71	32.91	35.42	34.59	36.50	36.55	34.47	34.54	33.86	34.31
Fe_2O_3	0.25	0.18	0.00	0.37	0.26	0.04	0.02	0.40	0.35	0.41	0.10
Σ Gew.% 2	98.18	98.64	98.09	98.78	98.41	97.83	97.82	98.21	99.29	99.00	99.51
Si	5.8217	5.9220	5.9948	5.9139	5.8961	5.7575	5.8516	5.8685	5.8731	5.9357	5.8894
Ti	0.0078	0.0107	0.0193	0.0111	0.0153	0.0041	0.0048	0.0074	0.0040	0.0157	0.0095
Σ Kat 1	5.8294	5.9327	6.0141	5.9250	5.9114	5.7616	5.8563	5.8759	5.8772	5.9514	5.8989
Al	3.9610	3.9772	4.0101	3.9459	3.9672	3.9851	3.9884	3.9512	3.9581	3.9471	3.9820
Cr	0.0079	0.0002	0.0080	0.0083	0.0013	0.0104	0.0088	0.0000	0.0000	0.0034	0.0056
Fe^{3+}	0.0311	0.0226	0.0000	0.0458	0.0315	0.0045	0.0029	0.0488	0.0419	0.0496	0.0125
Σ Kat 2	4	4	4.0181	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.5173	0.3149	0.2618	0.3208	0.4810	0.4708	0.3729	0.5293	0.6457	0.4044	0.6188
Fe^{2+}	4.7923	4.8899	4.5425	4.8487	4.7188	4.9905	5.0459	4.6984	4.6554	4.6016	4.6144
Mn	0.1601	0.0505	0.2005	0.1380	0.0651	0.1946	0.2652	0.0806	0.2422	0.0425	0.2104
Ca	0.5303	0.7448	0.9770	0.6925	0.7351	0.3441	0.3160	0.6917	0.4567	0.9515	0.5564
Σ Kat 3	6	6	5.9819	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0862	0.0525	0.0438	0.0535	0.0802	0.0785	0.0622	0.0882	0.1076	0.0674	0.1031
Almandin	0.7987	0.8150	0.7594	0.8081	0.7865	0.8318	0.8410	0.7831	0.7759	0.7669	0.7691
Spessartin	0.0267	0.0084	0.0335	0.0230	0.0109	0.0324	0.0442	0.0134	0.0404	0.0071	0.0351
Grossular	0.0884	0.1241	0.1633	0.1154	0.1225	0.0574	0.0527	0.1153	0.0761	0.1586	0.0927
XAl	0.9903	0.9943	1.0025	0.9865	0.9918	0.9963	0.9971	0.9878	0.9895	0.9868	0.9955

	ÖM.3.1c Granat 7 Kern			ÖM.5.1g Granat 1, Ausschnitt				ÖM.5.1g Granat 4		ÖM.5.1g Granat 5	
	11230/31	11230/32	11230/33	11413/1	11413/3	11413/6	11413/10	11413/18	11413/19	11413/6	11413/7
SiO_2	36.58	36.48	36.77	36.55	36.73	36.31	36.83	36.71	36.78	36.85	37.01
TiO_2	0.11	0.04	0.12	0.11	0.15	0.19	0.13	0.17	0.14	0.19	0.16
Al_2O_3	20.68	20.62	20.71	20.82	20.96	20.61	20.83	19.01	20.25	19.73	19.46
Cr_2O_3	0.03	0.01	0.03	0.04	0.07	0.01	0.04	0.02	0.37	0.05	0.00
FeO	33.85	35.19	34.02	23.03	29.14	25.60	28.60	13.39	14.41	14.20	15.22
MnO	1.91	2.39	2.01	10.70	2.38	7.59	2.30	10.02	11.85	10.61	9.06
MgO	2.01	1.68	1.86	1.77	1.31	1.16	1.56	0.33	1.38	0.58	0.62
CaO	4.21	3.40	4.48	5.34	8.29	7.06	8.64	17.87	12.83	16.07	17.00
Σ Gew.%	99.37	99.80	100.00	98.35	99.02	98.53	98.93	97.53	97.99	98.27	98.53
FeO	33.45	34.64	33.51	23.03	29.10	25.28	28.33	10.67	13.62	12.28	12.76
Fe_2O_3	0.45	0.61	0.57	0.00	0.04	0.36	0.31	3.02	0.88	2.14	2.73
Σ Gew.% 2	99.41	99.86	100.06	98.35	99.02	98.57	98.96	97.83	98.08	98.49	98.80
Si	5.9184	5.8923	5.9158	5.9673	5.9268	5.9102	5.9365	5.9455	5.9288	5.9211	5.9238
Ti	0.0128	0.0045	0.0141	0.0131	0.0180	0.0227	0.0152	0.0203	0.0164	0.0226	0.0191
Σ Kat 1	5.9311	5.8967	5.9299	5.9804	5.9448	5.9329	5.9516	5.9658	5.9452	5.9437	5.9429
Al	3.9424	3.9247	3.9265	4.0059	3.9865	3.9546	3.9573	3.6289	3.8466	3.7355	3.6712
Cr	0.0034	0.0017	0.0041	0.0049	0.0091	0.0009	0.0050	0.0030	0.0468	0.0063	0.0000
Fe^{3+}	0.0542	0.0737	0.0694	0.0000	0.0043	0.0445	0.0376	0.3681	0.1066	0.2582	0.3288
Σ Kat 2	4	4	4	4.0108	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.4841	0.4055	0.4461	0.4309	0.3142	0.2808	0.3756	0.0796	0.3314	0.1398	0.1483
Fe^{2+}	4.5246	4.6794	4.5078	3.1438	3.9275	3.4407	3.8182	1.4450	1.8363	1.6497	1.7085
Mn	0.2624	0.3271	0.2732	1.4796	0.3249	1.0470	0.3139	1.3743	1.6172	1.4439	1.2277
Ca	0.7289	0.5879	0.7729	0.9349	1.4334	1.2314	1.4922	3.1011	2.2150	2.7667	2.9155
Σ Kat 3	6	6	6	5.9892	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0807	0.0676	0.0744	0.0719	0.0524	0.0468	0.0626	0.0133	0.0552	0.0233	0.0247
Almandin	0.7541	0.7799	0.7513	0.5249	0.6546	0.5735	0.6364	0.2408	0.3061	0.2749	0.2848
Spessartin	0.0437	0.0545	0.0455	0.2470	0.0542	0.1745	0.0523	0.2291	0.2695	0.2406	0.2046
Grossular	0.1215	0.0980	0.1288	0.1561	0.2389	0.2052	0.2487	0.5169	0.3692	0.4611	0.4859
XAl	0.9856	0.9812	0.9816	1.0015	0.9966	0.9887	0.9893	0.9072	0.9617	0.9339	0.9178

	ÖS.Jam 6b Granat 9, Ausschnitt						ÖS.Jam 6b Granat 11, Ausschnitt				
	10889/1	10889/8	10889/17	10889/23	10889/33	10889/40	10889/50	10889/56	10889/61	10889/66	10889/70
SiO_2	36.57	36.90	36.74	36.93	36.89	35.16	36.83	36.83	36.85	36.78	36.54
TiO_2	0.06	0.01	0.00	0.04	0.02	0.06	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00
Al_2O_3	21.22	21.26	21.11	21.12	21.19	20.90	20.98	20.62	20.81	20.93	20.88
Cr_2O_3	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00
FeO	35.92	35.15	35.24	35.40	35.39	35.59	35.95	35.69	35.22	36.21	35.96
MnO	2.21	1.60	1.63	1.56	1.62	2.20	2.17	1.47	1.50	1.46	2.34
MgO	2.89	4.18	3.94	3.83	4.19	3.45	3.33	3.79	3.96	3.84	2.84
CaO	1.31	1.36	1.29	1.66	1.34	1.28	1.17	1.82	1.63	1.28	1.51
Σ Gew.%	100.24	100.45	99.95	100.54	100.69	98.67	100.50	100.23	100.03	100.51	100.07
FeO	35.91	34.74	34.86	34.88	34.85	35.04	35.47	34.62	34.49	35.43	35.48
Fe_2O_3	0.02	0.45	0.42	0.57	0.61	0.62	0.53	1.18	0.82	0.86	0.53
Σ Gew.% 2	100.24	100.50	100.00	100.59	100.75	98.73	100.55	100.35	100.11	100.59	100.12
Si	5.8356	5.8112	5.8323	5.8346	5.7964	5.5980	5.8584	5.8454	5.8560	5.8115	5.8439
Ti	0.0072	0.0008	0.0000	0.0048	0.0024	0.0072	0.0054	0.0000	0.0028	0.0000	0.0000
Σ Kat 1	5.8428	5.8120	5.8323	5.8394	5.7988	5.6052	5.8638	5.8454	5.8588	5.8115	5.8439
Al	3.9900	3.9463	3.9497	3.9321	3.9228	3.9231	3.9332	3.8574	3.8979	3.8972	3.9365
Cr	0.0081	0.0000	0.0000	0.0000	0.0051	0.0028	0.0033	0.0011	0.0042	0.0007	0.0000
Fe^{3+}	0.0019	0.0537	0.0503	0.0679	0.0721	0.0741	0.0635	0.1415	0.0979	0.1021	0.0635
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.6864	0.9816	0.9333	0.9011	0.9803	0.8196	0.7886	0.8966	0.9382	0.9051	0.6779
Fe^{2+}	4.7910	4.5752	4.6275	4.6086	4.5780	4.6656	4.7188	4.5955	4.5829	4.6821	4.7460
Mn	0.2980	0.2136	0.2191	0.2092	0.2161	0.2971	0.2928	0.1979	0.2014	0.1956	0.3175
Ca	0.2246	0.2297	0.2201	0.2811	0.2256	0.2177	0.1998	0.3100	0.2775	0.2172	0.2587
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.1144	0.1636	0.1556	0.1502	0.1634	0.1366	0.1314	0.1494	0.1564	0.1509	0.1130
Almandin	0.7985	0.7625	0.7713	0.7681	0.7630	0.7776	0.7865	0.7659	0.7638	0.7804	0.7910
Spessartin	0.0497	0.0356	0.0365	0.0349	0.0360	0.0495	0.0488	0.0330	0.0336	0.0326	0.0529
Grossular	0.0374	0.0383	0.0367	0.0469	0.0376	0.0363	0.0333	0.0517	0.0463	0.0362	0.0431
XAl	0.9975	0.9866	0.9874	0.9830	0.9807	0.9808	0.9833	0.9644	0.9745	0.9743	0.9841

	ÖV.Vz 2 Granat 1, Ausschnitt				ÖV.Vz 2 Grt7, Kern			ÖV.Vz 2 Granat 4, Ausschnitt			
	10889/71	10889/74	10889/79	10889/84	10889/85	10889/88	10889/92	10889/111	10889/125	10889/128	10889/130
SiO_2	36.65	36.53	36.74	36.74	36.29	36.28	36.57	36.84	36.97	36.72	36.62
TiO_2	0.09	0.09	0.07	0.07	0.07	0.04	0.13	0.06	0.08	0.09	0.02
Al_2O_3	20.96	20.78	20.94	20.89	20.55	20.54	20.63	21.11	21.25	21.01	21.13
Cr_2O_3	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.10	0.03	0.00
FeO	33.92	33.69	34.41	34.34	35.87	36.76	31.98	33.99	34.45	35.39	35.36
MnO	1.56	0.48	0.12	0.18	1.85	1.89	2.82	0.11	0.09	0.43	1.34
MgO	2.00	1.26	1.57	2.53	2.20	1.76	1.90	3.35	3.40	2.40	2.22
CaO	4.89	7.35	6.69	5.48	3.09	2.47	5.92	4.37	4.29	4.37	3.70
Σ Gew.%	100.11	100.19	100.54	100.24	99.92	99.76	99.97	99.86	100.63	100.44	100.39
FeO	33.53	32.93	33.76	33.59	35.01	36.15	31.11	33.59	34.04	34.90	35.06
Fe_2O_3	0.44	0.85	0.73	0.84	0.95	0.68	0.96	0.45	0.46	0.55	0.33
Σ Gew.% 2	100.15	100.27	100.61	100.32	100.01	99.82	100.07	99.91	100.68	100.49	100.42
Si	5.8508	5.8146	5.8251	5.8196	5.8175	5.8668	5.8383	5.8393	5.8061	5.8286	5.8245
Ti	0.0110	0.0104	0.0078	0.0085	0.0084	0.0049	0.0154	0.0074	0.0091	0.0108	0.0024
Σ Kat 1	5.8618	5.8249	5.8329	5.8281	5.8259	5.8717	5.8537	5.8466	5.8151	5.8394	5.8269
Al	3.9435	3.8971	3.9128	3.9000	3.8836	3.9150	3.8819	3.9436	3.9334	3.9309	3.9603
Cr	0.0039	0.0013	0.0002	0.0000	0.0019	0.0024	0.0028	0.0024	0.0122	0.0039	0.0002
Fe^{3+}	0.0526	0.1016	0.0871	0.1000	0.1145	0.0826	0.1153	0.0541	0.0544	0.0652	0.0395
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mg	0.4762	0.2997	0.3714	0.5965	0.5249	0.4240	0.4533	0.7919	0.7967	0.5672	0.5251
Fe^{2+}	4.4759	4.3822	4.4757	4.4492	4.6940	4.8888	4.1536	4.4513	4.4699	4.6327	4.6631
Mn	0.2109	0.0644	0.0161	0.0248	0.2509	0.2591	0.3809	0.0144	0.0124	0.0575	0.1807
Ca	0.8371	1.2537	1.1368	0.9295	0.5301	0.4281	1.0122	0.7424	0.7210	0.7426	0.6311
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.0794	0.0500	0.0619	0.0994	0.0875	0.0707	0.0756	0.1320	0.1328	0.0945	0.0875
Almandin	0.7460	0.7304	0.7460	0.7415	0.7823	0.8148	0.6923	0.7419	0.7450	0.7721	0.7772
Spessartin	0.0351	0.0107	0.0027	0.0041	0.0418	0.0432	0.0635	0.0024	0.0021	0.0096	0.0301
Grossular	0.1395	0.2090	0.1895	0.1549	0.0884	0.0714	0.1687	0.1237	0.1202	0.1238	0.1052
XAl	0.9859	0.9743	0.9782	0.9750	0.9709	0.9788	0.9705	0.9859	0.9834	0.9827	0.9901

	SCal.3a Granat 1, Ausschnitt						SCal.3a Granat für Grt-Bt-Thermometrie				
	11166/85	11166/88	11166/96	11166/101	11166/110	11166/113	11168/115	11168/118	11168/121	11168/127	11168/136
SiO_2	36.23	36.25	36.46	36.76	36.81	36.36	37.02	37.04	36.45	36.40	36.89
TiO_2	0.00	0.01	0.06	0.11	0.04	0.04	0.00	0.07	0.07	0.10	0.02
Al_2O_3	21.13	20.92	20.99	21.04	21.16	21.03	21.20	21.29	21.16	20.97	21.36
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.10	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01
FeO	32.33	32.45	30.21	27.53	30.48	29.54	28.29	31.24	32.17	32.04	33.91
MnO	4.41	1.49	2.92	4.70	2.41	4.58	5.03	1.44	4.98	5.10	1.93
MgO	2.54	0.90	0.91	1.08	1.71	1.62	1.45	1.67	2.25	2.41	3.47
CaO	3.12	7.17	7.62	8.09	7.49	6.34	6.88	7.30	2.86	2.80	3.05
Σ Gew.%	99.76	99.19	99.18	99.32	100.12	99.60	99.90	100.10	99.94	99.85	100.63
FeO	32.08	32.24	30.14	27.49	30.16	29.30	28.29	31.24	32.11	31.75	33.59
Fe_2O_3	0.28	0.23	0.08	0.05	0.36	0.26	0.00	0.00	0.06	0.32	0.35
Σ Gew.% 2	99.78	99.22	99.19	99.32	100.16	99.62	99.90	100.10	99.95	99.88	100.66
Si	5.7696	5.8408	5.8800	5.9219	5.8364	5.8047	5.9272	5.9004	5.8349	5.8286	5.8010
Ti	0.0004	0.0016	0.0077	0.0131	0.0042	0.0050	0.0000	0.0080	0.0086	0.0118	0.0024
Σ Kat 1	5.7700	5.8424	5.8877	5.9350	5.8406	5.8097	5.9272	5.9084	5.8435	5.8404	5.8034
Al	3.9661	3.9715	3.9900	3.9940	3.9540	3.9567	3.9999	3.9958	3.9915	3.9574	3.9577
Cr	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0029	0.0124	0.0031	0.0044	0.0007	0.0039	0.0011
Fe^{3+}	0.0339	0.0285	0.0092	0.0060	0.0431	0.0310	0.0000	0.0000	0.0078	0.0388	0.0413
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4.0031	4.0002	4	4	4
Mg	0.6021	0.2150	0.2196	0.2591	0.4048	0.3854	0.3470	0.3971	0.5368	0.5762	0.8125
Fe^{2+}	4.2716	4.3440	4.0654	3.7027	3.9990	3.9121	3.7874	4.1616	4.2978	4.2513	4.4169
Mn	0.5942	0.2033	0.3984	0.6414	0.3241	0.6189	0.6826	0.1947	0.6750	0.6922	0.2572
Ca	0.5321	1.2377	1.3166	1.3968	1.2721	1.0835	1.1800	1.2463	0.4904	0.4803	0.5133
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	5.9969	5.9998	6	6	6
Pyrop	0.1004	0.0358	0.0366	0.0432	0.0675	0.0642	0.1968	0.2077	0.0817	0.0801	0.0856
Almandin	0.7119	0.7240	0.6776	0.6171	0.6665	0.6520	0.0579	0.0662	0.0895	0.0960	0.1354
Spessartin	0.0990	0.0339	0.0664	0.1069	0.0540	0.1032	0.6316	0.6936	0.7163	0.7086	0.7362
Grossular	0.0887	0.2063	0.2194	0.2328	0.2120	0.1806	0.1138	0.0325	0.1125	0.1154	0.0429
XAl	0.9915	0.9929	0.9975	0.9985	0.9885	0.9892	0.9992	0.9989	0.9979	0.9894	0.9894

	SPi.1a Granat 3					SPi.1a Grt 3 Diff.		SPi.1a Granat 7			
	11171/8	11171/9	11171/16	11171/22	11171/29	11171/53	11171/68	11171/73	11171/79	11171/82	11171/86
SiO_2	36.24	36.22	36.00	35.87	36.11	36.51	36.12	36.37	36.40	36.22	36.30
TiO_2	0.03	0.04	0.04	0.02	0.07	0.05	0.12	0.08	0.06	0.06	0.03
Al_2O_3	20.92	20.95	20.70	20.68	20.81	20.93	20.83	20.85	20.75	20.73	20.98
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.02	0.06	0.00	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	0.05
FeO	36.80	37.51	35.37	33.98	34.85	37.77	35.76	36.02	33.17	36.01	37.98
MnO	2.90	1.45	3.62	4.87	3.81	1.16	4.38	3.55	4.80	3.94	1.07
MgO	2.24	2.67	1.69	1.55	1.61	2.93	1.84	2.07	1.49	1.73	3.11
CaO	0.82	0.91	2.43	2.43	2.74	0.85	0.75	0.96	2.39	1.85	0.94
Σ Gew.%	99.99	99.78	99.87	99.45	99.99	100.22	99.85	99.94	99.06	100.53	100.45
FeO	36.59	37.29	34.82	33.59	34.40	37.37	35.62	35.86	33.17	35.36	37.43
Fe_2O_3	0.23	0.25	0.60	0.44	0.49	0.44	0.16	0.18	0.00	0.72	0.61
Σ Gew.% 2	100.02	99.80	99.93	99.49	100.04	100.27	99.86	99.96	99.06	100.60	100.51
Si	5.8324	5.8167	5.7907	5.7993	5.8026	5.8400	5.8497	5.8808	5.9617	5.8017	5.7557
Ti	0.0038	0.0050	0.0050	0.0022	0.0079	0.0064	0.0146	0.0097	0.0068	0.0066	0.0030
Σ Kat 1	5.8363	5.8217	5.7957	5.8015	5.8105	5.8464	5.8643	5.8906	5.9685	5.8084	5.7587
Al	3.9684	3.9659	3.9245	3.9399	3.9404	3.9458	3.9752	3.9739	4.0064	3.9133	3.9207
Cr	0.0032	0.0041	0.0024	0.0071	0.0000	0.0007	0.0054	0.0047	0.0000	0.0000	0.0066
Fe^{3+}	0.0284	0.0300	0.0731	0.0530	0.0596	0.0535	0.0194	0.0214	0.0000	0.0867	0.0727
Σ Kat 2	4	4	4	4	4	4	4	4	4.0064	4	4
Mg	0.5385	0.6386	0.4058	0.3723	0.3868	0.6980	0.4450	0.4991	0.3643	0.4128	0.7346
Fe^{2+}	4.9246	5.0081	4.6833	4.5403	4.6229	4.9988	4.8234	4.8486	4.5430	4.7358	4.9623
Mn	0.3949	0.1976	0.4925	0.6665	0.5189	0.1572	0.6014	0.4861	0.6662	0.5342	0.1434
Ca	0.1421	0.1558	0.4185	0.4209	0.4714	0.1460	0.1301	0.1663	0.4201	0.3171	0.1597
Σ Kat 3	6	6	6	6	6	6	6	6	5.9936	6	6
Pyrop	0.0897	0.1064	0.0676	0.0621	0.0645	0.1163	0.0742	0.0832	0.0608	0.0688	0.1224
Almandin	0.8208	0.8347	0.7805	0.7567	0.7705	0.8331	0.8039	0.8081	0.7580	0.7893	0.8271
Spessartin	0.0658	0.0329	0.0821	0.1111	0.0865	0.0262	0.1002	0.0810	0.1112	0.0890	0.0239
Grossular	0.0237	0.0260	0.0697	0.0702	0.0786	0.0243	0.0217	0.0277	0.0701	0.0529	0.0266
XAl	0.9921	0.9915	0.9811	0.9850	0.9851	0.9865	0.9938	0.9935	1.0016	0.9783	0.9802

	ÖRK.35 Granat 1, Ausschnitt					ÖRK.35 Granat 1b, Ausschnitt					
	11448/1	11448/2	11448/7	11448/15	11448/19	11448/21	11448/22	11448/24	11448/37	11448/52	11448/62
SiO_2	38.31	38.10	37.68	37.05	37.19	38.00	38.08	38.14	37.88	37.29	36.85
TiO_2	0.04	0.06	0.00	0.04	0.04	0.08	0.06	0.02	0.46	0.10	0.01
Al_2O_3	22.04	22.00	21.65	21.13	21.38	21.82	21.82	21.99	21.59	21.54	21.00
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
FeO	23.54	23.61	30.77	33.45	33.41	24.08	24.94	27.09	26.38	31.46	33.28
MnO	0.39	0.36	0.51	1.39	1.38	0.39	0.35	0.44	0.46	0.24	1.91
MgO	6.41	6.28	6.72	3.70	3.32	6.56	5.92	7.46	6.22	5.32	3.61
CaO	8.66	9.07	2.43	3.22	3.22	8.10	8.53	4.53	7.00	3.66	2.91
Σ Gew.%	99.38	99.49	99.77	99.97	99.94	99.08	99.69	99.71	99.98	99.62	99.57
FeO	23.54	23.50	30.53	33.09	33.41	23.96	24.68	27.05	25.88	31.33	32.89
Fe_2O_3	0.00	0.11	0.27	0.40	0.00	0.14	0.28	0.04	0.56	0.15	0.43
Σ Gew.% 2	99.38	99.50	99.79	100.01	99.94	99.10	99.72	99.71	100.04	99.63	99.61
Si	5.9103	5.8555	5.8587	5.8797	5.9315	5.8764	5.8734	5.8725	5.8591	5.8496	5.8778
Ti	0.0041	0.0069	0.0000	0.0046	0.0052	0.0095	0.0068	0.0021	0.0533	0.0118	0.0016
Σ Kat 1	5.9144	5.8624	5.8587	5.8843	5.9367	5.8859	5.8802	5.8746	5.9125	5.8614	5.8794
Al	4.0066	3.9849	3.9673	3.9519	4.0197	3.9771	3.9671	3.9902	3.9350	3.9816	3.9482
Cr	0.0000	0.0020	0.0016	0.0000	0.0000	0.0070	0.0000	0.0048	0.0000	0.0011	0.0000
Fe^{3+}	0.0000	0.0132	0.0311	0.0481	0.0000	0.0159	0.0329	0.0049	0.0650	0.0174	0.0518
Σ Kat 2	4.0066	4	4	4	4.0197	4	4	4	4	4	4
Mg	1.4746	1.4395	1.5586	0.8750	0.7883	1.5108	1.3605	1.7129	1.4329	1.2439	0.8574
Fe^{2+}	3.0366	3.0209	3.9699	4.3914	4.4562	3.0974	3.1837	3.4825	3.3472	4.1094	4.3870
Mn	0.0508	0.0467	0.0673	0.1862	0.1863	0.0507	0.0461	0.0574	0.0597	0.0319	0.2583
Ca	1.4314	1.4929	0.4042	0.5474	0.5496	1.3410	1.4098	0.7471	1.1602	0.6148	0.4973
Σ Kat 3	5.9934	6	6	6	5.9803	6	6	6	6	6	6
Pyrop	0.2460	0.2399	0.2598	0.1458	0.1318	0.2518	0.2267	0.2855	0.2388	0.2073	0.1429
Almandin	0.5067	0.5035	0.6617	0.7319	0.7451	0.5162	0.5306	0.5804	0.5579	0.6849	0.7312
Spessartin	0.0085	0.0078	0.0112	0.0310	0.0312	0.0085	0.0077	0.0096	0.0100	0.0053	0.0431
Grossular	0.2388	0.2488	0.0674	0.0912	0.0919	0.2235	0.2350	0.1245	0.1934	0.1025	0.0829
XAl	1.0017	0.9962	0.9918	0.9880	1.0049	0.9943	0.9918	0.9976	0.9838	0.9954	0.9871

	SP.22 Grt 3c + 1	
	11421/26	11421/27
SiO_2	38.20	38.00
TiO_2	0.09	0.15
Al_2O_3	21.70	21.38
Cr_2O_3	0.04	0.00
FeO	25.45	22.91
MnO	0.44	0.47
MgO	6.08	3.70
CaO	7.24	12.63
Σ Gew.%	99.24	99.24
FeO	25.41	22.52
Fe_2O_3	0.04	0.43
Σ Gew.% 2	99.24	99.28
Si	5.962	5.957
Ti	0.01	0.0173
Σ Kat 1	5.972	5.9743
Al	3.9904	3.9492
Cr	0.0045	0
Fe^{3+}	0.0051	0.0508
Σ Kat 2	4	4
Mg	1.4149	0.8646
Fe^{2+}	3.3163	2.9517
Mn	0.0585	0.0629
Ca	1.2103	2.1208
Σ Kat 3	6	6
Pyrop	0.23582	0.1441
Almandin	0.55272	0.49195
Spessartin	0.00975	0.01048
Grossular	0.20172	0.35347
XAl	0.9976	0.9873

Disthen

	ÖRK.4c Ky* in Phe6		ÖV.Vz 2 Ky 2		ÖV.Vz 2 Ky 3			ÖM.3.1c Ky 8 + 6		ÖV.Ma 3 Ky	
	10954/56	10954/57	10889/100	10889/103	10889/93	10889/95	10889/98	11233/1	11233/8	11230/58	11230/62
SiO_2	36.06	36.40	36.58	36.91	36.50	36.57	36.82	36.57	36.46	36.58	36.93
Al_2O_3	62.54	63.01	63.00	63.15	62.99	62.98	62.96	63.11	63.09	63.35	62.90
Cr_2O_3	0.13	0.06	0.22	0.05	0.08	0.09	0.12	0.02	0.07	0.07	0.04
Fe_2O_3	0.28	0.25	0.36	0.32	0.55	0.44	0.25	0.51	0.37	0.18	0.29
Mn_2O_3	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Σ Gew.%	99.01	99.73	100.19	100.43	100.12	100.12	100.16	100.21	100.00	100.18	100.15
Si	0.98	0.98	0.99	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	1.00
Al	2.01	2.01	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01	2.01	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mn^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Kat 2	2.0174	2.0154	2.0142	2.0080	2.0155	2.0137	2.0076	2.0148	2.0158	2.0152	2.0047

Sillimanit

Andalusit

	ÖS.Jam 6b Sill 5		SPi.1a Andalusit 1		
	10894/42	10894/43	11171/1	11171/3	11171/5
SiO_2	34.60	35.72	36.35	36.29	36.19
Al_2O_3	59.05	62.39	63.16	62.90	62.77
Cr_2O_3	0.03	0.07	0.03	0.00	0.05
Fe_2O_3	0.46	0.62	0.28	0.39	0.50
Mn_2O_3	0.00	0.04	0.05	0.00	0.02
Σ Gew.%	94.14	98.83	99.88	99.58	99.53
Si	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98
Al	2.00	2.01	2.01	2.01	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Kat 2	2.0072	2.0242	2.0181	2.0167	2.0183

Spinelle

	SLav.1a Magnetit 1		ÖRK.26 Magnetit 1			ÖRK.26 Symp-Spn	
	3	4	11225/1	11225/3	11225/4	11223/3	11223/5
TiO_2	0.04	0.11	0.12	0.11	0.15	0.00	0.17
Al_2O_3	0.10	0.10	0.58	0.23	0.55	58.39	58.26
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01
Fe_2O_3	69.65	69.57	68.42	69.23	68.22	0.59	0.09
FeO	31.35	31.58	31.17	31.40	31.21	34.73	34.49
MnO	0.04	0.01	0.08	0.06	0.02	0.38	0.29
ZnO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.33	0.07
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	4.14	4.55
CaO	0.00	0.00	0.12	0.05	0.09	0.15	0.22
K_2O	0.00	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.03
Na_2O	0.05	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.19
Σ Gew.%	101.31	101.42	100.49	101.10	100.24	98.89	99.54
Fe^{2+}	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.83	0.81
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.19
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Kat 1	1.0024	1.0049	1.0034	1.0031	1.0043	1.0257	1.0295
Fe^{3+}	1.99	1.99	1.97	1.98	1.97	0.01	0.00
Al	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	1.96	1.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Kat 2	1.9979	1.9957	1.9966	1.9969	1.9957	1.9761	1.9392

Omphazit

	ÖRK.1 Omphazit 1			ÖRK.1 Omphazit 5		ÖRK.3 Omphazit 1, Ausschnitt				ÖRK.3 Omphazit 5	
	10786/1	10786/6	10786/7	10786/86	10786/88	10745/2	10745/3	10745/4	10745/7	10746/100	10746/103
SiO_2	55.34	55.13	55.64	55.54	55.21	54.59	54.95	55.35	55.43	55.28	54.95
TiO_2	0.04	0.07	0.08	0.09	0.06	0.12	0.10	0.08	0.03	0.07	0.02
Al_2O_3	8.74	7.84	8.84	9.18	8.00	7.15	7.99	8.93	9.02	8.75	6.99
Cr_2O_3	0.92	0.94	0.88	0.15	0.07	0.12	0.05	0.31	0.11	0.04	0.18
Fe_2O_3	1.39	1.36	0.36	0.27	1.48	0.78	0.88	2.23	1.94	1.95	0.12
FeO	0.95	1.01	1.76	1.85	1.65	2.54	2.71	1.69	1.90	2.48	2.92
MnO	0.00	0.08	0.07	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02
MgO	10.97	11.32	10.48	10.67	10.98	11.64	10.66	9.83	9.68	9.84	11.52
CaO	16.88	17.58	16.69	16.60	17.45	18.47	16.82	15.65	15.36	15.77	18.08
Na_2O	5.17	4.77	5.32	5.24	4.85	3.95	4.84	5.79	5.92	5.59	4.08
K_2O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03
Σ Gew.%	100.44	100.11	100.14	99.63	99.75	99.40	99.03	99.93	99.42	99.79	98.91
Si	1.9637	1.9675	1.9793	1.9803	1.9772	1.9718	1.9849	1.9772	1.9868	1.9809	1.9911
Alt	0.0363	0.0325	0.0207	0.0197	0.0228	0.0282	0.0151	0.0228	0.0132	0.0191	0.0089
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.3292	0.2974	0.3499	0.3661	0.3147	0.2762	0.3248	0.3532	0.3677	0.3502	0.2896
Ti	0.0011	0.0017	0.0020	0.0025	0.0015	0.0031	0.0026	0.0022	0.0008	0.0018	0.0004
Cr	0.0259	0.0265	0.0249	0.0043	0.0020	0.0034	0.0015	0.0087	0.0031	0.0010	0.0051
Fe^{3+}	0.0371	0.0364	0.0096	0.0073	0.0398	0.0213	0.0240	0.0598	0.0522	0.0526	0.0032
Fe^{2+}	0.0281	0.0301	0.0524	0.0550	0.0495	0.0767	0.0820	0.0505	0.0570	0.0744	0.0884
Mn	0.0000	0.0024	0.0023	0.0009	0.0004	0.0006	0.0004	0.0012	0.0010	0.0010	0.0008
Mg	0.5799	0.6023	0.5558	0.5671	0.5860	0.6264	0.5740	0.5232	0.5170	0.5255	0.6223
Ca	0.6418	0.6723	0.6359	0.6343	0.6694	0.7147	0.6511	0.5990	0.5897	0.6052	0.7020
Na	0.3554	0.3303	0.3667	0.3624	0.3367	0.2764	0.3389	0.4010	0.4115	0.3881	0.2869
K	0.0014	0.0005	0.0005	0.0003	0.0000	0.0013	0.0008	0.0012	0.0000	0.0001	0.0014
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	ÖRK.3 Omphazit x			ÖRK.4b Omphazit 11				ÖRK.4c Omp* in Grt 6		ÖRK.8 Omphazit x	
	10746/3	10746/21	10746/92	10955/3	10955/4	10955/5	10955/9	10970/8	10970/9	10910/35	10910/36
SiO_2	55.06	55.19	54.85	55.37	55.30	55.35	55.46	55.18	55.26	52.64	55.85
TiO_2	0.07	0.07	0.05	0.03	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.09	0.09
Al_2O_3	7.94	8.81	5.77	7.78	7.50	9.39	8.17	10.83	10.43	10.92	10.56
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.05	0.09	0.06	0.07	0.11	0.04	0.02	0.10	0.07
Fe_2O_3	0.93	2.15	2.18	2.16	2.02	1.21	1.59	2.55	1.49	3.27	0.01
FeO	2.47	2.03	1.78	2.01	2.06	1.40	1.41	0.95	1.95	2.23	2.68
MnO	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.07	0.02	0.05
MgO	11.05	9.83	11.89	10.49	10.70	10.53	11.05	9.28	9.41	10.38	9.65
CaO	17.47	15.65	18.82	16.53	17.18	16.56	17.19	14.84	15.07	15.44	14.87
Na_2O	4.59	5.69	3.98	5.24	4.96	5.35	5.00	6.36	6.05	4.84	5.98
K_2O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Σ Gew.%	99.65	99.46	99.41	99.73	99.87	99.93	100.09	100.12	99.82	99.94	99.83
Si	1.9772	1.9813	1.9857	1.9866	1.9844	1.9693	1.9767	1.9563	1.9678	1.8898	1.9827
Alt	0.0228	0.0187	0.0143	0.0134	0.0156	0.0307	0.0233	0.0437	0.0322	0.1102	0.0173
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.3131	0.3538	0.2317	0.3156	0.3017	0.3630	0.3200	0.4091	0.4055	0.3521	0.4244
Ti	0.0020	0.0019	0.0013	0.0009	0.0015	0.0014	0.0018	0.0016	0.0020	0.0024	0.0024
Cr	0.0004	0.0002	0.0015	0.0027	0.0016	0.0019	0.0030	0.0012	0.0006	0.0027	0.0018
Fe^{3+}	0.0253	0.0581	0.0593	0.0584	0.0545	0.0324	0.0427	0.0681	0.0399	0.0883	0.0001
Fe^{2+}	0.0741	0.0609	0.0538	0.0603	0.0618	0.0416	0.0421	0.0281	0.0580	0.0669	0.0797
Mn	0.0014	0.0005	0.0008	0.0005	0.0010	0.0006	0.0009	0.0002	0.0020	0.0007	0.0015
Mg	0.5915	0.5260	0.6415	0.5613	0.5721	0.5586	0.5870	0.4905	0.4995	0.5556	0.5108
Ca	0.6724	0.6021	0.7299	0.6356	0.6605	0.6314	0.6566	0.5636	0.5750	0.5941	0.5654
Na	0.3197	0.3958	0.2796	0.3648	0.3453	0.3693	0.3455	0.4371	0.4176	0.3367	0.4135
K	0.0001	0.0007	0.0006	0.0001	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0000	0.0005	0.0002
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	ÖRK.8 Omphazit 8 x								ÖRK.9 Omphazit 1		
	10910/40	10910/41	10910/42	10910/49	10910/59	10910/66	10910/67	10910/68	10826/2	10826/7	10826/10
SiO_2	55.82	55.77	55.81	55.88	55.65	55.88	55.28	55.72	55.49	55.61	55.37
TiO_2	0.07	0.08	0.02	0.07	0.12	0.02	0.01	0.08	0.02	0.09	0.04
Al_2O_3	10.30	9.02	10.03	10.56	10.74	7.44	7.01	9.78	9.20	9.32	8.65
Cr_2O_3	0.00	0.11	0.03	0.04	0.10	0.09	0.09	0.10	0.00	0.02	0.02
Fe_2O_3	0.31	0.01	0.20	0.28	0.62	1.03	1.00	0.35	2.90	0.76	2.01
FeO	2.70	2.76	2.28	2.36	2.48	1.96	2.28	2.83	2.18	2.71	2.28
MnO	0.05	0.05	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	0.05	0.01	0.04	0.05
MgO	9.42	10.62	10.24	9.47	9.29	11.71	11.81	9.88	8.88	9.78	9.83
CaO	15.20	16.39	15.84	14.97	15.00	17.74	18.03	15.53	14.31	15.45	15.50
Na_2O	6.00	5.16	5.58	6.12	6.10	4.57	4.24	5.65	6.46	5.74	5.72
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.86	99.98	100.04	99.79	100.16	100.51	99.76	99.99	99.46	99.51	99.47
Si	1.9848	1.9860	1.9792	1.9842	1.9732	1.9863	1.9842	1.9827	1.9912	1.9897	1.9877
Alt	0.0152	0.0140	0.0208	0.0158	0.0268	0.0137	0.0158	0.0173	0.0088	0.0103	0.0123
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.4164	0.3646	0.3983	0.4263	0.4221	0.2980	0.2809	0.3929	0.3801	0.3827	0.3537
Ti	0.0019	0.0020	0.0004	0.0017	0.0031	0.0006	0.0003	0.0021	0.0005	0.0025	0.0011
Cr	0.0000	0.0030	0.0009	0.0012	0.0029	0.0025	0.0025	0.0027	0.0000	0.0005	0.0005
Fe^{3+}	0.0083	0.0002	0.0053	0.0076	0.0166	0.0276	0.0269	0.0095	0.0783	0.0204	0.0542
Fe^{2+}	0.0803	0.0822	0.0676	0.0700	0.0737	0.0583	0.0686	0.0843	0.0655	0.0811	0.0683
Mn	0.0016	0.0014	0.0002	0.0006	0.0006	0.0016	0.0004	0.0014	0.0003	0.0011	0.0015
Mg	0.4990	0.5637	0.5413	0.5011	0.4907	0.6206	0.6321	0.5242	0.4751	0.5215	0.5261
Ca	0.5792	0.6252	0.6017	0.5694	0.5699	0.6756	0.6934	0.5921	0.5501	0.5922	0.5961
Na	0.4133	0.3577	0.3840	0.4212	0.4196	0.3148	0.2950	0.3896	0.4497	0.3978	0.3984
K	0.0000	0.0000	0.0003	0.0008	0.0007	0.0004	0.0000	0.0011	0.0004	0.0002	0.0000
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	ÖRK.9 Omphazit 2, Ausschnitt				ÖRK.9 Omp* in Grt 3					ÖRK.9 Omp* in Grt 9	
	10826/38	10826/44	10826/48	10826/55	10826/25	10826/26	10969/3	10969/4	10969/7	10826/90	10826/93
SiO_2	55.40	55.61	55.53	55.16	55.01	55.28	55.13	55.42	55.30	55.00	54.54
TiO_2	0.07	0.05	0.08	0.05	0.02	0.04	0.12	0.05	0.06	0.06	0.03
Al_2O_3	9.05	8.68	9.21	8.97	8.85	8.95	9.25	8.97	9.53	9.06	8.94
Cr_2O_3	0.04	0.04	0.03	0.08	0.04	0.06	0.08	0.02	0.05	0.02	0.01
Fe_2O_3	2.27	1.75	1.61	0.80	2.18	0.81	1.41	1.48	1.37	3.61	2.90
FeO	1.16	2.89	3.12	2.84	1.45	2.51	2.60	2.09	2.44	1.83	1.34
MnO	0.01	0.09	0.00	0.00	0.05	0.07	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	10.25	9.43	9.03	10.03	10.20	10.15	9.75	10.15	9.63	8.93	9.96
CaO	16.13	14.94	14.35	16.11	16.35	16.10	15.60	16.45	15.66	14.19	16.22
Na_2O	5.65	5.95	6.22	5.32	5.41	5.34	5.61	5.38	5.68	6.44	5.45
K_2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02
Σ Gew.%	100.03	99.43	99.18	99.36	99.58	99.33	99.56	100.02	99.76	99.16	99.43
Si	1.9726	1.9980	1.9979	1.9819	1.9716	1.9844	1.9767	1.9773	1.9771	1.9820	1.9613
Alt	0.0274	0.0020	0.0021	0.0181	0.0284	0.0156	0.0233	0.0227	0.0229	0.0180	0.0387
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.3524	0.3655	0.3884	0.3618	0.3454	0.3632	0.3677	0.3544	0.3786	0.3668	0.3400
Ti	0.0019	0.0013	0.0020	0.0014	0.0005	0.0010	0.0031	0.0013	0.0015	0.0017	0.0009
Cr	0.0010	0.0011	0.0007	0.0022	0.0012	0.0017	0.0022	0.0005	0.0015	0.0005	0.0003
Fe^{3+}	0.0608	0.0474	0.0435	0.0218	0.0587	0.0220	0.0380	0.0397	0.0369	0.0978	0.0785
Fe^{2+}	0.0345	0.0870	0.0938	0.0854	0.0434	0.0752	0.0779	0.0623	0.0729	0.0551	0.0403
Mn	0.0002	0.0026	0.0000	0.0000	0.0015	0.0020	0.0003	0.0000	0.0000	0.0004	0.0002
Mg	0.5438	0.5052	0.4840	0.5370	0.5447	0.5431	0.5209	0.5400	0.5133	0.4798	0.5339
Ca	0.6151	0.5752	0.5532	0.6200	0.6278	0.6191	0.5994	0.6286	0.5997	0.5477	0.6249
Na	0.3899	0.4147	0.4341	0.3704	0.3756	0.3717	0.3898	0.3722	0.3938	0.4498	0.3801
K	0.0003	0.0000	0.0003	0.0000	0.0012	0.0008	0.0006	0.0011	0.0017	0.0003	0.0009
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	ÖRK.25 Omphazit x					SP.2 Omphazit 1, Ausschnitt					
	11167/1	11167/5	11167/11	11167/13	11167/18	10786/109	10786/112	10786/117	10786/121	10786/125	10786/128
SiO_2	55.49	55.64	55.53	55.50	55.41	55.55	55.82	56.08	55.45	55.57	55.09
TiO_2	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04	0.01	0.03
Al_2O_3	9.45	8.60	9.64	8.17	8.68	9.92	9.85	9.38	9.41	9.48	9.86
Cr_2O_3	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01
Fe_2O_3	0.85	2.71	0.75	0.58	1.11	1.84	0.61	1.76	3.94	3.02	2.81
FeO	1.50	1.86	1.41	2.09	1.41	2.66	4.12	3.41	2.24	2.33	2.14
MnO	0.06	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	0.05	0.03	0.05
MgO	10.54	9.92	10.42	11.15	10.88	8.77	8.68	8.51	8.17	8.57	8.58
CaO	16.59	15.48	16.13	17.54	17.39	14.57	14.33	14.00	13.34	13.89	14.29
Na_2O	5.35	5.87	5.54	4.73	5.00	6.34	6.22	6.60	6.99	6.67	6.48
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Σ Gew.%	99.92	100.14	99.53	99.84	99.97	99.82	99.70	99.88	99.63	99.60	99.36
Si	1.9732	1.9843	1.9783	1.9828	1.9742	1.9846	1.9981	2.0050	1.9898	1.9914	1.9786
Alt	0.0268	0.0157	0.0217	0.0172	0.0258	0.0154	0.0019	0.0000	0.0102	0.0086	0.0214
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0050	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.3692	0.3456	0.3830	0.3267	0.3385	0.4025	0.4139	0.3953	0.3880	0.3917	0.3960
Ti	0.0009	0.0013	0.0012	0.0015	0.0012	0.0014	0.0017	0.0018	0.0010	0.0003	0.0009
Cr	0.0015	0.0004	0.0000	0.0000	0.0008	0.0018	0.0002	0.0008	0.0000	0.0000	0.0004
Fe^{3+}	0.0227	0.0726	0.0201	0.0157	0.0296	0.0494	0.0163	0.0475	0.1064	0.0815	0.0759
Fe^{2+}	0.0447	0.0555	0.0421	0.0624	0.0419	0.0795	0.1234	0.1020	0.0672	0.0700	0.0642
Mn	0.0018	0.0003	0.0013	0.0005	0.0006	0.0008	0.0000	0.0011	0.0014	0.0011	0.0014
Mg	0.5587	0.5273	0.5534	0.5939	0.5780	0.4668	0.4633	0.4532	0.4367	0.4580	0.4594
Ca	0.6320	0.5913	0.6157	0.6715	0.6637	0.5577	0.5495	0.5363	0.5129	0.5333	0.5499
Na	0.3685	0.4057	0.3826	0.3274	0.3456	0.4390	0.4318	0.4571	0.4863	0.4633	0.4511
K	0.0000	0.0000	0.0005	0.0004	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0008
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.9950	2.0000	2.0000	2.0000

