

**Petrogenese des metamorphen Grundgebirges
der zentralen Heimefrontfjella (westliches
Dronning Maud Land / Antarktis)**

**Petrogenesis of the metamorphic basement
complex of the central Heimefrontfjella
mountains (western Dronning Maud Land /
Antarctica)**

Peter Schulze

**Ber. Polarforsch. 117 (1992)
ISSN 0176 - 5027**

Anschrift des Autors:
Peter Schulze
Fachbereich Geowissenschaften
Universität Bremen
Klagenfurter Straße
D-2800 Bremen

Druckfassung einer Dissertation, die am Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Bremen angefertigt wurde

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	IV
Summary	VI
1 Einleitung	1
1 Lage des Arbeitsgebiets, Erforschungsgeschichte und geologischer Rahmen	2
1.1 Westliches Dronning Maud Land	2
1.2 Heimefrontfjella	7
2 Zielsetzung	11
2 Petrographie	13
1 Vorbemerkungen.....	13
2 Metasedimente	15
2.1 Glimmerschiefer	15
2.2 Paragneise	23
2.3 Kalksilikate	25
2.4 Marmor	26
2.5 Quarzit	27
3 Metaplutonite.....	28
3.1 Augengneise.....	29
3.2 Granitoide.....	31
3.2.1 Equigranulare Granitoide.....	31
3.2.2 Porpyroblastische Granitoide	32
4 Metavulkanite	33
5 Hypabyssale Metaintrusiva	35
5.1 Pegmatite	35
5.2 Amphibolite	36
6 Jurassischer Basaltgang	37
7 Zusammenfassung	38
3 Mineralchemie	40
1 Vorbemerkungen.....	40
2 Granat	41
3 Biotit.....	51
4 Muscovit	64
5 Amphibol	70
6 Staurolith.....	79
7 Turmalin	80
8 Orthopyroxen.....	84
9 Plagioklas	87
10 Kalifeldspat	88
11 Skapolith.....	89
12 Karbonatphase.....	90

13	Ilmenit.....	90
14	Zusammenfassung	91
4	Metamorphosebedingungen	93
1	Druck-Temperatur-Abschätzung durch kritische Mineralreaktionen ...	93
2	Vorbemerkungen zur Geothermo- und Geobarometrie.....	101
3	Geothermometrie	101
3.1	Granat-Biotit-Geothermometer	102
3.2	Muscovit-Biotit-Geothermometer	112
3.3	Granat-Hornblende-Geothermometer	114
3.4	Amphibol-Plagioklas-Geothermometer und -Geothermobarometer ...	116
3.5	Ternäres Feldspat-Geothermobarometer	120
3.6	Granat-Ilmenit-Geothermometer	121
4	Geobarometrie	123
4.1	Granat-Plagioklas-Al ₂ SiO ₅ -Quarz-Geobarometer	124
4.2	Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer	132
5	Zusammenfassung	134
5	Flüssigkeitseinschluß-Analytik	141
1	Einleitung	141
1.1	Flüssigkeitseinschlüsse in metamorphen Gesteinen	142
1.2	Methodik.....	143
1.3	Mikrothermometrie.....	144
1.3.1	H ₂ O-Einschlüsse	144
1.3.2	CO ₂ -Einschlüsse	147
2	Ergebnisse der Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen.....	148
2.1	Probenauswahl	148
2.2	Nord- und Süd-Sivorgfjella	149
2.3	Nordwest-Sivorgfjella.....	157
2.4	Nord-Tottanfjella	165
3	Retrograder Metamorphoseverlauf.....	169
4	Vergleich mit anderen Messungen	171
5	Zusammenfassung	172
6	Stellung des metamorphen Grundgebirges der Heimefrontfjella bezüglich der Sverdrupfjella Gruppe und Konsequenzen für die Gondwana- rekonstruktion	177
	Literaturverzeichnis	183
	Anhang	196
	Verwendete Abkürzungen	196
	Berechnungsschema der Endglieder von Turmalin.....	197
A-1	Probenverzeichnis.....	198
A-2	Modalbestände der Glimmerschiefer	202
A-3	Modalbestände der Paragneise, Kalksilikate, eines Marmors und Quarzits	203
A-4	Modalbestände der Augengneise und Granitoide.....	204

A-5	Modalbestände der leuko- und melanokraten Metavulkanite	205
A-6	Modalbestände der Pegmatite und Amphibolite	206
A-7	Mikrosondenanalysen von Granat	207
A-8	Mikrosondenanalysen von Biotit	217
A-8.1	Biotit-Endglieder	228
A-9	Mikrosondenanalysen von Muscovit	234
A-9.1	Muscovit-Endglieder	238
A-10	Mikrosondenanalysen von Amphibolen	240
A-11	Mikrosondenanalysen von Staurolith	247
A-12	Mikrosondenanalysen von Turmalin	249
A-13	Mikrosondenanalysen von Orthopyroxenen	251
A-14	Mikrosondenanalysen von Plagioklas	252
A-15	Mikrosondenanalysen von Kalifeldspat	261
A-16	Mikrosondenanalysen von Skapolith	263
A-17	Mikrosondenanalysen von Dolomit	264
A-18	Mikrosondenanalysen von Ilmenit	265
A-19	Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphose- temperaturen	269
A-20	Mit dem Muscovit-Biotit-Geothermometer berechnete Metamorphosetemperaturen	285
A-21	Mit Granat-Hornblende-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen	289
A-22	Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer berechnete Metamorphosetemperaturen	294
A-23	Mit dem ternären Feldspat-Geothermobarometer berechnete Metamorphosebedingungen	300
A-24	Mit dem Granat-Ilmenit-Geothermometer berechnete Metamorphosetemperaturen	301
A-25	Mit Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke	304
A-26	Mit Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke	307
A-27	Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten von H ₂ O-Einschlüssen	313
A-28	Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte von CO ₂ -Einschlüssen	320
	Danksagung	321

Zusammenfassung

Der Gebirgszug der Heimefrontfjella befindet sich ca. 450 km südlich der deutschen Neumayer-Station im westlichen Dronning Maud Land, Antarktis. In der vorliegenden Arbeit wurden die metamorphen Kristallingesteine des zentralen Teils der Heimefrontfjella (Sivorgfjella) und von Nord-Tottanfjella hinsichtlich ihrer Petrogenese untersucht. Die detaillierte geologische Kartierung dieser Gebiete im Antarktissommer 1989/90 ergab das Bild einer zentralen Nordost-Südwest streichenden Metaplutonitzone, die von vulkano-sedimentären Metamorphitabfolgen flankiert wird.

Bei den Metasedimenten handelt es sich petrographisch um Glimmerschiefer, Paragneise, Kalksilikate und untergeordnet um Marmore und Quarzite. Nur in den Glimmerschiefern kommen gelegentlich die fazieskritischen Mineralphasen Disthen und Staurolith vor, die eine Einordnung in die niedriggradige Amphibolitfazies erlauben. Die orthogene Herkunft der Metaplutonite wird durch zahlreiche Xenolithe belegt. Es werden Augengneise von equigranularen und porphyroblastischen Granitoiden unterschieden. In einer Augengneisprobe von Nordwest-Sivorgfjella wurden Orthopyroxene nachgewiesen. Die Mineralassoziation von Orthopyroxen mit Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit weist auf amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen hin. Als leukokrate Metavulkanite wurden gleichkörnige, gebänderte Gneise angesprochen, in die immer wieder schmale basische Metavulkanitlagen eingeschaltet sind. Amphibolite und Pegmatite durchschlagen die metamorphe Gesteinsabfolge. Alle Gesteinstypen lassen eine Anpassung des Mineralbestands an retrograde Bedingungen erkennen.

Der Chemismus der untersuchten Granat-, Biotit-, Muscovit-, Amphibol-, Staurolith- und Plagioklaskristalle ist mit der Zusammensetzung der entsprechenden amphibolitfaziell gebildeten Mineralphasen vergleichbar. Die Präsenz zonierter Granat-, Turmalin- und Plagioklaskristalle zeigt, daß keine hochgradigen Metamorphosebedingungen erreicht wurden ($T < 650-700$ °C), weil die Minerale unter diesen Bedingungen homogenisieren, wodurch der Zonarbau ausgelöscht wird.

Mittels univarianter Gleichgewichtskurven können die minimalen ($T \approx 550$ °C, $P \approx 4.5$ kbar) und die maximalen Metamorphosebedingungen ($T \approx 640$ °C, $P \approx 11$ kbar) angegeben werden. Anhand verschiedener Geothermometer (Granat-Biotit, Biotit-Muscovit, Granat-Hornblende, Amphibol-Plagioklas, ternäre Feldspäte) und Geobarometer (Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz, Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit) wurden für die Glimmerschiefer, Paragneise, Augengneise und Granitoide Temperaturen von 580-610 °C und Drucke zwischen 6.0-6.5 kbar ermittelt (amphibolitfazielle Bedingungen). Die geobarometrischen Ergebnisse weisen auf eine geringfügige Zunahme der Metamorphosedrucke von Nord- über Süd-Sivorgfjella nach Nord-Tottanfjella hin (ca. 2 kbar). Aufgrund der Kristallisation sekundärer Mineralphasen können Temperaturen unter 350 °C abgeleitet werden. Die entsprechenden Reaktionen setzen eine Wasserzufuhr voraus. Hinweise auf eine mehrphasige thermo-barometrische Beanspruchung der untersuchten Gesteine ergaben sich nicht.

In den bearbeiteten Gesteinsproben von Nord-, Nordwest-, Süd-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella sind zwei Arten von Fluidzusammensetzungen eingeschlossen: H_2O und CO_2 . Alle Einschlüsse befinden sich in Quarzkristallen. Die Salinitäten der zweiphasigen

H₂O-reichen Einschlüsse liegen zwischen 1 und 29 Gew.-% NaCl äquivalent. Eutektische Schmelztemperaturen implizieren neben Na⁺ und K⁺, die Gegenwart von Ca²⁺ und/oder Mg²⁺ in der Lösung. Während das Maximum der Homogenisierungstemperaturen für den Großteil der Einschlüsse in den Proben von Nordwest-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella zwischen 360 und 380 °C liegt, konzentrieren sich die gemessenen Werte der Einschlüsse in den Gesteinen von Nord- und Süd-Sivorgfjella in dem Intervall von 150-170 °C. Die Homogenisierung der H₂O-Einschlüsse erfolgt ohne Ausnahme in die liquide Phase. CO₂-Einschlüsse wurden nur in einer Augengneisprobe von Nordwest-Sivorgfjella angetroffen. Erniedrigte finale Schmelztemperaturen zwischen -59.5 und -58.0 °C, weisen auf CH₄ und/oder N₂ in der fluiden Phase hin. Im Bereich von 3-10 °C erfolgt die Homogenisierung in die flüssige Phase. Die Dichte der CO₂-Einschlüsse beträgt 0.6-0.8 g/cm³. Sie werden als H2- und H3-Typ-Einschlüsse eingestuft.

Der retrograde P-T-Pfad beginnt mit einer nahezu isothermalen Druckentlastung, gefolgt von einer Periode annähernd isobarer Abkühlung. Die fluide Phase bestand am Beginn des retrograden Metamorphoseverlaufs nur aus einer hochsalinaren H₂O-reichen Lösung. Am Ende des P-T-Pfads treten neben niedrigsalinaren H₂O- auch CO₂-Einschlüsse auf.

Infolge einer ähnlichen Genese und Entwicklung werden die Metamorphite der Gebirgsmassive von H.U.Sverdrupfjella und Kirwanveggen im westlichen Dronning Maud Land zur Sverdrupfjella Gruppe zusammengefaßt. Die petrographisch, mineralchemisch und bezüglich der Metamorphosebedingungen und der Fluideinschlüsse bearbeiteten Gesteine des metamorphen Grundgebirges der Heimefrontfjella sind nach den vorliegenden Untersuchungen ebenfalls der Sverdrupfjella Gruppe zuzuordnen. Daraus ergibt sich für eine Gondwanarekonstruktion zwischen dem südlichen Afrika und dem westlichen Dronning Maud Land folgendes Bild. Der Simbabwe und Kaapvaal Kraton in Afrika wurde im Süden, Südosten und Osten von einem zusammenhängenden kibarischen (ca. 1000-1200 Ma, jungproterozoisch) Orogengürtel umgeben. Dieser Orogengürtel bestand aus dem Namaqua-Natal-Belt, der seine Verlängerung in den Gebirgen der Heimefrontfjella, von Kirwanveggen und von H.U. Sverdrupfjella findet, die sich wiederum mit dem Mozambique-Belt korrelieren lassen.

Summary

The mountain range of the Heimefrontfjella is situated approximately 450 km south of the German Neumayer station in western Dronning Maud Land, Antarctica. This thesis contains the petrogenetic development of the metamorphic basement rocks of the central part of Heimefrontfjella (Sivorgfjella) and of North-Tottanfjella. Detailed geological mapping of this area in the Antarctic summer 1989/90 demonstrated a northeast-southwest striking metaplutonic zone accompanied by vulcano-sedimentary metamorphic series.

The metasedimentary rocks are composed of mica schists, paragneisses, calcsilicates and subordinate marbles and quartzites. The rare occurrence of kyanite and staurolite in the mica schists suggests a classification of this rock type into the lower grade of the amphibolite facies. Numerous xenoliths demonstrate the orthogene origin of the metaplutonic rocks. Besides augengneisses equigranular and porphyroblastic granitoids occur. Orthopyroxenes could be found only in one augengneiss-sample from Northwest-Sivorgfjella. Felsic metavolcanics are characterised by equigranular, banded rocks. These rocks are intercalated with small layers of mafic metavolcanics. Amphibolites and pegmatites are crosscutting the metamorphic basement complex.

The chemistry of the analysed garnets, biotites, muscovites, amphiboles, staurolites and plagioclases indicates amphibolite facies conditions. Zoning in garnet, tourmaline and plagioclase demonstrates temperatures below about 650-700 °C.

Minimum ($T \approx 550$ °C, $P \approx 4.5$ kbar) and maximum ($T \approx 640$ °C, $P \approx 11$ kbar) metamorphic conditions were estimated by univariant equilibrium curves. Temperatures of 580-610 °C and pressures about 6.0-6.5 kbar (amphibolite facies) have been calculated for the mica schists, paragneisses, augengneisses and granitoids using different geothermometers (garnet-biotite, biotite-muscovite, garnet-hornblende, amphibole-plagioclase, ternary feldspars) and geobarometers (garnet-plagioclase-kyanite-quartz, plagioclase-biotite-garnet-muscovite). The geobarometrical results indicate a slight increase of pressure from North- to South-Sivorgfjella and North-Tottanfjella (about 2 kbar). The crystallisation of secondary minerals suggest for all rock types retrograde conditions below 350 °C. These reactions require the supply of water. A polymetamorphic history of the examined rocks is not indicated.

Two species of fluid inclusions are trapped in the investigated rocks from North-, Northwest-, South-Sivorgfjella and North-Tottanfjella: H_2O and CO_2 . All inclusion-types occur in quartz-crystals. The salinities of the two-phase H_2O inclusions range between 1 and 29 weight-% NaCl equivalent. Eutectic melting temperatures imply besides Na^+ and K^+ the presence of Ca^{2+} and/or Mg^{2+} in the solution. Homogenization of most inclusions from the samples of Northwest-Sivorgfjella and North-Tottanfjella is to liquid at 360 to 380 °C. The majority of the aqueous inclusions from the samples of North- and South-Sivorgfjella homogenize between 150 and 180 °C to liquid. In one sample only, derived from an augengneiss of Northwest-Sivorgfjella, CO_2 inclusions occur. Carbonic inclusions have melting temperatures ranging from -59.5 to -58.0 °C. The depressed melting temperatures indicate the presence of CH_4 and/or N_2 . Homogenization temperatures range from 3 to 10 °C, corresponding to CO_2 densities of 0.6 to 0.8 g/cm³.

Homogenization always occurs into liquid. They are classified as H2- and H3-type inclusions.

The retrograde P-T path involves an initial period of nearly isothermal decompression, followed by almost isobaric cooling. High salinity H₂O inclusions were formed during the beginning of the retrograde path. Low salinity H₂O and CO₂ inclusions were trapped at the end of the metamorphic path.

The metamorphic rocks of the mountain ranges of H.U.Sverdrupfjella and Kirwanveggen in western Dronning Maud Land are assigned to the Sverdrupfjella Group because they show a similar evolution. All petrological, chemical mineralogical, metamorphic and fluid inclusion data of the investigated metamorphic Heimefrontfjella rocks support an assignment of these rocks to the Sverdrupfjella Group. This conclusion is of major importance for the reconstruction of Gondwana between southern Africa and western Dronning Maud Land. The Zimbabwe and Kaapvaal craton in Africa is enclosed in the south, southeast and east by a continuous Kibaran mobile belt. This belt includes the Namaqua-Natal-Belt presumably extending into the mountain ranges of western Dronning Maud Land (Heimefrontfjella, Kirwanveggen and H.U.Sverdrupfjella) which can be traced into the Mozambique-Belt.

1 Einleitung

Der antarktische Kontinent ist zu 98% seiner Fläche von Eis bedeckt. Trotz dieser flächenmäßig stark eingeschränkten Aufschlußverhältnisse ist es möglich, eine geologische Gliederung vorzunehmen (Abb. 1.-1). Es werden zwei große Einheiten unterschieden:

(I) Der präkambrische Ostantarktische Schild nimmt zwei Drittel der Festlandsfläche der Antarktis ein. Dieser Kraton, der seit über 600 Millionen Jahren (Ma) von tektonischen Prozessen nicht mehr beansprucht wurde, wird aus kristallinem Grundgebirge - überwiegend Gneisen, Granuliten und Granitoiden - aufgebaut. Stellenweise liegt darüber eine dünne mesozoische Sedimentschicht.

(II) Die jüngere Westantarktis besteht aus vier Orogengürteln, die streifenweise an den Kraton angegliedert wurden. Diese Orogengürtel finden ihren orographischen Ausdruck vor allem im Transantarktischen Gebirge und der Antarktischen Halbinsel.

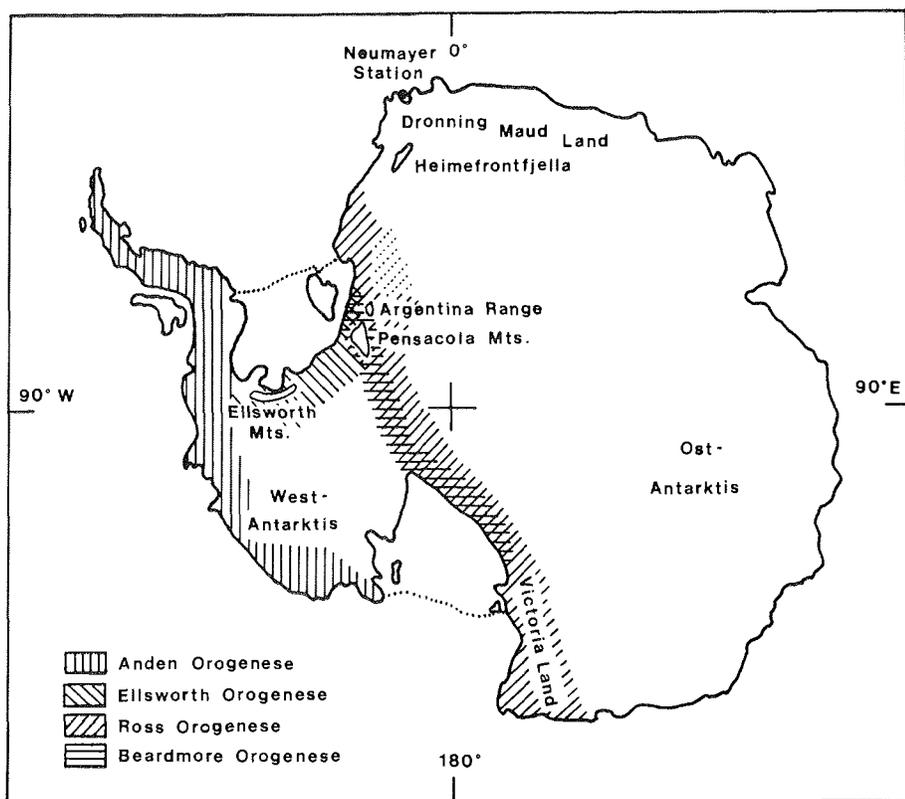


Abb. 1.-1: Lage der Heimefrontfjella und geologische Gliederung der Antarktis (nach: ROLAND et al. 1988).

- (1) Im zentralen Teil des Transantarktischen Gebirges zwischen Süd-Victorialand und Pensacola-Mountains/Argentina-Range wirkte sich die Beardmore-Orogenese an der Wende Proterozoikum/Phanerozoikum vor ungefähr 680-600 Ma aus.
- (2) Dieses Orogen wurde vor ca. 500 Ma teilweise von der Ross-Orogenese überprägt. Dabei aufgefaltete paläozoische, zum Teil metamorphe Einheiten - stellenweise von devonischen bis jurassischen Sedimenten der Beacon-Gruppe überlagert - nehmen den Gesamtbereich des Transantarktischen Gebirges ein.
- (3) Flachmarine, jungpräkambrische bis kambrische Folgen und devonische Quarzite wurden vor etwa 200 Ma vom Ellsworth-Orogen erfaßt. Gesteine dieser Gebirgsbildungsphase stehen in den Ellsworth Mountains an.
- (4) Der jüngste Orogengürtel - das Anden-Orogen (ca. 100 Ma) - bildet als Antarktische Halbinsel die Fortsetzung der südamerikanischen Anden. Er besteht hauptsächlich aus Jura- und Kreidesedimenten, die stellenweise bis in das Tertiär reichen und häufig Vulkanite einschließen.

1 1. Lage des Arbeitsgebiets, Geschichte seiner Erforschung und geologischer Rahmen

1 1.1. Westliches Dronning Maud Land

1930 wurden von einer norwegischen Expedition Bergketten in der Nähe des Greenwich Meridians bei ca. 72 °S entdeckt. Der Expeditionsleiter H. Riiser-Larsen benannte diesen Gebirgszug Dronning Maud Land zu Ehren der damaligen norwegischen Königin. Während der dritten deutschen Antarktisexpedition 1938/39 unter der Leitung von A. Ritscher wurde das Gebiet zwischen 12°W-20°E und 70°-74°30'S extensiv mit Flugzeugen des Forschungsschiffs Schwabenland erkundet und als Neuschwabenland bezeichnet. Da der Gebietsbezeichnung Dronning Maud Land aus historischen Gründen die Priorität zusteht und der Name in der angloamerikanischen Literatur eingeführt ist, wird er in der vorliegenden Arbeit beibehalten.

Das westliche Dronning Maud Land (0°-15° W und 70°-76° S) (Abb. 1.-2) gehört zum Ostantarktischen Schild. Es wird im Norden vom Atlantischen Ozean und im Westen vom Weddell-Meer umgeben. Der ca. 300 km lange und bis zu 100 km breite Gletscher Jutulstraumen, der einer Nord-Süd verlaufenden Grabenstruktur folgt, bildet die östliche, das Polarplateau die südliche Begrenzung. Von einigen Bearbeitern (z.B. WOLMARANS & KENT 1982, MOYES & BARTON 1990) wird auch das östlich des Jutulstraumen liegende Gebirge H.U.Sverdrupfjella dem westlichen Dronning Maud Land zugerechnet. Um das zentrale, schneebedeckte Ritscherhochland gruppieren sich die Bergmassive des westlichen Dronning Maud Lands. Im Nordosten Ahlmannryggen, südlich schließen das Borgmassiv und - durch den Gletscher Pencksökket getrennt - Kirwanveggen an. Die Heimefrontfjella und Mannefallknausane begrenzen das Gebiet weiter im Süden. Es wird im Südwesten von den Nunatakkern Vestfjellas abgeschlossen. Das generelle Streichen

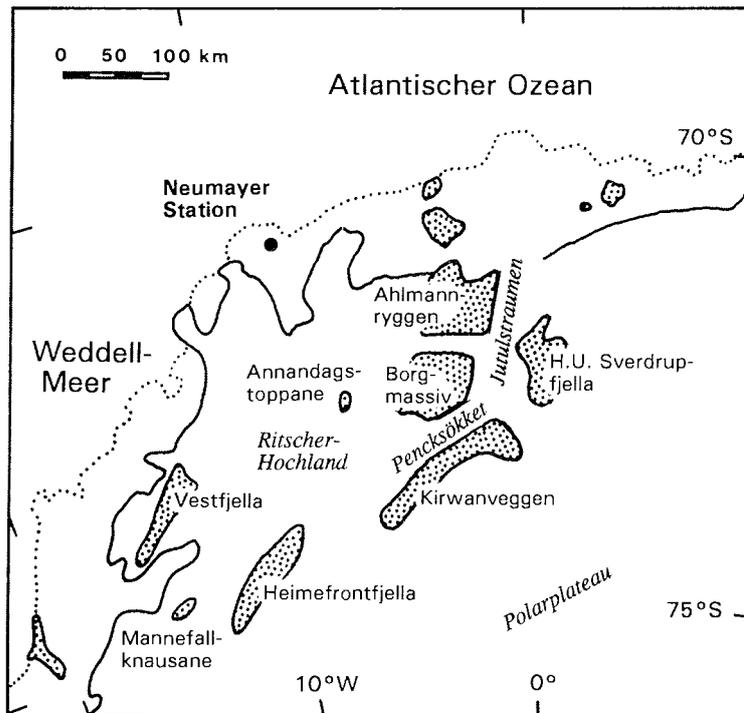


Abb. 1.-2: Das westliche Dronning Maud Land; gepunktete Bereiche: Gebirgsmassive; gepunktete Linie: Schelfeiskante.

dieser Gebirge ist Nordost-Südwest. Nördlich des Ritscherhochlands befindet sich das Ekström-Schelfeis mit der deutschen Neumayer-Station.

Großmaßstäblich kann das westliche Dronning Maud Land in drei Einheiten gegliedert werden (WOLMARANS & KENT 1982):

(I) Polyphas deformierte, hochgradig metamorphe, präkambrische Gesteine des Ostantarktischen Schields treten in Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella auf. Sie werden zur Sverdrupfjella-Gruppe zusammengefaßt. Es handelt sich dabei größtenteils um Leukogneise, Granat-Biotit-Plagioklas-, Hornblende-Plagioklas-Gneise und Amphibolite (GAVSHON & ERASMUS 1975). Untergeordnet kommen Kalksilikate vor. Das Edukt bildeten hauptsächlich andesitische bis basaltische Laven, in geringerem Umfang sandige, tonige und karbonathaltige Sedimente (GRIKUROV et al. 1972). Innerhalb dieser stellenweise migmatitischen Abfolge befinden sich granitoide Pegmatite und Augengneise. Magmatite treten sowohl als unterschiedlich stark metamorphe Gabbro- und Charnockitkörper, als auch in Form postmetamorpher Gänge auf. Kataklastite sind ebenfalls häufig anzutreffen. Diese Abfolgen unterlagen mittel- bis hochgradigen Metamorphosebedingungen (Amphibolit- bis Granulitfazies), wurden jedoch teilweise wieder retrograd überprägt.

(II) Im Ahlmannryggen und Borgmassiv tritt eine relativ ungestörte, mindestens 3500 m mächtige, sedimentär-vulkanogene Plattform-Gesteinsabfolge auf, die Ritscherflya Supergruppe. Die Plattformablagerungen waren einer niedriggradigen Regionalmetamorphose (grünschieferfaziell) unterworfen, die durch die Sproßung von Chlorit, Epidot und Sericit charakterisiert wird. ALLSOPP & NEETHLING (1970) vermuten für diese Einheit ein Alter von ca. 1700 Ma. MOYES & BARTON (1990) geben für die Bildung der Abfolge einen Zeitraum von 2200-1200 Ma an. Lithostratigraphisch wird die Gesteinsassoziation in zwei Gruppen unterteilt:

1) Die untere, überwiegend sedimentäre Ahlmannryggen Gruppe (Konglomerate, Grauwacken, Arkosen, Sandsteine, Quarzite und Tonschiefer) schließt sechs Formationen ein (Pyramiden-, Framryggen-, Schumacherfjellet-, Högfonna-, Jekelsen- und Raudberget-Formation), wobei die oberste durch Rotsedimente und Vulkanoklasika gekennzeichnet ist.

2) Die obere - Jutulstraumen Gruppe - besteht aus andesitischen bis basaltischen Laven und Pyroklastika. Sie wird in vier Formationen untergliedert: Tindeklypa- und Istind-Formation bilden zusammen die Viddalen Untergruppe, Fasettfjellet- und Straumsnutane-Formation.

In die Abfolge der Ritscherflya Supergruppe sind mafische, in geringem Umfang ultramafische und intermediäre Gesteine proterozoischen Alters eingedrungen, die als Borgmassiv Intrusiva bezeichnet werden. Daneben kommen aber auch mesozoische, mafische Gänge vor.

(III) In Vestfjella und reliktsch in der Heimefrontfjella und in Kirwanveggen treten jurassische, basische Vulkanite auf, in die vereinzelt schmale Sedimentlagen eingeschaltet sind. Stellenweise überlagern die Vulkanite permokarbone Sedimente mit kleinen, lokalen Kohleflözen, an deren Basis sich glaziale Ablagerungen befinden. Jurassische Basaltgänge sind auch von Ahlmannryggen und H.U.Sverdrupfjella belegt.

Im westlichen Dronning Maud Land bildet die Riftstruktur des Jutulstraumen-Penck-Grabens die Grenze zwischen zwei geologischen Einheiten. Das von den beiden Gletschern Jutulstraumen und Pencksökjet eingenommene Grabensystem trennt die sedimentär-vulkanogene Abfolge der Ritscherflya Supergruppe mit den eingeschalteten Borgmassiv Intrusiva im Ahlmannryggen und Borgmassiv, von den südlich und östlich der Riftstruktur auftretenden hochmetamorphen Gesteinen in Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella. Die ältesten Gesteine westlich des Jutulstraumen-Penck-Riftsystems sind die Granite der Nunatakker von Annandagstoppane, welche sich ca. 50 km westlich des Borgmassivs befinden. Rb/Sr-Datierungen ergaben für die Granite ein Alter von 2900-3100 Ma (HALPERN 1970, BARTON et al. 1987). Vergleichbare Alterswerte werden aus dem Simbabwe und dem Kaapvaal Kraton des südlichen Afrika berichtet (TANKARD et al. 1982). Der archaische Annandagstoppane Granit bildet nach MOYES & BARTON (1990) und WEBER et al. (1990) das kristalline Grundgebirge für die proterozoische, vulkano-sedimentäre Abfolge der Ritscherflya Supergruppe. Mit der Ritscherflya Supergruppe im westlichen Dronning Maud Land vergleichbare nicht metamorphe Gesteinsabfolgen befinden sich im Ostteil des Simbabwe und Kaapvaal Kratons (GROENEWALD et

al. 1991). Für diese als Umkondo, Waterberg und Soutpansberg Gruppe bekannten Formationen wurde ein analoges Alter und ein entsprechendes Ablagerungsmilieu nachgewiesen. Paläomagnetische Untersuchungen belegen eine enge räumliche Verbindung der Sedimentationsbecken im Proterozoikum vor ungefähr 1100-1200 Ma (PETERS 1989). Aufgrund dieser Hinweise werden in der Gondwanarekonstruktion von WEBER et al. (1990) die archaischen Gesteine von Annandagstoppane als Fragment des Simbabwe und Kaapvaal Kratons angesehen und die proterozoische Ritscherflya Supergruppe als Deckschicht mit der Umkondo, Waterberg und Soutpansberg Gruppe korreliert (Abb. 1.-3). Südlich des Kaapvaal-Kratons schließt sich der Ost-West streichende, jungproterozoische, kibarische Namaqua-Natal-Belt an, dessen Verlängerung sich nach der Gondwanarekonstruktion von MARTIN & HARTNADY (1986) im westlichen Dronning Maud Land befinden müßte. U/Pb-Datierungen an den Gesteinen der Heimefrontfjella ergaben gleichfalls kibarische Alter um 1100 Ma (ARNDT et al. 1991). Auch die hochgradigen Metamorphite der nordöstlich anschließenden Gebirgsmassive von Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella wurden vor 1000-1100 Ma gebildet (U/Pb-Alter an Zirkonen; MOYES & BARTON 1990). WEBER et al. (1990) vermuten daher in diesen Bergketten des westlichen Dronning Maud Lands südlich und östlich des Jutulstraumen-Penck-Grabens die Fortsetzung des südafrikanischen Namaqua-Natal-Belt. Die pan-afrikanischen Alter von ca. 500 Ma, nachgewiesen in den Gesteinen der Heimefrontfjella, Kirwanveggen und von H.U.Sverdrupfjella (MOYES & BARTON 1990, JACOBS 1991), lassen ebenso eine Korrelation mit dem östlich des Simbabwe und Kaapvaal Kratons in Afrika gelegenen, kibarisch gebildeten Mozambique-Belt zu, der gleichfalls pan-afrikanisch überprägt wurde.

Auch BARTON & MOYES (1990) korrelieren die vulkano-sedimentäre Ritscherflya Supergruppe des Ahlmannryggen und Borgmassivs mit den Gesteinen der Umkondo Gruppe, die die Deckschicht des Simbabwe Kratons bilden und die Metamorphite von Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella mit denen des Mozambique-Belt. BARTON et al. (1987) und BARTON & MOYES (1990) lehnen aber eine Gondwanarekonstruktion in der die Granite von Annandagstoppane als Fragmente des Kaapvaal-Kratons angesehen werden ab, da ihre Untersuchungen ergaben, daß die im Kaapvaal-Kraton auftretenden Granite zwar eine vergleichbare Altersstellung besitzen, sich jedoch durch eine abweichende Metamorphosegeschichte und den Chemismus von dem Annandagstoppane Granit unterscheiden.

Die in einer Mächtigkeit von ungefähr 900 m anstehenden mitteljurassischen Basaltlaven Vestfjellas und die nur noch reliktmäßig vorhandenen jurassischen Basaltabfolgen der Heimefrontfjella stehen im Zusammenhang mit dem Zerfall Gondwanas. Die Hauptphase der vulkanischen Tätigkeit während des initialen Riftings war vor 170-180 Ma (PETERS 1989). Geochemische Untersuchungen jurassischer Basaltgänge von Kirwanveggen, H.U.Sverdrupfjella und dem Ahlmannryggen zeigen ähnliche Haupt- und Spurenelementkonzentrationen wie die Karroo-Basalte des südlichen Afrika, die ebenfalls in Verbindung mit dem Auseinanderbrechen Gondwanas gesehen werden (HARRIS et al. 1991).

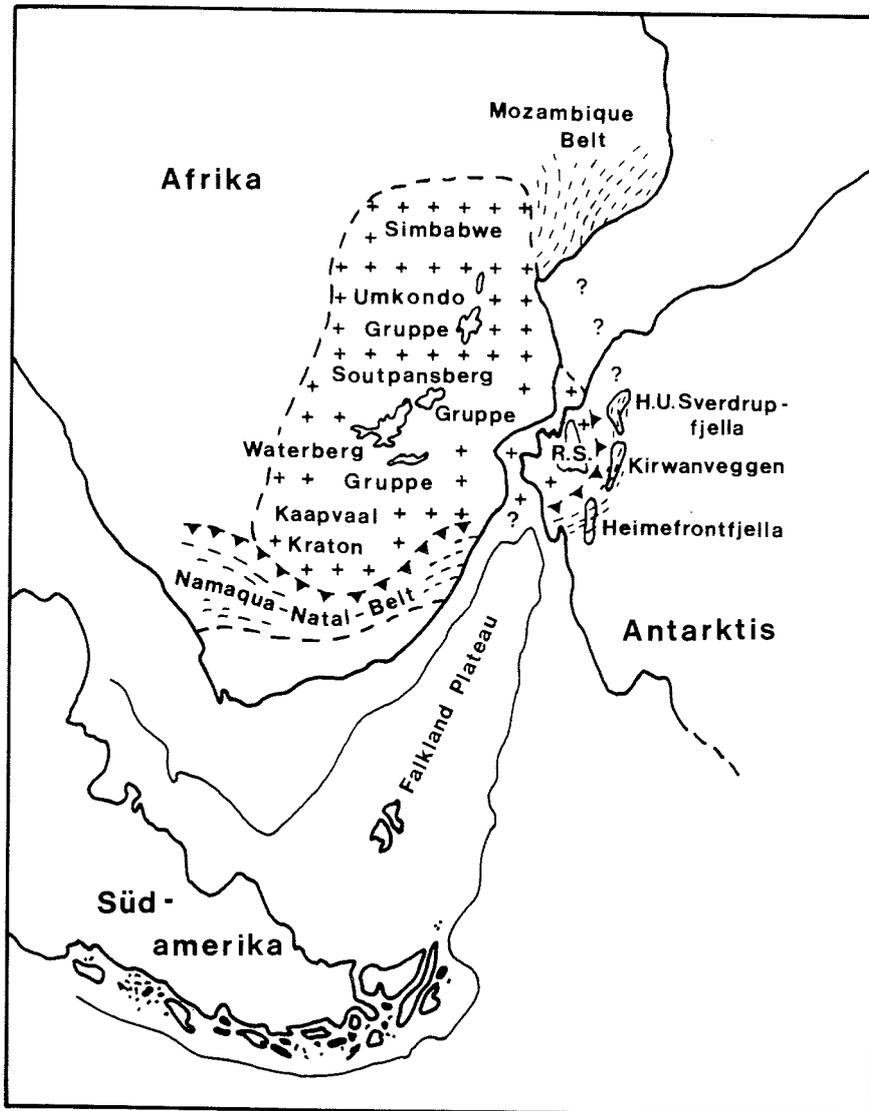


Abb. 1.-3: Gondwanarekonstruktion des südlichen Afrika und des westlichen Dronning Maud Lands, Antarktis (umgezeichnet nach MARTIN & HARTNADY 1986 und ARNDT et al. 1991). R.S.: Ritscherflya Supergruppe

1 1.2. Heimefrontfjella

Die Heimefrontfjella ($9^{\circ}20'-12^{\circ}50'$ W und $74^{\circ}15'-75^{\circ}10'$ S) (Abb. 1.-4) wird in vier Einheiten gegliedert, die jeweils durch Gletscher getrennt sind. Dies sind von Nordost nach Südwest: Milorgfjella, XU-Fjella, Sivorgfjella und Tottanfjella. Diese Teilgebiete bilden einen ungefähr 130 km langen Gebirgszug mit einer maximalen Breite von ca. 30 km, der den Charakter eines durch glaziale Erosion stark gegliederten Steilhangs besitzt. Somit wird eine Fläche von etwa 3900 km² bedeckt. Der Steilhang fällt von 2400-2600 m auf dem antarktischen Polarplateau auf 1300-1500 m an seinem Fuß ab. Die Bergspitzen von Paal nibba und Jahntinden (Sivorgfjella) stellen mit über 2700 m die höchstgelegenen Bereiche dar. Mit 1300-1400 m bilden die isolierten Nunatakker westlich von Sivorgfjella die tiefstgelegenen Gebiete.

Das nördliche Teilgebiet der Heimefrontfjella wurde bei Erkundungsflügen der deutschen Antarktisexpedition von 1938/39 entdeckt. Während der norwegisch-britisch-schwedischen Expedition 1949-52 wurden die südlichen Bereiche des Gebirgsmassivs ge-

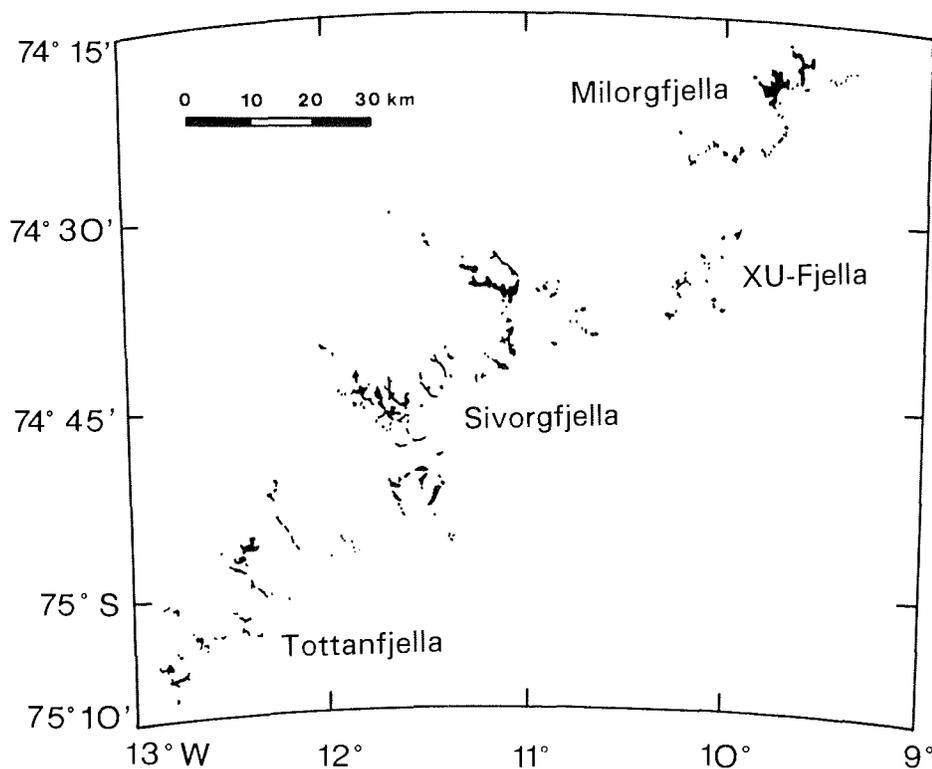


Abb. 1.-4: Die Heimefrontfjella und ihre Teilgebirge

sichtet und vom Flugzeug aus fotografiert. In den 60er Jahren betreten britische Geowissenschaftler erstmals die Heimefrontfjella. Die Ergebnisse ihrer Übersichtskartierungen und erste geochemische Gesteinsanalysen wurden von WORSFOLD (1967) und JUCKES (1972) publiziert. Nach JUCKES (1972) besteht der nördliche Teil hauptsächlich aus amphibolitfaziellen Paragneisen in die saure und basische Gesteine intrudiert sind. Dieses kristalline Grundgebirge wird diskordant von einer nur noch reliktsch auftretenden, bis zu 160 m mächtigen Abfolge terrestrischer Sedimente überlagert, an deren Basis glazial gebildete Konglomerate gefunden wurden. Pflanzenfossilien und schmale Kohleflöze erlauben eine Einstufung der unmetamorphen Deckgebirgsschichten in den Bereich Ober-Karbon bis Unteres Perm. Für die basischen Gänge und Lagergänge (sills), die sowohl das Grundgebirge, als auch die Sedimente durchschlagen postulierte JUCKES (1972) ein jurassisches Alter. Dies wurde mittels K/Ar-Datierung von ca. 170 Ma bestätigt (REX 1972). WORSFOLD (1967) beschreibt aus dem südlichen Teil des Gebirges eine vielfältige metamorphe Gesteinsassoziation, die nach dem Geländebefund größtenteils der Amphibolitfazies zuzurechnen ist. Hinweise auf granulitfazielle Bedingungen wurden an einem Nunatak im Süden Tottanfjellas (Vardeklettane) in Form der Mineralparagenese Orthopyroxen, Klinopyroxen, Hornblende und Plagioklas festgestellt. Das Auftreten von Pyroxenen in Sivorgfjella (Wrightamaren) ist nicht gesichert. Der gesamte metamorphe Gesteinskomplex der Heimefrontfjella wurde in starkem Umfang retrograd überprägt.