	SP.2 Omphazit 1b, Ausschnitt				SP.2 Omphazit 3		SP.2 Omp Qz-Segr.		SP.5 Omphazit 3 + 2		
	10786/129	10786/138	10786/143	10786/147	10786/102	10786/104	10786/166	10786/170	10749/17	10749/23	10749/34
SiO_2	55.01	55.32	55.05	55.49	55.43	55.43	55.38	55.78	55.30	55.14	55.46
TiO_2	0.06	0.06	0.04	0.11	0.08	0.09	0.09	0.04	0.06	0.03	0.02
Al_2O_3	9.84	9.44	8.88	9.40	9.95	10.97	8.76	9.64	10.85	9.90	10.41
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12	0.04	0.05	0.17	0.30	0.07
Fe_2O_3	2.25	3.89	4.03	2.90	2.12	3.39	3.17	3.28	2.49	4.49	1.94
FeO	2.96	2.09	1.99	2.86	2.84	2.61	3.06	2.64	1.63	1.29	2.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.05	0.01	0.08	0.03	0.02
MgO	8.60	8.33	8.57	8.13	8.78	7.35	8.69	8.35	8.40	8.20	8.76
CaO	14.47	13.56	13.80	13.34	14.62	12.83	13.96	13.31	13.42	13.35	13.91
Na_2O	6.24	6.88	6.67	6.90	6.27	7.37	6.43	6.91	6.96	7.10	6.65
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.48	99.58	99.04	99.15	100.16	100.22	99.65	100.03	99.38	99.83	99.30
Si	1.9772	1.9855	1.9885	1.9990	1.9770	1.9746	1.9926	1.9918	1.9752	1.9720	1.9834
Alt	0.0228	0.0145	0.0115	0.0010	0.0230	0.0254	0.0074	0.0082	0.0248	0.0280	0.0166
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.3938	0.3848	0.3666	0.3983	0.3954	0.4353	0.3642	0.3975	0.4318	0.3894	0.4223
Ti	0.0016	0.0015	0.0012	0.0029	0.0021	0.0023	0.0025	0.0010	0.0017	0.0009	0.0006
Cr	0.0008	0.0001	0.0000	0.0000	0.0014	0.0035	0.0010	0.0014	0.0049	0.0083	0.0021
Fe^{3+}	0.0609	0.1051	0.1096	0.0787	0.0570	0.0909	0.0858	0.0881	0.0670	0.1208	0.0521
Fe^{2+}	0.0889	0.0627	0.0602	0.0861	0.0848	0.0779	0.0920	0.0788	0.0486	0.0385	0.0613
Mn	0.0001	0.0001	0.0000	0.0004	0.0000	0.0017	0.0017	0.0002	0.0025	0.0009	0.0007
Mg	0.4610	0.4457	0.4613	0.4367	0.4667	0.3901	0.4659	0.4442	0.4474	0.4372	0.4669
Ca	0.5572	0.5215	0.5341	0.5150	0.5585	0.4895	0.5382	0.5092	0.5137	0.5117	0.5328
Na	0.4352	0.4785	0.4670	0.4819	0.4337	0.5088	0.4486	0.4782	0.4823	0.4923	0.4610
K	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	0.0000	0.0001
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	SP.5 Omphazit* in Grt 1 + 7				SP.10 Omphazit 3, Ausschnitt					SP.10 Omp 4, Auss.	
	10749/61	10749/61	10749/61	10749/61	10826/103	10826/109	10826/114	10826/120	10826/127	10826/147	10826/150
SiO_2	55.58	55.25	54.71	55.22	55.17	54.90	55.51	55.39	55.20	55.18	55.20
TiO_2	0.02	0.15	0.05	0.07	0.04	0.06	0.04	0.08	0.05	0.07	0.05
Al_2O_3	10.26	10.31	9.11	9.79	8.55	8.18	8.89	9.64	8.82	9.54	9.32
Cr_2O_3	0.05	0.06	0.09	0.01	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07
Fe_2O_3	2.75	3.83	4.05	4.58	3.27	3.51	3.36	2.30	3.28	2.72	0.01
FeO	2.22	1.40	3.09	2.08	1.85	1.25	3.35	3.53	1.89	2.15	4.90
MnO	0.04	0.05	0.05	0.01	0.00	0.06	0.09	0.00	0.01	0.04	0.03
MgO	8.24	8.17	8.03	7.64	9.53	10.06	8.34	8.10	9.13	9.04	9.32
CaO	13.29	13.38	13.24	12.43	15.30	16.20	13.62	13.56	14.85	14.90	14.57
Na_2O	7.01	7.11	6.68	7.43	5.94	5.54	6.61	6.67	6.22	6.18	5.38
K_2O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.46	99.73	99.12	99.26	99.66	99.83	99.82	99.27	99.45	99.85	99.04
Si	1.9885	1.9737	1.9829	1.9876	1.9810	1.9701	1.9956	1.9955	1.9845	1.9744	1.9943
Alt	0.0115	0.0263	0.0171	0.0124	0.0190	0.0299	0.0044	0.0045	0.0155	0.0256	0.0057
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.4210	0.4079	0.3722	0.4030	0.3426	0.3159	0.3724	0.4046	0.3581	0.3766	0.3913
Ti	0.0006	0.0039	0.0015	0.0018	0.0010	0.0015	0.0010	0.0020	0.0014	0.0018	0.0014
Cr	0.0015	0.0016	0.0027	0.0003	0.0004	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0019
Fe^{3+}	0.0740	0.1030	0.1105	0.1242	0.0883	0.0947	0.0909	0.0624	0.0887	0.0732	0.0002
Fe^{2+}	0.0664	0.0417	0.0936	0.0626	0.0555	0.0376	0.1006	0.1064	0.0569	0.0643	0.1480
Mn	0.0013	0.0016	0.0015	0.0004	0.0000	0.0019	0.0027	0.0000	0.0002	0.0013	0.0009
Mg	0.4395	0.4349	0.4339	0.4100	0.5100	0.5381	0.4471	0.4351	0.4890	0.4821	0.5021
Ca	0.5095	0.5121	0.5140	0.4792	0.5884	0.6228	0.5246	0.5233	0.5720	0.5711	0.5639
Na	0.4862	0.4924	0.4691	0.5184	0.4133	0.3854	0.4604	0.4658	0.4335	0.4287	0.3901
K	0.0000	0.0008	0.0011	0.0001	0.0005	0.0002	0.0003	0.0004	0.0003	0.0000	0.0002
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	SP.10 Omphazit 4, Ausschnitt				SP.10 Omp* 5 in Grt		SP.10 Omphazit 6		SP.10 Omphazit 7		
	10826/152	10826/155	10826/158	10826/161	10826/162	10826/163	10826/164	10826/165	10826/139	10826/141	10826/146
SiO_2	55.15	55.00	55.42	56.13	54.14	54.18	55.38	55.40	55.19	55.58	55.51
TiO_2	0.06	0.03	0.00	0.03	0.07	0.07	0.06	0.03	0.09	0.07	0.09
Al_2O_3	9.36	8.28	9.84	9.88	10.34	10.25	10.09	9.84	9.51	9.97	10.09
Cr_2O_3	0.08	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.05
Fe_2O_3	4.91	5.53	5.00	0.00	4.43	3.55	2.06	3.71	2.22	1.56	2.04
FeO	1.78	1.54	1.38	4.20	2.74	3.53	2.49	2.49	2.74	2.89	3.44
MnO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	8.13	8.59	7.96	8.29	8.00	7.97	8.79	7.79	8.61	8.65	8.11
CaO	13.47	14.02	13.02	14.11	13.77	13.71	14.17	13.04	14.23	13.95	13.38
Na_2O	7.00	6.66	7.34	6.09	6.48	6.34	6.46	7.16	6.42	6.55	6.77
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.98	99.73	99.99	99.14	100.05	99.70	99.50	99.46	99.03	99.26	99.49
Si	1.9763	1.9811	1.9794	2.0159	1.9454	1.9543	1.9820	1.9899	1.9894	1.9933	1.9916
Alt	0.0237	0.0189	0.0206	0.0000	0.0546	0.0457	0.0180	0.0101	0.0106	0.0067	0.0084
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0159	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.3717	0.3328	0.3934	0.4180	0.3832	0.3902	0.4075	0.4066	0.3935	0.4148	0.4184
Ti	0.0017	0.0009	0.0000	0.0008	0.0018	0.0018	0.0015	0.0008	0.0025	0.0019	0.0023
Cr	0.0023	0.0010	0.0008	0.0003	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0003	0.0010	0.0015
Fe^{3+}	0.1324	0.1499	0.1344	0.0001	0.1197	0.0964	0.0555	0.1003	0.0603	0.0422	0.0549
Fe^{2+}	0.0534	0.0465	0.0411	0.1261	0.0824	0.1066	0.0745	0.0749	0.0826	0.0867	0.1034
Mn	0.0007	0.0005	0.0000	0.0000	0.0024	0.0025	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0007
Mg	0.4344	0.4610	0.4238	0.4440	0.4286	0.4286	0.4688	0.4169	0.4627	0.4625	0.4336
Ca	0.5172	0.5412	0.4984	0.5430	0.5303	0.5299	0.5435	0.5019	0.5496	0.5358	0.5143
Na	0.4861	0.4654	0.5081	0.4516	0.4511	0.4433	0.4484	0.4984	0.4485	0.4551	0.4710
K	0.0000	0.0007	0.0000	0.0002	0.0004	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	1.9841	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	SP.10 Omphazit 8				SP.23 Omphazit 9 + 1 + 3			SP.23 Omphazit Y und X			
	10832/1	10832/5	10832/11	10832/13	11175/1	11175/4	11175/7	11175/29	11175/31	11175/40	11176/28
SiO_2	55.34	55.27	55.31	55.34	55.51	55.81	55.65	55.61	55.66	55.87	55.96
TiO_2	0.05	0.07	0.06	0.06	0.02	0.04	0.02	0.05	0.01	0.04	0.05
Al_2O_3	9.31	10.13	9.48	9.58	9.55	10.08	10.49	9.55	10.26	9.52	9.83
Cr_2O_3	0.02	0.07	0.06	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe_2O_3	2.83	3.42	3.29	2.05	2.41	0.26	1.22	2.37	2.69	2.62	0.28
FeO	2.53	2.08	2.82	3.75	1.96	3.96	2.57	2.57	1.96	2.56	3.84
MnO	0.06	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.06	0.00	0.06	0.06	0.00
MgO	8.76	7.97	8.21	8.11	9.08	9.06	8.80	9.24	8.63	9.16	8.78
CaO	14.30	13.50	13.91	13.94	14.15	14.21	14.03	14.18	13.57	13.94	14.00
Na_2O	6.40	7.03	6.66	6.50	6.49	5.79	6.52	6.33	6.85	6.48	6.37
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.35	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.62	99.54	99.83	99.36	99.20	99.58	99.38	99.89	99.71	100.26	99.11
Si	1.9858	1.9811	1.9845	1.9942	1.9908	1.9995	1.9881	1.9849	1.9850	1.9876	2.0085
Alt	0.0142	0.0189	0.0155	0.0058	0.0092	0.0005	0.0119	0.0151	0.0150	0.0124	0.0000
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0085
Alo	0.3798	0.4091	0.3854	0.4010	0.3944	0.4251	0.4299	0.3867	0.4161	0.3868	0.4159
Ti	0.0014	0.0018	0.0015	0.0017	0.0004	0.0010	0.0006	0.0014	0.0003	0.0011	0.0013
Cr	0.0007	0.0021	0.0017	0.0003	0.0000	0.0003	0.0003	0.0000	0.0003	0.0002	0.0003
Fe^{3+}	0.0764	0.0923	0.0888	0.0557	0.0651	0.0070	0.0327	0.0635	0.0721	0.0700	0.0075
Fe^{2+}	0.0760	0.0623	0.0847	0.1130	0.0586	0.1186	0.0768	0.0766	0.0583	0.0763	0.1152
Mn	0.0018	0.0000	0.0009	0.0000	0.0011	0.0002	0.0020	0.0000	0.0019	0.0019	0.0001
Mg	0.4686	0.4259	0.4388	0.4356	0.4852	0.4840	0.4686	0.4916	0.4586	0.4858	0.4695
Ca	0.5497	0.5183	0.5347	0.5383	0.5438	0.5454	0.5370	0.5422	0.5184	0.5311	0.5383
Na	0.4455	0.4882	0.4634	0.4541	0.4513	0.4022	0.4518	0.4379	0.4735	0.4468	0.4434
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0159	0.0002	0.0001	0.0003	0.0000	0.0000
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.9915

	SLas.1a Omphazit 2				SLas.1a Omphazit 4 Matrix			SLas.1a Omphazit 4 Atoll			
	11450/17	11450/17	11450/20	11450/23	11450/46	11450/49	11450/52	11450/34	11450/39	11450/41	11450/44
SiO_2	56.11	56.03	56.56	55.81	55.84	55.78	56.02	55.30	56.17	56.08	55.86
TiO_2	0.11	0.03	0.02	0.07	0.04	0.06	0.06	0.13	0.05	0.04	0.08
Al_2O_3	10.60	11.89	11.67	11.06	11.44	10.85	10.85	10.81	12.59	11.55	10.85
Cr_2O_3	0.17	0.00	0.03	0.10	0.08	0.05	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04
Fe_2O_3	1.79	2.59	2.47	1.53	2.92	1.25	1.93	2.72	0.88	3.57	3.31
FeO	2.50	1.70	1.98	2.65	1.97	2.77	2.70	1.75	3.92	1.15	1.81
MnO	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.01	0.05	0.00	0.04	0.00	0.04
MgO	8.20	7.37	7.37	8.03	7.31	7.94	7.78	7.93	6.96	7.24	7.55
CaO	13.54	11.87	11.72	13.25	12.02	13.30	12.85	13.47	10.83	11.74	12.23
Na_2O	7.06	7.95	8.08	7.09	7.82	7.07	7.32	7.13	7.69	8.18	7.74
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.28	0.02	0.00
Σ Gew.%	100.08	99.47	99.94	99.57	99.50	99.08	99.60	99.25	99.43	99.59	99.51
Si	1.9919	1.9905	2.0003	1.9890	1.9897	1.9973	1.9973	1.9798	2.0010	1.9916	1.9927
Alt	0.0081	0.0095	0.0000	0.0110	0.0103	0.0027	0.0027	0.0202	0.0000	0.0084	0.0073
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0003	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0010	2.0000	2.0000
Alo	0.4355	0.4882	0.4863	0.4536	0.4703	0.4551	0.4533	0.4359	0.5287	0.4752	0.4487
Ti	0.0028	0.0008	0.0004	0.0017	0.0011	0.0017	0.0017	0.0035	0.0013	0.0012	0.0020
Cr	0.0048	0.0000	0.0008	0.0028	0.0023	0.0014	0.0005	0.0000	0.0003	0.0003	0.0010
Fe^{3+}	0.0479	0.0692	0.0657	0.0411	0.0784	0.0336	0.0519	0.0733	0.0235	0.0953	0.0888
Fe^{2+}	0.0741	0.0505	0.0587	0.0788	0.0586	0.0831	0.0805	0.0525	0.1167	0.0343	0.0541
Mn	0.0000	0.0010	0.0010	0.0000	0.0008	0.0004	0.0015	0.0000	0.0011	0.0000	0.0013
Mg	0.4340	0.3901	0.3885	0.4263	0.3880	0.4237	0.4133	0.4230	0.3696	0.3832	0.4013
Ca	0.5151	0.4519	0.4441	0.5058	0.4590	0.5102	0.4910	0.5165	0.4134	0.4465	0.4675
Na	0.4858	0.5475	0.5542	0.4898	0.5404	0.4908	0.5063	0.4947	0.5314	0.5633	0.5352
K	0.0000	0.0010	0.0000	0.0001	0.0011	0.0000	0.0001	0.0007	0.0129	0.0007	0.0000
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	1.9997	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.9990	2.0000	2.0000

	SLas.1c Omphazit 3			SLas.1c Omphazit 4		SLas.1c Omphazit 5		SLas.1c Omphazit 7, Ausschnitt			
	11180/51	11180/52	11180/54	11180/45	11180/50	11180/39	11180/42	11180/2	11180/11	11180/16	11180/18
SiO_2	55.90	55.68	55.87	54.75	55.79	55.72	55.83	55.44	55.75	55.53	55.75
TiO_2	0.09	0.09	0.13	0.01	0.04	0.06	0.08	0.06	0.06	0.02	0.07
Al_2O_3	10.70	10.54	10.13	8.79	10.82	10.37	10.75	9.27	11.23	8.96	10.45
Cr_2O_3	0.02	0.05	0.04	0.07	0.05	0.00	0.05	0.00	0.02	0.04	0.07
Fe_2O_3	1.87	2.34	1.87	3.38	2.11	2.32	2.25	2.44	2.02	2.53	1.80
FeO	3.17	2.43	3.47	2.44	2.97	2.66	2.73	2.78	2.76	3.07	3.01
MnO	0.04	0.00	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.04	0.04
MgO	8.05	8.33	8.45	9.03	7.78	8.29	7.90	8.88	7.65	8.97	8.35
CaO	12.58	12.81	12.88	13.95	12.18	13.10	12.52	13.59	11.88	13.76	13.02
Na_2O	7.14	7.09	6.87	6.25	7.39	6.99	7.30	6.52	7.57	6.39	6.92
K_2O	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01
Σ Gew.%	99.59	99.39	99.75	98.72	99.15	99.53	99.45	99.03	98.95	99.33	99.48
Si	1.9957	1.9902	1.9956	1.9851	1.9982	1.9915	1.9945	1.9967	1.9966	1.9981	1.9931
Alt	0.0043	0.0098	0.0044	0.0149	0.0018	0.0085	0.0055	0.0033	0.0034	0.0019	0.0069
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.4459	0.4342	0.4220	0.3605	0.4549	0.4282	0.4472	0.3903	0.4705	0.3779	0.4332
Ti	0.0024	0.0023	0.0034	0.0003	0.0012	0.0015	0.0021	0.0017	0.0017	0.0006	0.0018
Cr	0.0005	0.0013	0.0011	0.0019	0.0015	0.0001	0.0015	0.0000	0.0006	0.0012	0.0020
Fe^{3+}	0.0501	0.0629	0.0504	0.0921	0.0568	0.0623	0.0605	0.0661	0.0545	0.0685	0.0484
Fe^{2+}	0.0945	0.0727	0.1036	0.0741	0.0889	0.0796	0.0816	0.0837	0.0826	0.0924	0.0899
Mn	0.0012	0.0000	0.0008	0.0016	0.0002	0.0002	0.0006	0.0010	0.0000	0.0011	0.0013
Mg	0.4283	0.4438	0.4496	0.4878	0.4155	0.4417	0.4205	0.4769	0.4085	0.4811	0.4447
Ca	0.4812	0.4907	0.4930	0.5421	0.4674	0.5017	0.4792	0.5244	0.4559	0.5306	0.4987
Na	0.4944	0.4910	0.4760	0.4391	0.5134	0.4842	0.5056	0.4553	0.5256	0.4460	0.4795
K	0.0013	0.0011	0.0000	0.0005	0.0002	0.0005	0.0012	0.0006	0.0000	0.0005	0.0004
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

Symplektit-Klinopyroxene

	ÖRK.3 Symp-Cpx		ÖRK.4c Symp-Cpx		ÖRK.8 Symp-Cpx		ÖM.2.4f Symp-Cpx		SP.1 Symp-CPx		SP.10 Cpx
	10746/94	10746/95	10971/20	10971/22	10911/22	10911/34	11422/52	11422/57	10894/47	10894/54	10826/131
SiO_2	53.23	54.33	53.50	53.44	52.60	55.49	52.59	52.31	53.80	53.69	52.86
TiO_2	0.12	0.07	0.10	0.08	0.04	0.05	0.02	0.07	0.00	0.02	0.10
Al_2O_3	2.91	3.88	5.47	2.71	3.53	6.51	1.34	2.24	3.11	0.85	1.29
Cr_2O_3	0.12	0.09	0.12	0.14	0.08	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04
Fe_2O_3	2.02	0.01	0.35	2.69	0.06	0.00	2.00	4.68	1.87	1.00	3.07
FeO	2.56	4.17	3.12	0.84	4.69	3.19	5.28	5.09	4.60	4.70	4.31
MnO	0.01	0.03	0.01	0.03	0.18	0.07	0.10	0.19	0.04	0.02	0.00
MgO	13.66	12.65	13.26	14.91	14.36	12.05	12.97	11.22	12.53	14.26	13.53
CaO	22.50	21.12	20.95	22.98	21.33	19.69	23.01	21.11	22.08	24.23	22.78
Na_2O	1.72	2.15	2.25	1.53	1.10	2.61	1.06	2.22	1.94	0.63	1.22
K_2O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01
Σ Gew.%	98.84	98.78	99.13	99.36	97.99	100.53	98.36	99.12	100.03	99.48	99.20
Si	1.9657	1.9990	1.9532	1.9546	1.9594	1.9867	1.9804	1.9634	1.9761	1.9901	1.9698
Alt	0.0343	0.0010	0.0468	0.0454	0.0406	0.0133	0.0196	0.0366	0.0239	0.0099	0.0302
Σ Kat Tetra	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.0921	0.1671	0.1883	0.0716	0.1141	0.2613	0.0396	0.0623	0.1106	0.0273	0.0265
Ti	0.0032	0.0019	0.0028	0.0021	0.0011	0.0013	0.0006	0.0018	0.0000	0.0005	0.0028
Cr	0.0035	0.0027	0.0034	0.0041	0.0025	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0018	0.0012
Fe^{3+}	0.0561	0.0002	0.0095	0.0741	0.0017	0.0000	0.0566	0.1321	0.0517	0.0278	0.0860
Fe^{2+}	0.0790	0.1284	0.0951	0.0256	0.1462	0.0955	0.1662	0.1598	0.1413	0.1455	0.1342
Mn	0.0003	0.0010	0.0004	0.0010	0.0058	0.0021	0.0033	0.0060	0.0013	0.0005	0.0000
Mg	0.7519	0.6939	0.7214	0.8126	0.7975	0.6431	0.7278	0.6275	0.6860	0.7880	0.7514
Ca	0.8903	0.8327	0.8195	0.9004	0.8514	0.7554	0.9282	0.8489	0.8691	0.9620	0.9095
Na	0.1233	0.1712	0.1591	0.1086	0.0796	0.2406	0.0777	0.1615	0.1378	0.0450	0.0878
K	0.0002	0.0008	0.0004	0.0000	0.0001	0.0008	0.0000	0.0000	0.0009	0.0015	0.0006
Σ Kat M1/2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0001	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	Klinopyroxen der Amphibolite			Orthopyroxen des Val Sarsura-Gabbro		
	SP.11 Diopsid 1a			SVS.3a Orthopyroxen		
	10841/35	10841/36	10841/38	11441/1	11441/3	11441/7
SiO_2	52.92	53.12	52.66	50.89	50.71	50.43
TiO_2	0.02	0.01	0.02	0.07	0.06	0.08
Al_2O_3	0.19	0.18	0.35	0.60	0.62	0.61
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.01	0.09	0.07	0.04
Fe_2O_3	2.29	2.29	2.90	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	6.10	6.08	6.84	29.20	29.08	28.92
MnO	0.21	0.22	0.28	0.90	0.87	0.78
MgO	13.28	13.35	12.22	16.94	16.64	16.53
CaO	24.35	24.31	24.07	0.69	0.59	0.99
Na_2O	0.45	0.48	0.69	0.01	0.02	0.07
K_2O	0.01	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Σ Gew.%	99.83	100.08	100.06	99.37	98.65	98.46
Si	1.9794	1.9811	1.9761	1.9783	1.9874	1.9789
Alt	0.0086	0.0081	0.0156	0.0217	0.0126	0.0211
Σ Kat Tetra	1.9880	1.9891	1.9917	2.0000	2.0000	2.0000
Alo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0057	0.0161	0.0071
Ti	0.0005	0.0002	0.0005	0.0019	0.0019	0.0023
Cr	0.0006	0.0008	0.0004	0.0027	0.0020	0.0014
Fe^{3+}	0.0645	0.0644	0.0818	0.0102	0.0000	0.0132
Fe^{2+}	0.1907	0.1896	0.2147	0.9391	0.9530	0.9358
Mn	0.0066	0.0070	0.0089	0.0296	0.0287	0.0260
Mg	0.7402	0.7420	0.6834	0.9814	0.9721	0.9671
Ca	0.9757	0.9715	0.9676	0.0287	0.0247	0.0418
Na	0.0328	0.0350	0.0505	0.0007	0.0015	0.0052
K	0.0003	0.0004	0.0003	n.d.	n.d.	n.d.
Σ Kat M1/2	2.0120	2.0109	2.0083	2.0000	2.0000	2.0000

Epidot / Klinozoisit

	ÖV.XVII.6 Epidot 1		ÖS.Go 3 Epidot 2			ÖS.7.5a Epi# Grt 2		ÖS.7.5a Epidot 3		ÖS.7.5a Epidot 8	
	10792/25	10792/30	10830/39	10830/44	10830/48	10959/54	10959/58	10959/22	10959/24	10956/79	10956/82
SiO_2	37.54	37.71	37.65	37.75	37.36	37.22	37.35	37.87	38.13	37.56	37.58
TiO_2	0.13	0.17	0.06	0.21	0.11	0.02	0.20	0.14	0.99	0.16	0.20
Al_2O_3	25.77	26.24	25.35	27.17	24.73	23.58	23.67	26.71	28.54	27.05	26.43
Cr_2O_3	0.04	0.02	0.07	0.12	0.23	0.01	0.11	0.00	0.01	0.03	0.00
Fe_2O_3	10.73	9.91	11.16	8.45	11.66	13.10	12.72	9.40	5.40	8.28	9.52
Mn_2O_3	0.04	0.00	0.19	0.21	0.12	0.16	0.29	0.14	0.24	0.02	0.17
MgO	0.08	0.07	0.03	0.06	0.04	0.01	0.03	0.07	0.25	0.07	0.06
CaO	23.91	23.82	24.07	24.11	23.91	23.89	23.77	23.76	24.19	24.06	23.88
Na_2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01
H_2O	1.82	1.84	1.83	1.87	1.84	1.83	1.84	1.85	1.88	1.84	1.85
F	0.12	0.09	0.11	0.04	0.05	0.06	0.05	0.10	0.06	0.08	0.05
Σ Gew.%	100.12	99.83	100.50	99.95	100.03	99.87	100.05	100.01	99.67	99.13	99.74
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.4275	2.4605	2.3803	2.5448	2.3400	2.2406	2.2406	2.4934	2.6467	2.5464	2.4868
Cr	0.0024	0.0015	0.0042	0.0073	0.0143	0.0007	0.0071	0.0000	0.0007	0.0018	0.0001
Fe^{3+}	0.6453	0.5931	0.6690	0.5051	0.7044	0.7949	0.7685	0.5603	0.3195	0.4977	0.5715
Mn^{3+}	0.0023	0.0000	0.0118	0.0125	0.0075	0.0100	0.0178	0.0085	0.0144	0.0013	0.0102
Mg	0.0097	0.0081	0.0032	0.0067	0.0044	0.0012	0.0038	0.0084	0.0292	0.0085	0.0077
Ti	0.0077	0.0099	0.0033	0.0126	0.0066	0.0009	0.0120	0.0084	0.0588	0.0093	0.0120
Σ Kat 1	3.0949	3.0729	3.0717	3.0890	3.0771	3.0482	3.0498	3.0791	3.0693	3.0649	3.0884
Ca	2.0471	2.0301	2.0548	2.0529	2.0569	2.0629	2.0454	2.0162	2.0390	2.0589	2.0424
Na	0.0006	0.0000	0.0044	0.0002	0.0021	0.0023	0.0042	0.0021	0.0027	0.0033	0.0010
Σ Kat 2	2.0478	2.0301	2.0592	2.0531	2.0590	2.0652	2.0496	2.0182	2.0417	2.0622	2.0435
OH	0.9694	0.9776	0.9730	0.9889	0.9876	0.9857	0.9870	0.9752	0.9853	0.9798	0.9869
F	0.0306	0.0224	0.0270	0.0111	0.0124	0.0143	0.0130	0.0248	0.0147	0.0202	0.0131

	ÖS.9.1m Epi/Klin 3		SP.1 Epi# Grt 3			SP.1 Epi^ Grt		SP.1 Epi/Kli 6		SP.2 Epi# Grt	
	10965/166	10965/171	10896/68	10896/69	10896/71	10896/54	10896/56	10896/58	10896/60	10786/155	10786/157
SiO_2	38.49	38.20	38.02	37.48	38.80	38.08	38.15	38.14	38.00	36.54	37.01
TiO_2	0.16	0.16	0.19	0.30	0.07	0.13	0.19	0.14	0.11	0.01	0.02
Al_2O_3	29.12	29.25	28.50	26.11	31.47	27.75	28.65	28.42	27.96	20.24	22.84
Cr_2O_3	0.02	0.07	0.03	0.01	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.08	0.00
Fe_2O_3	6.57	6.02	7.05	10.58	2.67	8.12	6.71	7.51	7.67	17.69	14.48
Mn_2O_3	0.01	0.07	0.00	0.06	0.05	0.02	0.00	0.04	0.01	0.14	0.29
MgO	0.07	0.10	0.16	0.09	0.05	0.12	0.08	0.15	0.08	0.03	0.03
CaO	24.13	24.18	24.10	23.50	24.52	23.75	24.09	23.62	24.32	23.60	23.63
Na_2O	0.01	0.04	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.04
H_2O	1.88	1.89	1.87	1.85	1.87	1.85	1.88	1.88	1.89	1.81	1.85
F	0.10	0.04	0.07	0.06	0.14	0.12	0.07	0.06	0.01	0.04	0.01
Σ Gew.%	100.52	99.99	99.97	100.03	99.59	99.94	99.85	99.96	100.06	100.19	100.2
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.6743	2.7072	2.6502	2.4628	2.8675	2.5768	2.6556	2.6341	2.6011	1.9584	2.1814
Cr	0.0014	0.0044	0.0016	0.0005	0.0000	0.0016	0.0025	0.0007	0.0000	0.0049	0.0000
Fe^{3+}	0.3851	0.3556	0.4183	0.6369	0.1554	0.4813	0.3972	0.4446	0.4554	1.0932	0.8830
Mn^{3+}	0.0006	0.0040	0.0000	0.0039	0.0029	0.0014	0.0000	0.0026	0.0003	0.0086	0.0182
Mg	0.0081	0.0115	0.0185	0.0111	0.0059	0.0144	0.0093	0.0179	0.0098	0.0034	0.0038
Ti	0.0094	0.0096	0.0112	0.0178	0.0039	0.0075	0.0112	0.0080	0.0067	0.0005	0.0010
Σ Kat 1	3.0789	3.0923	3.0999	3.1329	3.0356	3.0831	3.0758	3.1079	3.0733	3.0691	3.0874
Ca	2.0150	2.0345	2.0373	2.0153	2.0309	2.0051	2.0300	1.9902	2.0572	2.0759	2.0521
Na	0.0022	0.0066	0.0025	0.0027	0.0006	0.0039	0.0029	0.0025	0.0000	0.0054	0.0064
Σ Kat 2	2.0172	2.0411	2.0398	2.018	2.0315	2.009	2.0329	1.9927	2.0572	2.0813	2.0584
OH	0.9754	0.9913	0.9823	0.9853	0.9667	0.9706	0.9836	0.9863	0.9975	0.9901	0.9982
F	0.0246	0.0087	0.0177	0.0147	0.0333	0.0294	0.0164	0.0137	0.0025	0.0099	0.0018

	SP.5 Epidot x		SP.10 Epi/Kli 1			SP.10 Epidot 7		SP.11 Epidot 7		SP.11 Epi* 8 Grt	
	10749/13	10749/15	10826/71	10826/72	10826/77	10826/134	10826/136	10841/67	10841/73	10843/1	10843/6
SiO_2	37.64	37.22	38.32	39.60	37.56	37.89	37.73	37.66	37.77	37.86	37.80
TiO_2	0.10	0.10	0.12	0.11	0.18	0.10	0.14	0.20	0.13	0.13	0.19
Al_2O_3	27.72	26.87	27.72	27.45	27.15	28.69	27.40	25.16	25.33	26.75	26.37
Cr_2O_3	0.09	0.75	0.04	0.05	0.02	0.06	0.07	0.04	0.10	0.05	0.05
Fe_2O_3	7.00	7.85	7.19	6.41	8.59	6.08	8.05	10.72	10.19	9.13	9.52
Mn_2O_3	0.05	0.07	0.06	0.03	0.00	0.01	0.04	0.11	0.07	0.15	0.12
MgO	0.13	0.19	0.10	0.09	0.17	0.11	0.16	0.05	0.04	0.04	0.06
CaO	24.18	23.42	23.26	22.11	23.67	23.96	23.60	24.23	24.21	23.93	24.24
Na_2O	0.02	0.00	0.14	0.75	0.07	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.00
H_2O	1.84	1.83	1.89	1.96	1.84	1.82	1.84	1.88	1.88	1.85	1.85
F	0.09	0.06	0.06	0.05	0.07	0.15	0.10	0.01	0.03	0.08	0.09
Σ Gew.%	98.81	98.33	98.87	98.59	99.28	98.83	99.10	100.05	99.74	99.99	100.26
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.6038	2.5523	2.5581	2.4512	2.5556	2.6774	2.5672	2.3617	2.3712	2.4978	2.4661
Cr	0.0056	0.0480	0.0027	0.0029	0.0012	0.0035	0.0044	0.0023	0.0061	0.0033	0.0030
Fe^{3+}	0.4196	0.4759	0.4234	0.3656	0.5162	0.3621	0.4814	0.6424	0.6091	0.5446	0.5683
Mn^{3+}	0.0028	0.0043	0.0034	0.0017	0.0000	0.0009	0.0026	0.0064	0.0041	0.0093	0.0075
Mg	0.0154	0.0225	0.0114	0.0101	0.0197	0.0135	0.0185	0.0061	0.0051	0.0043	0.0075
Ti	0.0061	0.0062	0.0073	0.0064	0.0105	0.0060	0.0085	0.0117	0.0079	0.0080	0.0115
Σ Kat 1	3.0533	3.1091	3.0063	2.8379	3.1032	3.0634	3.0826	3.0306	3.0034	3.0673	3.0639
Ca	2.0653	2.0219	1.9511	1.7946	2.0260	2.0325	2.0106	2.0680	2.0607	2.0313	2.0610
Na	0.0029	0.0000	0.0209	0.1103	0.0111	0.0012	0.0023	0.0023	0.0029	0.0066	0.0000
Σ Kat 2	2.0682	2.0219	1.9720	1.9049	2.0370	2.0337	2.0129	2.0703	2.0636	2.0380	2.0610
OH	0.9778	0.9852	0.9851	0.9892	0.9816	0.9629	0.9746	1.9987	0.9937	0.9790	0.9767
F	0.0222	0.0148	0.0149	0.0108	0.0184	0.0371	0.0254	0.0013	0.0063	0.0210	0.0233

	SP.23 Klinozoisit 3			SLas.1c Kli/Orthit 8		SLas.1c Epi* Grt 1		SLav.1a Epi 2b + 3		SLav.1a Epi 4	
	11175/12	11175/13	11175/17	11180/22	11180/26	11180/57	11180/59	11444/67	11444/5	11444/19	11444/20
SiO_2	38.21	37.96	38.09	38.15	34.80	37.95	37.70	37.04	32.21	37.05	37.03
TiO_2	0.11	0.16	0.14	0.12	0.03	0.12	0.12	0.00	0.38	0.09	0.13
Al_2O_3	28.85	27.14	28.72	27.64	23.38	26.89	24.20	22.13	15.02	21.88	22.62
Cr_2O_3	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.20	0.04	0.06	0.00	0.02
Fe_2O_3	6.54	8.79	6.61	8.42	9.07	9.62	12.54	15.14	20.09	15.71	14.06
Mn_2O_3	0.03	0.00	0.05	0.08	0.08	0.00	0.05	0.23	0.46	0.41	0.43
MgO	0.01	0.01	0.00	0.03	0.67	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
CaO	23.58	23.23	23.42	22.75	17.62	22.73	22.32	23.55	16.03	23.19	23.39
Na_2O	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H_2O	1.91	1.90	1.90	1.91	1.71	1.90	1.88	1.85	1.61	1.85	1.85
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.31	99.22	98.98	99.13	87.46	99.21	99.02	99.99	85.92	100.19	99.53
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.6694	2.5283	2.6657	2.5622	2.3757	2.5048	2.2701	2.1120	1.6490	2.0878	2.1601
Cr	0.0042	0.0003	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000	0.0124	0.0024	0.0046	0.0003	0.0014
Fe^{3+}	0.3865	0.5228	0.3917	0.4982	0.5883	0.5721	0.7511	0.9229	1.4079	0.9576	0.8570
Mn^{3+}	0.0017	0.0000	0.0033	0.0046	0.0051	0.0000	0.0031	0.0142	0.0328	0.0251	0.0262
Mg	0.0012	0.0010	0.0000	0.0039	0.0865	0.0000	0.0000	0.0000	0.0058	0.0000	0.0000
Ti	0.0062	0.0094	0.0085	0.0072	0.0021	0.0071	0.0070	0.0000	0.0267	0.0057	0.0077
Σ Kat 1	3.0692	3.0618	3.0715	3.0761	3.0577	3.0840	3.0437	3.0515	3.1269	3.0765	3.0524
Ca	1.9834	1.9674	1.9759	1.9173	1.6278	1.9249	1.9030	2.0437	1.5998	2.0122	2.0305
Na	0.0029	0.0045	0.0025	0.0037	0.0092	0.0021	0.0010	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000
Σ Kat 2	1.9862	1.9720	1.9784	1.9210	1.6370	1.9269	1.9041	2.0437	1.5998	2.0124	2.0305
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	0.9847	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0153	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

	ÖRK.7 Epidot 1			ÖRK.7 Epidot 4, Ausschnitt				ÖRK.7 Epidot 5		ÖRK.7 Klino 5	
	10888/25	10888/25	10888/25	10888/1	10888/7	10888/16	10888/20	10888/53	10888/56	10888/25	10888/25
SiO_2	38.01	38.18	37.72	37.91	38.26	38.37	38.03	38.31	38.05	38.32	38.15
TiO_2	0.18	0.18	0.26	0.22	0.33	0.21	0.18	0.10	0.11	0.18	0.18
Al_2O_3	27.16	28.35	25.88	27.52	28.50	28.90	27.94	28.75	27.44	28.61	28.36
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.08	0.02	0.03	0.04	0.01	0.05
Fe_2O_3	7.83	6.98	10.23	8.07	6.54	5.99	7.15	6.29	7.89	6.49	7.02
Mn_2O_3	0.19	0.09	0.18	0.21	0.01	0.14	0.11	0.16	0.18	0.16	0.14
MgO	0.03	0.03	0.00	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03
CaO	24.42	24.52	24.39	24.01	24.37	24.30	24.27	24.38	24.10	24.25	24.33
Na_2O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.02
H_2O	1.88	1.87	1.83	1.86	1.89	1.88	1.87	1.89	1.88	1.86	1.86
F	0.05	0.07	0.12	0.07	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.12	0.10
Σ Gew.%	99.75	100.27	100.57	99.88	100.00	99.97	99.66	99.97	99.81	100.04	100.18
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.5262	2.6252	2.4252	2.5664	2.6336	2.6630	2.5979	2.6532	2.5501	2.6402	2.6282
Cr	0.0002	0.0006	0.0003	0.0005	0.0015	0.0052	0.0011	0.0016	0.0027	0.0007	0.0030
Fe^{3+}	0.4647	0.4125	0.6121	0.4804	0.3860	0.3521	0.4246	0.3705	0.4679	0.3826	0.4153
Mn^{3+}	0.0115	0.0056	0.0109	0.0127	0.0008	0.0082	0.0069	0.0096	0.0110	0.0095	0.0081
Mg	0.0041	0.0039	0.0000	0.0008	0.0045	0.0052	0.0043	0.0045	0.0057	0.0083	0.0031
Ti	0.0104	0.0104	0.0153	0.0133	0.0196	0.0124	0.0109	0.0059	0.0066	0.0108	0.0106
Σ Kat 1	3.0171	3.0582	3.0638	3.0741	3.0459	3.0462	3.0457	3.0452	3.0440	3.0522	3.0683
Ca	2.0646	2.0644	2.0783	2.0359	2.0471	2.0356	2.0508	2.0455	2.0361	2.0345	2.0500
Na	0.0029	0.0029	0.0027	0.0052	0.0000	0.0004	0.0010	0.0006	0.0058	0.0004	0.0037
Σ Kat 2	2.0675	2.0673	2.0810	2.0411	2.0471	2.0360	2.0518	2.0462	2.0418	2.0349	2.0537
OH	0.9883	0.9819	0.9691	0.9837	0.9893	0.9820	0.9848	0.9879	0.9875	0.9705	0.9759
F	0.0117	0.0181	0.0309	0.0163	0.0107	0.0180	0.0152	0.0121	0.0125	0.0295	0.0241

	ÖRK.9 Kli/Orthit 8		ÖRK.10 Kli/Orthit 3			ÖRK.10 Ep* Grt 9	ÖRK.26 Epi/Kli 1			ÖRK.26 Epi/Kli 6	
	10826/29	10826/32	10841/1	10841/7	10841/14	10841/31	11225/10	11225/13	11225/17	11225/1	11225/1
SiO_2	34.32	37.33	34.94	34.32	38.27	37.83	37.73	37.63	37.81	38.87	39.62
TiO_2	0.10	0.14	0.19	0.15	0.17	0.04	0.10	0.16	0.14	0.11	0.09
Al_2O_3	23.02	27.63	23.63	23.39	27.54	26.80	28.56	27.72	28.82	28.44	28.87
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.04	0.03	0.01	0.06	0.04	0.00	0.05	0.00	0.01
Fe_2O_3	8.50	6.45	9.64	8.77	7.69	9.66	7.07	8.42	6.49	7.88	7.91
Mn_2O_3	0.09	0.00	0.00	0.02	0.09	0.06	0.04	0.07	0.07	0.07	0.00
MgO	1.02	0.42	0.61	0.67	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
CaO	18.50	22.62	19.84	19.06	23.95	23.93	23.28	23.27	23.66	21.82	22.04
Na_2O	0.06	0.02	0.07	0.04	0.06	0.01	0.03	0.00	0.01	0.05	0.01
H_2O	1.64	1.85	1.67	1.63	1.88	1.84	1.89	1.85	1.86	1.88	1.95
F	0.15	0.04	0.17	0.19	0.08	0.10	0.00	0.06	0.07	0.13	0.06
Σ Gew.%	87.37	96.48	90.72	88.17	99.79	100.37	98.74	99.16	98.94	99.19	100.57
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.3716	2.6169	2.3909	2.4096	2.5445	2.5054	2.6757	2.6049	2.6951	2.5864	2.5769
Cr	0.0017	0.0000	0.0030	0.0019	0.0005	0.0038	0.0023	0.0000	0.0029	0.0000	0.0007
Fe^{3+}	0.5591	0.3898	0.6227	0.5767	0.4536	0.5768	0.4232	0.5051	0.3875	0.4577	0.4510
Mn^{3+}	0.0061	0.0000	0.0000	0.0011	0.0054	0.0037	0.0026	0.0045	0.0040	0.0041	0.0000
Mg	0.1326	0.0502	0.0783	0.0877	0.0105	0.0084	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0034
Ti	0.0065	0.0086	0.0120	0.0095	0.0098	0.0026	0.0058	0.0094	0.0084	0.0062	0.0053
Σ Kat 1	3.0777	3.0655	3.1068	3.0866	3.0242	3.1006	3.1096	3.1239	3.0979	3.0544	3.0373
Ca	1.7330	1.9479	1.8256	1.7852	2.0115	2.0334	1.9831	1.9872	2.0109	1.8039	1.7878
Na	0.0105	0.0029	0.0110	0.0066	0.0090	0.0023	0.0052	0.0005	0.0008	0.0075	0.0016
Σ Kat 2	1.7435	1.9509	1.8366	1.7918	2.0205	2.0357	1.9883	1.9877	2.0117	1.8114	1.7894
OH	0.9585	0.9893	0.9541	0.9480	0.9814	0.9744	1.0000	0.9844	0.9827	0.9683	0.9859
F	0.0415	0.0107	0.0459	0.0520	0.0186	0.0256	0.0000	0.0156	0.0173	0.0317	0.0141

	ÖM.5.1g Epidot 4 + 5			ÖV.XIX.7 Epidot x		ÖS.Fim 1a Epidot 2		
	11412/1	11412/3	11412/5	10791/82	10791/84	10909/77	10909/79	10909/80
SiO_2	37.24	37.2	37.37	36.16	37.42	36.03	37.01	37.47
TiO_2	0.13	0.11	0.14	0.15	0.18	0.08	0.14	0.19
Al_2O_3	24.76	24.69	25.33	24.63	25.99	24.13	23.33	25.57
Cr_2O_3	0	0.02	0.04	0.01	0	0.07	0.09	0.01
Fe_2O_3	11.22	11.15	10.35	13.48	9.34	14.21	13.73	10.56
Mn_2O_3	0.41	0.33	0.67	0.32	0.15	0.25	0.24	0.23
MgO	0	0	0	0.5	0	0.99	0.29	0
CaO	23.57	23.71	23.66	21.07	24.23	20.87	22.95	23.69
Na_2O	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0	0	0
H_2O	1.86	1.86	1.87	1.71	1.79	1.76	1.79	1.83
F	0	0	0	0.2	0.17	0.08	0.12	0.1
Σ Gew.%	99.21	99.1	99.43	98.18	99.21	98.43	99.66	99.6
Si	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.3508	2.3460	2.3971	2.4086	2.4555	2.3675	2.2287	2.4122
Cr	0.0000	0.0016	0.0025	0.0005	0.0000	0.0044	0.0059	0.0005
Fe^{3+}	0.6798	0.6768	0.6254	0.8417	0.5634	0.8904	0.8375	0.6364
Mn^{3+}	0.0254	0.0200	0.0408	0.0202	0.0091	0.0158	0.0151	0.0139
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0617	0.0000	0.1230	0.0348	0.0006
Ti	0.0079	0.0066	0.0085	0.0094	0.0108	0.0048	0.0087	0.0113
Σ Kat 1	3.0639	3.0510	3.0743	3.3421	3.0387	3.4060	3.1308	3.0749
Ca	2.0343	2.0483	2.0349	1.8732	2.0813	1.8616	1.9924	2.0316
Na	0.0011	0.0048	0.0013	0.0028	0.0036	0.0002	0.0000	0.0000
Σ Kat 2	2.0353	2.0532	2.0361	1.8760	2.0849	1.8618	1.9924	2.0316
OH	1.0000	1.0000	1.0000	0.9473	0.9579	0.9787	0.9703	0.9754
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0527	0.0421	0.0213	0.0297	0.0246

Zoisite

	ÖRK.1 Zoisit 1		ÖRK.1 Zoisit 2		ÖRK.4b Zoisit x			ÖRK.4c Zoisit 8		ÖRK.8 Zoisit x	
	10786/31	10786/34	10786/64	10786/76	10956/58	10956/74	10956/71	10972/68	10972/78	10909/50	10909/51
SiO_2	38.95	39.07	39.09	38.92	39.12	38.63	39.04	38.49	39.16	38.83	39.13
TiO_2	0.09	0.02	0	0.04	0.1	0.06	0.05	0.07	0.07	0.09	0.12
Al_2O_3	32.19	32.24	32.28	32.27	30.34	32.1	32	32.44	32.2	32.19	32.76
Cr_2O_3	0.06	0.05	0.15	0.06	0.07	0.11	0.03	0.05	0.06	0.07	0.02
Fe_2O_3	1.55	1.3	1.24	1.65	3.16	1.68	1.4	1.36	1.25	2	1.08
Mn_2O_3	0	0.05	0.01	0.01	0.03	0	0.02	0.04	0.03	0	0.03
MgO	0.11	0.08	0.06	0.07	1.53	0.06	0.08	0.04	0.21	0.17	0.02
CaO	25.06	25.2	25.23	25.06	23.4	24.87	25.04	25.03	24.64	24.46	24.97
Na_2O	0.03	0	0.04	0.04	0.14	0.03	0.03	0.07	0.02	0.03	0.03
H_2O	1.9	1.95	1.93	1.89	1.93	1.91	1.89	1.88	1.93	1.92	1.95
F	0.1	0	0.06	0.11	0.05	0.05	0.13	0.1	0.05	0.05	0
Σ Gew.%	99.98	99.97	100.06	100.07	99.84	99.48	99.64	99.53	99.60	99.80	100.13
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.9221	2.9176	2.9197	2.9319	2.7419	2.9379	2.8979	2.9798	2.9073	2.9303	2.9602
Cr	0.0034	0.0028	0.0089	0.0034	0.0044	0.0070	0.0018	0.0032	0.0035	0.0043	0.0013
Fe^{3+}	0.0896	0.0752	0.0718	0.0955	0.1821	0.0980	0.0808	0.0798	0.0720	0.1163	0.0624
Mn^{3+}	0.0000	0.0030	0.0006	0.0003	0.0018	0.0000	0.0009	0.0025	0.0015	0.0000	0.0015
Mg	0.0126	0.0095	0.0072	0.0080	0.1745	0.0065	0.0087	0.0050	0.0244	0.0200	0.0027
Ti	0.0050	0.0011	0.0000	0.0024	0.0055	0.0036	0.0031	0.0040	0.0041	0.0053	0.0071
Σ Kat 1	3.0326	3.0091	3.0082	3.0416	3.1103	3.0530	2.9932	3.0742	3.0129	3.0762	3.0353
Ca	2.0680	2.0730	2.0746	2.0699	1.9229	2.0688	2.0612	2.0900	2.0221	2.0248	2.0506
Na	0.0038	0.0002	0.0056	0.0060	0.0214	0.0045	0.0048	0.0108	0.0036	0.0046	0.005
Σ Kat 2	2.0718	2.0732	2.0803	2.0759	1.9444	2.0733	2.0661	2.1008	2.0257	2.0294	2.0557
OH	0.9764	1.0000	0.9867	0.9732	0.9881	0.9867	0.9677	0.9751	0.9876	0.9875	0.9993
F	0.0236	0.0000	0.0133	0.0268	0.0119	0.0133	0.0323	0.0249	0.0124	0.0125	0.0007

	ÖRK.35 Zoisit 2 und 1				SP.22 Zoisit x			SP.22 Zoisit 3b		SP.23 Zoisit 4	
	11450/3	11450/4	11450/12	11450/13	11420/1	11420/2	11420/4	11421/18	11421/19	11175/21	11175/22
SiO_2	39.06	39.25	39.40	39.42	37.70	38.74	38.16	39.16	38.90	38.84	39.09
TiO_2	0.07	0.08	0.10	0.09	0.08	0.11	0.05	0.05	0.08	0.06	0.06
Al_2O_3	32.19	32.52	32.34	32.49	29.75	32.00	30.55	32.23	31.86	31.20	31.40
Cr_2O_3	0.00	0.08	0.01	0.00	0.07	0.04	0.06	0.07	0.03	0.05	0.06
Fe_2O_3	1.87	1.20	1.31	1.40	5.89	1.76	3.76	1.64	2.32	3.27	2.98
Mn_2O_3	0.00	0.07	0.02	0.03	0.09	0.07	0.02	0.00	0.04	0.05	0.07
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	24.65	24.48	24.81	24.72	23.31	24.96	24.23	24.86	24.65	24.01	23.95
Na_2O	0.05	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01
H_2O	1.95	1.96	1.97	1.97	1.88	1.94	1.91	1.96	1.94	1.94	1.95
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.85	99.66	99.98	100.12	98.81	99.63	98.74	99.99	99.86	99.43	99.58
Si	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Al	2.9141	2.9297	2.9028	2.9145	2.7904	2.9203	2.8308	2.9100	2.8952	2.8402	2.8401
Cr	0.0000	0.0050	0.0006	0.0000	0.0041	0.0027	0.0035	0.0042	0.0020	0.0032	0.0039
Fe^{3+}	0.1082	0.0692	0.0751	0.0803	0.3529	0.1025	0.2225	0.0946	0.1348	0.1900	0.1723
Mn^{3+}	0.0000	0.0038	0.0011	0.0020	0.0052	0.0040	0.0011	0.0003	0.0025	0.0029	0.0041
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0040	0.0048	0.0058	0.0050	0.0048	0.0061	0.0030	0.0031	0.0048	0.0033	0.0034
Σ Kat 1	3.0264	3.0127	2.9855	3.0018	3.1574	3.0356	3.0608	3.0121	3.0394	3.0395	3.0238
Ca	2.0285	2.0044	2.0244	2.0159	1.9876	2.0711	2.0411	2.0402	2.0361	1.9872	1.9696
Na	0.0068	0.0022	0.0032	0.0000	0.0042	0.0022	0.0000	0.0030	0.0048	0.0022	0.0008
Σ Kat 2	2.0353	2.0066	2.0276	2.0159	1.9918	2.0734	2.0411	2.0432	2.0410	1.9894	1.9704
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	0.9990	1.0000
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000