Durch deutsche Geowissenschaftler setzte im Südsommer 1985/86 die zweite Bearbeitungsperiode in der Heimefrontfjella ein. Die Geländebefunde wurden von ARNDT et al. (1987) veröffentlicht. Danach besteht die Heimefrontfjella hauptsächlich aus metamorphen, polyphas deformierten, vulkanischen und sedimentären Gesteinen mit mehrphasigen granitoiden, untergeordnet basaltischen Intrusionen (Abb. 1.-5). In Nordwest-Sivorgfjella beginnt eine Nordost-Südwest streichende, maximal 2-3 km breite Scherzone, die den Nordwest-Rand des Gebirges begleitet und bis an das Südende von Tottanfjella zieht. Die der Feldansprache nach granulitfaziellen Gesteine Tottanfjellas werden durch die Scherzone von der südöstlich anschließenden, amphibolitfaziellen vulkano-sedimentären Einheit getrennt (ARNDT et al. 1987). Mylonitische Augengneise bilden das dominierende Gestein der Scherzone. 1987/88 und 1989/90 folgten zwei weitere deutsche Expeditionen, sowie 1988/89 eine schwedische in die Heimefrontfjella. Die Ergebnisse der beiden deutschen Geländekampagnen wurden von JACOBS (1988), JÄGER (1988), LARSSON & BYLUND (1988), POSCHER (1988) und JACOBS et al. (1991) publiziert und bestätigen weitestgehend die Befunde der Expeditionsteilnehmer von 1985/86. Die detaillierte geologische Kartierung von Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella während der Expedition 1989/90 erbrachte das Bild einer zentralen Nordost-Südwest streichenden Metaplutonitzone, die von vulkano-sedimentären Metamorphitabfolgen flankiert wird. (Abb. 1.-5) Strukturgeologische Untersuchungen ergaben eine erste Nordost-gerichtete Deformationsphase unter vermutlich amphibolitfaziellen Bedingungen, gefolgt von einer zweiten Nordwest-gerichteten Phase, deren Aktivität wahrscheinlich zur Bildung der Scherzone führte (SPAETH & FIELITZ 1987, JACOBS 1991). Geochronologische Datierungen an Zirkonkristallen lieferten für die amphibolit- und granulitfaziellen Gesteine U/Pb-Alter von 1000-1200 Ma (ARNDT et al. 1986, ARNDT et al. 1991). Dieses Alter korreliert

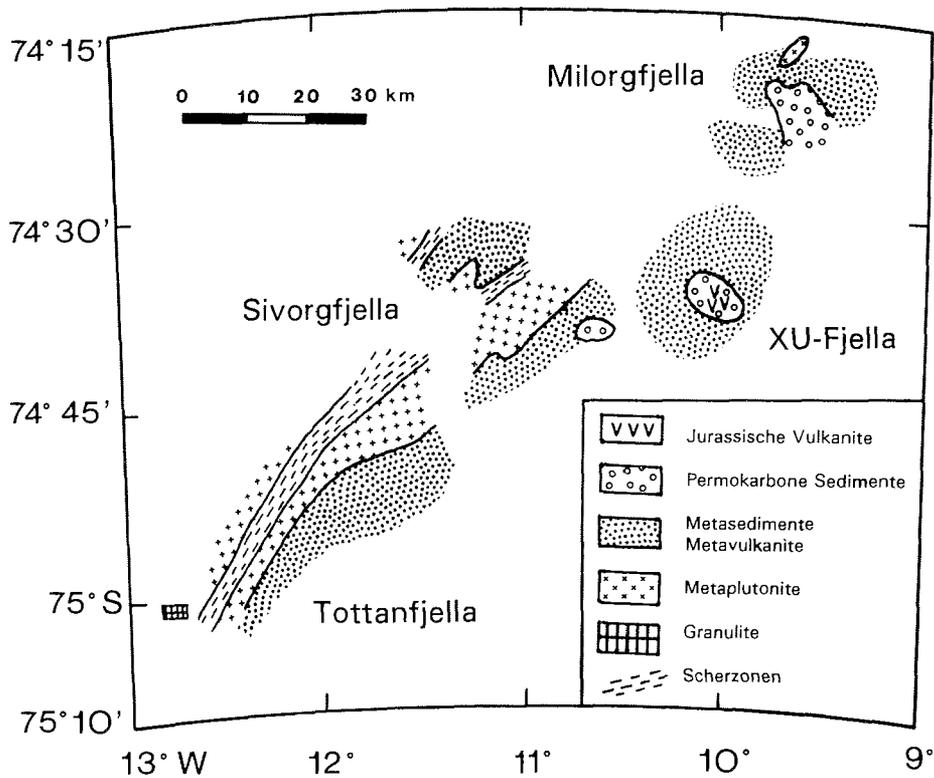


Abb. 1.-5: Vereinfachte Lithofazieskarte der Heimfrontfjella (nach JACOBS 1991)

mit der Kibaren-Orogenese in Südafrika. Retrograd überprägte Mylonitproben der Scherzone wurden mit K/Ar und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ auf ca. 500 Ma datiert (JACOBS 1991) und entsprechen dem Alter der Ross-Orogenese und der pan-afrikanischen Gebirgsbildung. Die erste Abschätzung der Metamorphosebedingungen die auf thermodynamischen Modellen und Gleichungen basiert, wurde von WEBER (zit. in ARNDT et al. 1991) vorgenommen und untermauert den Geländebefund. Danach konnten für die amphibolitfaziellen Gesteine Temperaturen von 550-650 °C bei Drucken zwischen 6 und 7 kbar ermittelt werden. Reliktisch auftretende, invertierte Pigeonite in einer Probe aus dem granulitfaziellen Gebiet belegen Temperaturen von ungefähr 900-950 °C.

Die in dieser Arbeit untersuchten Gesteinsabfolgen des zentralen Teils der Heimfrontfjella (Sivorgfjella) und von Nord-Tottanfjella wurden vom Autor im Südsommer 1989/90 während der Antarktisexpedition ANT VIII/5 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven) intensiv beprobt (Abb. 1.-6. Die beprobten Nunatakker sind namentlich gekennzeichnet und im nachstehenden Text kursiv gedruckt). Im Verlauf dieser Expedition wurde das Gebiet im Maßstab 1:10.000 geologisch kartiert, wobei auf die Vorarbeiten der Geländekampagnen zwischen 1985/86 und

1988/89 zurückgegriffen werden konnte. Der Kartierung liegen Ortholuftbilder und Schichtlinienpläne zugrunde, die nach einer photogrammetrischen Befliegung der Heimefrontfjella 1985/86 durch das Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG, Frankfurt am Main) erstellt wurden. In Zusammenarbeit mit dem IfAG werden 1992 drei geologische

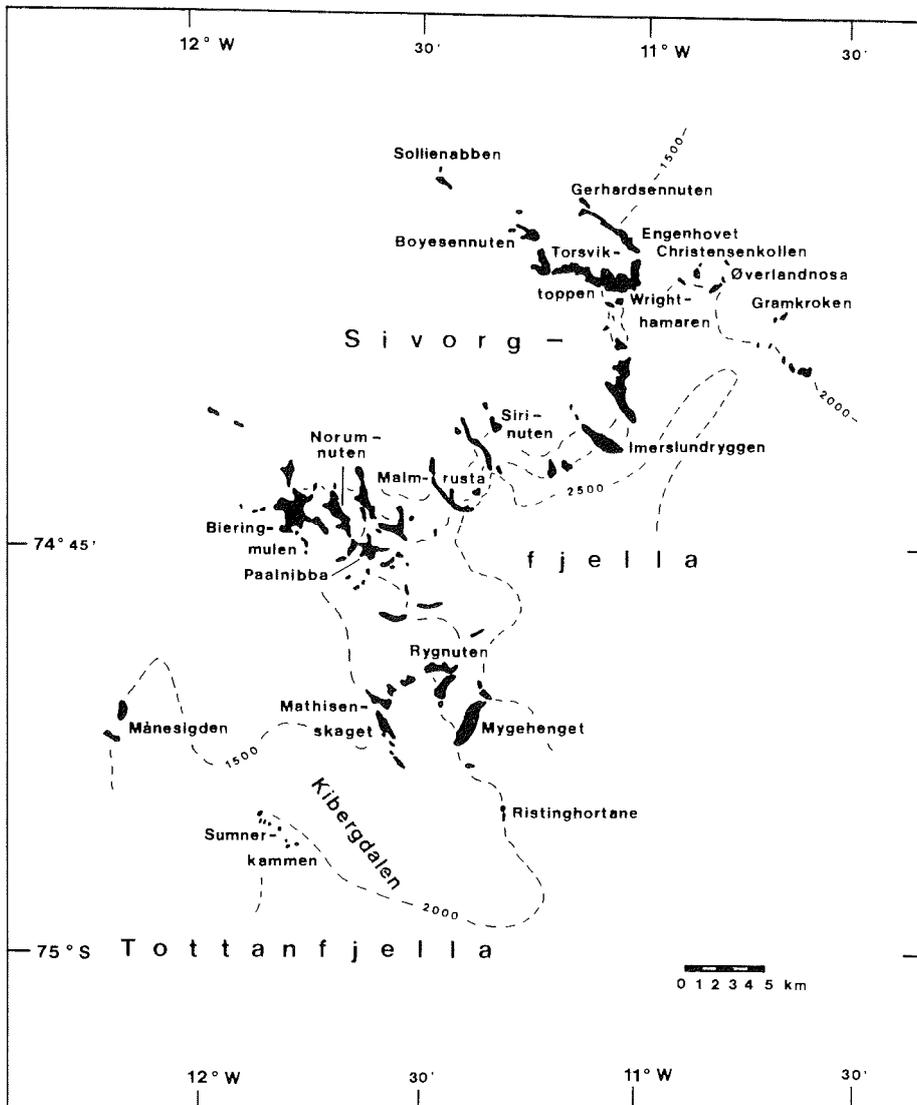


Abb. 1.-6: Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella. Die beprobten Nunatakker sind namentlich gekennzeichnet.

Detailkarten publiziert. Vereinfachte geologische Kartenskizzen zur Darstellung struktur-geologischer Ergebnisse wurden in einem kleineren Maßstab bereits von JACOBS (1991) veröffentlicht.

Die lithologische Gliederung der Heimefrontfjella beruht auf den Ergebnissen der Expeditionen von 1985/86 bis 1989/90 (ARNDT et al. 1987, JACOBS et al. 1991), wonach die folgenden sieben großen Gesteinseinheiten unterschieden werden können:

- 1) Metasedimente: überwiegend Glimmerschiefer und Paragneise, untergeordnet Kalksilikate, Marmore und Quarzite
- 2) Metaplutonite: granitische bis dioritischen Orthogneise
- 3) Metavulkanite: leukokrate, rhyolithische und melanokrate, basaltische Bändergneise
- 4) Metamorph überprägte, hypabyssale Intrusiva: Pegmatite und Amphibolite
- 5) Mylonite
- 6) Jurassische Basaltgänge
- 7) Permokarbone Sedimente: Sandsteine mit eingeschalteten Silt- und Tonzwischenlagen

Die Kriterien zur lithofaziellen Abgrenzung der verschiedenen Gesteinstypen sind ausführlich von ARNDT et al. (1987, 1991) und JACOBS et al. (1991) beschrieben worden. Entsprechend der Problemstellung dieser Arbeit (cf. Kap. 1.-2) war eine gezielte Probenahme erforderlich. Dabei wurde besonders auf fazieskritische Minerale und Mineralparagenesen, die eine Druck- und Temperaturabschätzung infolge der Elementverteilung zwischen koexistierenden Mineralphasen erlauben, geachtet. Dem Geländebefund entsprechend bildeten daher Metasedimente und Metaplutonite den Schwerpunkt der Probenmenge. Aufgrund der relativ großen Verbreitung wurden systematisch, nach makroskopischen Geländebefunden (cf. Kap. 2.-4) Handstücke der leukokraten Metavulkanite genommen, obwohl die Feldansprache keine Hinweise auf P-T-relevante Mineralphasen ergab. Die übrigen Gesteinstypen wurden, soweit sie in den bearbeiteten Teilgebieten Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella auftraten, exemplarisch beprobt. In Tab. A-1 (Anhang) sind die beprobten Gesteinstypen aufgeführt.

1 2. Zielsetzung

Bei den verschiedenen Gondwanarekonstruktionen herrschen bezüglich der Einbindung der metamorphen Gebirgsmassive des westlichen Dronning Maud Lands in die Orogengürtel des Namaqua-Natal-Belt und des Mozambique-Belt im südlichen Afrika unterschiedliche Auffassungen (cf. Kap. 1.-1.1). Für die Metamorphite von Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella liegen außer fundierten strukturgeologischen und geochronologischen Kenntnissen auch gesicherte Abschätzungen des Metamorphosegrads vor. Aufgrund ihrer ähnlichen Genese und Entwicklung werden die Gesteine zur Sverdrupfjella Gruppe zusammengefaßt. Die Heimefrontfjella wurde zwar ebenfalls intensiv strukturgeologisch und geochronologisch untersucht, eine umfassende Bearbeitung hinsichtlich der Petrogenese wurde jedoch bisher vernachlässigt. Daher ist es zur Zeit noch nicht möglich die Stellung der metamorphen Gesteinsabfolge der Heimefrontfjella in Bezug auf die Sverdrupfjella Gruppe zu beantworten.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine detaillierte, petrographisch-petrologische Charakterisierung der Metamorphite des zentralen Teils der Heimefrontfjella (Sivorgfjella) und von Nord-Tottanfjella. Einen Schwerpunkt bildet die Druck- und Temperaturabschätzung mittels univarianter Gleichgewichtsreaktionen und der Elementverteilung zwischen koexistierenden Mineralphasen. Die anschließende Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen erlaubt neben Aussagen über die Zusammensetzung der fluiden Phase während der Metamorphose, ebenfalls Informationen im Hinblick auf die Entstehungs- und Metamorphosebedingungen der Wirtsminerale. Mittels der Mikrothermometrie werden individuelle Isochoren konstruiert, die Hinweise zur P-T-Entwicklung liefern und somit helfen, die anhand thermodynamischer Modelle gewonnenen Werte abzusichern. Auch der Chemismus identischer Mineralphasen, die im gleichen Gesteinstyp auftreten, aber von unterschiedlichen Lokalitäten stammen, kann eine differierende metamorphe Genese andeuten und wird deshalb untersucht. Das Probenmaterial wird weiterhin auf eine potentielle polymetamorphe Entwicklung überprüft.

Anhand dieser Daten sollte es möglich sein, die Frage zu klären, ob die metamorphe Gesteinsassoziation der Heimefrontfjella der Sverdrupfjella Gruppe zuzurechnen ist oder eine selbständige Einheit darstellt. Die Zuordnung des metamorphen Grundgebirges der Heimefrontfjella zur Sverdrupfjella Gruppe würde eine Gondwanarekonstruktion unterstützen, in der der Simbabwe und Kaapvaal Kraton im Süden, Südosten und Osten von einem zusammenhängenden kibarischen Orogengürtel, bestehend aus dem Namaqua-Natal-Belt, den Gebirgsmassiven des westlichen Dronning Maud Lands (Heimefrontfjella, Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella) und dem Mozambique-Belt, umgeben wird.

2 Petrographie

2 1. Vorbemerkungen

Knapp 200 Dünnschliffe wurden qualitativ mit polarisationsoptischen Methoden untersucht. Mit Hilfe einer Integrationsplatte wurden die Modalbestände bestimmt (Tab. A-2, A-3, A-4, A-5, A-6 im Anhang). Pro Dünnschliff wurden 700-1000 Punkte ausgezählt. Der relative Fehler der Mineralanteile hängt nach PLAS & TOBI (1965) sowohl von der Gesamtzahl der ausgezählten Punkte, als auch vom prozentualen Gehalt der jeweiligen Komponente ab. Bei 700 (1000) gezählten Punkten liegt der relative Fehler zwischen 6 und 40% (5 und 32%) entsprechend 60 bzw. 5 Vol.-% der betreffenden Mineralkomponente. Bei wenigen Proben wurde der Modalbestand nicht ermittelt, weil das Gestein und damit die Mineralverteilung zu heterogen war.

Die Klassifikation des Gesteinsmaterials beruht auf dem Feldbefund und den mikroskopischen Untersuchungen, wobei die lithologische Gliederung auf den Ergebnissen der Expeditionen von 1985/86 bis 1989/90 beruht (cf. Kap. 1.-1.2). Zur Differenzierung der Gesteine anhand ihres Modalbestands wurde ein Dreiecksdiagramm von FRITSCH et al. (1967) herangezogen (Abb. 2.-1). Um die metamorphen Gesteine genauer zu bezeichnen, werden nach den Nomenklaturregeln die Namen der Minerale, die mit mehr als 5 Vol.-% am Gesteinsaufbau beteiligt sind, vor die, aus dem Diagramm ermittelte Bezeichnung gestellt, und zwar beginnend mit dem Mineral, das in geringster Menge vorhanden ist.

Wegen der orthogenen Herkunft wurden die Modalanalysen der Metaplutonite und Metavulkanite zusätzlich im STRECKEISEN-Diagramm (1976) dargestellt, um Hinweise über das prämetamorphe Ausgangsmaterial zu erhalten (Abb. 2.-10, 2.-12). Voraussetzung dafür ist die Annahme von annähernd isochemischen Metamorphosebedingungen.

Eine Übersicht der auftretenden Mineralphasen in den bearbeiteten Gesteinstypen ist in Tab. 2.-1 zusammengestellt.

Die Mineralbezeichnung Hornblende besitzt in der vorliegenden Arbeit, wenn nicht näher spezifiziert, die gleiche Bedeutung wie der Terminus Amphibol. Zur Unterscheidung zwischen Calcit und Dolomit in den Kalksilikaten und dem Marmor wurde die Karbonatphase mit einer Alizarin S-Lösung angefärbt (0.1 g Alizarin S in 100 ml 2%-iger Salzsäure gelöst). Calcit verfärbt sich rot, während bei Dolomit keine Farbänderung auftritt. Liegen die beiden Minerale nur akzessorisch vor, wird als Synonym der Begriff Karbonat gebraucht.

Folgende Korngrößenklassifikation wird verwendet (THORPE & BROWN 1985):

- < 0.1 mm sehr feinkörnig bzw. dicht
- 0.1 - 1 mm feinkörnig
- 1 - 5 mm mittelkörnig
- > 5 mm grobkörnig

Tab. 2.-1: Übersicht der auftretenden Mineralphasen in den bearbeiteten Gesteinstypen

	Glimmer-Paraschiefer		Kalksilikate		Marmor	Quarzit	Augen-gneise		Granitoide			Metavulkanite		Pegmatite	Amphibolite
	glimmer-Paraschiefer	gneise	Rist.	Myge.			equi-granulare	porphyroblastische	leuko-krate	melano-krate					
Quarz	•	•	•	V	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	V
Kalifeldspat	o	oi	•	•	•	V bis •	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Plagioklas	o	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Biotit	o	o	•	V	+	V bis •	V bis •	•	•	•	•	•	•	•	V bis •
Muscovit	o	+	V bis •	•	V	+	+	+	+	+	+	+	+	+	V
Hornblende	oi	Vi, •i	•	V	V	V	Vi, •i	•	•	•	•	•	•	•	o
Granat	V	V	•	•	V	V	Vi, •i	•	•	•	•	•	•	•	•
Staurolith	Vi	Vi	•	•	V	V	Vi	•	•	•	•	•	•	•	•
Disthen	Vi, •i	oi	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Turmalin	Vi	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Orthopyroxen															oi
Skapolith	Vi	Vi	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Epidot	+	Vi	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Klinzoisit	oi	Vi, oi	•	V bis •	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Calcit/Dolomit	+	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Titanit	+	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Zirkon	+	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Apatit	+	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Orthit	+	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Opakphase	+	+	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•

•: größtenteils > 20 Vol.-%
 o: größtenteils 10-20 Vol.-%
 V: größtenteils 1-10 Vol.-%
 +: größtenteils akzessorisch

i: Mineralphase tritt nur in wenigen Proben auf
 Rist.: Ristinghorteane
 Myge.: Mygehenget

2 2. Metasedimente

Unter dem Oberbegriff Metasedimente werden Glimmerschiefer, Paragneise, Kalksilikate, Marmore und Quarzite zusammengefaßt.

2 2.1. Glimmerschiefer

Die beschriebenen Glimmerschiefer wurden an den Nunatakkern *Boyesennuten*, *Gramkroken*, *Imerlundryggen*, *Malmrusta*, *Mygehenget*, *Ristinghortane*, *Sumnerkammen* und *Wrightthamaren* beprobt. Das dunkle, grobschuppige Gestein besteht megaskopisch größtenteils aus schwach gewellten bis verfalteten Biotit- und Muscovitlagen die eine Paralleltexur bedingen. Die Glimmerlagen sind vereinzelt durch schmale, auskeilende Quarz-Feldspat-Bahnen getrennt. Häufig sind mm-große, idioblastische Granatkristalle zu erkennen. Abweichungen von dieser Ausbildung werden im folgenden kurz beschrieben. An der Oberfläche der Proben vom *Ristinghortane* ist neben rundlichem, rotbraunem Granat, idioblastisch ausgebildeter, graublauer Disthen herausgewittert. Verschieden große Quarz-Feldspatlinsen und -adern, die meist von Biotitlagen umflossen werden, sind für die Glimmerschiefer vom *Mygehenget* charakteristisch. Am *Sumnerkammen* befinden sich vereinzelt langprismatische, dunkelblaue Disthenkristalle zwischen den Glimmerlagen. Olivgrüne Hornblendekristalle kennzeichnen die Schiefer vom *Malmrusta*.

Die Modalanalysen dieser Gesteine (Tab. A-2 im Anhang) liegen in dem Diagramm von FRITSCH et al. (1967) in den Feldern Feldspat-Quarz-Glimmerschiefer, Quarz-Glimmerschiefer, Feldspat-Glimmerschiefer, Glimmerschiefer, Gneis und Glimmergneis (Abb. 2.-1). Trotzdem wird für alle die Bezeichnung Glimmerschiefer verwendet, da die Gesteine eine engständige Foliation im Bereich einiger mm bis weniger cm, also ein typisches schiefriges Gefüge zeigen. Auf eine Differenzierung der Glimmerschiefer nach dem Quarz- und Feldspatgehalt wird aus Gründen einer einfachen und übersichtlichen Gliederung verzichtet. Nach dem Modalgehalt der Mineralphasen können folgende Schiefer unterschieden werden:

- Glimmerschiefer, sensu stricto
- Granat-Glimmerschiefer
- Disthen-Glimmerschiefer
- Turmalin-Glimmerschiefer
- Granat-Disthen-Glimmerschiefer
- Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (WORSFOLD, 1967 bezeichnete dieses, an dem Nunatak *Ristinghortane* auftretende Gestein als Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefer)
- Granat-Plagioklas-Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefer
- Disthen-Plagioklas-Biotit-Hornblende-Schiefer
- Granat-Plagioklas-Biotit-Quarz-Schiefer
- Plagioklas-Quarz-Klinozoisit-Hornblende-Biotit-Schiefer

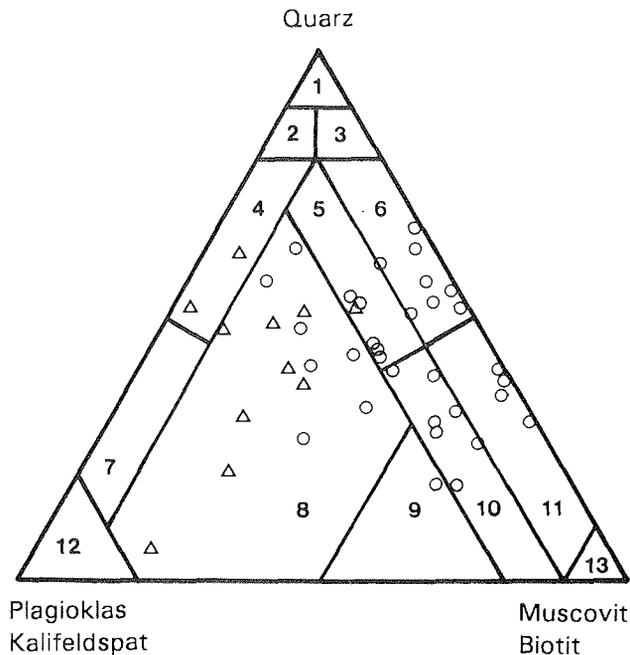


Abb. 2.-1: Modalbestände der Glimmerschiefer (Kreise) und Paragneise (Dreiecke) im Dreiecksdiagramm der Metamorphite mit Quarz, Feldspäten und Glimmern als Hauptgemengteilen (nach FRITSCH et al. 1967)

1 Quarzit; 2 Feldspat-Quarzit; 3 Glimmer-Quarzit; 4 Feldspat-Quarz-Fels; 5 Feldspat-Quarz-Glimmerschiefer; 6 Quarz-Glimmerschiefer; 7 Quarz-Feldspat-Fels; 8 Gneis; 9 Glimmergneis; 10 Feldspat-Glimmerschiefer; 11 Glimmerschiefer; 12 Plagioklasfels; 13 Glimmerfels

Mit dem Ausdruck Glimmerschiefer (sensu stricto) wird die Mineralparagenese Quarz, Feldspat (in den untersuchten Proben nur Plagioklas), Biotit und Muscovit umrissen. In diesem Zusammenhang ist der Begriff Schiefer als reine Gefügebezeichnung zu verstehen. Es ist auffällig, daß in allen untersuchten Glimmerschieferdünnsschliffen Hornblende und Muscovit nie gemeinsam auftreten.

Durch Wechsellagerung feinkörniger Quarz-Plagioklas-Bereiche mit kleinen, lepidoblastischen Muscovit- und Biotitkristallen wird in der Probe vom *Boyesennuten* eine ausgeprägte Foliation hervorgerufen. Die eingeregelteten Glimmerbahnen wurden im Zuge einer späteren Deformationsphase wieder verfaltet, wodurch eine wellige Paralleltextur entstand. Häufig ist primärer Klinozoisit mit Biotit verwachsen. Titanit, Zirkon und Apatit sind akzessorisch.

Die Glimmerschiefer vom *Gramkroken* weisen eine heterogene Zusammensetzung auf. Quarz und Biotit liegen in allen Paragenesen vor. Als weitere Hauptkomponenten treten entweder Hornblende, Granat und Plagioklas oder Disthen und Muscovit hinzu. Die makroskopisch gut ausgebildete Schieferung kommt mikroskopisch nicht so deutlich zum Ausdruck. Das Gefüge und die Mineralausbildung der Granat-Plagioklas-Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefer zeigt eine zweiphasige Deformationsgeschichte dieser Gesteine an (Abb. 2.-2). Miteinander verwachsene Biotit- und Hornblendekristalle wurden in einer ersten Deformationsphase in parallelen Lagen angeordnet und im Zuge der zweiten Deformationsphase wieder asymmetrisch verfaltet. Zwischen diesen Lagen befinden sich schwach ausgelängte quarz- und albitverzwillingte Plagioklaskristalle. Die max. 2 cm großen Granatporphyroblasten enthalten sehr viele, S-förmig angeordnete Quarz- und Opakeinschlüsse. Die orientierte Anordnung der Einschlüsse ist auf die tektonische Beanspruchung des Gesteins während des Granatwachstums zurückzuführen. Während Plagioklas, Biotit und Hornblende nicht alteriert sind, wird der Granat stellenweise in ein Gemenge aus Epidot und Klinozoisit umgewandelt. Körnige, selten subidioblastisch ausgebildete Titanitkristalle treten mit max. 3% modal auf.

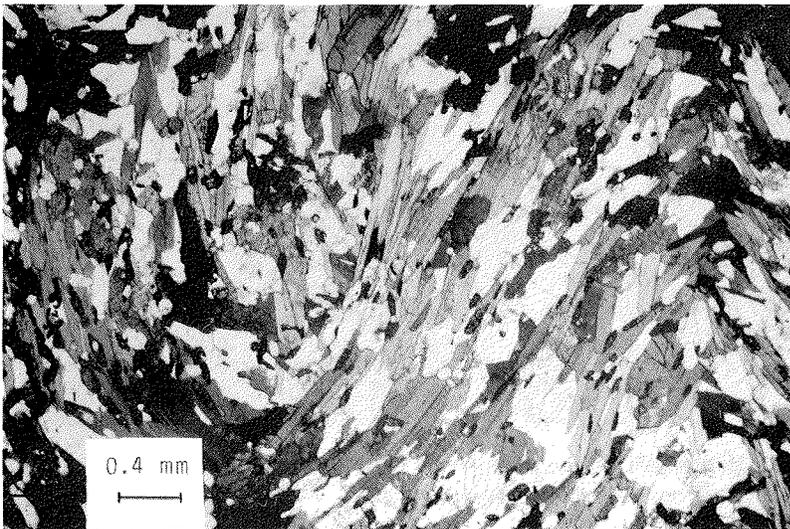


Abb. 2.-2: In einer ersten Deformationsphase in parallelen Lagen angeordnete Biotit- und Hornblendekristalle wurden in einer zweiten Deformationsphase asymmetrisch verfaltet. Zwischen diesen Lagen befinden sich Quarz und Plagioklas. Desweiteren sind Titanit (Ti) und Apatit (Ap) erkennbar. Granat-Plagioklas-Quarz-Hornblende-Schiefer vom *Gramkroken* (Probe PS 108).

In dem Disthen-Glimmerschiefer vom *Gramkroken* liegen Quarz und selten auftretender Plagioklas in gleicher Ausbildung wie in dem Granat-Plagioklas-Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefer vor. Während die kleinen Biotitkristalle regellos in Nestern angeordnet sind und zahlreiche pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse zeigen, liegen die großen

Biotitkristalle einzeln vor und lassen eine Vorzugsrichtung erkennen. Trotz der unterschiedlichen Ausbildung und Anordnung gehören die beiden Biotittypen einer Generation an, da beide den gleichen Pleochroismus (X =fast farblos, $Y \approx Z$ =dunkelbraun) zeigen und nur selten chloritisiert sind. Neben primärem Muscovit treten auch sekundäre, feinschuppige Sericitblättchen auf, die das Umwandlungsprodukt von Disthen darstellen. Vereinzelt wird der Disthen auch in feinfasrigen Fibrolith umgewandelt (Abb. 2.-3). Diese Reaktion wird entweder durch eine Temperaturerhöhung, eine Druckerniedrigung oder eine Kombination dieser beiden Prozesse in der Nähe der univarianten Gleichgewichtskurve Disthen/Sillimanit hervorgerufen. Im Verlauf der folgenden retrograden Metamorphose wird Disthen randlich von Sericit verdrängt.

In den beiden Schiefertypen vom *Gramkroken* kommen Zirkon, Apatit und eine Opakphase akzessorisch vor.

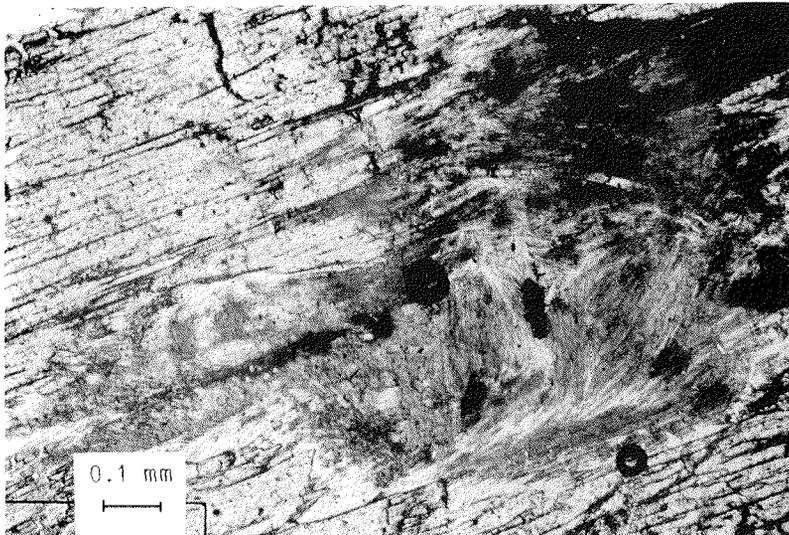


Abb. 2.-3: Retrograde Umwandlung von Disthen in feinfasrigen Fibrolith; Disthen-Glimmerschiefer vom *Gramkroken* (Probe PS 110).

Die Schiefer vom *Imerlundryggen* werden mikroskopisch durch Änderungen der mineralischen Zusammensetzung im mm-Bereich charakterisiert, die wahrscheinlich auf dem unterschiedlichen Chemismus des prämetamorphen Edukts beruhen. Es lassen sich biotit- und hornblendereiche Lagen unterscheiden, zwischen denen jedmögliche Übergänge auftreten. In allen Bereichen kommen kleine Quarz-, albitverzwillingte, schwach sericitisierte Plagioklas- und stark korrodierte, teilweise skelettartige Granatporphyroblasten vor. Der Granat wird siebartig von Quarz-, Biotit- und Opakeinschlüssen durchsetzt und gelegentlich retrograd in Klinozoisit umgewandelt. Biotit und Hornblende sind eingeregelt und bilden zusammenhängende Bahnen. In dem Übergangsbereich sind die beiden Mineralphasen miteinander verwachsen. Sie lassen keine Anzeichen einer Alteration er-

kennen. Biotit zeigt einen kräftigen Pleochroismus von X=gelbbraun nach $Y \approx Z$ =dunkelbraun und weist zahlreiche pleochroitische Höfe auf. Die Amphibole zeigen eine Änderung der Interferenzfarbe von X=gelbbraun über Y=olivgrün nach Z=dunkelgrün. Als Akzessorien liegen Klinozoisit, Titanit, Apatit, Zirkon und eine Opakphase vor. Muscovit ist nicht vertreten.

Mikroskopisch ist in dem Disthen-Plagioklas-Biotit-Hornblende-Schiefer vom *Malmrusta* keine Foliation erkennbar. Die farblosen, poikilitischen Amphibolporphyroblasten sind stellenweise chloritisiert und werden meist von Biotitstrahlen umflossen. Diese Strahlen sind annähernd parallel angeordnet. Der Biotit bildet den Großteil der Einschlüsse in den Amphibolen und scheint diese auch zu verdrängen. Sowohl die albitverzwillingten Plagioklas-, als auch die kleinen xenoblastischen Disthenkristalle sind unterschiedlich stark sericitisiert. Quarz, primärer Muscovit, Karbonat, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf.

Unter dem Mikroskop wird die Paralleltextur in den Glimmerschiefern (sensu stricto) und Granat-Glimmerschiefern vom *Mygehenget* durch Wechsellagerung heller Streifen aus Quarz und Plagioklas mit lepidoblastischem Biotit und Muscovit hervorgerufen. Die miteinander verwachsenen, tafelig ausgebildeten Glimmer bilden größtenteils zusammenhängende Bahnen und umfließen die Granatkristalle. Der Biotit ist meist frisch, er läßt nur selten eine beginnende Chloritisierung erkennen. Die Anzahl der Zirkoneinschlüsse variiert von Schliff zu Schliff stark. Häufig ist eine schmale, längliche, eingeregelt Opakphase mit den Glimmern verwachsen. Quarz löscht undulös aus und ist stellenweise ausgelängt und eingeregelt. Der albitverzwillingte Plagioklas ist gewöhnlich sericitisiert, wobei der Umfang der Alteration beträchtlich variieren kann. Sein Modalgehalt schwankt zwischen Hauptgemengteil und akzessorischem Bestandteil. Die relativ großen, homogen verteilten Granatporphyroblasten sind meist rundlich ausgebildet, zum Teil randlich korrodiert und enthalten viele Quarz- und Biotiteinschlüsse. Von Rissen und Sprüngen ausgehend wird der Granat häufig retrograd in Chlorit und/oder Biotit umgewandelt. Disthen und Staurolith treten in Form kleiner xenoblastischer Kristalle auf, sind aber verhältnismäßig selten und nicht in allen Dünnschliffen vorhanden. Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit und eine Opakphase können als Akzessorien auftreten.

Weiterhin kommen am *Mygehenget* Schiefer vor, bei denen neben Quarz, Plagioklas und Biotit, zusätzlich Hornblende und Klinozoisit als wesentliche Komponenten auftreten. Diese Gesteine werden als Plagioklas-Quarz-Klinozoisit-Hornblende-Biotit-Schiefer bezeichnet. Miteinander verwachsene Biotit- und Hornblendekristalle bilden ein zusammenhängendes Netzwerk, zwischen dem sich größtenteils langgestreckte, linsenförmige Quarzaggregate und albitverzwillingte, meist schwach sericitisierte Plagioklaskristalle befinden. Biotit und Hornblende zeigen nur selten Anzeichen einer beginnenden Chloritisierung. Der primär körnig ausgebildete Klinozoisit ist größtenteils auf die mafischen Lagen beschränkt.

Bereits makroskopisch sind in dem Gestein vom *Ristinghortane* die namensgebenden Mineralphasen des Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefers zu erkennen. Granat-, Staurolith- und Disthenporphyroblasten befinden sich in einer Matrix aus Quarz, Muscovit, Biotit und untergeordnet Plagioklas. Die Porphyroblasten werden häufig von

strahlenartig angeordneten Glimmeraggregaten umfloßen. Der rundliche, zum Teil randlich korrodierte Granat wird poikiloblastisch von Quarz-, Muscovit- und Opakeinschlüssen durchsetzt. Die Einschlüsse zeigen eine S-förmige Rotation der Granatporphyroblasten während ihres Wachstums aufgrund der gleichzeitigen Durchbewegung des Gesteins an (sog. Schneeballgranat) (Abb. 2.-4). Im Gegensatz zu den Kernen sind die Randbereiche der meisten Granatkristalle fast einschlußfrei (Abb. 2.-5). Dies ist auf ein postkinematisches Wachstum der Ränder zurückzuführen. Der stark korrodierte Staurolith enthält sehr viele Quarzeinschlüsse. Eine Opakphase tritt häufig in Verbindung mit den Granat- und Staurolithporphyroblasten auf. Diese sind meist größer ausgebildet als die xenoblastischen Disthenkristalle. Während der Biotit überwiegend in einzelnen langgestreckten Kristallen vorliegt, ist der Muscovit in Aggregaten angeordnet, zwischen denen sich teilweise undulös auslöschende Quarzkristalle befinden. Die kleinen albitverzwillingten Plagioklase sind äußerst selten in Sericit alteriert. Zirkon kommt akzessorisch vor.

Der feinstreifige Wechsel von granoblastischem Quarz mit durchgehenden, teilweise chloritisierten Biotit- und Muscovitbahnen bedingt in den Glimmerschiefern (sensu stricto, Turmalin- und Granat-Disthen-Glimmerschiefern) vom *Sumnerkammen* das Gefüge. Die S_1 -Schieferung wurde im Zuge einer zweiten Deformationsphase, die die Bildung einer deutlich ausgeprägten S_2 -Schieferung bewirkte, asymmetrisch verfalltet. Granat tritt in den untersuchten Schlifften in unterschiedlichen Mengenverhältnissen auf. Er besitzt keine definierte Korngestalt, sondern liegt stark korrodiert vor. Der poikiloblastisch von Quarz, Biotit, Muscovit, Turmalin und einer Opakphase durchsetzte Granat wird von Rissen ausgehend in Biotit und/oder Chlorit umgebildet. Opakeinschlüsse sind häufig. Turmalin liegt in einigen Dünnschlifften sowohl in großen, stark zonar gebauten (olivgrüner Rand und braungelber Kern) Kristallen vor, die zum Teil Quarz- und Biotiteinschlüsse enthalten (Abb. 2.-6), als auch in Form kleiner, unzonierter, olivgrüner, einschlußfreier Kristalle. Die zonierte Turmaline besitzen rundlich bis ovale, gelegentlich auch irreguläre Kerne, die von idio- bis subidioblastisch ausgebildeten Rändern umgeben werden. Es handelt sich um einen diskontinuierlichen Zonarbau, weil sich die Absorptionsfarbe vom Kern zum Rand abrupt ändert. Ähnliche texturelle Beziehungen wurden von HENRY & GUIDOTTI (1985) beschrieben und als sekundäres Wachstum von metamorphem Turmalin auf detritischen Turmalinfragmenten interpretiert. Im Zuge der prograden Metamorphose wird mit steigender Temperatur das adsorptiv an Tonminerale gebundene Bor gelöst und reagiert mit Alumosilikaten unter Bildung von authigenem Turmalin und/oder von Wachstumsrändern um detritische Turmalinkristalle ('gepanzerte Turmaline'; HENRY & GUIDOTTI (1985)). Somit wird die Koexistenz von zonierten und unzonierten Turmalinkristallen in einem Dünnschliff verständlich. Durch Keimbildung und Wachstum unter konstanten P-T-Bedingungen entstanden, zeitgleich mit den Anwachssäumen um die detritische Phase, unzonierte Turmalinkristalle. Für die gleiche chemische Zusammensetzung spricht die identische Absorptionsfarbe der unzonierten Turmaline und der Anwachssäume. Albitverzwillingter Plagioklas ist nur selten gesteinsbildend, meist liegt er akzessorisch vor. Infolge von Kaliumzufuhr werden Disthen und fragmentierter Staurolith randlich in Sericit umgewandelt (Abb. 2.-7). Die beiden genannten Mineralphasen treten ebenso wie Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit und eine Opakphase akzessorisch auf.

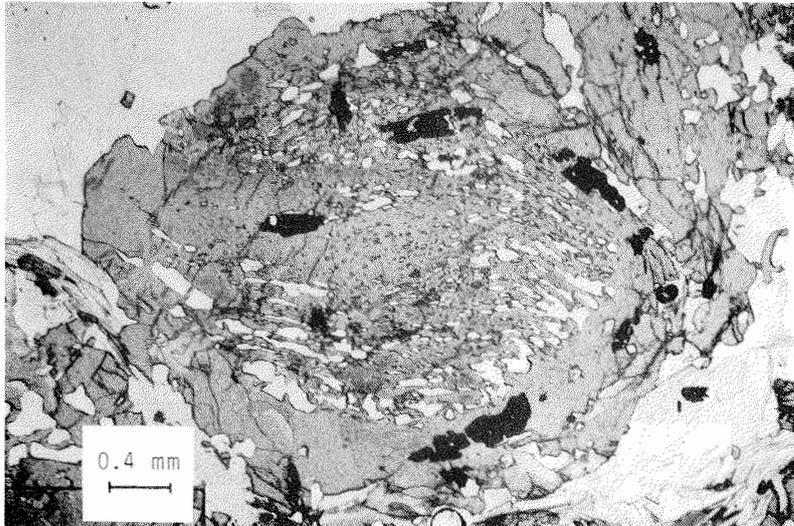


Abb. 2.-4: Synkinematisch gewachsener, S-förmig rotierter Granatporphyroblast (sog. Schneeballgranat); Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer vom *Ristinghortane* (Probe PS 4).

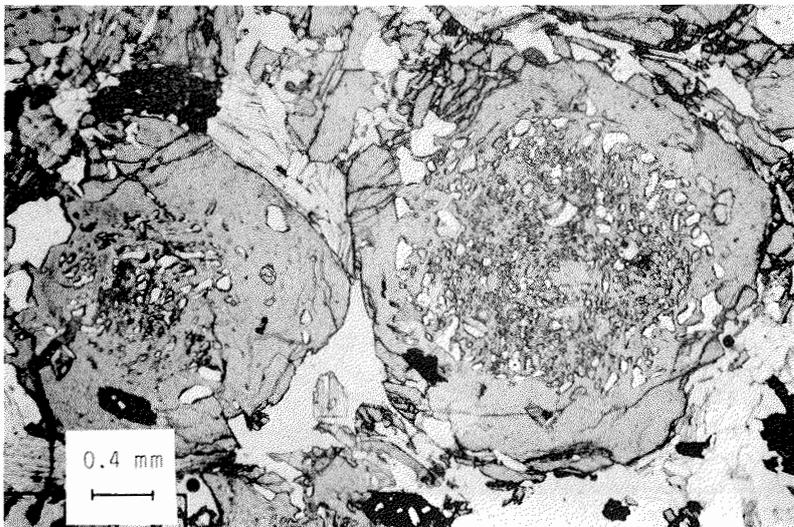


Abb. 2.-5: Im Gegensatz zu den einschlußreichen, synkinematisch gebildeten Kernen sind die fast einschlußfreien Randbereiche der Granatkristalle postkinematisch gewachsen; Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer vom *Ristinghortane* (Probe PS 1).

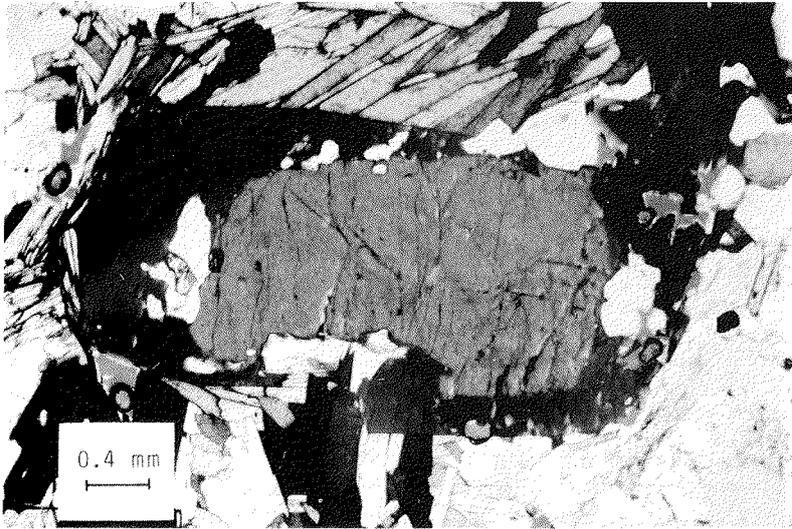


Abb. 2.-6: Diskontinuierlich zonierter Turmalin mit Quarzeinschlüssen; Turmalin-Glimmerschiefer vom *Sumnerkammen* (Probe PS 63).

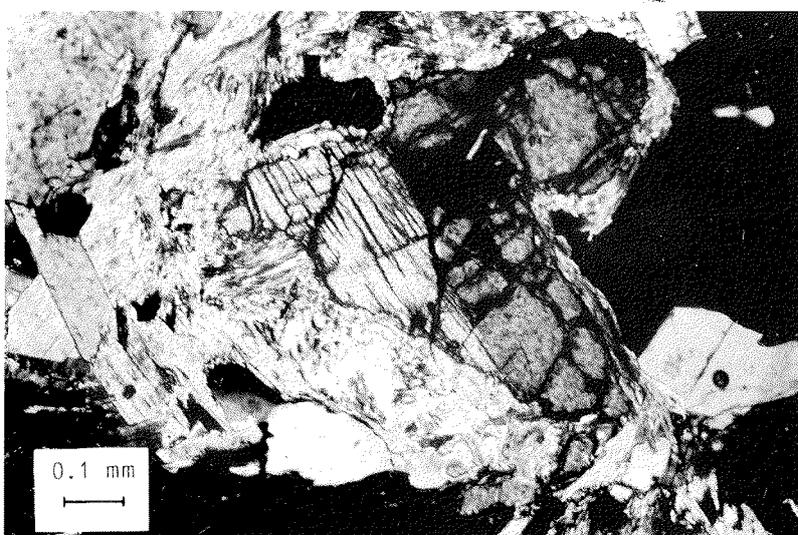


Abb. 2.-7: Orientierte Verwachsung von Staurolith und Disthen (Epitaxie). Die beiden Mineralphasen wurden randlich in Sericit umgewandelt; Glimmerschiefer vom *Sumnerkammen* (Probe PS 68).

Da die Glimmerschiefer (sensu stricto und Granat-Glimmerschiefer) vom *Wrightamaren* denen vom *Mygehenget* strukturell und texturell sehr ähnlich sind, wird auf eine nochmalige Beschreibung verzichtet. Im Mineralbestand unterscheiden sich die Gesteine vom *Wrightamaren* nur durch das Fehlen von Disthen und Staurolith.

2 2.2. Paragneise

Die Gesteinsproben stammen von folgenden Nunatakkern: *Boyesennuten*, *Christensenkollen*, *Gerhardsennuten*, *Mathisenskaget*, *Mygehenget*, *Overlandnosa*, *Paal nibba*, *Ryghnuten* und *Sumnerkammen*. In dem fein- bis mittelkörnigen Gestein wechsellagern quarz- und feldspatreiche Bereiche untereinander und mit Biotitlagen, wodurch eine feine Bänderung im cm-Bereich hervorgerufen wird, die in den verschiedenen Proben unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Durchschnittlich 2-3 mm große Granatporphyroblasten sind homogen in dem Paragneis verteilt. In Abhängigkeit vom Biotit- und/oder Hornblendegehalt variiert die Farbe der Gesteine von hell- bis dunkelgrau. Abweichend von der beschriebenen Gesteinsausbildung treten am *Sumnerkammen* und am *Mygehenget* Paragneise mit Quarz-Feldspat-Schlieren auf. Vereinzelt sind Feldspat-Augen ausgebildet. Kleine, hellgraue, hypidioblastische Skapolithkristalle sind nur in einem Gneistyp vom *Sumnerkammen* herausgewittert. Das Gestein vom *Boyesennuten* führt wechselnde Mengen an max. 1 cm langen, prismatischen, schwarzen Hornblendekristallen, die nicht immer eingeregelt sind. Linsen- bis lagenförmige Quarzexsudate sind in diesem Gestein häufig. Gelegentlich finden sich Übergänge zu amphibolitischen Gneisen.

Obwohl die Modalanalysen (Tab. A-3 im Anhang) in dem Diagramm von FRITTSCH et al. (1967) in den Feldern Gneis, Feldspat-Quarz-Fels und Feldspat-Quarz-Glimmerschiefer liegen (Abb. 2.-1, Kap. 2.-2.1), wird für alle hier aufgeführten Gesteine der Terminus Gneis gebraucht, da die Gesteine parallel zur Schieferung in cm- bis dm-dicke Platten oder kantige Blöcke zerbrechen. Für die Bezeichnung eines Gesteins als Gneis ist in dieser Arbeit das Gefüge als entscheidendes Merkmal gewertet worden, nicht der Modalbestand. Ein Gneis beinhaltet normalerweise die Komponenten Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Fehlt eine Feldspatphase, wird der Name des auftretenden Feldspatminerals vor die Gesteinsbezeichnung gestellt (Beispiel: Ein Plagioklas-Gneis enthält keinen Kalifeldspat). Folgende Paragneistypen wurden angetroffen:

- Biotit-Plagioklas-Gneis
- Granat-Plagioklas-Biotit-Gneis
- Klinozoisit-Biotit-Plagioklas-Gneis (\pm Skapolith, \pm Hornblende, \pm Granat)
- Biotit-Hornblende-Plagioklas-Gneis (\pm Granat)
- Hornblende-Plagioklas-Gneis
- Disthen-Biotit-Kalifeldspat-Gneis
- glimmerarmer Gneis (Glimmergehalt $<$ 10% modal)

In dem Hornblende-Plagioklas-Gneis vom *Boyesennuten* befinden sich zwischen großen, eingeregelt, nematoblastischen Hornblendekristallen miteinander verzahnte, undulös auslöschende quarz- und albitverzwillingte, fast vollständig sericitisierte Plagioklas-kristalle. Die poikiloblastische Hornblende enthält zahlreiche Quarzeinschlüsse und ist

häufig senkrecht zur c-Achse (Längserstreckung) zerbrochen. Von diesen Rissen aus wird die Hornblende meist von Chlorit, selten von Epidot verdrängt. Titanit, Zirkon und eine Opakphase (Ilmenit oder Magnetit) treten akzessorisch auf.

Der Disthen-Biotit-Kalifeldspat-Gneis vom *Christensenkollen* unterscheidet sich bezüglich der auftretenden Mineralphasen deutlich von den anderen Gneisen. Undulös auslöschender Quarz und teilweise perthitisch entmischter Kalifeldspat bilden die Hauptgemengteile. Der Kalifeldspat enthält zahlreiche Quarz- und Biotiteinschlüsse. Eine Verzwillingung nach dem Karlsbader-Gesetz ist selten erkennbar. Die kleinen, tafeligen, schwach eingeregeltten Biotite zeigen einen Pleochroismus von X=fast farblos nach Y≈Z=rotbraun. Disthen liegt in kleinen, langprismatischen Kristallen vor, die sowohl einzeln, als auch in Clustern auftreten. Als Akzessorien kommen Zirkon und eine Opakphase vor.

In dem mikroskopisch feinkörnig-equigranularen Biotit-Plagioklas-Gneis vom *Gerhardsennuten* bildet der schwach eingeregelt, gelegentlich chloritisierte Biotit eine netzartige Struktur zwischen der sich undulös auslöschende Quarz- und albitverzwillingte Plagioklaskristalle befinden. Zirkon, oft als Einschluß im Biotit, Apatit und eine Opakphase liegen als Akzessorien vor.

Das makroskopisch gut erkennbare Gneisgefüge kommt in den Gesteinen vom *Mathisenskaget*, *Mygehengenget*, *Paalnibba*, *Ryghnuten* und *Sumnerkammen* (Biotit-Plagioklas-Gneis, Granat-Plagioklas-Biotit-Gneis und glimmerarmer Gneis) mikroskopisch nicht so deutlich zum Ausdruck, da der Biotit keine zusammenhängenden Bahnen bildet, sondern nur partienweise angereichert ist und gegenüber Quarz und Plagioklas stark zurücktritt. Die einzelnen Mineralkörner grenzen mit granoblastischer Struktur buchtig aneinander. Quarz und Plagioklas sind infolge der tektonischen Beanspruchung des Gesteins am *Ryghnuten* und *Paalnibba* kataklastisch ausgebildet. Plagioklas ist albitverzwillingt, nur in seltenen Fällen sind Anzeichen einer beginnenden Sericitisierung erkennbar. Biotit stellt die wichtigste mafische Komponente dar. Die kleinen tafeligen, eingeregeltten Kristalle sind gelegentlich chloritisiert und enthalten vereinzelt Zirkon- und Titaniteinschlüsse. Xenoblastische, häufig fragmentierte Amphibole, die einen Pleochroismus von X=dunkelgelb über Y=oliv nach Z=graugrün aufweisen, sind einzig in dem Material vom *Mygehengenget* ausgebildet. Homogen verteilter xenoblastischer Granat liegt meistens in kleinen, einschlußfreien Körnern vor. Größere, korrodierte, vereinzelt skelettartig ausgebildete Kristalle enthalten Quarzeinschlüsse, sind jedoch selten. Die größeren Granate werden randlich und von Rissen ausgehend retrograd umgewandelt. Als Abbauprodukte entstehen Chlorit, Biotit und Epidot. Farbloser Epidot der aufgrund seiner kräftigen, bunten Interferenzfarben II. Ordnung leicht identifizierbar ist, kommt ausschließlich in dem Gestein vom *Mathisenskaget* vor. Er bildet kleinere Kristalle als Quarz und Feldspat und stellt kein Umwandlungsprodukt einer anderen Mineralphase dar, sondern ist primär gebildet worden. Nur am *Sumnerkammen* treten gelegentlich kleine, tafelige Muscovitkristalle akzessorisch auf. Titanit, Zirkon, Apatit und eine Opakphase liegen ebenfalls akzessorisch vor.

In dem Klinozoisit-Biotit-Plagioklas-Gneis vom *Sumnerkammen* liegt eine weitere Mineralparagenese vor, die sich aufgrund eines abweichenden Chemismus des Edukts

bilden konnte. Die Hauptbestandteile sind Quarz, Plagioklas, Biotit und Klinozoisit. Weiterhin treten Skapolith, Hornblende und Granat gesteinsbildend auf, jedoch variiert der Modalgehalt dieser Minerale stark (0-13% modal). Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat liegen in ähnlicher bis identischer Ausbildung wie in dem bereits beschriebenen Gneistypen vor. Die eingeregeltten Biotit- und Amphibolkristalle sind manchmal vollständig von Chlorit verdrängt. Auch die Sericitisierung des Plagioklases ist weit fortgeschritten. Der Pleochroismus der Amphibole ist sehr schwach ausgeprägt (X=farblos, Y=blaßgelbgrün, Z=blaßhellgrün). Die xenoblastischen Klinozoisitkristalle sind homogen verteilt und gehören zur primären Mineralparagenese. Zum Teil sind radioaktive Elemente in das Kristallgitter eingebaut, da Klinozoisiteinschlüsse im Biotit pleochroitische Höfe erzeugen. Eine Zonierung der anomalen Interferenzfarben mit preußischblauem Rand und gelbem Kern ist häufig zu beobachten. Skapolith bildet ein netzartiges Geflecht zwischen dem sich die anderen Mineralphasen befinden. Eine definierte Kristallform ist nie ausgebildet. Stellenweise ist das Mineral durch Umwandlungsprodukte (Sericit) getrübt.

Kleine eingeregeltte, miteinander verwachsene Biotit- und Hornblendekristalle sind in den feinkörnigen Biotit-Hornblende-Plagioklas-Gneisen vom *Overlandnosa* auf durchgehenden Bahnen angeordnet und umfließen stark resorbierte, poikilitische Granatporphyroblasten. Die länglichen, eingeregeltten Quarz- und Opakeinschlüsse im Granat verlaufen schiefwinklig zu den Biotit- und Hornblendelagen. Als Internrelikte im Innern der Granatkristalle bilden die Einschlüsse ein älteres helizitisches Gefüge. Schwach sericitisierter, albitverzwillingter Plagioklas und undulös auslöschender Quarz stellen die hellen Gemengteile dar. Neben der Opakphase liegen Zirkon und Apatit akzessorisch vor. In die feinkörnigen Gneise sind grobkörnige Partien eingeschaltet, die die gleiche Paragenese aufweisen. Kinkbands in den Biotiten und Verbiegungen der Zwillingslamellen des Plagioklases sprechen für eine präkinematische Sprossung der grobkristallinen Mineralphasen. Die großen tafeligen Biotitkristalle entmischen auf Spalt- rissen oft eine Opakphase. Daneben treten auch posttektonisch gebildete, kleine, nesterförmig angeordnete Biotit- und Amphibolkristalle auf, die weder Deformationserscheinungen noch eine Regelung zeigen.

2 2.3. Kalksilikate

Die beprobten Kalksilikate unterscheiden sich im Gefüge grundlegend voneinander. Die Gesteine vom *Mygehenget* sind als Felse, diejenigen vom *Ristinghortane* als Schiefer anzusprechen. Am *Mygehenget* sind die Mineralphasen in dem mittel- bis grobkörnigen Gestein ungerichtet und homogen verteilt. Mit bloßem Auge sind hell- bis dunkelgrauer Plagioklas, ein weißes Mineral der Karbonatgruppe (das Anfärben des Handstücks mit einer Alizarin S-Lösung läßt auf Calcit schließen) und kleine pistaziengrüne Amphibolkristalle bestimmbar. Die Farbe der Kalksilikatfelse variiert von hell- bis dunkelgrau. Das helle Gestein vom *Ristinghortane* besteht megaskopisch größtenteils aus schwach gewellten Amphibollagen, die eine Paralleltexur bedingen. Die Amphibollagen sind durch schmale, feinkörnige, teilweise auskeilende karbonatische Bereiche getrennt.

Neben den weiß bis hellgrünen, cm-großen prismatischen Amphibolkristallen sind nur noch kleine Muscovitschüppchen zu erkennen.

Die Kalksilikate vom *Mygehenget* und *Ristinghortane* unterscheiden sich mikroskopisch in der mineralischen Zusammensetzung und dem Modalgehalt der einzelnen Phasen sehr stark (Tab. A-3 im Anhang).

Die Kalksilikatfelse vom *Mygehenget* zeigen ein homogenes, unregelmäßiges, seriales Gefüge aus Calcit und Plagioklas. Die stark verzahnten, xenoblastischen Calcitkristalle sind häufig polysynthetisch nach (0112) verzwillingt. Der Plagioklas enthält vereinzelt Quarzeinschlüsse. Gewöhnlich sind die Kristalle sericitisiert, wobei der Umfang der Alteration beträchtlich variieren kann. Dadurch ist die sehr enge Albitverzwillingung zum Teil nicht mehr erkennbar. Calcit tritt mit 6-28% modal gegenüber Plagioklas (69-80%) stark zurück. Biotit und Amphibol liegen untergeordnet vor. Das farblose bis hellgrüne, xenoblastische Mineral (stellenweise fleckige Farbverteilung) der Amphibolgruppe zeigt Interferenzfarben der II. Ordnung und eine Auslöschungsschiefe von ca. 20°. Es handelt sich daher höchstwahrscheinlich um Tremolit. Dieser wird oft von Chlorit und Calcit verdrängt und enthält Zirkoneinschlüsse. Auch die relativ großen Biotitkristalle sind gelegentlich retrograd in Chlorit umgewandelt. Quarz, große Titanitkristalle, Zirkon, Apatit und eine Opakphase kommen akzessorisch vor. Muscovit ist nicht vorhanden. Das Gestein ist als Calcit-Plagioklas-Fels anzusprechen.

Das Gestein vom *Ristinghortane* besteht aus granoblastisch-polygonalen Dolomitkristallen, welche die Hauptkomponente (58-73% modal) darstellen. Neben Dolomit tritt Calcit akzessorisch auf. Amphibol und Muscovit liegen mit 18-32% bzw. 5-23% modal vor. Gerade Korngrenzen und Winkel von 120° zwischen den Dolomitkristallen kennzeichnen eine stabile Mineralanordnung. Häufig zeigt der Dolomit Deformationszwillinglamellen. Zwischen den Dolomitkristallen befinden sich kleine, tafelige, meist eingeregelt Muscovite. Größere Muscovitaggregate sind infolge der tektonischen Beanspruchung des Gesteins stark deformiert, löschen undulös aus und zeigen kinkbands (Abb. 2.-8). Die farblosen Amphibole treten sowohl in sehr großen idioblastischen, gelegentlich undulös auslöschenden Porphyroblasten auf, die eine Vorzugsrichtung erkennen lassen, als auch in extrem kleinen, rekristallisierten Körnern. Niedrige Interferenzfarben der I. bis II. Ordnung und eine Auslöschungsschiefe von 15-18° sprechen für eine tremolitische Hornblende. Nach dem Modalgehalt handelt es sich bei dem Gestein um einen Muscovit-Hornblende-Dolomit-Schiefer.

2 2.4. Marmor

Der Marmor steht in unmittelbarer Nähe der Kalksilikatfelse am *Mygehenget* an. Das Gefüge des hellen, mittel- bis grobkörnigen, fast monomineralischen Gesteins ist unregelmäßig und granoblastisch. Das Anfärben des Handstücks und des Dünnschliffs mit einer Alizarin S-Lösung weist auf reinen Calcit als Karbonatphase hin. Außer polysynthetisch nach (0112) verzwillingtem Calcit liegen mikroskopisch folgende homogen verteilten Phasen akzessorisch vor: Muscovit, Titanit und ein Opakmineral (Modalbestand im Anhang: Tab. A-3).

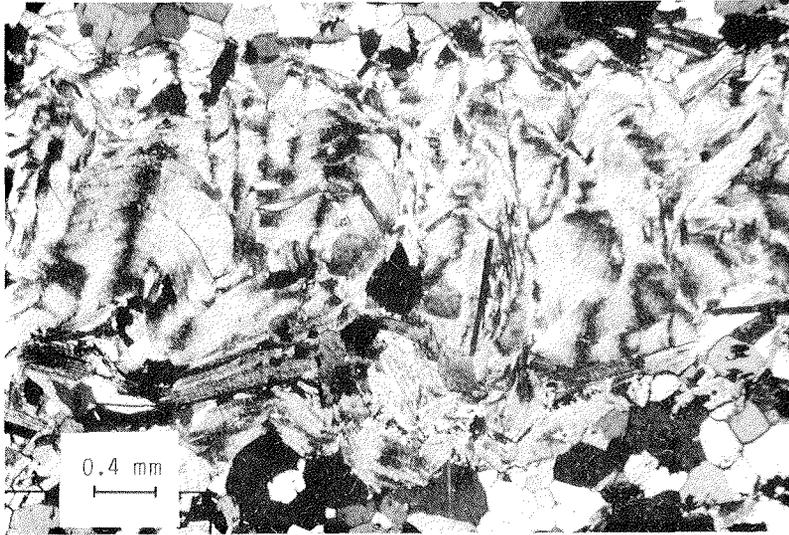


Abb. 2.-8: Die großen Muscovitaggregate der Kalksilikatschiefer (Probe PS 20) vom *Ristinghortane* sind aufgrund der tektonischen Beanspruchung des Gesteins stark deformiert, löschen undulös aus und zeigen kinkbands.

2 2.5. Quarzit

Am südlichsten der drei Nunatakker vom *Ristinghortane* steht ein grobkörniger, dickbankiger, megaskopisch monomineralischer Quarzit in einer Mächtigkeit von ungefähr 40-60 m an. Vereinzelt sind schmale Glimmerschieferlagen zwischengeschaltet.

Das mikroskopisch annähernd monomineralische, inequigranulare Gestein besteht zu 98% modal aus undulös auslöschendem Quarz, dessen Korngröße in einem weiten Bereich variiert. Die Korngrenzen greifen meist buchtig ineinander, teilweise sind sie miteinander verzahnt. Winzige, unregelmäßig, homogen verteilte Muscovitkristalle mit einem Modalanteil von 2% bilden teilweise Einschlüsse im Quarz, meist befinden sie sich jedoch im Intergranularraum zwischen den Quarzkörnern. Die akzessorisch auftretenden, sehr kleinen Biotite sind größtenteils gebleicht und chloritisiert.

2 3. Metaplutonite

Diskordante Verbandsverhältnisse, reliktsche plutonische Gefüge und zahlreiche Xenolithe (Abb. 2.-9) sprechen für ein orthogenes Edukt dieser metamorph überprägten Gesteine. Es werden zwei Typen unterschieden: Augenneise und Granitoide.

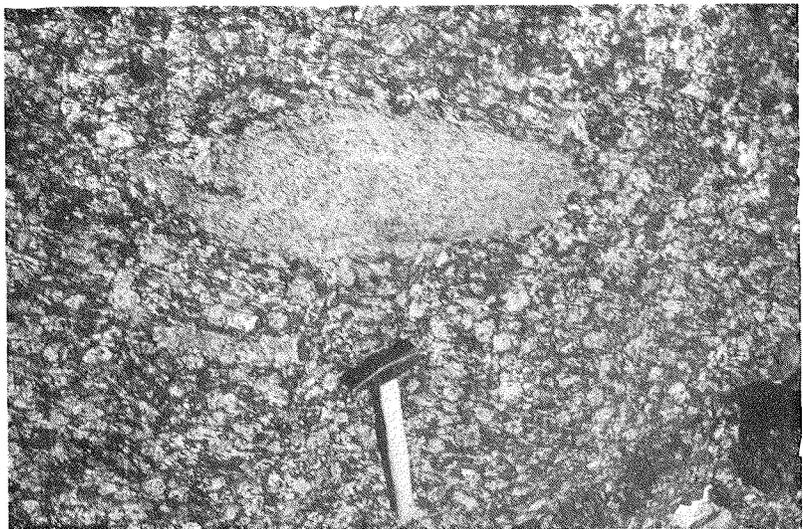


Abb. 2.-9: Ein Xenolith in einem Augenneise am *Normunden*

Aufgrund des hohen Biotitgehalts der Matrix wirkt ein Großteil der Augenneise im Aufschluß und frischen Handstück relativ dunkel. Dieses Gestein wurde im Gelände als melanokrater Augenneise bezeichnet und von einer helleren Varietät, einem leukokraten Augenneise, abgegrenzt. Mikroskopisch war diese Differenzierung jedoch nur selten nachvollziehbar. Der leukokrater Augenneise weist unter dem Mikroskop die gleichen Mineralphasen, in ähnlicher bis identischer Ausbildung wie der melanokrater Augenneise auf. Modale Unterschiede sind nur dann erkennbar, wenn die beiden Gesteine am gleichen Nunatak auftreten. Der leukokrater Augenneise zeichnet sich in diesem Fall gegenüber dem melanokraten durch die Abnahme von Biotit und die Zunahme von Kalifeldspat aus. In dieser Arbeit wird für die beiden Varietäten der Terminus Augenneise verwendet.

Zwei Granitoidarten können auseinandergehalten werden. Ein equigranularer und ein porphyroblastischer Granitoid mit idioblastischer Ausbildung der Feldspatgrobkristalle im Vergleich zum Augenneise.

Unter der Voraussetzung einer annähernd isochemischen Metamorphose können die Modalanalysen (Tab. A-4 im Anhang) im STRECKEISEN-Diagramm (1976) dargestellt werden (Abb. 2.-10). Die Analysen der Augenneise weisen auf granitische, granodioritische, quarzmonzonitische und quarzreiche granitoidische Ausgangsprodukte hin.

Die Modalanalysen der equigranularen Granitoide liegen in den Feldern Granit und Quarzdiorit, die der porphyroblastischen Granitoide in den Feldern Granodiorit und Quarzdiorit (Abb. 2.-10).

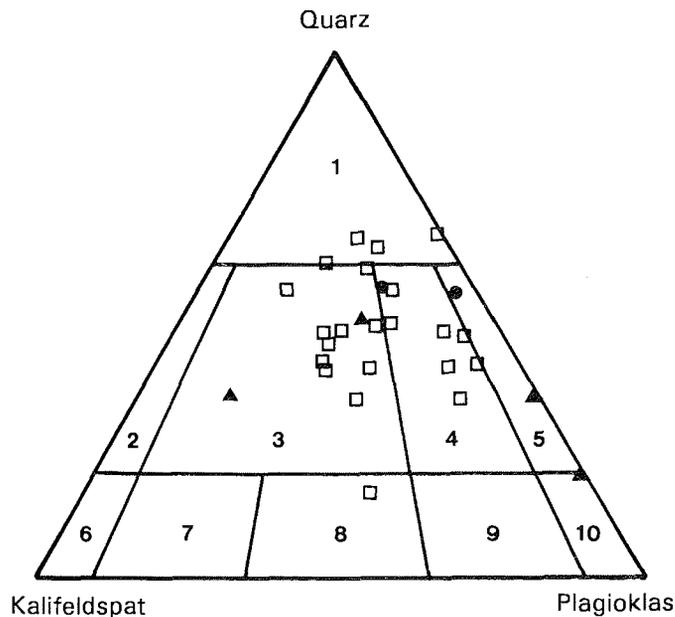


Abb. 2.-10: Modalbestände im STRECKEISEN-Diagramm (1976). Augengneise: Quadrate; equigranulare Granitoide: Dreiecke; porphyroblastische Granitoide: Kreise

1 Quarzreiche Granitoide; 2 Alkali-Granit; 3 Granit; 4 Granodiorit; 5 Quarzdiorit; 6 (Quarz)-Alkali-Syenit; 7 (Quarz)-Syenit; 8 (Quarz)-Monzonit; 9 (Quarz)-Monzodiorit und Monzogabbro; 10 Diorit und Gabbro

2 3.1. Augengneise

Mit bloßem Auge sind in den Augengneisen vom *Bieringmulen*, *Christensenkollen*, *Gramkroken*, *Imerlundryggen*, *Norumnuten*, *Overlandnosa*, *Paalnibba*, *Ryghnuten*, *Sirinuten*, *Sollienabben* und *Wrightthamaren* die Hauptminerale Quarz, Feldspat, Biotit und Granat (fehlt nur in der Probe PS 136 vom *Sollienabben*) zu erkennen. Mehr oder weniger parallel eingeregelt Feldspatgroßkristalle sind in verschiedenem Grade linsenförmig deformiert und bilden die Augen. Vereinzelt enthalten die Feldspat-Augen Granat- und Biotiteinschlüsse. Unterschiedlich breite, stellenweise auskeilende Quarz-Feldspat-Adern wechsellagern mit biotitreichen Lagen und bedingen ein Gneisgefüge. Biotit bildet meistens Strähnen oder Fläsern und umfließt die Feldspat-Augen. Kleine Granatkristalle sind größtenteils über die dunklen Bereiche des Gesteins verteilt.

Die im folgenden beschriebenen Mineralphasen treten in den einzelnen Dünnschliffen in wechselnden Mengenverhältnissen und differierenden Korngrößen auf. Durch Wechselagerung großer, ausgelängter Kalifeldspatkristalle mit feinkörnigeren Quarz-Feldspat-Bereichen und kleinen, eingeregeltten Biotitkristallen wird in den einzelnen Schliffen eine unterschiedlich stark ausgeprägte Paralleltexur hervorgerufen. Undulös auslöschende Quarz- und albitverzwillingte Plagioklaskristalle, die häufig aufgrund der beginnenden Sericitisierung leicht getrübt sind, bilden ein granoblastisch-polygonales Gefüge. Eingelagerte Klinozoisitschüppchen weisen außerdem auf eine Saussuritisierung hin. Zum Teil zeigt der Plagioklas auch Kombinationen des Albit- mit dem Periklingesetz oder, sehr selten, mit dem Karlsbader-Gesetz. Im Quarz sind gelegentlich Subkorn Grenzen entwickelt. Kalifeldspat liegt sowohl in kleinen mikroklinvergitterten Kristallen, als auch in mikroperthitisch entmischten Großkristallen vor, die die Augen bilden. Diese enthalten Quarzeinschlüsse und werden manchmal von einem feinkörnigen Saum aus Quarz und Plagioklas, der teilweise myrmekitisch ausgebildet ist, umgeben. Die als Myrmekit bekannte Verwachsung von wurmartigem Quarz mit Plagioklas bildet sich nach BARKER (1990) in metamorphen Gesteinen beim Abbau von Kalifeldspat. Durch tektonische Spannungen wurden die großen, prätektonisch gebildeten Kalifeldspatkristalle teilweise zerbrochen. Rekristallisierter Quarz verheilt die Bruchzonen, vereinzelt ist darauf auch sekundärer Muscovit gesproßt. Selten werden die Augen von Plagioklas oder kleinen, mosaikförmigen, verzahnten Quarz- und Feldspatkristallen gebildet. Die meist orientiert angeordneten Biotite bilden keine zusammenhängenden Bahnen, sondern liegen in Clustern oder einzeln im Grundgewebe. Sie sind tafelig ausgebildet und stellenweise gebleicht und chloritisiert. Auf Spaltrissen ist gelegentlich eine Opakphase entmischt. Zahlreiche pleochroitische Höfe weisen auf eingeschlossenen Zirkon hin. Granat ist äußerst selten idioblastisch ausgebildet. Aufgrund der starken Resorption zeigt das Mineral meistens keine definierte Korngestalt, gelegentlich sind nur noch Fragmente vorhanden. Randlich und von Rissen ausgehend wird der Granat in Biotit, selten in Chlorit oder Epidot/Klinozoisit umgewandelt. Quarz- und Opakeinschlüsse sind häufig. Die einzeln vorliegenden Amphibolkristalle sind nicht eingeregelt. Anhand des Pleochroismus von X=blaßbraungelb über Y=grasgrün nach Z=olivgrün und einer Auslöschungsschiefe von 14° - 18° handelt es sich vermutlich um eine tschermakitische Hornblende. Biotit scheint von Spaltrissen aus die Hornblende zu verdrängen. Als Akzessorien liegen Muscovit, Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit, Karbonat und eine Opakphase vor. Letztere wird von einem feinkörnigen Reaktionssaum aus vermutlich Sericit und/oder Epidot umgeben.

In der Augengneisprobe PS 136 vom *Sollienabben* tritt kein Granat auf. Dafür wurde nur in diesem Gestein Orthopyroxen nachgewiesen. Im Kontakt mit Biotit ist um den Orthopyroxen häufig ein Reaktionssaum entwickelt (Abb. 2.-11). Die Interferenzfarben weisen auf Chlorit und/oder Klinozoisit als Hauptphasen der Korona hin. Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und die Akzessorien Amphibol, Zirkon, Apatit und eine Opakphase liegen in ähnlicher Ausbildung wie in den übrigen Augengneise vor.

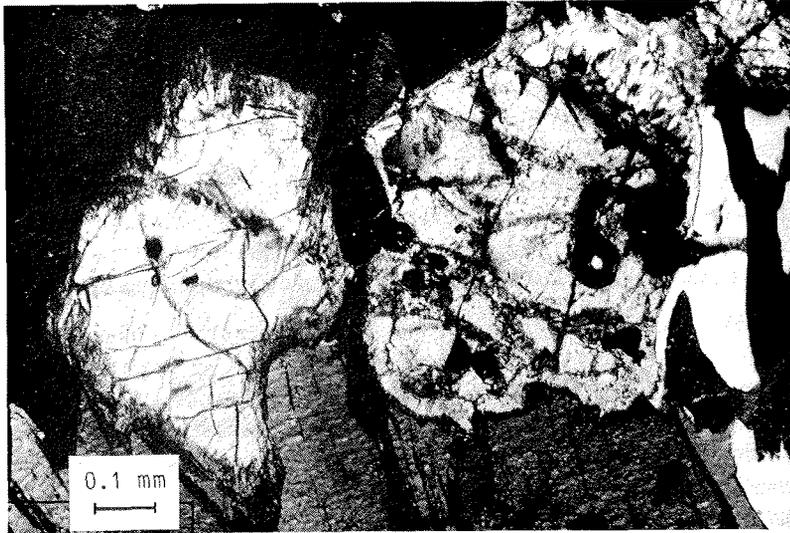


Abb. 2.-11: Um Orthopyroxenkristalle ist im Kontakt zu Biotit ein Reaktionssaum ausgebildet; Augengneis vom *Sollienabben* (Probe PS 136).

2 3.2. Granitoide

Der equigranulare Granitoid wurde am *Bieringmulen*, *Paalnibba* und *Ryghnuten* beprobt, die Handstücke des porphyroblastischen Granitoids stammen vom *Månesigden* und *Torsviktopen*.

2 3.2.1. Equigranulare Granitoide

Megaskopisch sind in dem massigen, mittelkörnigen, leukokraten Gestein vom *Bieringmulen* Quarz, Feldspat und Biotit zu erkennen. Die Textur des hypidiomorph-gleichkörnigen Granitoids ist als kompakt, homogen und unregelmäßig anzusprechen. Im Gegensatz dazu zeigen die mesokraten Granitoide vom *Paalnibba* und *Ryghnuten* ein schlecht ausgebildetes gneisähnliches Gefüge, in dem die einzelnen Mineralphasen keine deutliche Einregelung aufweisen. Neben Quarz, Feldspat und Biotit treten zusätzlich Granat (*Paalnibba*) und Hornblende (*Ryghnuten*) als gesteinsbildende Minerale auf.

Auch mikroskopisch unterscheiden sich die equigranularen Granitoide vom *Bieringmulen*, *Paalnibba* und *Ryghnuten* recht deutlich. Während der Biotit und der Amphibol in den Proben vom *Ryghnuten* schwach eingeregelt ist, zeigen die Gesteine vom *Bieringmulen* und *Paalnibba* ein homogenes, unregelmäßiges, gleichkörniges Gefüge. Auch die modale Zusammensetzung ist unterschiedlich.

Der Granitoid vom *Bieringmulen* besteht größtenteils aus undulös auslöschendem Quarz, albitverzwillingtem Plagioklas und mikroklinvergittertem, zum Teil mikroperthitisch

entmischem Kalifeldspat. Aufgrund der Trübung infolge der Sericitisierung des Plagioklasses ist die Albitverzwillingung meist nur sehr schwer erkennbar. Untergeordnet kommt Biotit vor, der in zwei verschiedenen Ausbildungen, wahrscheinlich zwei Generationen auftritt. Die Biotitkristalle der jüngeren Generation liegen überwiegend einzeln vor und zeigen einen Pleochroismus von X=braungelb nach Y≈Z=braun. Im Gegensatz dazu sind die manchmal chloritisierten Kristalle der älteren Generation in Nestern angeordnet und weisen auffallend viele Zirkoneinschlüsse auf. Die Eigenfarbe variiert von X=fast farblos nach Y≈Z=olivgrün. Sehr kleine, einschlußfreie, rundlich bis unregelmäßig ausgebildete Granatkristalle, Zirkon und eine Opakphase liegen akzessorisch vor.

Am *Paal nibba* und *Ryghnuten* treten zusätzlich stellenweise chloritisierter Biotit (X=hellbraun, Y≈Z=dunkelbraun) und Amphibol (X=grüngelb, Y=olivgrün, Z=dunkelgrün) als Hauptgemengteile hinzu, die häufig miteinander verwachsen sind. Granat kommt in wechselnden Anteilen vor. Er wird gewöhnlich von Biotit und/oder Chlorit verdrängt, in geringerem Umfang in Klinozoisit umgewandelt. Die Größe der Granatkristalle variiert beträchtlich. Eine definierte Korngestalt ist nicht ausgebildet. Meist sind die Kristalle randlich resorbiert, zum Teil liegen nur noch kleine Fragmente vor. Als Akzessorien treten Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit, Karbonat und eine Opakphase auf.

2 3.2.2. Porphyroblastische Granitoide

In dem massigen, hypidiomorph-ungleichkörnigen Gestein vom *Månesigden* und *Torsviktoppen* treten 20-40 mm lange, annähernd idioblastische Feldspatgroßkristalle auf, die vereinzelt nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt sind. Augenförmige Porphyroblasten sind selten. Während die weißlich getrübbten Großkristalle in dem Granitoid vom *Månesigden* ungerichtet wirken, weisen sie in dem Gestein vom *Torsviktoppen* eine Vorzugsrichtung auf. Die Matrix besteht aus Quarz, Feldspat, Biotit und Granat. Letzterer kommt jedoch nur in dem Gestein vom *Torsviktoppen* vor.

Mikroskopisch bildet Quarz oft große, verzahnte, undulös auslöschende Aggregate, die infolge tektonischer Spannungen Subkorn Grenzen entwickeln. Daneben treten auch kleine, rekristallisierte Quarzkristalle auf, die Brüche in Kalifeldspat- und Plagioklasporphyroblasten verheilen und diese gelegentlich umsäumen. Häufig verdrängt eine myrmekitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas die Kalifeldspatgroßkristalle. Diese kommen sowohl mikroklinvergittert, als auch mikroperthitisch entmischt vor. In der Matrix befindet sich nur mikroklinvergitterter Kalifeldspat. Die meist sehr starke Sericitisierung der Plagioklaskristalle läßt die Albitverzwillingung nur sehr selten erkennen. Vereinzelt ist Saussuritisierung zu beobachten. Die Biotite in den beiden Gesteinen weisen zahlreiche Zirkoneinschlüsse auf. Ansonsten unterscheiden sie sich deutlich voneinander. Große, ungerichtete, undulös auslöschende Biotitkristalle, die einen kräftigen Pleochroismus von X=hellgelbbraun nach Y≈Z=braun zeigen und entlang von Spaltrissen eine Opakphasen entmischen sind für den porphyroblastischen Granitoid vom *Torsviktoppen* charakteristisch. Im Gegensatz dazu sind die Biotite in dem Gestein vom *Månesigden* klein ausgebildet und in Clustern angeordnet. Das Mineral wirkt ausgebleicht und wird stellenweise retrograd in Chlorit umgewandelt. Rundliche bis

hypidioblastische, teilweise korrodierte Granatkristalle, die siebartig von Quarz-, Biotit- und Opakeinschlüssen durchsetzt werden, treten nur in den Granitoiden vom *Torsviktoppen* auf. Manchmal wird der Granat randlich von Biotit verdrängt. Auf Bruchzonen ist gelegentlich Karbonat kristallisiert. Akzessorisch treten Muscovit, Apatit, Orthit und eine Opakphase auf. Der porphyroblastische Granitoid vom *Torsviktoppen* wurde von ARNDT et al. (1987) aufgrund seiner zahlreichen Xenolithe als "Fischgneis" bezeichnet und als granatführender Granodiorit interpretiert. Da zur Bestimmung des prämetamorphenen Edukts chemische Analysen herangezogen werden müssen, wird hier dem rein deskriptiven Begriff porphyroblastischer Granitoid der Vorzug gegeben.

2 4. Metavulkanite

Im Gelände wurden equigranulare, fein- bis mittelkörnige, gebänderte Gneise mit scharfen Materialgrenzen, die in der Regel makroskopisch keinen Muscovit und sehr wenig Granat führen, als leukokrate Metavulkanite bezeichnet. Diese Gesteinsansprache wurde von ARNDT et al. (1987) für das Gebiet der Heimefrontfjella in die Literatur eingeführt und wird hier beibehalten. Die leukokraten Metavulkanite wurden an folgenden Nunatakkern beprobt: *Boyesennuten*, *Gerhardsennuten*, *Verbindungsgrat Gerhardsennuten-Engenhovet*, *Imerslundryggen*, *Mathisenskaget*, *Mygehenget*, *Overlandnosa*, *Ryghnuten* und *Torsviktoppen*. Der helle Bändergneis weist eine lagige bis wellige Paralleltexur auf. Diese wird durch Wechsellagerung feldspat- und quarzreicher Streifen mit schiefrig-flasrig geregelten, dunkleren Streifen aus Biotit hervorgerufen. Die Bänderung variiert vom mm- bis zum m-Bereich. Es treten sowohl pink- bis beigefarbene, als auch hellgraue Gesteinsvarietäten auf. Quarz ist meist platten- bis diskenförmig ausgebildet. Vereinzelt enthalten die Gneise kleine Kalifeldspataugen. Cm-großer Magnetit tritt in den felsischen Gesteinen vom *Mathisenskaget* und *Ryghnuten* auf. In die leukokraten Metavulkanitabfolgen sind immer wieder schmale basische Zwischenlagen eingeschaltet. Die Zusammensetzung dieser mm- bis dm-mächtigen melanokraten Metavulkanitlagen entspricht der von Amphiboliten.

Aufgrund des angenommenen vulkanischen Ausgangsmaterials dieser Gesteine, wurden die Modalanalysen (Tab. A-5 im Anhang) im STRECKEISEN-Diagramm (1976) dargestellt (Abb. 2.-12). Danach handelt es sich bei dem Edukt, annähernd isochemische Metamorphosebedingungen vorausgesetzt, größtenteils um Rhyodacite und Dacite, untergeordnet um Rhyolithe. Nach WIMMENAUER (1985) sind Quarzgehalte über 50% in Vulkaniten meist nicht primär-magmatischen Ursprungs. Die in einigen Proben ermittelten Quarzanteile von mehr als 50% sind wahrscheinlich auf die metamorphe Überprägung und die damit einhergehende Fluidbeeinflussung zurückzuführen.

Mikroskopisch zeigen alle leukokraten Metavulkanite ein granoblastisches Gefüge aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und untergeordnet Biotit. Quarz löscht undulös aus und ist teilweise ausgelängt und eingeregelt. Der unterschiedlich stark sericitisierte Plagioklas ist sehr eng nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. Kombinationen des Albit- mit dem Periklin-Gesetz kommen vor. Kalifeldspat tritt sowohl mikroperthitisch entmischt, als auch mikroklinvergittert auf. In den leukokraten Metavulkaniten vom *Overlandnosa*,

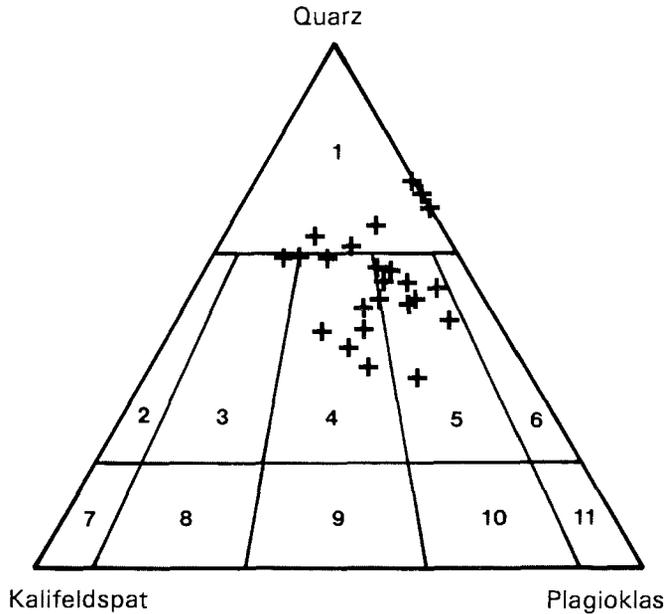


Abb. 2.-12: Modalbestände der leukokraten Metavulkanite im STRECKEISEN-Diagramm (1976)

2 Alkali-Rhyolith; 3 Rhyolith; 4 Rhyodacit; 5 Dacit; 6 Quarz-Andesit; 7 (Quarz)-Alkali-Trachyt; 8 (Quarz)-Trachyt; 9 (Quarz)-Latit; 10 (Quarz)-Latit-Andesit und -Latit-Basalt; 11 Andesit und Basalt

Mygehenget und in einer Probe vom *Gerhardsennuten* bilden mikroperthitisch entmischte Kalifeldspatgroßkristalle Augen. Diese werden stellenweise von Myrmekeit verdrängt. In wenigen Gesteinsproben vom *Imerlundryggen* wird die durch Biotit gebildete S_1 -Schieferung infolge einer zweiten Deformationsphase verfaltet. Die kleinen, lepidoblastisch ausgebildeten Biotitkristalle weisen häufig eine schwache Vorzugsrichtung auf. Sie liegen aber einzeln und nicht auf Bahnen angeordnet vor. Stellenweise sind Anzeichen einer beginnenden Chloritisierung zu erkennen. Zirkoneinschlüsse sind häufig. Amphibole können als Nebengemengteile hinzukommen. Die an einigen einfach nach (100) verzwillingten Individuen gemessene Auslöschungsschiefe von 18° - 24° weist auf eine tschermakitische bis pargasitische Hornblende hin. Sie ist meist xenoblastisch ausgebildet und zeigt einen Pleochroismus von X=gelbbraun über Y=oliv nach Z=blaugrün. Eine retrograde Umwandlung in sekundären Epidot ist manchmal zu beobachten. Daneben kommt Epidot auch primär in rundlichen bis unregelmäßigen Kristallen vor. Kleine, xenoblastische, meist schwach chloritisierte Granatkristalle treten in den leukokraten Metavulkaniten vom *Boyesennuten*, *Imerlundryggen* und *Ryghnuten* akzessorisch auf. Quarz- und Biotiteinschlüsse im Granat sind selten. Nur wenige Gesteinsproben enthalten primären Muscovit, der größtenteils akzessorisch vorliegt. Titanit,

Zirkon, Apatit, Orthit und eine Opakphase, bei der es sich aufgrund der häufig annähernd quadratischen Umrisse vermutlich um Magnetit handelt, liegen als weitere Akzessorien vor. Die Opakphase ist manchmal von einem schmalen Saum feinkörniger Minerale mit bunten Interferenzfarben umgeben, bei denen es sich wahrscheinlich um Epidot und/oder Sericit handelt.

Zwischen den leukokraten Metavulkaniten befinden sich immer wieder cm- bis dm-mächtige basische Metavulkanitlagen. Plagioklas und Hornblende stellen die Hauptgemengteile dieser, gelegentlich grobkristallin ausgebildeten Bereiche dar. Untergeordnet bis akzessorisch treten Quarz, Biotit, Kalifeldspat, Titanit, Apatit und eine Opakphase auf. Die xeno- bis subidioblastischen, abgeplatteten Amphibolaggregate weisen selten eine Vorzugsrichtung auf. Zwischen der meist frisch wirkenden Hornblende, die einen Pleochroismus von X=gelbbraun über Y=olivgrün nach Z=dunkelgrün zeigt, befindet sich xenoblastischer, gewöhnlich sericitisierter Plagioklas, wobei der Umfang der Alteration beträchtlich variieren kann. Gelegentlich wird die Hornblende retrograd in Epidot und/oder Chlorit abgebaut. Kleine, zum Teil mit der Hornblende verwachsene Biotitkristalle kommen bevorzugt im Kontaktbereich zu den leukokraten Metavulkaniten vor. Die Beeinflussung der schmalen basischen Lagen durch die benachbarten leukokraten Metavulkanite spiegelt sich auch in der Bildung kleiner Mikroklinkristalle wieder, die nicht zur primären Mineralparagenese gehören.

2 5. Hypabyssale Metaintrusiva

Unter der Bezeichnung hypabyssale Metaintrusiva werden metamorph überprägte Pegmatite und diskordante Amphibolitgänge zusammengefaßt. Modalanalysen dieser Gesteine sind Tab. A-6 (im Anhang) zu entnehmen.

2 5.1. Pegmatite

Die Pegmatitproben stammen vom *Mathisenskaget*, *Mygehenget* und *Sumnerkammen*. In dem grobkörnigen Gestein vom *Sumnerkammen* befinden sich neben Quarz, Feldspat und Muscovit auch idiomorphe Turmalinkristalle, die zum Teil in fast monomineralischen Lagen angeordnet sind. Während die Korngröße der Turmaline in den Lagen im mm-Bereich liegt, sind cm-große Turmalinkristalle regellos über das Gestein verstreut. Quarz und Feldspat bilden die Hauptgemengteile des Pegmatits vom *Mygehenget*. Max. 0.5 cm große, rotbraune Granatkristalle sind homogen verteilt. Äußerst selten sind kleine Biotitblättchen erkennbar. Regellos angeordnete, grünschwarze Hornblendekristalle treten in dem Feldspat-Quarz-Pegmatit vom *Mathisenskaget* auf.

Unter dem Mikroskop zeigt der Pegmatit vom *Mathisenskaget* ein granoblastisches Gefüge aus Quarz und Plagioklas. Der undulös auslöschende Quarz besitzt buchtige Korngrenzen. Neben kleinen Kristallen mit deutlicher Albitverzwillingung, treten auch große, selten albitverzwillingte Plagioklase auf. Diese Kristalle enthalten manchmal Quarzeinschlüsse und lassen eine beginnende Sericitisierung erkennen. Turmalin und Muscovit fehlen in dem Pegmatit vom *Mathisenskaget*. Dafür treten große, stark pleochroitische

Amphibolkristalle (X=braungelb, Y=gelbgrün, Z=olivgrün) und eine Opakphase, bei der es sich aufgrund der annähernd quadratischen Umriss wahrscheinlich um Magnetit handelt, auf.