Amphibol 1. Eklogite

	ÖRK.1 Amphibol 1 +2 + 3							ÖRK.3 Amphibol 1, Ausschnitt						ÖRK.3 Amphibol 2		ÖRK.3 Amp* in Granat 1		
	10786/18	10786/20	10786/43	10786/47	10786/83	10786/84	10955/12	10746/23	10746/27	10746/34	10746/39	10746/48	10746/51	10746/89	10746/90	10746/6	10746/8	10746/11
SiO_2	50.23	49.55	50.00	53.72	53.55	53.50	52.32	52.68	52.91	54.47	53.97	53.89	51.15	53.32	52.26	42.96	44.38	39.93
TiO_2	0.11	0.16	0.06	0.09	0.14	0.06	0.13	0.13	0.11	0.09	0.15	0.14	0.08	0.08	0.12	0.38	0.40	0.39
Al_2O_3	8.78	9.72	10.82	7.68	6.66	6.88	8.27	5.95	5.43	4.61	4.97	5.51	8.27	5.23	6.64	16.67	15.37	19.29
Cr_2O_3	0.30	0.25	0.05	0.08	0.08	0.15	0.11	0.03	0.12	0.09	0.06	0.05	0.08	0.11	0.04	0.09	0.30	0.12
Fe_2O_3	7.23	6.65	6.39	3.50	3.45	4.44	4.44	5.17	3.36	4.66	4.64	2.24	0.00	4.13	3.38	9.51	10.14	6.46
FeO	0.40	1.40	0.80	1.72	1.75	1.24	1.91	2.53	3.76	1.53	1.90	3.68	6.84	3.02	3.74	5.82	2.50	6.76
MnO	0.07	0.05	0.05	0.02	0.08	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.07	0.02	0.01	0.07	0.05	0.08
MgO	17.75	17.30	16.77	18.52	18.95	18.79	17.86	17.90	18.24	19.30	19.03	18.43	14.26	18.08	17.34	9.98	12.31	10.10
CaO	10.34	10.81	9.51	9.91	10.41	10.16	9.38	10.72	11.60	10.83	10.97	10.92	13.93	10.79	10.62	8.53	9.13	10.39
Na_2O	2.22	2.14	2.73	2.45	2.17	2.21	3.05	1.42	1.09	1.30	1.32	1.58	2.41	1.33	1.66	3.43	2.72	3.09
K_2O	0.20	0.19	0.17	0.17	0.16	0.12	0.21	0.05	0.06	0.15	0.12	0.07	0.03	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02
BaO	0.03	0.06	0.04	0.01	0.00	0.09	0.03	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.06	0.06	0.03
F	0.11	0.13	0.04	0.08	0.19	0.09	0.23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Σ Gew.%	97.04	97.75	96.78	97.58	97.24	97.37	97.51	96.09	96.43	96.56	96.72	96.31	97.14	95.77	95.51	96.55	96.35	96.01
H_2O	2.10	2.09	2.14	2.14	2.08	2.13	2.05	2.13	2.13	2.16	2.16	2.14	2.03	2.13	2.12	2.07	2.10	2.05
O#	0.05	0.05	0.02	0.03	0.08	0.04	0.10	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Σ Gew.% 2	99.81	100.45	99.54	100.04	99.58	99.90	99.91	98.74	98.89	99.19	99.34	98.67	99.17	98.31	97.97	99.58	99.47	98.70
Si	7.0067	6.9016	6.9638	7.3836	7.4105	7.3822	7.2498	7.4042	7.4471	7.5660	7.5063	7.5502	7.5517	7.5154	7.4065	6.2107	6.3297	5.8532
Alt	0.9933	1.0984	1.0362	0.6164	0.5895	0.6178	0.7502	0.5958	0.5529	0.4340	0.4937	0.4498	0.4483	0.4846	0.5935	1.7893	1.6703	2.1468
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0115	0.0169	0.0066	0.0088	0.0142	0.0062	0.0132	0.0134	0.0120	0.0089	0.0159	0.0142	0.0087	0.0087	0.0128	0.0413	0.0429	0.0430
Alo	0.4498	0.4969	0.7391	0.6276	0.4961	0.5008	0.6009	0.3906	0.3477	0.3203	0.3204	0.4605	0.9905	0.3838	0.5150	1.0509	0.9133	1.1857
Cr	0.0327	0.0278	0.0053	0.0089	0.0090	0.0169	0.0125	0.0032	0.0128	0.0098	0.0069	0.0050	0.0092	0.0121	0.0046	0.0103	0.0338	0.0139
Fe^{3+}	0.7593	0.6968	0.6698	0.3621	0.3597	0.4605	0.4633	0.5465	0.3561	0.4875	0.4861	0.2361	0.0000	0.4384	0.3605	1.0350	1.0884	0.7125
Fe^{2+}	0.0472	0.1636	0.0936	0.1972	0.2031	0.1433	0.2211	0.2970	0.4420	0.1773	0.2204	0.4315	0.8441	0.3564	0.4432	0.7035	0.2987	0.8283
Mn	0.0085	0.0064	0.0055	0.0020	0.0091	0.0088	0.0000	0.0000	0.0031	0.0005	0.0052	0.0038	0.0084	0.0025	0.0009	0.0086	0.0060	0.0099
Mg	3.6909	3.5915	3.4800	3.7934	3.9089	3.8635	3.6890	3.7492	3.8263	3.9958	3.9451	3.8488	3.1390	3.7982	3.6630	2.1504	2.6169	2.2067
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.5455	1.6124	1.4187	1.4588	1.5430	1.5020	1.3929	1.6142	1.7484	1.6112	1.6351	1.6393	2.2031	1.6300	1.6129	1.3212	1.3951	1.6317
Na	0.5997	0.5780	0.7370	0.6519	0.5812	0.5921	0.8202	0.3879	0.2983	0.3495	0.3562	0.4288	0.6898	0.3646	0.4555	0.9614	0.7521	0.8782
K	0.0349	0.0336	0.0300	0.0291	0.0287	0.0212	0.0377	0.0089	0.0108	0.0267	0.0218	0.0125	0.0061	0.0058	0.0065	0.0000	0.0000	0.0037
Ba	0.0014	0.0033	0.0022	0.0008	0.0002	0.0049	0.0017	0.0018	0.0031	0.0000	0.0002	0.0000	0.0016	0.0013	0.0000	0.0034	0.0034	0.0017
Σ Kat 3	2.1815	2.2273	2.1878	2.1407	2.1531	2.1202	2.2525	2.0127	2.0607	1.9874	2.0133	2.0805	2.9006	2.0018	2.0750	2.2859	2.1506	2.5153
F	0.0481	0.0573	0.0159	0.0352	0.0827	0.0388	0.1017	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
OH	1.9519	1.9427	1.9841	1.9648	1.9173	1.9612	1.8983	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	ÖRK.4b Amphibol 1, Ausschnitt					ÖRK.4b Amphibol 2, Ausschnitt				ÖRK.4c Amphibol 8		ÖRK.4c Amphibol 9			ÖRK.4c Amphibol* in Granat 6			
	10955/14	10955/16	10955/23	10955/27	10955/30	10955/34	10955/39	10955/41	10955/45	10971/27	10971/36	10971/45	10971/49	10971/63	10971/4	10971/5	10971/6	10971/10
SiO_2	53.70	47.29	53.26	47.54	51.35	50.77	51.73	54.22	53.72	51.64	52.35	50.63	53.36	52.95	40.86	46.20	50.87	47.31
TiO_2	0.09	0.21	0.10	0.14	0.09	0.16	0.12	0.09	0.09	0.14	0.13	0.13	0.11	0.11	0.12	0.22	0.17	0.21
Al_2O_3	5.64	9.97	6.89	12.33	7.74	9.12	7.60	5.31	6.86	8.69	8.44	10.05	7.07	8.54	20.05	14.87	9.99	14.16
Cr_2O_3	0.07	0.10	0.06	0.07	0.01	0.06	0.05	0.00	0.07	0.10	0.12	0.04	0.02	0.08	0.04	0.08	0.01	0.04
Fe_2O_3	4.97	0.90	2.67	5.63	5.55	3.63	2.66	2.88	2.74	4.83	4.79	6.68	2.37	2.63	3.47	2.87	0.00	2.58
FeO	1.67	5.99	2.94	4.01	2.41	3.75	3.70	2.77	3.29	2.03	1.48	1.28	2.54	1.87	6.45	4.38	5.73	4.11
MnO	0.07	0.03	0.00	0.09	0.07	0.04	0.00	0.05	0.04	0.04	0.03	0.08	0.02	0.02	0.05	0.03	0.07	0.00
MgO	18.85	17.21	18.38	14.42	17.77	16.93	17.84	19.12	18.16	17.21	17.34	16.12	18.61	18.23	11.64	14.56	14.94	15.15
CaO	10.15	12.66	9.88	9.17	10.16	9.93	10.12	10.32	9.50	9.29	8.90	8.17	9.72	9.10	10.45	10.03	12.47	9.99
Na_2O	2.22	2.27	2.77	3.33	2.75	3.05	2.97	2.39	3.09	2.92	2.81	3.50	2.92	3.36	3.98	3.29	3.10	3.34
K_2O	0.17	0.38	0.19	0.30	0.13	0.21	0.18	0.12	0.20	0.16	0.20	0.09	0.17	0.18	0.16	0.29	0.08	0.23
BaO	0.01	0.06	0.00	0.00	0.11	0.06	0.00	0.05	0.02	0.01	0.10	0.00	0.07	0.07	0.00	0.09	0.01	0.00
F	0.18	0.22	0.19	0.15	0.20	0.15	0.19	0.22	0.19	0.20	0.15	0.17	0.22	0.27	0.27	0.14	0.13	0.17
Σ Gew.%	97.31	97.21	97.06	96.63	97.79	97.51	96.89	97.24	97.68	96.78	96.34	96.26	96.96	97.14	97.20	96.76	97.57	97.03
H_2O	2.08	1.99	2.06	2.04	2.05	2.07	2.04	2.05	2.07	2.05	2.08	2.06	2.05	2.04	1.95	2.04	2.01	2.04
O#	0.08	0.09	0.08	0.06	0.09	0.06	0.08	0.09	0.08	0.08	0.06	0.07	0.09	0.11	0.11	0.06	0.06	0.07
Σ Gew.% 2	99.80	99.20	99.31	99.16	100.31	99.88	99.12	99.49	99.95	99.23	98.83	98.92	99.16	99.33	99.38	99.03	99.53	99.26
Si	7.4452	6.7816	7.4166	6.7621	7.1569	7.1098	7.2701	7.5340	7.4414	7.2109	7.3022	7.0934	7.4232	7.3305	5.9007	6.5634	7.3548	6.6740
Alt	0.5548	1.2184	0.5834	1.2379	0.8431	0.8902	0.7299	0.4660	0.5586	0.7891	0.6978	0.9066	0.5768	0.6695	2.0993	1.4366	0.6452	1.3260
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0094	0.0227	0.0107	0.0146	0.0093	0.0167	0.0129	0.0089	0.0094	0.0151	0.0138	0.0132	0.0110	0.0118	0.0134	0.0239	0.0189	0.0226
Alo	0.3672	0.4668	0.5470	0.8298	0.4277	0.6147	0.5289	0.4031	0.5620	0.6406	0.6900	0.7521	0.5822	0.7236	1.3139	1.0533	1.0580	1.0286
Cr	0.0074	0.0118	0.0061	0.0082	0.0013	0.0070	0.0052	0.0000	0.0077	0.0113	0.0127	0.0049	0.0024	0.0086	0.0043	0.0085	0.0012	0.0042
Fe^{3+}	0.5188	0.0972	0.2802	0.6023	0.5816	0.3827	0.2810	0.3008	0.2856	0.5073	0.5027	0.7041	0.2478	0.2738	0.3776	0.3072	0.0000	0.2738
Fe^{2+}	0.1940	0.7188	0.3425	0.4771	0.2812	0.4396	0.4343	0.3215	0.3812	0.2374	0.1724	0.1494	0.2954	0.2167	0.7790	0.5208	0.6931	0.4848
Mn	0.0088	0.0035	0.0000	0.0104	0.0079	0.0051	0.0000	0.0059	0.0047	0.0052	0.0032	0.0098	0.0024	0.0027	0.0063	0.0033	0.0084	0.0000
Mg	3.8945	3.6794	3.8136	3.0575	3.6910	3.5344	3.7378	3.9598	3.7495	3.5831	3.6051	3.3666	3.8587	3.7628	2.5055	3.0832	3.2205	3.1860
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.5072	1.9453	1.4736	1.3973	1.5178	1.4898	1.5235	1.5369	1.4093	1.3902	1.3297	1.2262	1.4482	1.3492	1.6174	1.5261	1.9320	1.5092
Na	0.5967	0.6299	0.7481	0.9188	0.7437	0.8289	0.8098	0.6431	0.8286	0.7894	0.7593	0.9508	0.7881	0.9027	1.1133	0.9059	0.8679	0.9143
K	0.0305	0.0698	0.0336	0.0549	0.0225	0.0372	0.0324	0.0218	0.0351	0.0290	0.0349	0.0159	0.0301	0.0311	0.0286	0.0517	0.0144	0.0414
Ba	0.0005	0.0034	0.0000	0.0000	0.0062	0.0034	0.0000	0.0028	0.0011	0.0005	0.0055	0.0000	0.0039	0.0039	0.0000	0.0051	0.0006	0.0000
Σ Kat 3	2.1349	2.6486	2.2553	2.3710	2.2901	2.3593	2.3656	2.2046	2.2742	2.2090	2.1295	2.1930	2.2703	2.2868	2.7593	2.4888	2.8150	2.4649
F	0.0802	0.0998	0.0850	0.0684	0.0899	0.0682	0.0840	0.0954	0.0828	0.0870	0.0679	0.0731	0.0985	0.1178	0.1219	0.0647	0.0599	0.0776
OH	1.9198	1.9002	1.9150	1.9316	1.9101	1.9318	1.9160	1.9046	1.9172	1.9130	1.9321	1.9269	1.9015	1.8822	1.8781	1.9353	1.9401	1.9224

	ÖRK.8 Amphibol bei Zoisit			ÖRK.8 Amphibol 1 (XMAP), Ausschnitt												ÖRK.10 Amphibol* in Grt 8 + 9		
	10910/69	10910/71	10910/73	10910/1	10910/6	10910/17	10910/21	10910/26	10910/31	10910/34	10826/21	10826/24	10826/62	10826/64	10826/66	10841/24	10841/28	10841/30
SiO_2	52.23	52.53	53.18	48.56	52.40	53.41	52.92	52.77	51.82	50.13	50.16	50.52	50.52	51.60	50.50	39.58	42.17	38.14
TiO_2	0.16	0.16	0.18	0.12	0.13	0.15	0.20	0.13	0.18	0.24	0.14	0.15	0.22	0.17	0.15	0.18	0.21	0.22
Al_2O_3	9.46	9.13	8.79	13.49	9.30	8.38	8.87	9.00	10.34	11.55	9.03	9.96	9.86	8.48	9.44	16.47	14.24	18.40
Cr_2O_3	0.05	0.07	0.07	0.11	0.11	0.10	0.02	0.06	0.04	0.09	0.03	0.07	0.08	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	2.59	2.17	0.98	1.05	1.44	1.76	3.24	1.86	1.71	2.88	7.48	4.35	4.80	3.86	6.66	5.76	4.62	5.36
FeO	3.87	4.08	4.52	5.87	4.09	3.77	3.17	4.35	4.71	3.84	1.01	3.32	2.68	3.05	1.09	14.38	12.11	15.68
MnO	0.00	0.02	0.10	0.03	0.00	0.07	0.02	0.05	0.01	0.06	0.08	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.09	0.03
MgO	16.72	16.93	17.30	14.84	17.06	17.51	17.16	16.90	16.32	15.84	17.12	16.26	16.49	17.06	16.83	7.11	9.45	5.43
CaO	9.25	9.19	9.39	9.80	9.48	9.38	9.28	9.49	9.42	9.37	9.94	9.47	9.44	9.56	9.28	9.30	9.29	9.14
Na_2O	3.13	3.35	3.40	3.54	3.13	3.12	2.91	3.03	3.21	3.23	2.39	2.98	2.82	2.72	2.66	4.07	3.93	4.55
K_2O	0.23	0.25	0.22	0.24	0.24	0.24	0.26	0.23	0.25	0.26	0.18	0.17	0.26	0.31	0.26	1.13	0.88	0.32
BaO	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.00	0.09	0.05	0.14	0.02	0.01	0.03	0.11	0.07
F	0.14	0.16	0.16	0.14	0.17	0.13	0.17	0.14	0.14	0.16	0.20	0.20	0.27	0.32	0.29	0.31	0.42	0.19
Σ Gew.%	97.61	97.81	98.20	97.71	97.40	97.82	97.93	97.85	98.03	97.37	97.11	97.10	97.13	96.81	96.62	97.78	97.05	97.00
H_2O	2.09	2.09	2.09	2.06	2.08	2.11	2.09	2.10	2.10	2.07	2.05	2.04	2.01	1.98	2.01	1.84	1.80	1.88
O#	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.09	0.11	0.13	0.12	0.13	0.18	0.08
Σ Gew.% 2	99.90	100.05	100.33	99.82	99.55	100.05	100.28	100.08	100.23	99.66	99.83	99.50	99.51	99.04	99.17	100.07	99.14	99.34
Si	7.2516	7.2837	7.3453	6.8268	7.2873	7.3786	7.3023	7.3133	7.1881	7.0051	7.0123	7.0822	7.0758	7.2406	7.0716	5.9756	6.3103	5.8143
Alt	0.7484	0.7163	0.6547	1.1732	0.7127	0.6214	0.6977	0.6867	0.8119	0.9949	0.9877	0.9178	0.9242	0.7594	0.9284	2.0244	1.6897	2.1857
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0164	0.0170	0.0185	0.0122	0.0138	0.0154	0.0202	0.0136	0.0183	0.0249	0.0149	0.0162	0.0230	0.0176	0.0158	0.0204	0.0240	0.0247
Alo	0.7990	0.7749	0.7770	1.0615	0.8120	0.7423	0.7454	0.7841	0.8778	0.9064	0.5000	0.7283	0.7028	0.6426	0.6303	0.9067	0.8220	1.1210
Cr	0.0053	0.0077	0.0081	0.0117	0.0117	0.0110	0.0024	0.0069	0.0045	0.0102	0.0036	0.0075	0.0094	0.0013	0.0081	0.0000	0.0000	0.0000
Fe^{3+}	0.2707	0.2261	0.1016	0.1114	0.1507	0.1826	0.3360	0.1942	0.1789	0.3028	0.7872	0.4591	0.5062	0.4078	0.7018	0.6538	0.5200	0.6155
Fe^{2+}	0.4488	0.4736	0.5216	0.6902	0.4753	0.4351	0.3654	0.5040	0.5460	0.4492	0.1185	0.3892	0.3141	0.3579	0.1271	1.8151	1.5157	1.9996
Mn	0.0005	0.0027	0.0115	0.0042	0.0000	0.0080	0.0020	0.0059	0.0014	0.0076	0.0092	0.0034	0.0025	0.0041	0.0051	0.0046	0.0108	0.0043
Mg	3.4593	3.4979	3.5616	3.1089	3.5366	3.6056	3.5287	3.4913	3.3732	3.2989	3.5666	3.3964	3.4420	3.5687	3.5120	1.5993	2.1075	1.2349
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.3753	1.3647	1.3902	1.4764	1.4123	1.3890	1.3725	1.4088	1.4003	1.4025	1.4879	1.4221	1.4168	1.4375	1.3929	1.5048	1.4899	1.4923
Na	0.8425	0.8997	0.9100	0.9651	0.8439	0.8347	0.7785	0.8131	0.8641	0.8749	0.6484	0.8103	0.7645	0.7389	0.7231	1.1918	1.1400	1.3450
K	0.0410	0.0445	0.0393	0.0438	0.0423	0.0420	0.0452	0.0398	0.0435	0.0459	0.0329	0.0304	0.0463	0.0561	0.0469	0.2185	0.1672	0.0616
Ba	0.0032	0.0000	0.0006	0.0013	0.0000	0.0000	0.0024	0.0020	0.0030	0.0000	0.0050	0.0029	0.0078	0.0012	0.0004	0.0015	0.0063	0.0044
Σ Kat 3	2.2621	2.3089	2.3401	2.4867	2.2985	2.2657	2.1985	2.2637	2.3109	2.3233	2.1742	2.2656	2.2353	2.2337	2.1633	2.9166	2.8034	2.9033
F	0.0624	0.0680	0.0703	0.0640	0.0734	0.0546	0.0724	0.0600	0.0610	0.0716	0.0880	0.0900	0.1209	0.1420	0.1271	0.1475	0.2002	0.0892
OH	1.9376	1.9320	1.9297	1.9360	1.9266	1.9454	1.9276	1.9400	1.9390	1.9284	1.9120	1.9100	1.8791	1.8580	1.8729	1.8525	1.7998	1.9108

	ÖRK.25 Amphibol 1		ÖRK.25 Amphibol 10			SP.2 Amphibol 1		SP.2 Amphibol 2, Ausschnitt				SP.5 Amphibol 6 Kern (43/44) + Rand (45/46)				SP.5 Kelyphit-Saum um Granat 1		
	11167/20	11167/23	11167/36	11167/40	11167/43	10786/160	10786/164	10786/177	10786/183	10786/186	10786/190	10749/43	10749/44	10749/45	10749/46	10749/58	10749/59	10749/60
SiO_2	54.56	54.28	55.52	54.97	51.53	51.43	51.18	49.03	50.72	50.36	47.42	47.80	48.92	47.81	46.17	37.13	35.71	38.45
TiO_2	0.05	0.13	0.05	0.08	0.29	0.15	0.15	0.18	0.18	0.17	0.68	0.16	0.17	0.32	0.34	0.03	0.03	0.06
Al_2O_3	4.16	5.77	4.17	4.39	3.34	8.20	8.06	9.34	7.89	7.89	7.04	9.63	8.97	7.10	8.99	19.61	20.18	16.66
Cr_2O_3	0.02	0.11	0.01	0.02	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.09	0.00	0.03	0.02	0.04
Fe_2O_3	5.66	2.31	4.43	4.10	3.38	4.11	2.75	7.45	6.69	7.80	4.78	6.58	6.18	3.73	3.27	12.18	10.71	11.05
FeO	0.50	2.39	1.69	0.92	10.37	4.66	5.92	4.95	3.78	3.76	9.81	4.07	4.01	6.13	7.84	6.07	7.87	6.72
MnO	0.05	0.00	0.07	0.05	0.26	0.12	0.09	0.15	0.03	0.10	0.19	0.02	0.06	0.07	0.11	0.26	0.35	0.12
MgO	19.96	19.24	19.36	20.07	14.93	16.15	15.95	14.10	15.93	15.45	13.52	14.72	15.41	16.23	14.70	8.60	7.88	10.07
CaO	11.22	11.02	11.12	11.09	12.23	8.98	9.26	8.39	8.79	8.87	10.85	7.79	8.09	10.73	10.72	9.59	10.26	10.10
Na_2O	1.04	1.50	0.76	1.25	0.69	3.46	3.41	3.48	3.29	3.05	2.24	4.36	4.29	2.69	2.84	3.74	3.59	3.71
K_2O	0.08	0.17	0.12	0.10	0.02	0.22	0.27	0.30	0.26	0.25	0.43	0.39	0.36	0.66	0.82	0.23	0.29	0.29
BaO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.05	0.19	0.03	0.02	0.06	0.00	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.31	0.24	0.28	0.30	0.28	0.23	0.18	0.22	0.29	0.15	0.07	0.16
Σ Gew.%	96.78	96.73	96.87	96.63	96.81	97.35	97.17	96.90	97.36	97.26	96.83	95.19	96.01	95.45	95.80	96.45	95.89	96.32
H_2O	2.17	2.16	2.17	2.17	2.06	2.02	1.97	1.99	1.99	1.98	1.91	1.96	2.01	1.94	1.89	1.95	1.96	1.94
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.13	0.10	0.12	0.13	0.12	0.10	0.08	0.09	0.12	0.06	0.03	0.07
Σ Gew.% 2	99.51	99.12	99.48	99.21	99.21	99.67	99.29	99.54	99.91	99.90	99.10	97.71	98.56	97.67	97.90	99.56	98.89	99.29
Si	7.5471	7.5321	7.6664	7.5999	7.4887	7.2390	7.2581	7.0001	7.1567	7.1225	6.9758	6.9342	7.0172	7.0086	6.8173	5.5115	5.3843	5.7320
Alt	0.4529	0.4679	0.3336	0.4001	0.5113	0.7610	0.7419	0.9999	0.8433	0.8775	1.0242	1.0658	0.9828	0.9914	1.1827	2.4885	2.6157	2.2680
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0054	0.0134	0.0055	0.0085	0.0313	0.0154	0.0160	0.0188	0.0193	0.0176	0.0751	0.0176	0.0180	0.0349	0.0380	0.0035	0.0036	0.0065
Alo	0.2247	0.4760	0.3450	0.3155	0.0615	0.5985	0.6051	0.5712	0.4691	0.4375	0.1969	0.5800	0.5331	0.2360	0.3808	0.9422	0.9709	0.6592
Cr	0.0021	0.0120	0.0008	0.0019	0.0116	0.0000	0.0021	0.0000	0.0000	0.0000	0.0054	0.0060	0.0000	0.0108	0.0000	0.0036	0.0024	0.0050
Fe^{3+}	0.5894	0.2416	0.4605	0.4266	0.3697	0.4352	0.2930	0.8000	0.7105	0.8304	0.5292	0.7180	0.6668	0.4115	0.3636	1.3603	1.2147	1.2398
Fe^{2+}	0.0576	0.2778	0.1951	0.1061	1.2598	0.5489	0.7021	0.5906	0.4459	0.4451	1.2067	0.4939	0.4809	0.7514	0.9684	0.7538	0.9924	0.8372
Mn	0.0061	0.0000	0.0083	0.0062	0.0324	0.0145	0.0107	0.0187	0.0042	0.0121	0.0235	0.0021	0.0075	0.0082	0.0142	0.0333	0.0447	0.0148
Mg	4.1147	3.9792	3.9848	4.1351	3.2338	3.3875	3.3710	3.0007	3.3510	3.2574	2.9632	3.1824	3.2938	3.5471	3.2351	1.9034	1.7713	2.2375
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.6632	1.6377	1.6457	1.6433	1.9040	1.3540	1.4071	1.2834	1.3290	1.3444	1.7097	1.2115	1.2439	1.6853	1.6959	1.5248	1.6573	1.6124
Na	0.2802	0.4025	0.2032	0.3356	0.1933	0.9445	0.9383	0.9645	0.9001	0.8367	0.6393	1.2249	1.1924	0.7635	0.8122	1.0776	1.0505	1.0713
K	0.0149	0.0301	0.0216	0.0168	0.0045	0.0402	0.0486	0.0537	0.0462	0.0454	0.0811	0.0718	0.0668	0.1239	0.1549	0.0438	0.0551	0.0550
Ba	0.0022	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	0.0043	0.0030	0.0104	0.0018	0.0014	0.0034	0.0000	0.0026	0.0017	0.0022	0.0001	0.0000
Σ Kat 3	1.9605	2.0720	1.8705	1.9957	2.1018	2.3406	2.3983	2.3046	2.2857	2.2283	2.4314	2.5116	2.5031	2.5753	2.6647	2.6484	2.7631	2.7386
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1077	0.1399	0.1066	0.1232	0.1328	0.1284	0.1060	0.0812	0.1038	0.1340	0.0704	0.0329	0.0759
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.8923	1.8601	1.8934	1.8768	1.8672	1.8716	1.8940	1.9188	1.8962	1.8660	1.9296	1.9671	1.9241

	SP.22 Amphibol 2			SP.23 Amphibol 3 + 2 + 6 + x				SLas.1a Amphibol 3 + Symp-Amp (59)				SLas.1c Amphibol 9	
	11420/6	11420/8	11420/9	11175/9	11175/19	11175/27	11175/43	11447/27	11447/30	11447/31	11450/59	11180/28	11180/30
SiO_2	49.21	50.92	49.44	52.51	51.16	52.00	44.08	48.98	45.00	49.40	42.76	47.98	50.97
TiO_2	0.13	0.14	0.12	0.10	0.09	0.11	0.17	0.16	0.35	0.16	0.49	0.14	0.14
Al_2O_3	8.13	7.31	7.22	6.94	8.22	7.80	14.63	8.92	12.57	10.06	13.02	9.72	8.07
Cr_2O_3	0.09	0.08	0.13	0.02	0.00	0.02	0.04	0.02	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00
Fe_2O_3	8.95	5.53	4.41	3.34	7.00	5.28	8.30	9.18	7.59	7.34	4.21	10.77	8.66
FeO	2.54	4.20	5.72	5.13	2.15	3.58	5.04	3.12	6.21	4.25	7.76	1.72	2.20
MnO	0.17	0.13	0.13	0.03	0.00	0.05	0.09	0.13	0.12	0.12	0.12	0.05	0.07
MgO	15.72	16.27	16.25	16.41	16.45	16.23	12.14	14.80	12.21	13.76	13.11	14.66	15.55
CaO	8.67	8.86	10.78	9.38	8.53	8.23	8.86	7.55	7.91	6.27	10.37	7.49	7.48
Na_2O	3.46	3.61	2.58	2.72	3.22	3.62	3.81	4.27	4.60	5.15	4.09	4.13	3.83
K_2O	0.20	0.15	0.19	0.26	0.23	0.19	0.23	0.30	0.33	0.22	0.06	0.09	0.14
BaO	0.07	0.09	0.00	0.05	0.09	0.06	0.09	0.00	0.02	0.00	0.08	0.11	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.14	0.21	0.15	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.14
Σ Gew.%	96.45	96.74	96.53	96.70	96.65	96.78	96.72	96.53	96.17	95.99	95.69	95.91	96.37
H_2O	2.11	2.12	2.09	2.06	2.03	2.06	2.04	2.11	2.06	2.10	2.03	2.06	2.06
O#	0.00	0.00	0.00	0.06	0.09	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06
Σ Gew.% 2	99.45	99.41	99.07	99.03	99.30	99.31	99.57	99.55	98.98	98.83	98.13	99.00	99.24
Si	6.9997	7.2162	7.0958	7.4151	7.1900	7.3095	6.3582	6.9728	6.5513	7.0523	6.3302	6.8537	7.1887
Alt	1.0003	0.7838	0.9042	0.5849	0.8100	0.6905	1.6418	1.0272	1.4487	0.9477	1.6698	1.1463	0.8113
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0141	0.0144	0.0133	0.0103	0.0099	0.0115	0.0183	0.0168	0.0385	0.0168	0.0540	0.0154	0.0145
Alo	0.3630	0.4372	0.3170	0.5703	0.5515	0.6011	0.8457	0.4694	0.7081	0.7442	0.6029	0.4907	0.5306
Cr	0.0105	0.0093	0.0144	0.0020	0.0005	0.0028	0.0050	0.0026	0.0030	0.0000	0.0034	0.0030	0.0000
Fe^{3+}	0.9580	0.5897	0.4758	0.3547	0.7405	0.5587	0.9014	0.9835	0.8311	0.7882	0.4696	1.1577	0.9190
Fe^{2+}	0.3018	0.4981	0.6863	0.6052	0.2521	0.4208	0.6083	0.3710	0.7560	0.5073	0.9614	0.2060	0.2593
Mn	0.0199	0.0158	0.0163	0.0031	0.0003	0.0054	0.0115	0.0157	0.0146	0.0148	0.0147	0.0055	0.0082
Mg	3.3326	3.4355	3.4769	3.4545	3.4452	3.3998	2.6099	3.1409	2.6487	2.9286	2.8940	3.1217	3.2685
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.3218	1.3452	1.6583	1.4192	1.2842	1.2399	1.3688	1.1518	1.2337	0.9586	1.6454	1.1459	1.1308
Na	0.9530	0.9920	0.7186	0.7458	0.8785	0.9851	1.0641	1.1796	1.2982	1.4243	1.1746	1.1445	1.0464
K	0.0363	0.0268	0.0351	0.0477	0.0412	0.0333	0.0417	0.0549	0.0615	0.0397	0.0116	0.0158	0.0247
Ba	0.0039	0.0048	0.0000	0.0028	0.0048	0.0034	0.0049	0.0000	0.0012	0.0002	0.0044	0.0060	0.0000
Σ Kat 3	2.3149	2.3688	2.4120	2.2155	2.2088	2.2617	2.4795	2.3863	2.5946	2.4228	2.8360	2.3122	2.2019
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0639	0.0924	0.0645	0.0342	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0416	0.0602
OH	2.0000	2.0000	2.0000	1.9361	1.9076	1.9355	1.9658	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.9584	1.9398

2. Amphibolite (inkl. symplektitische Granat-Amphibolite)

	ÖV.XVII.6 Hornblende 1, Ausschn.									ÖV.XVII.9 Hornblende 1 + 2 + 3 (3 pseudomorph aus Grt)					ÖV.F1P Amphibol 5 + 4 + 3 + 2			
	10792/2	10792/11	10792/15	10792/18	10792/20	10792/21	10792/22	10792/35	10792/40	10914/30	10914/35	10914/42	10914/48	10914/51	11422/12	11422/13	11422/18	11422/20
SiO_2	41.96	42.63	41.88	40.41	43.55	42.10	44.51	40.75	42.07	40.66	43.04	42.46	40.13	40.90	51.37	47.21	42.57	49.43
TiO_2	0.68	0.60	0.80	0.91	0.70	0.65	0.40	0.80	0.78	0.48	0.57	0.49	0.52	0.39	0.06	0.20	0.53	0.40
Al_2O_3	13.00	13.79	12.65	13.65	10.85	12.02	12.08	14.27	12.81	14.25	13.46	14.50	16.27	15.75	4.31	8.06	12.11	5.79
Cr_2O_3	0.07	0.04	0.00	0.10	0.07	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.05	0.04	0.18	0.00	0.01	0.09	0.29	0.15
Fe_2O_3	6.58	8.04	6.24	4.94	6.43	6.10	6.83	5.14	5.71	17.06	6.78	7.61	6.68	8.41	0.50	1.83	5.17	0.85
FeO	11.91	9.68	12.24	14.30	12.29	12.19	10.14	13.38	12.75	3.33	10.66	9.66	12.33	10.37	11.18	12.05	11.37	12.26
MnO	0.30	0.57	0.36	0.23	0.36	0.37	0.50	0.29	0.34	0.29	0.34	0.33	0.37	0.36	0.20	0.17	0.40	0.20
MgO	9.71	9.48	9.70	8.68	10.21	9.84	10.31	8.83	9.43	9.63	9.52	9.49	7.45	8.27	14.75	12.51	9.99	13.59
CaO	11.92	10.63	11.93	12.20	11.95	11.88	10.92	12.04	11.89	9.78	11.15	10.91	11.25	11.04	12.35	12.09	11.10	12.44
Na_2O	1.51	1.83	1.52	1.56	1.22	1.48	1.59	1.54	1.47	1.29	1.54	1.80	1.71	1.61	0.54	1.09	1.73	0.76
K_2O	0.66	0.59	0.68	0.92	0.65	0.64	0.43	0.78	0.72	0.21	0.22	0.21	0.31	0.26	0.10	0.29	0.70	0.15
BaO	0.01	0.00	0.05	0.04	0.08	0.06	0.09	0.11	0.00	0.04	0.11	0.00	0.00	0.08	0.04	0.05	0.11	0.00
F	0.06	0.09	0.11	0.06	0.13	0.11	0.06	0.14	0.13	0.16	0.18	0.18	0.18	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	97.70	97.17	97.53	97.52	97.83	96.82	97.22	97.55	97.57	95.47	96.95	96.91	96.71	96.76	95.37	95.46	95.54	95.94
H_2O	1.99	1.99	1.96	1.96	1.96	1.95	2.01	1.93	1.95	1.95	1.94	1.95	1.91	1.94	2.04	2.01	1.99	2.03
O#	0.03	0.04	0.05	0.02	0.06	0.04	0.02	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	100.32	99.92	100.07	99.95	100.37	99.33	99.89	99.94	100.03	99.06	99.50	99.54	99.21	99.47	97.46	97.65	98.04	98.05
Si	6.2352	6.2888	6.2520	6.1027	6.4675	6.3252	6.5385	6.1156	6.2801	6.0041	6.3675	6.2612	6.0253	6.0847	7.5560	7.0413	6.4281	7.3031
Alt	1.7648	1.7112	1.7480	1.8973	1.5325	1.6748	1.4615	1.8844	1.7199	1.9959	1.6325	1.7388	1.9747	1.9153	0.4440	0.9587	1.5719	0.6969
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0760	0.0661	0.0901	0.1034	0.0777	0.0729	0.0439	0.0907	0.0872	0.0537	0.0636	0.0540	0.0588	0.0433	0.0070	0.0221	0.0599	0.0447
Alo	0.5121	0.6858	0.4779	0.5326	0.3660	0.4543	0.6304	0.6390	0.5333	0.4850	0.7135	0.7803	0.9039	0.8455	0.3027	0.4576	0.5828	0.3107
Cr	0.0086	0.0046	0.0000	0.0122	0.0084	0.0000	0.0054	0.0000	0.0050	0.0000	0.0060	0.0043	0.0208	0.0005	0.0012	0.0102	0.0345	0.0172
Fe^{3+}	0.7355	0.8927	0.7007	0.5611	0.7180	0.6896	0.7555	0.5804	0.6411	1.8958	0.7545	0.8442	0.7546	0.9409	0.0558	0.2055	0.5872	0.0947
Fe^{2+}	1.4803	1.1946	1.5278	1.8061	1.5258	1.5312	1.2453	1.6788	1.5916	0.4108	1.3194	1.1906	1.5479	1.2903	1.3754	1.5027	1.4356	1.5153
Mn	0.0375	0.0710	0.0449	0.0301	0.0451	0.0472	0.0620	0.0371	0.0436	0.0357	0.0430	0.0406	0.0466	0.0451	0.0253	0.0214	0.0512	0.0247
Mg	2.1498	2.0853	2.1586	1.9546	2.2589	2.2047	2.2574	1.9740	2.0982	2.1191	2.0999	2.0860	1.6673	1.8343	3.2327	2.7806	2.2488	2.9926
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.8982	1.6800	1.9075	1.9733	1.9013	1.9121	1.7186	1.9361	1.9021	1.5468	1.7670	1.7235	1.8103	1.7596	1.9459	1.9321	1.7962	1.9694
Na	0.4338	0.5243	0.4385	0.4558	0.3504	0.4303	0.4538	0.4486	0.4248	0.3697	0.4427	0.5159	0.4971	0.4649	0.1549	0.3153	0.5079	0.2185
K	0.1254	0.1117	0.1303	0.1777	0.1227	0.1230	0.0810	0.1501	0.1369	0.0395	0.0418	0.0390	0.0597	0.0487	0.0192	0.0559	0.1343	0.0275
Ba	0.0005	0.0000	0.0028	0.0022	0.0044	0.0037	0.0052	0.0063	0.0000	0.0025	0.0064	0.0001	0.0002	0.0045	0.0022	0.0029	0.0065	0.0000
Σ Kat 3	2.4578	2.3161	2.4790	2.6091	2.3789	2.4692	2.2586	2.5412	2.4639	1.9585	2.2579	2.2785	2.3674	2.2777	2.1222	2.3062	2.4449	2.2154
F	0.0282	0.0425	0.0510	0.0272	0.0629	0.0504	0.0269	0.0645	0.0623	0.0761	0.0851	0.0858	0.0859	0.0776	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	1.9718	1.9575	1.9490	1.9728	1.9371	1.9496	1.9731	1.9355	1.9377	1.9239	1.9149	1.9142	1.9141	1.9224	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

	ÖV.F1P Amphibol 3 + 2				ÖV.F1P Amphibol 5, Ausschnitt				ÖM.2.4f Amphibol 3		ÖS.Go 3 Hornblende 1, Ausschnitt					ÖS.Go 3 Hbl 2 + 3 aus Hbl-Gneis		
	11422/23	11422/26	11422/28	11422/31	11422/1	11422/4	11422/6	11422/10	11422/55	11422/56	10830/20	10830/24	10830/27	10830/33	10830/37	10830/55	10830/61	10830/64
SiO_2	43.89	43.49	44.91	45.34	48.06	50.49	50.32	46.89	46.25	48.86	41.75	41.75	42.45	44.09	43.80	42.28	42.46	44.51
TiO_2	0.74	0.91	0.79	0.55	0.25	0.12	0.19	0.22	0.67	0.46	0.72	0.54	0.47	0.29	0.39	0.44	0.72	0.63
Al_2O_3	11.07	11.73	10.61	9.95	8.46	6.16	5.97	8.38	8.43	6.22	13.50	13.52	13.22	11.69	11.35	13.17	12.33	10.91
Cr_2O_3	0.08	0.02	0.09	0.07	0.00	0.08	0.02	0.07	0.04	0.01	0.18	0.13	0.13	0.00	0.08	0.10	0.06	0.01
Fe_2O_3	5.63	4.00	4.66	12.75	1.17	2.16	2.22	4.73	2.28	2.86	5.67	5.61	5.05	6.10	3.99	6.15	6.93	3.99
FeO	11.65	12.98	10.42	5.06	10.49	8.37	8.25	9.04	11.65	10.80	12.57	12.73	13.39	11.34	13.47	12.39	11.66	11.68
MnO	0.09	0.17	0.14	0.30	0.16	0.12	0.13	0.12	0.13	0.15	0.44	0.43	0.40	0.40	0.33	0.40	0.36	0.35
MgO	10.14	9.77	11.44	11.74	13.84	15.49	15.64	13.48	12.81	13.80	9.10	9.09	8.97	10.46	9.99	9.30	9.65	11.05
CaO	11.03	11.29	11.17	9.67	12.44	12.22	12.26	11.91	12.13	12.09	11.76	11.95	11.92	12.01	12.18	11.92	11.72	11.99
Na_2O	1.59	1.74	1.65	1.60	1.08	0.79	0.76	1.14	1.40	1.00	1.45	1.38	1.39	1.22	1.29	1.41	1.17	1.11
K_2O	0.27	0.27	0.27	0.27	0.20	0.13	0.17	0.35	0.39	0.22	0.80	0.73	0.61	0.34	0.43	0.57	0.73	0.61
BaO	0.13	0.08	0.02	0.07	0.00	0.02	0.09	0.10	0.06	0.00	0.00	0.06	0.04	0.01	0.03	0.02	0.12	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.14	0.08	0.17	0.18	0.15	0.11	0.16
Σ Gew.%	95.74	96.05	95.69	96.09	96.04	95.92	95.79	95.95	96.01	96.18	97.44	97.50	97.62	97.52	97.12	97.69	97.32	96.62
H_2O	2.00	2.00	2.02	2.06	2.04	2.07	2.06	2.04	2.02	2.04	1.96	1.94	1.97	1.95	1.92	1.95	1.96	1.94
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04	0.07	0.07	0.06	0.05	0.07
Σ Gew.% 2	98.31	98.45	98.17	99.42	98.20	98.21	98.07	98.46	98.26	98.50	99.94	99.94	100.06	100.01	99.37	100.19	99.93	98.89
Si	6.5791	6.5302	6.6749	6.6149	7.0491	7.3176	7.3097	6.9037	6.8799	7.1840	6.2348	6.2398	6.3296	6.5071	6.5470	6.2885	6.3277	6.6197
Alt	1.4209	1.4698	1.3251	1.3851	0.9509	0.6824	0.6903	1.0963	1.1201	0.8160	1.7652	1.7602	1.6704	1.4929	1.4530	1.7115	1.6723	1.3803
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0835	0.1025	0.0878	0.0598	0.0272	0.0131	0.0211	0.0247	0.0754	0.0503	0.0813	0.0609	0.0524	0.0318	0.0433	0.0491	0.0811	0.0709
Alo	0.5356	0.6056	0.5329	0.3251	0.5112	0.3689	0.3311	0.3572	0.3585	0.2618	0.6108	0.6217	0.6528	0.5395	0.5471	0.5974	0.4933	0.5326
Cr	0.0095	0.0023	0.0103	0.0086	0.0003	0.0089	0.0022	0.0080	0.0045	0.0017	0.0207	0.0155	0.0152	0.0000	0.0100	0.0115	0.0074	0.0014
Fe^{3+}	0.6347	0.4524	0.5207	1.3994	0.1292	0.2350	0.2424	0.5242	0.2548	0.3160	0.6370	0.6313	0.5663	0.6771	0.4482	0.6887	0.7773	0.4469
Fe^{2+}	1.4601	1.6306	1.2954	0.6172	1.2870	1.0144	1.0021	1.1127	1.4490	1.3275	1.5694	1.5905	1.6698	1.4000	1.6833	1.5409	1.4532	1.4533
Mn	0.0120	0.0210	0.0182	0.0365	0.0204	0.0149	0.0156	0.0147	0.0164	0.0190	0.0554	0.0544	0.0510	0.0504	0.0420	0.0509	0.0451	0.0444
Mg	2.2646	2.1857	2.5347	2.5534	3.0247	3.3449	3.3854	2.9585	2.8413	3.0238	2.0254	2.0256	1.9925	2.3012	2.2260	2.0615	2.1426	2.4505
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.7717	1.8172	1.7782	1.5108	1.9550	1.8969	1.9083	1.8780	1.9327	1.9045	1.8818	1.9126	1.9042	1.8987	1.9505	1.8995	1.8711	1.9114
Na	0.4635	0.5078	0.4762	0.4514	0.3074	0.2231	0.2145	0.3247	0.4047	0.2851	0.4188	0.3987	0.4021	0.3490	0.3738	0.4054	0.3377	0.3199
K	0.0523	0.0526	0.0512	0.0509	0.0383	0.0243	0.0310	0.0649	0.0747	0.0418	0.1517	0.1389	0.1159	0.0648	0.0829	0.1085	0.1378	0.1150
Ba	0.0075	0.0049	0.0010	0.0043	0.0000	0.0012	0.0051	0.0059	0.0034	0.0000	0.0000	0.0035	0.0025	0.0007	0.0017	0.0014	0.0072	0.0000
Σ Kat 3	2.2949	2.3825	2.3065	2.0173	2.3007	2.1454	2.1589	2.2735	2.4155	2.2314	2.4523	2.4537	2.4247	2.3132	2.4088	2.4148	2.3538	2.3462
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0425	0.0643	0.0396	0.0803	0.0841	0.0687	0.0537	0.0748
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.9575	1.9357	1.9604	1.9197	1.9159	1.9313	1.9463	1.9252

	ÖS.Go 3 Hornblende 5 + 6 aus Amphibolit				ÖS.Bis 1a Amp* in Grt 3 + 2			ÖS.Bis 1a Kely-Amp		ÖS.Bis 1a Symp-Amp		ÖS.7.5a Hornblende 8, Ausschnitt				ÖS.7.5a Hornblende 7 + 3		
	10830/71	10830/73	10830/77	10830/81	11418/1	11418/3	11418/5	11418/8	11418/9	11418/11	11418/12	10955/50	10955/58	10955/63	10955/74	10958/1	10958/6	10958/15
SiO_2	45.32	44.70	46.62	43.52	44.17	48.27	40.70	38.79	37.40	42.92	45.98	41.92	43.08	42.92	43.09	43.25	42.90	40.90
TiO_2	0.64	0.46	0.35	0.42	0.37	0.15	0.16	0.03	0.08	0.60	0.40	0.74	0.62	0.65	0.64	0.61	0.65	0.77
Al_2O_3	11.02	11.12	9.20	14.47	16.93	13.57	19.32	21.45	21.72	13.82	11.64	12.57	14.01	13.73	13.59	11.77	12.69	13.47
Cr_2O_3	0.15	0.05	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.06	0.04	0.65	0.14	0.01	0.06	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01
Fe_2O_3	3.32	4.75	4.39	5.62	6.65	6.80	5.14	4.89	9.03	0.00	1.45	4.88	7.87	6.93	7.11	6.06	3.79	4.54
FeO	11.81	11.24	10.46	8.97	2.45	1.38	4.93	7.29	4.92	9.09	6.33	13.15	9.35	9.97	9.94	12.09	12.65	14.71
MnO	0.33	0.33	0.39	0.39	0.12	0.04	0.05	0.21	0.23	0.11	0.13	0.09	0.23	0.18	0.17	0.21	0.13	0.37
MgO	11.33	11.33	12.62	10.95	13.51	15.01	12.19	9.75	9.52	13.30	15.58	9.58	9.52	9.81	9.77	10.01	10.09	8.13
CaO	12.19	12.27	12.40	11.51	9.50	8.84	10.66	10.57	10.34	12.51	12.13	11.90	9.73	10.35	10.10	11.24	11.77	11.84
Na_2O	1.06	1.07	0.93	1.65	3.37	3.21	3.54	3.13	3.03	2.14	2.05	1.61	2.42	2.22	2.38	1.96	1.69	1.63
K_2O	0.53	0.52	0.37	0.38	0.22	0.06	0.08	0.80	0.43	0.73	0.55	0.57	0.44	0.46	0.42	0.46	0.47	0.58
BaO	0.04	0.05	0.03	0.07	0.06	0.05	0.07	0.00	0.05	0.05	0.07	0.01	0.09	0.00	0.00	0.08	0.05	0.01
F	0.12	0.17	0.15	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14	0.14	0.18	0.11	0.09	0.07
Σ Gew.%	97.53	97.59	97.48	97.54	96.72	96.70	96.32	96.48	95.88	95.94	96.31	96.66	96.78	96.69	96.68	97.27	96.61	96.58
H_2O	1.99	1.96	1.98	2.01	2.12	2.15	2.07	2.04	2.04	2.02	2.07	1.93	1.97	1.96	1.94	1.96	1.96	1.94
O#	0.05	0.07	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.08	0.05	0.04	0.03
Σ Gew.% 2	99.80	99.95	99.84	100.06	99.50	99.53	98.91	99.01	98.82	97.96	98.52	99.03	99.48	99.29	99.26	99.80	98.91	98.94
Si	6.6600	6.5791	6.8158	6.3354	6.2602	6.7439	5.8924	5.6896	5.5021	6.3631	6.6544	6.3141	6.3475	6.3449	6.3694	6.4359	6.4152	6.2187
Alt	1.3400	1.4209	1.1842	1.6646	1.7398	1.2561	2.1076	2.3104	2.4979	1.6369	1.3456	1.6859	1.6525	1.6551	1.6306	1.5641	1.5848	1.7813
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0706	0.0508	0.0380	0.0456	0.0395	0.0158	0.0173	0.0033	0.0083	0.0664	0.0432	0.0833	0.0682	0.0718	0.0708	0.0687	0.0730	0.0875
Alo	0.5684	0.5083	0.4012	0.8179	1.0885	0.9779	1.1896	1.3974	1.2680	0.7782	0.6390	0.5445	0.7803	0.7363	0.7369	0.4992	0.6511	0.6318
Cr	0.0177	0.0053	0.0008	0.0044	0.0033	0.0005	0.0000	0.0075	0.0041	0.0767	0.0164	0.0017	0.0065	0.0034	0.0000	0.0026	0.0026	0.0007
Fe^{3+}	0.3677	0.5263	0.4828	0.6160	0.7093	0.7145	0.5601	0.5392	0.9992	0.0000	0.1575	0.5526	0.8726	0.7711	0.7902	0.6790	0.4262	0.5199
Fe^{2+}	1.4517	1.3836	1.2791	1.0924	0.2903	0.1615	0.5965	0.8937	0.6047	1.1271	0.7663	1.6567	1.1521	1.2325	1.2291	1.5048	1.5822	1.8707
Mn	0.0413	0.0410	0.0483	0.0476	0.0143	0.0044	0.0065	0.0266	0.0288	0.0138	0.0160	0.0115	0.0287	0.0226	0.0210	0.0260	0.0162	0.0481
Mg	2.4826	2.4847	2.7498	2.3761	2.8549	3.1253	2.6300	2.1323	2.0869	2.9378	3.3616	2.1497	2.0916	2.1623	2.1520	2.2197	2.2487	1.8414
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.9190	1.9354	1.9431	1.7950	1.4432	1.3226	1.6533	1.6606	1.6295	1.9869	1.8803	1.9198	1.5353	1.6387	1.6000	1.7921	1.8866	1.9294
Na	0.3026	0.3061	0.2648	0.4660	0.9271	0.8693	0.9943	0.8889	0.8645	0.6163	0.5763	0.4707	0.6926	0.6359	0.6833	0.5654	0.4897	0.4815
K	0.1003	0.0972	0.0687	0.0711	0.0401	0.0112	0.0140	0.1496	0.0809	0.1380	0.1014	0.1090	0.0831	0.0874	0.0786	0.0871	0.0903	0.1124
Ba	0.0021	0.0026	0.0019	0.0039	0.0031	0.0030	0.0042	0.0000	0.0028	0.0031	0.0040	0.0006	0.0052	0.0000	0.0000	0.0047	0.0029	0.0006
Σ Kat 3	2.3240	2.3414	2.2785	2.3361	2.4135	2.2060	2.6658	2.6991	2.5777	2.7444	2.5620	2.5001	2.3162	2.3621	2.3619	2.4492	2.4695	2.5239
F	0.0534	0.0805	0.0675	0.0502	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0610	0.0652	0.0669	0.0851	0.0513	0.0430	0.0351
OH	1.9466	1.9195	1.9325	1.9498	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.9390	1.9348	1.9331	1.9149	1.9487	1.9570	1.9649

	ÖS.7.5a Hornblende x		ÖS.9.1m Amphibol 1			ÖS.9.1m Amphibol 2a + 2c				ÖS.9.1m Amphibol 3, Ausschnitt			ÖRK.2 Amphibol 1		ÖRK.2 Amphibol 6		ÖRK.2 Amp# Grt 3	
	10955/80	10955/85	10964/1	10964/3	10964/6	10964/7	10964/14	10964/19	10964/20	10964/25	10964/34	10964/40	10966/35	10966/43	10966/31	10966/34	10966/20	10966/22
SiO_2	41.72	42.59	54.52	53.44	51.01	50.13	45.35	52.14	45.78	43.36	48.15	50.03	56.44	57.34	51.42	49.30	42.09	42.94
TiO_2	0.68	0.63	0.05	0.07	0.16	0.31	0.30	0.12	0.44	0.81	0.20	0.13	0.04	0.04	0.11	0.13	0.54	0.55
Al_2O_3	13.67	13.38	2.17	2.03	4.59	5.09	10.44	3.67	9.12	12.24	9.78	7.80	1.22	0.64	6.60	7.42	14.86	14.30
Cr_2O_3	0.06	0.00	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05	0.00	0.08	0.05	0.08	0.05	0.03	0.00	0.08	0.08	0.03	0.04
Fe_2O_3	5.23	5.58	0.00	0.00	0.55	2.46	4.22	1.94	2.65	4.15	19.99	22.24	0.82	0.20	1.33	1.63	1.76	1.23
FeO	11.79	11.49	12.18	13.01	13.56	11.85	12.80	11.73	14.06	12.30	-2.58	-4.99	2.53	3.46	7.23	8.68	12.48	12.59
MnO	0.08	0.17	0.27	0.26	0.24	0.20	0.23	0.25	0.22	0.24	0.24	0.33	0.10	0.13	0.16	0.26	0.21	0.19
MgO	9.67	9.81	15.58	15.06	13.69	13.85	10.88	14.74	10.92	10.29	13.84	14.87	22.07	21.83	16.56	15.20	10.41	10.58
CaO	11.59	11.10	12.94	13.06	12.92	12.50	12.23	12.72	12.44	11.81	8.39	7.77	13.38	13.25	12.50	12.64	12.39	12.23
Na_2O	1.66	2.02	0.17	0.17	0.45	0.57	1.24	0.44	0.99	1.54	1.27	1.10	0.19	0.16	0.78	0.91	1.96	1.89
K_2O	0.54	0.48	0.03	0.03	0.11	0.26	0.32	0.09	0.28	0.43	0.21	0.12	0.01	0.00	0.08	0.08	0.20	0.25
BaO	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.12	0.12	0.09	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.14	0.15
F	0.14	0.11	0.10	0.09	0.11	0.14	0.10	0.12	0.11	0.10	0.12	0.15	0.00	0.03	0.06	0.12	0.11	0.09
Σ Gew.%	96.37	96.87	98.08	97.25	97.36	97.23	97.77	97.74	96.95	97.01	97.77	97.35	96.76	97.06	96.86	96.29	96.99	96.91
H_2O	1.93	1.97	2.05	2.02	2.00	1.98	1.99	2.02	1.96	1.97	2.10	2.11	2.16	2.15	2.08	2.01	1.97	1.98
O#	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.00	0.01	0.02	0.05	0.05	0.04
Σ Gew.% 2	98.77	99.35	100.09	99.23	99.37	99.40	100.13	99.91	99.12	99.35	101.82	101.62	99.00	99.22	99.04	98.41	99.09	98.98
Si	6.2578	6.3349	7.8052	7.7653	7.4572	7.3243	6.6840	7.5319	6.8300	6.4508	6.6874	6.8933	7.8352	7.9455	7.3295	7.1558	6.2549	6.3704
Alt	1.7422	1.6651	0.1948	0.2347	0.5428	0.6757	1.3160	0.4681	1.1700	1.5492	1.3126	1.1067	0.1648	0.0545	0.6705	0.8442	1.7451	1.6296
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0762	0.0707	0.0057	0.0075	0.0174	0.0339	0.0331	0.0125	0.0490	0.0901	0.0204	0.0133	0.0044	0.0040	0.0114	0.0140	0.0606	0.0610
Alo	0.6746	0.6799	0.1708	0.1134	0.2488	0.2011	0.4970	0.1562	0.4337	0.5967	0.2890	0.1593	0.0342	0.0507	0.4377	0.4247	0.8569	0.8702
Cr	0.0071	0.0000	0.0068	0.0039	0.0035	0.0046	0.0053	0.0000	0.0098	0.0060	0.0091	0.0049	0.0035	0.0000	0.0087	0.0096	0.0039	0.0051
Fe^{3+}	0.5900	0.6241	0.0000	0.0000	0.0609	0.2704	0.4680	0.2110	0.2970	0.4644	2.0887	2.3063	0.0855	0.0208	0.1424	0.1782	0.1970	0.1370
Fe^{2+}	1.4792	1.4295	1.4583	1.5814	1.6572	1.4485	1.5772	1.4169	1.7535	1.5297	-0.2995	-0.5751	0.2938	0.4015	0.8615	1.0538	1.5504	1.5623
Mn	0.0103	0.0213	0.0330	0.0321	0.0296	0.0249	0.0285	0.0302	0.0279	0.0307	0.0279	0.0380	0.0115	0.0150	0.0198	0.0314	0.0258	0.0240
Mg	2.1626	2.1744	3.3254	3.2617	2.9826	3.0166	2.3909	3.1732	2.4290	2.2823	2.8644	3.0533	4.5671	4.5080	3.5184	3.2882	2.3053	2.3403
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.8631	1.7689	1.9854	2.0330	2.0238	1.9573	1.9310	1.9681	1.9886	1.8822	1.2481	1.1474	1.9894	1.9666	1.9095	1.9654	1.9733	1.9431
Na	0.4829	0.5830	0.0483	0.0475	0.1268	0.1615	0.3532	0.1223	0.2877	0.4428	0.3423	0.2935	0.0515	0.0416	0.2168	0.2572	0.5659	0.5435
K	0.1032	0.0907	0.0046	0.0058	0.0204	0.0476	0.0598	0.0173	0.0525	0.0807	0.0369	0.0214	0.0026	0.0000	0.0140	0.0156	0.0372	0.0481
Ba	0.0030	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0040	0.0023	0.0000	0.0070	0.0070	0.0049	0.0000	0.0000	0.0000	0.0045	0.0000	0.0082	0.0088
Σ Kat 3	2.4522	2.4467	2.0383	2.0862	2.1710	2.1704	2.3463	2.1078	2.3358	2.4127	1.6321	1.4622	2.0435	2.0083	2.1448	2.2382	2.5846	2.5434
F	0.0655	0.0503	0.0457	0.0400	0.0527	0.0656	0.0475	0.0539	0.0510	0.0489	0.0545	0.0636	0.0000	0.0140	0.0266	0.0565	0.0503	0.0399
OH	1.9345	1.9497	1.9543	1.9600	1.9473	1.9344	1.9525	1.9461	1.9490	1.9511	1.9455	1.9364	2.0000	1.9860	1.9734	1.9435	1.9497	1.9601