Miteinander verzahnte Quarz-, stark sericitisierte Plagioklas- und mikroklilvergitterte Kalifeldspatkristalle bilden die Hauptbestandteile des Pegmatits vom *Mygehenge*. Untergeordnet liegen kleine, tafelige, häufige chloritisierte Biotite und primär, als auch sekundär aus dem retrograden Plagioklasabbau, entstandene Muscovite vor. Der korrodierte Granat ist entweder aus der Schmelze kristallisiert (endogene Bildung) oder stellt eine Restitphase dar. Der relativ hohe Spessartin-Gehalt von 14.7-18.6 Mol.-% (cf. Tab. A-7; Anhang) spricht für eine endogene Entstehung. Von Rissen ausgehend wird der Granat in Chlorit umgewandelt.

In den Dünnschliffen des Pegmatits vom *Sumnerkammen* befinden sich in einer Matrix aus Quarz- und Plagioklaskristallen hypidiomorph ausgebildete Turmaline, die einen deutlichen Pleochroismus und eine Zonierung der Absorptionsfarbe (O=gelbbraune Kerne und olivgrüne Ränder; E=farblos) aufweisen. Quarzeinschlüsse sind häufig. Quarz und Plagioklas liegen in gleicher Ausbildung wie in dem Pegmatit vom *Mathisensket* vor. Die Mineralphasen sind im Dünnschliff unregelmäßig und homogen verteilt. In wechselnden Mengenverhältnissen kommt Muscovit hinzu.

2 5.2. Amphibolite

Die beschriebenen Amphibolite treten diskordant in der metamorphen Gesteinsabfolge auf. Sie stellen höchstwahrscheinlich amphibolitfaziell überprägte Basaltgänge dar, die bei *Ristinghortane* 5-10 m und am *Sumnerkammen* ca. 5 m mächtig sind. Das mittel- bis grobkörnige, grünschwarze Gestein besteht megaskopisch größtenteils aus langprismatischen, meist eingeregelteten Hornblendekristallen. Vereinzelt treten winzige Glimmerblättchen und sehr kleine Quarzlinse auf.

Hornblende und Plagioklas stellen mikroskopisch die Hauptgemengteile der Amphibolite vom *Ristinghortane* dar. Stellenweise sind monomineralische Partien zu finden, in denen die Hornblende sehr grobkörnig, fast pegmatitisch ausgebildet ist. Als Zwickelfüllung tritt hier Plagioklas, Quarz, Epidot und Karbonat auf. Es handelt sich bei dem Edukt des Amphibolits um Basaltgänge, die im Frühstadium der Metamorphose in die amphibolitfaziell gebildeten Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer intrudierten. Dies erklärt auch die Disthen- und Staurolithfragmente in den Amphiboliten im Kontaktbereich zu dem Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer, die Restitphasen der partiellen Assimilation des Nebengesteins darstellen. Die großen, häufig langprismatischen Hornblendekristalle lassen keine Alteration erkennen. Sie zeigen einen Pleochroismus von X=gelbbraun über Y=gelbgrün nach Z=olivgrün. Eine Einregelung ist nicht erkennbar. Als Einschlüsse liegen Epidot, Zirkon und Titanit vor. Der gelegentlich sericitisierte Plagioklas ist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. Das Auftreten von Disthen und Staurolith wurde bereits erläutert. Diese beiden Phasen sind fast immer von einem feinkörnigen Saum aus Sericit und gelegentlich Chlorit umgeben, die die Umwandlungs-

produkte darstellen. Im Kontaktbereich zu den Granat-Disthen-Staurolith-Glimmerschiefern kommen auch Granat- und relativ häufig Biotitkristalle vor. Der subidioblastische Granat wird siebartig von Quarzeinschlüssen durchsetzt und oft randlich von Chlorit und Biotit verdrängt. Biotit ist mit der Hornblende verwachsen, vereinzelt vollständig chloritisiert und enthält auffallend viele Zirkoneinschlüsse.

Der Amphibolit vom *Sumnerkammen* besteht überwiegend aus großen, xeno- bis subidioblastischen, schwach eingeregelteten Hornblendeaggregaten. Zwischen der selten chloritisierten Hornblende, die einen Pleochroismus von X=braungelb über Y=grasgrün nach Z=olivgrün zeigt, befindet sich xenoblastischer, manchmal vollständig sericitisierter Plagioklas, der nach dem Albit-Gesetz verzwillingt ist und vereinzelt undulös auslöscht. Der retrograd aus der Hornblende gebildete Chlorit weist hellgrüne Absorptionsfarben und eine anomal preußischblaue Interferenzfarbe auf. Akzessorisch kommen kleine, längliche Biotitkristalle, rundliche, körnige Titanitaggregate, Zirkon, Apatit und Karbonat vor.

2 6. Jurassischer Basaltgang

Am Nordgrat vom *Norumnuten* ist ein ca. 0.5 m mächtiger postmetamorpher, jurassischer Basaltgang in eine Schwächezone zwischen Augengneisen und Amphiboliten intrudiert (Abb. 2.-13). Der Basaltgang vom *Norumnuten* wurde weder von WORSFOLD (1967) noch von ARNDT et al. (1987) beschrieben. In dem dichten, dunkelgrauen bis nahezu schwarzen Gestein sind mit bloßem Auge keine Mineralphasen erkennbar. Der Basalt ist durch die Oxidation des Fe^{2+} randlich rotbraun verwittert.



Abb. 2.-13: Ein postmetamorpher Basaltgang ist am *Norumnuten* in eine Schwächezone zwischen Augengneisen und Amphiboliten intrudiert.

Mikroskopisch befinden sich in einer glas- und opakreichen Matrix Plagioklas-, Klinopyroxen- und Olivineinsprenglinge. Die unregelmäßig, leistenförmigen Plagioklaskristalle sind polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und teilweise zonar gebaut. Klinopyroxen kann nur anhand der besseren Spaltbarkeit von Olivin unterschieden werden. Die beiden hypidiomorphen Mineralphasen sind kleiner als die Plagioklaskristalle. In den randlichen Bereichen des Gesteins sind die ansonsten farblosen Olivine intensiv gelbbraun bis braunrot verfärbt. Diese Färbung entsteht bei der Umwandlung der Olivinkristalle durch Oxidation des Fe^{2+} unter Zufuhr von Wasser. Es bildet sich ein submikroskopisches Gemenge aus Goethit, Chlorit und Tonmineralen, das Iddingsit genannt wird (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987).

2 7. Zusammenfassung

In Sivorgfjella, dem zentralen Teil der Heimefrontfjella, und Nord-Tottanfjella ist eine metamorphe, polyphas deformierte, vulkano-sedimentäre Gesteinsabfolge aufgeschlossen, in die zahlreiche granitoide Metaplutonite intrudiert sind.

Petrographisch handelt es bei den Metasedimenten um Glimmerschiefer, Paragneise, Kalksilikate und untergeordnet um Marmore und Quarzite. In den unterschiedlichen Glimmerschiefer- und Paragneistypen kommen folgende Mineralphasen in wechselnden Mengenverhältnissen vor: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Hornblende, Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin, Skapolith, Epidot, Klinozoisit, Calcit/Dolomit, Kalifeldspat, Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit und eine Opakphase (Ilmenit oder Magnetit). Das Auftreten der fazieskritischen Minerale Disthen und Staurolith in den Glimmerschiefern der Nunatakker *Mygehenget*, *Ristinghortane* und *Sumnerkammen* spricht für niedriggradige amphibolitfaziale Metamorphosebedingungen. Disthen liegt außerdem in den Glimmerschiefern vom *Christensenkollen*, *Gramkroken* und *Malmrusta* vor. Ausschließlich am *Sumnerkammen* wurden skapolithführende Paragneise angetroffen. An diesem Nunatak treten auch turmalinreiche Glimmerschiefer und Pegmatite auf. Kalifeldspat wurde nur in einem Paragneis vom *Christensenkollen* gefunden. Die beprobten Kalksilikate sind an dem Nunatak *Ristinghortane* schiefrig, am *Mygehenget* felsig ausgebildet und werden durch die Mineralphasen Calcit/Dolomit, Hornblende, Plagioklas und Muscovit charakterisiert.

Bei den Metaplutoniten können Augengneise von equigranularen oder porphyroblastischen Granitoiden unterschieden werden. Die orthogene Herkunft dieser Gesteine wird durch reliktsche plutonische Gefüge und zahlreiche Xenolithe belegt. Sowohl die linsenförmigen Augen, als auch die idioblastischen Großkristalle werden hauptsächlich von Kalifeldspat, untergeordnet von Plagioklas gebildet. Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit treten als Hauptgemengteile, Muscovit, Hornblende, Granat und Orthopyroxen als Nebengemengteile und Klinozoisit, Calcit/Dolomit, Titanit, Zirkon, Apatit, Orthit und eine Opakphase akzessorisch auf. Von allen untersuchten Gesteinen wurde nur in einer Augengneisprobe vom *Sollienabben* Orthopyroxen nachgewiesen.

In den leukokraten Metavulkaniten ist die relativ monotone Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, \pm Hornblende, \pm Granat, \pm Muscovit ausgebildet. Es handelt

sich um equigranulare, fein- bis mittelkörnige, gebänderte Gneise, in die immer wieder schmale basische hornblende- und plagioklasreiche Zwischenlagen eingeschaltet sind.

Die Quarz-Feldspat-Pegmatite und die Amphibolite kommen diskordant in der metamorphen Gesteinsabfolge vor. In beiden Gesteinstypen liegen vereinzelt Granatkristalle vor.

Am *Norumnuten* wurde erstmals ein ca. 0.5 m mächtiger, postmetamorpher, jurassischer Basaltgang entdeckt, der mikroskopisch Plagioklas-, Klinopyroxen- und Olivineinsprenglinge in einer glas- und opakreichen Matrix zeigt.

Alle metamorphen Gesteinstypen lassen anhand der Kristallisation sekundärer Mineralphasen eine retrograde Überprägung erkennen. Hinweise auf eine mehrphasige thermobarometrische Beanspruchung der untersuchten Gesteine ergaben sich nicht.

3 Mineralchemie

3 1. Vorbemerkungen

Die mineralchemischen Untersuchungen wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (Typ Cameca SX 50) am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg durchgeführt. Die Fehler bei Mikrosondenmessungen liegen in der Regel bei 1-2% relativ. Wiederholte Messungen auf den Standards zwischen den Analysen zeigten, daß der Fehler bei den Hauptelementen max. 1% beträgt. Für Nebenelemente mit Oxidgehalten kleiner 1% muß mit größeren Fehlern gerechnet werden. Als Standards wurden natürliche und synthetische Minerale (Silikate, Oxide und Sulfate) verwendet.

Meßbedingungen waren:

Beschleunigungsspannung: 15 kV

Probenstrom: 10 nA

Meßzeit:

- Peak: 1 * 15 s für Si, Al, K, Na
1 * 20 s für Ti, Cr, Mg, Ca, Mn, Fe, Zn, Ba, S, Cl
- Untergrund: 2 * 7.5 s für Si, Al, K, Na
2 * 10 s für Ti, Cr, Mg, Ca, Mn, Fe, Zn, Ba, S, Cl

Mit dem PAP-Computerprogramm von Cameca wurde die Matrixkorrektur (Ordnungszahl-, Fluoreszenz- und Absorptionskorrektur) berechnet. Die in den folgenden Diagrammen dargestellten Analysen sind nicht alle tabellarisch aufgeführt.

Besondere Aufmerksamkeit wurde der chemischen Zusammensetzung von koexistierenden Mineralphasen gewidmet, die eine Druck- und Temperaturabschätzung infolge der Elementverteilung erlauben. Es wurden Granat, Biotit, Muscovit, Amphibol, Staurolith, Turmalin, Orthopyroxen, Plagioklas, Kalifeldspat, Skapolith, eine Karbonatphase und Ilmenit in folgenden Gesteinsproben analysiert:

- Metasedimente:

- * Glimmerschiefer: PS 4 Ristinghortane, PS 23 Mygehenget, PS 63 und PS 69
Sumnerkammen, PS 105 Wrighthamaren, PS 108 und PS 110 Gramkroken, PS 139
Imerslundryggen
- * Paragneise: PS 45 Mygehenget, PS 75 Sumnerkammen, PS 115 Overlandnosa, PS
118 Christensenkollen
- * Kalksilikate: PS 15 Ristinghortane

- Metaplutonite:

- * Augengneise: PS 82 Bieringmulen, PS 91 Paalibba, PS 97 Norumnuten, PS 102
Wrighthamaren, PS 112 Overlandnosa, PS 130 Imerslundryggen, PS 136
Sollienabben
- * gleichkörniger Granitoid: PS 85 Paalibba

- Metabasit-Gang:

- * Amphibolit: PS 6 Ristinghortane

Insgesamt wurden ca. 1300 Analysen erstellt.

3 2. Granat

Die Zusammensetzung von Granatkristallen in den Glimmerschiefern PS 4, 23, 63, 69, 105, 108, 139, den Paragneisen PS 45, 115, den Augengneisen PS 82, 91, 97, 102, 112, 130, dem Granitoid PS 85 und dem Amphibolit PS 6 ist Tab. A-7 (Anhang) zu entnehmen. Die Mineralformel (allgemein: $X_3Y_2[ZO_4]_3$) wurde auf der Basis von 24 Sauerstoffen berechnet. Dabei wurde eine ideale Besetzung der Positionen X, Y und Z mit 6, 4 und 6 Kationen angestrebt. Anhand der Kationenbesetzung der X-Position wurde der Fe^{3+} -Gehalt, der sich mit der Mikrosonde nicht direkt messen läßt, mit folgender Fallunterscheidung abgeschätzt:

1. X-Position überbesetzt ($X > 6$)

Das überschüssige Fe^{2+} wurde in Fe^{3+} umgerechnet, um die X-Position mit 6 ideal zu besetzen. Dieses abgeschätzte Fe^{3+} wurde der Tetraederposition (Z) zugeschlagen und mit dem Si addiert. Es ergaben sich drei Fälle:

- $(Si + Fe^{3+}) < 6 \Rightarrow$ die Tetraederposition (Z) wurde mit Al^{IV} auf 6 ergänzt.
- $(Si + Fe^{3+}) = 6 \Rightarrow$ ideale Besetzung der Tetraederposition (Z).
- $(Si + Fe^{3+}) > 6 \Rightarrow$ das überschüssige Fe^{3+} wurde der Oktaederposition (Y) zugeschlagen.

2. X-Position ideal- ($X=6$) oder unterbesetzt ($X < 6$)

Es wurde keine Fe^{3+} -Abschätzung vorgenommen, da sonst die Besetzung der X-Position sinken würde. Die Tetraederposition (Z) wurde nur mit Al^{IV} aufgefüllt.

Die Zuordnung des Fe^{3+} zur Tetraederposition (Z) entspricht nicht der noch allgemein üblichen Praxis, wonach der Si-Gehalt in der Z-Position mit Al^{IV} auf 6 ergänzt wird. Die Frage der Tetraederbesetzung bei Granat wird jedoch noch diskutiert. Untersuchungen von SCHWARTZ & BURNS (1978) mit Hilfe der Mössbauer-Spektroskopie an natürlichen Fe-Ti-Granaten ergaben einen bevorzugten Einbau von Fe^{3+} in der Tetraederposition. Im Gegensatz dazu stellten HUGGINS et al. (1977) bei synthetischen Granaten geringe Gehalte von Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti, Al und P in der Tetraederposition fest, wobei Al vor Fe^{3+} und dieses wiederum vor Ti eingebaut wird.

Die Endglieder der Granat-Mischkristalle wurden in der Reihenfolge Uwarowit $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$, Andradit $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$, Grossular $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$, Almandin $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, Spessartin $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$, Pyrop $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ ermittelt. Da optisch keine Reaktionsränder erkennbar waren, wurden zum Teil nur Kern- und Randzusammensetzungen gemessen um Aussagen über einen möglichen Zonarbau treffen zu können. Alle Granatanalysen sind zur besseren Vergleichbarkeit als Projektionen in dem Dreiecksdiagramm Almandin-Pyrop-Grossular (Abb. 3.-1a,b,c) dargestellt. Aufgrund der starken Zonierung der Spessartin-Komponente in den Granatkristallen der Augengneise PS 82, 97 und der Glimmerschiefer PS 63, 69 wurden zur Veranschaulichung der Endglieder zusätzlich die Dreiecksdiagramme Almandin-Grossular-Spessartin (Abb. 3.-2) und Almandin-Pyrop-Spessartin (Abb. 3.-3) herangezogen.

Für die teilweise sehr großen Unterschiede im Zonarbau der Granatkristalle innerhalb einer Gesteinsprobe sind vor allem nachstehende Gründe verantwortlich zu machen:

- Schnitteffekte: Der Granat ist nur randlich angeschnitten. Daher besitzt der vermeintliche "Kern" eine Randzusammensetzung.
- Aufgrund der korrodierten Form handelt es sich bei dem angenommenen "Rand" noch um einen ursprünglichen Kern.

Es ist anzunehmen, daß nur die am stärksten zonierten Granatkristalle ein repräsentatives Bild des Zonarbaus abgeben. Daher wurden die Kern-Rand-Beziehungen der beiden am stärksten zonierten Kristalle je Probe dargestellt (Abb. 3.-4a,b,c).

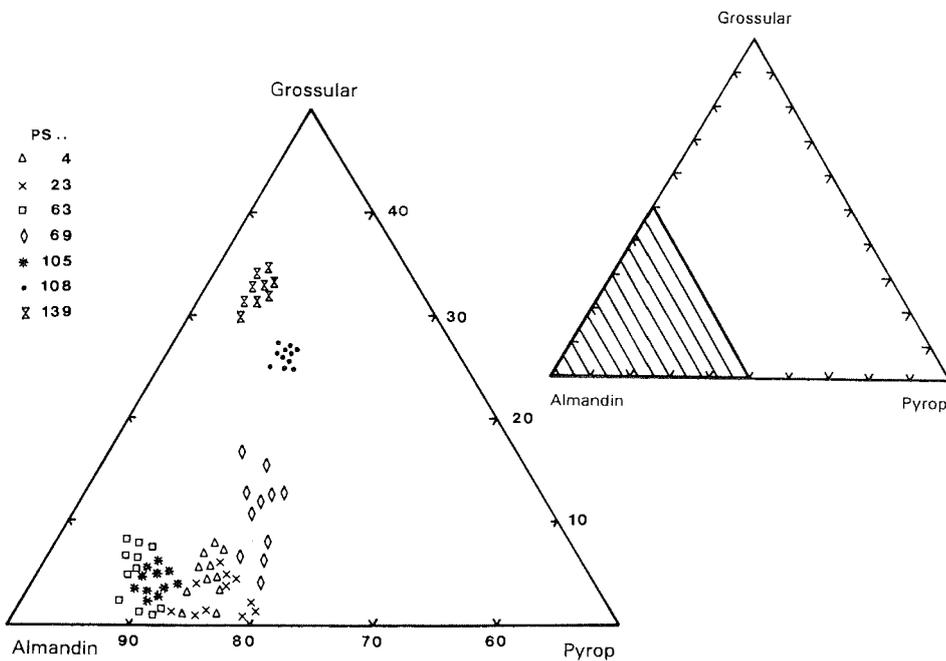


Abb. 3.-1a: Zusammensetzung von Granatkristallen aus Glimmerschiefern im Dreiecksdiagramm Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Pyrop $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

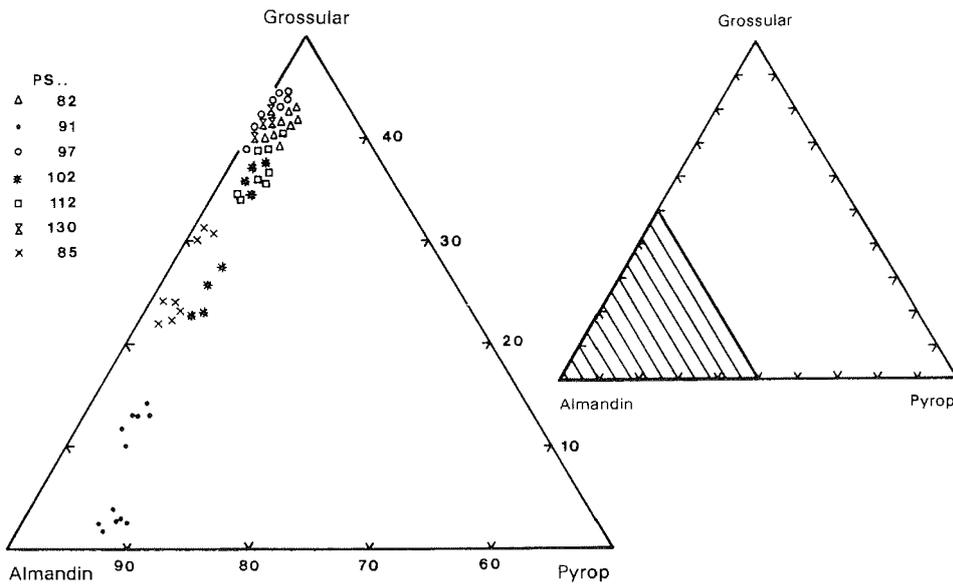


Abb. 3-1b: Zusammensetzung von Granatkristallen aus Augengneisen und einem Granitoid (PS 85) im Dreiecksdiagramm Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Pyrop $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

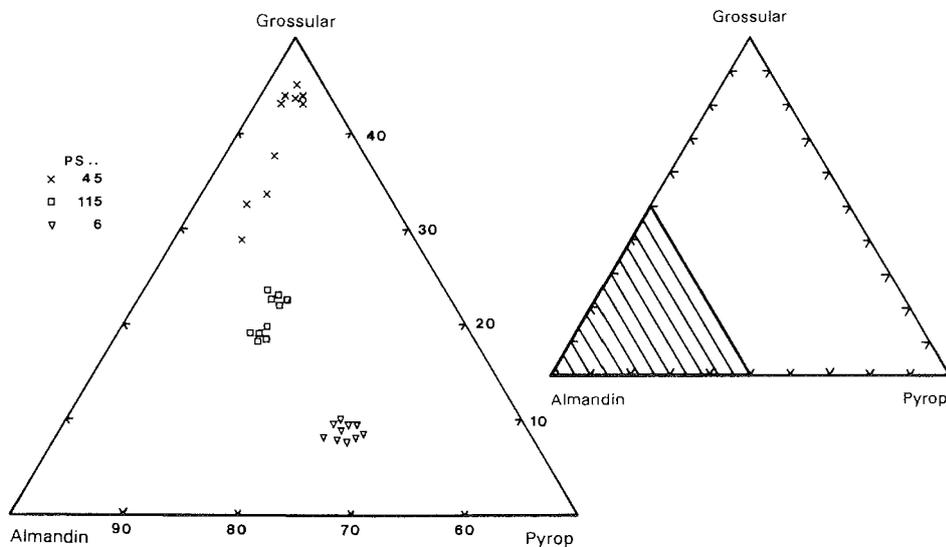


Abb. 3-1c: Zusammensetzung von Granatkristallen aus Paragneisen und einem Amphibolit (PS 6) im Dreiecksdiagramm Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Pyrop $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

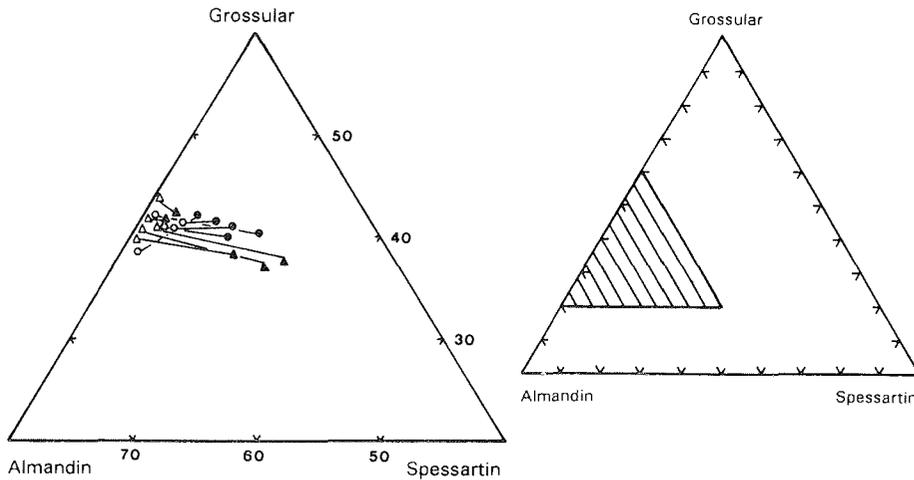


Abb. 3.-2: Zusammensetzung von Granatkristallen der Augengneise PS 82 (Dreiecke) und 97 (Kreise) im Dreiecksdiagramm Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Spessartin $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Zusammengehörende Kern- (ungefüllt) und Randzusammensetzungen (gefüllt) sind miteinander verbunden. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

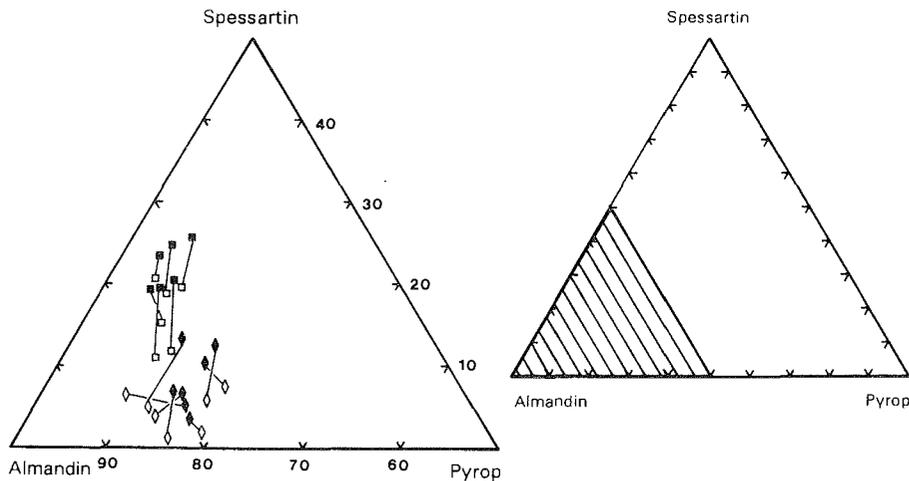


Abb. 3.-3: Zusammensetzung von Granatkristallen der Glimmerschiefer PS 63 (Quadrate) und 69 (Rauten) im Dreiecksdiagramm Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Pyrop $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ - Spessartin $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$. Zusammengehörende Kern- (ungefüllt) und Randzusammensetzungen (gefüllt) sind miteinander verbunden. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

Die almandinreichen Granatmischkristalle in den Glimmerschiefern und Paragneisen zeigen einen äußerst variablen Zonarbau (Abb. 3.-4a). In den Kristallen der unterschiedlichen Proben ist sowohl ein randlicher Almandin-Anstieg (max. 6 mol-%), als auch ein Almandin-Abfall (max. 9 mol-%) feststellbar, der durch das unterschiedliche Zusammenwirken von Grossular, Spessartin und Pyrop ausgeglichen wird. Während der Spessartin-Gehalt in der Regel vom Kern zum Rand zunimmt (1-9 mol-%), sinkt der Pyrop-Anteil meist in gleicher Richtung ab (1-7 mol-%). Bezüglich der Almandin- und Grossular-Konzentration lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Die Granate der einen Gruppe besitzen sehr hohe Almandin- (69-84 mol-%) und niedrige Grossular-Gehalte (1-17 mol-%), bei der anderen ist die Diskrepanz zwischen den beiden Komponenten viel geringer (Almandin 50-65 mol-%; Grossular 18-43 mol-%). Die Anteile von Spessartin (1-25 mol-%) und Pyrop (2-19 mol-%) am Granatchemismus schwanken beträchtlich. Andradit (max. 3.4 mol-%) und Uwarowit (max. 0.5 mol-%) sind untergeordnet vertreten. In Abb. 3.-3 sind die hohen Spessartin-Gehalte der Granate in den Glimmerschiefern PS 63 und 69 und deren zonare Verteilung dargestellt.

Auch die grossular- und almandinbetonten Granatmischkristalle in den Augengneisen und dem Granitoid sind bezüglich der Endglieder unterschiedlich stark zoniert. Am häufigsten ist ein Anstieg der Grossular-Komponente um 1-11 mol-% vom Kern zum Rand erkennbar. Dieser wird meist durch eine randliche Abnahme von Almandin (max. 10 mol-%) und/oder Spessartin (max. 12 mol-%) ausgeglichen. Pyrop ist teilweise im Kern um 1-2 mol-% angereichert. Es treten jedoch weitere Zonierungsmuster auf. In der Probe PS 82 nehmen Almandin und Grossular vom Kern zum Rand zu, Spessartin ab (Abb. 3.-4b). Der randliche Abfall der Grossular- und Spessartin-Komponente wird in den Granatkristallen der Proben PS 97 und 130 durch den Anstieg von Almandin kompensiert. Aus der Berechnung der Endglieder ergeben sich folgende Anteile: Almandin 48-71 mol-%, Grossular 20-42 mol-%, Spessartin 1-13 mol-%, Pyrop 1-5 mol-%, Andradit 0-7 mol-% und Uwarowit max. 0.5 mol-%. Nur der Augengneis PS 91 weist bei einem vergleichbaren Spessartin-Anteil, deutlich niedrigere Grossular- (2-14 mol-%) und höhere Almandin- (78-86 mol-%) und Pyrop-Konzentrationen (4-8 mol-%) auf.

Die Granatkristalle des Amphibolits PS 6 weisen eine nahezu homogene Elementverteilung auf (Abb. 3.-4c). Bemerkenswert ist, daß die Granate die höchsten Pyrop-Konzentrationen aller untersuchten Gesteinsproben enthalten (23-26 mol-%). Almandin bildet mit 62-66 mol-% die Hauptkomponente, die anderen Endglieder liegen jeweils unter 10 mol-% (Grossular 7-10 mol-%, Spessartin 3-4 mol-%, Andradit max. 1 mol-%, Uwarowit max. 0.2 mol-%).

Der Gesamtgesteinschemismus wirkt sich auf den Ca-Einbau in den untersuchten Granatkristallen unabhängig vom Gesteinstyp aus. Ein erhöhtes Ca-Angebot äußert sich in der Koexistenz von grossularreichem Granat (Ca immer größer 1.0 pfu¹⁾, meist über 1.5 pfu) neben Ca-Hornblende. Im Gegensatz dazu liegt der Ca-Anteil von Granatkristallen aus amphibolfreien Paragenesen unter 1.0 pfu. Eine Ausnahme bildet der Amphibolit PS 6 der grossulararmen Granat (Ca < 0.6 pfu) und Ca-Hornblende enthält. Diese Hornblenden weisen jedoch die niedrigsten Ca-Anteile aller analysierten Amphibole auf. Ein

1) pfu: per formula unit

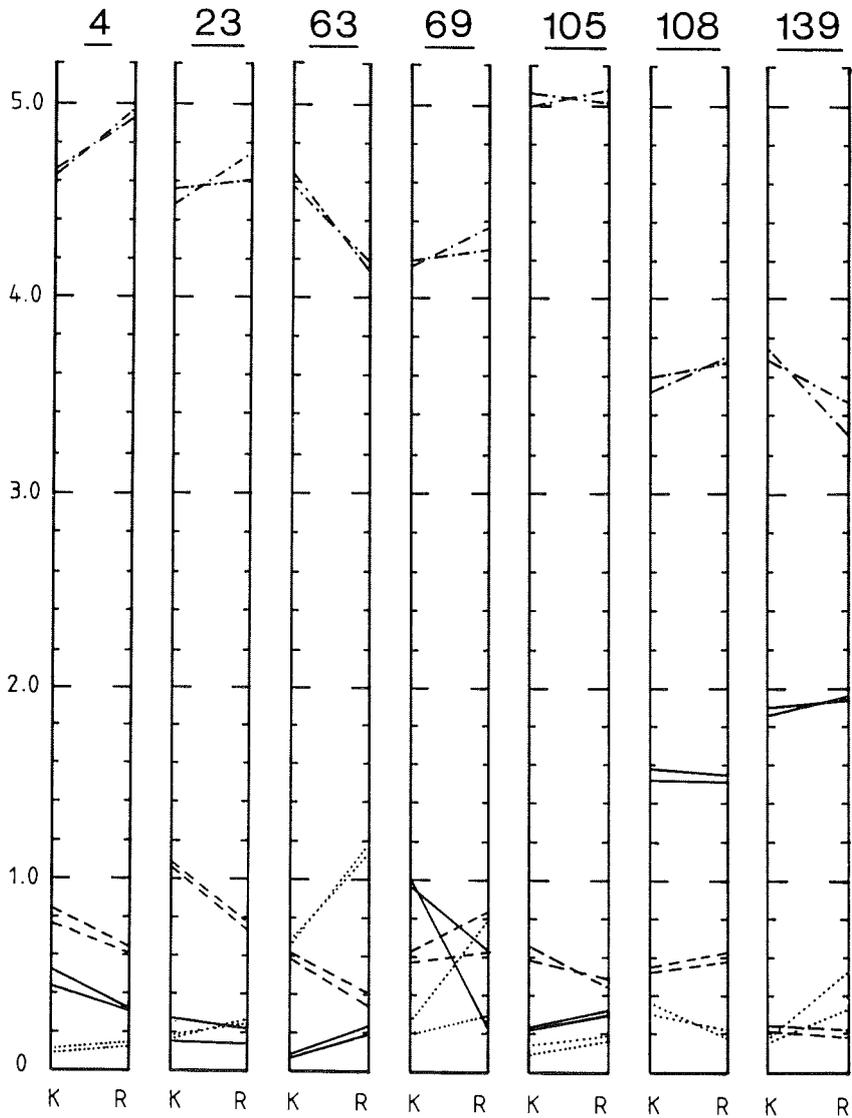


Abb. 3.-4a: Kern-Rand-Beziehungen von Granatkristallen aus Glimmerschiefern. Es sind jeweils die beiden am stärksten zonierten Kristalle dargestellt. Fe: strich-punktiert, Ca: durchgezogen, Mg: gestrichelt, Mn: gepunktet; K: Kern, R: Rand. Vertikale Achse: Kationen pro Formeleinheit (Sauerstoffbasis 24).

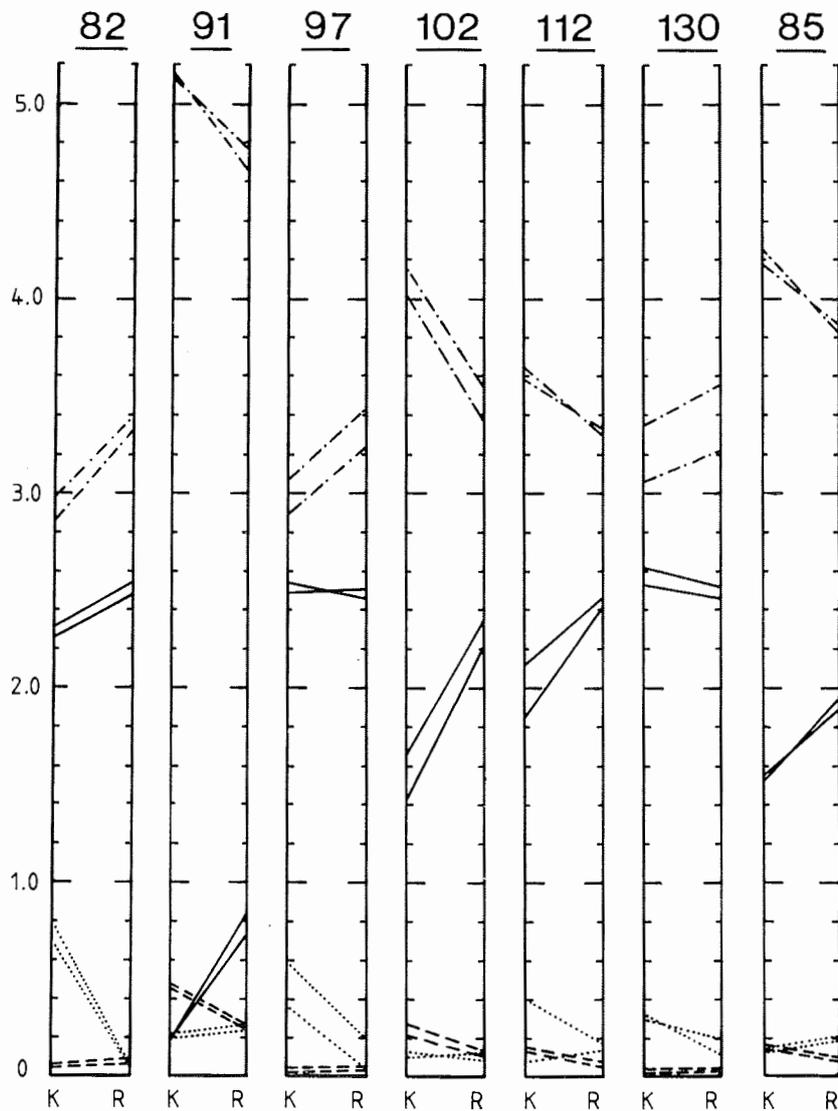
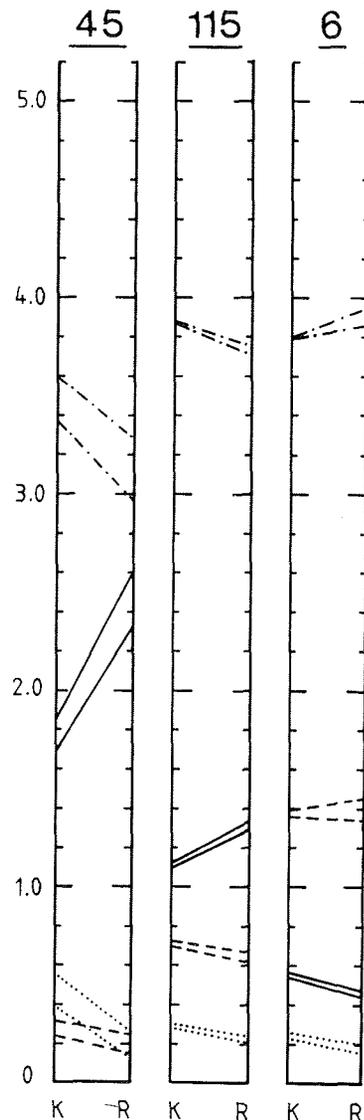


Abb. 3.-4b: Kern-Rand-Beziehungen von Granatkristallen aus Augengneisen und einem Granitoid (PS 85). Es sind jeweils die beiden am stärksten zonierten Kristalle dargestellt. Fe: strich-punktiert, Ca: durchgezogen, Mg: gestrichelt, Mn: gepunktet; K: Kern, R: Rand. Vertikale Achse: Kationen pro Formeleinheit (Sauerstoffbasis 24).

Abb. 3.-4c: Kern-Rand-Beziehungen von Granatkristallen aus Paragneisen und einem Amphibolit (PS 6). Es sind jeweils die beiden am stärksten zonierten Kristalle dargestellt. Fe: strich-punktiert, Ca: durchgezogen, Mg: gestrichelt, Mn: gepunktet; K: Kern, R: Rand. Vertikale Achse: Kationen pro Formeleinheit (Sauerstoffbasis 24).

Faktor der den Grossular-Gehalt beeinflusst, ist die Anorthit-Konzentration des Plagioklases. Diese ist aber in den unterschiedlichen Gesteinstypen, unabhängig vom Auftreten von Hornblende, ähnlich (cf. Kap. 3.-9).

Der Zonarbau der Granatkristalle wird verursacht durch intrakristalline Diffusionsprozesse (ANDERSON & BUCKLEY 1973). Diese Vorgänge setzen Mindestbildungstemperaturen der Gesteine von 600 °C voraus (WOODSWORTH 1977). Eine Ausnahme stellen unterhalb von 600 °C ablaufende Diffusionsprozesse dar, die bei retrogradem Granatabbau zu einer randlichen Mn-Anreicherung führen (DE BETHUNE et al. 1975). In den meisten untersuchten Dünnschliffen wird Granat retrograd von Biotit und/oder Chlorit verdrängt. Da diese beiden Phasen sehr wenig Mn in das Kristallgitter einbauen, verbleibt der Großteil des Mn im Granat, wodurch es zu einer randlichen Spessartin-Anreicherung kommt (cf. Abb. 3.-4a,b,c: PS 4, 23, 63, 69, 105, 139, 91, 85)



Die in einem Teil der analysierten Granate beobachtete kontinuierliche Mn-Abnahme vom Kern zum Rand beruht auf Fraktionierungsprozessen (cf. Abb. 3.-4a,b,c: PS 108, 82, 97, 130, 45, 115, 6) (HOLLISTER 1966, ATHERTON 1968, TRCZIENSKI 1977). Dabei wird das betreffende Element durch den Einbau in den wachsenden Kristall aus dem Gestein entzogen und in dem Mineral angereichert. Es handelt sich im Gegensatz zu der oben beschriebenen Diffusionszonierung, um eine Wachstumszonierung. Ob das Modell der Rayleigh-Fraktionierung (HOLLISTER 1966) jedoch strikt auf die natürliche Granatbildung anwendbar ist, oder ob die modifizierte Gleichung von ATHERTON (1968) den

Prozeß exakter beschreibt ist umstritten (TRACY 1982). Die Präsenz der Wachstumszonierung von Mn zeigt, daß die maximalen Metamorphosetemperaturen 650-700 °C nicht überschritten haben. Oberhalb dieser Temperaturen homogenisiert der Granat durch Volumendiffusion, wodurch die Wachstumszonierung der Spessartin-Komponente ausgelöscht wird (WOODSWORTH 1977).

Hohe Mg-Konzentrationen, die in den analysierten Proben bei weitem nicht erreicht werden, sind auf eine Granatbildung bei Hochdruck-Metamorphose zurückzuführen (WINKLER 1979, MATTHES 1990). Eine Abnahme der Pyrop-Komponente vom Kern zum Rand ist bei fast allen zonierten Granaten zu erkennen (cf. Abb. 3.-4a,b,c; PS 4, 23, 63, 105, 139, 91, 102, 112, 85, 45, 115). Dies weist auf eine Änderung der P-T-Bedingungen hin. Aufgrund der schwachen Pyrop-Zonierung wurden die Kernbereiche wahrscheinlich unter geringfügig höheren Drucken und Temperaturen gebildet. Im Zuge der Heraushebung der Gesteinsabfolge führten abnehmende Metamorphosebedingungen zur Kristallisation Mg-ärmerer Granatränder. Eine weitere Möglichkeit stellt wiederum die retrograde Granatresorption durch Biotit und/oder Chlorit dar. Weil Biotit und Chlorit im Vergleich zu Granat stets mehr Mg einbauen, führt dies zu einer randlichen Abnahme des Pyrop-Anteils.

TRACY (1982) erklärt vom Kern zum Rand steigende Grossular-Gehalte durch die Beteiligung Ca-reicher Phasen, wie z.B. Epidot an der granatbildenden Reaktion (cf. Abb. 3.-4a,b,c; PS 63, 105, 82, 91, 102, 112, 85, 45, 115). Die randliche Grossular-Anreicherung kann aber auch unter retrograden Metamorphosebedingungen durch die Freisetzung von Ca aus Plagioklas bei dessen Sericitisierung hervorgerufen werden. Es treten jedoch in einigen Proben Granatkristalle auf, die eine Abnahme der Grossular-Konzentration vom Kern zum Rand zeigen (cf. Abb. 3.-4a,b,c; PS 4, 69, 136, 6). Hierfür ist die beobachtete Resorption von Granat durch Epidot verantwortlich zu machen. Nach RÄHEIM (1975) und MARTIGNOLE & NANTEL (1982) weist ein Anstieg des Grossular-Anteils auf eine Druckerhöhung hin. Danach müßten die Randbereiche vieler Granatkristalle unter höheren Drucken als die Kerne entstanden sein, wenn nicht das erhöhte Ca-Angebot durch den Plagioklas-Abbau entscheidend ist.

Das Verhältnis von Pyrop zu Grossular erlaubt nach MARTIGNOLE & NANTEL (1982) Angaben zur metamorphen Entwicklung der Gesteine, weil der Zonarbau der Grossular-Komponente druckabhängig ist, während derjenige von Pyrop hauptsächlich von der Temperatur beeinflusst wird. Die Glimmerschieferproben PS 23, 63 und 105 enthalten Granatkristalle deren Zusammensetzung Hinweise auf eine isobare Abkühlung liefern (Abb. 3.-5a). Demgegenüber läßt der Granatchemismus in den Augengneisen PS 82, 102, 112, dem Granitoid 85 und dem Paragneis PS 45 den Schluß auf eine isothermale Versenkung der Gesteine zu (Abb. 3.-5b), ohne Aussagen über die spätere Hebungsgeschichte. Keine Korrelation zwischen dem Grossular- und Pyrop-Anteil zeigen die übrigen untersuchten Proben. Die konträren Trends (isobare Abkühlung - isothermale Versenkung) werden vermutlich durch die retrograde Überprägung der Gesteine und die damit einhergehenden Verschiebungen im Granatchemismus hervorgerufen. Ihnen wird daher keine weitere Aussagekraft zugemessen.

Anhand der Fe-Mg-Mn-Verteilung in Granat aus Gesteinen der Paragenese Granat-Biotit- Al_2SiO_5 -Quarz können die minimalen Metamorphosedrucke bei bekannter Temperatur abgeschätzt werden (TRACY et al. 1976). Die vorgegebene Mineralasoziation liegt nur in den Glimmerschiefern PS 4, 23 und 69 vor. Mit Disthen als vorherrschender Al_2SiO_5 -Modifikation und Temperaturen um 600 °C (cf. Kap. 4.-5) ergeben sich Mindestdrucke von ca. 5.4-6.3 kbar.

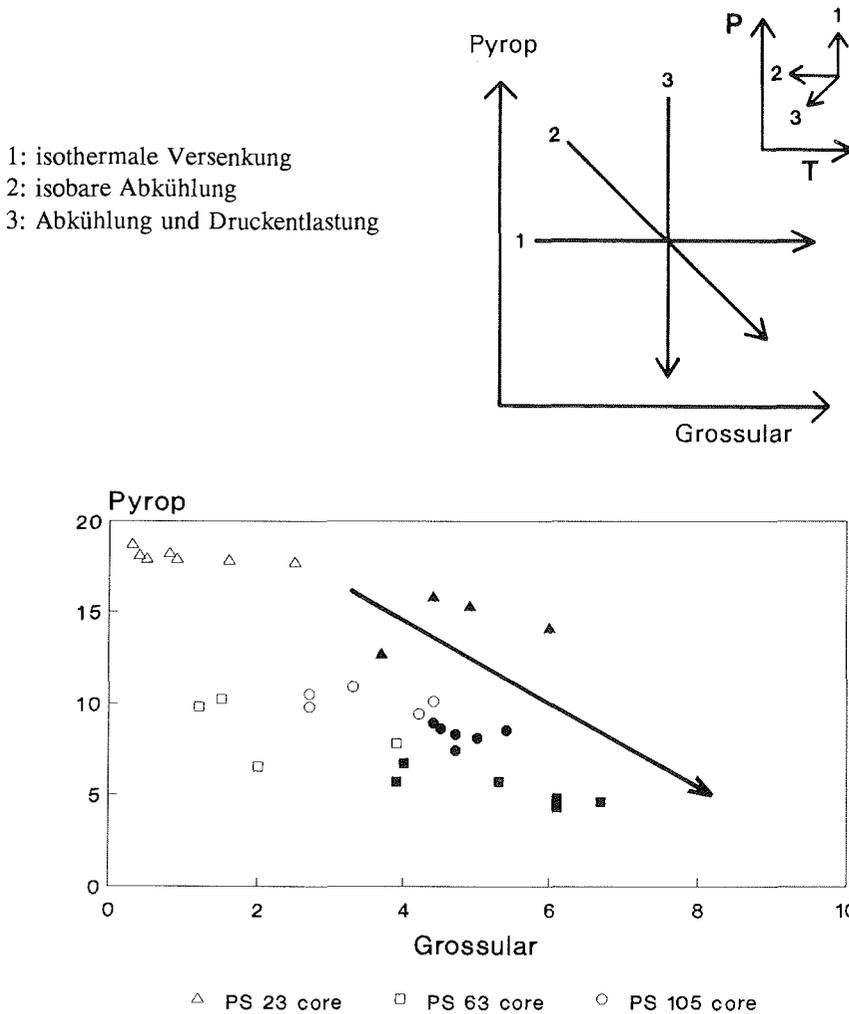


Abb. 3.-5a: Pyrop/Grossular-Verteilung in den Granatkristallen der Glimmerschiefer PS 23, 63 und 105. Kern-: ungefüllt, Randzusammensetzung: gefüllt. Die obere Abbildung zeigt die verschiedenen Trends, die nach MARTIGNOLE & NANTEL (1982) für den Zonarbau der Granatkristalle verantwortlich sind.

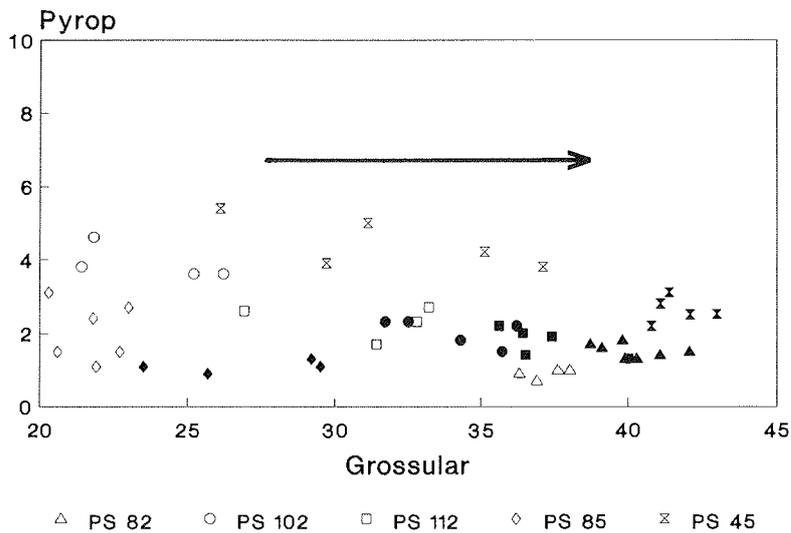


Abb. 3.-5b: Pyrop/Grossular-Verteilung in den Granatkristallen der Augengneise PS 82, 102, 112, dem Granitoid PS 85 und dem Paragneis PS 45. Kern-: ungefüllt, Randzusammensetzung: gefüllt. Die obere Abbildung auf Seite 50 zeigt die verschiedenen Trends, die nach MARTIGNOLE & NANTEL (1982) für den Zonarbau der Granatkristalle verantwortlich sind.

3 · 3. Biotit

In Tab. A-8 (Anhang) sind Biotitanalysen der Glimmerschiefer PS 4, 23, 63, 69, 105, 108, 110, 139, Paragneise PS 45, 75, 115, 118, des Kalksilikatschiefers PS 15, der Augengneise PS 82, 91, 97, 102, 112, 130, 136, des Granitoids PS 85 und des Amphibolits PS 6 aufgeführt. Die Formelberechnung erfolgte auf der Basis von 22 Sauerstoffen. Der Chemismus wurde sowohl im Variationsdiagramm der Biotit-Reihe (FOSTER 1960) (Abb. 3.-6a,b,c), als auch in der 'idealen Biotit-Ebene' von GUIDOTTI (1984) (Abb. 3.-7a,b,c) veranschaulicht. Die Biotitanalysen der Glimmerschiefer fallen größtenteils in das Lepidomelan-Feld, in geringerem Umfang in den Grenzbereich Lepidomelan/Meroxen und das Meroxen-Feld (Abb. 3.-6a). Die darstellenden Punkte der Biotitanalysen der Augengneise und des Granitoids liegen im unteren Bereich der Felder Lepidomelan und Siderophyllit (Abb. 3.-6b). Von Meroxen bis Lepidomelan variiert die Zusammensetzung der Biotite in den vier untersuchten Paragneisen (Abb. 3.-6c). Als Meroxen bzw. Phlogopit ist der Biotit des Amphibolits bzw. des Kalksilikatschiefers zu bezeichnen.

Nach GUIDOTTI (1984) weisen amphibolitfazielle Biotite muscovitführender metapelitischer Paragenesen Al^{VI} -Konzentrationen zwischen 0.7 und 1.0 pfu und ein $X(Fe)$ von 0-0.7 auf. Im Gegensatz dazu besitzen Biotite in Metapeliten und anderen Al-reichen Ge-

steinen, die nicht mit Muscovit koexistieren, niedrigere Al^{VI} -Gehalte. In den Biotiten der hier untersuchten Glimmerschiefer spiegeln sich GUIDOTTIS (1984) Ergebnisse wieder (Abb. 3.-7a) Während die mit Muscovit koexistierenden Biotite Al^{VI} -Werte zwischen 0.7 und 1.0 pfu zeigen, sinkt der Al^{VI} -Gehalt des Biotits in den beiden Glimmerschieferproben PS 108 und 139 infolge der Abwesenheit von Muscovit unter 0.5 pfu. $X(Fe)$ variiert von 0.42 bis 0.70.

Ein ähnliches Resultat bezüglich des Al^{VI} liefert die Darstellung der Augengneise und des Granitoids (Abb. 3.-7b). Auch hier dokumentiert der mit Muscovit assoziierte Biotit der Augengneisprobe PS 91 die höchsten Al^{VI} -Gehalte, die sogar in dem von GUIDOTTI (1984) angegebenen Bereich von 0.7-1.0 pfu für Metapelite liegen, bei einem jedoch höheren $X(Fe)$ von 0.72-0.79. Der in den übrigen Augengneisen und dem Granitoid, teilweise in Paragenese mit Hornblende, vorliegende Biotit besitzt niedrigere Al^{VI} -Konzentrationen (0.11-0.65 pfu) und ein $X(Fe)$ von 0.66-0.92.

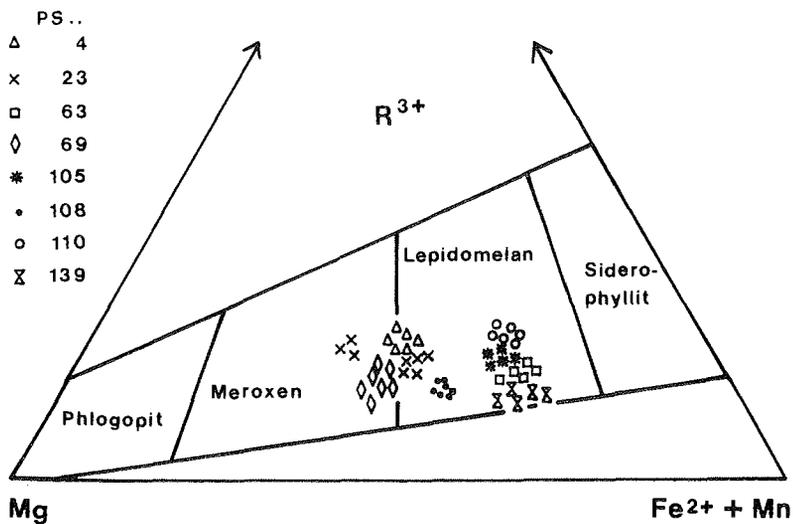


Abb. 3.-6a: Variationsdiagramm der Biotit-Reihe nach FOSTER (1960). Dargestellt sind Biotitanalysen aus Glimmerschiefern. $R^{3+} = Al^{VI} + Ti^{4+}$.

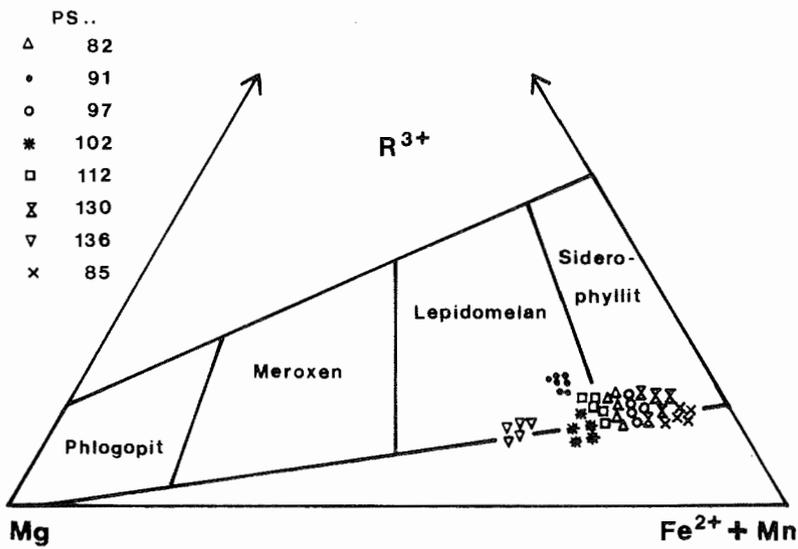


Abb. 3.-6b: Variationsdiagramm der Biotit-Reihe nach FOSTER (1960). Dargestellt sind Biotitanalysen aus Augengneisen und einem Granitoid (PS 85). $R^{3+} = Al^{VI} + Ti^{4+}$.

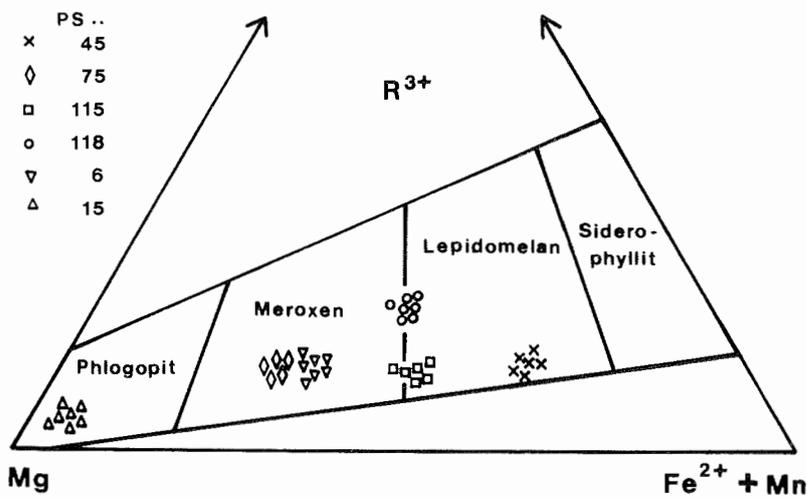


Abb. 3.-6c: Variationsdiagramm der Biotit-Reihe nach FOSTER (1960). Dargestellt sind Biotitanalysen aus Paragneisen, einem Amphibolit (PS 6) und einem Kalksilikatschiefer (PS 15). $R^{3+} = Al^{VI} + Ti^{4+}$.

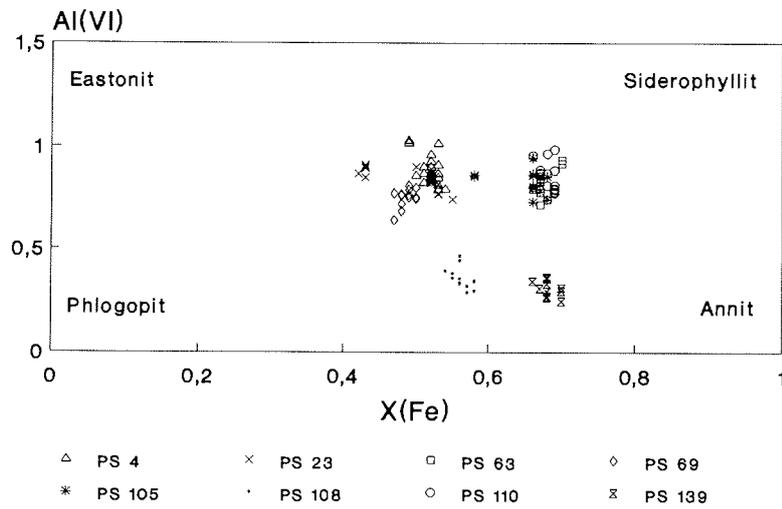


Abb. 3.-7a: Chemismus von Biotitkristallen aus Glimmerschiefern in der 'idealen Biotit-Ebene' von GUIDOTTI (1984).

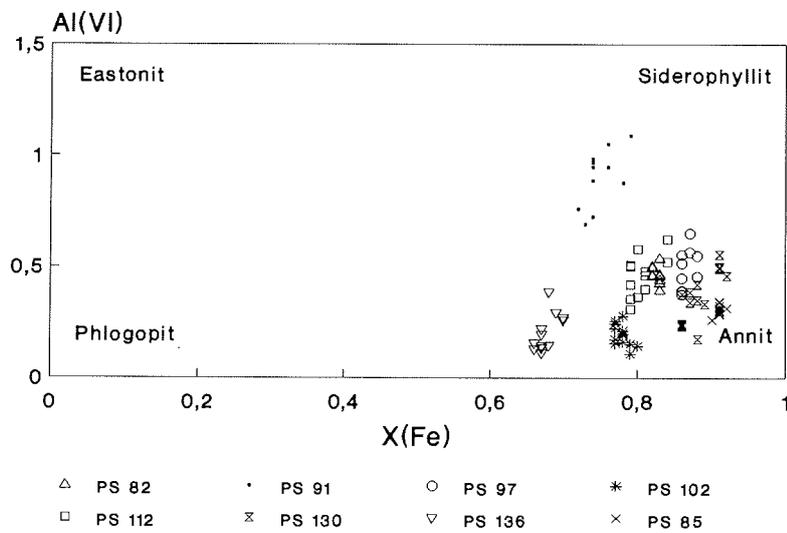


Abb. 3.-7b: Chemismus von Biotitkristallen aus Augengneisen und einem Granitoid (PS 85) in der 'idealen Biotit-Ebene' von GUIDOTTI (1984).

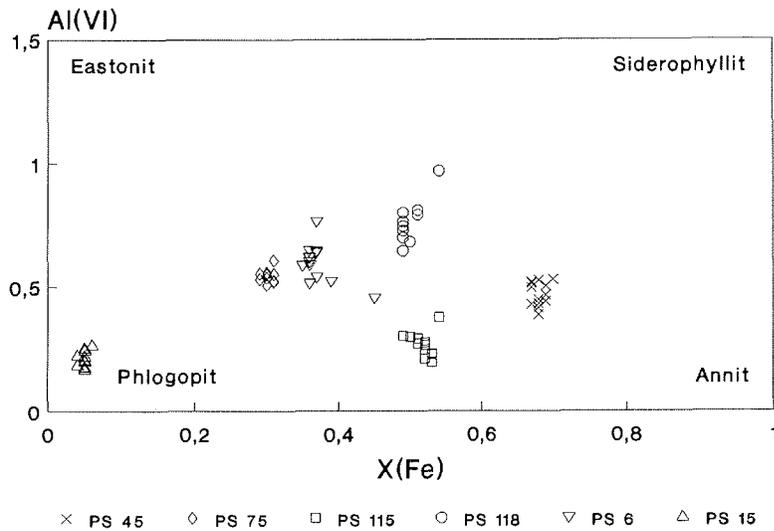
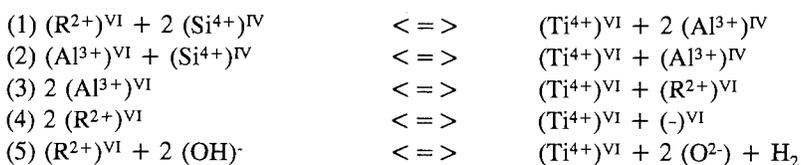


Abb. 3.-7c: Chemismus von Biotitkristallen aus Paragneisen, einem Amphibolit (PS 6) und einem Kalksilikatschiefer (PS 15) in der 'idealen Biotit-Ebene' von GUIDOTTI (1984).

DYMEK (1983) gibt einen Überblick der Substitutionsmöglichkeiten in Biotit. Nachstehende Gründe erschweren jedoch häufig die Identifikation der einzelnen Austauschreaktionen. Die Zusammensetzung der Biotite kann aufgrund simultaner Substitutionen in einem breiten Spektrum variieren. Auch der Metamorphosegrad und der Gesamtgesteinschemismus (durch das Auftreten oder Fehlen puffernder Mineralphasen) beeinflussen die Biotitzusammensetzung. Weiterhin herrscht noch Unklarheit über den Valenzzustand des Fe und Ti. Beim Ti ist zusätzlich die Frage der Koordination offen. Die Schwierigkeiten der Identifikation einer Substitution werden exemplarisch am Ti-Einbau in den Biotit der Glimmerschiefer verdeutlicht. Ti wird entsprechend dem allgemeinen Konsens als vierwertig und oktaedrisch koordiniert angesehen. Nach DYMEK (1983) beruht der Ti-Gehalt des Biotits auf folgenden Austauschreaktionen:



mit R^{2+} : Mg, Fe, Mn und $(-)^{VI}$: Leerstelle in der Oktaederposition.

Eine negative Korrelation zwischen Ti^{VI} und Si^{IV} , Ti^{VI} und $(R^{2+})^{VI}$ bzw. Al^{VI} deutet auf einen Austausch nach Reaktion (1) bzw. (2) hin. Obwohl mit steigender Ti-Konzentration die $(R^{2+})^{VI}$ - (Korrelationskoeffizient $r = -0.75$, ohne Berücksichtigung der Pro-

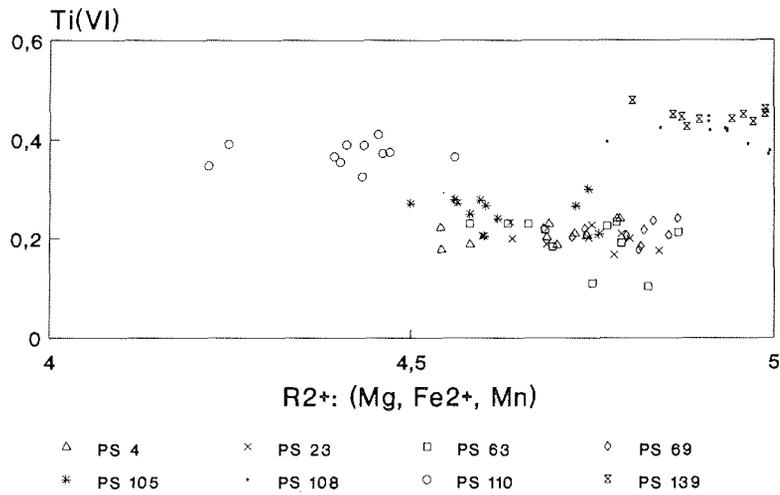


Abb. 3.-8: Negative Korrelation zwischen Ti^{VI} und $(R^{2+})^{VI}$ in den Biotiten der Glimmerschiefer. Korrelationskoeffizient $r=-0.75$, ohne Berücksichtigung der Proben PS 108 und 139. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

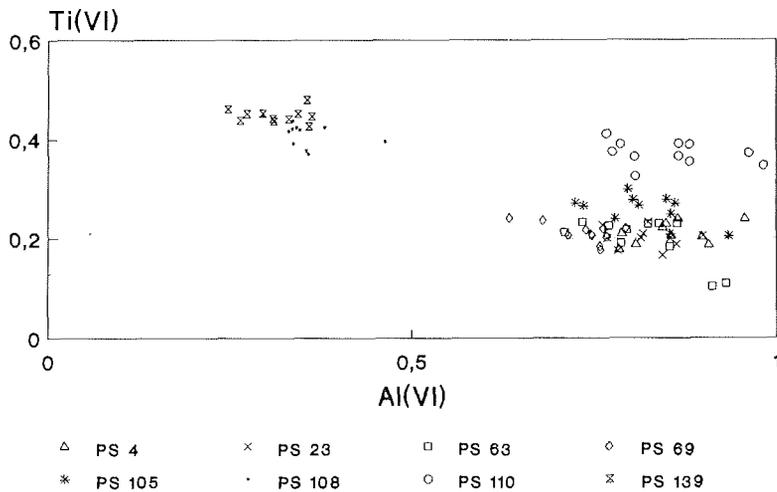


Abb. 3.-9: Negative Korrelation zwischen Ti^{VI} und Al^{VI} in den Biotiten der Glimmerschiefer. Korrelationskoeffizient $r=-0.78$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

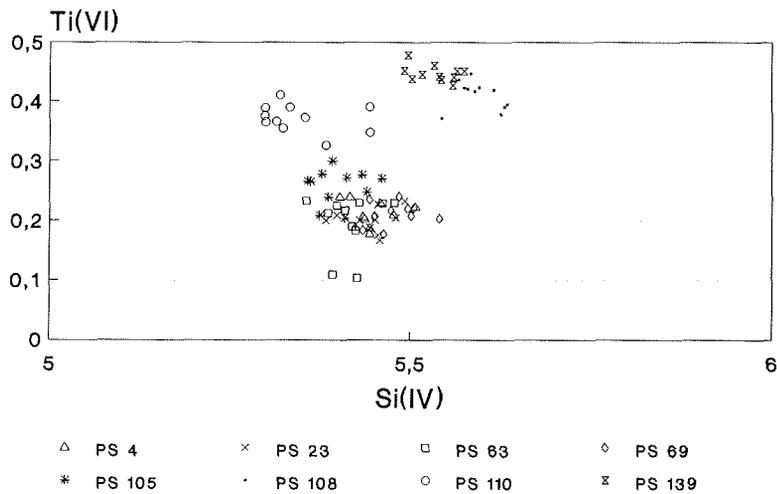


Abb. 3.-10: Es besteht keine Korrelation zwischen Ti^{VI} und Si^{IV} in den Biotiten der Glimmerschiefer. Korrelationskoeffizient $r=0.21$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

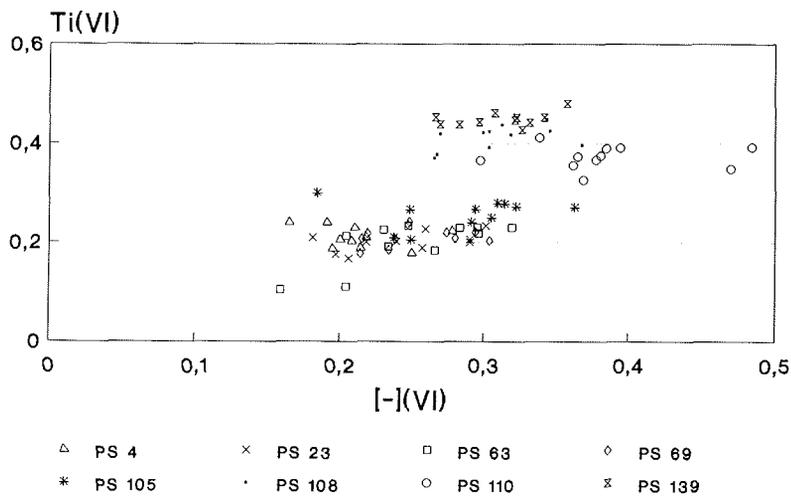
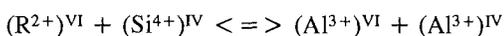


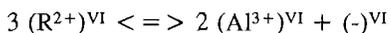
Abb. 3.-11: Positive Korrelation zwischen Ti^{VI} und der Anzahl der unbesetzten oktaedrisch koordinierten Gitterplätze in den Biotiten der Glimmerschiefer. Korrelationskoeffizient $r=0.78$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

ben PS 108 und 139; Abb. 3.-8) bzw. Al^{VI} -Gehalte sinken ($r=-0.78$; Abb. 3.-9), können die Substitutionen (1) und (2) ausgeschlossen werden, da keine Beziehung zwischen Ti^{VI} und Si^{IV} besteht ($r=0.21$; Abb. 3.-10). Reaktion (3) wirkt sich in der Zunahme der Ti^{VI} - und $(R^{2+})^{VI}$ -Werte bei schwindenden Al^{VI} -Anteilen aus. Sie scheidet aber infolge des reziproken Verhältnisses von Ti^{VI} und $(R^{2+})^{VI}$ ebenfalls aus. Wegen der positiven Korrelation zwischen Ti^{VI} und der Anzahl der unbesetzten oktaedrischen Gitterplätze ($r=0.78$; Abb. 3.-11), bei gleichzeitig negativer Ti^{VI} - $(R^{2+})^{VI}$ -Korrelation ist der Substitutionsmechanismus (4) für die Ti-Anteile in den untersuchten Biotiten verantwortlich zu machen. Punkt (5) kann nicht berücksichtigt werden, da mögliche H_2O -Gehalte mit der Mikrosonde nicht nachweisbar sind und die Formelberechnung auf der wasserfreien Sauerstoffbasis von 22 erfolgte. Die gleiche Austauschreaktion ist aufgrund sehr ähnlicher Kationenbeziehungen für die Ti-Konzentrationen der Augengneise verantwortlich. Es bleibt allerdings zu erwähnen, daß nicht bei allen Glimmerschiefern Ti durch Ilmenit, das die einzige auftretende Ti-Überschußphase darstellt, gepuffert wird. Der Ti-Anteil des Biotits steigt nach GUIDOTTI (1984) im Verlauf der prograden Metamorphose von der Amphibolit- zur Granulitfazies auf Kosten von Al^{VI} an. Obwohl sich eine inverse Beziehung zwischen Ti und Al^{VI} ergibt, wird die Ti-Zunahme in Anbetracht der konstanten amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen die sich für die untersuchten Gesteine ergaben (cf. Kap. 4.-5), nicht auf steigende P-T-Bedingungen zurückgeführt.

Die untersuchten Biotite weichen von der Idealformel $K_2R^{2+}_6[Al_2Si_6O_{20}/(OH)_4]$ deutlich ab. Bemerkenswert sind die relativ hohen Al-Gehalte, die nach DYMEK (1983) hauptsächlich durch die sogenannte Al-Tschermaks Substitution hervorgerufen werden:



Dies ist als Einbau einer Eastonit-Komponente $K_2(R^{2+}_4Al_2)[Al_4Si_4O_{20}/(OH)_4]$ in den Biotit zu verstehen. Danach müßten die Analysen in der Darstellung Al^{IV} gegen Al^{VI} dem durch die Beziehung $Al^{IV} \cdot 2 = Al^{VI}$ gegebenen Trend folgen. Der Chemismus der untersuchten Biotite der Glimmerschiefer weicht jedoch vom idealen Trend ab (Abb. 3.-12). Die negative Beziehung zwischen Al^{VI} und $(R^{2+})^{VI}$ ($r=-0.72$; Abb. 3.-13) und das schwache positive Verhältnis von Al^{VI} und der Anzahl der unbesetzten oktaedrischen Gitterplätze ($r=0.39$, der Wert ist jedoch nicht signifikant; Abb. 3.-14) legt die Dominanz folgender Al-einbringender Reaktion



nahe, die als Einbau einer dioktaedrischen Muscovit-Komponente $K_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}/(OH)_4]$ angesehen wird. Für die Biotite der Augengneise ergibt sich ein vergleichbares Bild.

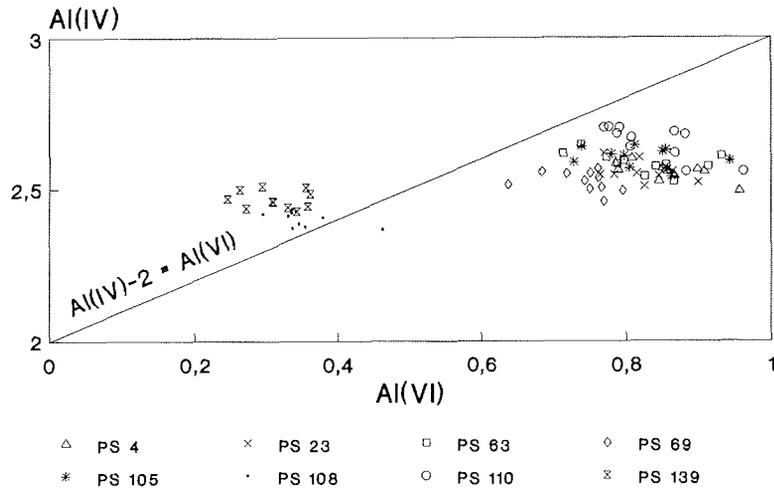


Abb. 3.-12: Die Al-Tschermaks Substitution ist nicht für den Al-Überschuß in den Biotiten der Glimmerschiefer verantwortlich, da sich keine Korrelation zwischen Al^{VI} und Al^{IV} ergibt. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

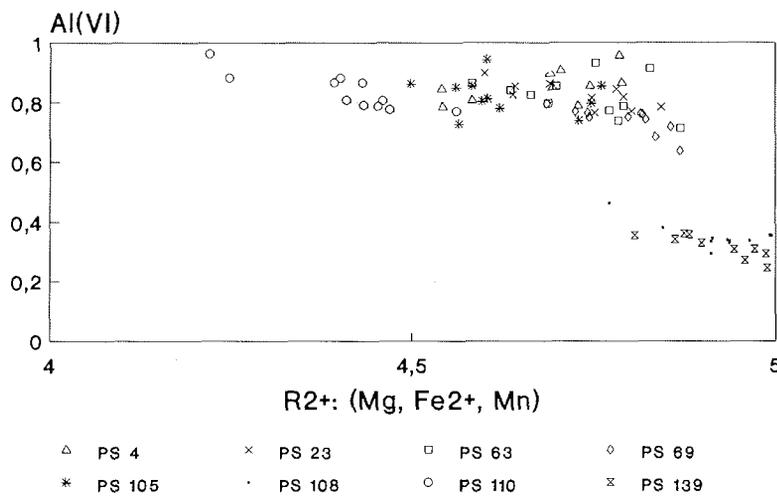


Abb. 3.-13: Negative Korrelation zwischen Al^{VI} und $(R^{2+})^{VI}$ in den Biotiten der Glimmerschiefer. Korrelationskoeffizient $r = -0.72$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

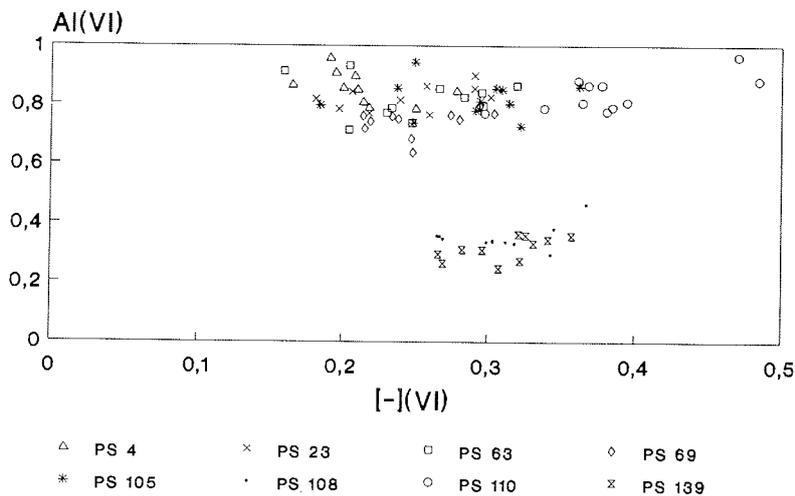
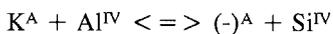


Abb. 3.-14: Schwach positives Verhältnis zwischen Al^{VI} und der Anzahl der unbesetzten oktaedrisch koordinierten Gitterplätze in den Biotiten der Glimmerschiefer. Korrelationskoeffizient $r=0.39$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

Sowohl nach DYMEK (1983), als auch nach HOLDAWAY et al. (1988) wurden die Endglieder bestimmt (Tab. A-8.1, Anhang). HOLDAWAY et al. (1988) ermitteln neben den bereits von DYMEK (1983) berücksichtigten theoretischen Endgliedern Talk, Ti-Biotit, Muscovit, Eastonit und Phlogopit/Annit, zusätzlich Wonesit und Ba-Biotit. Die Berechnungsschemata für die Talk- und die Ti-Biotit-Komponente sind identisch. Infolge der sehr geringen Na- (Wonesit) und Ba-Gehalte (Ba-Biotit) unterscheiden sich die anhand der beiden Verfahren ermittelten Endglieder nur minimal. Nachstehend werden deshalb nur die nach HOLDAWAY et al. (1988) bestimmten Anteile aufgeführt. Die aus der Elementverteilung berechneten Endglieder geben nur einen ungefähren Anhaltspunkt, da sie auf einzelnen idealisierten Austauschreaktionen beruhen und nicht die komplexen, simultanen Substitutionsmöglichkeiten einschließen.

Die Besetzung der Zwischenschicht (A-Position) mit K und untergeordnet Na ist immer zu niedrig. Dies läßt sich entsprechend der Substitution



die als Einbau einer Talk-Komponente $Mg_6[Si_8O_{20}/(OH)_4]$ angesehen wird, erklären. Die Schwankungsbreite des Talk-Gehalts in den Biotiten der Glimmerschiefer (2.5-20.5 mol-%) und der Augengneise (2.2-22.3 mol-%) ist ähnlich groß. In der Wonesit-Komponente von 0.5-7.2 mol-% (Glimmerschiefer) bzw. 0.2-3.5 mol-% (Augengneise) spiegeln sich die geringen Na-Werte wieder. Die Ba- und Ti-Konzentrationen wirken sich mit 0-1.1

mol-% und 5.1-23.9 mol-% (Glimmerschiefer) bzw. 0-0.7 mol-% und 1.6-29.0 mol-% (Augengneise) aus. Für die Muscovit-Komponente wurden zum Teil negative Werte berechnet. Trotzdem ist aufgrund der Al^{VI} -Gehalte und der konstanten Unterbesetzung der Oktaederposition der Einbau einer Muscovit-Komponente anzunehmen (cf. S. 58). Infolge der negativen Muscovit-Anteile liegen die ermittelten Werte für die Eastonit-Komponente zu hoch. Da der Muscovit- bzw. Eastonit-Gehalt auch in die Berechnung der Phlogopit/Annit-Komponente eingeht, sind diese Werte sehr fraglich, auf eine Interpretation wird deshalb verzichtet. Die Cr- (max. 0.021 pfu) und die Ca-Gehalte (max. 0.031 pfu) der Biotite aus den Glimmerschiefern und Augengneisen sind minimal. Vereinzelt wurden Mn-Konzentrationen bis 0.068 pfu festgestellt.

Die Zusammensetzung der Biotite des Granitoids und des Amphibolits ist mit denen der Augengneise vergleichbar. Der einzige gravierende Unterschied liegt in dem kleineren Fe/Mg-Verhältnis (0.35-0.39) des Amphibolits. Gegenüber den Biotiten der Glimmerschiefer zeichnen sich diejenigen der Paragneise durch etwas stärkere Ba- und Na-Gehalte (0-2.1 mol-% bzw. 0.6-11.1 mol-%, HOLDAWAY et al. (1988)) bei ansonsten ähnlichem Chemismus aus. Hohe Mg- (5.294-5.502 pfu) und geringe Fe-Konzentrationen (0.211-0.329 pfu), die sich in einem X(Fe) von 0.04-0.06 ausdrücken und niedrige Ti-Werte (2.1-3.0 mol-%, HOLDAWAY et al. (1988)) charakterisieren die Biotitkristalle des Kalksilikatschiefers.

Abb. 3.-15a,b veranschaulicht die Variation einiger Kationengehalte und -verhältnisse. Biotite des Kalksilikatschiefers sind nicht dargestellt. Die Biotite der unterschiedlichen Gesteinstypen besitzen ähnliche Si-Gehalte. Wie zu erwarten zeigt die Mehrheit der Biotite aus den Glimmerschiefern größere Al^{VI} - und niedrigere Ti-Werte, als die der Augengneise. Bemerkenswert ist, daß die Biotite der beiden Glimmerschiefer in denen kein Muscovit auftritt (PS 108, 139), die höchsten Si- und Ti- und die geringsten Al^{VI} -Konzentrationen der untersuchten Metapelite aufweisen. Stärkere Fe^{2+} - und niedrigere Mg-Gehalte in den Biotiten der Augengneise drücken sich in einem größeren X(Fe) als in den Glimmerschiefern aus.

Biotitanalysen der Granat- bis Sillimanit-Zone wurden von GUIDOTTI & DYAR (1991) und HIMMELBERG et al. (1991) publiziert. Ein Vergleich mit diesen Werten erlaubt eine Einordnung der untersuchten Biotitkristalle in die Granat- bis Staurolith-Zone der Amphibolitfazies.

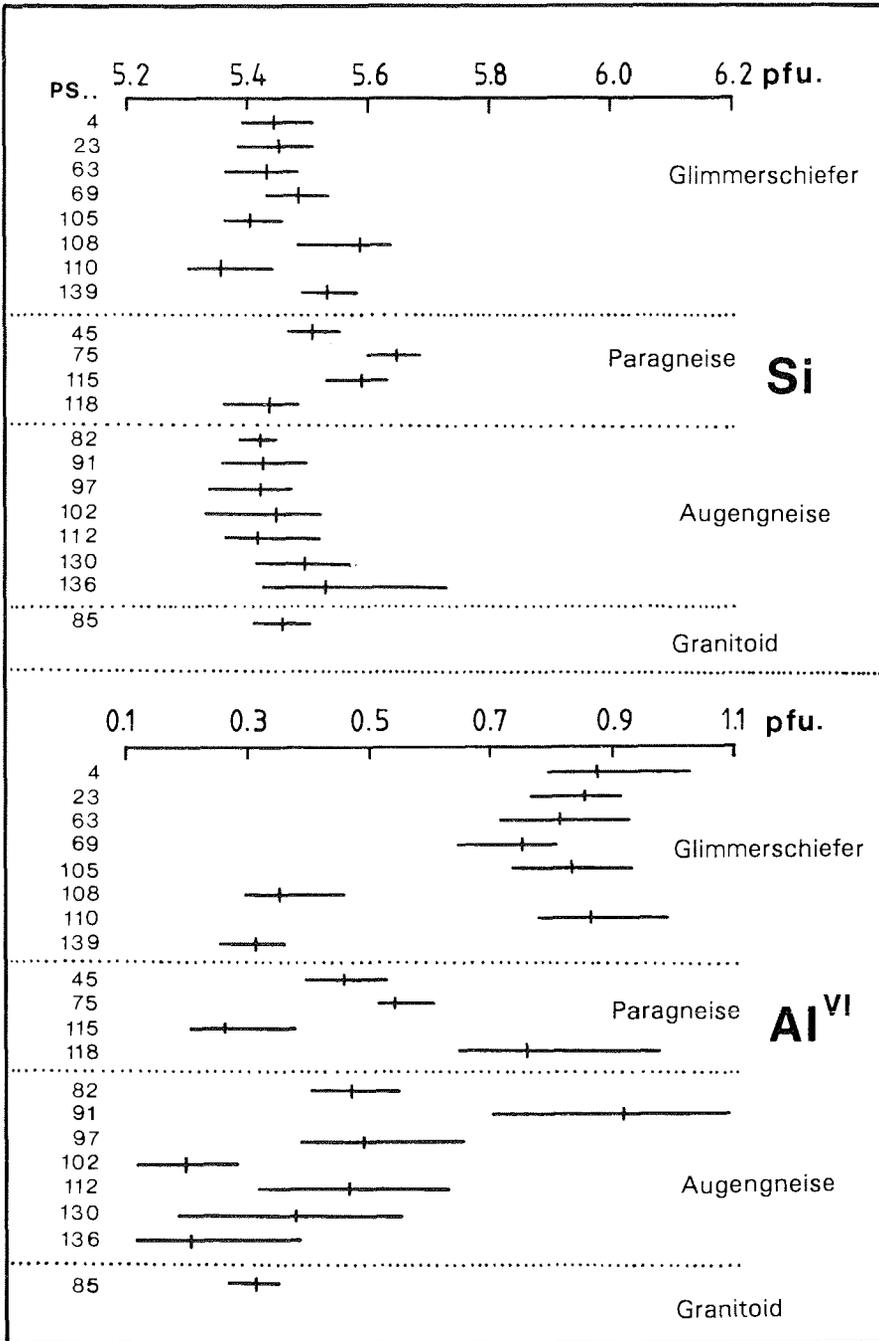


Abb. 3.-15a: Variation des Kationengehalts von Si und Al^{VI} in den Biotiten der untersuchten Gesteinsproben. Der vertikale Strich gibt den Mittelwert der analysierten Kationengehalte an.

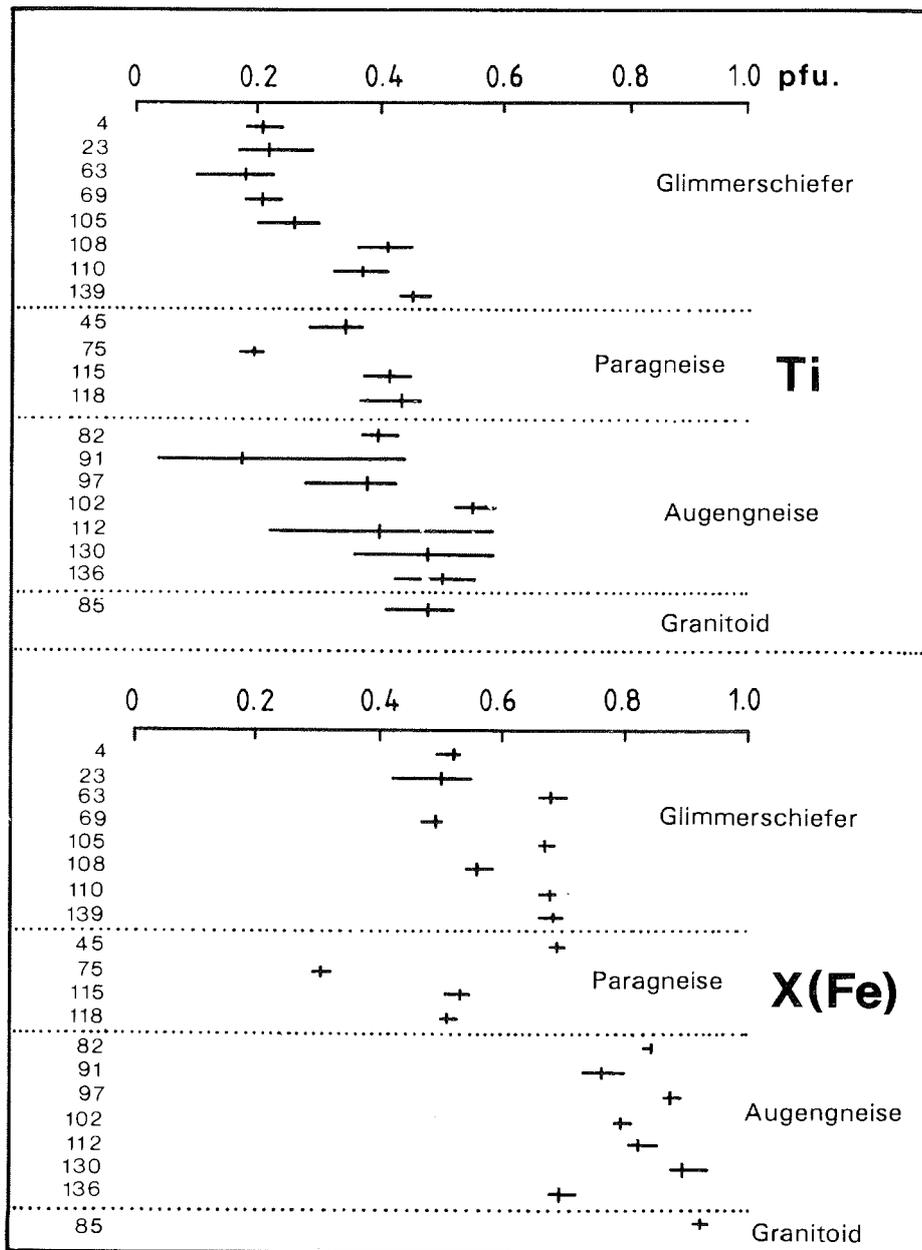
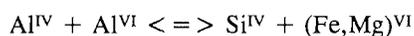


Abb. 3.-15b: Variation des Kationengehalts von Ti und des Molenbruchs von Fe in den Biotiten der untersuchten Gesteinsproben. Der vertikale Strich gibt den Mittelwert der analysierten Kationengehalte bzw. des Molenbruchs an.