	ÖRK.2 Symp-Amp 4		ÖRK.2 Symp-Amp 7		SP.1 Amphibol 6		SP.1 Symp-Amp		SP.1 Kely-Amp Grt 1		SP.1 Amphibol* in Granat 1			SP.1 Amp* in Grt 2		SP.1 Amp* in Grt 3	
	10966/12	10966/13	10966/3	10966/4	10896/63	10896/66	10894/53	10894/59	10896/43	10896/44	10896/37	10896/39	10896/42	10896/48	10896/50	10896/51	10896/52
SiO_2	54.02	47.21	53.93	49.56	48.65	48.53	44.03	48.55	42.62	38.15	45.18	43.15	42.41	43.36	45.40	44.26	43.62
TiO_2	0.03	0.29	0.10	0.21	0.18	0.23	0.75	0.26	0.28	0.19	0.90	0.75	0.83	0.68	0.45	0.65	0.63
Al_2O_3	2.43	9.11	2.48	6.92	8.82	8.06	12.01	6.69	14.00	19.00	13.90	14.59	16.57	12.28	11.62	15.16	15.96
Cr_2O_3	0.05	0.04	0.12	0.11	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.02	0.05	0.06	0.00	0.03	0.06	0.08	0.06
Fe_2O_3	0.00	1.14	0.87	1.70	11.99	4.95	4.45	5.00	6.15	10.95	9.31	11.47	5.26	7.57	9.89	8.55	8.50
FeO	9.62	11.61	9.25	10.29	2.02	6.87	7.95	9.83	9.79	7.17	4.24	5.59	10.77	10.78	7.48	7.61	7.88
MnO	0.22	0.31	0.22	0.25	0.10	0.12	0.06	0.14	0.04	0.14	0.12	0.24	0.02	0.09	0.07	0.06	0.05
MgO	17.09	13.12	17.04	14.46	14.35	14.93	13.50	13.34	10.88	8.54	12.11	9.96	8.63	9.57	10.71	9.49	9.23
CaO	13.20	12.76	12.98	12.70	9.41	11.48	11.57	11.40	11.29	10.01	8.88	8.45	8.29	9.46	9.12	8.00	8.45
Na_2O	0.25	1.19	0.25	0.83	1.57	1.49	2.29	1.29	2.30	2.79	2.66	2.74	4.20	3.04	2.38	3.40	3.18
K_2O	0.02	0.10	0.01	0.07	0.25	0.27	0.70	0.17	0.36	0.73	0.48	0.53	0.42	0.28	0.30	0.27	0.28
BaO	0.10	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.06	0.14	0.05	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00
F	0.07	0.02	0.07	0.10	0.17	0.17	0.15	0.15	0.20	0.16	0.16	0.06	0.21	0.17	0.22	0.20	0.26
Σ Gew.%	97.10	96.80	97.24	97.04	96.35	96.61	97.09	96.37	97.44	96.81	97.06	96.43	97.08	96.62	96.74	96.91	97.25
H_2O	2.06	2.03	2.07	2.02	2.03	2.00	1.98	1.97	1.95	1.95	2.02	2.03	1.94	1.93	1.95	1.97	1.95
O#	0.03	0.01	0.03	0.04	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.02	0.09	0.07	0.09	0.09	0.11
Σ Gew.% 2	99.12	98.93	99.36	99.19	99.51	99.04	99.45	98.78	99.92	99.79	99.95	99.59	99.45	99.24	99.59	99.65	99.94
Si	7.7472	6.9289	7.7050	7.1887	6.9224	7.0096	6.4341	7.1226	6.2671	5.6493	6.4571	6.2816	6.2375	6.4476	6.6161	6.4166	6.3185
Alt	0.2528	1.0711	0.2950	0.8113	1.0776	0.9904	1.5659	0.8774	1.7329	2.3507	1.5429	1.7184	1.7625	1.5524	1.3839	1.5834	1.6815
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0036	0.0315	0.0102	0.0233	0.0189	0.0245	0.0823	0.0282	0.0310	0.0214	0.0963	0.0816	0.0913	0.0765	0.0495	0.0704	0.0687
Alo	0.1572	0.5054	0.1226	0.3724	0.4011	0.3809	0.5027	0.2796	0.6934	0.9655	0.7974	0.7842	1.1092	0.5993	0.6127	1.0069	1.0440
Cr	0.0053	0.0051	0.0135	0.0122	0.0003	0.0000	0.0054	0.0008	0.0014	0.0022	0.0053	0.0066	0.0000	0.0038	0.0072	0.0089	0.0072
Fe^{3+}	0.0000	0.1261	0.0934	0.1856	1.2836	0.5376	0.4895	0.5517	0.6808	1.2203	1.0011	1.2565	0.5817	0.8472	1.0851	0.9330	0.9260
Fe^{2+}	1.1541	1.4246	1.1050	1.2488	0.2406	0.8292	0.9719	1.2056	1.2043	0.8884	0.5066	0.6806	1.3250	1.3408	0.9116	0.9228	0.9541
Mn	0.0271	0.0380	0.0269	0.0309	0.0120	0.0147	0.0074	0.0172	0.0051	0.0181	0.0147	0.0299	0.0019	0.0117	0.0084	0.0076	0.0065
Mg	3.6526	2.8692	3.6283	3.1268	3.0434	3.2132	2.9408	2.9169	2.3841	1.8841	2.5787	2.1606	1.8908	2.1208	2.3254	2.0505	1.9935
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	2.0288	2.0060	1.9859	1.9734	1.4351	1.7765	1.8112	1.7924	1.7788	1.5875	1.3602	1.3174	1.3059	1.5067	1.4247	1.2431	1.3117
Na	0.0690	0.3394	0.0706	0.2339	0.4340	0.4163	0.6492	0.3657	0.6544	0.8018	0.7364	0.7742	1.1979	0.8774	0.6718	0.9543	0.8919
K	0.0031	0.0178	0.0026	0.0138	0.0461	0.0506	0.1302	0.0318	0.0676	0.1374	0.0883	0.0991	0.0793	0.0523	0.0567	0.0506	0.0516
Ba	0.0057	0.0012	0.0000	0.0000	0.0022	0.0015	0.0010	0.0033	0.0079	0.0029	0.0007	0.0000	0.0000	0.0031	0.0010	0.0014	0.0000
Σ Kat 3	2.1066	2.3644	2.0591	2.2211	1.9174	2.2449	2.5916	2.1932	2.5087	2.5296	2.1856	2.1906	2.5831	2.4394	2.1542	2.2493	2.2552
F	0.0322	0.0097	0.0303	0.0450	0.0742	0.0754	0.0693	0.0691	0.0916	0.0731	0.0710	0.0253	0.0977	0.0818	0.1009	0.0931	0.1186
OH	1.9678	1.9903	1.9697	1.9550	1.9258	1.9246	1.9307	1.9309	1.9084	1.9269	1.9290	1.9747	1.9023	1.9182	1.8991	1.9069	1.8814

	SP.8a Amphibol 3 für Grt-Amp-Thermometrie					SP.8b Amp 1+2+5 (13+15 Kat.)			SP.11 Hornblende 4				SP.11 Amp neben Di		SP.11 Symp-Amp 2 + 11 (112 + 61)			
	11444/53	11444/32	11444/33	11444/34	11444/38	11438/3	11438/13	11438/26	10841/46	10841/50	10841/55	10841/58	10841/39	10841/40	10841/41	10841/43	10840/112	10841/61
SiO_2	41.32	38.94	40.91	39.24	41.29	45.75	40.12	41.14	44.68	43.84	46.54	46.36	52.69	53.58	50.46	45.09	51.15	50.47
TiO_2	1.22	0.62	0.74	0.50	0.91	0.56	0.26	0.78	0.58	0.42	0.21	0.20	0.10	0.07	0.23	0.42	0.49	0.38
Al_2O_3	11.71	12.98	14.06	15.19	12.53	10.18	17.73	14.61	10.57	11.48	9.45	10.03	2.03	1.56	3.46	9.15	3.69	3.99
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.02	0.21	0.05	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02	0.06	0.16	0.04	0.05
Fe_2O_3	4.22	10.88	4.56	4.46	4.70	11.31	8.51	6.51	3.85	4.37	5.47	6.71	1.51	0.42	3.80	3.88	1.25	0.79
FeO	17.57	11.70	15.87	17.37	16.16	6.51	8.18	9.27	9.45	9.47	8.04	7.23	11.98	12.11	11.30	11.08	11.68	13.50
MnO	0.15	0.11	0.19	0.15	0.18	0.37	0.36	0.26	0.12	0.15	0.15	0.20	0.27	0.24	0.26	0.18	0.14	0.13
MgO	7.02	7.06	6.79	5.55	7.17	12.76	9.09	10.17	13.22	12.65	13.67	13.00	15.12	15.72	14.11	12.71	14.91	13.88
CaO	11.51	10.48	11.25	11.46	11.22	8.13	10.68	10.88	11.60	11.37	10.90	9.68	12.49	12.79	12.02	12.06	12.30	12.37
Na_2O	1.76	1.52	1.68	1.71	1.78	1.56	2.40	2.43	2.48	2.72	2.52	3.05	0.60	0.44	0.92	2.01	0.99	1.10
K_2O	0.35	0.34	0.39	0.44	0.33	0.12	0.26	0.24	0.33	0.33	0.23	0.23	0.04	0.03	0.07	0.25	0.13	0.10
BaO	0.02	0.01	0.00	0.04	0.06	0.10	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.06	0.05	0.05
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.27	0.30	0.22	0.13	0.17	0.10	0.16	0.15	0.15
Σ Gew.%	96.43	93.56	96.00	95.71	95.88	96.23	96.83	95.84	96.82	96.71	96.95	96.30	96.81	97.19	96.42	96.82	96.85	96.85
H_2O	1.95	1.92	1.96	1.93	1.95	2.06	2.04	2.01	1.91	1.90	1.92	1.95	1.99	1.98	1.99	1.95	1.98	1.96
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.11	0.13	0.09	0.06	0.07	0.04	0.07	0.06	0.06
Σ Gew.% 2	98.80	96.57	98.42	98.09	98.30	99.42	99.71	98.50	99.00	98.93	99.29	98.83	98.90	99.15	98.76	99.08	98.89	98.83
Si	6.3571	6.0773	6.2552	6.0845	6.3413	6.6499	5.9049	6.1375	6.5841	6.4834	6.7836	6.7723	7.6897	7.7770	7.4265	6.6925	7.4754	7.4420
Alt	1.6429	1.9227	1.7448	1.9155	1.6587	1.3501	2.0951	1.8625	1.4159	1.5166	1.2164	1.2277	0.3103	0.2230	0.5735	1.3075	0.5246	0.5580
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.1409	0.0724	0.0855	0.0580	0.1050	0.0616	0.0288	0.0874	0.0647	0.0467	0.0225	0.0218	0.0108	0.0076	0.0251	0.0465	0.0541	0.0418
Alo	0.4810	0.4657	0.7878	0.8601	0.6097	0.3934	0.9811	0.7070	0.4204	0.4849	0.4072	0.4996	0.0387	0.0436	0.0275	0.2936	0.1113	0.1348
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0057	0.0011	0.0018	0.0024	0.0250	0.0061	0.0050	0.0019	0.0039	0.0000	0.0022	0.0071	0.0183	0.0049	0.0058
Fe^{3+}	0.4880	1.2777	0.5251	0.5205	0.5435	1.2370	0.9424	0.7304	0.4264	0.4864	0.5995	0.7375	0.1663	0.0464	0.4213	0.4329	0.1372	0.0873
Fe^{2+}	2.2605	1.5272	2.0288	2.2519	2.0758	0.7916	1.0067	1.1560	1.1638	1.1705	0.9803	0.8831	1.4626	1.4693	1.3905	1.3747	1.4277	1.6641
Mn	0.0199	0.0152	0.0246	0.0202	0.0228	0.0451	0.0446	0.0334	0.0155	0.0191	0.0187	0.0243	0.0334	0.0294	0.0325	0.0227	0.0168	0.0156
Mg	1.6098	1.6418	1.5482	1.2837	1.6421	2.7648	1.9940	2.2608	2.9031	2.7874	2.9700	2.8299	3.2883	3.4016	3.0959	2.8111	3.2482	3.0506
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	7.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.8973	1.7522	1.8434	1.9034	1.8464	1.2655	1.6844	1.7383	1.8315	1.8012	1.7028	1.5158	1.9526	1.9885	1.8956	1.9179	1.9265	1.9546
Na	0.5259	0.4613	0.4982	0.5146	0.5297	0.4391	0.6855	0.7037	0.7085	0.7798	0.7135	0.8651	0.1709	0.1236	0.2623	0.5790	0.2807	0.3133
K	0.0690	0.0669	0.0759	0.0870	0.0649	0.0221	0.0495	0.0449	0.0623	0.0613	0.0437	0.0422	0.0076	0.0049	0.0138	0.0481	0.0236	0.0184
Ba	0.0013	0.0009	0.0000	0.0024	0.0035	0.0058	0.0039	0.0000	0.0000	0.0017	0.0000	0.0022	0.0000	0.0050	0.0000	0.0033	0.0029	0.0029
Σ Kat 3	2.4935	2.2813	2.4175	2.5074	2.4445	0.0279	2.4233	2.4870	2.6022	2.6440	2.4600	2.4252	2.1311	2.1221	2.1717	2.5483	2.2337	2.2891
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1239	0.1267	0.1374	0.1016	0.0605	0.0785	0.0442	0.0737	0.0707	0.0676
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	1.8761	1.8733	1.8626	1.8984	1.9395	1.9215	1.9558	1.9263	1.9293	1.9324

	SP.12 Amphibol 1 (15 Kat. Ca+Na)			SP.12 Amphibol 2 (13 Kat.)			SP.12 Amp 5 + 3		SVSa.2a Amphibol 4 (32 15 Kat.)			SVS.3a Cummingtonit 1 + 2 (15 Kat. Ca+Na)			
	11455/97	11455/101	11455/105	11455/81	11455/87	11455/89	11455/153	11455/166	11438/31	11438/34	11438/32	11441/14	11441/15	11441/53	11441/54
SiO_2	43.64	45.26	48.85	38.61	39.77	43.06	44.87	43.06	42.94	41.97	51.16	52.98	52.64	53.25	52.84
TiO_2	0.65	0.42	0.14	0.37	0.46	0.38	0.63	0.74	1.33	1.03	0.09	0.03	0.01	0.04	0.07
Al_2O_3	11.06	9.61	6.85	18.78	17.10	13.19	10.84	11.88	9.54	10.38	0.66	0.78	0.76	0.62	0.61
Cr_2O_3	0.07	0.06	0.05	0.02	0.00	0.07	0.25	0.12	0.20	0.11	0.01	0.02	0.04	0.05	0.13
Fe_2O_3	13.76	11.04	7.18	8.63	9.00	17.68	5.90	9.58	10.16	11.24	0.35	0.23	0.64	0.00	0.00
FeO	3.05	5.62	7.24	8.26	7.89	0.46	7.97	6.96	12.75	11.66	26.71	24.56	24.40	23.62	24.04
MnO	0.40	0.44	0.34	0.33	0.24	0.25	0.22	0.35	0.62	0.60	0.99	0.58	0.61	0.68	0.69
MgO	11.75	12.83	14.46	8.12	9.10	11.21	12.52	11.16	7.66	8.00	11.11	16.27	16.19	16.39	16.45
CaO	9.93	8.80	9.76	10.20	10.34	8.55	11.10	10.36	10.03	10.04	3.97	0.79	0.49	0.86	0.71
Na_2O	1.70	1.38	1.01	2.54	2.54	1.85	1.82	1.93	1.61	2.00	0.24	0.07	0.11	0.05	0.06
K_2O	0.23	0.10	0.15	0.29	0.17	0.21	0.28	0.30	0.11	0.12	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
BaO	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.06	0.03	0.00	0.02	0.07	0.12	0.12	0.00	0.05	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	94.88	94.53	95.32	95.29	95.71	95.20	95.84	95.49	95.97	96.11	95.42	96.42	95.84	95.63	95.62
H_2O	2.04	2.03	2.05	2.00	2.02	2.07	2.04	2.02	1.97	1.98	1.93	2.01	2.00	2.00	2.00
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	98.30	97.66	98.09	98.16	98.63	99.04	98.47	98.47	98.96	99.21	97.39	98.44	97.90	97.63	97.62
Si	6.4230	6.6851	7.1286	5.7813	5.9150	6.2494	6.6081	6.3853	6.5211	6.3653	7.9330	7.9169	7.9083	8.0018	7.9401
Alt	1.5770	1.3149	0.8714	2.2187	2.0850	1.7506	1.3919	1.6147	1.4789	1.6347	0.0670	0.0831	0.0917	0.0000	0.0599
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0018	8.0000
Ti	0.0720	0.0463	0.0148	0.0415	0.0511	0.0417	0.0700	0.0826	0.1518	0.1176	0.0099	0.0036	0.0011	0.0049	0.0075
Alo	0.3420	0.3580	0.3061	1.0954	0.9133	0.5061	0.4898	0.4613	0.2276	0.2209	0.0542	0.0547	0.0431	0.1101	0.0488
Cr	0.0080	0.0067	0.0061	0.0019	0.0000	0.0080	0.0294	0.0144	0.0244	0.0130	0.0016	0.0026	0.0049	0.0059	0.0160
Fe^{3+}	1.5238	1.2268	0.7885	0.9724	1.0073	1.9310	0.6536	1.0684	1.1612	1.2830	0.0413	0.0256	0.0723	0.0000	0.0000
Fe^{2+}	0.3758	0.6941	0.8839	1.0346	0.9812	0.0563	0.9819	0.8627	1.6197	1.4793	3.4637	3.0687	3.0651	2.9684	3.0217
Mn	0.0497	0.0548	0.0426	0.0418	0.0306	0.0313	0.0274	0.0439	0.0804	0.0776	0.1304	0.0734	0.0780	0.0871	0.0879
Mg	2.5778	2.8242	3.1449	1.8124	2.0165	2.4256	2.7478	2.4666	1.7348	1.8087	2.5682	3.6238	3.6256	3.6696	3.6854
Σ Kat 2	7.0000	7.0000	7.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	7.0000	7.0000	7.0000	6.9982	7.0000
Ca	1.5659	1.3928	1.5264	1.6363	1.6475	1.3288	1.7520	1.6465	1.6321	1.6320	0.6593	0.1270	0.0788	0.1390	0.1138
Na	0.4850	0.3964	0.2868	0.7361	0.7335	0.5192	0.5184	0.5549	0.4754	0.5870	0.0713	0.0207	0.0310	0.0134	0.0189
K	0.0430	0.0184	0.0278	0.0557	0.0325	0.0384	0.0527	0.0576	0.0205	0.0235	0.0071	0.0002	0.0002	0.0018	0.0000
Ba	0.0006	0.0044	0.0000	0.0009	0.0007	0.0034	0.0019	0.0000	0.0009	0.0041	0.0071	0.0068	0.0000	0.0031	0.0009
Σ Kat 3	0.0436	0.0228	0.0278	2.4289	2.4141	1.8899	2.3251	2.2590	2.1290	2.2466	0.0143	0.0070	0.0002	0.0049	0.0009
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

3. Metasedimente

	ÖV.0.1a Amphibol 6+ 7 aus Amphibolit					ÖM.5.1g Amphibol 5	
	10914/9	10914/19	10914/22	10914/24	10914/29	11412/4	11412/5
SiO_2	46.31	44.73	42.48	49.17	47.07	52.41	54.95
TiO_2	0.63	0.56	0.44	0.50	0.43	0.19	0.03
Al_2O_3	10.87	13.28	13.73	7.51	10.56	3.18	1.46
Cr_2O_3	0.00	0.06	0.11	0.05	0.05	0.00	0.01
Fe_2O_3	3.82	3.77	15.78	2.12	3.55	0.38	0.00
FeO	10.24	10.11	1.37	10.75	9.48	10.09	7.44
MnO	0.19	0.24	0.30	0.19	0.25	1.25	0.89
MgO	12.23	11.27	11.71	13.50	12.84	15.59	18.26
CaO	12.02	11.82	10.17	12.15	12.03	12.98	13.12
Na_2O	1.05	1.27	1.08	0.72	1.03	0.23	0.10
K_2O	0.41	0.38	0.38	0.26	0.30	0.03	0.00
BaO	0.04	0.05	0.02	0.05	0.10	0.00	0.00
F	0.21	0.20	0.21	0.17	0.18	0.00	0.00
Σ Gew.%	97.64	97.35	96.18	96.94	97.52	96.30	96.27
H_2O	1.96	1.96	1.97	1.98	1.99	2.06	2.10
O#	0.09	0.08	0.09	0.07	0.07	0.00	0.00
Σ Gew.%	99.90	99.60	99.64	99.06	99.79	98.40	98.37
Si	6.7319	6.5236	6.1505	7.1571	6.8126	7.6268	7.8583
Alt	1.2681	1.4764	1.8495	0.8429	1.1874	0.3732	0.1417
Σ Kat Tetr	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0693	0.0618	0.0476	0.0551	0.0465	0.0212	0.0036
Alo	0.5946	0.8058	0.4935	0.4451	0.6142	0.1721	0.1041
Cr	0.0000	0.0064	0.0120	0.0062	0.0052	0.0003	0.0013
Fe^{3+}	0.4179	0.4135	1.7186	0.2327	0.3864	0.0417	0.0000
Fe^{2+}	1.2451	1.2325	0.1653	1.3083	1.1470	1.2283	0.8895
Mn	0.0234	0.0293	0.0364	0.0240	0.0310	0.1542	0.1084
Mg	2.6498	2.4506	2.5266	2.9284	2.7698	3.3822	3.8931
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.8712	1.8463	1.5775	1.8953	1.8656	2.0239	2.0099
Na	0.2948	0.3586	0.3031	0.2043	0.2901	0.0643	0.0273
K	0.0757	0.0704	0.0696	0.0481	0.0560	0.0047	0.0009
Ba	0.0021	0.0027	0.0013	0.0029	0.0057	0.0000	0.0000
Σ Kat 3	2.2438	2.2780	1.9514	2.1505	2.2174	2.0929	2.0381
F	0.0961	0.0922	0.0961	0.0801	0.0801	0.0000	0.0000
OH	1.9039	1.9078	1.9039	1.9199	1.9199	2.0000	2.0000

4. Orthogneise

	ÖRK.26 Amphibol 1			ÖRK.26 Amphibol 2		SLav.1a Amphibol 1 + 2			SLav.1a Amphibol 3c	
	11225/22	11225/24	11225/26	11225/30	11225/31	11442/64	11442/70	11442/75	11442/10	11442/13
SiO_2	42.74	46.02	38.41	47.93	48.04	37.45	45.29	37.94	38.19	39.75
TiO_2	0.32	0.21	0.19	0.14	0.18	0.41	0.09	0.44	0.41	0.37
Al_2O_3	9.84	6.90	16.97	5.91	5.84	11.24	6.46	11.09	10.40	9.43
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.08	0.01	0.00
Fe_2O_3	5.76	6.21	6.04	6.58	6.01	7.56	3.92	6.78	8.59	6.95
FeO	13.71	13.01	12.60	10.84	11.43	23.51	20.69	23.88	20.34	21.84
MnO	0.12	0.21	0.13	0.30	0.19	0.70	0.94	0.77	0.79	0.80
MgO	9.66	11.02	7.77	12.32	12.30	2.34	6.83	2.41	4.07	4.22
CaO	10.65	10.43	10.31	10.16	10.23	11.23	11.63	11.30	10.81	11.15
Na_2O	2.79	2.65	3.46	2.48	2.48	1.40	1.16	1.25	1.56	1.64
K_2O	0.38	0.27	0.63	0.17	0.19	1.95	0.82	2.09	2.04	1.63
BaO	0.00	0.03	0.05	0.05	0.10	0.09	0.03	0.09	0.04	0.00
F	0.69	0.67	0.71	0.64	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	96.10	97.02	96.69	96.89	97.06	97.17	97.48	97.44	96.40	97.09
H_2O	1.63	1.68	1.63	1.72	1.70	1.86	1.94	1.86	1.87	1.88
O#	0.29	0.28	0.30	0.27	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	98.02	99.04	98.63	99.00	99.07	99.78	99.81	99.98	99.13	99.66
Si	6.5448	6.9187	5.8503	7.1089	7.1274	6.0496	6.9921	6.1113	6.1312	6.3328
Alt	1.4552	1.0813	2.1497	0.8911	0.8726	1.9504	1.0079	1.8887	1.8688	1.6672
Σ Kat Tetr	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0363	0.0240	0.0214	0.0159	0.0203	0.0494	0.0107	0.0537	0.0499	0.0440
Alo	0.3213	0.1416	0.8965	0.1413	0.1478	0.1900	0.1678	0.2159	0.0999	0.1025
Cr	0.0028	0.0018	0.0030	0.0023	0.0000	0.0043	0.0020	0.0102	0.0009	0.0000
Fe^{3+}	0.6633	0.7024	0.6924	0.7348	0.6708	0.9194	0.4551	0.8213	1.0379	0.8337
Fe^{2+}	1.7557	1.6361	1.6054	1.3450	1.4183	3.1764	2.6710	3.2168	2.7310	2.9095
Mn	0.0153	0.0261	0.0173	0.0381	0.0235	0.0964	0.1227	0.1045	0.1075	0.1085
Mg	2.2053	2.4681	1.7640	2.7226	2.7193	0.5640	1.5708	0.5776	0.9728	1.0019
Σ Kat 2	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.7463	1.6801	1.6829	1.6147	1.6257	1.9441	1.9246	1.9509	1.8596	1.9029
Na	0.8277	0.7721	1.0212	0.7137	0.7143	0.4369	0.3474	0.3902	0.4867	0.5054
K	0.0750	0.0518	0.1214	0.0322	0.0356	0.4013	0.1615	0.4304	0.4186	0.3319
Ba	0.0000	0.0018	0.0032	0.0027	0.0060	0.0057	0.0018	0.0057	0.0028	0.0000
Σ Kat 3	2.6489	2.5057	2.8288	2.3633	2.3816	2.7880	2.4354	2.7772	2.7678	2.7402
F	0.3331	0.3161	0.3410	0.2997	0.3219	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	1.6669	1.6839	1.6590	1.7003	1.6781	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

Hellglimmer **1. Metasedimente**

	ÖV.VI.3 Hellglimmer 1		ÖV.VI.3 Hellglimmer 4, Ausschnitt			ÖV.VI.3 Hgl* in Grt 1		ÖV.VI.3 Hgl* Atollgrt 1		ÖV.VI.3 Hgl* Atollgrt 2 + 3				ÖV.XVI.2 Hellglimmer 2			ÖV.XVI.2 Hgl 3 + 4	
	10828/11	10828/12	10828/56	10828/68	10828/73	10828/3	10828/4	10828/32	10828/34	10828/39	10828/40	10828/42	10828/45	10845/31	10845/33	10845/35	10845/48	10845/54
SiO_2	45.41	45.43	45.45	45.84	45.30	44.59	44.82	45.59	46.09	46.11	46.82	46.62	45.03	45.23	46.04	45.73	44.76	47.24
TiO_2	0.52	0.49	0.48	0.44	0.47	0.40	0.43	0.52	0.54	0.46	0.51	0.46	0.54	0.61	0.80	0.53	0.63	0.79
Al_2O_3	36.08	35.35	35.32	35.48	36.57	36.91	36.96	35.86	35.22	35.41	33.17	34.61	36.21	34.22	32.78	34.72	34.40	31.12
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.07	0.05	0.07	0.04	0.01	0.07	0.02	0.12	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO	1.15	1.33	1.29	1.40	0.78	1.09	1.09	1.29	1.33	1.19	1.49	1.68	1.38	1.50	1.70	1.46	1.50	2.02
MnO	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.07	0.02	0.00	0.04	0.01	0.06	0.04	0.06	0.00	0.02	0.00
MgO	0.61	0.68	0.85	0.81	0.51	0.37	0.32	0.63	0.87	0.77	1.33	0.73	0.59	0.70	0.91	0.60	0.60	1.42
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.29	0.25	0.29	0.26	0.16	0.18	0.32	0.30	0.25	0.27	0.24	0.24	0.27	0.26	0.30	0.24	0.05	0.17
Na_2O	1.63	0.92	1.52	1.46	1.78	1.86	1.69	1.45	1.57	1.44	1.17	1.47	1.69	0.73	0.76	0.70	0.79	0.64
K_2O	9.06	9.89	9.26	9.20	9.14	8.85	9.07	9.28	9.31	9.17	9.43	9.22	8.98	9.93	10.04	10.09	9.79	9.99
F	0.09	0.17	0.14	0.15	0.10	0.10	0.12	0.16	0.17	0.17	0.15	0.08	0.17	0.03	0.08	0.14	0.02	0.04
Σ Gew.%	94.84	94.60	94.67	95.06	94.83	94.36	94.92	95.20	95.44	95.03	94.36	95.19	94.93	93.37	93.47	94.21	92.59	93.44
H_2O	4.45	4.38	4.40	4.43	4.45	4.42	4.43	4.42	4.43	4.42	4.39	4.47	4.40	4.40	4.36	4.38	4.38	4.39
O#	0.04	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.07	0.06	0.03	0.07	0.01	0.03	0.06	0.01	0.02
Σ Gew.% 2	99.26	98.90	99.01	99.42	99.24	98.75	99.29	99.55	99.79	99.38	98.69	99.63	99.26	97.76	97.80	98.53	96.96	97.81
Si	6.0634	6.1051	6.0994	6.1144	6.0441	5.9828	5.9906	6.0789	6.1351	6.1406	6.2896	6.2082	6.0238	6.1538	6.2753	6.1658	6.1243	6.4210
Alt	1.9366	1.8949	1.9006	1.8856	1.9559	2.0172	2.0094	1.9211	1.8649	1.8594	1.7104	1.7918	1.9762	1.8462	1.7247	1.8342	1.8757	1.5790
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.74	3.70	3.69	3.69	3.79	3.82	3.81	3.71	3.66	3.70	3.54	3.64	3.73	3.64	3.54	3.68	3.67	3.41
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.05	0.06	0.08
Fe^{2+}	0.13	0.15	0.14	0.16	0.09	0.12	0.12	0.14	0.15	0.13	0.17	0.19	0.15	0.17	0.19	0.16	0.17	0.23
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.12	0.14	0.17	0.16	0.10	0.07	0.06	0.13	0.17	0.15	0.27	0.14	0.12	0.14	0.19	0.12	0.12	0.29
Σ Kat Okta	4.0446	4.0458	4.0556	4.0532	4.0324	4.0588	4.0517	4.0487	4.0451	4.0327	4.0323	4.0261	4.0670	4.0340	4.0095	4.0221	4.0357	4.0048
Ca	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0153	0.0134	0.0155	0.0138	0.0083	0.0094	0.0165	0.0157	0.0130	0.0143	0.0128	0.0127	0.0141	0.0138	0.0158	0.0125	0.0027	0.0089
Na	0.4226	0.2391	0.3952	0.3782	0.4602	0.4839	0.4380	0.3760	0.4046	0.3706	0.3037	0.3793	0.4387	0.1920	0.2016	0.1832	0.2084	0.1698
K	1.5433	1.6946	1.5847	1.5658	1.5550	1.5149	1.5465	1.5779	1.5817	1.5580	1.6162	1.5667	1.5315	1.7234	1.7455	1.7347	1.7088	1.7325
Σ Kat Zwis	1.9812	1.9491	1.9954	1.9578	2.0235	2.0082	2.0010	1.9697	1.9993	1.9428	1.9327	1.9587	1.9843	1.9292	1.9630	1.9304	1.9200	1.9112
F	0.0359	0.0731	0.0586	0.0633	0.0418	0.0412	0.0507	0.0662	0.0707	0.0712	0.0654	0.0328	0.0706	0.0116	0.0345	0.0601	0.0074	0.0163
OH	3.9641	3.9269	3.9414	3.9367	3.9582	3.9588	3.9493	3.9338	3.9293	3.9288	3.9346	3.9672	3.9294	3.9884	3.9655	3.9399	3.9926	3.9837

	ÖV.Ma 2 Phengit 5, Ausschnitt					ÖV.Ma 3 Hellglimmer 6 + 4						ÖM.3.1b Hellglimmer 3 + 3 quer + 2 + 5						
	10906/15	10906/19	10906/21	10906/25	10906/26	11232/115	11232/117	11232/120	11232/123	11232/125	11232/129	11238/8	11238/12	11238/13	11238/50	11238/7	11238/69	11238/74
SiO_2	45.68	46.32	48.05	46.76	47.43	45.60	46.86	46.47	45.86	49.04	45.74	44.76	45.12	44.09	46.57	44.17	45.73	45.47
TiO_2	0.31	0.35	0.30	0.33	0.23	0.44	0.55	0.48	0.55	0.48	0.51	0.47	0.52	0.36	0.24	0.20	0.43	0.21
Al_2O_3	36.28	32.51	31.13	31.97	32.44	36.73	33.37	34.27	35.45	29.32	34.48	35.36	35.53	35.46	31.70	35.50	35.06	35.93
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.12	0.08	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03	0.00	0.04	0.00	0.10	0.03	0.07	0.03	0.03	0.08
FeO	1.14	2.23	2.35	2.68	2.71	0.90	1.27	1.16	0.89	2.04	0.98	1.56	1.48	1.36	3.52	1.80	1.67	1.62
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.60	1.62	2.06	1.64	1.68	0.56	1.51	1.15	0.69	2.68	0.98	0.48	0.57	0.44	1.20	0.51	0.69	0.55
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.17	0.21	0.14	0.24	0.21	0.29	0.46	0.39	0.36	0.33	0.36	0.35	0.42	0.31	0.18	0.22	0.42	0.31
Na_2O	2.01	1.31	0.94	1.03	0.99	2.16	1.38	1.33	1.67	0.82	1.36	1.63	1.64	1.60	0.91	1.83	1.70	1.25
K_2O	8.45	8.96	9.31	9.29	9.49	7.74	8.61	8.95	8.47	8.73	8.53	8.25	8.47	8.16	7.86	7.70	7.42	7.18
F	0.14	0.25	0.27	0.23	0.29	0.00	0.06	0.03	0.07	0.19	0.10	0.02	0.00	0.06	0.10	0.03	0.00	0.00
Σ Gew.%	94.78	93.78	94.67	94.30	95.51	94.50	94.16	94.30	94.04	93.63	93.15	92.96	93.87	91.89	92.33	91.99	93.16	92.61
H_2O	4.44	4.31	4.35	4.33	4.36	4.52	4.46	4.47	4.45	4.38	4.40	4.41	4.46	4.35	4.36	4.37	4.47	4.48
O#	0.06	0.11	0.11	0.10	0.12	0.00	0.02	0.01	0.03	0.08	0.04	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	99.16	97.98	98.91	98.53	99.75	99.03	98.59	98.76	98.46	97.93	97.50	97.36	98.33	96.22	96.65	96.35	97.63	97.10
Si	6.0788	6.2778	6.4369	6.3213	6.3287	6.0431	6.2700	6.2156	6.1336	6.5873	6.1737	6.0719	6.0727	6.0417	6.3367	6.0354	6.1340	6.0802
Alt	1.9212	1.7222	1.5631	1.6787	1.6713	1.9569	1.7300	1.7844	1.8664	1.4127	1.8263	1.9281	1.9273	1.9583	1.6633	1.9646	1.8660	1.9198
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.7687	3.4712	3.3519	3.4147	3.4308	3.7792	3.5316	3.6178	3.7210	3.2298	3.6582	3.7243	3.7077	3.7680	3.4196	3.7522	3.6769	3.7426
Cr	0.0000	0.0008	0.0127	0.0089	0.0042	0.0078	0.0059	0.0043	0.0028	0.0000	0.0044	0.0000	0.0107	0.0036	0.0075	0.0032	0.0036	0.0082
Ti	0.0307	0.0360	0.0306	0.0332	0.0233	0.0437	0.0555	0.0483	0.0557	0.0485	0.0516	0.0481	0.0527	0.0375	0.0241	0.0204	0.0434	0.0211
Fe^{2+}	0.1274	0.2531	0.2627	0.3026	0.3027	0.0995	0.1419	0.1294	0.0993	0.2288	0.1106	0.1770	0.1663	0.1564	0.4000	0.2055	0.1873	0.1811
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0049	0.0000	0.0000	0.0040	0.0039	0.0000	0.0000	0.0074	0.0068	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.1187	0.3279	0.4108	0.3300	0.3340	0.1110	0.3019	0.2291	0.1368	0.5358	0.1981	0.0975	0.1144	0.0904	0.2428	0.1030	0.1382	0.1104
Σ Kat Okta	4.0455	4.0891	4.0687	4.0943	4.0949	4.0413	4.0407	4.0328	4.0156	4.0429	4.0303	4.0538	4.0518	4.0559	4.0940	4.0842	4.0494	4.0634
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0010	0.0020	0.0000	0.0024	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002
Ba	0.0087	0.0114	0.0072	0.0127	0.0107	0.0152	0.0243	0.0206	0.0189	0.0176	0.0189	0.0185	0.0219	0.0168	0.0096	0.0117	0.0221	0.0163
Na	0.5185	0.3443	0.2454	0.2709	0.2566	0.5552	0.3580	0.3453	0.4327	0.2134	0.3555	0.4278	0.4269	0.4261	0.2400	0.4852	0.4416	0.3250
K	1.4343	1.5491	1.5916	1.6017	1.6151	1.3081	1.4693	1.5265	1.4456	1.4956	1.4683	1.4265	1.4542	1.4254	1.3639	1.3423	1.2686	1.2246
Σ Kat Zwis	1.9615	1.9048	1.8442	1.8853	1.8824	1.8802	1.8516	1.8925	1.8982	1.7286	1.8428	1.8753	1.9073	1.8683	1.6135	1.8393	1.7323	1.5661
F	0.0589	0.1076	0.1135	0.0979	0.1211	0.0000	0.0233	0.0131	0.0275	0.0794	0.0410	0.0103	0.0000	0.0251	0.0417	0.0138	0.0000	0.0000
OH	3.9411	3.8924	3.8865	3.9021	3.8789	4.0000	3.9767	3.9869	3.9725	3.9206	3.9590	3.9897	4.0000	3.9749	3.9583	3.9862	4.0000	4.0000

	ÖM.3.1c Hellglimmer 2				ÖM.3.1c Hellglimmer 3 + 3a			ÖM.3.1c Hellglimmer 5			ÖM.3.1c Hellglimmer 6			ÖM.3.1c Hellglimmer* Grt 7			ÖM.3.1c Hellglimmer 7	
	11232/94	11232/96	11232/97	11232/99	11232/56	11232/59	11232/70	11232/20	11232/22	11232/23	11232/3	11232/6	11232/7	11232/30	11232/35	11232/42	11232/49	11232/55
SiO_2	45.53	45.48	46.22	45.49	45.18	44.98	45.80	45.27	44.76	45.26	44.59	44.83	44.51	45.67	45.38	45.53	44.66	44.56
TiO_2	0.44	0.55	0.46	0.44	0.49	0.51	0.48	0.46	0.53	0.47	0.33	0.27	0.32	0.53	0.41	0.42	0.43	0.42
Al_2O_3	35.68	32.26	33.75	35.32	35.56	35.78	35.46	35.84	35.82	35.08	36.77	35.93	37.10	35.54	35.52	36.08	35.71	35.60
Cr_2O_3	0.09	0.03	0.03	0.03	0.00	0.06	0.06	0.02	0.06	0.06	0.02	0.09	0.04	0.04	0.00	0.05	0.03	0.05
FeO	1.42	4.11	1.80	1.53	1.29	1.60	1.66	1.40	1.45	1.39	1.20	1.26	1.01	1.47	1.48	1.48	1.58	1.47
MnO	0.05	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00	0.01	0.05	0.00	0.06	0.00	0.01	0.05	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.48	1.37	1.05	0.70	0.58	0.52	0.65	0.62	0.49	0.65	0.32	0.44	0.19	0.64	0.69	0.53	0.50	0.49
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
BaO	0.34	0.36	0.30	0.48	0.31	0.34	0.33	0.36	0.48	0.37	0.25	0.26	0.48	0.41	0.50	0.22	0.34	0.29
Na_2O	1.56	1.06	1.16	1.70	1.71	1.81	1.72	1.81	1.50	1.78	1.16	2.14	1.68	1.75	1.74	1.75	1.80	1.89
K_2O	8.75	8.35	8.88	8.52	8.82	8.57	8.53	8.46	8.95	8.58	9.74	8.10	9.04	8.58	8.52	8.09	8.58	8.19
F	0.03	0.07	0.06	0.11	0.03	0.02	0.11	0.05	0.05	0.08	0.04	0.00	0.03	0.03	0.09	0.00	0.04	0.08
Σ Gew.%	94.37	93.66	93.70	94.39	94.04	94.21	94.82	94.33	94.12	93.78	94.43	93.34	94.44	94.71	94.34	94.17	93.69	93.05
H_2O	4.47	4.40	4.42	4.42	4.44	4.45	4.45	4.45	4.42	4.40	4.44	4.44	4.45	4.47	4.43	4.50	4.41	4.38
O#	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.03
Σ Gew.% 2	98.82	98.24	98.09	98.76	98.46	98.66	99.22	98.76	98.51	98.15	98.85	97.78	98.88	99.17	98.72	98.67	98.08	97.39
Si	6.0961	6.1546	6.2258	6.1043	6.0849	6.0484	6.1086	6.0656	6.0388	6.1131	5.9951	6.0577	5.9798	6.0999	6.0917	6.0676	6.0429	6.0483
Alt	1.9039	1.8454	1.7742	1.8957	1.9151	1.9516	1.8914	1.9344	1.9612	1.8869	2.0049	1.9423	2.0202	1.9001	1.9083	1.9324	1.9571	1.9517
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.73	3.30	3.58	3.69	3.73	3.72	3.68	3.72	3.73	3.70	3.82	3.78	3.85	3.69	3.71	3.74	3.74	3.74
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ti	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
Fe^{2+}	0.16	0.26	0.20	0.17	0.15	0.18	0.19	0.16	0.16	0.16	0.14	0.14	0.11	0.16	0.17	0.16	0.18	0.17
Fe^{3+}	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.10	0.28	0.21	0.14	0.12	0.11	0.13	0.12	0.10	0.13	0.07	0.09	0.04	0.13	0.14	0.10	0.10	0.10
Σ Kat Okta	4.0399	4.1000	4.0466	4.0562	4.0437	4.0614	4.0531	4.0578	4.0567	4.0444	4.0572	4.0490	4.0482	4.0481	4.0573	4.0540	4.0646	4.0585
Ca	0.0000	0.0028	0.0004	0.0000	0.0044	0.0042	0.0020	0.0000	0.0034	0.0008	0.0014	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0018	0.0004	0.0004
Ba	0.0179	0.0190	0.0156	0.0254	0.0164	0.0178	0.0173	0.0187	0.0251	0.0198	0.0133	0.0139	0.0250	0.0216	0.0261	0.0117	0.0181	0.0153
Na	0.4059	0.2779	0.3017	0.4425	0.4466	0.4716	0.4451	0.4712	0.3920	0.4655	0.3015	0.5604	0.4378	0.4527	0.4528	0.4514	0.4709	0.4962
K	1.4939	1.4414	1.5260	1.4588	1.5159	1.4707	1.4509	1.4450	1.5394	1.4774	1.6698	1.3963	1.5497	1.4613	1.4593	1.3753	1.4811	1.4174
Σ Kat Zwis	1.9177	1.7412	1.8437	1.9268	1.9833	1.9643	1.9152	1.9350	1.9599	1.9635	1.9859	1.9706	2.0130	1.9356	1.9383	1.8401	1.9706	1.9293
F	0.0119	0.0282	0.0256	0.0480	0.0128	0.0064	0.0443	0.0229	0.0230	0.0354	0.0162	0.0000	0.0106	0.0144	0.0378	0.0000	0.0180	0.0343
OH	3.9881	3.9718	3.9744	3.9520	3.9872	3.9936	3.9557	3.9771	3.9770	3.9646	3.9838	4.0000	3.9894	3.9856	3.9622	4.0000	3.9820	3.9657

	ÖM.4.3a Hellglimmer 1					ÖM.4.3a Hellglimmer 4b			ÖM.4.3a Hgl quer 4c		ÖM.4.3a Hgl# Grt 5		ÖM.4.3a Hellglimmer 6		ÖM.5.1g Hellglimmer 2 + 1			
	10965/47	10965/50	10965/55	10965/56	10965/61	10965/122	10965/123	10965/124	10965/114	10965/115	10965/138	10965/139	10965/141	10965/143	11414/5	11414/6	11414/7	11414/13
SiO_2	46.17	45.70	47.36	48.86	46.09	48.33	45.19	47.13	46.61	48.39	45.07	45.28	45.12	45.25	49.51	45.69	46.27	44.55
TiO_2	0.36	0.45	0.63	0.42	0.51	0.48	0.40	0.44	0.48	0.50	0.60	0.73	0.41	0.44	0.32	0.91	0.53	0.31
Al_2O_3	34.57	35.59	32.63	30.36	34.35	30.99	35.37	32.19	34.00	30.89	33.93	35.67	35.80	35.85	30.56	33.52	33.44	32.86
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.08	0.03	0.03	0.03	0.09	0.04	0.08	0.05	0.05	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.04
FeO	1.34	1.24	1.58	1.61	1.22	1.68	1.53	1.83	1.44	1.87	2.40	1.35	1.40	1.25	1.97	1.71	1.85	2.74
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.08	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
MgO	0.99	0.76	1.49	2.05	1.04	1.93	0.78	1.52	1.13	1.96	1.27	0.69	0.67	0.64	1.14	1.09	1.29	1.19
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.03	0.01
BaO	0.12	0.59	0.25	0.36	0.19	0.34	0.52	0.03	0.42	0.05	0.46	0.49	0.45	0.52	0.31	0.65	0.26	1.06
Na_2O	0.76	0.87	0.61	0.39	0.80	0.63	0.65	0.38	0.88	0.67	0.49	0.96	0.90	0.81	0.60	0.93	0.81	0.65
K_2O	10.22	10.04	9.87	10.39	10.12	10.01	10.11	10.69	10.02	10.09	10.18	9.85	10.04	9.95	9.71	9.91	10.42	9.93
F	0.09	0.12	0.16	0.15	0.12	0.13	0.09	0.11	0.14	0.13	0.11	0.05	0.11	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	94.62	95.36	94.67	94.61	94.49	94.56	94.72	94.39	95.23	94.64	94.66	95.22	94.91	94.84	94.18	94.43	94.89	93.41
H_2O	4.43	4.43	4.41	4.40	4.40	4.41	4.42	4.39	4.42	4.41	4.38	4.46	4.41	4.44	4.48	4.43	4.45	4.35
O#	0.04	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	99.01	99.74	99.01	98.94	98.84	98.91	99.10	98.74	99.59	99.00	99.05	99.66	99.28	99.24	98.66	98.86	99.35	97.79
Si	6.1917	6.1067	6.3344	6.5582	6.1931	6.4852	6.0817	6.3567	6.2326	6.4847	6.0914	6.0565	6.0610	6.0685	6.6277	6.1865	6.2312	6.1481
Alt	1.8083	1.8933	1.6656	1.4418	1.8069	1.5148	1.9183	1.6433	1.7674	1.5153	1.9086	1.9435	1.9390	1.9315	1.3723	1.8135	1.7688	1.8519
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.6557	3.7112	3.4787	3.3604	3.6327	3.3866	3.6907	3.4731	3.5900	3.3622	3.4968	3.6789	3.7287	3.7349	3.4491	3.5358	3.5395	3.4932
Cr	0.0000	0.0002	0.0090	0.0033	0.0028	0.0036	0.0095	0.0045	0.0088	0.0057	0.0058	0.0034	0.0000	0.0039	0.0000	0.0028	0.0000	0.0045
Ti	0.0360	0.0452	0.0634	0.0424	0.0514	0.0488	0.0405	0.0443	0.0481	0.0499	0.0612	0.0738	0.0416	0.0446	0.0324	0.0929	0.0534	0.0318
Fe^{2+}	0.1498	0.1381	0.1773	0.1812	0.1367	0.1882	0.1718	0.2062	0.1610	0.2090	0.2118	0.1511	0.1568	0.1405	0.2208	0.1932	0.2088	0.2835
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0591	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0325
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	0.0000	0.0000	0.0040	0.0026	0.0059	0.0092	0.0127	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0104
Mg	0.1988	0.1509	0.2971	0.4093	0.2088	0.3863	0.1560	0.3063	0.2257	0.3911	0.2562	0.1368	0.1338	0.1279	0.2269	0.2198	0.2596	0.2442
Σ Kat Okta	4.0403	4.0457	4.0255	3.9966	4.0343	4.0135	4.0685	4.0385	4.0362	4.0238	4.1000	4.0568	4.0635	4.0518	3.9292	4.0445	4.0613	4.1000
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0084	0.0014	0.0040	0.0010
Ba	0.0065	0.0307	0.0129	0.0187	0.0097	0.0179	0.0276	0.0017	0.0218	0.0025	0.0245	0.0258	0.0235	0.0276	0.0162	0.0342	0.0136	0.0571
Na	0.1977	0.2263	0.1576	0.1021	0.2089	0.1645	0.1685	0.0990	0.2292	0.1744	0.1293	0.2485	0.2348	0.2110	0.1557	0.2435	0.2105	0.1738
K	1.7488	1.7109	1.6842	1.7781	1.7346	1.7126	1.7352	1.8390	1.7092	1.7244	1.7551	1.6803	1.7196	1.7012	1.6580	1.7121	1.7900	1.7479
Σ Kat Zwis	1.9530	1.9679	1.8547	1.8989	1.9533	1.8950	1.9313	1.9397	1.9603	1.9013	1.9088	1.9546	1.9780	1.9397	1.8383	1.9912	2.0181	1.9798
F	0.0365	0.0524	0.0673	0.0628	0.0527	0.0552	0.0362	0.0482	0.0596	0.0547	0.0479	0.0228	0.0450	0.0331	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	3.9635	3.9476	3.9327	3.9372	3.9473	3.9448	3.9638	3.9518	3.9404	3.9453	3.9521	3.9772	3.9550	3.9669	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000