3 4. Muscovit

Mikrosondenanalysen von Muscoviten der Glimmerschiefer PS 4, 23, 63, 69, 105, 110 und des Augengneises PS 91 sind in Tab. A-9 (Anhang) angegeben. Die Sauerstoffbasis für die Formelberechnung betrug 22. Aufgrund vielfältiger Substitutionsmöglichkeiten weichen die untersuchten Muscovite von der Idealformel $K_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}/(OH)_4]$ zum Teil erheblich ab. So führt steigender Druck zu einer Zunahme des Si-Gehalts infolge des gekoppelten Austauschs



(GUIDOTTI 1984, MASSONNE & SCHREYER 1987), was sich in der Bildung einer Celadonit- $K_2(Mg, Fe^{2+})_2Al_2[Si_8O_{20}/(OH)_4]$ oder Phengit-Komponente $K_2(Mg, Fe^{2+})Al_3[AlSi_7O_{20}/(OH)_4]$ ausdrückt. Dieser Einbau liegt sehr nahe an dem theoretisch zu erwartendem Trend (Abb. 3.-16).

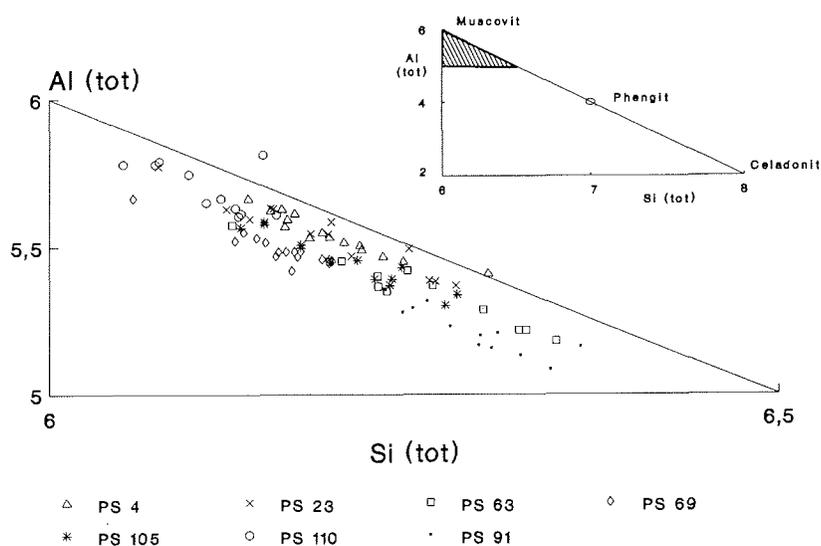
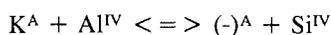


Abb. 3.-16: Korrelationsdiagramm Al_{total} - Si_{total} zur Darstellung der Phengit-Substitution in den Muscoviten der Glimmerschiefer und des Augengneises PS 91. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

Die etwas zu niedrige Al^{IV} -Konzentration kann zusammen mit der systematischen Unterbesetzung der Zwischenschicht (A-Position) und der konstanten Si-Überbesetzung durch einen Pyrophyllit-Anteil $Al_4[Si_8O_{20}/(OH)_4]$, entsprechend der Substitution



erklärt werden. Diese Reaktion folgt in idealer Weise der theoretischen Richtung. Alle Muscovitanalysen befinden sich auf der Geraden, die die ideale Substitution charakterisiert (Abb. 3.-17, nur ein Teil der Analysen ist dargestellt). Neben den Austauschreaktionen die unterschiedlich koordinierte Gitterbausteine betreffen, sind auch Substitutionen innerhalb der Oktaederposition möglich:



mit R^{2+} : Mg, Fe, Mn

Die negative Korrelation zwischen R^{2+} und Al^{VI} (Korrelationskoeffizient $r=-0.88$) bzw. Ti und Al^{VI} ($r=-0.81$, ohne Berücksichtigung der Probe PS 63) belegt die beiden Substitutionen in den untersuchten Muscovitkristallen (Abb. 3.-18, Abb. 3.-19). Nur der Glimmerschiefer PS 63 läßt keine Beziehung zwischen dem Ti- und dem Al^{VI} -Gehalt der Muscovite erkennen. Aus Abb. 3.-20 wird die Abhängigkeit von $Ti+R^{2+}$ und Al^{VI} deutlich ($r=-0.97$). Beim Vergleich der drei Darstellungen zeigt sich, daß bei den Muscoviten der Probe PS 63 Substitution (1) gegenüber (2) dominiert.

Für die Überbesetzung der Oktaederposition (4.011-4.105 pfu) sind optisch nicht sichtbare Chloritzwischenlagen (ALDAHAN et al. 1988) oder der Einbau einer trioktaedrischen Komponente der Mischkristallreihe Phlogopit-Annit verantwortlich zu machen. Die Cr-, Mn-, Ba-, und Ca-Gehalte der beiden Gesteinstypen sind minimal (< 0.02 pfu).

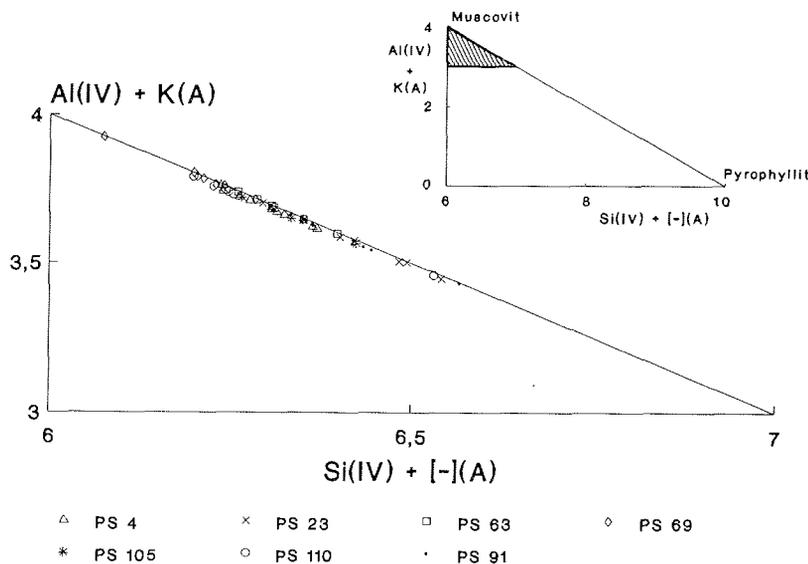


Abb. 3.-17: Korrelationsdiagramm $Al^{IV}+K^A$ gegen $Si^{IV}+(-)^A$ zur Darstellung der Pyrophyllit-Substitution in den Muscoviten der Glimmerschiefer und des Augengneises PS 91. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

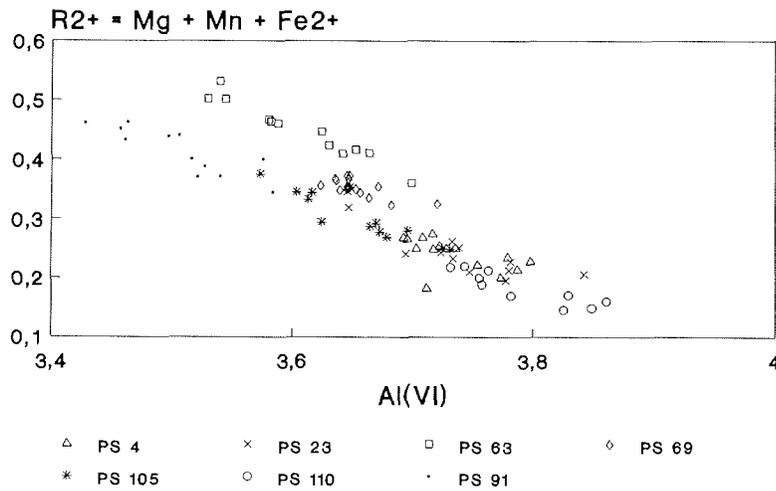


Abb. 3.-18: Negative Korrelation zwischen $(R^{2+})^{VI}$ und Al^{VI} in den Muscoviten der Glimmerschiefer und des Augengneises PS 91. Korrelationskoeffizient $r = -0.88$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

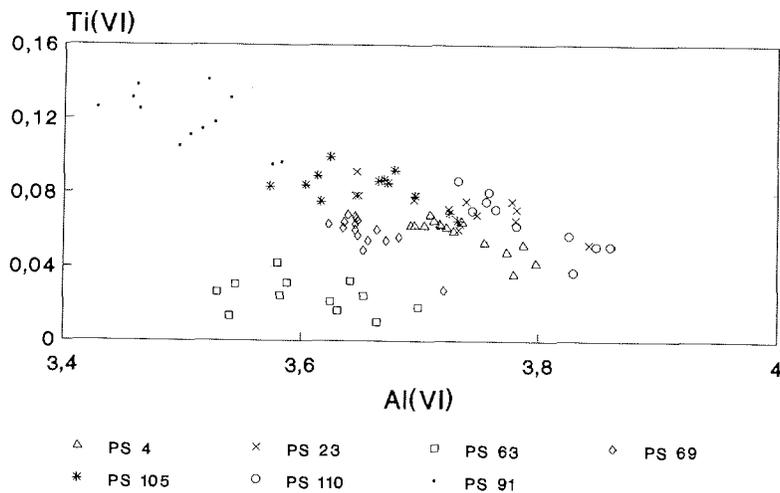


Abb. 3.-19: Negative Korrelation zwischen Ti^{VI} und Al^{VI} in den Muscoviten der Glimmerschiefer und des Augengneises PS 91. Korrelationskoeffizient $r = -0.81$ (ohne PS 63). Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

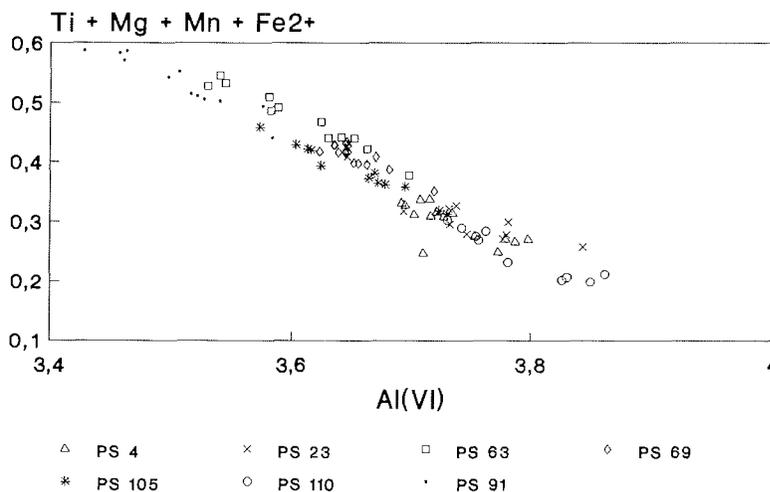
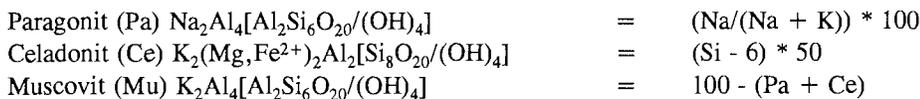


Abb. 3.-20: Negative Korrelation zwischen $Ti+Mg+Mn+Fe^{2+}$ und Al^{VI} in den Muscoviten der Glimmerschiefer und des Augengneises PS 91. Korrelationskoeffizient $r=-0.97$. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

Zur Darstellung der Endgliederverteilung wurde das Dreiecksdiagramm Muscovit-Paragonit-Celadonit herangezogen (SCHLIESTEDT 1980) (Abb. 3.-21). Die Mineralphasen wurden folgendermaßen berechnet:



Das Muscovit-Endglied bildet mit 61-88 mol-% (Glimmerschiefer) bzw. 59-73 mol-% (Augengneis) den dominierenden Anteil (Tab. A-9.1, Anhang). Die Schwankungsbreite der Paragonit-Komponente ist bei den Glimmerschiefern mit 4-21 mol-% wesentlich größer als bei dem Augengneis (4-6 mol-%). Der Celadonit-Anteil der Hellglimmer des Augengneises liegt zwischen 23 und 37 mol-% und somit bedeutend höher als in den Glimmerschiefern (4-28 mol-%). Aufgrund des hohen Si-Gehalts befinden sich die Muscovitanalysen des Augengneises und einige des Glimmerschiefers PS 105 im Feld der Phengite. Obwohl der Chemismus der Hellglimmer innerhalb einer Probe in Bezug auf die berechneten Endglieder um 2-16 mol-% differieren kann, sind keine systematischen Kern-Rand Variationen, d.h. kein Zonarbau feststellbar.

HOLDAWAY et al. (1988) berücksichtigen bei ihrer Endgliederberechnung neben der Paragonit-, Celadonit- und Muscovit-Komponente auch die Ba- und Ti-Gehalte, die Unterbesetzung der Zwischenschicht durch die Kalkulation eines Pyrophyllit-Anteils und

die Überbesetzung der Oktaederposition. Letzteres wirkt sich in der Bildung einer Mineralphase der Biotitmischkristallreihe Phlogopit-Annit aus. Die berechneten Endglieder der Muscovite in den Glimmerschiefern variieren wie folgt (Tab. A-9.1, Anhang):

Ba-Muscovit	0-1.0 mol-%	Ti-Muscovit	0.5-5.0 mol-%
Phlogopit-Annit	0.5-5.3 mol-%	Celadonit	1.8-15.3 mol-%
Pyrophyllit	0.5-14.6 mol-%	Paragonit	3.9-20.2 mol-%
Muscovit	65.4-83.0 mol-%		

Innerhalb dieses Schwankungsbereichs liegen auch die Muscovitendglieder des Augengneises. Für Hellglimmer mit geringen (Fe+Mg)-Gehalten, hohen Ti-Anteilen und einer starken Überbesetzung der Oktaederposition wurden gelegentlich negative Werte für die Celadonit-Komponente bestimmt (PS 4, 23, 110).

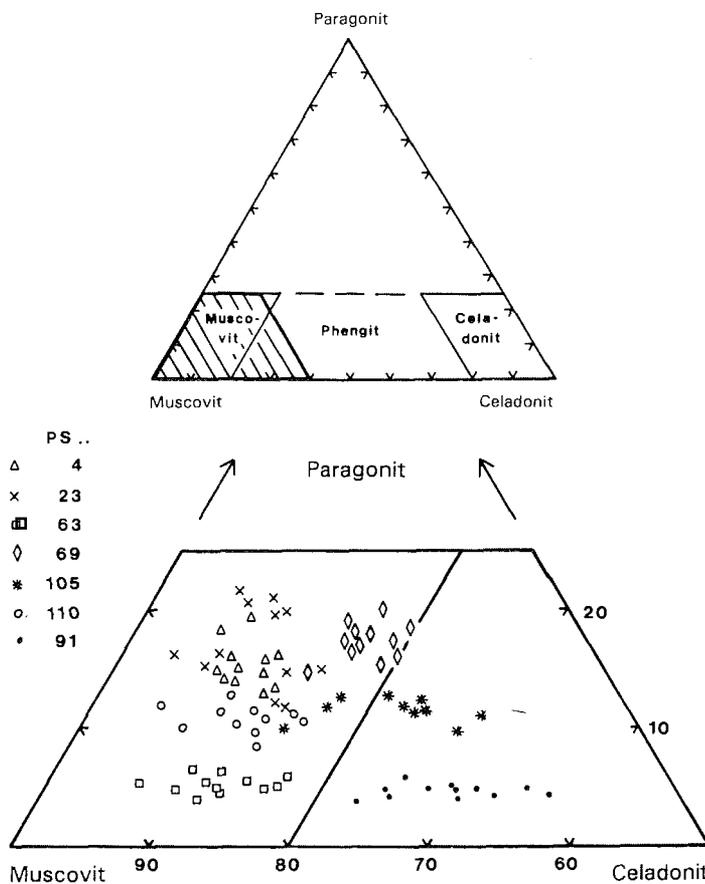


Abb. 3.-21: Zusammensetzung von Muscovitkristallen aus Glimmerschiefern und dem Augengneis PS 91 im Dreiecksdiagramm Muscovit - Celadonit - Paragonit (nach SCHLIESTEDT 1980). Die in der oberen Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

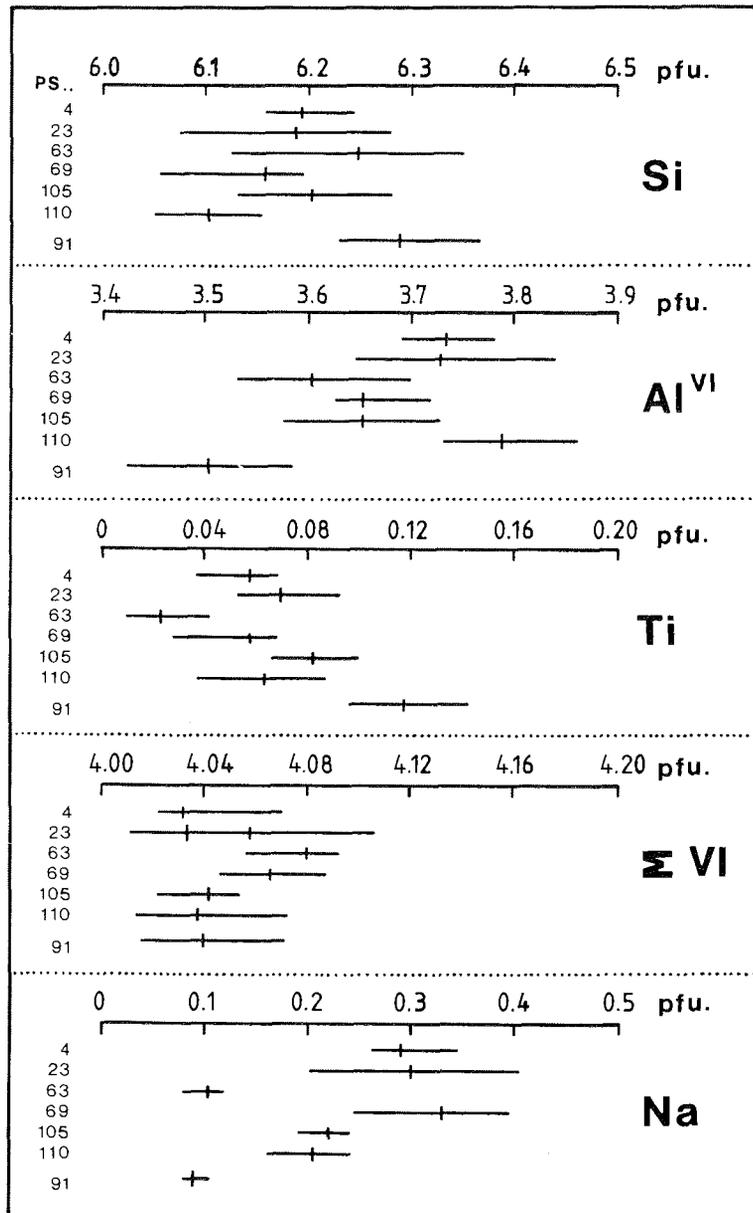


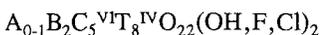
Abb. 3.-22: Variation von Kationengehalten in den Muscoviten der Glimmerschiefer und des Augengneises PS 91. Der vertikale Strich gibt den Mittelwert der analysierten Kationengehalte an.

Bei Al-reicher Gesteinszusammensetzung ist hauptsächlich der Ersatz $K \rightleftharpoons Na$, untergeordnet die Celadonit-/Phengit-Substitution von den Druck- und Temperaturbedingungen abhängig (GUIDOTTI 1973, 1984). Nur in den Proben PS 4, 23, 69 und 110 treten Staurolith und/oder Disthen als Al-Überschußphasen auf. Nach GUIDOTTI (1973, 1984) nimmt der Ti-Gehalt des Muscovits mit steigender Metamorphosetemperatur zu, während der Na-Anteil sinkt. Ilmenit und albitreicher Plagioklas kommen als puffernde Mineralphasen für die Elemente Ti und Na in den untersuchten Gesteinen vor. In Abb. 3.-22 ist die Variation der Muscovitzusammensetzung wichtiger Elemente bzw. Elementverhältnisse und deren Mittelwerte dargestellt. Der Augengneis enthält höhere Ti- und niedrigere Na-Gehalte als die Glimmerschiefer. Dies weist auf höhere Temperaturbedingungen bei der Bildung des Augengneises hin. Ansonsten ergeben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen der Elementverteilung des Muscovits in dem Augengneis und in den Glimmerschiefern. Die fehlende Al-Pufferung in einem Teil der Glimmerschieferproben verhindert einen Vergleich der Phengit-Komponente.

In dem Diagramm Al_2O_3 gegen $FeO+Fe_2O_3$ von BUTLER (1967) ergibt sich für die Muscovite der Glimmerschiefer PS 4, 23, 69, 105 und 110 eine relativ hochgradige Zusammensetzung. Die meisten Analysen fallen in das für Staurolith oder eine höhere Zone charakteristische Feld. Hingegen liegen die untersuchten Muscovitkristalle des Glimmerschiefers PS 63 und des Augengneises PS 91 im Bereich der Almandin-Zone. Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zu GUIDOTTIS (1973, 1984) Befunden, wonach die Ti- und Na-Gehalte der untersuchten Hellglimmer höhergradige Bedingungen bei der Genese des Augengneises andeuten.

3 5. Amphibol

Hornblendeanalysen der Glimmerschiefer PS 108, 139, Paragneise PS 45, 75, 115, des Kalksilikatschiefers PS 15, der Augengneise PS 82, 97, 102, 112, 130, des Granitoids PS 85 und des Amphibolits PS 6 sind in Tab. A-10 (Anhang) aufgeführt. Allgemein läßt sich die Amphibolformel folgendermaßen ausdrücken:



Die Kationen wurden nach LEAKE (1978) auf die einzelnen Gitterplätze verteilt, wobei die Formelberechnung auf der wasserfreien Basis von 23 Sauerstoffen erfolgte. Zunächst wurde die Tetraederposition (T) mit Si und Al besetzt. Anschließend wurden die C-, dann die B- und zuletzt die A-Position nach den Kriterien von LEAKE (1978) aufgefüllt. Entsprechend dessen Vorgaben wurde der Fe^{3+} -Gehalt abgeschätzt. Dabei wurde von einer idealen Formelbesetzung mit $B=2$ und $C=5$ ausgegangen. In Tab. A-10 (Anhang) ist der Mittelwert zwischen minimal und maximal möglichen Fe^{3+} -Anteilen bei idealer Formelbesetzung angegeben.

Zwei weitere Methoden zur Abschätzung der Fe^{3+} -Konzentration in Amphibolen werden häufig angewandt:

- 1) Normierung der Kationen auf der Basis von 13 ohne Ca, Na und K. Anschließend wird die Gesamtladung iterativ durch Fe^{3+} auf 46 Valenzen bilanziert.

2) Die Strukturformel wird auf der Basis von 23 Sauerstoffen berechnet, wobei Fe(tot) als Fe²⁺ angesehen wird.

Nach BRÖCKERS (1990) Untersuchungen an kontakt- und regionalmetamorph gebildeten Na-, Ca- und Na-Ca-Amphibolen der Insel Tinos sind die kristallchemischen Vorgaben von LEAKE (1978) mit den beiden letztgenannten Verfahren nicht erfüllbar. Das in dieser Arbeit herangezogene Schema zur Kalkulation von Fe³⁺ lieferte auch bei BRÖCKER (1990) die besten Ergebnisse.

Anhand der Kationenzahlen von (Ca+Na)_B und Na_B werden die Amphibole in vier große Gruppen unterteilt (LEAKE 1978). Der Index B weist darauf hin, daß nur das Na in der B-Position berücksichtigt wird. Alle analysierten Hornblenden erfüllen die Bedingungen der Ca-Amphibole: (Ca+Na)_B ≥ 1.34 und Na_B < 0.67. Diese Gruppe wird anhand der Verhältnisse Al^{VI}/Fe³⁺ und Mg/Fe²⁺, der Besetzung der A-Position und des Si- und Ti-Gehalts weiter untergliedert. Für alle untersuchten Amphibole gilt Ti < 0.2 pfu und Fe³⁺ < Al^{VI}.

Mg/(Mg+Fe²⁺)-Werte [X(Mg)] von 0.27-0.50, Si-Anteile zwischen 6.088 und 6.667 pfu und eine Besetzung der A-Position mit 0.417-0.719 pfu charakterisieren, von einer Ausnahme abgesehen, die Hornblenden der Glimmerschiefer und Paragneise. Die Amphibole variieren damit in Abhängigkeit von der A-Position im Bereich Ferro-Pargasit bis Fe-reicher pargasitischer Hornblende (A ≥ 0.50) und Ferro-tschermakitischer bis Si-armer Ferro-Hornblende (A < 0.50) (Abb. 3.-23a, 3.-24). Einen Sonderfall bilden die

(Na+K)_A > 0.50; Ti < 0.50; Fe³⁺ < Al(VI)

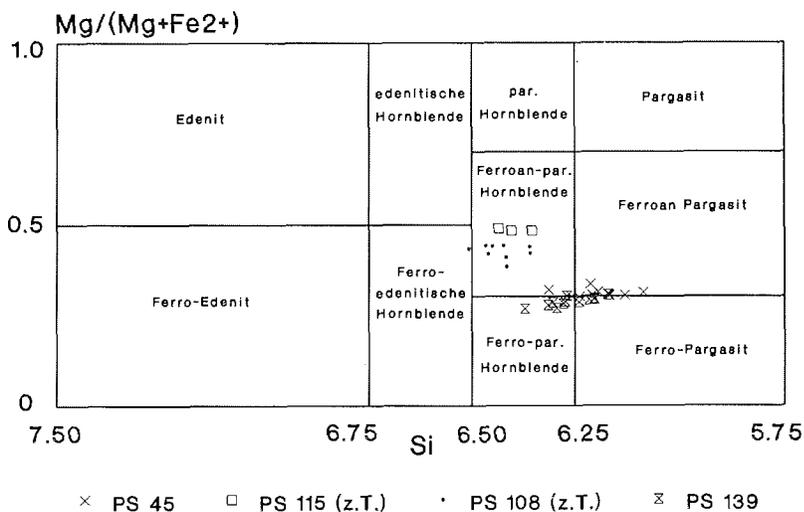


Abb. 3.-23a: Amphibolanalysen aus Paragneisen (PS 45, 115) und Glimmerschiefern (PS 108, 139) im Klassifikationsdiagramm für Ca-Amphibole mit (Na+K)_A ≥ 0.50 (nach LEAKE 1978).

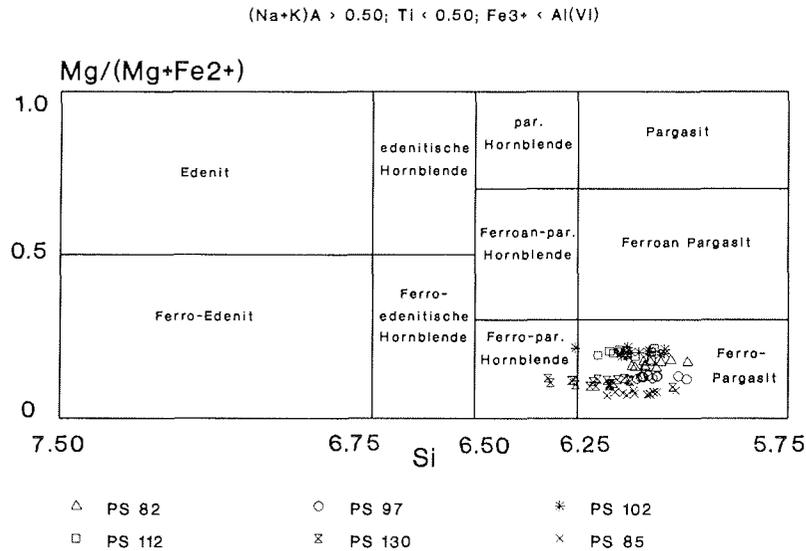


Abb. 3.-23b: Amphibolanalysen aus Augengneisen und einem Granitoid (PS 85) im Klassifikationsdiagramm für Ca-Amphibole mit $(Na+K)_A \geq 0.50$ (nach LEAKE 1978).

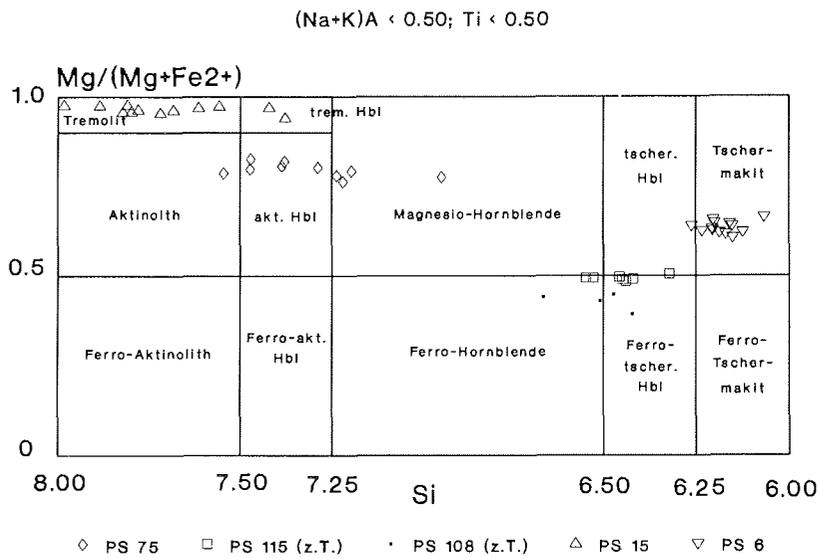
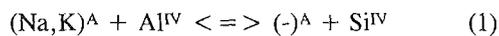


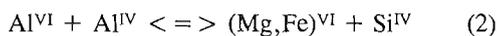
Abb. 3.-24: Amphibolanalysen aus Paragneisen (PS 75, 115), einem Glimmerschiefer (PS 108), Kalksilikatschiefer (PS 15) und Amphibolit (PS 6) im Klassifikationsdiagramm für Ca-Amphibole mit $(Na+K)_A < 0.50$ (nach LEAKE 1978).

Amphibole der Paragneisprobe PS 75 vom *Summerkammen* deren Chemismus aufgrund höherer Si- (6.949-7.546 pfu), X(Mg)- (0.76-0.83) und niedrigerer (Na+K)_A-Gehalte (0.130-0.340 pfu) in den Feldern Aktinolith, aktinolithische bis Magnesio-Hornblende streut. Als tremolitische Hornblende bis Tremolit sind die Mg- (X(Mg)=0.92-0.98) und Si-reichen (7.235-7.746 pfu) Amphibole des Kalksilikatschiefers zu bezeichnen. Bei einem Si-Gehalt von 5.987 bis 6.323 pfu und einem Mg/(Mg+Fe²⁺)-Verhältnis von 0.07-0.22 schwankt in den Amphibolen der Augengneise und des Granitoids die Besetzung der A-Position zwischen 0.579 und 0.812 pfu. Da der Al^{VI}/Fe³⁺-Wert größer als eins ist, handelt es sich größtenteils um Ferro-Pargasite, untergeordnet um Ferro-pargasitische Hornblenden (Abb. 3.-23b). Der Amphibolit enthält bei einer Si-Konzentration von 6.066-6.261 pfu, einem X(Mg) zwischen 0.61 und 0.66 und (Na+K)_A-Gehalten von 0.237-0.319 pfu Hornblenden tschermakitischer Zusammensetzung (Abb. 3.-24).

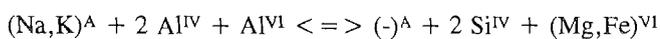
Auf einer Vielzahl von Substitutionsmöglichkeiten beruht die Variation des Amphibolchemismus. Ausgehend von der Tremolit-Formel Ca₂Mg₃[Si₈O₂₂/(OH)₂] werden die einzelnen Austauschreaktionen aufgezeigt. Der Al-Einbau kann auf verschiedene Arten erfolgen. Die beiden wichtigsten sind die Edenit-



und die Tschermaks-Substitution:



Die auf diese Reaktionen zurückzuführenden Endglieder werden als Edenit NaCa₂Mg₃[AlSi₇O₂₂/(OH)₂] und gewöhnliche Hornblende Ca₂Mg₄Al[AlSi₇O₂₂/(OH)₂] bezeichnet. Durch einen nochmaligen Austausch entsprechend Substitution (2) kann die Tschermakit-Formel Ca₂Mg₃Al₂[Al₂Si₆O₂₂/(OH)₂] abgeleitet werden. Der gekoppelte Ersatz (1) und (2)



führt zur Bildung von Pargasit NaCa₂Mg₄Al[Al₂Si₆O₂₂/(OH)₂].

Am Beispiel der Amphibole aus den Glimmerschiefen, Paragneisen und dem Kalksilikatschiefer wird der Einfluß der unterschiedlichen Substitutionen auf die differierende Zusammensetzung verdeutlicht. Die Edenit-Substitution ist in Abb. 3.-25 dargestellt. Es ergibt sich zwar eine deutlich positive Korrelation zwischen der Besetzung der A-Position und Al^{IV}, doch die Punkte liegen weit unterhalb der Linie, die den idealen Austausch charakterisiert. Dies weist darauf hin, daß weitere Reaktionen für den Al^{IV}-Einbau verantwortlich sind. Mit zunehmendem Al^{IV}-Gehalt steigt auch der Al^{VI}-Anteil gemäß Substitution (2) an (Abb. 3.-26). Dieser Austauschreaktion muß die dominierende Rolle für den Al-Einbau in dem Großteil der Amphibole des Kalksilikatschiefers zugeschrieben werden, da die Analysen meistens der Geraden idealer Hornblende-Substitution folgen. Für die Amphibole der Paragneise und Glimmerschiefer kommt diese Interpretation nicht in Frage, weil sie zum Teil deutlich vom idealen Substitutionstrend abweichen. Auch der gekoppelte Edenit- und Tschermaks-Austausch, entsprechend der Bildung von Pargasit, erklärt nur die Zusammensetzung der Hornblenden des Paragneises PS 75, aber nicht den Al^{IV}-"Überschuß" der Amphibole in den anderen Paragneisen und Glimmerschiefen

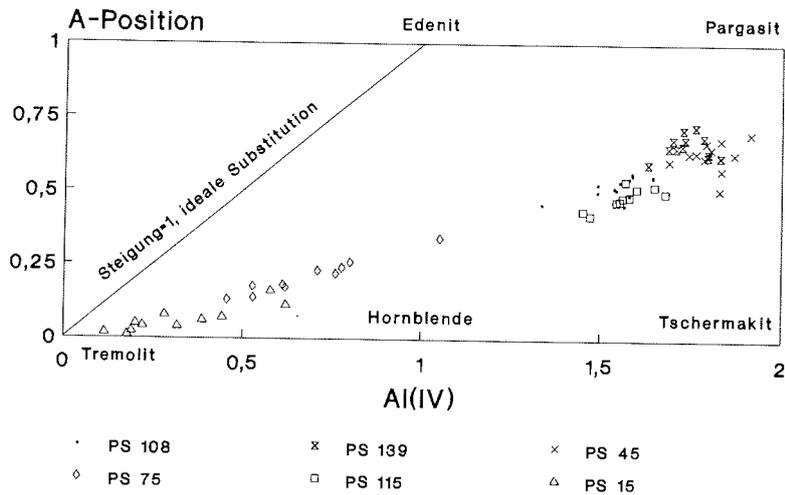


Abb. 3.-25: Darstellung der Edenit-Substitution. In den Amphibolen der Glimmerschiefer (PS 108, 139), Paragneise (PS 45, 75, 115) und eines Kalksilikatschiefers (PS 15) korreliert die Besetzung der A-Position positiv mit Al^{IV} . Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

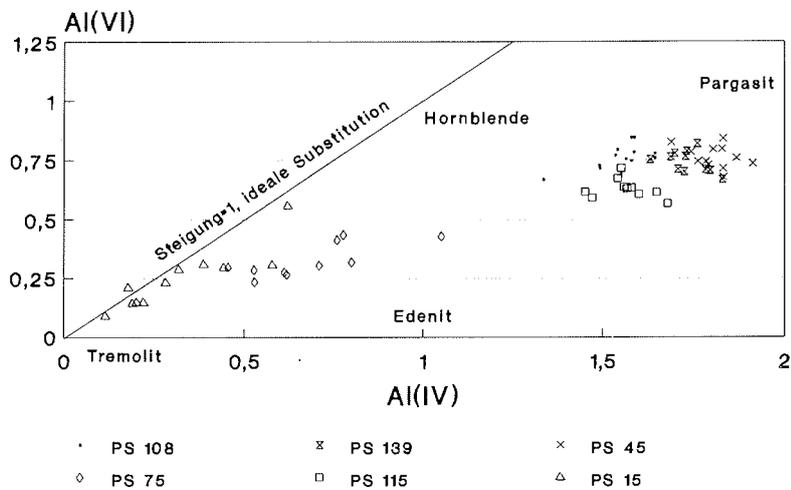


Abb. 3.-26: Darstellung der Tschermaks-Substitution. In den Amphibolen der Glimmerschiefer (PS 108, 139), Paragneise (PS 45, 75, 115) und eines Kalksilikatschiefers (PS 15) korreliert Al^{VI} positiv mit Al^{IV} . Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

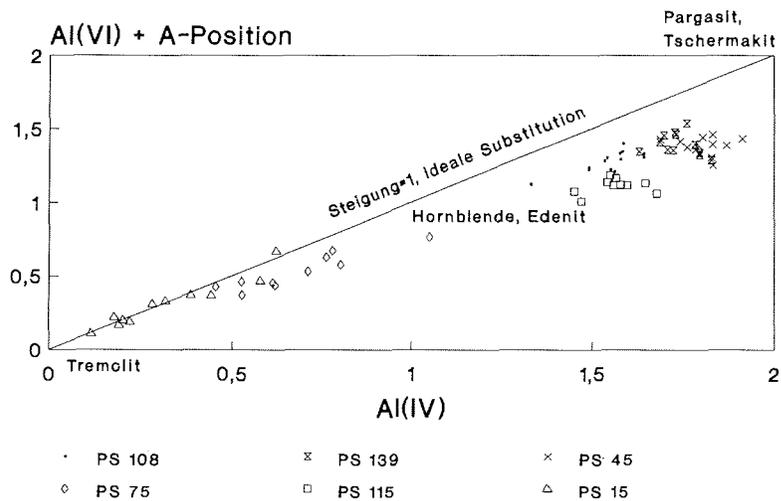


Abb. 3.-27: Darstellung der gekoppelten Edenit- und Tschermaks-Substitution. In den Amphibolen der Glimmerschiefer (PS 108, 139), Paragneise (PS 45, 75, 115) und eines Kalksilikatschiefers (PS 15) korreliert die Besetzung der A-Position + Al^{VI} positiv mit Al^{IV} . Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

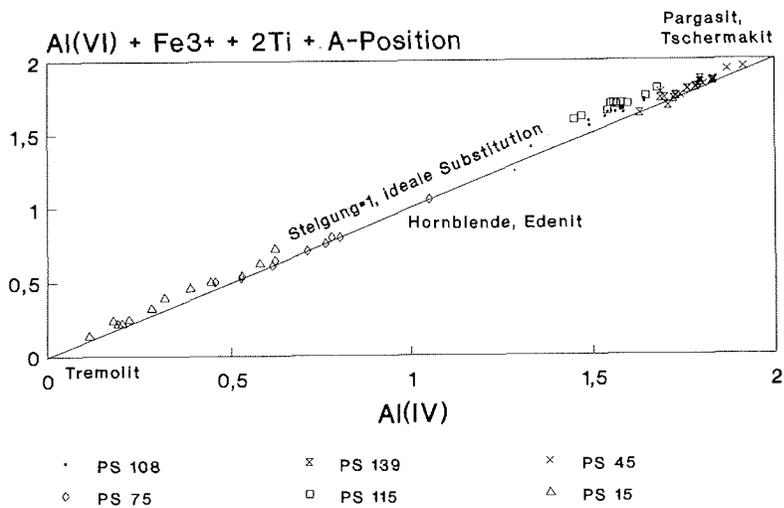
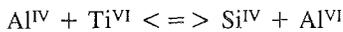


Abb. 3.-28: Kombination der Edenit-, Tschermaks-, Fe-Tschermaks-, Pargasit- und Ti-Substitution in den Amphibolen der Glimmerschiefer (PS 108, 139), Paragneise (PS 45, 75, 115) und eines Kalksilikatschiefers (PS 15). Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

(Abb. 3.-27). Die relativ hohen Ti- und Al^{IV}-Werte dieser Gesteine legen eine Ersatz gemäß



nahe. Diese Reaktion stellt eine zusätzliche Möglichkeit für den Al^{IV}-Einbau dar und verdeutlicht die bezüglich der Edenit-, Pargasit- und Tschermakit-Substitution zu hohen Al^{IV}-Konzentrationen. In Abb. 3.-28 sind die aufgezeigten Austauschreaktionen, die für den unterschiedlichen Amphibolchemismus der Paragneise, Glimmerschiefer und des Kalksilikatschiefers verantwortlich sind, zusammengefaßt. Die positive Korrelation der Parameter zeichnet in idealer Weise den theoretisch zu erwartenden Trend nach, der durch die diskutierten Substitutionen (Edenit, Tschermaks, Fe-Tschermaks [(Fe³⁺)^{VI} an Stelle von Al^{VI}], Pargasit, Ti) bzw. deren Kombination hervorgerufen wird.

Hinsichtlich der Al^{IV}-, Al^{VI}- und Ti-Werte und der Besetzung der A-Position sind die Hornblenden in den Augengneisen, dem Granitoid und dem Amphibolit (differiert am stärksten), mit denen der Paragneise und Glimmerschiefer vergleichbar. Dies weist auf analoge Substitutionsmöglichkeiten hin.

Zusätzlich ist die Zusammensetzung der Amphibole in dem Dreiecksdiagramm mit den Eckpunkten Al^{IV}, Al^{VI} und (-)^A dargestellt (Abb. 3.-29). Die Hornblenden der Augengneise und des Granitoids besitzen einen ähnlichen Chemismus. Im Gegensatz dazu ist die Variation des oktaedrisch koordinierten Al in den Hornblenden der Paragneise PS 45, 115, der Glimmerschiefer und des Amphibolits geringfügig größer. In dem Kalksilikatschiefer und dem Paragneis PS 75 schwankt die Besetzung der A-Position und der Al^{VI}-Gehalt der Hornblenden erheblich.

Die Cr- und Mn-Gehalte sind sehr gering (max. 0.012 bzw. 0.051 pfu). Nur die Amphibole der Paragneisprobe PS 75 enthalten höhere Mn-Konzentrationen (0.085-0.114 pfu). Für die Hornblenden des Amphibolits (0.481-0.818 pfu), des Granitoids (0.077-0.429 pfu) und der Augengneise (0-0.608 pfu) wurden die höchsten Fe³⁺-Konzentrationen abgeschätzt. Mit 0-0.140 pfu liegt der Fe³⁺-Anteil in den Amphibolen des Kalksilikatschiefers am niedrigsten.

RAASE (1974) konnte aufzeigen, daß der Ti-Gehalt in Amphibolen mit steigendem Metamorphosegrad, insbesondere der Temperatur, zunimmt. Da die P-T-Abschätzung amphibolitfazielle Bildungsbedingungen für die Gesteine von Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella erbrachte (cf. Kap. 4.-5), müßte sich dies auch im Ti-Anteil der analysierten Hornblenden dokumentieren. Diese entsprechen zum überwiegenden Teil Hornblenden aus niedrig- bis höhergradig amphibolitfaziellen Bedingungen (RAASE 1974) (Abb. 3.-30) und bestätigen damit die berechneten Druck- und Temperaturwerte. Die abweichenden Ti-Gehalte sind mit differierenden Gesamtgesteinschemismen und/oder fehlender Ti-puffernder Mineralphasen zu erklären.

Im Si-Al^{VI}-Diagramm nach RAASE (1974) (Abb. 3.-31a,b) weisen die meisten Amphibolanalysen auf Metamorphosedrucke unter 5 kbar hin. Es ist bemerkenswert, daß die Hornblenden die höhere P-Bedingungen anzeigen, die niedrigsten Ti-Gehalte besitzen. Das kann, neben dem bereits erwähnten unterschiedlichen Gesamtgesteinschemismus, retrograde Einflüsse andeuten.