	ÖS.Jam 6a Hgl* Stau 1		ÖS.Jam 6a Hgl 7		ÖS.Jam 6a Hgl 4		ÖV.Vz 2 Hgl 5 + 7			SCal.3a Hellglimmer 1						SCal.3a Hgl für Grt-Hgl-Thermom.		
	10891/50	10891/51	10891/46	10891/47	10891/56	10891/57	10891/38	10891/39	10891/45	11170/33	11170/36	11170/37	11170/41	11170/42	11170/44	11169/4	11169/9	11169/12
SiO_2	44.89	44.54	44.55	44.57	45.04	48.48	44.71	44.51	45.10	46.41	48.22	49.29	46.72	48.07	47.56	45.61	45.37	44.95
TiO_2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.98	0.85	0.76	0.90	0.75	0.77	0.53	0.59	0.76
Al_2O_3	35.39	35.55	34.97	34.80	38.31	35.78	34.99	35.53	34.85	33.33	30.81	30.13	33.34	31.41	31.32	33.59	35.90	35.37
Cr_2O_3	0.09	0.10	0.00	0.07	0.03	0.04	0.15	0.03	0.26	0.05	0.05	0.03	0.04	0.08	0.00	0.02	0.10	0.02
FeO	2.67	2.55	2.44	2.63	1.11	1.75	1.65	1.90	2.29	1.67	1.77	1.77	1.39	1.88	1.63	2.66	1.25	1.85
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.09	0.08
MgO	0.46	0.48	0.57	0.51	0.11	0.69	0.52	0.51	0.55	1.17	1.75	1.95	1.18	1.76	1.62	1.42	0.65	0.69
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.36
BaO	0.28	0.15	0.92	1.04	0.02	0.27	0.42	0.34	0.19	0.30	0.39	0.25	0.41	0.31	0.44	0.26	0.35	0.42
Na_2O	1.38	1.42	1.54	1.56	1.94	2.26	1.02	1.05	0.93	0.90	0.74	0.67	0.69	0.66	0.75	0.60	0.96	0.68
K_2O	9.45	9.55	8.95	9.11	7.75	6.35	9.86	9.75	9.96	10.10	9.79	9.72	10.30	10.07	9.98	10.04	10.08	9.78
F	0.12	0.04	0.09	0.14	0.04	0.15	0.22	0.17	0.21	0.00	0.10	0.00	0.06	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Σ Gew.%	94.73	94.41	94.03	94.44	94.48	95.78	93.54	93.81	94.36	94.92	94.47	94.61	95.04	94.98	94.06	94.84	95.34	94.94
H_2O	4.38	4.41	4.35	4.32	4.52	4.58	4.28	4.32	4.32	4.47	4.42	4.50	4.45	4.48	4.44	4.45	4.49	4.46
O#	0.05	0.02	0.04	0.06	0.01	0.06	0.09	0.07	0.09	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	99.08	98.85	98.34	98.71	98.99	100.29	97.72	98.06	98.60	99.39	98.85	99.10	99.46	99.46	98.49	99.37	99.83	99.40
Si	6.0621	6.0296	6.0822	6.0892	5.9514	6.2549	6.1124	6.0603	6.1148	6.2308	6.4768	6.5758	6.2608	6.4269	6.4259	6.1321	6.0575	6.0422
Alt	1.9379	1.9704	1.9178	1.9108	2.0486	1.7451	1.8876	1.9397	1.8852	1.7692	1.5232	1.4242	1.7392	1.5731	1.5741	1.8679	1.9425	1.9578
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.70	3.70	3.71	3.69	3.92	3.70	3.75	3.76	3.68	3.50	3.35	3.31	3.53	3.38	3.41	3.45	3.71	3.65
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.05	0.06	0.08
Fe^{2+}	0.28	0.24	0.28	0.30	0.12	0.19	0.19	0.22	0.26	0.19	0.20	0.20	0.16	0.21	0.18	0.21	0.14	0.21
Fe^{3+}	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.09	0.10	0.12	0.10	0.02	0.13	0.11	0.10	0.11	0.23	0.35	0.39	0.24	0.35	0.33	0.28	0.13	0.14
Σ Kat Okta	4.1000	4.1000	4.1043	4.1053	4.0644	4.0224	4.0606	4.0870	4.0862	4.0306	3.9965	3.9784	4.0133	4.0195	4.0022	4.1000	4.0544	4.0783
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0186	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0512
Ba	0.0148	0.0078	0.0489	0.0557	0.0010	0.0138	0.0224	0.0183	0.0100	0.0160	0.0203	0.0129	0.0215	0.0162	0.0231	0.0139	0.0184	0.0219
Na	0.3621	0.3735	0.4071	0.4138	0.4969	0.5641	0.2705	0.2772	0.2448	0.2347	0.1917	0.1733	0.1786	0.1712	0.1960	0.1570	0.2484	0.1774
K	1.6277	1.6482	1.5595	1.5879	1.3068	1.0455	1.7200	1.6942	1.7218	1.7298	1.6768	1.6540	1.7611	1.7174	1.7196	1.7214	1.7160	1.6770
Σ Kat Zwis	2.0045	2.0296	2.0156	2.0574	1.8232	1.6233	2.0129	1.9896	1.9766	1.9805	1.8887	1.8428	1.9611	1.9048	1.9387	1.8943	1.9829	1.9275
F	0.0500	0.0171	0.0384	0.0601	0.0146	0.0604	0.0960	0.0745	0.0892	0.0000	0.0416	0.0000	0.0237	0.0021	0.0000	0.0102	0.0000	0.0000
OH	3.9500	3.9829	3.9616	3.9399	3.9854	3.9396	3.9040	3.9255	3.9108	4.0000	3.9584	4.0000	3.9763	3.9979	4.0000	3.9898	4.0000	4.0000

	SPi.1a Hellglimmer 8				SPi.1a Hellglimmer 3		SPi.1a Hellglimmer* in Stau 1				ÖRK.35 Hellglimmer 1		ÖRK.35 Hellglimmer 2		ÖRK.35 Hgl 4b		SP.22 Hellglimmer 3	
	11173/1	11173/3	11173/4	11173/6	11173/17	11173/19	11173/10	11173/12	11173/13	11173/16	11449/26	11449/28	11449/4	11449/8	11449/11	11449/14	11421/13	11421/17
SiO_2	45.33	46.55	46.17	48.43	45.77	45.75	45.57	46.37	45.77	47.24	48.86	51.67	51.64	50.77	49.44	50.36	50.31	49.13
TiO_2	0.52	0.41	0.43	0.31	0.54	0.54	0.48	0.56	0.45	0.39	0.44	0.20	0.29	0.30	0.28	0.24	0.22	0.47
Al_2O_3	36.90	33.32	35.08	31.82	36.38	36.75	37.03	35.82	36.21	34.32	28.99	24.70	25.58	26.30	28.72	27.37	27.45	29.71
Cr_2O_3	0.04	0.01	0.06	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.10	0.06	0.03	0.13	0.07	0.01	0.09	0.00	0.02	0.00
FeO	1.01	1.06	1.01	1.83	0.81	0.71	0.82	1.34	1.20	1.21	1.61	2.10	1.81	1.82	1.23	1.48	1.80	1.47
MnO	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.02
MgO	0.40	1.09	0.77	1.94	0.60	0.46	0.43	0.82	0.66	1.06	2.73	4.14	3.92	3.66	2.91	3.52	3.57	2.81
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00
BaO	0.32	0.29	0.18	0.25	0.22	0.29	0.28	0.23	0.19	0.07	0.49	0.37	0.52	0.47	0.54	0.36	0.32	0.27
Na_2O	1.42	1.07	1.16	0.90	1.43	1.59	1.44	1.26	1.32	1.06	0.33	0.24	0.37	0.30	0.32	0.37	0.49	0.43
K_2O	8.51	8.50	8.60	8.45	8.46	8.45	8.75	8.80	9.19	8.95	10.65	10.29	10.57	10.58	10.44	10.30	10.52	10.57
F	0.00	0.06	0.00	0.16	0.06	0.11	0.04	0.03	0.04	0.05	0.08	0.12	0.11	0.06	0.06	0.19	0.00	0.00
Σ Gew.%	94.48	92.37	93.46	94.14	94.29	94.64	94.96	95.25	95.16	94.47	94.23	93.97	94.88	94.35	94.07	94.20	94.74	94.87
H_2O	4.52	4.40	4.49	4.43	4.49	4.48	4.51	4.54	4.50	4.50	4.39	4.38	4.42	4.42	4.41	4.37	4.47	4.48
O#	0.00	0.03	0.00	0.07	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.08	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	98.99	96.75	97.94	98.50	98.75	99.08	99.46	99.78	99.64	98.95	98.59	98.30	99.25	98.74	98.45	98.49	99.20	99.35
Si	6.0180	6.3001	6.1737	6.4360	6.0733	6.0601	6.0282	6.1143	6.0706	6.2625	6.6159	6.9819	6.9349	6.8543	6.6747	6.7812	6.7568	6.5755
Alt	1.9820	1.6999	1.8263	1.5640	1.9267	1.9399	1.9718	1.8857	1.9294	1.7375	1.3841	1.0181	1.0651	1.1457	1.3253	1.2188	1.2432	1.4245
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.7914	3.6146	3.7008	3.4195	3.7627	3.7963	3.8009	3.6807	3.7302	3.6239	3.2418	2.9160	2.9832	3.0394	3.2451	3.1251	3.1016	3.2619
Cr	0.0046	0.0016	0.0062	0.0000	0.0028	0.0000	0.0050	0.0000	0.0104	0.0066	0.0031	0.0144	0.0074	0.0016	0.0095	0.0000	0.0023	0.0000
Ti	0.0520	0.0416	0.0433	0.0312	0.0536	0.0535	0.0481	0.0554	0.0451	0.0386	0.0452	0.0207	0.0293	0.0308	0.0279	0.0238	0.0222	0.0468
Fe^{2+}	0.1127	0.1204	0.1125	0.2030	0.0902	0.0785	0.0905	0.1481	0.1331	0.1345	0.1827	0.2377	0.2035	0.2058	0.1384	0.1672	0.2024	0.1641
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0013	0.0013	0.0000	0.0039	0.0000	0.0000	0.0052	0.0026	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0066	0.0000	0.0000	0.0035	0.0018
Mg	0.0791	0.2207	0.1536	0.3836	0.1177	0.0900	0.0850	0.1603	0.1304	0.2093	0.5517	0.8345	0.7845	0.7373	0.5865	0.7071	0.7152	0.5599
Σ Kat Okta	4.0410	4.0003	4.0164	4.0411	4.0270	4.0183	4.0348	4.0471	4.0493	4.0149	4.0244	4.0232	4.0079	4.0216	4.0074	4.0231	4.0474	4.0345
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0034	0.0000	0.0038	0.0044	0.0014	0.0000	0.0000	0.0014	0.0051	0.0000	0.0010	0.0000
Ba	0.0167	0.0151	0.0096	0.0131	0.0113	0.0151	0.0143	0.0120	0.0096	0.0035	0.0258	0.0196	0.0275	0.0250	0.0283	0.0189	0.0167	0.0142
Na	0.3664	0.2812	0.3012	0.2330	0.3676	0.4091	0.3699	0.3232	0.3383	0.2737	0.0860	0.0622	0.0955	0.0780	0.0850	0.0975	0.1264	0.1116
K	1.4417	1.4667	1.4659	1.4331	1.4318	1.4274	1.4764	1.4797	1.5549	1.5135	1.8400	1.7737	1.8111	1.8221	1.7974	1.7698	1.8021	1.8051
Σ Kat Zwis	1.8248	1.7630	1.7767	1.6793	1.8107	1.8526	1.8639	1.8150	1.9066	1.7950	1.9532	1.8555	1.9341	1.9265	1.9158	1.8862	1.9462	1.9308
F	0.0013	0.0261	0.0000	0.0689	0.0256	0.0440	0.0167	0.0113	0.0180	0.0210	0.0325	0.0509	0.0450	0.0239	0.0269	0.0792	0.0000	0.0000
OH	3.9987	3.9739	4.0000	3.9311	3.9744	3.9560	3.9833	3.9887	3.9820	3.9790	3.9675	3.9491	3.9550	3.9761	3.9731	3.9208	4.0000	4.0000

2. Orthogneise

	ÖV.XIX.7 Phengit 1			ÖV.XIX.7 Phengit 1b, Ausschnitt							ÖV.XIX.7 Hellglimmer 3, Ausschnitt						ÖV.GG Hellglimmer 1	
	10791/41	10791/51	10791/58	10791/61	10791/65	10791/69	10791/72	10791/74	10791/77	10791/79	10791/1	10791/6	10791/11	10791/13	10791/17	10791/20	10897/2	10897/5
SiO_2	49.16	48.04	46.44	48.47	47.52	47.06	50.99	50.66	47.95	47.36	46.94	46.96	49.90	50.67	46.89	49.24	46.13	45.81
TiO_2	0.58	0.26	0.24	0.31	0.31	0.31	0.30	0.26	0.29	0.25	0.28	0.28	0.23	0.32	0.29	0.17	n.d.	n.d.
Al_2O_3	29.34	32.30	35.29	33.02	33.07	32.77	27.67	27.55	31.24	32.75	32.77	33.52	27.52	27.40	32.71	29.61	31.42	31.74
Cr_2O_3	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.04	0.03	0.05	0.06	0.02	0.06	0.00	0.07	0.00
FeO	5.20	3.21	3.09	3.28	3.41	3.35	4.24	4.52	3.80	3.66	3.30	3.15	4.89	4.41	3.41	4.77	2.75	2.94
MnO	0.13	0.07	0.05	0.05	0.06	0.09	0.06	0.06	0.07	0.08	0.05	0.02	0.12	0.07	0.05	0.05	0.08	0.09
MgO	1.44	1.04	0.92	0.99	0.87	0.89	1.84	1.89	1.20	0.96	1.02	0.88	1.78	1.87	0.91	1.45	1.59	1.52
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.06	0.10	0.00	0.10	0.08	0.00	0.11	0.00	0.00	0.11	0.02	0.18
Na_2O	0.11	0.37	0.33	0.33	0.30	0.25	0.26	0.19	0.26	0.25	0.30	0.35	0.21	0.24	0.33	0.11	0.34	0.30
K_2O	10.89	10.54	9.66	10.74	10.93	10.46	10.21	10.29	10.25	10.72	10.60	10.48	10.86	10.66	10.49	10.97	11.07	11.14
F	0.48	0.51	0.93	0.37	0.32	0.36	0.59	0.59	0.36	0.31	0.48	0.42	0.56	0.48	0.41	0.54	0.20	0.24
Σ Gew.%	97.36	96.45	96.99	97.66	96.82	95.59	96.23	96.15	95.43	96.48	95.86	96.12	96.25	96.13	95.54	97.01	93.67	93.98
H_2O	4.28	4.27	4.13	4.40	4.36	4.30	4.22	4.21	4.30	4.35	4.24	4.30	4.18	4.25	4.27	4.23	4.27	4.25
O#	0.20	0.21	0.39	0.15	0.13	0.15	0.25	0.25	0.15	0.13	0.20	0.18	0.23	0.20	0.17	0.23	0.08	0.10
Σ Gew.% 2	101.44	100.51	100.84	101.90	101.05	99.74	100.20	100.11	99.58	100.70	99.90	100.24	100.20	100.18	99.64	101.02	97.85	98.18
Si	6.5474	6.3876	6.0937	6.3577	6.3090	6.3056	6.7904	6.7705	6.4304	6.3105	6.2955	6.2562	6.7295	6.7855	6.2978	6.5744	6.3459	6.2972
Alt	1.4526	1.6124	1.9063	1.6423	1.6910	1.6944	1.2096	1.2295	1.5696	1.6895	1.7045	1.7438	1.2705	1.2145	1.7022	1.4256	1.6541	1.7028
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.15	3.45	3.55	3.46	3.48	3.48	3.13	3.11	3.37	3.45	3.47	3.52	3.10	3.11	3.48	3.24	3.44	3.44
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	n.d.	n.d.
Ti	0.06	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00
Fe^{2+}	0.58	0.36	0.23	0.36	0.38	0.38	0.47	0.51	0.43	0.41	0.37	0.35	0.55	0.49	0.38	0.53	0.31	0.28
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.29	0.21	0.18	0.19	0.17	0.18	0.36	0.38	0.24	0.19	0.20	0.17	0.36	0.37	0.18	0.29	0.33	0.31
Σ Kat Okta	4.0916	4.0525	4.1000	4.0571	4.0729	4.0755	4.0079	4.0307	4.0715	4.0905	4.0853	4.0809	4.0569	4.0194	4.0811	4.0780	4.1000	4.1000
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0006	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0015	0.0028	0.0021	0.0025	0.0013	0.0025	0.0032	0.0054	0.0000	0.0053	0.0042	0.0000	0.0058	0.0000	0.0002	0.0057	0.0009	0.0097
Na	0.0292	0.0949	0.0833	0.0847	0.0781	0.0658	0.0679	0.0482	0.0666	0.0658	0.0778	0.0895	0.0557	0.0626	0.0870	0.0276	0.0910	0.0808
K	1.8500	1.7871	1.6160	1.7974	1.8505	1.7886	1.7347	1.7538	1.7540	1.8215	1.8138	1.7808	1.8683	1.8215	1.7968	1.8684	1.9427	1.9537
Σ Kat Zwis	1.8807	1.8847	1.7013	1.8846	1.9299	1.8569	1.8058	1.8074	1.8226	1.8927	1.8964	1.8709	1.9298	1.8841	1.8841	1.9017	2.0346	2.0442
F	0.2005	0.2140	0.3838	0.1527	0.1344	0.1521	0.2489	0.2485	0.1527	0.1323	0.2048	0.1778	0.2367	0.2016	0.1729	0.2284	0.0857	0.1034
OH	3.7995	3.7860	3.6162	3.8473	3.8656	3.8479	3.7511	3.7515	3.8473	3.8677	3.7952	3.8222	3.7633	3.7984	3.8271	3.7716	3.9143	3.8966

	ÖV.GG Hellglimmer 1																	
	10912/5	10912/15	10897/10	10897/14	10897/18	10897/23	10897/27	10897/41	10897/42	10897/51	10912/38	10912/40	10897/80	10897/83	10749/104	10749/106	10749/117	10749/118
SiO_2	46.29	46.04	46.40	45.86	46.28	46.12	45.93	46.88	46.02	47.73	45.73	46.78	45.58	46.86	45.45	45.13	48.34	47.89
TiO_2	0.80	0.90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.77	0.68	n.d.	n.d.	0.69	1.40	0.60	0.52
Al_2O_3	31.92	33.11	31.90	32.34	32.52	32.08	32.63	32.01	32.28	30.29	32.29	31.58	30.01	31.71	30.61	32.35	28.17	27.99
Cr_2O_3	0.06	0.11	0.00	0.00	0.02	0.01	0.08	0.07	0.04	0.02	0.01	0.09	0.03	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00
FeO	2.82	2.02	2.56	2.56	2.41	2.52	2.12	3.01	2.05	3.64	2.55	2.75	4.85	2.49	3.20	1.97	2.65	2.50
MnO	0.07	0.00	0.04	0.07	0.01	0.00	0.08	0.04	0.06	0.11	0.00	0.04	0.05	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02
MgO	1.64	1.17	1.55	1.38	1.29	1.35	1.16	1.60	1.22	1.80	1.36	1.60	2.14	1.51	1.60	1.07	2.19	2.16
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
BaO	0.19	0.03	0.11	0.13	0.11	0.12	0.09	0.09	0.12	0.30	0.09	0.19	0.21	0.13	0.14	0.20	0.21	0.22
Na_2O	0.34	0.28	0.32	0.28	0.35	0.27	0.32	0.23	0.36	0.16	0.26	0.23	0.21	0.30	0.21	0.37	0.22	0.22
K_2O	11.21	10.86	11.20	11.19	11.18	11.16	11.38	10.30	11.04	11.07	11.12	10.83	10.41	11.01	10.98	10.81	10.67	10.70
F	0.22	0.19	0.24	0.24	0.18	0.24	0.24	0.22	0.15	0.21	0.25	0.22	0.23	0.14	0.23	0.25	0.42	0.34
Σ Gew.%	95.58	94.71	94.32	94.05	94.34	93.87	94.02	94.44	93.34	95.32	94.43	95.02	93.70	94.16	93.17	93.67	93.52	92.55
H_2O	4.33	4.35	4.27	4.26	4.31	4.26	4.26	4.34	4.29	4.33	4.27	4.33	4.26	4.33	4.21	4.25	4.17	4.16
O#	0.09	0.08	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.09	0.06	0.09	0.11	0.09	0.10	0.06	0.10	0.11	0.18	0.14
Σ Gew.% 2	99.82	98.98	98.49	98.21	98.58	98.02	98.19	98.72	97.57	99.57	98.60	99.25	98.30	98.44	97.30	97.81	97.51	96.58
Si	6.2629	6.2164	6.3411	6.2888	6.3103	6.3266	6.2956	6.3314	6.3269	6.4699	6.2409	6.3279	6.2492	6.3851	6.3107	6.1982	6.6386	6.6442
Alt	1.7371	1.7836	1.6589	1.7112	1.6897	1.6734	1.7044	1.6686	1.6731	1.5301	1.7591	1.6721	1.7508	1.6149	1.6893	1.8018	1.3614	1.3558
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.3533	3.4859	3.4783	3.5150	3.5361	3.5136	3.5661	3.4258	3.5574	3.3094	3.4343	3.3628	3.0984	3.4777	3.3199	3.4351	3.1985	3.2200
Cr	0.0066	0.0117	0.0000	0.0000	0.0020	0.0016	0.0092	0.0070	0.0048	0.0020	0.0016	0.0102	0.0029	0.0000	0.0016	0.0056	0.0032	0.0000
Ti	0.0815	0.0913	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0794	0.0692	n.d.	n.d.	0.0721	0.1447	0.0620	0.0539
Fe^{2+}	0.3154	0.2283	0.2923	0.2931	0.2745	0.2887	0.2433	0.3091	0.2353	0.4099	0.2907	0.3108	0.1175	0.2835	0.3556	0.2262	0.3045	0.2906
Fe^{3+}	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0310	0.0000	0.0030	0.0000	0.0000	0.4384	0.0000	0.0158	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0086	0.0000	0.0051	0.0078	0.0016	0.0000	0.0091	0.0050	0.0075	0.0123	0.0000	0.0049	0.0057	0.0016	0.0035	0.0051	0.0024	0.0020
Mg	0.3306	0.2346	0.3147	0.2823	0.2615	0.2753	0.2368	0.3221	0.2504	0.3634	0.2762	0.3225	0.4371	0.3058	0.3314	0.2192	0.4473	0.4474
Σ Kat Okta	4.1000	4.0517	4.0903	4.0981	4.0758	4.0791	4.0645	4.1000	4.0554	4.1000	4.0822	4.0804	4.1000	4.0686	4.1000	4.0359	4.0179	4.0139
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0027	0.0010	0.0000
Ba	0.0102	0.0016	0.0059	0.0072	0.0057	0.0063	0.0048	0.0048	0.0063	0.0157	0.0049	0.0102	0.0111	0.0069	0.0078	0.0105	0.0112	0.0119
Na	0.0891	0.0723	0.0861	0.0756	0.0919	0.0724	0.0838	0.0600	0.0970	0.0418	0.0678	0.0615	0.0548	0.0801	0.0570	0.0998	0.0585	0.0591
K	1.9342	1.8703	1.9517	1.9566	1.9453	1.9533	1.9897	1.7735	1.9370	1.9139	1.9363	1.8687	1.8210	1.9145	1.9448	1.8932	1.8692	1.8935
Σ Kat Zwis	2.0335	1.9443	2.0436	2.0394	2.0429	2.0320	2.0784	1.8384	2.0402	1.9714	2.0090	1.9404	1.8869	2.0015	2.0096	2.0062	1.9399	1.9645
F	0.0946	0.0798	0.1054	0.1028	0.0780	0.1046	0.1032	0.0940	0.0644	0.0883	0.1096	0.0950	0.0997	0.0603	0.0997	0.1094	0.1837	0.1470
OH	3.9054	3.9202	3.8946	3.8972	3.9220	3.8954	3.8968	3.9060	3.9356	3.9117	3.8904	3.9050	3.9003	3.9397	3.9003	3.8906	3.8163	3.8530

	ÖV.XXII.8 Hellglimmer 3			ÖV.XXII.8 Hellglimmer 4 + 6				ÖS.Bal 1a Hgl 2, Ausschnitt			ÖS.Bal 1a Hgl 4		ÖS.Bal 1a Hgl 5		ÖS.Bal 1a Hellglimmer 6, Ausschnitt			
	10749/167	10749/169	10749/170	10749/122	10749/123	10749/131	10749/132	10791/185	10791/189	10791/197	10791/221	10791/223	10791/234	10791/237	10791/102	10791/103	10791/102	10791/111
SiO_2	46.27	46.70	47.13	46.11	46.24	47.16	45.34	47.46	46.83	48.91	50.03	46.93	49.21	47.03	48.30	48.75	47.01	46.74
TiO_2	0.81	0.71	0.51	1.06	0.86	0.58	1.27	0.87	0.66	0.13	0.62	1.04	0.62	1.07	2.87	2.03	1.19	1.19
Al_2O_3	32.10	30.84	30.98	32.62	31.43	29.87	32.03	34.30	35.01	32.78	31.15	34.07	31.03	34.82	30.23	30.91	34.22	34.82
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06	0.04	0.01	0.02	0.00	0.08	0.01	0.00	0.07	0.07	0.06	0.09
FeO	2.54	2.93	2.74	2.01	2.19	2.37	2.40	1.70	1.29	2.08	2.23	1.44	2.17	1.51	2.72	2.14	1.65	1.43
MnO	0.06	0.06	0.01	0.02	0.06	0.07	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.06	0.06	0.00	0.04
MgO	1.34	1.62	1.46	1.19	1.39	1.90	1.10	1.04	0.90	1.40	1.90	0.89	1.93	0.86	1.84	1.68	1.02	0.80
CaO	0.00	0.06	0.07	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.13	0.16	0.17	0.25	0.25	0.25	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.16	0.16	0.19	0.10	0.17	0.02	0.13
Na_2O	0.25	0.15	0.42	0.23	0.27	0.30	0.22	0.19	0.40	0.23	0.29	0.33	0.26	0.33	0.13	0.13	0.30	0.30
K_2O	10.45	10.95	10.79	9.40	10.93	10.83	10.86	10.63	10.26	10.92	10.81	10.70	10.55	10.56	9.83	10.20	10.14	9.87
F	0.20	0.34	0.29	0.28	0.28	0.44	0.18	0.16	0.14	0.22	0.23	0.11	0.18	0.15	0.18	0.14	0.13	0.11
Σ Gew.%	94.15	94.50	94.60	93.20	93.90	93.79	93.59	96.52	95.61	96.78	97.36	95.82	96.19	96.52	96.34	96.27	95.72	95.52
H_2O	4.32	4.23	4.27	4.29	4.24	4.16	4.28	4.49	4.47	4.46	4.48	4.47	4.45	4.49	4.47	4.49	4.49	4.50
O#	0.08	0.14	0.12	0.12	0.12	0.19	0.08	0.07	0.06	0.09	0.10	0.05	0.08	0.06	0.08	0.06	0.05	0.05
Σ Gew.% 2	98.39	98.59	98.74	97.38	98.03	97.76	97.79	100.94	100.02	101.15	101.74	100.24	100.57	100.95	100.73	100.71	100.16	99.97
Si	6.2815	6.3724	6.4147	6.2489	6.3349	6.4777	6.2254	6.2324	6.1854	6.4271	6.5356	6.2243	6.5000	6.1819	6.3582	6.4135	6.1987	6.1593
Alt	1.7185	1.6276	1.5853	1.7511	1.6651	1.5223	1.7746	1.7676	1.8146	1.5729	1.4644	1.7757	1.5000	1.8181	1.6418	1.5865	1.8013	1.8407
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.42	3.33	3.38	3.46	3.41	3.31	3.41	3.54	3.64	3.50	3.33	3.55	3.33	3.58	3.05	3.21	3.52	3.57
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.08	0.07	0.05	0.11	0.09	0.06	0.13	0.09	0.07	0.01	0.06	0.10	0.06	0.11	0.28	0.20	0.12	0.12
Fe^{2+}	0.29	0.33	0.31	0.23	0.25	0.27	0.28	0.19	0.14	0.23	0.24	0.16	0.24	0.17	0.30	0.24	0.18	0.16
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.27	0.33	0.30	0.24	0.28	0.39	0.22	0.20	0.18	0.27	0.37	0.18	0.38	0.17	0.36	0.33	0.20	0.16
Σ Kat Okta	4.0673	4.0751	4.0478	4.0380	4.0393	4.0445	4.0490	4.0247	4.0226	4.0207	4.0058	4.0052	4.0221	4.0154	4.0082	3.9863	4.0216	4.0140
Ca	0.0000	0.0082	0.0104	0.0035	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0071	0.0083	0.0090	0.0131	0.0132	0.0133	0.0055	0.0051	0.0053	0.0051	0.0053	0.0082	0.0081	0.0098	0.0049	0.0085	0.0011	0.0066
Na	0.0653	0.0389	0.1117	0.0609	0.0709	0.0790	0.0588	0.0487	0.1025	0.0587	0.0744	0.0853	0.0677	0.0838	0.0341	0.0333	0.0775	0.0768
K	1.8094	1.9068	1.8739	1.6246	1.9100	1.8974	1.9014	1.7812	1.7287	1.8306	1.8011	1.8099	1.7773	1.7698	1.6514	1.7124	1.7055	1.6594
Σ Kat Zwis	1.8818	1.9621	2.0050	1.7021	1.9941	1.9914	1.9657	1.8350	1.8365	1.8944	1.8808	1.9034	1.8531	1.8634	1.6904	1.7542	1.7841	1.7428
F	0.0850	0.1459	0.1265	0.1200	0.1222	0.1911	0.0790	0.0665	0.0597	0.0931	0.0954	0.0478	0.0748	0.0623	0.0766	0.0574	0.0521	0.0463
OH	3.9150	3.8541	3.8735	3.8800	3.8778	3.8089	3.9210	3.9335	3.9403	3.9069	3.9046	3.9522	3.9252	3.9377	3.9234	3.9426	3.9479	3.9537

	ÖS.Fim 1a Hgl 1		ÖS.Fim 1a Hgl 9 (86) + 10				ÖS.Fim 1a Hgl 13		ÖS.Fim 1a Hgl 10 + 13 Rekristallisat				ÖS.Fim 1a Hgl x Rekristallisat					
	10909/82	10909/84	10909/86	10909/54	10909/56	10909/59	10909/75	10909/76	10909/2	10909/4	10909/61	10909/62	10911/2	10911/4	10911/17	10911/18	10972/147	10972/152
SiO_2	45.75	45.69	46.22	48.11	49.51	46.26	49.07	46.18	49.01	51.40	48.64	48.84	49.01	51.40	47.86	52.20	45.65	45.66
TiO_2	0.39	0.40	0.46	0.39	0.37	0.49	0.43	0.38	0.05	0.04	0.10	0.05	0.05	0.04	0.45	0.01	0.43	0.46
Al_2O_3	33.72	32.38	32.09	29.54	28.02	32.91	28.34	32.43	24.05	25.20	25.47	25.83	24.05	25.20	26.26	24.58	34.55	35.53
Cr_2O_3	0.05	0.00	0.05	0.09	0.02	0.09	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.07	0.00	0.07
FeO	2.31	2.66	2.69	3.27	3.19	2.73	3.18	2.75	7.02	4.58	5.84	5.27	7.02	4.58	6.28	4.74	1.63	1.41
MnO	0.06	0.10	0.07	0.06	0.04	0.03	0.09	0.05	0.08	0.11	0.10	0.09	0.08	0.11	0.17	0.09	0.13	0.00
MgO	0.85	1.12	1.28	1.90	2.24	1.18	2.14	1.35	3.05	2.08	2.78	2.58	3.05	2.08	2.05	1.78	0.70	0.53
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.07	0.09	0.06	0.00	0.17	0.04	0.04	0.08	0.07	0.03	0.10	0.03	0.07	0.03	0.00	0.02	0.03	0.08
Na_2O	0.41	0.32	0.32	0.27	0.26	0.31	0.30	0.34	0.10	1.79	0.02	0.07	0.10	1.79	0.14	1.83	0.37	0.68
K_2O	10.92	10.81	11.21	11.06	11.02	11.12	11.01	11.23	11.10	9.49	11.32	11.23	11.10	9.49	10.63	9.60	10.75	10.53
F	0.19	0.17	0.27	0.28	0.36	0.21	0.37	0.28	0.30	0.31	0.36	0.35	0.30	0.31	0.27	0.22	0.06	0.13
Σ Gew.%	94.74	93.75	94.73	94.96	95.20	95.37	94.98	95.07	94.84	95.06	94.74	94.32	94.84	95.06	94.13	95.14	94.28	95.08
H_2O	4.33	4.29	4.28	4.29	4.26	4.34	4.24	4.28	4.21	4.27	4.18	4.18	4.21	4.27	4.21	4.31	4.41	4.42
O#	0.08	0.07	0.11	0.12	0.15	0.09	0.16	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15	0.13	0.13	0.11	0.09	0.02	0.05
Σ Gew.% 2	98.99	97.97	98.89	99.14	99.31	99.62	99.06	99.23	99.30	99.20	99.01	98.45	99.30	99.20	98.44	99.36	98.68	99.44
Si	6.1972	6.2623	6.2968	6.5294	6.7008	6.2430	6.6559	6.2725	6.7476	6.9876	6.6998	6.7426	6.7476	6.9876	6.6104	7.0887	6.1637	6.1129
Alt	1.8028	1.7377	1.7032	1.4706	1.2992	1.7570	1.3441	1.7275	1.2524	1.0124	1.3002	1.2574	1.2524	1.0124	1.3896	0.9113	1.8363	1.8871
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.5814	3.4932	3.4489	3.2534	3.1692	3.4779	3.1863	3.4632	2.6501	3.0253	2.8349	2.9452	2.6501	3.0253	2.8848	3.0220	3.6615	3.7177
Cr	0.0055	0.0005	0.0055	0.0094	0.0023	0.0094	0.0000	0.0000	0.0016	0.0039	0.0008	0.0000	0.0016	0.0039	0.0000	0.0074	0.0000	0.0071
Ti	0.0399	0.0414	0.0472	0.0393	0.0372	0.0498	0.0441	0.0387	0.0047	0.0039	0.0100	0.0052	0.0047	0.0039	0.0468	0.0010	0.0434	0.0462
Fe^{2+}	0.2622	0.3051	0.3064	0.3708	0.3612	0.3076	0.3604	0.3118	0.4201	0.5203	0.4339	0.5078	0.4201	0.5203	0.5142	0.5386	0.1840	0.1578
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.3876	0.0000	0.2390	0.1004	0.3876	0.0000	0.2112	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0067	0.0121	0.0083	0.0067	0.0043	0.0037	0.0107	0.0056	0.0096	0.0132	0.0117	0.0109	0.0096	0.0132	0.0201	0.0105	0.0146	0.0000
Mg	0.1724	0.2283	0.2609	0.3850	0.4525	0.2368	0.4334	0.2742	0.6263	0.4209	0.5697	0.5305	0.6263	0.4209	0.4228	0.3604	0.1405	0.1062
Σ Kat Okta	4.0680	4.0806	4.0772	4.0646	4.0267	4.0851	4.0348	4.0935	4.1000	3.9877	4.1000	4.1000	4.1000	3.9877	4.1000	3.9400	4.0440	4.0350
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0037	0.0050	0.0033	0.0000	0.0091	0.0024	0.0019	0.0041	0.0039	0.0016	0.0055	0.0014	0.0039	0.0016	0.0000	0.0009	0.0017	0.0040
Na	0.1083	0.0842	0.0837	0.0716	0.0693	0.0811	0.0780	0.0891	0.0255	0.4718	0.0065	0.0198	0.0255	0.4718	0.0386	0.4808	0.0963	0.1763
K	1.8872	1.8895	1.9480	1.9149	1.9015	1.9139	1.9040	1.9464	1.9488	1.6453	1.9879	1.9773	1.9488	1.6453	1.8735	1.6631	1.8509	1.7988
Σ Kat Zwis	1.9993	1.9787	2.0349	1.9865	1.9800	1.9973	1.9839	2.0395	1.9781	2.1187	1.9999	1.9986	1.9781	2.1187	1.9121	2.1448	1.9489	1.9792
F	0.0831	0.0741	0.1146	0.1180	0.1532	0.0909	0.1604	0.1198	0.1302	0.1316	0.1568	0.1511	0.1302	0.1316	0.1192	0.0945	0.0243	0.0538
OH	3.9169	3.9259	3.8854	3.8820	3.8468	3.9091	3.8396	3.8802	3.8698	3.8684	3.8432	3.8489	3.8698	3.8684	3.8808	3.9055	3.9757	3.9462

3. Eklogite

	ÖS.10.1a Hellglimmer 4, Ausschnitt				ÖS.10.3a Hellglimmer 1 + 2, Ausschnitt					ÖS.10.3a Hellglimmer 3			ÖRK.1 Phengit 1, Ausschnitt				
	10972/88	10972/91	10972/97	10972/104	10967/26	10967/31	10967/34	10967/38	10967/40	10967/61	10967/67	10967/68	10784/1	10784/2	10784/4	10784/7	10784/9
SiO_2	44.70	45.06	44.96	45.00	46.01	47.96	48.59	45.99	46.18	46.37	48.20	48.10	51.17	52.28	51.04	51.07	52.44
TiO_2	0.41	0.43	0.46	0.38	0.36	0.35	0.33	0.53	0.48	0.57	0.38	0.39	0.23	0.15	0.24	0.26	0.23
Al_2O_3	34.93	34.95	35.13	35.13	32.14	28.44	27.91	31.70	32.07	30.68	28.18	28.12	26.41	27.02	26.44	26.21	26.86
Cr_2O_3	0.05	0.03	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.55	0.64	0.59	0.54	0.54
FeO	1.57	1.42	1.52	1.66	3.27	4.11	4.13	3.76	3.23	3.60	3.91	4.20	0.92	0.90	1.20	1.23	1.13
MnO	0.04	0.03	0.01	0.04	0.06	0.06	0.07	0.05	0.00	0.07	0.05	0.10	0.10	0.04	0.00	0.00	0.04
MgO	0.54	0.59	0.58	0.53	0.88	1.49	1.65	0.90	0.93	1.08	1.55	1.62	4.15	4.26	4.11	4.21	3.21
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77
BaO	0.17	0.00	0.00	0.00	0.02	0.22	0.15	0.11	0.06	0.00	0.08	0.00	0.11	0.16	0.06	0.07	0.16
Na_2O	0.51	0.46	0.45	0.43	0.29	0.19	0.23	0.28	0.31	0.25	0.23	0.20	0.31	0.23	0.28	0.30	1.78
K_2O	10.98	10.86	10.90	10.44	10.81	10.70	10.89	11.06	11.16	11.08	10.87	10.94	11.04	10.47	11.29	11.17	9.24
F	0.05	0.15	0.09	0.11	0.57	0.96	1.00	0.57	0.55	0.48	0.69	0.66	0.04	0.09	0.07	0.17	0.01
Σ Gew.%	93.95	93.98	94.09	93.72	94.44	94.47	94.95	94.94	95.02	94.17	94.15	94.32	95.02	96.23	95.32	95.23	96.39
H_2O	4.37	4.35	4.38	4.37	4.11	3.90	3.90	4.11	4.13	4.13	4.02	4.04	4.47	4.54	4.45	4.40	4.54
O#	0.02	0.06	0.04	0.04	0.24	0.41	0.42	0.24	0.23	0.20	0.29	0.28	0.02	0.04	0.03	0.07	0.00
Σ Gew.% 2	98.30	98.27	98.44	98.05	98.31	97.96	98.43	98.81	98.92	98.10	97.88	98.09	99.46	100.73	99.74	99.56	100.93
Si	6.0967	6.1173	6.0968	6.1011	6.2942	6.6074	6.6693	6.2980	6.3009	6.3848	6.6407	6.6239	6.8423	6.8428	6.8268	6.8397	6.9219
Alt	1.9033	1.8827	1.9032	1.8989	1.7058	1.3926	1.3307	1.7020	1.6991	1.6152	1.3593	1.3761	1.1577	1.1572	1.1732	1.1603	1.0781
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.71	3.71	3.71	3.72	3.48	3.22	3.18	3.41	3.46	3.36	3.22	3.19	3.00	3.01	2.99	2.98	3.10
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Ti	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02
Fe^{2+}	0.18	0.16	0.17	0.19	0.37	0.47	0.47	0.43	0.37	0.41	0.45	0.48	0.10	0.10	0.13	0.14	0.12
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.12	0.12	0.11	0.18	0.31	0.34	0.18	0.19	0.22	0.32	0.33	0.83	0.83	0.82	0.84	0.63
Σ Kat Okta	4.0518	4.0409	4.0493	4.0535	4.0760	4.0478	4.0389	4.0891	4.0692	4.0666	4.0312	4.0544	4.0250	4.0253	4.0341	4.0376	3.9387
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1086
Ba	0.0091	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0116	0.0083	0.0057	0.0033	0.0000	0.0042	0.0000	0.0059	0.0082	0.0033	0.0038	0.0083
Na	0.1336	0.1206	0.1180	0.1127	0.0776	0.0511	0.0599	0.0734	0.0816	0.0659	0.0605	0.0536	0.0797	0.0578	0.0723	0.0766	0.4543
K	1.9099	1.8815	1.8855	1.8060	1.8857	1.8799	1.9070	1.9312	1.9426	1.9467	1.9097	1.9218	1.8824	1.7475	1.9252	1.9086	1.5559
Σ Kat Zwis	2.0527	2.0021	2.0035	1.9187	1.9641	1.9427	1.9751	2.0103	2.0275	2.0125	1.9744	1.9754	1.9680	1.8135	2.0009	1.9890	2.1270
F	0.0229	0.0623	0.0386	0.0454	0.2479	0.4191	0.4319	0.2455	0.2386	0.2082	0.3019	0.2852	0.0173	0.0368	0.0305	0.0703	0.0021
OH	3.9771	3.9377	3.9614	3.9546	3.7521	3.5809	3.5681	3.7545	3.7614	3.7918	3.6981	3.7148	3.9827	3.9632	3.9695	3.9297	3.9979

	ÖRK.4b Phengit 2 + 2b						ÖRK.4b Phengit 3					ÖRK.4b Phengit* in Granat 9 + 10						
	10956/7	10956/9	10956/16	10956/18	10956/19	10956/22	10956/30	10956/34	10956/38	10956/39	10956/46	10956/48	10956/52	10956/54	10972/28	10972/32	10972/38	10972/44
SiO_2	50.37	49.51	51.48	51.60	49.44	51.59	51.75	51.80	51.53	50.20	51.92	49.85	49.29	50.63	51.92	51.31	51.43	51.60
TiO_2	0.27	0.26	0.30	0.28	0.35	0.25	0.26	0.24	0.31	0.28	0.22	0.31	0.40	0.36	0.31	0.19	0.20	0.27
Al_2O_3	27.06	28.35	26.11	25.60	28.72	25.81	25.09	25.22	25.98	27.12	25.43	29.67	28.86	29.02	25.06	25.35	25.48	25.02
Cr_2O_3	0.17	0.06	0.06	0.19	0.07	0.08	0.11	0.14	0.10	0.12	0.13	0.00	0.00	0.02	0.06	0.08	0.05	0.10
FeO	1.47	1.24	1.54	1.44	1.62	1.49	1.48	1.04	1.40	1.40	1.26	1.16	1.35	1.06	1.34	1.45	1.38	1.53
MnO	0.02	0.00	0.01	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.06	0.06	0.02	0.03
MgO	3.62	3.27	4.16	4.06	3.12	4.05	4.44	4.46	3.99	3.48	4.28	3.24	3.73	3.58	4.59	4.41	4.29	4.50
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.11	0.09	0.14	0.36	0.20	0.22	0.16	0.26	0.12	0.05	0.08	0.14	0.15	0.34	0.19	0.23	0.03	0.23
Na_2O	0.31	0.31	0.29	0.30	0.33	0.28	0.27	0.29	0.27	0.31	0.30	1.35	1.71	1.76	0.29	0.26	0.29	0.26
K_2O	11.05	11.09	10.87	11.12	11.15	11.02	11.19	11.10	11.03	11.27	11.21	9.39	8.51	8.50	10.86	11.01	11.05	10.85
F	0.11	0.06	0.12	0.12	0.07	0.07	0.10	0.12	0.06	0.11	0.03	0.08	0.10	0.01	0.02	0.09	0.07	0.13
Σ Gew.%	94.56	94.24	95.09	95.08	95.12	94.89	94.84	94.66	94.82	94.34	94.87	95.18	94.79	95.31	94.69	94.43	94.29	94.52
H_2O	4.40	4.41	4.43	4.41	4.43	4.44	4.41	4.41	4.45	4.38	4.46	4.49	4.44	4.55	4.47	4.40	4.41	4.39
O#	0.05	0.02	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.01	0.03	0.04	0.00	0.01	0.04	0.03	0.05
Σ Gew.% 2	98.91	98.64	99.46	99.44	99.52	99.29	99.21	99.02	99.24	98.68	99.31	99.63	99.19	99.86	99.14	98.80	98.67	98.86
Si	6.7881	6.6855	6.8795	6.9296	6.6427	6.9185	6.9562	6.9629	6.9056	6.7896	6.9568	6.6077	6.5962	6.6717	6.9584	6.9225	6.9310	6.9478
Alt	1.2119	1.3145	1.1205	1.0704	1.3573	1.0815	1.0438	1.0371	1.0944	1.2104	1.0432	1.3923	1.4038	1.3283	1.0416	1.0775	1.0690	1.0522
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.0866	3.1977	2.9916	2.9815	3.1898	2.9981	2.9307	2.9577	3.0084	3.1130	2.9735	3.2435	3.1476	3.1778	2.9168	2.9539	2.9774	2.9176
Cr	0.0179	0.0061	0.0063	0.0197	0.0076	0.0087	0.0112	0.0149	0.0110	0.0125	0.0142	0.0000	0.0000	0.0018	0.0063	0.0081	0.0051	0.0106
Ti	0.0270	0.0263	0.0305	0.0278	0.0356	0.0256	0.0263	0.0243	0.0316	0.0283	0.0224	0.0304	0.0401	0.0352	0.0308	0.0193	0.0205	0.0269
Fe^{2+}	0.1651	0.1403	0.1718	0.1618	0.1818	0.1669	0.1669	0.1171	0.1571	0.1584	0.1410	0.1289	0.1506	0.1171	0.1497	0.1640	0.1553	0.1727
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0027	0.0000	0.0010	0.0026	0.0059	0.0029	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0066	0.0036	0.0072	0.0066	0.0024	0.0037
Mg	0.7273	0.6587	0.8296	0.8134	0.6238	0.8096	0.8896	0.8939	0.7977	0.7018	0.8543	0.6411	0.7431	0.7036	0.9177	0.8866	0.8622	0.9037
Σ Kat Okta	4.0267	4.0291	4.0308	4.0068	4.0444	4.0118	4.0246	4.0080	4.0059	4.0141	4.0054	4.0439	4.0880	4.0391	4.0285	4.0385	4.0228	4.0351
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0929	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0057	0.0049	0.0073	0.0187	0.0106	0.0114	0.0082	0.0139	0.0065	0.0025	0.0040	0.0072	0.0081	0.0175	0.0097	0.0123	0.0016	0.0122
Na	0.0806	0.0822	0.0754	0.0790	0.0850	0.0722	0.0710	0.0759	0.0704	0.0813	0.0788	0.3457	0.4427	0.4507	0.0749	0.0677	0.0747	0.0690
K	1.8996	1.9102	1.8538	1.9052	1.9114	1.8852	1.9185	1.9024	1.8861	1.9444	1.9168	1.5870	1.4530	1.4285	1.8557	1.8952	1.8989	1.8634
Σ Kat Zwis	1.9860	1.9974	1.9365	2.0028	2.0069	1.9687	1.9976	1.9921	1.9630	2.0281	1.9996	1.9400	1.9967	1.8967	1.9404	1.9752	1.9753	1.9446
F	0.0486	0.0235	0.0511	0.0497	0.0276	0.0305	0.0429	0.0493	0.0267	0.0479	0.0131	0.0323	0.0410	0.0029	0.0081	0.0367	0.0315	0.0545
OH	3.9514	3.9765	3.9489	3.9503	3.9724	3.9695	3.9571	3.9507	3.9733	3.9521	3.9869	3.9677	3.9590	3.9971	3.9919	3.9633	3.9685	3.9455

	ÖRK.4c Phengit 2					ÖRK.8 Phengit 2, Ausschnitt						ÖRK.8 Phengit 3				ÖRK.8 Phengit 4 + 5 + 6		
	10972/1	10972/7	10972/10	10972/18	10972/22	10909/4	10909/9	10909/12	10909/15	10909/19	10909/22	10909/25	10909/26	10909/30	10909/31	10909/34	10909/40	10909/47
SiO_2	50.81	49.60	49.40	51.16	51.85	51.64	50.75	51.86	50.44	52.05	52.18	51.77	51.10	51.28	50.50	51.72	50.58	51.36
TiO_2	0.34	0.28	0.37	0.26	0.25	0.25	0.22	0.26	0.31	0.21	0.24	0.22	0.24	0.23	0.29	0.28	0.26	0.28
Al_2O_3	26.03	26.99	27.44	24.83	24.93	25.59	26.75	26.24	27.09	25.51	25.40	26.27	26.69	26.92	26.79	27.18	26.70	26.06
Cr_2O_3	0.69	0.68	0.89	0.04	0.06	0.06	0.03	0.08	0.01	0.13	0.07	0.33	0.26	0.24	0.89	0.19	0.15	0.13
FeO	0.74	0.89	1.00	1.21	1.32	1.23	1.07	1.28	1.43	1.22	1.36	1.89	1.20	1.89	0.83	2.12	1.07	1.21
MnO	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.11	0.02	0.10	0.00	0.05	0.00
MgO	4.25	3.97	3.87	4.58	4.56	4.42	3.81	4.09	3.89	4.52	4.42	3.12	4.09	2.91	3.91	2.71	3.93	4.35
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.05	0.19	0.28	0.02	0.23	0.05	0.07	0.14	0.09	0.09	0.13	0.15	0.07	0.20	0.12	0.17	0.15	0.19
Na_2O	0.52	0.46	0.52	0.28	0.30	0.30	0.25	0.31	0.32	0.33	0.24	1.84	0.25	1.00	0.23	1.54	0.24	0.19
K_2O	10.56	10.24	10.74	11.06	11.06	11.28	10.88	10.98	11.02	10.73	11.03	9.80	11.26	10.09	11.28	9.91	11.19	11.22
F	0.09	0.05	0.01	0.09	0.04	0.08	0.08	0.03	0.05	0.10	0.10	0.05	0.06	0.06	0.05	0.08	0.04	0.05
Σ Gew.%	94.09	93.39	94.55	93.54	94.62	94.89	93.94	95.28	94.66	94.93	95.17	95.44	95.32	94.86	94.99	95.91	94.35	95.04
H_2O	4.41	4.40	4.44	4.37	4.44	4.44	4.41	4.49	4.44	4.45	4.45	4.46	4.46	4.45	4.44	4.47	4.43	4.46
O#	0.04	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02
Σ Gew.% 2	98.46	97.77	98.98	97.87	99.04	99.30	98.32	99.76	99.08	99.34	99.58	99.88	99.76	99.28	99.40	100.34	98.77	99.48
Si	6.8423	6.7271	6.6695	6.9533	6.9741	6.9258	6.8419	6.9031	6.7791	6.9413	6.9602	6.9283	6.8248	6.8707	6.7784	6.8764	6.8208	6.8761
Alt	1.1577	1.2729	1.3305	1.0467	1.0259	1.0742	1.1581	1.0969	1.2209	1.0587	1.0398	1.0717	1.1752	1.1293	1.2216	1.1236	1.1792	1.1239
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.97	3.04	3.04	2.93	2.93	2.97	3.09	3.02	3.07	2.95	2.95	3.07	3.03	3.12	3.02	3.14	3.06	2.99
Cr	0.07	0.07	0.09	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.09	0.02	0.02	0.01
Ti	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe^{2+}	0.08	0.10	0.11	0.14	0.15	0.14	0.12	0.14	0.16	0.14	0.15	0.21	0.13	0.21	0.09	0.24	0.12	0.14
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	0.85	0.80	0.78	0.93	0.92	0.88	0.77	0.81	0.78	0.90	0.88	0.62	0.81	0.58	0.78	0.54	0.79	0.87
Σ Kat Okta	4.0205	4.0508	4.0621	4.0288	4.0213	4.0234	4.0088	4.0083	4.0434	4.0258	4.0159	3.9609	4.0370	3.9677	4.0262	3.9560	4.0232	4.0330
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0025	0.0099	0.0147	0.0008	0.0122	0.0027	0.0036	0.0075	0.0047	0.0049	0.0066	0.0080	0.0034	0.0105	0.0065	0.0091	0.0077	0.0098
Na	0.1355	0.1201	0.1372	0.0739	0.0787	0.0782	0.0641	0.0810	0.0832	0.0847	0.0631	0.4763	0.0649	0.2591	0.0610	0.3972	0.0627	0.0490
K	1.8133	1.7723	1.8500	1.9176	1.8983	1.9293	1.8719	1.8637	1.8895	1.8251	1.8758	1.6736	1.9177	1.7240	1.9306	1.6813	1.9256	1.9166
Σ Kat Zwis	1.9513	1.9023	2.0020	1.9923	1.9892	2.0102	1.9396	1.9523	1.9774	1.9147	1.9455	2.1579	1.9861	1.9936	1.9981	2.0875	1.9960	1.9753
F	0.0383	0.0210	0.0056	0.0370	0.0179	0.0322	0.0350	0.0114	0.0230	0.0401	0.0409	0.0229	0.0253	0.0267	0.0229	0.0353	0.0171	0.0195
OH	3.9617	3.9790	3.9944	3.9630	3.9821	3.9678	3.9650	3.9886	3.9770	3.9599	3.9591	3.9771	3.9747	3.9733	3.9771	3.9647	3.9829	3.9805

	ÖRK.8 Phengit* in Omphazit			ÖRK.8 Paragonit* in Omphazit + Granat				ÖRK.9 Phengit* in Granat 3					ÖRK.10 Phengit 1, Ausschnitt				ÖRK.10 Phengit 1b	
	10908/34	10908/35	10908/38	10908/27	10908/30	10908/31	10908/40	10825/1	10825/2	10825/3	10825/4	10825/5	10840/10	10840/13	10840/19	10840/25	10840/35	10840/42
SiO_2	49.84	50.75	49.12	45.63	45.83	45.93	46.18	50.42	52.68	53.00	52.73	51.91	52.89	52.91	52.28	52.92	51.48	50.85
TiO_2	0.34	0.35	0.35	0.06	0.09	0.11	0.07	0.30	0.27	0.20	0.21	0.31	0.35	0.37	0.38	0.41	0.49	0.48
Al_2O_3	28.63	28.68	30.23	40.25	40.55	40.45	39.89	25.85	24.95	24.57	24.48	26.08	25.16	25.09	25.21	25.53	26.83	27.28
Cr_2O_3	0.03	0.15	0.15	0.12	0.02	0.07	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	1.14	0.94	0.93	0.28	0.19	0.30	0.86	1.22	1.17	1.18	1.21	1.24	1.97	2.24	2.31	2.41	2.42	2.58
MnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.04
MgO	3.28	3.39	3.19	0.14	0.09	0.12	0.15	4.07	4.46	4.73	4.53	4.09	4.04	4.17	3.96	4.12	3.38	3.30
CaO	0.55	0.00	0.00	0.88	0.89	0.74	0.63	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.26	0.13	0.03	0.06	0.07	0.12	0.00	0.18	0.12	0.26	0.14	0.23	0.22	0.24	0.20	0.44	0.27	0.24
Na_2O	1.07	0.73	0.86	7.03	7.01	6.81	7.11	0.30	0.24	0.28	0.26	0.22	0.16	0.26	0.20	0.31	0.22	0.28
K_2O	9.70	10.11	10.30	0.61	0.73	0.92	0.61	10.43	10.67	10.43	10.56	10.61	10.83	11.02	10.84	10.63	9.89	10.70
F	0.07	0.07	0.05	0.04	0.05	0.03	0.08	0.03	0.20	0.06	0.20	0.17	0.18	0.23	0.15	0.25	0.20	0.22
Σ Gew.%	94.91	95.30	95.22	95.16	95.54	95.59	95.60	92.80	94.81	94.74	94.34	94.89	95.81	96.52	95.57	97.05	95.21	95.98
H_2O	4.44	4.50	4.49	4.64	4.65	4.67	4.65	4.39	4.40	4.48	4.39	4.42	4.44	4.43	4.43	4.44	4.43	4.40
O#	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.08	0.03	0.08	0.07	0.07	0.09	0.06	0.11	0.08	0.09
Σ Gew.% 2	99.32	99.77	99.68	99.78	100.18	100.24	100.22	97.18	99.13	99.19	98.64	99.24	100.18	100.86	99.94	101.39	99.55	100.29
Si	6.6806	6.7134	6.5317	5.8741	5.8755	5.8800	5.9152	6.8717	7.0222	7.0530	7.0594	6.9178	7.0082	6.9956	6.9672	6.9557	6.8329	6.7690
Alt	1.3194	1.2866	1.4683	2.1259	2.1245	2.1200	2.0848	1.1283	0.9778	0.9470	0.9406	1.0822	0.9918	1.0044	1.0328	1.0443	1.1671	1.2310
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	3.2033	3.1852	3.2694	3.9804	4.0017	3.9829	3.9366	3.0244	2.9418	2.9058	2.9224	3.0141	2.9380	2.9056	2.9272	2.9099	3.0298	3.0489
Cr	0.0028	0.0157	0.0158	0.0119	0.0019	0.0074	0.0000	0.0000	0.0043	0.0038	0.0028	0.0043	0.0018	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0343	0.0352	0.0349	0.0060	0.0082	0.0103	0.0069	0.0309	0.0268	0.0197	0.0215	0.0311	0.0344	0.0368	0.0383	0.0406	0.0489	0.0479
Fe^{2+}	0.1275	0.1037	0.1034	0.0305	0.0205	0.0318	0.0920	0.1391	0.1308	0.1308	0.1360	0.1385	0.2188	0.2475	0.2572	0.2654	0.2690	0.2868
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0053	0.0031	0.0000	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0003	0.0031	0.0039	0.0038	0.0044
Mg	0.6545	0.6678	0.6332	0.0267	0.0168	0.0221	0.0294	0.8264	0.8855	0.9388	0.9036	0.8128	0.7974	0.8224	0.7871	0.8068	0.6681	0.6552
Σ Kat Okta	4.0223	4.0077	4.0567	4.0608	4.0522	4.0546	4.0672	4.0210	3.9891	3.9990	3.9862	4.0008	3.9916	4.0126	4.0139	4.0266	4.0197	4.0432
Ca	0.0796	0.0000	0.0000	0.1216	0.1220	0.1013	0.0864	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0135	0.0068	0.0017	0.0028	0.0038	0.0059	0.0000	0.0098	0.0064	0.0137	0.0071	0.0120	0.0114	0.0122	0.0104	0.0225	0.0140	0.0125
Na	0.2781	0.1860	0.2206	1.7552	1.7424	1.6912	1.7645	0.0780	0.0624	0.0713	0.0672	0.0557	0.0409	0.0663	0.0522	0.0800	0.0572	0.0730
K	1.6583	1.7065	1.7461	0.1007	0.1190	0.1497	0.0996	1.8127	1.8147	1.7695	1.8029	1.8034	1.8298	1.8586	1.8427	1.7818	1.6745	1.8175
Σ Kat Zwis	2.0295	1.8993	1.9684	1.9802	1.9871	1.9481	1.9505	1.9005	1.8849	1.8544	1.8771	1.8711	1.8820	1.9372	1.9053	1.8843	1.7457	1.9030
F	0.0284	0.0293	0.0210	0.0147	0.0203	0.0134	0.0304	0.0108	0.0839	0.0265	0.0830	0.0708	0.0733	0.0941	0.0628	0.1056	0.0818	0.0922
OH	3.9716	3.9707	3.9790	3.9853	3.9797	3.9866	3.9696	3.9892	3.9161	3.9735	3.9170	3.9292	3.9267	3.9059	3.9372	3.8944	3.9182	3.9078

	ÖRK.10 Phengit 2, Ausschnitt					ÖRK.10 Phengit 5, Ausschnitt				ÖRK.25 Phengit 1 + 2				SP.1 Paragonit * in Grt		SP.5 Phengit 2 + 1		
	10840/56	10840/57	10840/58	10840/70	10840/72	10840/1	10840/3	10840/6	10840/8	11170/1	11170/3	11170/8	11170/11	10897/85	10897/87	10749/29	10749/47	10749/48
SiO_2	53.00	52.79	53.43	51.02	52.93	52.94	53.80	53.17	51.28	50.78	50.06	51.74	50.81	46.47	46.44	50.38	50.35	48.15
TiO_2	0.35	0.32	0.40	0.35	0.35	0.24	0.27	0.29	0.44	0.28	0.25	0.26	0.22	n.d.	n.d.	0.25	0.34	0.24
Al_2O_3	25.16	24.91	25.16	24.76	25.44	23.12	24.60	24.18	26.66	27.20	26.81	27.81	27.83	39.74	39.86	26.37	24.90	24.96
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.02	0.11	0.07	0.01	0.03	0.00	0.06	0.02
FeO	2.27	2.35	2.50	3.52	2.25	4.79	2.52	2.74	2.53	0.94	1.23	1.16	1.79	0.70	0.85	1.71	3.95	4.73
MnO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.00	0.07	0.01	0.00	0.03	0.04	0.01	0.09	0.01	0.00
MgO	4.08	4.24	4.21	4.48	3.95	3.87	4.31	4.14	3.26	4.25	4.80	2.83	3.13	0.16	0.13	3.94	2.85	3.47
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.43	0.64	0.33	0.34	0.01	0.13	0.01
BaO	0.24	0.17	0.32	0.25	0.25	0.11	0.17	0.32	0.23	0.10	0.18	0.14	0.19	0.00	0.09	0.17	0.20	0.12
Na_2O	0.24	0.21	0.29	0.17	0.19	0.72	0.25	0.20	0.20	0.35	0.30	1.77	0.98	7.44	7.42	0.36	0.85	0.06
K_2O	11.10	10.99	10.75	10.12	11.11	10.01	10.82	10.90	11.10	10.45	10.53	7.94	9.38	0.17	0.13	10.60	10.12	11.02
F	0.27	0.22	0.24	0.26	0.17	0.10	0.22	0.23	0.08	0.00	0.00	0.05	0.00	0.07	0.01	0.05	0.09	0.05
Σ Gew.%	96.73	96.20	97.34	94.94	96.70	95.91	97.00	96.23	95.80	94.49	94.20	96.24	95.06	95.13	95.32	93.92	93.85	92.83
H_2O	4.41	4.42	4.46	4.34	4.47	4.43	4.47	4.40	4.45	4.49	4.46	4.50	4.49	4.65	4.69	4.41	4.32	4.28
O#	0.11	0.09	0.10	0.11	0.07	0.04	0.09	0.10	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.04	0.02
Σ Gew.% 2	101.03	100.52	101.70	99.27	101.09	100.30	101.38	100.53	100.22	98.98	98.70	100.71	99.55	99.76	100.00	98.31	98.14	97.31
Si	6.9987	6.9997	6.9982	6.8519	6.9822	7.0860	7.0585	7.0651	6.8439	6.7774	6.7257	6.8616	6.7782	5.9477	5.9360	6.8195	6.9170	6.7045
Alt	1.0013	1.0003	1.0018	1.1481	1.0178	0.9140	0.9415	0.9349	1.1561	1.2226	1.2743	1.1384	1.2218	2.0523	2.0640	1.1805	1.0830	1.2955
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.92	2.89	2.88	2.77	2.94	2.73	2.86	2.85	3.04	3.06	2.97	3.21	3.15	3.94	3.94	3.03	2.95	2.80
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	n.d.	n.d.	0.03	0.04	0.02
Fe^{2+}	0.25	0.26	0.27	0.30	0.25	0.54	0.28	0.30	0.28	0.11	0.10	0.13	0.20	0.08	0.09	0.19	0.45	0.32
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.80	0.84	0.82	0.90	0.78	0.77	0.84	0.82	0.65	0.85	0.96	0.56	0.62	0.03	0.03	0.80	0.58	0.72
Σ Kat Okta	4.0069	4.0224	4.0204	4.1000	4.0043	4.0664	4.0130	4.0116	4.0145	4.0511	4.1000	3.9336	4.0082	4.0544	4.0603	4.0516	4.0288	4.1000
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.3451	0.0920	0.0451	0.0469	0.0014	0.0187	0.0008
Ba	0.0124	0.0088	0.0167	0.0130	0.0131	0.0058	0.0089	0.0166	0.0120	0.0053	0.0092	0.0074	0.0099	0.0000	0.0045	0.0090	0.0108	0.0065
Na	0.0604	0.0534	0.0726	0.0442	0.0493	0.1864	0.0631	0.0521	0.0516	0.0903	0.0779	0.4547	0.2528	1.8464	1.8393	0.0937	0.2269	0.0171
K	1.8692	1.8593	1.7961	1.7337	1.8688	1.7082	1.8112	1.8473	1.8888	1.7795	1.8052	1.3426	1.5962	0.0275	0.0206	1.8299	1.7728	1.9567
Σ Kat Zwis	1.9419	1.9214	1.8854	1.7910	1.9312	1.9004	1.8832	1.9160	1.9525	1.8751	1.8926	2.1498	1.9508	1.9190	1.9114	1.9340	2.0292	1.9811
F	0.1123	0.0935	0.1011	0.1096	0.0697	0.0423	0.0917	0.0971	0.0346	0.0000	0.0000	0.0226	0.0000	0.0279	0.0032	0.0210	0.0395	0.0229
OH	3.8877	3.9065	3.8989	3.8904	3.9303	3.9577	3.9083	3.9029	3.9654	4.0000	4.0000	3.9774	4.0000	3.9721	3.9968	3.9790	3.9605	3.9771

			SP.5 Phengit* 13 + 12					SP.5 Phengit 4			SP.5 Phengit 5			SP.23 Phengit 1 + 4 + 5 + 8				
	10749/53	10749/55	10952/27	10952/28	10952/34	10952/36	10952/39	10952/17	10952/21	10952/25	10952/3	10952/5	10952/10	11176/19	11176/21	11176/23	11176/25	11176/27
SiO_2	50.73	51.99	50.70	51.58	53.27	53.21	53.27	48.92	49.43	49.78	48.85	48.69	48.79	49.44	49.86	49.73	49.82	49.94
TiO_2	0.25	0.21	0.31	0.27	0.21	0.19	0.25	0.32	0.26	0.20	0.37	0.40	0.39	0.35	0.35	0.23	0.34	0.22
Al_2O_3	23.07	23.65	26.91	25.53	24.78	24.22	24.30	28.27	27.47	26.40	28.54	27.67	28.27	28.57	28.72	27.79	27.69	27.20
Cr_2O_3	0.02	0.05	0.05	0.04	0.00	0.03	0.00	0.06	0.05	0.06	0.05	0.00	0.06	0.00	0.03	0.04	0.06	0.06
FeO	5.36	1.92	1.68	1.75	1.29	1.14	1.64	1.91	1.99	1.67	1.51	2.03	2.04	0.99	1.03	1.55	1.47	1.66
MnO	0.00	0.07	0.04	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.05	0.00	0.06	0.00	0.04	0.02	0.06	0.03
MgO	4.17	4.33	3.73	4.10	4.59	4.69	4.52	3.14	3.48	3.62	3.08	3.44	3.01	3.38	3.37	3.52	3.75	3.80
CaO	0.47	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.04
BaO	0.20	0.17	0.14	0.20	0.23	0.08	0.25	0.25	0.08	0.00	0.00	0.19	0.32	0.21	0.21	0.21	0.15	0.09
Na_2O	2.35	0.19	0.20	0.13	0.57	0.51	0.45	0.32	0.36	0.34	0.30	0.37	0.33	0.56	0.40	0.36	0.42	0.46
K_2O	7.28	10.53	11.01	10.99	9.80	9.84	9.70	10.85	10.84	10.40	11.16	10.74	10.94	10.24	10.26	10.32	10.24	10.15
F	0.12	0.12	0.02	0.09	0.14	0.12	0.09	0.05	0.11	0.12	0.09	0.05	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	94.02	93.25	94.79	94.67	94.90	94.06	94.50	94.08	94.08	92.60	93.99	93.57	94.28	93.78	94.27	93.79	94.01	93.65
H_2O	4.35	4.35	4.46	4.42	4.47	4.44	4.47	4.39	4.37	4.33	4.37	4.36	4.39	4.44	4.48	4.44	4.46	4.44
O#	0.05	0.05	0.01	0.04	0.06	0.05	0.04	0.02	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	98.46	97.54	99.24	99.05	99.31	98.45	98.93	98.45	98.41	96.88	98.33	97.91	98.64	98.20	98.75	98.24	98.46	98.09
Si	6.9100	7.0763	6.8034	6.9294	7.0531	7.0932	7.0806	6.6428	6.7079	6.8141	6.6330	6.6518	6.6330	6.6652	6.6707	6.7139	6.7052	6.7470
Alt	1.0900	0.9237	1.1966	1.0706	0.9469	0.9068	0.9194	1.3572	1.2921	1.1859	1.3670	1.3482	1.3670	1.3348	1.3293	1.2861	1.2948	1.2530
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.6141	2.8709	3.0597	2.9719	2.9199	2.8989	2.8867	3.1666	3.1015	3.0741	3.2005	3.1074	3.1633	3.2044	3.1993	3.1353	3.0972	3.0772
Cr	0.0027	0.0050	0.0048	0.0042	0.0000	0.0032	0.0000	0.0064	0.0052	0.0060	0.0049	0.0000	0.0068	0.0000	0.0028	0.0047	0.0062	0.0062
Ti	0.0253	0.0217	0.0313	0.0275	0.0213	0.0187	0.0250	0.0329	0.0266	0.0201	0.0380	0.0410	0.0396	0.0355	0.0352	0.0237	0.0343	0.0219
Fe^{2+}	0.4676	0.2186	0.1882	0.1961	0.1426	0.1275	0.1823	0.2174	0.2257	0.1917	0.1712	0.2315	0.2321	0.1112	0.1151	0.1746	0.1655	0.1875
Fe^{3+}	0.1431	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0000	0.0080	0.0045	0.0000	0.0023	0.0029	0.0023	0.0000	0.0033	0.0024	0.0053	0.0000	0.0067	0.0000	0.0047	0.0021	0.0066	0.0040
Mg	0.8472	0.8779	0.7461	0.8201	0.9062	0.9323	0.8950	0.6359	0.7040	0.7385	0.6230	0.6996	0.6104	0.6786	0.6711	0.7090	0.7516	0.7661
Σ Kat Okta	4.1000	4.0022	4.0347	4.0198	3.9922	3.9836	3.9913	4.0592	4.0661	4.0328	4.0429	4.0794	4.0589	4.0297	4.0283	4.0493	4.0614	4.0629
Ca	0.0688	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0000	0.0032	0.0018	0.0063
Ba	0.0107	0.0092	0.0073	0.0106	0.0120	0.0040	0.0129	0.0131	0.0041	0.0000	0.0000	0.0099	0.0172	0.0110	0.0111	0.0110	0.0081	0.0045
Na	0.6194	0.0498	0.0530	0.0348	0.1457	0.1324	0.1164	0.0830	0.0958	0.0905	0.0781	0.0989	0.0878	0.1451	0.1049	0.0942	0.1087	0.1204
K	1.2645	1.8289	1.8853	1.8833	1.6548	1.6736	1.6451	1.8795	1.8761	1.8156	1.9321	1.8723	1.8977	1.7605	1.7508	1.7777	1.7581	1.7483
Σ Kat Zwis	1.9634	1.8902	1.9456	1.9286	1.8125	1.8101	1.7754	1.9757	1.9759	1.9061	2.0101	1.9811	2.0027	1.9190	1.8668	1.8861	1.8766	1.8795
F	0.0495	0.0521	0.0093	0.0382	0.0565	0.0489	0.0366	0.0198	0.0451	0.0502	0.0382	0.0225	0.0228	0.0119	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	3.9505	3.9479	3.9907	3.9618	3.9435	3.9511	3.9634	3.9802	3.9549	3.9498	3.9618	3.9775	3.9772	3.9881	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000

Biotit **1. Metasedimente + symplektitische Metabasite**

	ÖV.0.1a Biotit 1, Ausschnitt			ÖV.0.1a Biotit 3, Ausschnitt						ÖV.VI.3 Biotit 1 neben Granat 1				ÖV.VI.3 Biotit* in Atollgranat				ÖV.VI.3 Bt* 1
	10915/31	10915/37	10915/44	10915/1	10915/2	10915/5	10915/11	10915/16	10915/17	10828/22	10828/26	10828/27	10828/28	10828/36	10828/38	10828/49	10828/50	10828/6
SiO_2	36.59	36.34	36.80	36.90	36.57	36.83	36.46	37.06	37.09	34.80	35.24	34.94	34.46	34.99	34.94	34.52	34.73	33.86
TiO_2	2.18	1.57	2.50	2.45	2.42	2.50	2.45	2.54	2.47	1.75	1.73	1.63	1.73	1.29	1.53	1.57	1.55	0.63
Al_2O_3	16.79	17.05	16.26	17.11	16.75	16.60	16.69	16.63	16.57	18.70	19.01	18.97	18.76	20.02	18.99	19.14	19.12	19.35
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.07	0.08	0.02	0.03	0.07	0.05	0.03	0.01	0.00	0.12	0.06	0.00	0.07
FeO	16.12	15.08	14.88	15.18	15.82	16.14	15.82	16.00	15.99	21.16	20.12	19.78	21.32	21.45	21.17	22.31	21.60	19.74
MnO	0.28	0.12	0.19	0.19	0.21	0.18	0.25	0.28	0.19	0.06	0.00	0.04	0.08	0.05	0.05	0.09	0.04	0.09
MgO	12.49	13.54	13.31	12.92	12.86	13.02	13.04	12.68	12.60	9.69	9.39	9.65	9.33	7.79	8.75	8.34	9.03	11.08
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.46	0.37	0.51	0.51	0.63	0.58	0.63	0.58	0.64	0.16	0.16	0.17	0.14	0.20	0.05	0.13	0.14	0.09
Na_2O	0.03	0.05	0.06	0.05	0.07	0.11	0.12	0.07	0.06	0.15	0.14	0.18	0.17	0.18	0.11	0.16	0.13	0.12
K_2O	9.74	9.38	9.67	9.48	9.70	9.79	9.32	9.83	9.59	9.07	9.53	9.41	9.41	8.77	9.54	9.24	9.32	8.27
F	0.33	0.39	0.39	0.37	0.43	0.39	0.39	0.37	0.41	0.48	0.58	0.49	0.47	0.42	0.44	0.43	0.57	0.63
Σ Gew.%	95.01	93.91	94.59	95.19	95.47	96.21	95.26	96.06	95.62	96.08	95.97	95.30	95.89	95.16	95.67	95.98	96.23	93.92
H_2O	3.80	3.76	3.77	3.82	3.76	3.81	3.78	3.82	3.79	3.70	3.65	3.68	3.67	3.71	3.69	3.70	3.64	3.59
O#	0.14	0.17	0.17	0.16	0.18	0.16	0.17	0.15	0.17	0.20	0.25	0.21	0.20	0.18	0.19	0.18	0.24	0.26
Σ Gew.% 2	98.80	97.56	98.29	98.94	99.15	99.94	98.99	99.85	99.33	99.61	99.38	98.79	99.40	98.71	99.20	99.54	99.66	97.29
Si	5.55	5.53	5.58	5.54	5.53	5.53	5.50	5.56	5.58	5.31	5.38	5.36	5.30	5.37	5.37	5.31	5.32	5.23
Alt	2.45	2.47	2.42	2.46	2.47	2.47	2.50	2.44	2.42	2.69	2.62	2.64	2.70	2.63	2.63	2.69	2.68	2.77
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.55	0.58	0.48	0.57	0.51	0.46	0.47	0.51	0.52	0.68	0.80	0.79	0.70	0.99	0.81	0.78	0.77	0.75
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ti	0.25	0.18	0.29	0.28	0.28	0.28	0.28	0.29	0.28	0.20	0.20	0.19	0.20	0.15	0.18	0.18	0.18	0.07
Fe^{2+}	2.04	1.92	1.89	1.91	2.00	2.03	2.00	2.01	2.01	2.70	2.57	2.54	2.74	2.75	2.72	2.87	2.77	2.55
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.82	3.07	3.01	2.89	2.90	2.91	2.94	2.84	2.83	2.21	2.14	2.21	2.14	1.78	2.00	1.91	2.06	2.55
Σ Kat Okta	5.7017	5.7654	5.6851	5.6681	5.7070	5.7174	5.7273	5.6767	5.6669	5.8006	5.7089	5.7331	5.7972	5.6743	5.7282	5.7679	5.7787	5.9363
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04
K	1.88	1.82	1.87	1.82	1.87	1.87	1.80	1.88	1.84	1.77	1.86	1.84	1.85	1.72	1.87	1.81	1.82	1.63
Σ Kat Zwis	1.9203	1.8567	1.9163	1.8620	1.9290	1.9393	1.8687	1.9351	1.8954	1.8208	1.9073	1.9066	1.9051	1.7816	1.9046	1.8687	1.8673	1.6693
F	0.16	0.19	0.19	0.18	0.21	0.18	0.19	0.17	0.20	0.23	0.28	0.24	0.23	0.20	0.21	0.21	0.28	0.31
OH	3.84	3.81	3.81	3.82	3.79	3.82	3.81	3.83	3.80	3.77	3.72	3.76	3.77	3.80	3.79	3.79	3.72	3.69

	ÖV.XVI.2 Biotit 1, Ausschnitt			ÖV.XVI.2 Biotit 2			ÖV.Ma 3 Biotit 6 + 4 (131)				ÖM.3.1b Biotit 3 + 5		ÖM.3.1c Biotit 3a			ÖM.3.1c Bt* in Grt 7 + Bt-Ph-Chl 7		
	10845/3	10845/7	10845/9	10845/24	10845/27	10845/28	11232/107	11232/111	11232/114	11232/131	11238/5	11238/61	11232/64	11232/66	11232/68	11232/45	11232/46	11232/52
SiO_2	33.82	34.21	34.11	33.26	33.61	33.85	35.86	36.43	36.34	36.02	34.92	35.22	36.28	36.20	35.62	35.20	34.43	32.33
TiO_2	2.21	2.30	2.38	2.14	2.14	2.17	1.54	1.54	1.51	1.55	1.28	1.13	1.50	1.57	1.45	1.45	1.55	1.55
Al_2O_3	17.74	17.68	17.48	17.52	17.31	17.59	18.79	18.95	18.77	19.04	19.47	18.34	19.52	20.67	19.32	19.17	19.53	18.16
Cr_2O_3	0.05	0.01	0.00	0.05	0.01	0.05	0.03	0.05	0.09	0.06	0.12	0.04	0.00	0.03	0.09	0.06	0.04	0.05
FeO	23.33	23.10	23.91	23.77	23.56	24.13	15.92	15.73	16.17	16.00	17.73	19.76	15.96	14.84	16.90	19.90	20.55	22.13
MnO	0.05	0.07	0.03	0.13	0.12	0.07	0.07	0.01	0.00	0.02	0.05	0.03	0.00	0.04	0.09	0.01	0.10	0.00
MgO	7.05	6.98	6.92	7.38	6.90	7.04	11.53	11.77	11.86	11.10	10.75	9.94	11.35	11.13	10.87	8.02	7.94	9.21
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.08
BaO	0.06	0.12	0.14	0.14	0.11	0.05	0.10	0.14	0.14	0.16	0.13	0.16	0.07	0.14	0.16	0.16	0.16	0.21
Na_2O	0.09	0.12	0.11	0.08	0.12	0.10	0.27	0.31	0.37	0.30	0.26	0.20	0.35	0.33	0.25	0.22	0.23	0.14
K_2O	9.32	9.32	9.40	8.93	9.39	9.56	8.80	8.50	8.76	8.53	8.29	7.60	9.02	9.23	9.16	8.94	8.41	6.70
F	0.29	0.19	0.23	0.23	0.26	0.33	0.37	0.34	0.30	0.35	0.28	0.35	0.30	0.31	0.30	0.25	0.18	0.08
Σ Gew.%	94.01	94.09	94.70	93.63	93.53	94.96	93.28	93.79	94.31	93.15	93.27	92.76	94.33	94.50	94.21	93.38	93.12	90.66
H_2O	3.64	3.71	3.69	3.65	3.62	3.64	3.76	3.82	3.84	3.78	3.78	3.72	3.85	3.86	3.80	3.74	3.77	3.71
O#	0.12	0.08	0.10	0.10	0.11	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.12	0.15	0.12	0.13	0.13	0.11	0.08	0.03
Σ Gew.% 2	97.55	97.75	98.30	97.24	97.10	98.49	96.91	97.47	98.03	96.79	96.96	96.35	98.05	98.24	97.92	97.02	96.85	94.34
Si	5.36	5.40	5.38	5.30	5.38	5.35	5.46	5.49	5.47	5.48	5.34	5.44	5.46	5.42	5.42	5.47	5.36	5.17
Alt	2.64	2.60	2.62	2.70	2.62	2.65	2.54	2.51	2.53	2.52	2.66	2.56	2.54	2.58	2.58	2.53	2.64	2.83
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.68	0.70	0.64	0.59	0.65	0.63	0.84	0.85	0.80	0.89	0.86	0.78	0.92	1.06	0.88	0.98	0.95	0.59
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.26	0.27	0.28	0.26	0.26	0.26	0.18	0.17	0.17	0.18	0.15	0.13	0.17	0.18	0.17	0.17	0.18	0.19
Fe^{2+}	3.09	3.05	3.16	3.17	3.16	3.19	2.03	1.98	2.04	2.04	2.27	2.55	2.01	1.86	2.15	2.59	2.68	2.96
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	1.67	1.64	1.63	1.75	1.65	1.66	2.62	2.64	2.66	2.52	2.45	2.29	2.54	2.48	2.46	1.86	1.84	2.19
Σ Kat Okta	5.7130	5.6757	5.7075	5.7933	5.7259	5.7498	5.6721	5.6541	5.6842	5.6334	5.7450	5.7574	5.6415	5.5831	5.6803	5.6019	5.6628	5.9328
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.08	0.09	0.11	0.09	0.08	0.06	0.10	0.10	0.07	0.07	0.07	0.04
K	1.89	1.88	1.89	1.82	1.92	1.93	1.71	1.63	1.68	1.65	1.62	1.50	1.73	1.76	1.78	1.77	1.67	1.37
Σ Kat Zwis	1.9176	1.9213	1.9356	1.8498	1.9623	1.9618	1.7969	1.7358	1.7976	1.7556	1.7031	1.5657	1.8361	1.8658	1.8587	1.8480	1.7511	1.4368
F	0.15	0.09	0.12	0.12	0.13	0.17	0.18	0.16	0.14	0.17	0.14	0.17	0.14	0.15	0.14	0.12	0.09	0.04
OH	3.85	3.91	3.88	3.88	3.87	3.83	3.82	3.84	3.86	3.83	3.86	3.83	3.86	3.85	3.86	3.88	3.91	3.96

	ÖM.4.3a Biotit 1, Ausschnitt			ÖM.4.3a Biotit 1b, Aus.		ÖM.4.3a Biotit 1, foliiert					ÖM.4.3a Biotit 3, Ausschnitt			ÖM.4.3a Bt um Erz 4 + nach Grt 5			ÖM.5.1g Biotit 3 + 1	
	10965/8	10965/14	10965/22	10965/31	10965/40	10965/65	10965/66	10965/67	10965/87	10965/88	10965/89	10965/89	10965/89	10965/117	10965/117	10965/136	11414/3	11414/16
SiO_2	34.26	34.24	34.93	34.92	33.06	34.82	35.25	33.92	34.64	34.41	34.89	34.32	35.04	34.61	34.82	36.61	34.95	35.46
TiO_2	1.10	2.02	1.70	1.98	1.70	1.96	1.56	1.45	1.94	1.59	1.32	1.61	1.47	1.52	1.71	0.75	1.95	2.52
Al_2O_3	17.66	17.48	17.83	17.72	18.05	18.02	17.79	18.78	18.03	18.72	18.34	18.17	18.68	18.10	18.30	19.60	18.04	17.76
Cr_2O_3	0.04	0.01	0.02	0.05	0.06	0.11	0.07	0.04	0.06	0.02	0.04	0.00	0.06	0.02	0.07	0.10	0.09	0.03
FeO	20.26	20.97	20.76	20.96	21.07	20.84	20.22	20.88	20.52	20.20	19.77	20.28	19.18	20.72	20.40	19.10	18.67	16.99
MnO	0.13	0.23	0.22	0.18	0.15	0.21	0.16	0.24	0.17	0.16	0.19	0.19	0.20	0.18	0.20	0.15	0.31	0.21
MgO	9.84	8.99	9.13	9.10	10.02	9.27	9.66	9.74	9.34	9.39	9.37	9.44	9.80	9.43	9.49	8.99	10.15	10.87
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
BaO	0.16	0.15	0.18	0.18	0.24	0.12	0.28	0.00	0.06	0.37	0.42	0.12	0.37	0.00	0.27	0.15	0.35	0.33
Na_2O	0.07	0.09	0.13	0.08	0.07	0.10	0.04	0.04	0.07	0.09	0.06	0.11	0.10	0.08	0.02	0.07	0.05	0.08
K_2O	8.72	9.23	9.54	9.62	8.16	9.70	9.53	8.62	9.42	9.55	9.36	9.08	9.61	9.67	9.62	9.30	9.95	9.81
F	0.38	0.35	0.38	0.36	0.42	0.38	0.37	0.38	0.44	0.35	0.36	0.27	0.34	0.40	0.39	0.47	0.00	0.00
Σ Gew.%	92.63	93.76	94.82	95.15	92.99	95.53	94.93	94.09	94.68	94.85	94.12	93.59	94.87	94.74	95.28	95.29	94.52	94.08
H_2O	3.62	3.65	3.68	3.70	3.61	3.71	3.70	3.69	3.66	3.70	3.68	3.71	3.73	3.67	3.70	3.73	3.88	3.90
O#	0.16	0.15	0.16	0.15	0.18	0.16	0.16	0.16	0.18	0.15	0.15	0.11	0.14	0.17	0.16	0.20	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	96.15	97.36	98.44	98.78	96.50	99.18	98.54	97.72	98.23	98.48	97.74	97.27	98.54	98.32	98.91	98.89	98.54	98.08
Si	5.40	5.38	5.43	5.41	5.21	5.38	5.45	5.26	5.37	5.34	5.43	5.36	5.40	5.38	5.38	5.55	5.40	5.45
Alt	2.60	2.62	2.57	2.59	2.79	2.62	2.55	2.74	2.63	2.66	2.57	2.64	2.60	2.62	2.62	2.45	2.60	2.55
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.69	0.62	0.69	0.65	0.56	0.66	0.69	0.69	0.67	0.76	0.80	0.71	0.80	0.70	0.71	1.05	0.69	0.66
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Ti	0.13	0.24	0.20	0.23	0.20	0.23	0.18	0.17	0.23	0.19	0.15	0.19	0.17	0.18	0.20	0.09	0.23	0.29
Fe^{2+}	2.67	2.76	2.70	2.72	2.77	2.69	2.61	2.71	2.66	2.62	2.57	2.65	2.47	2.69	2.63	2.42	2.41	2.18
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03
Mg	2.31	2.11	2.11	2.10	2.35	2.13	2.23	2.25	2.16	2.17	2.17	2.20	2.25	2.18	2.18	2.03	2.34	2.49
Σ Kat Okta	5.8229	5.7573	5.7379	5.7335	5.9129	5.7497	5.7427	5.8538	5.7477	5.7626	5.7293	5.7735	5.7262	5.7810	5.7564	5.6125	5.7211	5.6534
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02
Na	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02
K	1.75	1.85	1.89	1.90	1.64	1.91	1.88	1.71	1.86	1.89	1.86	1.81	1.89	1.92	1.89	1.80	1.96	1.92
Σ Kat Zwis	1.7868	1.8879	1.9425	1.9383	1.6759	1.9468	1.9098	1.7165	1.8873	1.9407	1.9018	1.8494	1.9425	1.9419	1.9172	1.8282	1.9993	1.9663
F	0.19	0.17	0.19	0.17	0.21	0.18	0.18	0.19	0.21	0.17	0.17	0.13	0.17	0.20	0.19	0.23	0.00	0.00
OH	3.81	3.83	3.81	3.83	3.79	3.82	3.82	3.81	3.79	3.83	3.83	3.87	3.83	3.80	3.81	3.77	4.00	4.00

	ÖS.Jam 6a Biotit 3		ÖM.2.4f Symp-Biotit 2		ÖRK.4c Symp-Biotit		ÖRK.8 Symp-Biotit 2		ÖRK.10 Symp-Biotit 1 + 2 + 4				ÖRK.26 Symp-Bt 1 + 7		ÖRK.26 Biotit 1		ÖRK.35 Biotit 1 + 2	
	10891/54	10891/55	11433/29	11433/30	10972/46	10972/47	10911/30	10911/33	10840/45	10840/75	10840/78	10840/81	11224/5	11224/6	11226/70	11226/71	11449/37	11449/40
SiO_2	34.60	34.86	33.65	34.00	34.94	34.86	35.04	35.35	35.09	33.54	35.34	34.80	33.43	35.36	34.34	33.65	33.74	34.83
TiO_2	n.d.	n.d.	3.67	3.48	0.69	0.70	0.93	0.61	2.79	3.54	1.13	0.87	0.79	0.91	0.97	0.98	0.89	2.86
Al_2O_3	19.47	19.40	14.95	15.15	21.00	20.17	22.16	21.36	19.68	19.74	17.97	18.61	19.69	20.33	18.87	18.98	21.37	16.44
Cr_2O_3	0.12	0.01	0.00	0.03	0.15	0.10	0.05	0.04	0.01	0.00	0.06	0.01	0.06	0.07	0.00	0.10	0.04	0.00
FeO	19.28	18.79	23.96	23.37	8.91	9.45	12.25	12.42	16.71	16.08	16.42	16.00	17.90	17.19	19.36	19.83	16.27	17.43
MnO	0.01	0.09	0.12	0.09	0.03	0.10	0.00	0.07	0.15	0.07	0.07	0.09	0.09	0.07	0.15	0.16	0.00	0.04
MgO	9.97	9.81	8.49	8.33	17.03	17.21	13.82	14.76	10.17	11.18	12.44	12.41	11.63	11.05	11.75	11.82	10.86	12.45
CaO	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.33	0.04	0.05	0.01	0.03
BaO	0.26	0.24	0.36	0.27	0.26	0.15	0.08	0.05	0.34	0.15	0.18	0.25	0.05	0.04	0.02	0.07	0.35	0.47
Na_2O	0.30	0.28	0.03	0.04	0.19	0.15	0.16	0.38	0.14	0.08	0.11	0.08	0.61	0.61	0.51	0.47	0.15	0.16
K_2O	8.64	8.47	8.76	9.13	9.81	9.52	5.71	4.44	9.91	9.95	9.72	9.93	8.53	8.44	9.03	8.35	9.86	9.81
F	0.26	0.28	0.00	0.00	0.23	0.15	0.15	0.16	0.28	0.15	0.40	0.35	0.52	0.41	0.68	0.57	0.00	0.00
Σ Gew.%	92.91	92.23	94.11	93.95	93.24	92.60	90.36	89.63	95.28	94.49	93.85	93.40	93.49	94.81	95.71	95.01	93.54	94.52
H_2O	3.72	3.71	3.77	3.77	3.92	3.93	3.97	3.98	3.82	3.86	3.71	3.71	3.62	3.78	3.60	3.64	3.90	3.89
O#	0.11	0.12	0.00	0.00	0.10	0.06	0.06	0.07	0.12	0.06	0.17	0.15	0.22	0.17	0.29	0.24	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	96.53	95.86	97.93	97.76	97.08	96.52	94.27	93.57	99.05	98.32	97.42	97.00	96.98	98.45	99.10	98.48	97.43	98.43
Si	5.39	5.45	5.35	5.41	5.20	5.22	5.20	5.23	5.32	5.12	5.43	5.38	5.19	5.34	5.25	5.17	5.19	5.37
Alt	2.61	2.55	2.65	2.60	2.80	2.78	2.80	2.77	2.68	2.88	2.57	2.62	2.81	2.66	2.75	2.83	2.81	2.63
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.97	1.02	0.15	0.24	0.88	0.78	1.07	0.96	0.84	0.68	0.69	0.77	0.79	0.96	0.65	0.60	1.07	0.36
Cr	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	n.d.	n.d.	0.44	0.42	0.08	0.08	0.10	0.07	0.32	0.41	0.13	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.10	0.33
Fe^{2+}	2.51	2.45	3.19	3.11	1.11	1.18	1.52	1.54	2.12	2.05	2.11	2.07	2.32	2.17	2.48	2.55	2.09	2.25
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
Mg	2.32	2.28	2.01	1.97	3.78	3.84	3.06	3.26	2.30	2.55	2.85	2.86	2.69	2.49	2.68	2.70	2.49	2.86
Σ Kat Okta	5.8121	5.7684	5.8081	5.7570	5.8714	5.9125	5.7578	5.8339	5.5989	5.6928	5.8029	5.8197	5.9189	5.7414	5.9370	5.9970	5.7633	5.8047
Ca	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00
Ba	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
Na	0.09	0.09	0.01	0.01	0.05	0.04	0.05	0.11	0.04	0.03	0.03	0.02	0.18	0.18	0.15	0.14	0.04	0.05
K	1.72	1.69	1.78	1.85	1.86	1.82	1.08	0.84	1.92	1.94	1.91	1.96	1.69	1.63	1.76	1.63	1.94	1.93
Σ Kat Zwis	1.8260	1.7882	1.8296	1.8894	1.9329	1.8763	1.1307	0.9505	1.9801	1.9722	1.9498	1.9972	1.8888	1.8603	1.9211	1.7868	2.0036	2.0091
F	0.13	0.14	0.00	0.00	0.11	0.07	0.07	0.07	0.13	0.07	0.20	0.17	0.25	0.19	0.33	0.28	0.00	0.00
OH	3.87	3.86	4.00	4.00	3.89	3.93	3.93	3.93	3.87	3.93	3.80	3.83	3.75	3.81	3.67	3.72	4.00	4.00

	ÖRK.35 Biotit 2	ÖRK.35 Biotit 4		SCal.3a Biotit 1 + 1b			SCal.3a Biotit für Grt-Bt-Thermometrie				SPi.1a Biotit 3 (/6) + 5 (/9) + 1 + * in Andalus.				SP.5 Symp-Biotit		SP.22 Sy-Bt3f
	11449/43	11449/21	11449/23	11170/25	11170/27	11170/31	11169/1	11169/7	11169/13	11169/16	11176/6	11176/9	11176/16	11176/17	10749/20	10749/28	11421/24
SiO_2	33.91	33.65	34.94	34.36	34.71	34.79	34.11	34.49	36.05	34.40	33.88	33.31	34.61	34.36	33.24	34.52	33.60
TiO_2	3.04	2.68	2.79	2.35	2.34	2.73	1.51	1.81	1.57	2.13	2.17	2.33	2.58	1.35	2.70	2.82	1.17
Al_2O_3	18.01	20.49	19.33	18.26	17.93	18.13	18.63	18.51	18.82	17.44	20.35	18.82	19.27	20.33	19.00	18.15	19.04
Cr_2O_3	0.02	0.07	0.02	0.05	0.00	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.00	0.11	0.01	0.07	0.14	0.16	0.00
FeO	18.47	18.50	17.40	21.09	22.30	21.97	22.65	22.63	20.68	22.65	22.54	24.80	22.24	20.46	17.89	18.32	19.68
MnO	0.05	0.02	0.02	0.14	0.25	0.20	0.26	0.21	0.25	0.24	0.22	0.17	0.15	0.12	0.05	0.00	0.19
MgO	11.19	9.50	9.76	8.30	8.20	8.01	8.41	8.36	7.80	8.14	6.87	7.03	7.66	7.87	11.50	10.51	11.16
CaO	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.25	0.00
BaO	0.52	0.69	0.46	0.01	0.23	0.09	0.23	0.06	0.08	0.13	0.09	0.17	0.11	0.04	0.01	0.25	0.31
Na_2O	0.15	0.17	0.19	0.07	0.12	0.10	0.08	0.09	0.05	0.12	0.13	0.06	0.16	0.24	0.20	0.55	0.08
K_2O	9.50	9.50	9.61	9.62	9.55	9.49	9.54	9.40	9.46	9.52	8.07	7.53	8.25	8.14	9.72	8.41	9.82
F	0.00	0.00	0.00	0.28	0.23	0.31	0.24	0.24	0.34	0.27	0.28	0.27	0.42	0.43	0.09	0.09	0.00
Σ Gew.%	94.87	95.29	94.55	94.55	95.88	95.87	95.70	95.84	95.18	95.09	94.62	94.61	95.47	93.41	94.60	94.04	95.05
H_2O	3.90	3.92	3.92	3.71	3.77	3.74	3.75	3.77	3.75	3.70	3.76	3.72	3.72	3.67	3.85	3.86	3.88
O#	0.00	0.00	0.00	0.12	0.10	0.13	0.10	0.10	0.14	0.11	0.12	0.11	0.18	0.18	0.04	0.04	0.00
Σ Gew.% 2	98.79	99.21	98.49	98.21	99.66	99.58	99.46	99.61	98.89	98.78	98.36	98.30	99.08	96.95	98.43	97.86	99.01
Si	5.22	5.15	5.34	5.36	5.37	5.36	5.30	5.32	5.53	5.38	5.22	5.19	5.29	5.32	5.12	5.31	5.19
Alt	2.78	2.85	2.66	2.64	2.63	2.64	2.70	2.68	2.47	2.62	2.78	2.81	2.71	2.68	2.88	2.69	2.81
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.49	0.84	0.82	0.71	0.64	0.66	0.71	0.69	0.93	0.60	0.92	0.64	0.77	1.02	0.56	0.60	0.66
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00
Ti	0.35	0.31	0.32	0.28	0.27	0.32	0.18	0.21	0.18	0.25	0.25	0.27	0.30	0.16	0.31	0.33	0.14
Fe^{2+}	2.38	2.37	2.22	2.75	2.89	2.83	2.94	2.92	2.65	2.96	2.90	3.23	2.84	2.65	2.30	2.36	2.54
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02
Mg	2.57	2.16	2.22	1.93	1.89	1.84	1.95	1.92	1.78	1.90	1.58	1.63	1.75	1.81	2.64	2.41	2.57
Σ Kat Okta	5.7932	5.6927	5.5961	5.6881	5.7222	5.6736	5.8161	5.7792	5.5858	5.7527	5.6798	5.8075	5.6738	5.6682	5.8395	5.7103	5.9372
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00
Ba	0.03	0.04	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
Na	0.04	0.05	0.06	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.04	0.02	0.05	0.07	0.06	0.16	0.02
K	1.87	1.85	1.87	1.91	1.88	1.87	1.89	1.85	1.85	1.90	1.59	1.50	1.61	1.61	1.91	1.65	1.94
Σ Kat Zwis	1.9453	1.9481	1.9621	1.9367	1.9346	1.9032	1.9289	1.8818	1.8746	1.9438	1.6323	1.5251	1.6644	1.6819	1.9771	1.8692	1.9779
F	0.00	0.00	0.00	0.14	0.11	0.15	0.12	0.12	0.17	0.14	0.13	0.13	0.20	0.21	0.05	0.04	0.00
OH	4.00	4.00	4.00	3.86	3.89	3.85	3.88	3.88	3.83	3.86	3.87	3.87	3.80	3.79	3.95	3.96	4.00

2. Orthogneise

	ÖV.XIX.7 Biotit 1, Ausschnitt			ÖV.GG Biotit 2		ÖV.GG Biotit 4		ÖV.GG Biotit 5		ÖS.Bal 1a Biotit 4, Ausschnitt			ÖS.Bal 1a Biotit 5		ÖS.Bal 1a Biotit 6, Ausschnitt			
	10791/32	10791/36	10791/38	10912/19	10912/20	10912/34	10912/36	10912/23	10912/32	10791/203	10791/209	10791/213	10791/229	10791/233	10791/122	10791/126	10791/133	10791/135
SiO_2	34.10	34.12	34.50	34.70	35.28	35.16	34.84	34.70	34.98	34.57	34.23	34.56	35.20	34.31	35.19	34.54	34.60	34.73
TiO_2	1.75	1.76	1.87	2.64	1.82	1.98	2.60	1.21	2.20	3.10	3.16	3.38	2.34	3.04	1.45	3.18	3.20	2.40
Al_2O_3	17.01	16.87	17.15	16.57	16.97	16.96	16.53	17.49	17.23	17.02	17.28	16.75	16.89	16.97	18.01	17.60	17.06	17.11
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.06	0.07	0.00	0.06	0.06	0.11	0.00	0.00	0.00	0.10	0.04	0.05	0.06	0.00	0.03	0.00
FeO	29.61	29.32	28.02	23.43	22.65	23.70	24.06	22.56	23.61	22.76	22.51	22.93	22.86	23.18	22.13	22.81	23.42	22.70
MnO	0.45	0.43	0.53	0.37	0.37	0.31	0.43	0.37	0.45	0.48	0.41	0.36	0.40	0.41	0.39	0.45	0.41	0.35
MgO	3.67	3.65	3.51	7.11	8.02	7.63	7.02	8.05	7.16	7.61	7.43	7.68	8.05	7.45	8.34	7.39	7.39	7.94
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.10	0.10	0.16	0.04	0.14	0.03	0.03	0.09	0.16	0.15	0.08	0.03	0.12	0.12	0.12	0.05	0.08
Na_2O	0.07	0.02	0.06	0.12	0.09	0.06	0.10	0.08	0.07	0.07	0.09	0.09	0.11	0.11	0.06	0.07	0.06	0.09
K_2O	9.37	9.62	9.55	9.64	9.73	9.59	9.71	9.12	9.65	9.83	9.67	9.70	9.76	9.56	9.69	9.81	9.68	9.49
F	0.38	0.29	0.35	0.39	0.50	0.36	0.48	0.41	0.46	0.50	0.44	0.47	0.52	0.42	0.49	0.32	0.44	0.38
Σ Gew.%	96.41	96.18	95.70	95.20	95.48	95.93	95.84	94.12	95.90	96.10	95.37	96.09	96.21	95.62	95.94	96.29	96.34	95.27
H_2O	3.58	3.60	3.59	3.62	3.60	3.68	3.60	3.62	3.63	3.61	3.62	3.63	3.62	3.63	3.64	3.72	3.65	3.66
O#	0.16	0.12	0.15	0.16	0.21	0.15	0.20	0.17	0.19	0.21	0.19	0.20	0.22	0.18	0.21	0.13	0.19	0.16
Σ Gew.% 2	100.03	99.85	99.37	98.82	99.03	99.60	99.43	97.74	99.54	99.72	98.99	99.69	99.79	99.26	99.56	100.08	99.99	98.93
Si	5.45	5.47	5.52	5.47	5.51	5.48	5.47	5.46	5.46	5.39	5.36	5.38	5.46	5.37	5.44	5.35	5.38	5.42
Alt	2.55	2.53	2.48	2.53	2.49	2.52	2.53	2.54	2.54	2.61	2.64	2.62	2.54	2.63	2.56	2.65	2.62	2.58
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.65	0.66	0.75	0.55	0.63	0.59	0.52	0.70	0.63	0.52	0.56	0.46	0.55	0.51	0.73	0.57	0.50	0.58
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.21	0.21	0.22	0.31	0.21	0.23	0.31	0.14	0.26	0.36	0.37	0.40	0.27	0.36	0.17	0.37	0.37	0.28
Fe^{2+}	3.95	3.93	3.75	3.09	2.96	3.09	3.16	2.97	3.08	2.97	2.95	2.99	2.97	3.04	2.86	2.96	3.04	2.96
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
Mg	0.87	0.87	0.84	1.67	1.87	1.77	1.64	1.89	1.67	1.77	1.74	1.78	1.86	1.74	1.92	1.71	1.71	1.85
Σ Kat Okta	5.7437	5.7264	5.6380	5.6751	5.7173	5.7302	5.6939	5.7673	5.6965	5.6828	5.6675	5.6794	5.7152	5.6992	5.7414	5.6664	5.6864	5.7181
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
K	1.91	1.97	1.95	1.94	1.94	1.91	1.94	1.83	1.92	1.95	1.93	1.93	1.93	1.91	1.91	1.94	1.92	1.89
Σ Kat Zwis	1.9291	1.9801	1.9718	1.9855	1.9682	1.9329	1.9749	1.8562	1.9490	1.9867	1.9698	1.9591	1.9685	1.9502	1.9366	1.9675	1.9409	1.9219
F	0.19	0.15	0.18	0.19	0.25	0.18	0.24	0.20	0.22	0.25	0.22	0.23	0.26	0.21	0.24	0.16	0.22	0.19
OH	3.81	3.85	3.83	3.81	3.75	3.82	3.76	3.80	3.78	3.75	3.78	3.77	3.74	3.79	3.76	3.84	3.78	3.81