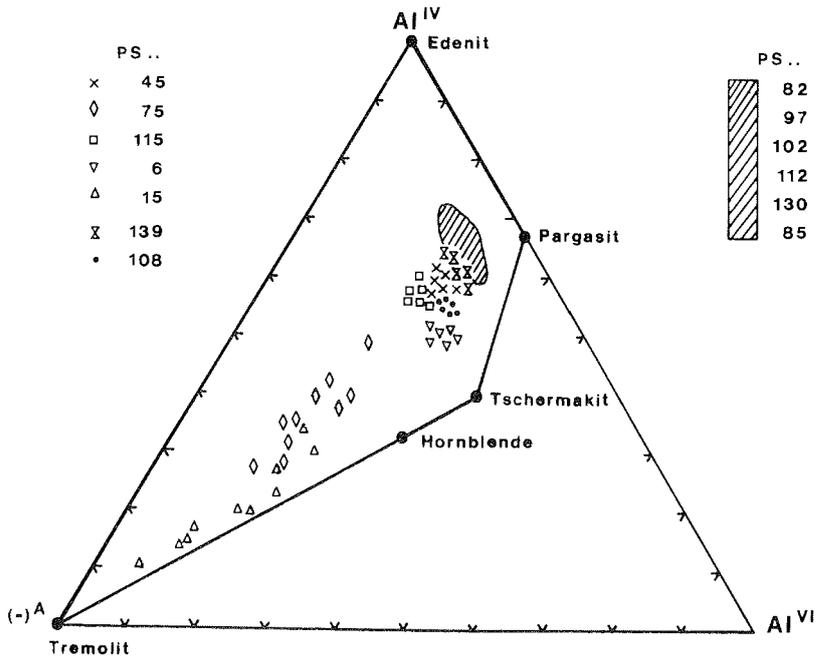


Abb. 3.-29: Zusammensetzung der Amphibole aus Glimmerschiefern (PS 108, 139), Paragneisen (PS 45, 75, 115), Augengneisen (PS 82, 97, 102, 112, 130), einem Granitoid (PS 85), Kalksilikatschiefer (PS 15) und Amphibolit (PS 6) im Dreiecksdiagramm $Al^{IV}-Al^{VI}-(-)A$.

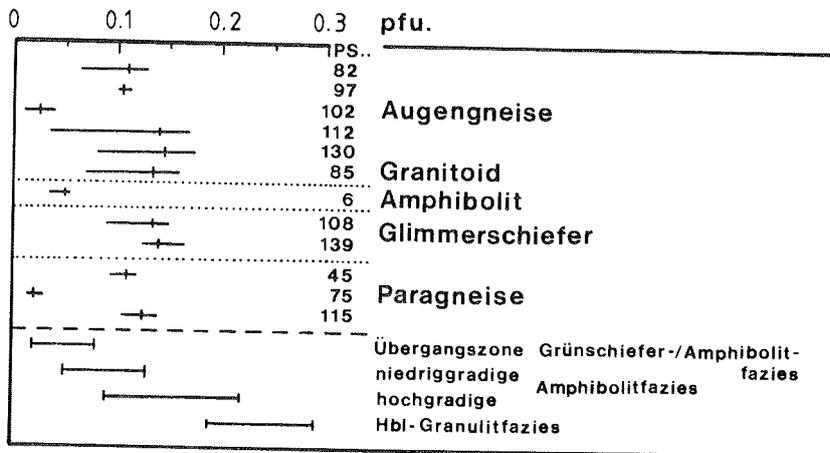


Abb. 3.-30: Variation der Ti-Anteile in den Amphibolen der untersuchten Gesteinstypen. Der vertikale Strich gibt den Mittelwert der analysierten Kationengehalte an. Der Ti-Gehalt von Hornblenden der verschiedenen metamorphen Fazies wurde von RAASE (1974) ermittelt.

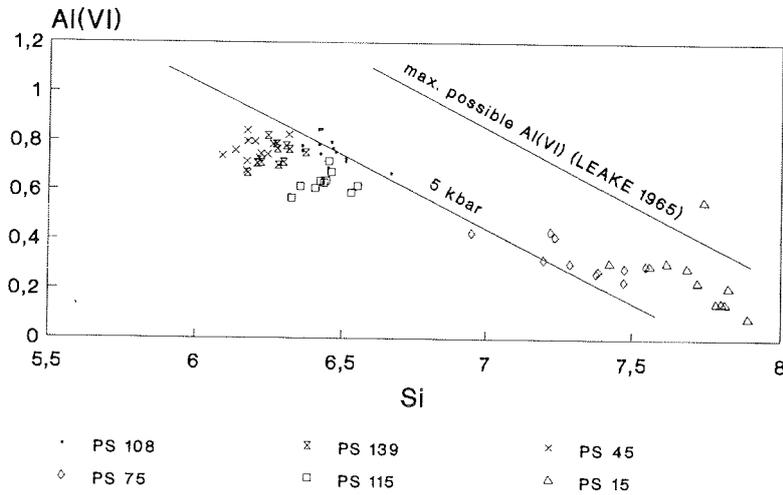


Abb. 3.-31a: Si-Al^{VI}-Diagramm nach RAASE (1974). Dargestellt sind Amphibolanalysen aus Glimmerschiefern (PS 108, 139), Paragneisen (PS 45, 75, 115) und einem Kalksilikatschiefer (PS 15). Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

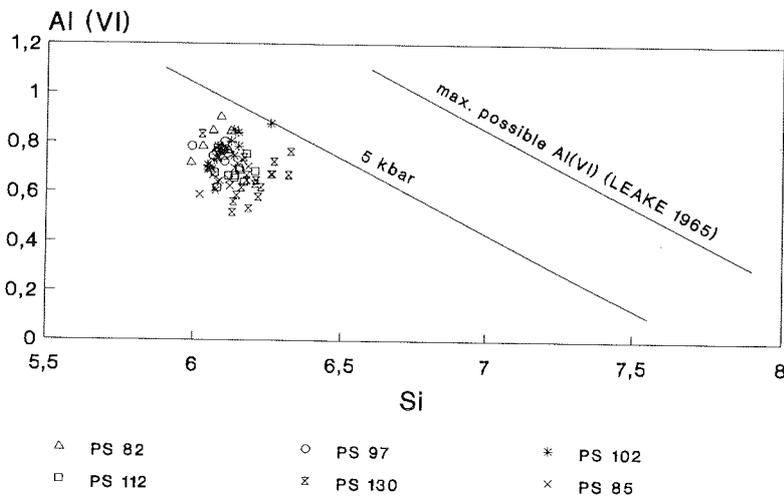
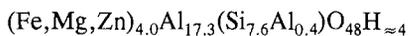


Abb. 3.-31b: Si-Al^{VI}-Diagramm nach RAASE (1974). Dargestellt sind Amphibolanalysen aus Augengneisen und einem Granitoid (PS 85). Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

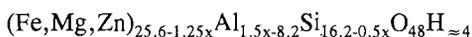
3 6. Staurolith

Staurolithanalysen eines Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefers (PS 4) und eines Amphibolits (PS 6) sind Tab. A-11 (Anhang) zu entnehmen. Beide Proben stammen vom *Ristinghortane*, dem südöstlichsten Nunatak von Sivorgfjella. Bei dem Edukt des Amphibolits handelt es sich um einen Basaltgang, der im Frühstadium der Metamorphose in die amphibolitfaziell gebildeten Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefer intrudiert ist. Die Staurolithfragmente in den Amphiboliten im Kontaktbereich zu dem Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefer stellen deshalb eine Restitphase der partiellen Assimilation des Nebengesteins dar. Aufgrund der meist korrodierten Form ist eine Beurteilung ehemaliger Kern- und Randzusammensetzungen in beiden Gesteinsarten nicht mehr möglich. Analysen im Zentrum und am Rand der Staurolithe ergaben jedoch keine Hinweise auf einen Zonarbau. Da in der Literatur noch Unklarheiten bezüglich der chemischen bzw. stöchiometrischen Zusammensetzung und der Besetzung der einzelnen Gitterplätze in der Kristallstruktur herrschen, wird auf eine Diskussion potentieller Substitutionen verzichtet. Eine gute Übersicht des bisherigen Kenntnisstands gibt RIBBE (1982). HOLDAWAY et al. (1986) schlagen ein neues Modell zur Kristallchemie von Staurolith vor, welches H₂- und mögliche Li-Gehalte berücksichtigt. Ein weiteres Problem betrifft den Valenzzustand des Fe. Methoden zur Abschätzung des Fe²⁺/Fe³⁺-Verhältnisses wurden aufgrund der bereits angesprochenen Unsicherheiten noch nicht erarbeitet. In den meisten Publikationen werden daher Fe³⁺-Gehalt vernachlässigt (cf. RIBBE 1982). Weil Mineralphasen wie Graphit oder Hämatit in den beiden Gesteinstypen fehlen, sind keine Aussagen über die Sauerstoffugazität und den Oxidationszustand von Fe zu treffen. Daher wird, dem allgemeinen Konsens entsprechend, das gesamte Fe als Fe²⁺(tot) angegeben.

Die Formelberechnung auf der Basis von 46 Sauerstoffen lieferte Kationensummen zwischen 29.413 und 29.549 pfu. GRIFFEN et al. (1982) berechneten aus 82 chemisch analysierten Staurolithen eine Durchschnittsformel:



Daraus wurde eine allgemeine Formel abgeleitet:

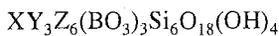


wobei für X gilt: $16.6 \leq X \leq 18.6$. Mit Hilfe dieser Formel können alle untersuchten Staurolithe beschrieben werden. Trotzdem lassen die Staurolithanalysen der beiden Gesteinstypen signifikante Unterschiede erkennen. Die Staurolithe des Glimmerschiefers zeichnen sich durch höhere Si- und Fe²⁺- und niedrigere Al-, Mg- und Zn-Anteile gegenüber denen des Amphibolits aus. Da es sich bei den Hornblenden des Amphibolits um Tschermakite handelt, d.h. um Mg- und Al-reiche und Si-ärmere Amphibole (cf. Kap. 3.-5), ist die Elementverteilung zwischen den Staurolithen der unterschiedlichen Gesteinstypen größtenteils auf die Beeinflussung durch die Basaltschmelze zurückzuführen. Eventuell trugen die hohen Zn-Gehalte (0.096-0.188 pfu) zur Stabilisierung des Stauroliths bei, wodurch eine vollständige Aufschmelzung in dem basaltischen Magma verhindert wurde.

Bei der Untersuchung 31 natürlicher Staurolithe aus Metapeliten stellten HOLDAWAY et al. (1986) relativ konstante Si-, Al-, Ti- und Mn-Werte und höchst variable Fe-, Mg- und Zn-Anteile fest. Obwohl die Variation der einzelnen Elemente in den Staurolithen des Amphibolits, vermutlich infolge der Einwirkung der Basaltschmelze, geringfügig höher als in denjenigen des Glimmerschiefers ist, sind größere Schwankungen der drei letztgenannten Elemente nicht erkennbar. Alle analysierten Staurolithe sind Fe-reich. Das Fe/Mg-Verhältnis $[X(\text{Fe})]$ streut von 0,81-0,84 (Glimmerschiefer) bzw. 0,72-0,77 (Amphibolit) und liegt im Bereich amphibolitfazial gebildeter Staurolithe (HOLDAWAY et al. 1986).

3 7. Turmalin

Die Turmalinzusammensetzung (Tab. A-12, Anhang) wurde in den beiden Glimmerschiefern PS 63 und 69 vom *Sumnerkammen* ermittelt. Die allgemeine Formel des komplexen Bor-Silikats lautet:



Die X-Position enthält gewöhnlich Na und/oder Ca. Sie ist aber auch teilweise oder vollständig unbesetzt. Eine Vielzahl ein-, zwei-, drei- und vierwertiger Kationen vermag die oktaedrisch koordinierte Y-Position zu besetzen (z.B. Li, Fe, Mg, Mn, Al). Auf der Z-Position befindet sich meist Al. Dieses kann durch zwei- und dreiwertiges Fe, Ti, Mn, Cr und V substituiert werden. Da mit der Elektronenstrahlmikrosonde nur Konzentrationen von Elementen mit höherer Ordnungszahl als acht bestimmbar sind, können die wichtigen Turmalinbestandteile Bor, Lithium und die Hydroxidgruppe nicht gemessen werden. Deshalb sind einige Annahmen zur Berechnung der Strukturformel auf der Basis von 29 Sauerstoffen notwendig:

- 1) Bor besetzt alle trigonal-koordinierten Positionen.
- 2) Lithium ist aus folgenden beiden Gründen vernachlässigbar:
 - Es treten keine Li-führenden Mineralphasen in den beiden Glimmerschiefern auf.
 - Die darstellenden Punkte der Analysen fallen in dem Dreiecksdiagramm für Turmalin von HENRY & GUIDOTTI (1985) (Abb. 3.-32) nicht in das Feld der Li-reichen Granitoide.
 Dies legt die Vermutung nahe, daß der Turmalin keine signifikanten Li-Gehalte besitzt.
- 3) Die vier Positionen der Hydroxid-Gruppen sind mit diesen vollständig besetzt.

Die großen Turmalinkristalle zeigen einen diskontinuierlichen Zonarbau, der durch die Bildung von Anwachssäumen um detritische Turmalinfragmente hervorgerufen wird (cf. Kap. 2.-2.1). In dem Dreiecksdiagramm Al-Fe(tot)-Mg von HENRY & GUIDOTTI (1985) liegen die Turmalinzusammensetzungen unterschiedlicher Gesteinstypen in fest umrissenen Bereichen. Deshalb kann anhand ihrer Zusammensetzung auf das Ursprungsgestein geschlossen werden. Die darstellenden Punkte der Turmalinkernchemismen der Proben PS 63 und 69 befinden sich in dem Dreiecksdiagramm größtenteils in dem Feld der Al-gesättigten Metapelite und -psammite (Abb. 3.-32). Meistens fallen die zugehörigen Ränder in das Gebiet der Metapelite und -psammite, die nicht mit einer Al-gesättigten

Phase koexistieren. Dies untermauert die Annahme einer zweiphasigen Entstehungsgeschichte der Turmalinkristalle. Die Kerne wurden nach ihrer Genese in einem Al-gesättigten metapelitischen Ausgangsmaterial umgelagert und gelangten als detritische Phase in Al-arme Pelite. Während der metamorphen Überprägung dieser Pelite bildete sich die Paragenese Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit und Granat, wobei um die detritischen Turmalinfragmente randlich Al-arme Anwachsäume entstanden. In der Glimmerschieferprobe PS 69 kommt neben der erwähnten Mineralassoziation zusätzlich Disthen als wesentliche gesteinsbildende Mineralphase hinzu. Trotzdem liegen die Randzusammensetzungen der Turmalinkristalle im Feld der Al-armen Metapelite und -psammiten. Möglicherweise erfolgte hier die Überwachsung der Turmaline erst nach der

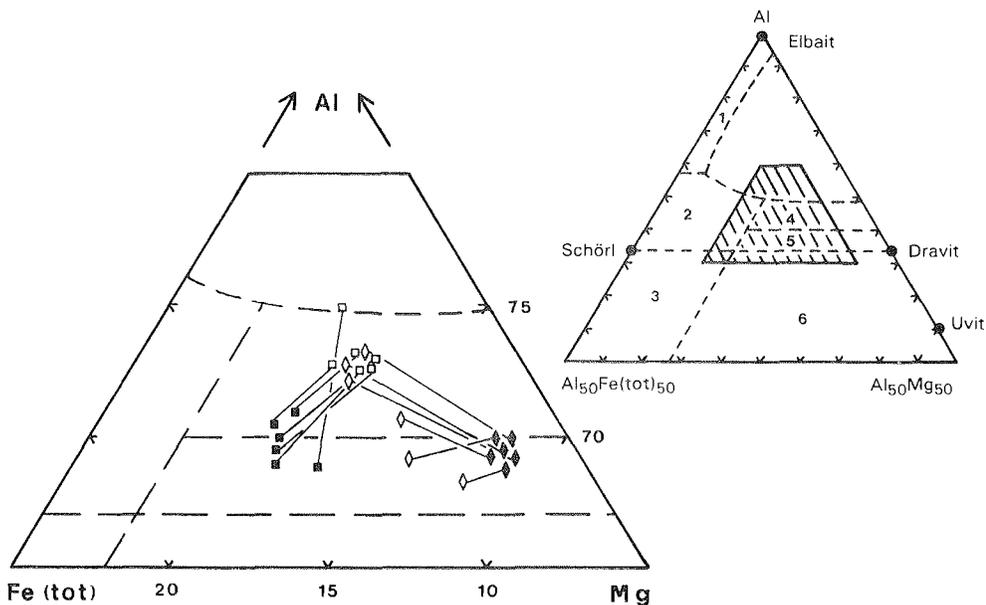


Abb. 3.-32: Zusammensetzung von Turmalinkristallen der Glimmerschiefer PS 63 (Quadrate) und 69 (Rauten) im Dreiecksdiagramm Al-Fe(tot)-Mg nach HENRY & GUIDOTTI (1985). Zusammengehörende Kern- (ungefüllt) und Randzusammensetzungen (gefüllt) sind miteinander verbunden. Die in der rechten Teilabbildung schraffierte Fläche entspricht dem als Ausschnitt dargestellten Variationsdiagramm.

1 Li-reiche Granitoide; 2 Li-arme Granitoide; 3 Fe³⁺-reiche quarz- und turmalinführende Gesteine; 4 Metapelite und -psammiten mit einer koexistierenden Al-gesättigten Mineralphase; 5 Metapelite und -psammiten ohne koexistierende Al-gesättigte Mineralphase; 6 Fe³⁺-reiche quarz- und turmalinführende Gesteine, Kalksilikate und Metapelite

Metamorphose im Zusammenhang mit der Intrusion benachbarter turmalinführender Pegmatite und der damit einhergehenden Infiltration borreicher Lösungen in die Glimmerschiefer. Die Präsenz des Zonarbaus weist darauf hin, daß keine hochgradigen Metamorphosebedingungen erreicht wurden. Unter diesen Bedingungen homogenisiert Turmalin durch intrakristalline Diffusion, wodurch der Zonarbau ausgelöscht wird.

Die Elementverteilung zwischen dem Turmalinrand und den Matrixmineralen liefert Hinweise auf Gleichgewichts- bzw. Ungleichgewichtsbedingungen bei der Bildung der Mineralphasen. Werden die Mg/Fe-Verhältnisse der Turmalinränder gegen diejenigen der koexistierenden Biotite aufgetragen, ergibt sich eine systematische Elementverteilung dieser Kationen (Abb. 3.-33). Auch die Na/Ca-Verteilung zwischen den Turmalinrändern und den Plagioklasen ist regelmäßig (Abb. 3.-34). Diese systematischen Elementverteilungen lassen nach HENRY & GUIDOTTI (1985) den Schluß zu, daß sich die Turmalinränder mit den Matrixmineralen im Gleichgewicht befinden und zeitgleich mit diesen entstanden sind.

Weil Turmalin eine sehr komplexe Mischkristallzusammensetzung zeigt, wird der Chemismus gewöhnlich in den nachstehenden Endgliedern angegeben:

Schörl:	NaFe^{2+}_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Dravit:	NaMg_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Elbait:	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3$	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Uvit:	CaMg_3	MgAl_5	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Tsilaisit:	NaMn_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$

Das entwickelte Verfahren zur Berechnung der Endglieder ist im Anhang ausführlich beschrieben. Diese Methode führt zur Maximierung der Uvit- und zur Minimierung der Dravit-Komponente.

Bei den untersuchten Turmalinkristallen des Glimmerschiefers PS 63 handelt es sich um dravit- und schörlbetonte Varietäten, die im allgemeinen einen deutlichen diskontinuierlichen Zonarbau, mit zum Rand steigenden Schörl- (max. 15 mol-%) und sinkenden Dravit- (bis 6 mol-%) und Elbait-Gehalten (max. 14 mol-%) zeigen. Es ergeben sich folgende Anteile: Schörl 29-47 mol-%, Dravit 34-45 mol-%, Elbait 11-26 mol-%, Uvit 1-5 mol-% und Tsilaisit max. 0.4 mol-%.

Die gegenüber den Turmalinkernen (32-43 mol-%) starke randliche Anreicherung der Dravit-Komponente (49-54 mol-%) in den Glimmerschiefern PS 69 wird durch den Abfall der Schörl- (Kern: 34-35 mol-%, Rand: 23-26 mol-%) und Elbait-Anteile (Kern: 15-28 mol-%, Rand: 15-18 mol-%) ausgeglichen. Uvit (5-8 mol-%) und Tsilaisit (bis 0.5 mol-%) liegen untergeordnet vor.

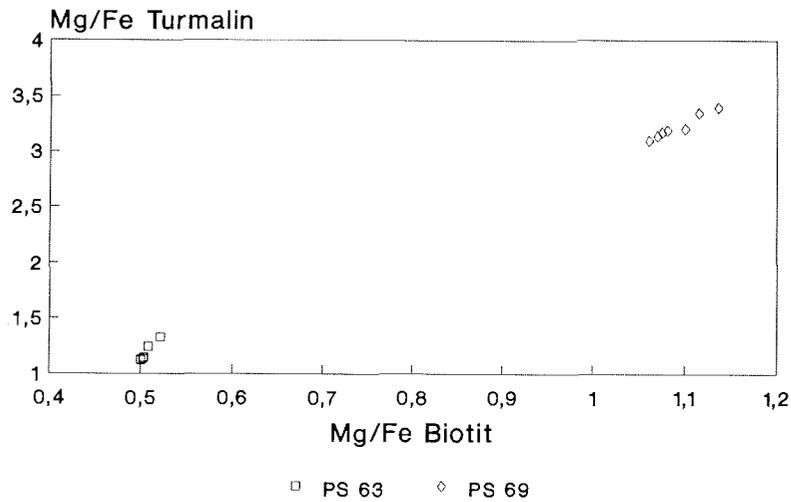


Abb. 3.-33: Darstellung der Mg/Fe-Verteilung zwischen Turmalinrändern und koexistierenden Biotiten in den Glimmerschiefern PS 63 und 69.

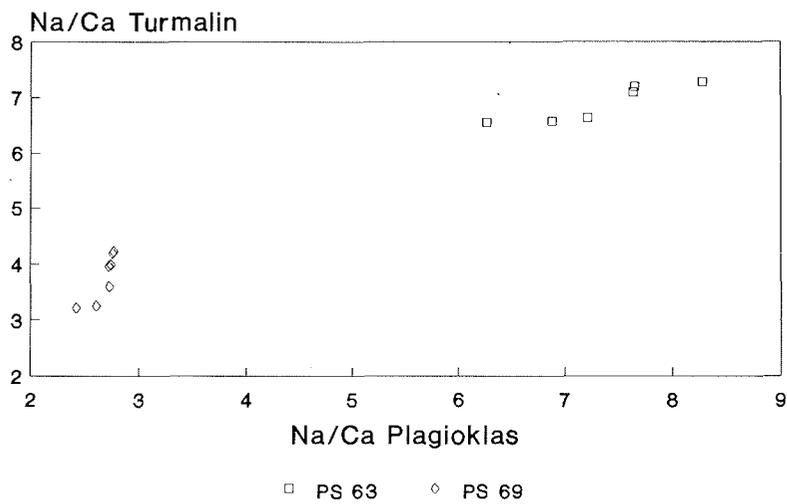


Abb. 3.-34: Darstellung der Na/Ca-Verteilung zwischen Turmalinrändern und koexistierenden Plagioklasen in den Glimmerschiefern PS 63 und 69.

3 8. Orthopyroxen

In dem Augengneis PS 136 vom *Sollienabben* wurde die Orthopyroxenzusammensetzung ermittelt (Tab. A-13, Anhang). Nach dem Vorschlag des Subcommittee on Pyroxenes (MORIMOTO 1988) erfolgte die Verteilung der Kationen in der Mineralformel, wobei nacheinander die T-, M1- und M2-Position besetzt wurde. Die Fe³⁺-Gehalte wurden auf drei verschiedene Arten berechnet:

PAPIKE et al. (1974):

$$(\text{Fe}^{3+})^{\text{VI}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na} - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + 2 \text{Ti})$$

RYBURN et al. (1976):

$$\text{Fe}^{3+} = 4 - 2 \text{Si} - 2 \text{Ti} - \text{Al} - \text{Cr} + \text{Na} + \text{K}$$

VIETEN & HAMM (1978):

$$\text{wenn Si} < 2 \text{ und } (\text{Si} + \text{Al}) > 2: \text{Fe}^{3+} = \text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}} - (\text{Al}^{\text{VI}} + 2 \text{Ti})$$

$$\text{wenn Si} < 2 \text{ und } (\text{Si} + \text{Al}) < 2: \text{Fe}^{3+} = (\text{Fe}^{3+})^{\text{IV}} + \text{Na} + ((\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{IV}} - 2 \text{Ti})$$

$$\text{Für Fe}^{2+} \text{ ergibt sich jeweils: } \text{Fe}^{2+} = \text{Fe}(\text{tot}) - \text{Fe}^{3+}$$

Die nach RYBURN et al. (1976) und VIETEN & HAMM (1978) ermittelten Werte sind identisch (± 0.003 pfu). PAPIKE et al. (1974) gehen bei ihrer Fe³⁺-Abschätzung von einer vollständigen Besetzung der Tetraederposition mit Si und Al^{IV} aus. Da den meisten untersuchten Klinopyroxenen zusätzlich (Fe³⁺)^{IV} zuzuschlagen ist, um die Tetraederposition mit 2 ideal zu besetzen, sind die Fe³⁺-Gehalte nach PAPIKE et al. (1974) niedriger, als die nach RYBURN et al. (1976) und VIETEN & HAMM (1978) berechneten Werte. Ist die Tetraederposition nur mit Si und Al^{IV} ideal besetzt, stimmen die anhand der drei Verfahren ermittelten Fe³⁺-Werte überein (± 0.001 pfu) (cf. Tab. A-13, Anhang).

Es ergab sich bei der Formelberechnung (M₂M₁T₂O₆) auf der Basis von 6 Sauerstoffen meistens die ideale Besetzung von M₂:M₁:T=1:1:2. Gelegentlich war die M₂-Position geringfügig unterbesetzt (max. 0.015 pfu). Bei guten Analysen liegt die Besetzung der einzelnen Gitterplätze innerhalb des Schwankungsbereichs von ± 0.02 pfu (ROBINSON 1980). Die Analysen sind in dem Pyroxen-Dreieck Wollastonit-Enstatit-Ferrosilit eingetragen (Abb. 3.-35). Dabei wurde die Zusammensetzung entsprechend

$$\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma \text{Fe} = 100 \quad \text{mit} \quad \Sigma \text{Fe} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$$

normiert. Sowohl die Darstellung, als auch die Normierung stützen sich auf Empfehlungen des Subcommittee on Pyroxenes (MORIMOTO 1988).

Alle Analysen weisen eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung auf und liegen im Feld der Ferrosilite. Die Enstatit-Ferrosilit-Mischkristallreihe wird mit zunehmendem Fe²⁺-Gehalt weiter unterteilt. Mit einem Enstatit-Anteil von 31-32 mol-% sind die Orthopyroxene als Ferrohypersthene anzusprechen. Prägnante Unterschiede in der Kern- und Randzusammensetzung sind in keinem untersuchten Orthopyroxen erkennbar.

Meist im Kontakt mit Biotit ist um die Orthopyroxene eine Korona ausgebildet. Die Interferenzfarben der Minerale dieses Reaktionssaums ähneln denen von Klinozoisit und Chlorit. Anhand des Bilds der rückgestreuten Elektronen der Mikrosonde können eine helle und eine dunkle Phase innerhalb der Korona unterschieden werden (Abb. 3.-36).

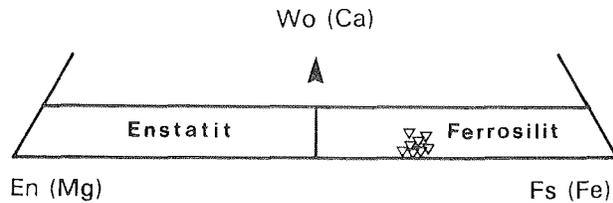


Abb. 3.-35: Zusammensetzung von Orthopyroxenen des Augengneises PS 136 im Dreiecksdiagramm Wollastonit (Wo) $\text{Ca}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ - Enstatit (En) $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ - Ferrosilit (Fs) $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ nach MORIMOTO (1988).

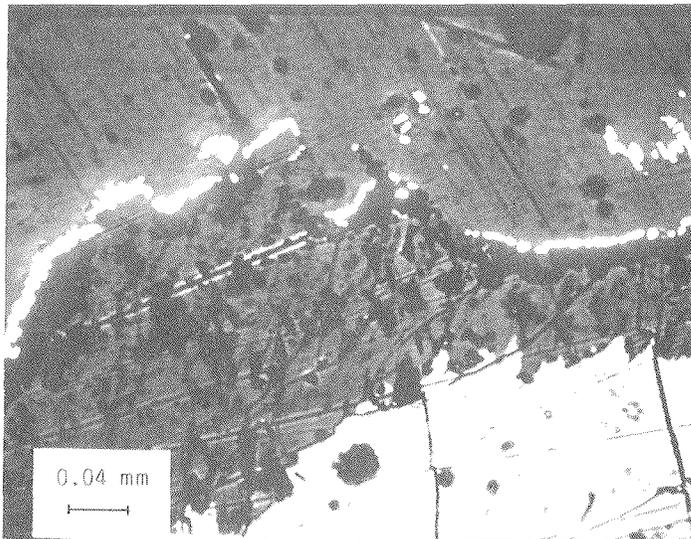


Abb. 3.-36: Das Bild der rückgestreuten Elektronen der Mikrosonde zeigt eine helle und dunkle Phase im Reaktionssaum (Bildmitte) zwischen Biotit (obere Bildhälfte) und Orthopyroxen (rechte untere Bildhälfte). Bei der weißen Mineralphase im Kontakt zwischen Biotit und der Korona handelt es sich um Magnetit. Augengneis vom *Sollienabben* (Probe PS 136).

Um die variierenden Elementgehalte der Phasen des Reaktionssaums darzustellen erfolgte die Formelberechnung und die Besetzung der Gitterplätze analog der Orthopyroxenformel. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden die Kationen auf die ideale Formelbesetzung von 4 normiert. Die ebenfalls normierten und in Abb. 3.-37 und 3.-38 eingetragenen Orthopyroxenanalysen geben einen Anhaltspunkt für deren Elementverteilung. Im Vergleich zu den Orthopyroxenen sind die beiden Phasen an Fe^{2+} , Mg und Mn verarmt (Abb. 3.-37) und an Al, Ti und K angereichert (Abb. 3.-38). Während die Si-Anteile der dunklen Mineralphase über einen weiteren Bereich als in den Orthopyroxenen schwanken, liegen die Si-Konzentrationen der hellen Phase immer deutlich höher. Da T und M1 ideal und nur die M2-Position aufgrund der Fe^{2+} -, Mg- und Mn-Abfuhr unterbesetzt ist, handelt es sich bei der dunklen Phase vermutlich um alterierten Orthopyroxen. Die Bildung der hellen an Al, Ti und K angereicherten Mineralphasen gründet sich wahrscheinlich auf die Koexistenz und die enge Assoziation mit Biotit. Ein Vergleich der Oxidkonzentrationen der hellen Phase mit Chlorit- und Klinozoisitanalysen aus der Literatur ergab keine Korrelation.

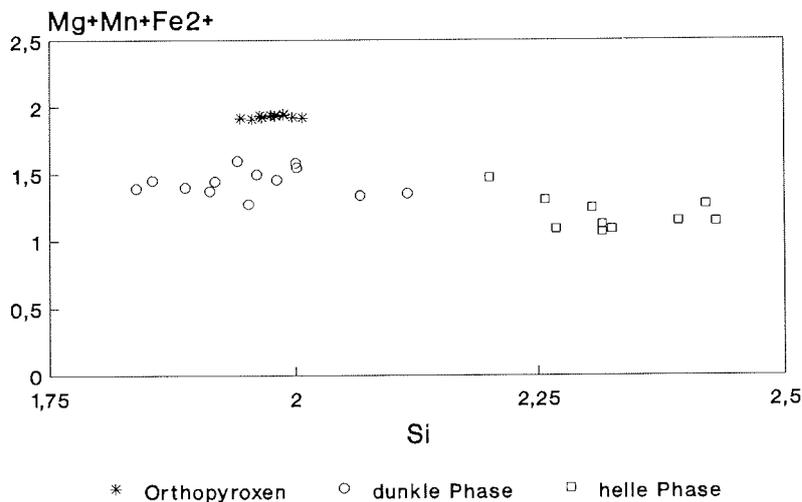


Abb. 3.-37: Im Vergleich zu den Orthopyroxenen sind die beiden Phasen des umgebenden Reaktionssaums an Mg, Mn und Fe^{2+} verarmt. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

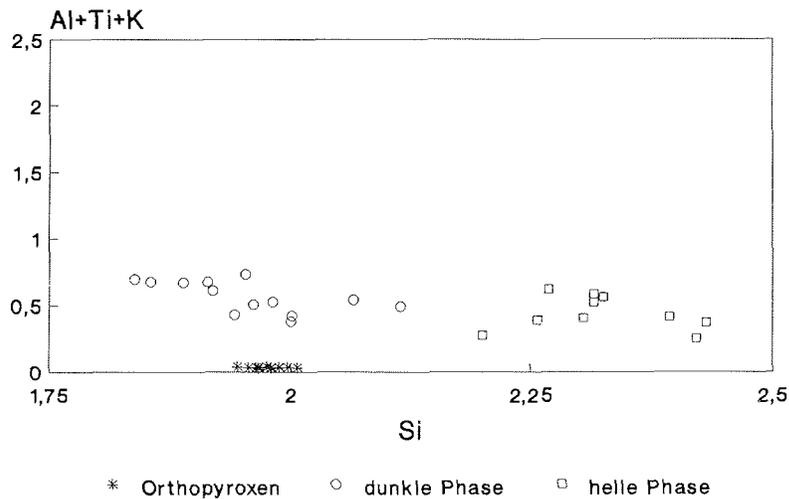


Abb. 3.-38: Im Vergleich zu den Orthopyroxenen ist in den beiden Phasen des umgebenden Reaktionssaums Al, Ti und K angereichert. Einheit auf beiden Achsen: Kationen pro Formeleinheit.

3 9. Plagioklas

In Tab. A-14 (Anhang) sind die Analysen, Strukturformeln und Endglieder (Anorthit, Albit, Orthoklas) von Plagioklasen der Glimmerschiefer PS 4, 23, 63, 69, 105, 108, 139, Paragneise PS 45, 115, Augengneise PS 82, 91, 97, 102, 112, 130, 136, des Granitoids PS 85 und des Amphibolits PS 6 zusammengestellt. Auf der Basis von 8 Sauerstoffen erfolgt die Formelberechnung (AT_4O_8). Die geringen Fe-Gehalte wurden der Tetraederposition zugeordnet. Nach RIBBE (1983) ist Fe (Fe^{2+} oder Fe^{3+}) gewöhnlich tetraedrisch koordiniert, Fe^{2+} kann aber auch in der A-Position auftreten. Es liegen Hinweise vor, daß Fe^{2+} und Fe^{3+} ungefähr zu gleichen Teilen in irdischen Plagioklasen enthalten sind (SMITH 1983). Wegen der geringen Fe-Gehalte wurde auf eine Fe^{3+} -Abschätzung verzichtet. Um Aussagen über einen möglichen Zonarbau treffen zu können, wurde an jedem Plagioklaskristall die Kern- und Randzusammensetzung analysiert.

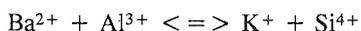
Bei allen untersuchten Plagioklasen ist die Tetraederposition fast ideal mit 4 Kationen besetzt (3.987-4.014 pfu). Die Summe der Kationen in der A-Position (Na, Ca, K und Ba) weicht etwas stärker von der Idealbesetzung 1 ab (0.966-1.030 pfu). Stöchiometrisch unbedeutend sind die Gehalte an Fe (max. 0.012 pfu), Mn (max. 0.004 pfu), Mg (max. 0.003 pfu) und Ba (max. 0.002 pfu). Durchweg niedrig sind die K-Anteile (bis 0.023 pfu). Sie entsprechen einer Orthoklas-Komponente von 0.3-1.9 mol-% in den Plagio-

klasen der Glimmerschiefer und Paragneise, bzw. 0.2-2.3 mol-% in denen der Augengneise, des Granitoids und des Amphibolits.

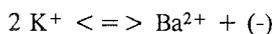
Der Anorthit-Gehalt wurde anhand des Ca/(Ca+Na+K)-Verhältnisses berechnet. Das Spektrum der Plagioklaszusammensetzung reicht von Oligoklas bis Andesin, mit den Maximalwerten 12 und 42 mol-% Anorthit. Die meisten Analysen erbrachten Anorthit-Anteile in dem etwas engeren Bereich zwischen 20 und 35 mol-%. Dieser Anorthit-Gehalt ist typisch für Plagioklase der Amphibolitfazies (WINKLER 1979, MATTHES 1990). Signifikante Unterschiede zwischen den einzelnen Gesteinstypen sind nicht feststellbar. Während die Plagioklase der Glimmerschiefer PS 23, 63 und 105 keinen Zonarbau aufweisen, ist in den Augengneisen PS 91 und 102 die Anorthit-Komponente im Kern mit ungefähr 2-11 mol-% angereichert (normaler Zonarbau). Unter der Elektronenstrahlmikrosonde zeigte sich, daß in den übrigen Gesteinen die Mehrzahl der optisch homogen wirkenden Plagioklaskristalle bezüglich der Anorthit-Komponente invers zoniert sind, d.h. die Randzusammensetzung ist um ca. 1-7 mol-% Ca-reicher als die des Kerns. Die randliche Zunahme des Anorthit-Gehalts wird auf ein Kristallwachstum während der prograden Metamorphose zurückgeführt (WINKLER 1979). Aufgrund des noch vorhandenen inversen Zonarbaus hat keine Einebnung des stofflichen Gradienten durch Diffusion stattgefunden. Dies bedeutet, daß der Plagioklas nicht retrograd equilibriert ist und somit noch den Chemismus zum Zeitpunkt der maximalen P-T-Bedingungen aufweist. Die ähnliche Plagioklaszusammensetzung der unterschiedlichen Gesteinstypen und die größtenteils inverse Zonierung sprechen für einheitliche Metamorphosebedingungen in Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella.

3 10. Kalifeldspat

Kalifeldspat wurde in einem Paragneis (PS 118), vier Augengneisen (PS 82, 91, 97, 136) und einem Granitoid (PS 85) analysiert (Tab. A-15, Anhang). Die Formelberechnung (AT_4O_8) erfolgte auf der Basis von 8 Sauerstoffen. Es ergab sich eine gute Kationenbesetzung (4.981-5.027 pfu). Zwischen 85 und 94 mol-% schwankt der Orthoklas-Anteil. Eine Albit- (5-14 mol-%) und untergeordnet eine Celsian-Komponente (1-3 mol-%) kommen hinzu. Der Anorthit-Gehalt (max. 0.25 mol-%) ist vernachlässigbar. Aufgrund der gekoppelten Substitution



(Abb. 3.-39) wird neben den Ba-Gehalten auch die schwache Überbesetzung von Al und die geringfügige Unterbesetzung von Si in der Tetraederposition verständlich. Die Granitoidprobe weist keine Korrelation der Parameter auf und wurde deshalb in Abb. 3.-39 nicht berücksichtigt. Das Auftreten von Ba und die schwachen Defizite in der A-Position sind weiterhin durch den einfachen Austausch



erklärbar. Möglicherweise haben beide Substitutionen eine Rolle gespielt. Da die existierenden Plagioklase in den untersuchten Gesteinen praktisch kein Ba enthalten (max. 0.002 pfu), scheinen die diskutierten Austauschvorgänge nur K, nicht aber Na

Anionensumme (S+Cl: 0.110-0.146 pfu) und der hohen Mejonit-Konzentration wird CO_3^{2-} als wesentliche Komponente in der R-Position angesehen.

Skapolithe bilden keine ungewöhnlichen Bestandteile Ca-reicher Metamorphite und werden sowohl prograd unter hohen CO_2 -Drucken und einem großen $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ -Verhältnis auf Kosten von Plagioklas und Calcit gebildet, als auch retrograd in Plagioklas, Calcit und Sericit oder durch Reaktion mit Calcit und Quarz in Granat umgewandelt (DEER et al. 1965). Weiterhin führen metasomatische Prozesse zur Bildung von Skapolith. Neben Quarz, Biotit, Hornblende, Klinozoisit und akzessorisch auftretendem Plagioklas gehört der nur schwach alterierte Skapolith des Paragneises der primären Mineralparagenese an.

3 12. Karbonatphase

In der Probe des Kalksilikatschiefers PS 15 wurde die Karbonatphase analysiert (Tab. A-17, Anhang). Mittels der Oxide auf der CO_2 -freien Basis von 2 Sauerstoffen erfolgte die Kationenberechnung. Die untersuchten Karbonate erwiesen sich als Dolomitkristalle mit folgender Zusammensetzung: Calcit-Anteil 50-51 mol-%, Magnesit-Komponente 47-48 mol-%. Die Siderit- und Rhodochrosit-Konzentrationen sind mit 1.3-1.9 mol-% bzw. 0.1-0.4 mol-% sehr niedrig. Der Dolomit wurde prograd gebildet und gehört der primären Mineralparagenese an. ANOVITZ & ESSENE (1987) kompilieren in dem Dreiecksdiagramm CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 Karbonatanalysen unterschiedlicher metamorpher Fazies. Der Chemismus der untersuchten Dolomitkristalle entspricht danach derjenigen von amphibolitfaziellen Dolomiten.

3 13. Ilmenit

Ilmenitanalysen der Glimmerschiefer PS 4, 23, 69, 105, 108, 139, des Paragneises PS 115, der Augengneise PS 91, 102, 112, 136 und des Amphibolits PS 6 zeigt Tab. A-18 (Anhang). Die Sauerstoffbasis für die Formelberechnung (ABO_3) betrug 6. Anhand nachstehender Gleichung von CARMICHAEL (1967) wurde der Fe^{3+} -Gehalt abgeschätzt:

$$\text{Fe}^{2+} = \text{Si} + \text{Ti} - \text{R}^{2+} \quad \text{mit } \text{R}^{2+} = \text{Mn, Mg}$$

Falls $\text{Fe}^{2+} > 0$ wurde das überschüssige Fe^{2+} als Fe^{3+} angesehen. Fe^{2+} und Fe^{3+} wurden anschließend in Oxide zurückgerechnet und die Kationen noch einmal auf der Basis von 6 Sauerstoffen kalkuliert. Die Analysen ergaben folgendes Bild von der Ilmenitzusammensetzung. Während die B-Position mit der einen Hauptkomponente Ti sowohl schwach unter- als auch überbesetzt ist, weist die A-Position mit dem zweiten wesentlichen Bestandteil Fe^{2+} immer geringe Defizite auf. Unabhängig vom Gesteinstyp schwankt die Fe^{3+} -Konzentration. Die Mehrzahl der Ilmenite enthält 0-0.05 pfu Fe^{3+} . Erhöhte Fe^{3+} -Gehalte zeigen nur die Ilmenitkristalle des Amphibolits PS 6 (0.040-0.152 pfu). Es wurde keine Geikielith-Komponente (MgTiO_3) festgestellt. Auch die Si- und Cr-Werte (max. 0.006 pfu) sind vernachlässigbar. Der Pyrophanit-Anteil (MnTiO_3) liegt, mit Ausnahme des Glimmerschiefers PS 139 (0.098-0.130 pfu), unter 0.1 pfu.

Die Ilmenitkristalle wurden primär zur Berechnung der Metamorphosetemperaturen anhand des Granat-Ilmenit-Geothermometers (POWNCHEY et al. 1987a,b; Kap. 4.-3.6) analysiert, denn infolge des relativ primitiven Mineralchemismus sind keine signifikanten Aussagen bezüglich des Auftretens und der Stabilität von Ilmenit zu treffen.

3 14. Zusammenfassung

Die Zusammensetzung von Granat, Biotit, Muscovit, Amphibol, Staurolith, Turmalin, Orthopyroxen, Plagioklas, Kalifeldspat, Skapolith, Karbonat und Ilmenit wurde in Glimmerschiefer-, Paragneis-, Kalksilikatschiefer-, Augengneis-, Granitoid- und Amphibolitproben analysiert.

Die Granatmischkristalle der Glimmerschiefer, Paragneise, Augengneise und eines Granitoids zeigen unabhängig vom Gesteinstyp einen äußerst variablen Zonarbau. Es handelt sich größtenteils um grossular- und almandinbetonte Varietäten, jedoch schwanken die Anteile der einzelnen Komponenten zum Teil beträchtlich: Almandin 48-71 mol-%, Grossular 18-43 mol-%, Spessartin 1-25 mol-%, Pyrop 1-19 mol-%, Andradit 0-7 mol-% und Uwarowit max. 0.5 mol-%. Die höchsten Pyrop-Konzentrationen (23-26 mol-%) aller untersuchter Gesteinsproben weisen die almandinreichen, schwach zonierten Granatmischkristalle eines Amphibolits auf. Die Präsenz der Wachstumszonierung von Mn zeigt, daß die maximalen Metamorphosetemperaturen 650-700 °C nicht überschritten haben, da oberhalb dieser Temperaturen Granat durch Volumendiffusion homogenisiert. Anhand der Fe-Mg-Mn-Verteilung von Granatkristallen der Paragenese Granat-Biotit-Disthen-Quarz ergeben sich bei Temperaturen um 600 °C Mindestdrucke von ca. 5.4-6.3 kbar.

In den Glimmerschiefern und Paragneisen variiert die Zusammensetzung der Biotite von Meroxen bis Lepidomelan. Bei den Biotitkristallen eines Kalksilikatschiefers handelt es sich um Phlogopit. Als Lepidomelan bis Siderophyllit sind die Biotite der Augengneise und des Granitoids anzusprechen. Der Chemismus stimmt in allen Fällen mit Biotiten der Amphibolitfazies überein.

Die Paragonit-Gehalte der Muscovite in den untersuchten Gesteinen (Glimmerschiefer und Augengneis) betragen max. 21 mol-%, die Celadonit-Anteile max. 37 mol-%. Auch hier ist die Zusammensetzung mit der amphibolitfazieller Hellglimmer vergleichbar.