	ÖV.XXII.8 Biotit 1		ÖV.XXII.8 Biotit 3, Ausschnitt				ÖS.10.1a Biotit 4			ÖS.10.3a Biotit 2		ÖRK.7 Biotit 1		ÖRK.7 Biotit 2			ÖRK.7 Biotit 4	
	10749/84	10749/90	10749/136	10749/145	10749/157	10749/163	10972/117	10972/121	10972/122	10967/47	10967/49	10907/21	10907/23	10907/11	10907/15	10907/17	10907/1	10907/5
SiO_2	34.17	34.00	34.23	34.88	34.80	34.53	32.34	33.13	33.20	33.83	34.16	35.68	35.64	35.49	35.45	35.25	35.58	35.47
TiO_2	2.01	2.78	2.33	2.69	2.52	2.13	1.05	1.39	1.60	2.18	2.80	1.81	1.96	2.39	2.03	1.96	2.36	1.83
Al_2O_3	16.64	16.15	16.46	16.33	16.46	16.77	17.38	17.51	17.03	17.15	17.54	17.16	17.54	17.03	17.02	16.90	17.28	17.38
Cr_2O_3	0.05	0.04	0.02	0.00	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.12	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00
FeO	23.38	24.24	23.50	23.18	23.78	24.28	28.72	26.72	26.46	28.39	27.35	22.35	21.94	21.93	22.97	22.67	21.72	21.88
MnO	0.33	0.33	0.34	0.26	0.29	0.30	0.54	0.49	0.54	0.40	0.53	0.21	0.25	0.27	0.28	0.24	0.24	0.30
MgO	7.36	6.85	7.09	7.25	7.19	6.72	5.47	4.86	5.08	3.50	2.99	8.11	7.80	7.43	7.64	7.93	8.04	8.64
CaO	0.02	0.00	0.04	0.16	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.10	0.19	0.12	0.19	0.10	0.13	0.13	0.06	0.10	0.03	0.07	0.11	0.20	0.20	0.05	0.14	0.12	0.17
Na_2O	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.00	0.02	0.09	0.08	0.02	0.08	0.08	0.10	0.08	0.08	0.06	0.08
K_2O	9.67	9.78	9.70	9.26	9.56	9.51	7.76	9.30	9.45	9.35	9.57	8.80	9.68	9.30	9.70	9.69	9.46	9.73
F	0.61	0.67	0.45	0.37	0.66	0.41	0.26	0.24	0.20	0.33	0.29	0.28	0.35	0.23	0.30	0.33	0.37	0.39
Σ Gew.%	94.44	95.11	94.38	94.67	95.46	94.94	93.65	93.75	93.75	95.24	95.38	94.69	95.45	94.38	95.52	95.17	95.28	95.88
H_2O	3.47	3.44	3.54	3.63	3.50	3.59	3.58	3.58	3.59	3.57	3.61	3.74	3.70	3.73	3.71	3.68	3.70	3.69
O#	0.26	0.28	0.19	0.15	0.28	0.17	0.11	0.10	0.08	0.14	0.12	0.12	0.15	0.10	0.13	0.14	0.16	0.17
Σ Gew.% 2	97.81	98.42	97.88	98.27	98.82	98.49	97.38	97.45	97.52	98.86	99.11	98.41	99.12	98.13	99.23	98.83	98.92	99.55
Si	5.45	5.43	5.46	5.50	5.48	5.47	5.24	5.38	5.40	5.44	5.46	5.53	5.53	5.55	5.52	5.51	5.51	5.48
Alt	2.55	2.57	2.54	2.50	2.52	2.53	2.76	2.62	2.60	2.56	2.54	2.47	2.47	2.45	2.48	2.49	2.49	2.52
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	0.58	0.47	0.56	0.54	0.53	0.60	0.56	0.73	0.67	0.69	0.76	0.66	0.73	0.68	0.64	0.63	0.66	0.65
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.24	0.33	0.28	0.32	0.30	0.25	0.13	0.17	0.20	0.26	0.34	0.21	0.23	0.28	0.24	0.23	0.27	0.21
Fe^{2+}	3.12	3.24	3.14	3.06	3.13	3.22	3.89	3.63	3.60	3.82	3.66	2.90	2.84	2.87	2.99	2.96	2.81	2.83
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
Mg	1.75	1.63	1.69	1.70	1.69	1.59	1.32	1.18	1.23	0.84	0.71	1.87	1.80	1.73	1.77	1.85	1.86	1.99
Σ Kat Okta	5.7403	5.7159	5.7086	5.6582	5.6927	5.7067	5.9724	5.7740	5.7701	5.6698	5.5477	5.6860	5.6423	5.6012	5.6810	5.7003	5.6384	5.7212
Ca	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
K	1.97	1.99	1.97	1.86	1.92	1.92	1.60	1.93	1.96	1.92	1.95	1.74	1.91	1.85	1.93	1.93	1.87	1.92
Σ Kat Zwis	2.0092	2.0312	2.0161	1.9309	1.9574	1.9618	1.6122	1.9347	1.9952	1.9433	1.9612	1.7688	1.9496	1.8952	1.9546	1.9631	1.8921	1.9532
F	0.31	0.34	0.23	0.18	0.33	0.21	0.13	0.12	0.10	0.17	0.15	0.14	0.17	0.11	0.15	0.16	0.18	0.19
OH	3.69	3.66	3.77	3.82	3.67	3.79	3.87	3.88	3.90	3.83	3.85	3.86	3.83	3.89	3.85	3.84	3.82	3.81

Feldspäte - 1. Mikroklin / Albit

	ÖV.XIX.7 Mikroklin 9		ÖV.GG Mkr 4 + 6		ÖS.Bal 1a 2 + 7 + 8					ÖS.Fim 1a Ab/Mkr 5 / 6	
	10791/97	10791/98	10896/1	10896/21	10791/200	10791/244	10791/245	10791/174	10791/175	10909/64	10910/77
SiO_2	64.18	64.69	65.00	64.59	64.05	64.42	64.59	64.36	64.79	68.34	66.35
Al_2O_3	17.96	17.92	18.47	18.41	18.15	18.41	18.34	18.40	18.43	19.50	18.99
Fe_2O_3	0.01	0.14	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.00	0.06	0.07
Mn_2O_3	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.02
Cr_2O_3	0.00	0.04	0.02	0.04	0.06	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01
TiO_2	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
BaO	0.09	0.04	0.52	0.46	0.45	0.34	0.39	0.41	0.28	0.05	0.09
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00
Na_2O	0.45	0.30	0.57	0.47	0.74	0.70	0.68	0.52	0.67	11.63	0.50
K_2O	16.41	16.07	16.11	16.17	15.65	15.66	15.79	16.06	16.02	0.16	16.21
Σ Gew.%	99.10	99.28	100.73	100.17	99.16	99.60	99.84	99.86	100.28	99.84	102.27
Si	3.0020	3.0106	2.9931	2.9915	2.9936	2.9921	2.9953	2.9889	2.9925	2.9924	2.9947
Al	0.9904	0.9830	1.0026	1.0051	0.9997	1.0079	1.0024	1.0070	1.0032	1.0063	1.0099
Fe^{3+}	0.0002	0.0048	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0005	0.0016	0.0000	0.0019	0.0024
Mn^{3+}	0.0000	0.0016	0.0005	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0013	0.0016	0.0002	0.0007
Cr	0.0000	0.0015	0.0008	0.0013	0.0023	0.0000	0.0000	0.0017	0.0000	0.0012	0.0005
Ti	0.0000	0.0012	0.0007	0.0009	0.0000	0.0008	0.0001	0.0000	0.0011	0.0003	0.0007
Σ Kat 1	3.9926	4.0027	3.9977	3.9988	3.9974	4.0008	3.9983	4.0005	3.9984	4.0023	4.0089
Ba	0.0017	0.0007	0.0093	0.0083	0.0083	0.0062	0.0071	0.0074	0.0051	0.0009	0.0017
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0022	0.0019	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000
Na	0.0407	0.0274	0.0513	0.0420	0.0674	0.0631	0.0610	0.0465	0.0599	0.9870	0.0440
K	0.9789	0.9542	0.9463	0.9555	0.9332	0.9277	0.9338	0.9515	0.9440	0.0087	0.9335
Σ Kat 2	1.0214	0.9822	1.0069	1.0058	1.0089	0.9992	1.0037	1.0053	1.0090	0.9996	0.9792
Albit	0.0399	0.0279	0.0514	0.0421	0.0674	0.0635	0.0612	0.0466	0.0597	0.9883	0.0450
Kalifeldspat	0.9601	0.9721	0.9486	0.9579	0.9326	0.9342	0.9369	0.9534	0.9403	0.0087	0.9550
Anorthit	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0022	0.0019	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000

	ÖS.10.1a Mkr 1		ÖS.10.3a Mkr 3		SLav.1a Mkr 3a		ÖV.XVI.2 Mkr 7 # Plg	ÖS.Bal 1a Myrmekit 1 + 7		
	10972/144	10972/145	10967/58	10967/59	11444/14	11444/15	10845/45	10791/170	10791/239	10791/240
SiO_2	64.13	63.99	63.77	63.47	65.14	64.20	63.11	62.47	62.85	63.12
Al_2O_3	18.19	18.18	18.10	18.06	18.35	18.18	17.92	23.55	23.21	23.05
Fe_2O_3	0.09	0.00	0.06	0.07	0.09	0.11	0.00	0.00	0.02	0.03
Mn_2O_3	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.01	0.00	0.10	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.03	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01
TiO_2	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.05	0.06	0.00	0.00
BaO	0.05	0.12	0.00	0.00	0.08	0.16	0.90	0.00	0.01	0.01
CaO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	5.30	4.98	4.58
Na_2O	0.34	0.44	0.48	0.47	0.41	0.24	0.26	8.45	8.43	8.58
K_2O	16.41	16.37	16.21	15.97	15.58	15.06	15.85	0.07	0.17	0.09
Σ Gew.%	99.24	99.20	98.79	98.07	99.73	97.99	98.11	100.02	99.67	99.45
Si	2.9940	2.9917	2.9906	2.9939	3.0080	3.0110	2.9931	2.7658	2.7881	2.8010
Al	1.0009	1.0015	1.0005	1.0043	0.9984	1.0050	1.0018	1.2291	1.2133	1.2055
Fe^{3+}	0.0032	0.0000	0.0020	0.0023	0.0030	0.0037	0.0000	0.0000	0.0008	0.0011
Mn^{3+}	0.0000	0.0000	0.0016	0.0014	0.0010	0.0005	0.0000	0.0032	0.0000	0.0000
Cr	0.0010	0.0035	0.0002	0.0000	0.0010	0.0000	0.0007	0.0010	0.0000	0.0003
Ti	0.0006	0.0000	0.0012	0.0000	0.0008	0.0006	0.0016	0.0019	0.0000	0.0000
Σ Kat 1	3.9997	3.9967	3.9960	4.0019	4.0122	4.0208	3.9973	4.0011	4.0022	4.0078
Ba	0.0009	0.0023	0.0000	0.0000	0.0014	0.0030	0.0167	0.0000	0.0003	0.0002
Ca	0.0000	0.0000	0.0051	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.2515	0.2367	0.2177
Na	0.0304	0.0403	0.0433	0.0427	0.0370	0.0218	0.0243	0.7251	0.7248	0.7379
K	0.9773	0.9764	0.9697	0.9607	0.9179	0.9011	0.9588	0.0038	0.0097	0.0049
Σ Kat 2	1.0085	1.0189	1.0181	1.0034	0.9563	0.9259	0.9998	0.9804	0.9713	0.9607
Albit	0.0302	0.0396	0.0425	0.0426	0.0387	0.0236	0.0247	0.7396	0.7463	0.7682
Kalifeldspat	0.9698	0.9604	0.9525	0.9574	0.9613	0.9764	0.9753	0.0039	0.0100	0.0051
Anorthit	0.0000	0.0000	0.0050	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.2565	0.2437	0.2267

2. Plagioklas 2.1 Orthogneise

	ÖV.XIX.7 Plagioklas 9		ÖV.GG Plagioklas x, Ausschnitt Profil					ÖV.GG Plagioklas 4		ÖS.Bal 1a Plagioklas 3	
	10791/99	10791/100	10896/23	10896/24	10896/28	10896/30	10896/32	10896/10	10896/10	10791/142	10791/146
SiO_2	68.78	68.52	68.51	62.99	61.98	61.92	67.93	60.57	63.87	65.26	64.56
Al_2O_3	19.17	19.62	21.34	24.13	24.10	23.72	21.86	24.67	22.46	22.02	22.49
Fe_2O_3	0.00	0.14	0.18	0.11	0.06	0.13	0.14	0.09	0.10	0.02	0.01
Mn_2O_3	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.04
TiO_2	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.06
BaO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.03	0.04	0.00	0.04	0.02
CaO	0.19	0.36	1.43	5.33	5.68	5.18	2.01	6.27	3.51	3.40	4.02
Na_2O	11.19	10.79	10.36	8.39	8.40	8.54	10.47	8.08	9.62	9.18	8.50
K_2O	0.07	0.08	0.09	0.23	0.16	0.16	0.13	0.12	0.11	0.07	0.26
Σ Gew.%	99.48	99.56	102.01	101.22	100.39	99.78	102.60	99.85	99.74	100.09	99.96
Si	3.0131	2.9985	2.9365	2.7572	2.7405	2.7532	2.9052	2.6999	2.8267	2.8661	2.8424
Al	0.9897	1.0120	1.0783	1.2446	1.2556	1.2432	1.1019	1.2962	1.1715	1.1395	1.1669
Fe^{3+}	0.0000	0.0048	0.0059	0.0037	0.0019	0.0044	0.0046	0.0032	0.0033	0.0008	0.0004
Mn^{3+}	0.0015	0.0000	0.0007	0.0009	0.0005	0.0012	0.0000	0.0000	0.0019	0.0003	0.0000
Cr	0.0008	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0001	0.0004	0.0018	0.0013
Ti	0.0007	0.0010	0.0009	0.0005	0.0000	0.0003	0.0004	0.0000	0.0002	0.0012	0.0019
Σ Kat 1	4.0058	4.0165	4.0223	4.0069	3.9984	4.0029	4.0121	3.9994	4.0040	4.0097	4.0129
Ba	0.0001	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0012	0.0006	0.0007	0.0000	0.0006	0.0003
Ca	0.0087	0.0168	0.0656	0.2498	0.2690	0.2467	0.0923	0.2994	0.1663	0.1600	0.1895
Na	0.9503	0.9158	0.8613	0.7119	0.7201	0.7360	0.8680	0.6979	0.8254	0.7814	0.7256
K	0.0038	0.0047	0.0049	0.0129	0.0092	0.0091	0.0074	0.0071	0.0061	0.0040	0.0147
Σ Kat 2	0.9630	0.9373	0.9325	0.9747	0.9982	0.9930	0.9682	1.0050	0.9978	0.9461	0.9302
Albit	0.9870	0.9771	0.9243	0.7305	0.7213	0.7421	0.8970	0.6948	0.8272	0.8265	0.7804
Kalifeldspat	0.0039	0.0050	0.0053	0.0132	0.0092	0.0092	0.0076	0.0071	0.0061	0.0042	0.0158
Anorthit	0.0090	0.0179	0.0704	0.2563	0.2695	0.2487	0.0954	0.2981	0.1667	0.1692	0.2038

	ÖS.Bal 1a Plagioklas x, Ausschnitt Profil					ÖV.XXII.8 Plagioklas 3		ÖS.Fim 1a Plg 8		ÖS.10.1a Plg 1a	
	10791/155	10791/157	10791/159	10791/160	10791/163	10749/164	10749/165	10909/89	10909/91	10972/124	10972/126
SiO_2	63.12	63.22	64.53	65.46	63.92	59.45	61.63	66.60	66.60	67.00	65.70
Al_2O_3	22.61	22.34	22.27	21.84	22.54	20.95	21.78	20.25	20.39	20.00	21.13
Fe_2O_3	0.12	0.12	0.12	0.06	0.15	3.68	1.55	0.09	0.06	0.03	0.02
Mn_2O_3	0.02	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.09	0.05	0.00	0.00
TiO_2	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.17	0.09	0.02	0.02	0.00	0.06
BaO	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.25	0.08
CaO	4.45	3.99	3.97	3.09	4.12	2.94	3.68	1.13	1.25	0.98	2.28
Na_2O	8.99	8.31	8.89	6.35	9.03	8.33	8.59	11.00	10.76	11.37	10.54
K_2O	0.23	0.30	0.11	2.20	0.11	1.11	0.29	0.16	0.14	0.06	0.13
Σ Gew.%	99.63	98.31	99.95	99.12	99.89	96.73	97.63	99.38	99.28	99.69	99.96
Si	2.8042	2.8320	2.8438	2.9005	2.8240	2.7600	2.8001	2.9399	2.9400	2.9519	2.8938
Al	1.1839	1.1795	1.1566	1.1408	1.1734	1.1461	1.1663	1.0538	1.0609	1.0387	1.0967
Fe^{3+}	0.0040	0.0041	0.0040	0.0020	0.0050	0.1284	0.0530	0.0030	0.0020	0.0010	0.0007
Mn^{3+}	0.0006	0.0000	0.0013	0.0012	0.0000	0.0010	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0008
Cr	0.0008	0.0009	0.0000	0.0010	0.0007	0.0009	0.0002	0.0032	0.0017	0.0000	0.0000
Ti	0.0016	0.0000	0.0001	0.0002	0.0000	0.0058	0.0030	0.0008	0.0006	0.0000	0.0020
Σ Kat 1	3.9951	4.0166	4.0058	4.0457	4.0031	4.0423	4.0226	4.0018	4.0051	3.9917	3.9940
Ba	0.0000	0.0000	0.0005	0.0008	0.0000	0.0010	0.0001	0.0000	0.0000	0.0043	0.0013
Ca	0.2119	0.1914	0.1874	0.1468	0.1951	0.1464	0.1790	0.0533	0.0590	0.0465	0.1075
Na	0.7747	0.7213	0.7597	0.5458	0.7730	0.7499	0.7570	0.9414	0.9210	0.9713	0.9001
K	0.0133	0.0172	0.0063	0.1243	0.0064	0.0658	0.0170	0.0092	0.0081	0.0032	0.0075
Σ Kat 2	0.9999	0.9299	0.9538	0.8176	0.9745	0.9631	0.9530	1.0038	0.9881	1.0253	1.0164
Albit	0.7748	0.7757	0.7968	0.6681	0.7932	0.7794	0.7943	0.9377	0.9321	0.9513	0.8867
Kalifeldspat	0.0133	0.0185	0.0066	0.1522	0.0066	0.0684	0.0178	0.0092	0.0082	0.0031	0.0074
Anorthit	0.2119	0.2058	0.1966	0.1797	0.2002	0.1522	0.1878	0.0531	0.0597	0.0455	0.1059

	ÖS.10.3a Plagioklas 2		ÖRK.26 Plagioklas 1e + 2			ÖRK.7 Plg 4 +5		ÖRK.26 Symplektit-Plagioklas 1 + 1b + 2 + 5			
	10967/52	10967/57	11226/86	11226/90	11226/91	10888/21	10888/59	11224/1	11224/3	11224/9	11224/11
SiO_2	64.14	65.08	64.88	58.79	60.64	62.93	59.58	53.22	59.20	59.57	57.67
Al_2O_3	21.60	21.17	21.01	25.91	23.80	23.83	25.61	27.86	25.37	25.26	25.46
Fe_2O_3	0.00	0.04	0.31	0.34	0.85	0.07	0.07	1.14	0.00	0.31	0.21
Mn_2O_3	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.07	0.01
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.03
BaO	0.05	0.14	0.00	0.11	0.11	0.13	0.02	0.08	0.00	0.08	0.09
CaO	3.09	2.44	2.10	7.27	5.14	4.94	7.33	9.33	7.01	6.87	7.07
Na_2O	9.81	10.21	10.57	7.47	8.58	8.75	7.52	6.35	7.70	7.73	7.48
K_2O	0.15	0.18	0.04	0.02	0.17	0.21	0.14	0.00	0.01	0.02	0.01
Σ Gew.%	98.87	99.32	98.90	99.96	99.35	100.94	100.34	98.03	99.30	99.97	98.03
Si	2.8601	2.8868	2.8880	2.6292	2.7203	2.7647	2.6507	2.4582	2.6574	2.6598	2.6291
Al	1.1352	1.1066	1.1019	1.3657	1.2584	1.2339	1.3428	1.5166	1.3421	1.3291	1.3678
Fe^{3+}	0.0000	0.0012	0.0102	0.0116	0.0286	0.0025	0.0024	0.0395	0.0000	0.0105	0.0072
Mn^{3+}	0.0009	0.0019	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0021	0.0000	0.0025	0.0003
Cr	0.0001	0.0003	0.0000	0.0003	0.0011	0.0025	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001
Ti	0.0000	0.0004	0.0000	0.0011	0.0010	0.0000	0.0012	0.0000	0.0006	0.0017	0.0009
Σ Kat 1	3.9963	3.9972	4.0001	4.0079	4.0095	4.0036	3.9981	4.0164	4.0001	4.0036	4.0056
Ba	0.0008	0.0024	0.0000	0.0019	0.0019	0.0022	0.0004	0.0015	0.0000	0.0014	0.0015
Ca	0.1476	0.1158	0.1000	0.3482	0.2468	0.2326	0.3494	0.4618	0.3370	0.3288	0.3455
Na	0.8484	0.8778	0.9123	0.6479	0.7464	0.7457	0.6490	0.5689	0.6699	0.6692	0.6614
K	0.0087	0.0100	0.0024	0.0011	0.0094	0.0119	0.0082	0.0000	0.0007	0.0013	0.0008
Σ Kat 2	1.0056	1.0059	1.0146	0.9991	1.0045	0.9925	1.0070	1.0322	1.0076	1.0006	1.0092
Albit	0.8444	0.8747	0.8991	0.6497	0.7445	0.7531	0.6447	0.5520	0.6648	0.6697	0.6563
Kalifeldspat	0.0087	0.0100	0.0024	0.0011	0.0094	0.0120	0.0081	0.0000	0.0007	0.0013	0.0008
Anorthit	0.1469	0.1154	0.0986	0.3492	0.2462	0.2349	0.3471	0.4480	0.3345	0.3290	0.3429

2.2 Metasedimente

	ÖV.0.1a Plg* in Hbl 6		ÖV.0.1a Plagioklas 6		ÖV.VI.3 Plg* in Grt 1 + Atollgrt 3			ÖV.XVI.2 Plagioklas 7			
	10914/15	10914/17	10915/56	10915/59	10828/8	10828/10	10828/51	10845/20	10845/23	10845/40	10845/42
SiO_2	56.60	57.90	61.70	58.80	56.94	57.45	63.49	67.02	63.71	67.69	68.08
Al_2O_3	27.02	26.31	23.45	25.32	26.36	26.29	22.40	20.35	21.41	19.49	18.95
Fe_2O_3	0.32	0.18	0.04	0.09	0.53	0.57	0.44	0.03	0.12	0.00	0.06
Mn_2O_3	0.00	0.00	0.04	0.00	0.09	0.05	0.02	0.00	0.06	0.04	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.04
TiO_2	0.04	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02
BaO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.09	0.01	0.04	0.00	0.02	0.10	0.00
CaO	9.18	8.51	5.06	7.51	8.29	8.11	3.32	1.85	4.14	0.60	0.22
Na_2O	6.33	6.79	8.66	7.28	6.95	7.20	9.75	9.98	7.91	10.85	10.84
K_2O	0.05	0.06	0.07	0.06	0.02	0.03	0.07	0.12	0.13	0.12	0.13
Σ Gew.%	99.54	99.82	99.02	99.12	99.33	99.70	99.53	99.41	97.54	98.99	98.34
Si	2.5532	2.5980	2.7611	2.6479	2.5751	2.5861	2.8194	2.9488	2.8685	2.9877	3.0158
Al	1.4363	1.3913	1.2367	1.3438	1.4048	1.3945	1.1723	1.0550	1.1359	1.0137	0.9893
Fe^{3+}	0.0108	0.0062	0.0013	0.0031	0.0181	0.0192	0.0148	0.0011	0.0042	0.0000	0.0019
Mn^{3+}	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0031	0.0016	0.0005	0.0000	0.0020	0.0014	0.0000
Cr	0.0000	0.0004	0.0000	0.0004	0.0025	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0027	0.0014
Ti	0.0012	0.0009	0.0002	0.0015	0.0000	0.0000	0.0006	0.0013	0.0011	0.0008	0.0006
Σ Kat 1	4.0016	3.9968	4.0005	3.9966	4.0036	4.0014	4.0075	4.0070	4.0117	4.0063	4.0091
Ba	0.0003	0.0005	0.0000	0.0000	0.0015	0.0003	0.0007	0.0000	0.0004	0.0017	0.0000
Ca	0.4434	0.4091	0.2425	0.3623	0.4016	0.3911	0.1582	0.0872	0.1999	0.0284	0.0104
Na	0.5538	0.5910	0.7510	0.6359	0.6093	0.6285	0.8391	0.8509	0.6903	0.9287	0.9310
K	0.0026	0.0034	0.0042	0.0035	0.0014	0.0015	0.0039	0.0067	0.0075	0.0068	0.0076
Σ Kat 2	1.0001	1.0040	0.9976	1.0017	1.0138	1.0213	1.0018	0.9448	0.8981	0.9656	0.9490
Albit	0.5539	0.5889	0.7527	0.6348	0.6019	0.6155	0.8381	0.9006	0.7690	0.9635	0.9810
Kalifeldspat	0.0026	0.0034	0.0042	0.0035	0.0014	0.0015	0.0039	0.0071	0.0084	0.0071	0.0080
Anorthit	0.4435	0.4077	0.2431	0.3617	0.3967	0.3830	0.1580	0.0923	0.2227	0.0295	0.0110

	ÖV.Ma 3 Plagioklas x		ÖM.5.1 Plagioklas 2		ÖM.3.1b Plagioklas 3			ÖM.3.1b Plagioklas 2		ÖM.3.1c Plagioklas 2	
	REM-EDX-Analysen		11414/8	11414/9	11238/19	11238/22	11238/18	11238/39	11238/43	11232/80	11232/87
SiO_2	61.98	62.13	60.30	62.63	60.14	61.41	59.50	62.75	60.14	62.73	62.88
Al_2O_3	26.31	26.05	24.31	23.22	22.96	22.20	23.69	21.75	23.53	22.59	22.70
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.04	0.11	0.10	0.03	0.02	0.10	0.11	0.06	0.00
Mn_2O_3	n.d.	n.d.	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03
Cr_2O_3	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00
TiO_2	n.d.	n.d.	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03	0.06
CaO	3.87	3.65	6.03	4.40	4.09	3.32	4.92	2.84	4.92	3.85	3.80
Na_2O	7.84	8.07	8.30	9.21	8.92	9.51	8.55	9.77	8.44	9.46	9.44
K_2O	0.00	0.11	0.06	0.07	0.12	0.03	0.04	0.04	0.09	0.11	0.09
Σ Gew.%	100.00	100.01	99.10	99.75	96.47	96.54	96.77	97.33	97.36	98.86	99.01
Si	2.7217	2.7298	2.7078	2.7803	2.7627	2.8091	2.7278	2.8413	2.7392	2.8059	2.8071
Al	1.3616	1.3489	1.2865	1.2146	1.2432	1.1965	1.2800	1.1606	1.2630	1.1910	1.1943
Fe^{3+}	0.0000	0.0000	0.0014	0.0036	0.0035	0.0012	0.0005	0.0033	0.0038	0.0021	0.0000
Mn^{3+}	n.d.	n.d.	0.0000	0.0033	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0013	0.0002	0.0011
Cr	n.d.	n.d.	0.0002	0.0000	0.0011	0.0008	0.0000	0.0013	0.0022	0.0000	0.0000
Ti	n.d.	n.d.	0.0000	0.0006	0.0001	0.0001	0.0009	0.0015	0.0011	0.0004	0.0000
Σ Kat 1	4.0833	4.0787	3.9958	4.0024	4.0109	4.0076	4.0092	4.0081	4.0106	3.9997	4.0025
Ba	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0015	0.0000	0.0008	0.0002	0.0000	0.0006	0.0011
Ca	0.1821	0.1718	0.2899	0.2093	0.2015	0.1629	0.2417	0.1379	0.2403	0.1847	0.1818
Na	0.6674	0.6874	0.7226	0.7925	0.7945	0.8433	0.7596	0.8575	0.7453	0.8208	0.8174
K	0.0000	0.0062	0.0037	0.0040	0.0071	0.0019	0.0023	0.0022	0.0050	0.0061	0.0054
Σ Kat 2	0.8495	0.8654	1.0170	1.0058	1.0045	1.0081	1.0043	0.9978	0.9906	1.0122	1.0056
Albit	0.7856	0.7943	0.7111	0.7879	0.7920	0.8365	0.7569	0.8596	0.7524	0.8114	0.8137
Kalifeldspat	0.0000	0.0072	0.0036	0.0040	0.0071	0.0019	0.0023	0.0022	0.0050	0.0060	0.0054
Anorthit	0.2144	0.1985	0.2853	0.2081	0.2009	0.1616	0.2408	0.1382	0.2426	0.1826	0.1810

	ÖM.3.1c Plagioklas 4 (100) + 5			ÖRK.35 Plagioklas 2 + Sym 5 + Sym 3 (50/51)				SP.22 Symp-Plg 3e	
	11232/100	11232/15	11232/18	11449/44	11449/49	11449/50	11449/51	11421/22	11421/23
SiO_2	61.13	61.51	62.93	64.50	63.87	62.27	61.43	67.97	66.59
Al_2O_3	23.92	23.57	22.27	21.55	21.49	23.53	23.45	21.50	20.89
Fe_2O_3	0.24	0.11	0.02	0.02	0.06	0.18	0.09	0.17	0.30
Mn_2O_3	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01
TiO_2	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00
BaO	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.06
CaO	5.22	4.68	3.23	2.66	2.28	4.77	5.33	2.14	3.04
Na_2O	8.42	8.69	9.62	10.23	10.23	8.89	8.78	10.00	9.82
K_2O	0.05	0.06	0.08	0.07	0.11	0.10	0.11	0.05	0.04
Σ Gew.%	99.06	98.64	98.29	99.09	98.11	99.86	99.22	101.88	100.74
Si	2.7374	2.7603	2.8260	2.8671	2.8662	2.7644	2.7501	2.9206	2.9071
Al	1.2624	1.2467	1.1786	1.1292	1.1365	1.2308	1.2370	1.0886	1.0748
Fe^{3+}	0.0082	0.0036	0.0005	0.0005	0.0019	0.0061	0.0031	0.0054	0.0099
Mn^{3+}	0.0014	0.0007	0.0014	0.0011	0.0005	0.0016	0.0006	0.0008	0.0000
Cr	0.0000	0.0000	0.0004	0.0005	0.0010	0.0003	0.0000	0.0005	0.0003
Ti	0.0003	0.0000	0.0000	0.0003	0.0006	0.0008	0.0000	0.0003	0.0000
Σ Kat 1	4.0098	4.0112	4.007	3.9988	4.0068	4.004	3.9909	4.0163	3.9921
Ba	0.0003	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0003	0.0010
Ca	0.2504	0.2248	0.1556	0.1268	0.1098	0.2268	0.2559	0.0985	0.1420
Na	0.7314	0.7563	0.8372	0.8813	0.8898	0.7651	0.7623	0.8331	0.8314
K	0.0030	0.0033	0.0044	0.0042	0.0065	0.0056	0.0063	0.0027	0.0022
Σ Kat 2	0.9851	0.9844	0.9988	1.0124	1.006	0.9982	1.0244	0.9346	0.9766
Albit	0.7427	0.7683	0.8396	0.8706	0.8844	0.7670	0.7441	0.8917	0.8522
Kalifeldspat	0.0030	0.0034	0.0044	0.0041	0.0065	0.0056	0.0061	0.0029	0.0023
Anorthit	0.2543	0.2284	0.1560	0.1253	0.1091	0.2274	0.2498	0.1054	0.1456

3. Metabasite

	ÖV.XVII.6 Plagioklas 1		ÖV.XVII.9 Plagioklas 5		ÖV.XVII.9 Plagioklas 6		ÖS.Go 3 Plg 6 + 7		ÖS.Go 3 Plg 3 + 1 + * in Hbl 1		
	10792/52	10792/53	10915/64	10915/65	10915/76	10915/84	10828/91	10828/93	10828/96	10828/102	10828/104
SiO_2	58.88	59.15	57.38	56.82	57.58	57.68	62.44	60.13	60.74	57.55	61.56
Al_2O_3	25.47	25.62	26.18	26.37	26.19	26.15	23.16	24.77	24.23	26.14	23.33
Fe_2O_3	0.30	0.30	0.07	0.11	0.26	0.29	0.09	0.09	0.08	0.54	0.17
Mn_2O_3	0.01	0.04	0.00	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.03	0.06	0.08	0.00	0.00
TiO_2	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.01	0.05	0.00
BaO	0.05	0.02	0.02	0.11	0.00	0.00	0.05	0.01	0.06	0.09	0.13
CaO	7.43	7.27	8.14	8.60	8.50	8.44	4.30	6.45	5.71	8.32	4.94
Na_2O	7.56	7.63	6.80	6.51	6.73	6.76	9.16	7.98	8.68	7.11	8.72
K_2O	0.04	0.04	0.05	0.04	0.10	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.33
Σ Gew.%	99.81	100.10	98.65	98.58	99.44	99.49	99.31	99.62	99.67	99.87	99.22
Si	2.6384	2.6405	2.6016	2.5832	2.5949	2.5974	2.7832	2.6879	2.7133	2.5885	2.7578
Al	1.3453	1.3481	1.3989	1.4130	1.3913	1.3882	1.2167	1.3047	1.2758	1.3859	1.2318
Fe^{3+}	0.0102	0.0102	0.0023	0.0037	0.0089	0.0098	0.0030	0.0030	0.0028	0.0183	0.0058
Mn^{3+}	0.0003	0.0012	0.0000	0.0006	0.0003	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014
Cr	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0021	0.0005	0.0009	0.0022	0.0029	0.0000	0.0000
Ti	0.0010	0.0010	0.0002	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0017	0.0002	0.0017	0.0000
Σ Kat 1	3.9967	4.0010	4.0030	4.0006	3.9976	3.9985	4.0037	3.9996	3.9950	3.9945	3.9968
Ba	0.0008	0.0004	0.0003	0.0019	0.0000	0.0000	0.0009	0.0002	0.0011	0.0016	0.0023
Ca	0.3564	0.3476	0.3956	0.4191	0.4105	0.4072	0.2053	0.3090	0.2733	0.4011	0.2370
Na	0.6568	0.6602	0.5976	0.5736	0.5884	0.5903	0.7916	0.6920	0.7520	0.6200	0.7577
K	0.0022	0.0024	0.0027	0.0024	0.0060	0.0043	0.0046	0.0043	0.0039	0.0038	0.0186
Σ Kat 2	1.0163	1.0107	0.9962	0.9970	1.0049	1.0018	1.0024	1.0055	1.0303	1.0265	1.0155
Albit	0.6468	0.6535	0.6001	0.5764	0.5855	0.5892	0.7904	0.6884	0.7307	0.6049	0.7478
Kalifeldspat	0.0022	0.0024	0.0027	0.0024	0.0060	0.0043	0.0046	0.0043	0.0038	0.0037	0.0184
Anorthit	0.3510	0.3441	0.3972	0.4212	0.4085	0.4065	0.2050	0.3074	0.2655	0.3914	0.2339

	ÖS.7.5a Plagioklas 3		ÖS.7.5a Plagioklas 7		ÖS.9.1m Plagioklas 1		ÖS.9.1m Plg 2c + 2a		ÖM.2.4f Plagioklas 2 + 3 (27)		
	10959/33	10959/36	10959/6	10959/19	10965/150	10965/151	10965/159	10965/164	11432/22	11433/32	11432/27
SiO_2	63.89	64.97	66.58	62.76	59.39	63.57	63.73	59.04	65.41	58.55	61.71
Al_2O_3	21.76	21.26	20.50	22.75	24.91	22.48	22.25	25.43	21.15	25.47	22.98
Fe_2O_3	0.07	0.20	0.00	0.05	0.17	0.13	0.32	0.24	0.33	0.46	0.28
Mn_2O_3	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01
TiO_2	0.03	0.00	0.03	0.06	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03
BaO	0.05	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.04	0.00
CaO	3.53	2.71	1.53	4.30	6.87	4.03	3.83	7.51	2.54	7.55	4.88
Na_2O	9.79	10.18	10.80	9.40	7.73	9.29	9.81	7.31	10.29	7.35	8.78
K_2O	0.07	0.08	0.02	0.10	0.09	0.09	0.07	0.06	0.09	0.13	0.10
Σ Gew.%	99.19	99.50	99.58	99.43	99.20	99.60	100.13	99.69	99.81	99.55	98.77
Si	2.8447	2.8779	2.9319	2.7947	2.6700	2.8192	2.8190	2.6452	2.8863	2.6328	2.7703
Al	1.1418	1.1099	1.0641	1.1940	1.3198	1.1748	1.1600	1.3428	1.0997	1.3495	1.2160
Fe^{3+}	0.0022	0.0066	0.0000	0.0017	0.0057	0.0043	0.0107	0.0082	0.0109	0.0154	0.0095
Mn^{3+}	0.0001	0.0010	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
Cr	0.0000	0.0003	0.0016	0.0004	0.0000	0.0004	0.0000	0.0031	0.0000	0.0000	0.0004
Ti	0.0011	0.0000	0.0011	0.0020	0.0015	0.0000	0.0008	0.0002	0.0000	0.0000	0.0011
Σ Kat 1	3.9898	3.9956	4.0009	3.9928	3.9969	3.9988	3.9905	3.9995	3.9972	3.9977	3.9972
Ba	0.0008	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000
Ca	0.1683	0.1286	0.0723	0.2051	0.3310	0.1917	0.1817	0.3604	0.1199	0.3635	0.2349
Na	0.8452	0.8740	0.9216	0.8118	0.6740	0.7990	0.8411	0.6348	0.8802	0.6411	0.7646
K	0.0042	0.0045	0.0012	0.0057	0.0050	0.0050	0.0041	0.0036	0.0052	0.0077	0.0054
Σ Kat 2	1.0185	1.0084	0.9950	1.0226	1.0099	0.9957	1.0285	0.9988	1.0052	1.0129	1.0050
Albit	0.8305	0.8678	0.9261	0.7939	0.6673	0.8025	0.8191	0.6356	0.8756	0.6333	0.7609
Kalifeldspat	0.0041	0.0045	0.0012	0.0056	0.0050	0.0050	0.0040	0.0036	0.0052	0.0076	0.0054
Anorthit	0.1654	0.1277	0.0727	0.2006	0.3277	0.1925	0.1769	0.3608	0.1193	0.3591	0.2338

	ÖV.F1P Plagioklas 5 + 3				ÖRK.2 Plagioklas aus Granat-Pseudomorphosen 3 + 5				
	11432/1	11432/3	11432/12	11432/14	10967/13	10967/15	10967/20	10967/22	10967/24
SiO_2	64.98	61.25	61.76	64.83	47.65	52.70	54.29	53.10	51.44
Al_2O_3	21.53	24.21	23.59	21.89	32.25	29.09	28.12	28.89	29.97
Fe_2O_3	0.25	0.34	0.37	0.52	0.23	0.26	0.04	0.00	0.11
Mn_2O_3	0.06	0.01	0.04	0.03	0.04	0.06	0.01	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	0.03	0.00
TiO_2	0.04	0.00	0.07	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02
BaO	0.05	0.07	0.00	0.08	0.05	0.11	0.00	0.22	0.11
CaO	2.53	5.56	5.10	2.99	15.74	12.31	10.99	11.89	13.45
Na_2O	10.11	8.27	8.57	9.64	2.42	4.68	5.62	4.96	4.02
K_2O	0.08	0.06	0.09	0.06	0.47	0.04	0.01	0.01	0.01
Σ Gew.%	99.64	99.77	99.58	100.09	98.92	99.28	99.12	99.10	99.13
Si	2.8723	2.7270	2.7513	2.8555	2.2136	2.4092	2.4733	2.4286	2.3605
Al	1.1216	1.2700	1.2386	1.1365	1.7660	1.5674	1.5100	1.5572	1.6208
Fe^{3+}	0.0084	0.0115	0.0124	0.0172	0.0079	0.0088	0.0014	0.0000	0.0039
Mn^{3+}	0.0020	0.0003	0.0015	0.0011	0.0015	0.0021	0.0004	0.0000	0.0000
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0026	0.0006	0.0005	0.0012	0.0000
Ti	0.0014	0.0000	0.0022	0.0011	0.0000	0.0007	0.0007	0.0001	0.0006
Σ Kat 1	4.0057	4.0088	4.0060	4.0114	3.9916	3.9888	3.9865	3.9871	3.9857
Ba	0.0008	0.0012	0.0000	0.0013	0.0009	0.0019	0.0000	0.0039	0.0019
Ca	0.1200	0.2651	0.2434	0.1413	0.7834	0.6028	0.5364	0.5827	0.6613
Na	0.8664	0.7138	0.7399	0.8234	0.2182	0.4149	0.4963	0.4396	0.3577
K	0.0043	0.0034	0.0049	0.0036	0.0281	0.0022	0.0004	0.0004	0.0006
Σ Kat 2	0.9915	0.9834	0.9882	0.9696	1.0305	1.0219	1.0331	1.0265	1.0215
Albit	0.8745	0.7267	0.7487	0.8504	0.2119	0.4068	0.4804	0.4298	0.3508
Kalifeldspat	0.0043	0.0035	0.0050	0.0037	0.0273	0.0022	0.0004	0.0004	0.0006
Anorthit	0.1211	0.2699	0.2463	0.1459	0.7608	0.5910	0.5192	0.5698	0.6486

	ÖRK.2 Symplektit-Plagioklas					ÖRK.4b Plg 6 + ÖRK.4c Sym-Plg (48)			
	10967/1	10967/3	10967/6	10967/9	10967/11	10962/70	10962/72	10962/73	10972/48
SiO_2	58.96	58.84	58.45	56.88	57.79	61.04	61.51	61.55	59.44
Al_2O_3	25.49	25.39	25.78	26.16	25.67	23.68	24.15	23.15	24.31
Fe_2O_3	0.30	0.26	0.37	0.32	0.26	0.06	0.09	0.15	0.22
Mn_2O_3	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.09
Cr_2O_3	0.02	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.05
TiO_2	0.06	0.03	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03	0.10	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.06	0.03	0.02
CaO	7.56	7.59	7.75	9.02	8.35	5.92	5.70	5.17	6.36
Na_2O	7.29	7.53	7.46	6.73	7.19	8.55	7.95	8.90	8.27
K_2O	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.05	0.03	0.04	0.12
Σ Gew.%	99.74	99.77	99.82	99.19	99.36	99.46	99.53	99.15	98.87
Si	2.6408	2.6382	2.6210	2.5763	2.6086	2.7313	2.7384	2.7573	2.6843
Al	1.3456	1.3416	1.3623	1.3965	1.3654	1.2487	1.2673	1.2223	1.2937
Fe^{3+}	0.0102	0.0086	0.0125	0.0111	0.0090	0.0020	0.0029	0.0050	0.0074
Mn^{3+}	0.0005	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0031
Cr	0.0008	0.0017	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0003	0.0019	0.0017
Ti	0.0019	0.0009	0.0003	0.0018	0.0010	0.0017	0.0008	0.0035	0.0002
Σ Kat 1	3.9998	3.9926	3.9961	3.9856	3.9851	3.9852	4.0098	3.9899	3.9904
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0011	0.0011	0.0005	0.0003
Ca	0.3630	0.3647	0.3724	0.4377	0.4039	0.2840	0.2718	0.2480	0.3079
Na	0.6331	0.6549	0.6486	0.5914	0.6290	0.7418	0.6864	0.7730	0.7240
K	0.0018	0.0020	0.0000	0.0013	0.0003	0.0026	0.0020	0.0025	0.0069
Σ Kat 2	0.9979	1.0216	1.0210	1.0303	1.0338	1.0295	0.9613	1.0240	1.0390
Albit	0.6344	0.6411	0.6353	0.5740	0.6088	0.7213	0.7149	0.7553	0.6970
Kalifeldspat	0.0018	0.0020	0.0000	0.0013	0.0003	0.0025	0.0021	0.0024	0.0066
Anorthit	0.3638	0.3570	0.3647	0.4248	0.3909	0.2762	0.2831	0.2423	0.2964

	ÖRK.8 Symp-Plg 2		ÖRK.10 Symp-Plg				ÖS.Bis 1a Symp-Plg	
	10911/25	10911/26	10840/50	10840/51	11170/12	11170/18	11418/18	11418/21
SiO_2	66.87	65.30	59.56	60.18	64.66	64.89	61.64	60.02
Al_2O_3	20.22	17.55	24.59	24.60	21.95	21.70	24.85	25.47
Fe_2O_3	0.19	0.56	0.46	0.48	0.06	0.18	0.09	0.19
Mn_2O_3	0.00	0.04	0.02	0.00	0.07	0.00	0.02	0.03
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
TiO_2	0.04	0.02	0.03	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00
BaO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.12	0.00	0.00
CaO	0.94	3.13	6.68	6.92	2.93	2.88	6.15	7.01
Na_2O	11.08	10.22	7.80	7.78	10.20	10.20	7.94	7.58
K_2O	0.05	0.06	0.13	0.14	0.04	0.05	0.07	0.09
Σ Gew.%	99.43	96.90	99.27	100.12	99.95	100.05	100.79	100.45
Si	2.9468	2.9746	2.6776	2.6829	2.8531	2.8617	2.7145	2.6636
Al	1.0500	0.9421	1.3031	1.2924	1.1414	1.1280	1.2897	1.3323
Fe^{3+}	0.0064	0.0192	0.0156	0.0162	0.0019	0.0059	0.0029	0.0063
Mn^{3+}	0.0000	0.0015	0.0008	0.0000	0.0024	0.0000	0.0008	0.0010
Cr	0.0008	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018
Ti	0.0014	0.0006	0.0008	0.0012	0.0001	0.0007	0.0007	0.0000
Σ Kat 1	4.0054	3.9385	3.9979	3.9927	3.9988	3.9963	4.0086	4.0051
Ba	0.0003	0.0003	0.0001	0.0000	0.0007	0.0021	0.0000	0.0000
Ca	0.0442	0.1526	0.3215	0.3305	0.1384	0.1359	0.2902	0.3334
Na	0.9465	0.9025	0.6803	0.6722	0.8727	0.8725	0.6778	0.6524
K	0.0030	0.0037	0.0075	0.0077	0.0024	0.0030	0.0039	0.0050
Σ Kat 2	0.9940	1.0592	1.0093	1.0105	1.0142	1.0136	0.9719	0.9908
Albit	0.9525	0.8524	0.6740	0.6653	0.8611	0.8627	0.6974	0.6585
Kalifeldspat	0.0030	0.0035	0.0074	0.0076	0.0024	0.0030	0.0040	0.0050
Anorthit	0.0445	0.1441	0.3185	0.3271	0.1366	0.1344	0.2986	0.3365

	SP.1 Sym-Plg aus Cpx (49) + Phe			SP.8a Plagioklas 1 + 2		SP.8a Plagioklas 3e/3a		SP.8b Plagioklas 1 + 5 + 4		
	10894/49	10894/56	10894/57	11444/28	11444/47	11444/48	11444/51	11436/1	11436/7	11436/11
SiO_2	65.26	59.41	64.27	61.87	66.56	64.28	60.47	63.78	65.30	61.11
Al_2O_3	21.50	25.56	22.59	23.36	20.48	21.89	24.37	22.39	21.73	24.50
Fe_2O_3	0.16	0.41	0.26	0.54	0.17	0.24	0.40	0.27	0.30	0.53
Mn_2O_3	0.06	0.03	0.03	0.00	0.07	0.00	0.04	0.03	0.00	0.07
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00
TiO_2	0.00	0.03	0.00	0.26	0.04	0.00	0.04	0.05	0.07	0.00
BaO	0.06	0.01	0.02	0.05	0.13	0.00	0.07	0.04	0.08	0.00
CaO	2.93	7.47	3.71	4.92	1.47	3.45	6.00	3.86	2.73	5.98
Na_2O	10.07	7.45	9.52	9.09	11.20	9.87	8.46	9.65	10.17	8.38
K_2O	0.09	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.03	0.06	0.06	0.05
Σ Gew.%	100.16	100.45	100.49	100.17	100.15	99.81	99.94	100.11	100.44	100.62
Si	2.8724	2.6431	2.8242	2.7472	2.9237	2.8439	2.6982	2.8184	2.8660	2.7048
Al	1.1154	1.3405	1.1700	1.2222	1.0603	1.1414	1.2816	1.1659	1.1239	1.2780
Fe^{3+}	0.0054	0.0139	0.0087	0.0180	0.0058	0.0081	0.0135	0.0090	0.0099	0.0178
Mn^{3+}	0.0020	0.0009	0.0010	0.0000	0.0023	0.0000	0.0015	0.0009	0.0000	0.0025
Cr	0.0008	0.0009	0.0007	0.0010	0.0000	0.0004	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0001	0.0008	0.0000	0.0087	0.0014	0.0000	0.0014	0.0016	0.0024	0.0000
Σ Kat 1	3.9960	4.0001	4.0046	3.9972	3.9934	3.9939	3.9978	3.9957	4.0022	4.0031
Ba	0.0010	0.0002	0.0004	0.0009	0.0022	0.0000	0.0012	0.0007	0.0013	0.0000
Ca	0.1381	0.3562	0.1749	0.2339	0.0693	0.1637	0.2866	0.1825	0.1281	0.2836
Na	0.8591	0.6430	0.8110	0.7827	0.9535	0.8467	0.7323	0.8263	0.8654	0.7190
K	0.0053	0.0031	0.0034	0.0032	0.0014	0.0034	0.0020	0.0031	0.0036	0.0028
Σ Kat 2	1.0034	1.0025	0.9897	1.0207	1.0264	1.0137	1.0221	1.0126	0.9985	1.0053
Albit	0.8570	0.6415	0.8198	0.7675	0.9310	0.8352	0.7173	0.8166	0.8679	0.7151
Kalifeldspat	0.0053	0.0031	0.0034	0.0031	0.0014	0.0034	0.0020	0.0031	0.0036	0.0028
Anorthit	0.1378	0.3554	0.1768	0.2294	0.0677	0.1615	0.2807	0.1804	0.1285	0.2821

	SP.10 Symp-Plg		SP.11 Plagioklas 4		SP.11 Sym-Plg 2 + 11		SP.12 Plagioklas x		SP.22 Symp-Plg 3e	
	10826/132		10840/97	10840/109	10840/90	10840/113	11456/2	11456/20	11421/22	11421/23
SiO_2	63.28		66.12	68.64	65.12	69.73	64.20	59.76	67.97	66.59
Al_2O_3	17.79		20.20	18.96	21.04	19.33	20.78	23.69	21.50	20.89
Fe_2O_3	0.95		0.21	0.04	0.32	0.23	0.28	0.22	0.17	0.30
Mn_2O_3	0.03		0.02	0.07	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
Cr_2O_3	0.00		0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01
TiO_2	0.02		0.01	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00
BaO	0.05		0.06	0.04	0.08	0.05	0.07	0.02	0.02	0.06
CaO	5.41		1.85	0.24	2.63	0.28	2.46	5.94	2.14	3.04
Na_2O	9.46		10.70	11.40	10.33	10.86	10.51	8.52	10.00	9.82
K_2O	0.00		0.04	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.05	0.04
Σ Gew.%	96.98		99.22	99.44	99.64	100.58	98.45	98.18	101.88	100.74
Si	2.9080		2.9288	3.0130	2.8822	3.0184	2.8782	2.7123	2.9206	2.9071
Al	0.9633		1.0545	0.9807	1.0972	0.9864	1.0981	1.2673	1.0886	1.0748
Fe^{3+}	0.0329		0.0070	0.0015	0.0106	0.0076	0.0095	0.0076	0.0054	0.0099
Mn^{3+}	0.0010		0.0007	0.0024	0.0021	0.0014	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000
Cr	0.0000		0.0004	0.0005	0.0010	0.0010	0.0003	0.0000	0.0005	0.0003
Ti	0.0006		0.0004	0.0000	0.0004	0.0000	0.0028	0.0000	0.0003	0.0000
Σ Kat 1	3.9058		3.9917	3.9981	3.9935	4.0148	3.9888	3.9871	4.0163	3.9921
Ba	0.0009		0.0010	0.0007	0.0013	0.0009	0.0012	0.0003	0.0003	0.0010
Ca	0.2662		0.0877	0.0112	0.1247	0.0130	0.1183	0.2888	0.0985	0.1420
Na	0.8424		0.9189	0.9701	0.8863	0.9114	0.9136	0.7500	0.8331	0.8314
K	0.0001		0.0022	0.0018	0.0015	0.0012	0.0029	0.0010	0.0027	0.0022
Σ Kat 2	1.1097		1.0098	0.9838	1.0137	0.9265	1.0360	1.0402	0.9346	0.9766
Albit	0.7598		0.9109	0.9868	0.8754	0.9847	0.8829	0.7213	0.8917	0.8522
Kalifeldspat	0.0001		0.0022	0.0018	0.0015	0.0013	0.0028	0.0010	0.0029	0.0023
Anorthit	0.2401		0.0869	0.0114	0.1232	0.0140	0.1143	0.2777	0.1054	0.1456

	SLas.1a Symp-Plg		SLas.1c Symp-Plg 10		SVS.3a Plg 4 + 2		SVS.3h Plagioklas 8 + 13		
	11450/63	11450/66	11181/2	11181/3	11438/36	11438/38	11184/5	11181/21	11181/23
SiO_2	67.99	67.43	64.54	65.73	65.75	68.69	65.08	64.99	61.56
Al_2O_3	18.48	16.52	17.44	20.19	21.59	19.64	21.56	21.56	23.90
Fe_2O_3	0.98	1.91	1.34	0.39	0.42	0.11	0.05	0.00	0.10
Mn_2O_3	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.09	0.01
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.08	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO_2	0.07	0.03	0.01	0.06	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
BaO	0.03	0	0.04	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.01
CaO	5.56	5.64	5.12	2.28	2.58	0.20	2.51	2.78	5.06
Na_2O	8.62	9.11	9.52	10.58	10.40	11.58	10.17	10.12	8.71
K_2O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	0.07	0.05	0.03
Σ Gew.%	101.78	100.70	98.08	99.26	100.83	100.31	99.52	99.60	99.39
Si	2.9531	2.9777	2.9298	2.9150	2.8745	2.9916	2.8768	2.8725	2.7457
Al	0.9459	0.8595	0.9333	1.0556	1.1122	1.0080	1.1234	1.1233	1.2565
Fe^{3+}	0.0321	0.0634	0.0457	0.0131	0.0139	0.0035	0.0018	0.0001	0.0033
Mn^{3+}	0.0001	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0030	0.0004
Cr	0.0006	0.0008	0.0028	0.0007	0.0003	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000
Ti	0.0022	0.0008	0.0002	0.0021	0.0000	0.0003	0.0003	0.0000	0.0003
Σ Kat 1	3.9340	3.9035	3.9118	3.9864	4.0008	4.0035	4.0041	3.9990	4.0061
Ba	0.0005	0	0.0008	0.0001	0.0008	0.0007	0.0000	0.0000	0.0002
Ca	0.2585	0.2668	0.2490	0.1082	0.1206	0.0095	0.1189	0.1317	0.2416
Na	0.7259	0.7798	0.8382	0.9100	0.8811	0.9774	0.8718	0.8672	0.7532
K	0.0017	0.0004	0.0000	0.0000	0.0023	0.0027	0.0041	0.0029	0.0017
Σ Kat 2	0.9866	1.0470	1.0879	1.0184	1.0048	0.9904	0.9948	1.0018	0.9968
Albit	0.7361	0.7448	0.7710	0.8937	0.8776	0.9877	0.8764	0.8656	0.7558
Kalifeldspat	0.0017	0.0004	0.0000	0.0000	0.0023	0.0027	0.0041	0.0029	0.0017
Anorthit	0.2621	0.2548	0.2290	0.1063	0.1201	0.0096	0.1195	0.1315	0.2424

Chlorit 1. Metasedimente

	ÖV.0.1a Chlorit 3		ÖV.0.1a Chl bei Grt 1a		ÖV.0.1a Chl* in Grt 1b + Hbl 6 (16)			ÖV.VI.3 Chl# Stau 1	ÖV.XVI.2 Chlorit 4	
	10915/22	10915/23	10915/40	10915/41	10915/25	10915/29	10914/16	10830/18	10845/50	10845/53
SiO_2	26.20	26.12	26.41	27.01	24.97	24.46	26.09	23.98	25.86	23.38
Al_2O_3	21.31	21.49	20.93	20.42	22.00	21.04	21.38	23.71	16.97	20.95
MgO	19.39	19.22	19.01	18.96	15.25	11.16	18.38	11.72	10.48	10.74
FeO	19.29	19.62	19.66	19.63	24.37	30.56	21.28	28.61	32.82	31.21
MnO	0.26	0.32	0.30	0.23	0.59	0.89	0.15	0.11	0.15	0.13
TiO_2	0.20	0.18	0.18	0.13	0.11	0.10	0.11	0.04	0.08	0.08
Cr_2O_3	0.02	0.04	0.00	0.07	0.00	0.09	0.00	0.03	0.03	0.00
Σ Gew.%	86.67	86.99	86.50	86.45	87.28	88.31	87.39	88.19	86.38	86.50
H_2O	11.62	11.64	11.57	11.59	11.36	11.08	11.60	11.26	10.71	10.81
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	98.29	98.63	98.07	98.04	98.64	99.39	99.00	99.45	97.09	97.31
Si	5.4099	5.3836	5.4728	5.5911	5.2729	5.2974	5.3942	5.1099	5.7905	5.1908
Alt	2.5901	2.6164	2.5272	2.4089	2.7271	2.7026	2.6058	2.8901	2.2095	2.8092
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.5938	2.6046	2.5858	2.5742	2.7493	2.6670	2.6036	3.0627	2.2697	2.6726
Cr	0.0033	0.0062	0.0000	0.0117	0.0000	0.0150	0.0000	0.0049	0.0047	0.0000
Ti	0.0316	0.0284	0.0281	0.0208	0.0167	0.0166	0.0169	0.0056	0.0132	0.0139
Fe	3.3305	3.3813	3.4078	3.3980	4.3043	5.5344	3.6793	5.0968	6.1454	5.7946
Mn	0.0449	0.0561	0.0530	0.0396	0.1060	0.1627	0.0262	0.0205	0.0287	0.0243
Mg	5.9660	5.9030	5.8732	5.8517	4.8012	3.6033	5.6635	3.7203	3.4980	3.5543
Σ Kat Okta	11.9702	11.9796	11.9479	11.8960	11.9775	11.9990	11.9895	11.9109	11.9596	12.0597
OH	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
O*	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28

	ÖV.Ma 2 Chlorit 5		ÖV.Ma 2 Chlorit# Bt 5		ÖM.3.1b Chlorit 2 + 6			ÖM.3.1c Chl 4 (104) + 7 + * in Grt 7 (44)			
	10906/9	10906/11	10906/13	10906/14	11238/45	11238/47	11238/67	11232/104	11232/50	11232/51	11232/44
SiO_2	24.53	24.56	27.64	25.37	23.58	25.71	23.93	24.68	30.75	23.41	27.10
Al_2O_3	22.27	22.32	19.35	19.60	21.99	21.57	22.83	22.69	18.69	22.57	21.01
MgO	14.26	13.61	8.08	8.39	14.30	13.14	14.77	16.26	8.74	14.01	10.53
FeO	26.38	26.92	32.76	33.96	25.83	24.16	24.42	22.35	25.92	26.27	26.51
MnO	0.00	0.00	0.33	0.32	0.07	0.02	0.05	0.02	0.06	0.05	0.03
TiO_2	0.05	0.08	0.10	0.09	0.14	0.32	0.06	0.05	0.83	0.12	0.43
Cr_2O_3	0.03	0.06	0.06	0.03	0.08	0.10	0.00	0.07	0.01	0.00	0.03
Σ Gew.%	87.51	87.55	88.33	87.75	86.00	85.02	86.06	86.11	84.99	86.44	85.64
H_2O	11.29	11.27	11.09	10.85	11.08	11.13	11.20	11.35	11.18	11.12	11.13
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	98.80	98.82	99.42	98.61	97.07	96.15	97.26	97.47	96.17	97.56	96.77
Si	5.2103	5.2281	5.9807	5.6058	5.1070	5.5405	5.1242	5.2132	6.5962	5.0511	5.8421
Alt	2.7897	2.7719	2.0193	2.3942	2.8930	2.4595	2.8758	2.7868	1.4038	2.9489	2.1579
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.7851	2.8284	2.9155	2.7106	2.7194	3.0193	2.8867	2.8627	3.3223	2.7912	3.1797
Cr	0.0044	0.0106	0.0110	0.0056	0.0135	0.0169	0.0000	0.0120	0.0017	0.0000	0.0052
Ti	0.0080	0.0120	0.0168	0.0141	0.0231	0.0511	0.0089	0.0079	0.1337	0.0189	0.0689
Fe	4.6856	4.7923	5.9275	6.2770	4.6777	4.3527	4.3724	3.9484	4.6491	4.7402	4.7799
Mn	0.0000	0.0000	0.0599	0.0599	0.0126	0.0042	0.0098	0.0030	0.0113	0.0083	0.0052
Mg	4.5142	4.3164	2.6042	2.7628	4.6160	4.2216	4.7132	5.1193	2.7933	4.5066	3.3838
Σ Kat Okta	11.9973	11.9597	11.5349	11.8301	12.0622	11.6658	11.9910	11.9533	10.9114	12.0652	11.4228
OH	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
O*	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28

	ÖM.4.3a Chlorit 1		ÖM.5.1g Chlorit 1		ÖV.Vz 2 Chlorit 7a		ÖS.Jam 6a Chl 8 + * 1		SPi.1a Chlorit 5		SCal.3a Ch
	10965/43	10965/44	11414/10	11414/12	10891/42	10891/44	10891/49	10891/53	11176/11	11176/12	11169/17
SiO_2	24.26	25.08	25.03	24.73	23.63	23.86	24.18	24.80	23.49	23.35	25.40
Al_2O_3	21.81	22.35	21.22	22.12	22.55	22.62	23.04	23.77	22.63	23.08	20.21
MgO	13.94	13.80	15.66	16.30	13.25	14.51	15.77	16.75	12.09	12.16	11.13
FeO	26.07	25.32	22.75	22.03	27.65	26.13	24.28	21.58	28.33	29.12	29.21
MnO	0.25	0.30	0.52	0.44	0.08	0.04	0.09	0.05	0.23	0.16	0.29
TiO_2	0.04	0.12	0.10	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.14	0.18	0.36
Cr_2O_3	0.06	0.02	0.02	0.00	0.15	0.02	0.12	0.06	0.07	0.00	0.00
Σ Gew.%	86.42	87.00	85.31	85.71	87.32	87.18	87.47	87.02	86.97	88.06	86.60
H_2O	11.13	11.30	11.18	11.29	11.16	11.24	11.40	11.54	11.06	11.17	10.99
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	97.55	98.30	96.49	97.00	98.47	98.42	98.87	98.57	98.03	99.22	97.59
Si	5.2269	5.3263	5.3690	5.2557	5.0804	5.0920	5.0869	5.1542	5.0922	5.0158	5.5429
Alt	2.7731	2.6737	2.6310	2.7443	2.9196	2.9080	2.9131	2.8458	2.9078	2.9842	2.4571
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.7641	2.9202	2.7338	2.7945	2.7949	2.7810	2.7993	2.9764	2.8741	2.8584	2.7407
Cr	0.0095	0.0042	0.0030	0.0000	0.0261	0.0030	0.0192	0.0101	0.0120	0.0000	0.0000
Ti	0.0059	0.0192	0.0161	0.0139	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0226	0.0291	0.0586
Fe	4.6976	4.4951	4.0811	3.9144	4.9719	4.6621	4.2726	3.7508	5.1356	5.2296	5.3310
Mn	0.0459	0.0534	0.0950	0.0799	0.0153	0.0070	0.0156	0.0091	0.0429	0.0287	0.0527
Mg	4.4761	4.3687	5.0072	5.1636	4.2464	4.6143	4.9458	5.1886	3.9063	3.8933	3.6218
Σ Kat Okta	11.9991	11.8607	11.9362	11.9663	12.0546	12.0673	12.0526	11.9349	11.9935	12.0391	11.8049
OH	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
O*	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28

2. Orthogneise

3. Metabasite

	ÖV.XIX.7 Chlorit 9		ÖRK.10 Chl* in Grt 9	ÖV.XVII.6 Chlorit 1		ÖS.Go 3 Chlorit in Amphibolit und Gneis			
	10791/91	10791/92	10841/32	10792/49	10792/51	10828/89	10828/90	10828/106	10828/109
SiO_2	25.60	24.51	26.15	25.44	25.45	27.50	26.28	26.86	27.60
Al_2O_3	17.16	17.24	17.75	20.81	21.04	19.51	21.07	18.31	18.11
MgO	5.24	4.97	12.96	18.21	18.14	19.52	19.83	15.75	16.03
FeO	39.70	40.71	30.62	21.64	21.88	18.58	19.30	26.51	25.98
MnO	0.59	0.58	0.17	0.28	0.29	0.29	0.26	0.31	0.37
TiO_2	0.32	0.09	0.01	0.10	0.09	0.19	0.09	0.04	0.11
Cr_2O_3	0.07	0.09	0.00	0.01	0.07	0.13	0.12	0.00	0.02
Σ Gew.%	88.82	88.35	87.65	86.49	86.96	85.71	86.95	87.78	88.23
H_2O	10.52	10.35	11.03	11.42	11.47	11.55	11.65	11.31	11.42
O#	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	99.29	98.63	98.68	97.90	98.43	97.26	98.60	99.09	99.65
Si	5.8003	5.6413	5.6873	5.3446	5.3241	5.7130	5.4121	5.6958	5.7972
Alt	2.1997	2.3587	2.3127	2.6554	2.6759	2.2870	2.5879	2.3042	2.2028
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.3831	2.3169	2.2367	2.4967	2.5092	2.4908	2.5252	2.2732	2.2796
Cr	0.0128	0.0165	0.0000	0.0019	0.0123	0.0209	0.0200	0.0000	0.0029
Ti	0.0540	0.0153	0.0019	0.0158	0.0136	0.0300	0.0132	0.0064	0.0179
Fe	7.5217	7.8353	5.5695	3.8016	3.8277	3.2273	3.3230	4.7010	4.5629
Mn	0.1125	0.1130	0.0309	0.0489	0.0505	0.0502	0.0457	0.0559	0.0659
Mg	1.7691	1.7056	4.2024	5.7029	5.6554	6.0438	6.0863	4.9779	5.0183
Σ Kat Okta	11.8532	12.0026	12.0414	12.0678	12.0688	11.8630	12.0134	12.0144	11.9475
OH	15.8997	15.8872	16	16	16	16	16	16	16
O*	28	28	28	28	28	28	28	28	28

	ÖS.7.5a Chlorit# Grt 2		ÖS.7.5a Chlorit 9		SVS.3a Chlorit 1d		SVS.3a Chlorit 4	
	10959/48	10959/49	10959/42	10959/45	11441/40	11441/41	11438/33	11438/41
SiO_2	24.68	25.46	25.77	26.48	27.24	27.64	24.25	25.09
Al_2O_3	19.59	19.43	20.46	19.50	16.99	16.52	18.01	17.32
MgO	14.38	15.60	17.52	18.02	13.52	13.59	6.85	7.43
FeO	26.88	25.82	22.67	22.11	29.23	28.90	37.44	37.10
MnO	0.22	0.29	0.21	0.12	0.22	0.29	0.38	0.39
TiO_2	0.10	0.08	0.08	0.04	0.04	0.03	0.61	0.68
Cr_2O_3	0.04	0.02	0.03	0.07	0.00	0.00	0.24	0.06
Σ Gew.%	85.88	86.71	86.74	86.35	87.24	86.96	87.78	88.08
H_2O	10.99	11.18	11.40	11.39	11.08	11.07	10.57	10.65
O#	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	96.87	97.89	98.14	97.74	98.31	98.03	98.35	98.73
Si	5.3874	5.4632	5.4220	5.5739	5.8973	5.9922	5.5041	5.6519
Alt	2.6126	2.5368	2.5780	2.4261	2.1027	2.0078	2.4959	2.3481
Σ Kat Tetra	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Alo	2.4270	2.3774	2.4948	2.4131	2.2321	2.2121	2.3227	2.2492
Cr	0.0073	0.0042	0.0046	0.0109	0.0005	0.0000	0.0430	0.0112
Ti	0.0167	0.0132	0.0124	0.0066	0.0068	0.0044	0.1042	0.1153
Fe	4.9073	4.6338	3.9892	3.8931	5.2914	5.2380	7.1058	6.9881
Mn	0.0413	0.0523	0.0380	0.0219	0.0398	0.0529	0.0735	0.0749
Mg	4.6781	4.9889	5.4932	5.6541	4.3630	4.3914	2.3169	2.4952
Σ Kat Okta	12.0777	12.0697	12.0322	11.9997	11.9335	11.8987	11.9662	11.9338
OH	16	16	16	16	16	16	16	16
O*	28	28	28	28	28	28	28	28

Staurolith

	ÖV.VI.3 Staurolith 1			ÖV.VI.3 Staurolith 2			ÖV.Ma 3 Staurolith 3			ÖS.Jam6a Stau 1	
	10830/11	10830/15	10830/17	10830/1	10830/2	10830/6	11231/41	11231/42	11231/43	10894/11	10894/13
SiO_2	26.99	27.29	27.28	26.91	27.06	26.82	27.53	27.64	28.06	27.43	27.66
Al_2O_3	55.18	54.84	55.11	55.57	55.07	54.92	54.01	53.86	54.05	54.01	54.30
TiO_2	0.66	0.52	0.48	0.69	0.68	0.66	0.57	0.53	0.60	0.56	0.56
Cr_2O_3	0.06	0.01	0.03	0.01	0.04	0.06	0.01	0.03	0.07	0.00	0.06
MgO	1.01	1.07	0.89	0.84	1.11	1.26	1.70	1.72	1.48	1.76	1.38
FeO	13.23	12.87	12.89	12.75	13.06	13.33	11.54	11.04	10.77	12.98	12.11
MnO	0.09	0.11	0.18	0.14	0.18	0.07	0.08	0.15	0.19	0.15	0.14
ZnO	0.67	0.61	0.69	0.96	0.81	0.76	1.71	1.95	1.92	0.38	0.39
Σ Gew.%	97.98	97.45	97.64	97.96	98.08	97.93	97.17	96.91	97.17	97.26	96.69
H_2O	1.01	1.00	1.01	1.01	1.02	1.02	1.04	1.05	1.04	1.05	1.00
F	0.09	0.12	0.10	0.11	0.07	0.06	0.03	0.00	0.02	0.00	0.10
Σ Gew.% 2	98.96	98.40	98.61	98.92	99.07	98.93	98.20	97.97	98.20	98.32	97.66
Si	3.8273	3.8820	3.8741	3.8141	3.8342	3.8101	3.9237	3.9449	3.9867	3.9055	3.9448
Alt	0.1727	0.1180	0.1259	0.1859	0.1658	0.1899	0.0763	0.0551	0.0133	0.0945	0.0552
Σ Kat 1	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Alo	9.0506	9.0752	9.0981	9.0962	9.0316	9.0065	8.9959	9.0048	9.0366	8.9704	9.0707
Cr	0.0069	0.0013	0.0038	0.0010	0.0043	0.0069	0.0010	0.0030	0.0079	0.0000	0.0069
Ti	0.0704	0.0560	0.0509	0.0738	0.0722	0.0706	0.0608	0.0564	0.0636	0.0595	0.0599
Σ Kat 2	9.1279	9.1326	9.1528	9.1710	9.1080	9.0840	9.0576	9.0642	9.1081	9.0299	9.1376
Mg	0.2131	0.2271	0.1874	0.1765	0.2353	0.2672	0.3614	0.3650	0.3128	0.3730	0.2936
Fe^{2+}	1.5695	1.5313	1.5312	1.5109	1.5474	1.5835	1.3753	1.3182	1.2792	1.5457	1.4441
Mn	0.0110	0.0138	0.0219	0.0164	0.0214	0.0081	0.0097	0.0186	0.0233	0.0179	0.0167
Zn	0.0701	0.0643	0.0722	0.1002	0.0850	0.0793	0.1795	0.2057	0.2019	0.0404	0.0413
Σ Kat 3	1.8637	1.8365	1.8127	1.8040	1.8892	1.9381	1.9258	1.9075	1.8171	1.9771	1.7957
OH	0.9592	0.9474	0.9555	0.9525	0.9673	0.9712	0.9869	1.0000	0.9897	1.0000	0.9558
F	0.0408	0.0526	0.0445	0.0475	0.0327	0.0288	0.0131	0.0000	0.0103	0.0000	0.0442

	ÖM.3.1b Staurolith 5			ÖM.3.1c Stau 3		ÖM.3.1c Stau 5		SPi.1a Stau 1		SPi.1a Stau 2	
	11237/2	11237/3	11237/14	11231/28	11231/37	11231/8	11231/16	11172/1	11172/22	11172/25	11172/25
SiO_2	26.86	26.87	26.92	27.33	27.63	27.56	27.44	27.80	27.69	27.83	27.29
Al_2O_3	52.88	52.80	52.87	54.24	54.62	53.99	54.46	55.42	53.77	53.71	54.56
TiO_2	0.57	0.58	0.58	0.60	0.56	0.65	0.66	0.69	0.89	0.71	0.68
Cr_2O_3	0.08	0.04	0.03	0.00	0.09	0.00	0.08	0.04	0.06	0.07	0.04
MgO	1.55	1.50	1.42	1.27	1.61	1.71	1.31	0.92	1.71	1.42	0.83
FeO	14.43	14.41	14.02	13.85	13.27	13.65	13.58	12.49	13.44	13.45	13.71
MnO	0.06	0.02	0.04	0.12	0.10	0.07	0.07	0.34	0.17	0.28	0.33
ZnO	0.26	0.32	0.26	0.19	0.16	0.05	0.06	0.11	0.17	0.17	0.29
Σ Gew.%	96.72	96.55	96.12	97.62	98.08	97.71	97.69	97.80	97.90	97.63	97.74
H_2O	1.03	1.04	1.03	1.05	1.05	1.04	1.05	1.06	1.06	1.06	1.05
F	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	97.74	97.58	97.15	98.66	99.11	98.73	98.73	98.86	98.96	98.69	98.79
Si	3.8787	3.8857	3.8992	3.8887	3.9013	3.9123	3.8929	3.9169	3.9233	3.9524	3.8798
Alt	0.1213	0.1143	0.1008	0.1113	0.0987	0.0877	0.1071	0.0831	0.0767	0.0476	0.1202
Σ Kat 1	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Alo	8.8767	8.8840	8.9253	8.9854	8.9901	8.9439	8.9998	9.1183	8.9010	8.9439	9.0229
Cr	0.0092	0.0048	0.0035	0.0000	0.0100	0.0000	0.0093	0.0039	0.0069	0.0080	0.0043
Ti	0.0621	0.0627	0.0627	0.0646	0.0595	0.0694	0.0701	0.0732	0.0951	0.0757	0.0729
Σ Kat 2	8.9480	8.9516	8.9915	9.0500	9.0596	9.0133	9.0793	9.1954	9.0029	9.0277	9.1001
Mg	0.3340	0.3237	0.3061	0.2701	0.3388	0.3609	0.2780	0.1929	0.3606	0.2998	0.1764
Fe^{2+}	1.7426	1.7428	1.6985	1.6480	1.5671	1.6197	1.6113	1.4712	1.5917	1.5971	1.6307
Mn	0.0079	0.0021	0.0044	0.0148	0.0122	0.0079	0.0087	0.0407	0.0206	0.0342	0.0401
Zn	0.0275	0.0342	0.0273	0.0199	0.0166	0.0051	0.0060	0.0115	0.0180	0.0178	0.0307
Σ Kat 3	2.1120	2.1027	2.0363	1.9527	1.9347	1.9936	1.9040	1.7163	1.9909	1.9488	1.8779
OH	0.9886	1.0000	1.0000	0.9941	0.9853	0.9807	0.9901	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
F	0.0114	0.0000	0.0000	0.0059	0.0147	0.0193	0.0099	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Chloritoid

	SVS.3h Stau 12 + 11			SVS.3h Stau 13	
	11183/1	11183/3	11183/5	11180/60	11180/61
SiO_2	26.46	27.21	27.37	27.09	27.20
Al_2O_3	56.21	55.45	54.65	55.01	55.06
TiO_2	0.55	0.46	0.52	0.55	0.53
Cr_2O_3	0.07	0.04	0.05	0.01	0.01
MgO	1.94	1.14	2.47	2.43	2.21
FeO	12.21	11.46	12.22	11.84	11.71
MnO	0.12	0.11	0.10	0.01	0.07
ZnO	0.31	0.86	0.40	0.27	0.31
Σ Gew.%	97.89	96.73	97.78	97.21	97.10
H_2O	1.05	1.05	1.06	1.06	1.06
F	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	98.93	97.78	98.84	98.26	98.16
Si	3.7324	3.8715	3.8647	3.8354	3.8536
Alt	0.2676	0.1285	0.1353	0.1646	0.1464
Σ Kat 1	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000
Alo	9.0768	9.1701	8.9590	9.0158	9.0457
Cr	0.0075	0.0041	0.0052	0.0016	0.0008
Ti	0.0582	0.0487	0.0549	0.0588	0.0565
Σ Kat 2	9.1425	9.2229	9.0192	9.0763	9.1030
Mg	0.4089	0.2426	0.5192	0.5129	0.4663
Fe^{2+}	1.4400	1.3638	1.4430	1.4017	1.3874
Mn	0.0142	0.0129	0.0124	0.0006	0.0088
Zn	0.0323	0.0906	0.0414	0.0277	0.0323
Σ Kat 3	1.8954	1.7100	2.0159	1.9430	1.8948
OH	0.9880	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
F	0.0120	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

	ÖV.Ma 2 Chloritoid* in Grt		
	10906/1	10906/2	10906/7
SiO_2	23.80	23.84	23.96
Al_2O_3	40.59	40.64	40.82
TiO_2	0.01	0.00	0.01
Fe_2O_3	0.97	0.86	0.81
FeO	24.79	24.86	24.17
MnO	0.28	0.28	0.16
MgO	2.19	2.17	2.59
ZnO	0.05	0.02	0.20
Σ Gew.%	92.63	92.58	92.65
H_2O	7.28	7.28	7.30
F	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	100.01	99.95	100.03
Si	0.98	0.98	0.98
Al	1.97	1.97	1.97
Fe^{3+}	0.03	0.03	0.03
Σ Kat 2	2.0000	2.0000	2.0000
Fe^{2+}	0.85	0.86	0.83
Mn	0.01	0.01	0.01
Mg	0.1341	0.1333	0.1583
Zn	0.00	0.00	0.01
Ti	0.0003	0	0.0002
Σ Kat 3	1.0000	1.0000	1.0000

Titanit

	ÖV.0.1a Titanit 6		ÖV.GG Tit* in Bt 6		ÖS.7.5a Tit 7		ÖS.7.5a Tit* Grt 2 / 10		SLav.1a Tit 2b + 3a		SP.8b Tit 1
	10915/54	10915/55	10896/7	10896/9	10959/16	10959/67	10959/61	10959/66	11444/69	11444/9	11444/29
SiO_2	30.22	30.28	30.31	30.54	30.20	30.26	31.35	30.61	30.22	30.68	29.90
TiO_2	38.18	37.02	35.19	31.73	38.95	38.17	37.31	38.73	31.28	31.30	38.12
Al_2O_3	1.57	2.20	3.41	5.36	0.71	0.98	1.32	0.90	4.89	4.49	1.76
Cr_2O_3	0.05	0.04	0.02	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Fe_2O_3	0.21	0.24	0.86	1.37	0.47	0.42	0.68	0.62	1.51	2.74	0.91
Mn_2O_3	0.10	0.03	0.08	0.02	0.05	0.09	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04
CaO	29.01	28.82	28.49	28.71	29.08	29.06	28.83	29.20	28.84	29.03	28.62
Na_2O	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.06	0.09	0.02
Σ Gew.%	99.57	98.85	98.37	97.75	99.48	99.04	99.54	100.13	96.82	98.40	99.37
F	0.36	0.33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Si	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
Al	0.0611	0.0854	0.1325	0.2069	0.0278	0.0383	0.0497	0.0348	0.1907	0.1725	0.0696
Cr	0.0012	0.0010	0.0005	0.0007	0.0003	0.0010	0.0001	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000
Ti	0.9502	0.9193	0.8731	0.7814	0.9698	0.9484	0.8951	0.9514	0.7785	0.7674	0.9586
Fe	0.0052	0.0061	0.0214	0.0338	0.0117	0.0103	0.0164	0.0153	0.0375	0.0672	0.0230
Mn	0.0025	0.0008	0.0019	0.0005	0.0014	0.0023	0.0005	0.0009	0.0009	0.0011	0.0009
Σ Kat 1	1.0202	1.0126	1.0293	1.0233	1.0109	1.0004	0.9618	1.0024	1.0076	1.0088	1.0521
Ca	1.0287	1.0194	1.0072	1.0071	1.0314	1.0287	0.9855	1.0218	1.0225	1.0140	1.0256
Na	0.0017	0.0012	0.0017	0.0001	0.0000	0.0015	0.0014	0.0021	0.0036	0.0055	0.0014
Σ Kat 2	1.0304	1.0207	1.0089	1.0072	1.0314	1.0301	0.9869	1.0239	1.0261	1.0195	1.0270
F	0.0376	0.0347	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Ilmenit

	ÖV.0.1a Ilmenit 6		ÖM.4.3a Ilmenit 2 + 4a				ÖS.7.5a Ilmenit 7a / b		ÖM.3.1c Ilm 5* + 3a		ÖV.F1P I 2
	10913/2	10913/3	10963/20	10963/22	10963/28	10963/30	10957/12	10957/13	11231/21	11231/25	11432/82
TiO_2	52.76	52.57	51.84	52.24	52.55	52.60	52.21	52.07	50.72	50.32	52.43
Al_2O_3	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.07	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.17
Fe_2O_3	0.42	0.05	0.36	0.56	0.06	0.01	1.47	0.84	1.02	0.92	-0.01
FeO	45.76	45.59	42.97	43.31	43.75	43.81	44.84	44.47	44.65	44.58	45.32
MnO	1.41	1.44	3.36	3.53	3.31	3.30	1.17	1.27	0.47	0.53	1.61
MgO	0.15	0.11	0.11	0.04	0.08	0.08	0.47	0.41	0.26	0.07	0.11
CaO	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.06	0.26	0.02	0.00	0.00
Σ Gew.%	100.50	99.84	98.72	99.77	99.78	99.86	100.24	99.38	97.14	96.49	99.62
Fe^{2+}	0.9606	0.9632	0.9180	0.9161	0.9251	0.9252	0.9417	0.9415	0.9692	0.9757	0.9598
Mn	0.0300	0.0308	0.0726	0.0756	0.0708	0.0705	0.0249	0.0273	0.0102	0.0118	0.0345
Mg	0.0055	0.0043	0.0044	0.0016	0.0030	0.0031	0.0175	0.0154	0.0101	0.0027	0.0041
Ca	0.0000	0.0006	0.0011	0.0005	0.0002	0.0002	0.0017	0.0072	0.0005	0.0000	0.0000
Σ Kat 1	0.9960	0.9989	0.9961	0.9938	0.9992	0.9989	0.9859	0.9914	0.9900	0.9902	0.9984
Fe^{3+}	0.0079	0.0009	0.0069	0.0108	0.0011	0.0001	0.0277	0.0161	0.0200	0.0182	-0.0002
Al	0.0000	0.0006	0.0003	0.0010	0.0002	0.0020	0.0006	0.0008	0.0000	0.0008	0.0000
Ti	0.9960	0.9989	0.9961	0.9938	0.9992	0.9989	0.9859	0.9914	0.9900	0.9902	0.9984
Cr	0.0001	0.0008	0.0006	0.0007	0.0004	0.0000	0.0000	0.0004	0.0001	0.0007	0.0033
Σ Kat 2	1.0040	1.0011	1.0039	1.0062	1.0008	1.0011	1.0141	1.0086	1.0100	1.0098	1.0016

Ilmenit

	SP.8a / b Ilm 1 / 7		SP.12 Ilm 1	SVS.3a Ilmenit 2 + 4			SPi.1a Ilm* in Stau 1e	
	26	29	167	51	52	40	11171/88	11171/90
TiO_2	52.12	51.54	52.57	52.16	51.95	50.32	55.65	54.84
Al_2O_3	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04
Cr_2O_3	0.01	0.16	0.08	0.07	0.16	0.10	0.08	0.00
Fe_2O_3	-0.23	0.72	-0.29	1.37	0.87	3.72	-3.17	-2.06
FeO	45.73	44.65	45.97	45.11	45.04	41.98	48.43	47.55
MnO	1.01	1.50	1.03	1.40	1.40	3.12	1.56	1.63
ZnO	0.00	0.00	0.16	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.06	0.05	0.13	0.14	0.04	0.02	0.05
CaO	0.09	0.05	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02
Σ Gew.%	98.74	98.72	99.64	100.40	99.59	99.33	102.60	102.07
Fe^{2+}	0.9776	0.9545	0.9737	0.9486	0.9542	0.8933	0.9950	0.9821
Mn	0.0219	0.0325	0.0221	0.0297	0.0300	0.0673	0.0324	0.0341
Zn	0.0000	0.0000	0.0029	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0023	0.0019	0.0050	0.0054	0.0015	0.0007	0.0018
Ca	0.0025	0.0015	0.0007	0.0006	0.0000	0.0008	0.0000	0.0005
Σ Kat 1	1.0020	0.9909	1.0013	0.9862	0.9896	0.9629	1.0281	1.0185
Fe^{3+}	-0.0044	0.0139	-0.0056	0.0259	0.0166	0.0712	-0.0586	-0.0383
Al	0.0001	0.0011	0.0012	0.0003	0.0010	0.0010	0.0009	0.0013
Ti	1.0020	0.9909	1.0013	0.9862	0.9896	0.9629	1.0281	1.0185
Cr	0.0002	0.0032	0.0017	0.0014	0.0032	0.0019	0.0015	0.0000
Σ Kat 2	0.9980	1.0091	0.9987	1.0138	1.0104	1.0371	0.9719	0.9815

Stilpnomelan

	ÖV.XIX.7 Stilp 9		ÖS.Fim 1a Stilpnomelan 12			SLav.1a Stilp 2 ?	
	10791/85	10791/89	10911/9	10911/10	10911/11	11444/1	11444/2
SiO_2	43.92	43.19	45.69	46.04	44.60	39.57	40.86
TiO_2	0.01	0.06	0.01	0.03	0.00	0.12	0.11
Al_2O_3	6.67	6.56	6.00	5.72	6.26	11.56	11.97
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.05	0.00	0.02	0.04	0.03
FeO	31.59	31.82	30.27	29.03	30.01	25.99	25.34
MnO	1.88	1.65	1.86	1.89	2.03	0.66	0.60
MgO	2.59	2.69	4.21	4.43	4.28	0.59	0.61
CaO	0.15	0.19	0.18	0.06	0.08	0.21	0.22
BaO	0.00	0.04	0.04	0.06	0.19	0.00	0.05
Na_2O	0.09	0.08	0.02	0.06	0.04	3.79	3.20
K_2O	1.61	1.74	1.06	0.89	1.13	0.77	0.72
F	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.%	88.60	88.08	89.39	88.22	88.61	83.31	83.70
H_2O	4.99	4.95	5.16	5.12	5.11	4.67	4.77
O#	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Gew.% 2	93.70	93.24	94.66	93.33	93.98	87.98	88.48
Si	7.8724	7.8061	7.9709	8.0948	7.8537	7.6219	7.7009
Alt	1.1276	1.1939	1.0291	0.9052	1.1463	1.3781	1.2991
Σ Kat Tetra	9.0000	9.0000	9.0000	9.0000	9.0000	9.0000	9.0000
Alo	0.2813	0.2039	0.2054	0.2806	0.1520	1.2460	1.3602
Cr	0.0043	0.0000	0.0062	0.0000	0.0022	0.0062	0.0041
Ti	0.0016	0.0075	0.0015	0.0044	0.0000	0.0172	0.0149
Fe^{2+}	4.5500	4.5001	4.2633	4.2684	4.0794	4.1866	3.9937
Fe^{3+}	0.1859	0.3097	0.1535	0.0000	0.3398	0.0000	0.0000
Mn	0.2850	0.2530	0.2753	0.2819	0.3025	0.1078	0.0960
Mg	0.6919	0.7258	1.0947	1.1601	1.1240	0.1694	0.1709
Σ Kat Okta	6.0000	6.0000	6.0000	5.9954	6.0000	5.7333	5.6399
Ca	0.0279	0.0377	0.0332	0.0113	0.0143	0.0427	0.0435
Ba	0.0000	0.0027	0.0027	0.0044	0.0130	0.0000	0.0040
Na	0.0309	0.0293	0.0055	0.0202	0.0124	1.4168	1.1682
K	0.3691	0.4019	0.2359	0.1991	0.2527	0.1885	0.1732
Σ Kat Zwi	0.4279	0.4715	0.2772	0.2350	0.2924	1.6481	1.3889
F	0.0363	0.0320	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OH	5.9637	5.9680	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000

Tabelle der Probenlokalitäten (Auswahl der geochemisch und/oder petrologisch bearbeiteten Gesteine)

Probe	Lokalität	Gesteinstyp	Rechtswert	Hochwert	Land	Topograph. Karte	Geologische Karte
Montafon, Raum Gargellen							
ÖM.1.2a	Silbertal	Hgl-Orthogneis	793.85	218.80	Österreich	Montafon 238	5144 St. Anton
ÖM.2.1h	Röbitobel bei Gargellen	Hgl-Orthogneis	788.20	206.10	Österreich	Montafon 238	169 Partenen
ÖM.2.1i	Röbitobel bei Gargellen	Plg-Amphibolit	788.15	206.15	Österreich	Montafon 238	169 Partenen
ÖM.2.3d	Hänge E Gargellen	Plg-Amphibolit	788.95	204.90	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.2.4f	Freibad St.Gallenkirch	symplekt. Grt-Amphibolit	792.35	210.65	Österreich	Montafon 238	169 Partenen
ÖM.3.1b	NW Bergst. Schafbergbahn	Gt-Stau-Tur-Glimmersch.	786.75	203.95	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.3.1c	NW Bergst. Schafbergbahn	Gt-Stau-Ky-Tur-Glimmers.	786.65	204.00	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.3.1f	NW Bergst. Schafbergbahn	Hbl-Gneis	786.50	203.90	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.3.1i	NW Bergst. Schafbergbahn	Plg-Gneis	786.45	203.85	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.3.1k	NW Bergst. Schafbergbahn	Plg-Amphibolit	786.40	203.80	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.3.2b	Halde unterhalb Gafierjoch	Hbl-Gneis	785.85	202.60	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.3.2d	Gafierjoch, N Madrisa	Bt-Orthogneis (mylonit.)	786.10	202.40	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.4.1a	Vergaldental	Bt-Orthogneis	789.60	204.75	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.4.1d	Vergaldent., Edelweißw.	Plg-Amphibolit	790.20	204.15	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.4.2a	Valzifienztal	Hgl-Orthogneis	788.70	202.65	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.4.2b	Valzifienztal	Bt-Hgl-Orthogneis	788.65	202.50	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.4.3a	Rossbündte/Innbrücke	Gt-Bt-Plg-Gneis	790.70	212.20	Österreich	Montafon 238	169 Partenen
ÖM.5.1a	Burg/Versettla	Plg-Amphibolit	794.80	205.75	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.5.1g	Burg/Versettla	Grt-Glimmers. + Kalksilikat	794.85	205.80	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.6.3b	Klettergarten Partenen	Hbl-Gneis	797.50	206.40	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
ÖM.6.4a	Tafamunter Alpe	Bt-Hbl-Gneis	798.95	206.10	Österreich	Prättigau 248	169 Partenen
Rauher Kopf, Ischgl							
ÖRK.1-5, ÖRK.8-34	nördlicher Metabasitzug	diverse Eklogite und Nebengesteine	816.50	208.50	Österreich	Arlberg 239	170 Galtür
ÖRK.6-7, ÖRK.35	Gipfel Rauher Kopf	Bt-Orthogneise, Plg-Amphibolite, Grt-Zoi-Glimmers.	816.20	208.00	Österreich	Arlberg 239	170 Galtür
Silvrettagruppe							
ÖS.7.1a	Hölle Silvretta Hochalpenstr.	Bt-Orthogneis	799.50	202.40	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.7.5a	NW-Ende Silvrettasee	Grt-Amphibolit	801.85	199.15	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.7.7a	Vermuntsee / Kromerbach	Bt-Hgl-Orthogneis	799.05	200.50	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.8.1b	Hölle Silvretta Hochalpenstr.	Bt-Orthogneis	799.50	202.40	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.9.1g	vorderes Klostertal	Ep-Amphibolit	800.60	196.55	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.9.1m	hinteres Klostertal	Czo-Amphibolit (Gt-führ.)	800.30	196.20	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.9.1q	Nordhang Kl. Schattenspitze	Zweiglimmer-Augengneis	801.55	197.50	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.10.1a	Kromertal W-Hang Fahrweg	Aplit-Gneis	798.30	199.10	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.10.1b	vorderes Kromertal W-Hang	Bt-Orthogneis	798.70	200.40	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.10.1c	Kromertal W-Hang	Biotit-Granit	798.40	199.30	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.10.1d	Kromertal W-Hang	Bt-Orthogneis	798.45	199.45	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.10.1e	Kromertal W-Hang	Bt-Orthogneis	798.80	199.65	Österreich	Tarasp 249	169 Partenen
ÖS.10.2a	Ausgang Bieltal / Silvrettasee	Hbl-Gneis	803.20	199.25	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.10.2b	Ausgang Bieltal / Silvrettasee	Plg-Amphibolit	803.20	199.25	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.10.3a	Hochalpenstr., E Kl. Vallüla	Bt-Hgl-Orthogneis	803.85	200.45	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Bal 1	Bergstation Birkhahnkopfb.	Bt-Orthogneis	805.75	204.85	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Bis 1a	Hang W Ischgl	Eklogit-Mylonit	816.40	210.90	Österreich	Arlberg 239	170 Galtür
ÖS.Fim 1	Vorderes Fimbatal	Hgl-Orthogneis	817.60	209.40	Österreich	Arlberg 239	170 Galtür
ÖS.Go 2	Gorfenspitze, S Galtür	Hbl-Gneis	808.65	204.45	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Go 3	Gorfenspitze, S Galtür	Hbl-Gneis	808.75	204.15	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Go 4	Gorfenspitze, S Galtür	Hbl-Gneis	808.40	204.00	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Jam 6b	Hinteres Jamtal	Grt-Stau-Sill-Schiefer	810.40	196.30	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Jam 2	Hinteres Jamtal	Grt-Amphibolit	810.40	196.30	Österreich	Tarasp 249	170 Galtür
ÖS.Ko 1	Kops-Stausee	Plg-Amphibolit	803.90	206.30	Österreich	Arlberg 239	170 Galtür

Probe	Lokalität	Gesteinstyp	Rechtswert	Hochwert	Land	Topograph. Karte	Geologische Karte
Verwallgruppe							
ÖV.0.1a	E Kuchenjoch	Grt-Bt-Hbl-Gneis	811.95	215.40	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.I.1	S Faselfadspitze	Hgl-Chl-Orthogneis	812.70	216.00	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.I.4	S Faselfadspitze	Hgl-Chl-Orthogneis	815.00	215.90	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.III.2	Apothekerweg	Grt-Glimmerschiefer	812.55	215.50	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.III.11	N Kuchenjoch	Bt-Amphibolit	811.51	215.25	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.V.7	N Darmstädter Hütte	Bt-Amphibolit	813.20	215.60	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.VI.3	N Rautetürme	Plg-Augengneis	814.15	214.20	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.VI.4c	S Rautejoch	Ep-Amphibolit	812.65	213.20	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.VII.6	Rautejoch	Hgl-Orthogneis	813.15	213.85	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.VIII.2	E Schneidjöchli	Hgl-Orthogneis	815.30	214.50	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.VIII.3	Südwand Fatlarspitze	Bt-Orthogneis	816.15	214.70	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XI.8	E Faselfadspitze	Bt-Hgl-Orthogneis	814.15	216.00	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XIII.7	N Faselfadspitze	Hgl-Chl-Orthogneis	812.55	216.95	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XV.10	Ruggle Spitze	Bt-Plg-Gneis	816.45	216.20	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XV.15	Ruggle Spitze	Bt-Hgl-Orthogneis	816.50	216.00	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XVI.2	NE Seeköpfe	Grt-Glimmerschiefer	815.10	215.55	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XVI.4	NE Seeköpfe	Plg-Amphibolit	815.10	215.30	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XVII.5b	N Madleinsee	Hgl-Orthogneis	814.55	213.90	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XVII.6	N Madleinsee	Plg-Ep-Amphibolit	814.55	213.70	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XVII.9	N Madleinsee	Grt-Amphibolit	814.55	213.60	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XVII.12	NW Madleinsee	Plg-Augengneis	814.35	213.60	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XIX.7	Kartell	Bt-Hgl-Orthogneis	815.35	215.75	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XXII.8	NW-Wand Saumspitze	Bt-Orthogneis	814.55	215.25	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.XXII.11	NW-Wand Saumspitze	Bt-Hgl-Orthogneis	814.50	215.30	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.F1P	Fasulbach, Apothekerweg	symplekt. Grt-Amp.	809.26	215.90	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.GG	Nordwand Rautetürme	Bt-Orthogneis	814.07	214.20	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.Ma 2	Nordende Malfontal	Grt-Hgl-Chl-Schiefer	820.30	224.65	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.Ma 3	Nordende Malfontal	Grt-Stau-Ky-Gli	820.50	224.25	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.Vz 2	Valzur	Grt-Ky-Stau-Gneis	811.60	207.55	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.Wf	Wasserfall	Grt-Bt-Plg-Gneis	812.20	215.64	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
ÖV.14/15	Fahrweg Kartellhütte	Ttn-Amphibolit	814.55	216.95	Österreich	Arlberg 239	5144 St. Anton
Schweizer Silvretta							
SCal.3a	God Carolina, SW Zernez	Grt-Bt-Plg-Gneis	800.85	172.15	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SLas.1a	Val Laschadura	Eklogit	807.30	176.40	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SLas.1c	Val Laschadura	Eklogit	807.30	176.40	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SLav.1a	Val Lavinouz, E Piz Linard	Grt-Amp-Mkr-Gneis	802.40	186.20	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SP.1 - SP.26	Geröllhalde Val Puntota	diverse Eklogite	796.70	170.60	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SPi.1a	Pischahorn, NE Davos	Grt-Stau-And-Gli	790.55	187.30	Schweiz	Prättigau 248	1197 Davos
SRa.3	Radönt, Nähe Flüelapaßstr.	Bt-Hgl-Orthogneis	792.10	178.65	Schweiz	Bergün 258	1217 Scaletta
SRa.4	Radönt, Nähe Flüelapaßstr.	Bt-Orthogneis	792.15	178.55	Schweiz	Bergün 258	1217 Scaletta
SVS.1	Val Sarsura	Hbl-Gneis	798.10	176.20	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SVSa.1-5	oberes Val Sarsura	Gabbros, Amphibolite	798.00	176.00	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez
SZ.1a	Zernez, La Serra	Eklogit	803.55	175.15	Schweiz	Ofenpass 259	1218 Zernez

Lebenslauf

Name	Schweinehage, Ralf
Geburtstag	30.09.1968
Geburtsort	Helmstedt / Niedersachsen
Nationalität	deutsch
Familienstand	ledig
Adresse	Böheimstraße 97 D-70199 Stuttgart Tel. 0711/6401867

Schulbildung

1975-1979	Johann-Widmann-Grundschule in Sindelfingen-Maichingen
1979-1988	Gymnasium Unterrieden in Sindelfingen-Maichingen
Mai 1988	Abitur

Grundwehrdienst	1.10.1988 - 31.12.1989 (Wehrzeitverkürzung ab 15.10.1989)

Universitätsausbildung

1989-1995	Studium Geologie (Diplom) an der Universität Stuttgart
Februar 1992	letzte Vordiplomsprüfung "Allgemeine Geologie"
Januar 1994	Erste Hauptdiplomsprüfung "Mineralogie & Lagerstättenkunde"
Juni 1994	Hauptdiplomsprüfungen "Allgemeine Geologie" und "Historische Geologie"
Juli 1994	Hauptdiplomsprüfung "Geophysik"
1.8.1994-27.4.1995	Diplomarbeit "Strukturgeologie und Petrographie im oberostalpinen Altkristallin (Umgebung Darmstädter Hütte, zentrale Verwallgruppe)" unter Leitung von Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Beruflicher Werdegang

ab 1995	Arbeit an einer Dissertation "Metamorphe Entwicklung ausgewählter Eklogite und Gneise der Ostalpen" am Institut für Mineralogie & Kristallchemie (Betreuung Prof. Dr. H.-J. Massonne)
1.11.1995 - 30.10.1997	Förderung durch das Landesgraduiertenstipendium des Landes Baden-Württemberg
1.11.1997 - 30.4.1999	Wissenschaftlicher Angestellter (BAT IIa/2) im Rahmen des DFG-Projekts von Prof. Dr. H.-J. Massonne "Geothermobarometrie mit Chloritoid"
1.6.1999 - 31.8.2000	Wissenschaftlicher Angestellter (BAT IIa/2) im Rahmen des DFG-Projekts von Prof. Dr. H.-J. Massonne "Section through the cold and hot eclogite terrane, Dabie Shan“