Während es sich bei den Amphibolen der Augengneise und eines Granitoids um Ferro-Pargasite bis Ferro-pargasitische Hornblenden handelt, treten in den Glimmerschiefern und Paragneisen neben Ferro-Pargasiten bis Fe-reichen pargasitischen Hornblenden auch Ferro-tschermakitische bis Si-arme Ferro-Hornblenden auf. Eine Ausnahme bilden die Amphibole einer Paragneisprobe vom *Sumnerkammen* deren Chemismus von Aktinolith über aktinolithische bis Magnesio-Hornblende variiert. Die Amphibolitprobe enthält Hornblende tschermakitischer Zusammensetzung. Tremolit bis tremolitische Hornblende wurde in einem Kalksilikatschiefer analysiert. Die Ti-Konzentration der Amphibole liegt zum überwiegenden Teil im Bereich von Hornblenden amphibolitfazieller Gesteine.

Alle untersuchten Staurolithe eines Glimmerschiefers vom *Ristinghortane* sind Fe-reich ($X(\text{Fe})=0.81-0.84$). Der Chemismus entspricht amphibolitfaziell gebildeten Staurolithkristallen.

In einem Teil der Glimmerschiefer vom *Sumnerkammen* liegen diskontinuierlich zonierte dravit- und schörlbetonte Turmaline vor. Während der Schörl-Anteil der Turmaline in einer Glimmerschieferprobe vom Kern zum Rand steigt, sinkt die Dravit-Komponente in gleicher Richtung ab. Die Turmalinkristalle einer zweiten Probe zeigen bezüglich der beiden Komponenten ein umgekehrtes Zonierungsmuster. Der Zonarbau belegt eine zweiphasige Entstehungsgeschichte dieser Mineralphase. Die Kerne wurden nach ihrer Genese in einem Al-gesättigten metapelitischen Ausgangsmaterial umgelagert und gelangten als Detritus in Al-arme Pelite. Bei deren metamorpher Überprägung bildeten sich die Al-armen Anwachssäume um die Turmalinfragmente.

Orthopyroxene wurden nur in einer Augengneisprobe vom *Sollienabben* gefunden. Bei einem Enstatit-Anteil von 31-32 mol-% sind die unzonierten Orthopyroxenkristalle als Ferrohypersthene anzusprechen.

Das Spektrum der Plagioklaszusammensetzung in den Glimmerschiefern, Paragneisen, Augengneisen, einem Granitoid und einem Amphibolit reicht von Oligoklas bis Andesin, wobei der Anorthit-Anteil größtenteils zwischen 20 und 35 mol-% liegt. Diese Konzentrationen sind typisch für Plagioklase der Amphibolitfazies. Die meisten Plagioklaskristalle sind invers zonierte, d.h. der Anorthit-Gehalt ist am Rand höher als im Kern. In einigen Proben ist die Mineralphase aber auch normal zonierte (Ca im Kern gegenüber der Randzusammensetzung angereichert) oder weist keinen Zonarbau auf.

Am *Sumnerkammen* tritt in Paragneisen Skapolith mit einem Mejonit-Gehalt von 70-73 mol-% auf.

Bei der untersuchten Karbonatphase des Kalksilikatschiefers vom *Ristinghortane* handelt es sich um Dolomit folgender Zusammensetzung: Calcit 50-51 mol-%, Magnesit 47-48 mol-%, Siderit max. 2 mol-% und Rhodochrosit unter 0.5 mol-%.

4 Metamorphosebedingungen

4 1. Druck-Temperatur-Abschätzung durch kritische Mineralreaktionen

In einem Teil der Glimmerschiefer vom *Ristinghortane* (PS 1, 3, 4), *Mygehenget* (PS 22, 23, 26, 27, 28) und *Sumnerkammen* (PS 67, 68, 69) ist die Paragenese Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Granat, Staurolith und Disthen ausgebildet, die eine P-T-Abschätzung anhand des Mineralbestands erlaubt. Eine erste Einengung ist mit Hilfe der Stabilitätsbereiche der Al_2SiO_5 -Polymorphen nach HOLDAWAY (1971) möglich, weil Disthen als einzige stabile Modifikation auftritt (Abb. 4.-1). Die Mehrzahl der Gesteine enthält Muscovit neben Quarz ohne Kalifeldspatbildung aus diesen Mineralen. Somit wurden die Bedingungen der univarianten Gleichgewichtskurve



unter der Voraussetzung, daß der Gesamtdruck (P_{tot}) dem Wasserdruck (P_{H_2O}) entspricht nicht erreicht.

Der Staurolith kann folgendermaßen gebildet worden sein:

- (1) Chloritoid + Andalusit/Disthen \rightleftharpoons Staurolith + Quarz + H_2O ; (HOSCHEK 1967)
- (2) Chloritoid + Quarz \rightleftharpoons Staurolith + Almandin + H_2O ; (GANGULY 1969)
- (3) Chlorit + Muscovit + Almandin \rightleftharpoons Staurolith + Biotit + Quarz + H_2O ;
(CARMICHAEL 1970, FROESE & GASPARINI 1975)
- (4) Chlorit + Muscovit \rightleftharpoons Staurolith + Biotit + Quarz + H_2O ; (HOSCHEK 1969)

Chloritoid tritt in niedriggradigen Metamorphiten relativ selten auf, da für die Genese besondere chemische Voraussetzungen erfüllt sein müssen (hoher Al-Gehalt, hohes Fe/Mg-Verhältnis, niedriger Gehalt an K, Na und Ca). Angesichts der restriktiven Entstehungsbedingungen und da keinerlei Hinweise auf eine Beteiligung von Chloritoid an der Staurolithbildung vorliegen, sind die beiden Reaktionen (1) und (2) unwahrscheinlich. Reaktion (3) wurde von CARMICHAEL (1970) und FROESE & GASPARINI (1975) anhand petrographischer Beobachtungen abgeleitet, konnte jedoch in den untersuchten Dünnschliffen nicht festgestellt werden. HOSCHEK (1969) ermittelte experimentell für die Gleichgewichtslage der Reaktion (4) folgende Werte: $T=540$ bzw. 565 °C und $P_{H_2O}=4$ bzw. 7 kbar. Ihr Eintritt in das Disthenfeld legt die minimalen Metamorphosebedingungen fest ($T \approx 550$ °C, $P \approx 4.5$ kbar) (Abb. 4.-1).

Die stabile Koexistenz von Staurolith, Muscovit und Quarz legt nahe, daß die Isograde²⁾ Staurolith-out, die durch nachstehende Reaktionen charakterisiert wird, nicht überschritten wurde:

- (1) Staurolith + Muscovit + Quarz \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + Biotit + H_2O ; (HOSCHEK 1969)
- (2) Staurolith + Muscovit + Quarz \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + Almandin + H_2O ;
(FROESE & GASPARINI 1975)
- (3) Fe-Staurolith + Quarz \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + Almandin + H_2O ; (RICHARDSON 1968)

2) Alle Punkte des ersten Auftretens (Mineral-"in") bzw. des letzten Auftretens (Mineral-"out") eines fazieskritischen Minerals können auf einer geologischen Karte mit einer Linie - der sog. Isograden - verbunden werden.

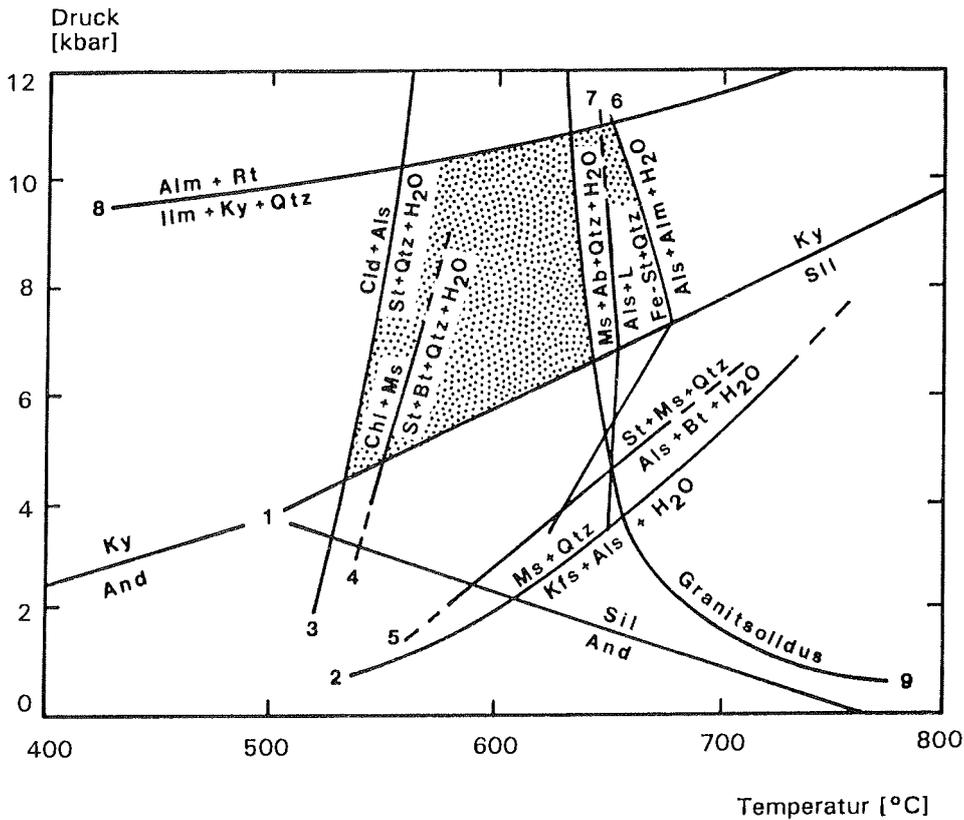
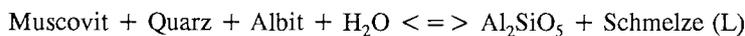


Abb. 4.-1: Die Eingrenzung der P-T-Bedingungen mittels univarianter Gleichgewichtskurven gibt den Variationsbereich (gepunktet) der möglichen Druck- und Temperaturbedingungen an ($P_{H_2O} = P_{total}$). Abkürzungen der Mineralnamen nach KRETZ (1983) (siehe Anhang).

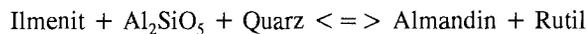
1 HOLDAWAY (1971); 2 CHATTERJEE & JOHANNES (1974); 3 HOSCHEK (1967); 4 HOSCHEK (1969); 5 HOSCHEK (1969); 6 RICHARDSON (1968); 7 STORRE & KAROTKE (1971); 8 BOHLEN et al. (1983); 9 THOMPSON & ALGORE (1977)

Nach den Untersuchungen von HOSCHEK (1969) läuft (1) in den Stabilitätsfeldern von Andalusit und Sillimanit bei Temperaturen zwischen 575 und 675 °C ab. Textuelle Hinweise führten zur Formulierung von Reaktion (2). Experimentelle Daten zum Zerfall von Staurolith neben Quarz im Stabilitätsfeld von Disthen liegen von RICHARDSON (1968) vor (3). Die Maximaltemperatur die sich infolge dieser, nur schwach druckabhängigen Reaktion auf etwa 680 °C begrenzen läßt, wurde wahrscheinlich nicht erreicht, weil sie oberhalb der Temperatur der Schmelzkurve



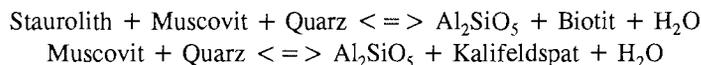
(STORRE & KAROTKE 1971) liegt (Abb. 4.-1), der Geländebefund aber keine Anzeichen einer partiellen Anatexis an den Nunatakkern *Ristinghortane*, *Mygehenget* und *Sumnerkammen* erkennen läßt.

Das akzessorische Auftreten von Ilmenit und die Abwesenheit von Rutil schränken den Druckbereich ein. Die Gleichgewichtskurve



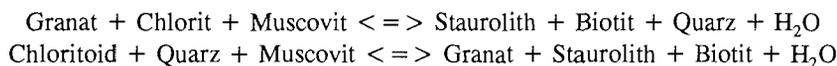
(BOHLEN et al. 1983) liegt im Stabilitätsfeld von Disthen. Sie dient der Unterscheidung druckbetonter rutilhaltiger Gesteine von ilmenitführenden Paragenesen, die unter niedrigeren Druckbedingungen gebildet wurden. Aus den Schnittpunkten der Gleichgewichtskurven $\text{Fe-St} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Alm} + \text{Ky} + \text{H}_2\text{O}$ ³⁾ bzw. $\text{Ms} + \text{Qtz} + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{L}$ mit der Kurve $\text{Ilm} + \text{Ky} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Grt} + \text{Rt}$ ergibt sich ein maximal möglicher Druck von 11 kbar bei ungefähr 640 °C (Abb. 4.-1).

CARMICHAEL (1978) konzipierte ein P-T-Diagramm für pelitische Gesteine, das auf dem System der Al_2SiO_5 -Polymorphen und den beiden univarianten Gleichgewichtskurven



beruht. Dabei werden mit zunehmendem Druck sechs "Bathozonen" unterschieden. Die Glimmerschiefer vom *Ristinghortane*, *Mygehenget* und *Sumnerkammen* sind der Bathozone fünf zuzuordnen, die den Druckbereich zwischen 5.5 und 7.1 kbar charakterisiert.

Die Metamorphosebedingungen des Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefers PS 4 vom *Ristinghortane* und des Granat-Glimmerschiefers PS 69 vom *Sumnerkammen* lassen sich mit Hilfe eines P-T-Diagramms von SPEAR & CHENEY (1989) in dem System KFMASH ($\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$) abschätzen (Abb. 4.-2). Die in diesem Diagramm dargestellten Gleichgewichtskurven basieren auf thermodynamischen Daten von BERMAN et al. (1985) und BERMAN (1988). Da das Fe/Mg-Verhältnis in Mischkristallen druck- und temperaturabhängig ist, können für Granat $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ -Isoplethen konstruiert werden, die eine Einengung der P-T-Bedingungen im Stabilitätsfeld der einzelnen Paragenesen erlauben. In den beiden Glimmerschiefern ist die Mineralasoziation Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Staurolith, Disthen und Granat ausgebildet. Eine erste Annäherung ist durch die Stabilitätsbereiche der Al_2SiO_5 -Polymorphen möglich, da Disthen als einzige stabile Modifikation auftritt. Das Fehlen von primärem Chlorit und Chloritoid läßt den Schluß zu, daß beim Höhepunkt der Metamorphose die Gleichgewichtskurven der Reaktionen



3) Die Abkürzungen der Mineralnamen beziehen sich auf die Nomenklatur von KRETZ (1983) und sind im Anhang tabellarisch aufgeführt.

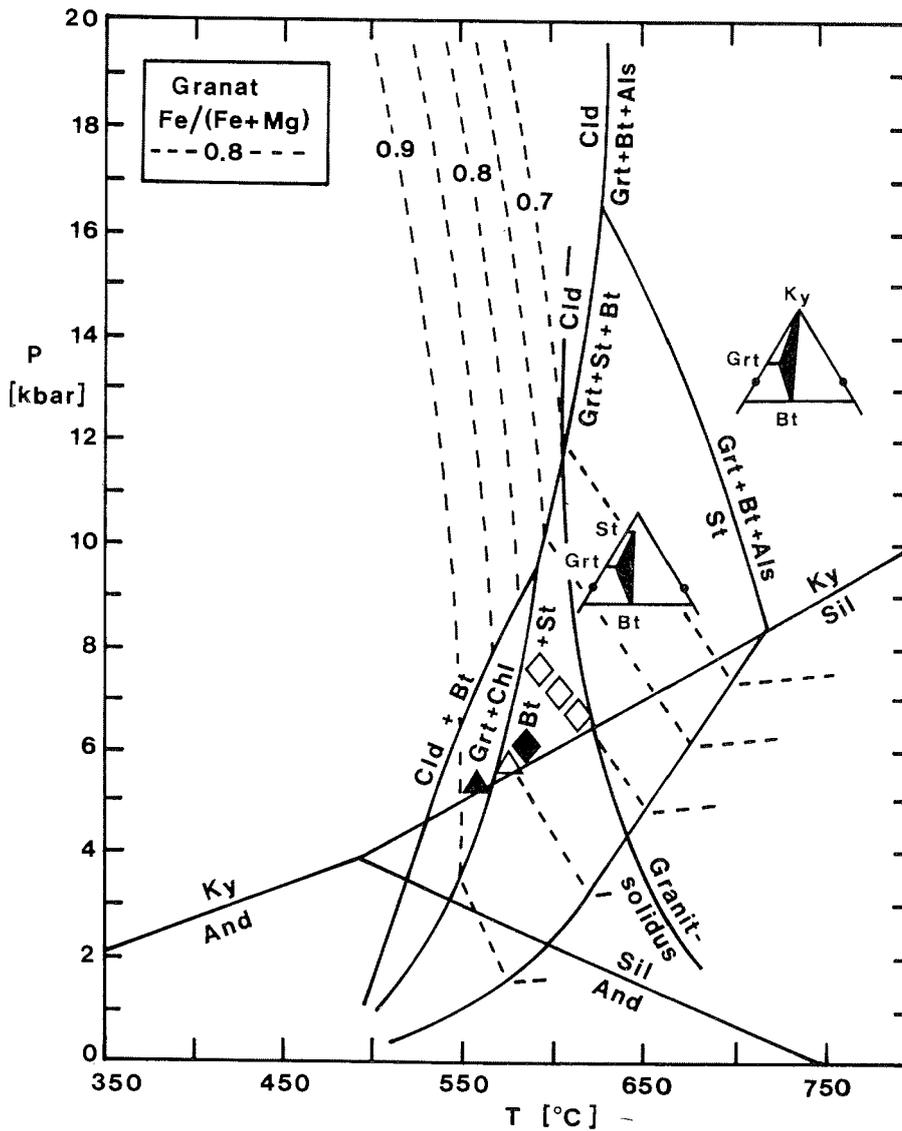


Abb. 4.-2: P-T-Diagramm in dem System KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) mit den $Fe/(Fe+Mg)$ -Isoplethen von Granat in biotit- und granatführenden Paragenesen (nach SPEAR & CHENEY 1989). Das Fe/Mg -Verhältnis von Granatkristallen des Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefers PS 4 (Dreiecke) und des Granat-Glimmerschiefers PS 69 (Rauten) ist dargestellt. Kern-: ungefüllt, Randzusammensetzung: gefüllt. Zusätzlich sind die Phasenbeziehungen ausgewählter Paragenesen im AFM-Diagramm projiziert. Abkürzungen der Mineralnamen nach KRETZ (1983) (siehe Anhang).

überschritten waren. Die Lage dieser Gleichgewichtskurven ist jedoch vom Mn-Gehalt ($X(\text{Mn}) = \text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg})$) der Granate abhängig. Dieser ist in den analysierten Kristallen so gering ($X(\text{Mn})$ max. 0.05), daß es nach SPEAR & CHENEY (1989) keiner Korrektur der Kurven bedarf. Aus dem Verlauf der Fe/(Fe+Mg)-Isoplethen läßt sich für die Kernzusammensetzung des Granats der Probe PS 69 ($X(\text{Fe}) \approx 0.80-0.81$) eine Temperatur von ungefähr 580-620 °C, bei einem Druck von ca. 6.4-8.0 kbar ableiten (Abb. 4.-2). Wegen des höheren $X(\text{Fe})$ von 0.83-0.85 ergibt der Granatrand niedrigere P-T-Bedingungen ($T=570-590$ °C; $P=5.9-6.2$ kbar). Der Granatkernchemismus des Glimmerschiefers PS 4 besitzt eine identische Fe/Mg-Verteilung und zeigt somit gleiche Temperatur- und Druckwerte an. Die Randzusammensetzung ($X(\text{Fe}) \approx 0.87-0.89$) liegt bereits außerhalb des Staurolith-Stabilitätsfelds. Hier wirkt sich die Vereinfachung eines idealisierten Stoffsystems (KFMASH) nachteilig aus, da natürliche Mineralphasen meist komplexer zusammengesetzt sind. In teilweise beträchtlichen Konzentrationen enthält Granat zusätzlich die Elemente Ca und Mn, Biotit Na, Mn und Ti, Staurolith Mn und gelegentlich Zn. All diese Komponenten können sowohl die absolute Lage der Isoplethen, als auch der Gleichgewichtskurven in dem KFMASH-System verschieben. Trotzdem kann gesagt werden, daß der Granatrand des Glimmerschiefers PS 4 wegen des höheren Fe/Mg-Verhältnisses, unter niedrigeren Druck- und Temperaturbedingungen als der Granatkern gebildet worden ist.

In einem P-T-Diagramm des KNCFMASH-Systems ($\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$) berechneten SPEAR & SELVERSTONE (1983) für die Paragenese Granat, Biotit, Al_2SiO_5 , Plagioklas, Quarz, Muscovit und H_2O die Isoplethen von X_{Alm} (Granat) und X_{An} (Plagioklas) bei konstanter, d.h. unzonierter Grossularkomponente ($\Delta X_{\text{Grs}}=0$). Diese Bedingung ist nur für den Granat-Glimmerschiefer PS 23 vom *Mygehenget* annähernd erfüllt (ΔX_{Grs} max. 0.05). Danach ergeben sich mit der Almandin-Kernzusammensetzung Temperaturen von etwa 535-560 °C, bei Drucken um 6.2-6.7 kbar. Die Almandin-Zunahme vom Kern zum Rand zeigt sinkende Temperaturen und Drucke an ($T=525-535$ °C; $P=6.1-6.3$ kbar).

Eine thermodynamisch stabile Koexistenz der Phasen Granat, Disthen, Staurolith und Biotit verletzt unter divarianten Bedingungen die Gibbs'sche Phasenregel. Die Darstellung im AFM-Diagramm mit Quarz, Muscovit und H_2O als Überschußphasen zeigt die potentiellen Paragenesen Granat+Staurolith+Biotit, Disthen+Staurolith+Biotit und Granat+Staurolith+Disthen (Abb. 4.-3). In den untersuchten Glimmerschiefen vom *Ristinghortane*, *Mygehenget* und *Sumnerkammen* liegt aber die stabile Mineralgesellschaft Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Granat, Staurolith und Disthen vor. Für das stabile Auftreten dieser Paragenese werden in der Literatur zwei Modelle diskutiert:

- 1) Granat wird durch die Substitution von Ca und Mn für Fe und Mg stabilisiert, weil diese Elemente nur schwer in andere Phasen des KFMASH-Systems eingebaut werden und erscheint somit im AFM-Diagramm als zusätzliche Phase (WINKLER 1979, YARDLEY 1989).

2) Wegen seiner relativ trägen Reaktionskinetik tritt Granat des öfteren metastabil außerhalb seines Stabilitätsfelds auf (ALBEE 1968).

Da keine petrographischen Hinweise auf metastabilen Granat vorliegen, wird für die untersuchten Gesteinsproben das erstgenannte Modell favorisiert.

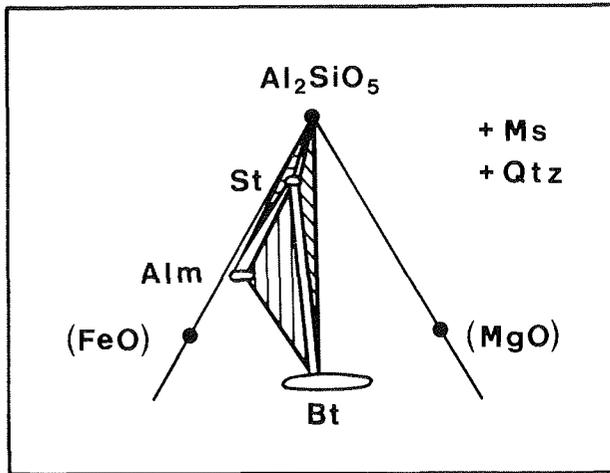
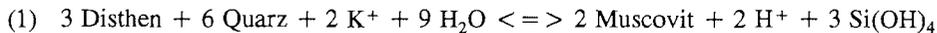


Abb. 4.-3: AFM-Diagramm für die Paragenese Granat (Alm), Staurolith (St), Biotit (Bt), Disthen (Al_2SiO_5), Muscovit (Ms) und Quarz (Qtz). Biotit, Staurolith und Granat (Almandin) wurden entsprechend ihrer analysierten Zusammensetzung in dem Staurolith-Disthen-Granat-Glimmerschiefer PS 4 dargestellt.

Während in den Glimmerschiefern vom *Malmrusta* und *Gramkroken* kein Staurolith, sondern nur Disthen vorliegt, tritt in den Gesteinen vom *Boyesennuten*, *Wrightamaren* und *Imerslundryggen* keine der beiden fazieskritischen Mineralphasen auf. In einigen Proben vom *Gramkroken* ist die beginnende Umwandlung von Disthen in Fibrolith zu erkennen. Aufgrund der hohen Aktivierungsenergie läuft der direkte Phasenübergang



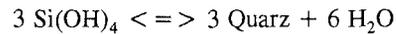
relativ langsam ab. Daher kommt Disthen häufig metastabil im Stabilitätsfeld von Sillimanit vor. Der Reaktionszyklus von CARMICHAEL (1969) beschreibt die Umwandlung über Zwischenstufen, die auch in den untersuchten Dünnschliffen angetroffen wurden. Danach reagiert Disthen unter K^+ - und H_2O -Zufuhr mit Quarz unter Bildung von Muscovit:



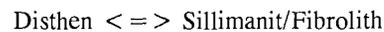
K^+ , H^+ und $Si(OH)_4$ sind in der fluiden Phase gelöst. Falls die Metamorphose isochemisch abläuft, muß in den benachbarten Gesteinspartien eine komplementäre ionare Reaktion stattfinden, die K^+ freisetzt und H^+ verbraucht. Dieser Vorgang kann zum Ersatz von Muscovit durch Sillimanit und Quarz führen:



Durch Kopplung von (1) und (2) mit dem Lösungs- und Fällungsprozeß von Quarz



ergibt sich die Nettoreaktion



die den Abbau von Disthen und die Bildung von Sillimanit/Fibrolith in den unterschiedlichen Gesteinsbereichen verständlich macht. Die Erklärung für diesen komplexen Reaktionsverlauf liegt wahrscheinlich in der selektiven Keimbildung des Reaktionsprodukts auf bestimmten Substraten, denn nach YARDLEY (1989) erfolgt die Keimbildung von Sillimanit leichter auf Muscovit als auf Disthen. Diese Reaktion läuft in der Nähe der univarianten Gleichgewichtskurve Disthen/Sillimanit ab und wird entweder durch eine Temperaturerhöhung, eine Druckerniedrigung oder eine Kombination dieser beiden Prozesse hervorgerufen.

In den Paragneisen ist die Mineralasoziation Quarz, Plagioklas, Biotit, \pm Kalifeldspat, \pm Granat, \pm Hornblende, \pm Muscovit, \pm Klinozoisit und \pm Skapolith, in den leukokraten Metavulkaniten Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, \pm Granat, \pm Hornblende und \pm Muscovit ausgebildet. Da in den beiden Gesteinstypen keine Al_2SiO_5 -Modifikation angetroffen wurde, zeigt die stabile Koexistenz von akzessorisch auftretendem Muscovit neben Quarz, daß die zweite Sillimanit-Isograde (EVANS & GUIDOTTI 1966) nicht überschritten wurde. Bei Drucken unter $P_{\text{H}_2\text{O}}=3.5$ kbar (Schnittpunkt der Reaktion $\text{Ms} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Kfs} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ mit dem Granitsolidus) werden somit die maximalen Metamorphosetemperaturen durch die Reaktion



(ALTHAUS et al. 1970) begrenzt (Abb 4.-1). Weil im Gelände nur vereinzelt migmatitische Partien innerhalb der Paragneise und der leukokraten Metavulkanite angetroffen wurden, liegen die Maximaltemperaturen oberhalb $P_{\text{H}_2\text{O}}=3.5$ kbar im Bereich des Granitsolidus von THOMPSON & ALGORE (1977).

Aufgrund der relativ monotonen Paragenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat und \pm Hornblende und der Abwesenheit kritischer Mineralphasen ist es nicht möglich die Metamorphosebedingungen der Augengneise und der Granitoide durch Phasenbeziehungen und univariante Gleichgewichtskurven einzuengen. Potentielle Reaktionen zwischen den Phasen Quarz, Kalifeldspat, Anorthit, Annit, Almandin, Grossular, Fe-Hornblende und H_2O konnten jedoch mit Hilfe eines Computerprogramms von POWELL & HOLLAND (1988, 1990) ermittelt werden. Durch eine Schreinemakers-Analyse wurde die relative Lage der univarianten Linien und des invarianten Punkts in der P-T-Ebene konstruiert (Abb. 4.-4).

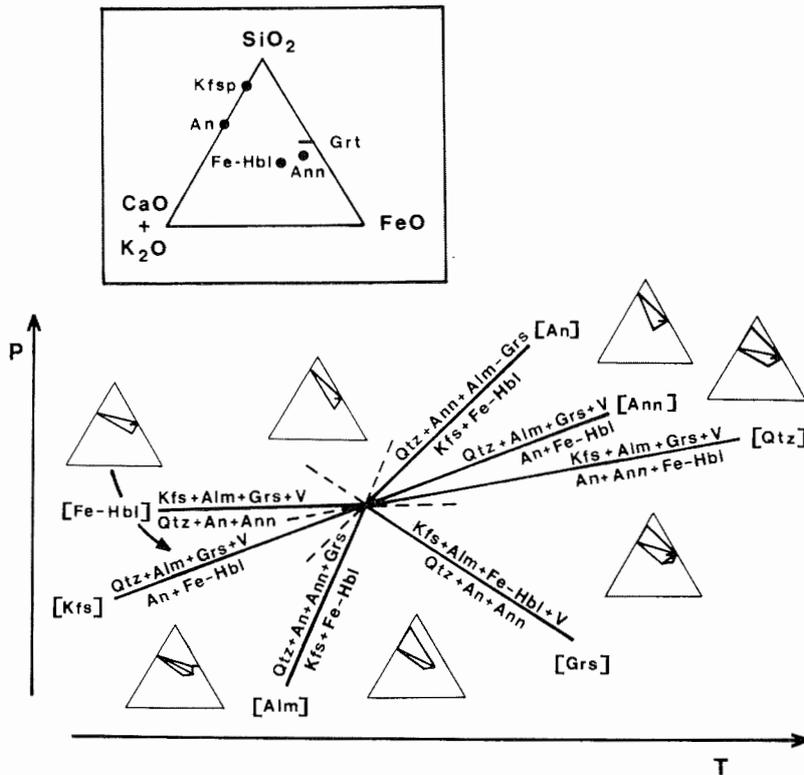


Abb. 4-4: Die relative Lage möglicher Reaktionen zwischen den Phasen Quarz, Kalifeldspat, Anorthit, Annit, Almandin, Grossular, Fe-Hornblende und H_2O wurde anhand einer Schreinemakers-Analyse ermittelt und in der P-T-Ebene projiziert. Die beobachteten Paragenesen sind in Kompatibilitätsdreiecken eingetragen. Das obere Diagramm zeigt die Mineralphasen, die in den Kompatibilitätsdreiecken dargestellt sind.

Alle Gesteinstypen zeigen eine durchgreifende Anpassung des Mineralbestands an retrograde Bedingungen. Folgende Umkristallisationsprozesse sind erkennbar:

Biotit	=>	Chlorit
Granat	=>	Chlorit und/oder Biotit oder Epidot/Klinozoisit
Hornblende	=>	Chlorit
Plagioklas	=>	Sericit und/oder Epidot/Klinozoisit
Disthen	=>	Sericit
Staurolith	=>	Sericit und/oder Chlorit

Diese Umwandlungsprozesse verlangen einen Stofftransport über eine fluide Phase, insbesondere Zufuhr von Wasser und Alkalien und laufen bei Temperaturen unterhalb 350 °C ab (WINKLER 1979).

4 2. Vorbemerkungen zur Geothermo- und Geobarometrie

Um Aussagen über mögliche Änderungen der Metamorphosebedingungen treffen zu können, wurde der zentrale Teil des Gebirgszugs der Heimefrontfjella - Sivorgfjella - von Nordost nach Südwest untergliedert. Die zur Geothermobarometrie herangezogenen Gesteinstypen der beprobten Nunatakker aus den unterschiedlichen Teilgebieten sind nachstehend angegeben.

- Nord-Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 105 Wrighthamaren, PS 108 und PS 110 Gramkroken
- * Paragneis: PS 115 Overlandnosa
- * Augengneis: PS 102 Wrighthamaren, PS 112 Overlandnosa, PS 136 Sollienabben

- zentrale Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 139 Imerslundryggen
- * Augengneis: PS 130 Imerslundryggen

- Süd-Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 4 Ristinghortane, PS 23 Mygehenget
- * Paragneis: PS 45 Mygehenget
- * Augengneis: PS 82 Bieringmulen, PS 91 Paal nibba, PS 97 Norumnuten
- * equigranularer Granitoid: PS 85 Paal nibba
- * Amphibolit: PS 6 Ristinghortane

Desweiteren wurden die Bildungsbedingungen der Glimmerschiefer vom Sumnerkammen (PS 63 und 69) - Nord-Tottanfjella - ermittelt.

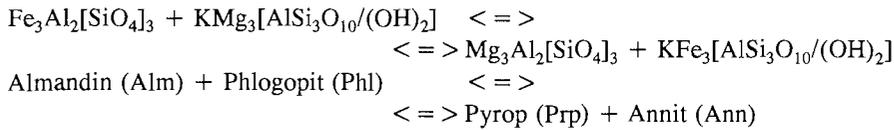
4 3. Geothermometrie

Aus der Vielzahl der mittlerweile existierenden Verfahren zur Bestimmung der Metamorphosetemperaturen boten sich folgende Geothermometer an:

- Granat-Biotit-Geothermometer (THOMPSON 1976, FERRY & SPEAR 1978, PERCHUK & LAVRENT'EVA 1983, HOINKES 1986, WILLIAMS & GRAMBLING 1990)
- Muscovit-Biotit-Geothermometer (HOISCH 1989)
- Granat-Hornblende-Geothermometer (GRAHAM & POWELL 1984, POWELL 1985)
- Plagioklas-Amphibol-Geothermometer (SPEAR 1980, BLUNDY & HOLLAND 1990) und -Geothermobarometer (PLYUSNINA 1982)
- ternäres Feldspat-Geothermobarometer (GREEN & USDANSKY 1986)
- Granat-Ilmenit-Geothermometer (POWNCEBY et al. 1987a, b)

4 3.1. Granat-Biotit-Geothermometer

Das Granat-Biotit-Geothermometer beruht auf der temperaturabhängigen Fe/Mg-Verteilung zwischen koexistierendem Granat und Biotit entsprechend der Austauschreaktion



Mit steigender Temperatur wird Biotit Fe- und Granat Mg-reicher. Die Druckabhängigkeit der Reaktion ist aufgrund der kleinen Volumenänderungen (0.057 cal/bar nach FERRY & SPEAR 1978) äußerst gering.

THOMPSON (1976) erarbeitete auf empirischer Basis eine lineare Korrelation zwischen $\ln K_D$ (Verteilungsquotient $K_D = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Gr}} / (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Bt}}$) und $1/T$ bei einem Druck von 5 kbar. In niedrig- bis mittelgradig regionalmetamorphen Gesteinen konnte THOMPSON (1976) die Metamorphosetemperaturen natürlicher Mineralparagenesen mittels kritischer Mineralreaktionen unabhängig von Granat und Biotit abschätzen.

Das Geothermometer wurde von FERRY & SPEAR (1978) experimentell mit synthetischen Granat- und Biotitkristallen kalibriert, wobei Granat-Biotit-Mischungen im Verhältnis 49:1 gewählt wurden, um die Gleichgewichtseinstellung zu beschleunigen. Danach läßt sich die Temperatur mit folgender Gleichung berechnen:

$$\begin{aligned} T [^\circ\text{C}] &= ((12454 + 0.057 \cdot P[\text{bar}]) / (4.662 - 3 \cdot R \cdot \ln K_D)) - 273 \\ R &= 1.987 \text{ cal}/(\text{molK}) \\ K_D &= (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Gr}} / (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Bt}} \end{aligned}$$

Die Ca- und Mn-Gehalte im Granat, sowie die Ti- und Al^{VI} -Konzentrationen des Biotits beeinflussen den Fe/Mg-Austausch zwischen den beiden Mineralphasen und damit die Gleichgewichtstemperatur. Die für binäre Fe-Mg-Mischungen in Granat und Biotit aufgestellte Kalibration von FERRY & SPEAR (1978) ist deshalb ohne Korrektur nur für Granate mit einem Anteil von maximal 20 mol-% Grossular und Spessartin gültig. Das $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}) / (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe} + \text{Mg})$ -Verhältnis im Biotit sollte 0.15 nicht übersteigen.

PERCHUK & LAVRENT'eva (1983) untersuchten die Reaktion experimentell an Mischungen von Fe-, Mg- und Al-Oxalaten mit amorphem SiO_2 . Sie geben folgende Formel zur Temperaturabschätzung des Granat-Biotit-Gleichgewichts an:

$$\begin{aligned} T [^\circ\text{C}] &= ((7843.7 + \Delta V \cdot (P[\text{bar}] - 6000)) / (R \cdot \ln K_D + 5.699)) - 273 \\ R &= 1.987 \text{ cal}/(\text{molK}) \\ K_D &= (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Gr}} / (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Bt}} \end{aligned}$$

Liegen die Molvolumina von Biotit und Granat nicht vor, kann die Temperatur nur bei einem Druck von 6 kbar ermittelt werden, da in diesem Fall der Ausdruck $\Delta V^*(P[\text{bar}]-6000)$ null wird.

Nach HOINKES (1986) wirken sich bereits Grossular-Konzentrationen unter 10 mol-% signifikant auf die berechneten Gleichgewichtstemperaturen aus. Die systematische Erniedrigung des Verteilungskoeffizienten K_D aufgrund der Ca-Gehalte im Granat wird in der Formulierung des Geothermometers von HOINKES (1986) folgendermaßen korrigiert:

$$T [^\circ\text{C}] = ((2089 + 0.00956 * P[\text{bar}]) / (0.7821 - \ln K_D - 2.978 * X(\text{Ca})_{\text{Grt}} + 5.906 * (X(\text{Ca})_{\text{Grt}})^2)) - 273$$

$$X(\text{Ca})_{\text{Grt}} = \text{Ca} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

$$K_D = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Grt}} / (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Bt}}$$

WILLIAMS & GRAMBLING (1990) berücksichtigen bei der Kalibration des Granat-Biotit-Geothermometers neben nicht-idealen Fe-Mg-Mischungen in Granat, Spessartin-Gehalte bis 50 mol-%. Der Grossular-Anteil soll maximal 10 mol-% betragen:

$$T [^\circ\text{C}] = ((-17042 - 79.5 * P[\text{kbar}] + 1579 - W(\text{MgFe})_{\text{Grt}} * (X_{\text{Alm}} - X_{\text{Prp}}) - 12550 * X_{\text{Grs}} - 8230 * X_{\text{Sps}}) / (R * (\ln K_D - 0.782 + \ln(0.9)))) - 273$$

$$R = 8.3144 \text{ J}/(\text{molK})$$

$$\ln K_D = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Grt}} / (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Bt}}$$

$$X_{\text{Alm}} = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

$$X_{\text{Prp}} = \text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

$$X_{\text{Grs}} = \text{Ca} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

$$X_{\text{Sps}} = \text{Mn} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

Der Wechselwirkungsparameter $W(\text{MgFe})_{\text{Grt}}$ wird dermaßen bestimmt:

$$W(\text{MgFe})_{\text{Grt}} = W_{\text{Fe-Mg}} * (X_{\text{Prp}} / (X_{\text{Prp}} + X_{\text{Alm}})) + W_{\text{Mg-Fe}} * (X_{\text{Alm}} / (X_{\text{Prp}} + X_{\text{Alm}}))$$

WILLIAMS & GRAMBLING (1990) verwenden in dem von ihnen bevorzugten Modell 3 die Werte von HACKLER & WOOD (1989): $W_{\text{Fe-Mg}} = 695 \text{ J}/\text{mol}$, $W_{\text{Mg-Fe}} = 2115 \text{ J}/\text{mol}$.

Granat ist in mittelgradig (i. S. von WINKLER 1979) metamorphen Gesteinen häufig prograd zoniert (TRACY et al. 1976). Unter hochgradigen Bedingungen geht dieser Zonarbau oft durch intrakristalline Diffusion verloren, der Granat homogenisiert (WOODSWORTH 1977). Falls doch Zonarbau erkannt wird ist dieser meist retrograden Ursprungs (TRACY et al. 1976, HOLLISTER 1977). Nach GHENT et al. (1979) existieren jedoch auch hochgradig metamorphe Gesteine, in denen die Granatkristalle prograd zoniert sind. Zur Berechnung der Maximaltemperaturen müssen deshalb im Falle der prograden Zonierung Granatränder, bei retrogradem Zonarbau Granatkerne herangezogen werden.

Sorgfältige Mikrosondenanalysen der Biotite enthüllten keinen Zonarbau. Da Biotit einen wesentlich höheren Fe/Mg-Diffusionskoeffizient als Granat aufweist, liegt das Mineral gewöhnlich sogar neben stark zonar gebautem Granat unzoniert vor (SPEAR 1989). Ver-

einzel besitzen Biotitkristalle im Kontakt mit Granat geringfügig niedrigere Fe/Mg-Verhältnisse als Matrix-Biotite, die nicht im Kontakt mit anderen Fe-Mg-Mn-Phasen stehen. Die Abnahme des Fe/Mg-Verhältnisses wird als retrogrades Phänomen angesehen. In mittel- bis hochgradigen Gesteinen sind die Matrix-Biotite nach TRACY et al. (1976) von der retrograden Abnahme des Fe/Mg-Verhältnisses weniger stark betroffen als Biotit-Granat-Berührungsparagenesen. TRACY et al. (1976) empfehlen daher Matrix-Biotite zur prograden Temperaturabschätzung heranzuziehen. Auch INDARES & MARTIGNOLE (1985) und SPEAR (1989) bevorzugen Granat-Matrixbiotit-Kombinationen zur Berechnung der maximalen Metamorphosetemperaturen, da benachbarte Granat-Biotit-Kristalle während der langsamen Abkühlung in starkem Umfang dem retrograden Fe-Mg-Austausch unterliegen und somit Abkühlungstemperaturen liefern.

In der vorliegenden Arbeit wurden daher nur Matrixbiotite zur Geothermometrie herangezogen. Diese wurden sowohl mit Granatkernen, als auch mit Granaträndern kombiniert, da nicht immer entschieden werden konnte, ob der Zonarbau des Granats prograden oder retrograden Ursprungs ist (cf. Kap. 3.-2). Weil der Biotit unzoniert ist wurden die Metamorphosetemperaturen mit Biotitrand- und Biotitkernanalysen abgeschätzt.

Die Metamorphosetemperaturen folgender Gesteine wurden mittels der vorgestellten Kalibrationen des Granat-Biotit-Geothermometers berechnet (Tab. A-19, Anhang):

- Nord-Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 105 Wrighthamaren, PS 108 Gramkroken
- * Paragneis: PS 115 Overlandnosa
- * Augengneis: PS 102 Wrighthamaren, PS 112 Overlandnosa

- zentrale Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 139 Imerslundryggen
- * Augengneis: PS 130 Imerslundryggen

- Süd-Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 4 Ristinghortane, PS 23 Mygehenget
- * Paragneis: PS 45 Mygehenget
- * Augengneis: PS 82 Bieringmulen, PS 91 Paal nibba, PS 97 Norumnuten
- * equigranularer Granitoid: PS 85 Paal nibba

- Nord-Tottanfjella

- * Glimmerschiefer: PS 63 und PS 69 Sumnerkammen

Mit Ausnahme der Kalibration THOMPSONS (1976), die nur für 5 kbar gilt, wurden alle Temperaturen für einen Druck von 6 kbar ermittelt.

Außer bei den Augengneisen vom *Bieringmulen* PS 82 und *Norumnuten* PS 97, liegen die berechneten Granatkern-Matrixbiotit-Temperaturen über den Werten von Granatrand-Matrixbiotit-Kombinationen. Die Granatränder reequilibrierten oder bildeten sich während der retrograden Metamorphose im Zuge der Heraushebung des Gebirges. Bei den beiden Augengneisen PS 82 und 97 ergeben Granatrand-Matrixbiotit-Paare höhere Temperaturwerte. Dies kann mit sekundären Stoffverschiebungen, möglicherweise einer Ca-Zufuhr und verstärktem Einbau in den Granat begründet werden.

Die verschiedenen Kalibrationen liefern teilweise große Unterschiede in Bezug auf die absoluten Temperaturen, wenn sie auf identische Granat-Biotit-Paare angewandt werden. Auch die Genauigkeit der berechneten Temperaturen stimmt nicht immer mit den Abschätzungen anhand kritischer Mineralparagenesen und univarianter Gleichgewichtskurven überein. Nach CHIPERA & PERKINS (1988) ergibt das Geothermometer von PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) die präzisesten und akkuratesten Temperaturen. Danach kann die Metamorphosetemperatur mit einer Genauigkeit von ± 30 °C abgeschätzt werden. Auch in dieser Arbeit ergab sich eine gute Übereinstimmung zwischen den abgeschätzten Temperaturen mittels kritischer Mineralparagenesen und dem Geothermometer von PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983).

Die Geothermometer von THOMPSON (1976) (wird im folgenden mit [T] abgekürzt), FERRY & SPEAR (1978) [F&S] und PERCHUK & LAVRENT'EVA (1978) [P&L] zeigen eine sehr ähnliche Temperaturverteilung (Abb. 4.-5, 4.-6, 4.-7). Das für Nord-Sivorgfjella deutlich ausgeprägte Temperaturmaximum ([T]: 560-620 °C; [F&S]: 600-640 °C; [P&L]: 580-620 °C), ist in abgeschwächter und geringfügig verschobener Form auch für Süd-Sivorgfjella ([T]: 540-580 °C; [F&S]: 540-600 °C; [P&L]: 560-600 °C) und Nord-Tottanfjella ([T]: 560-580 °C; [F&S]: 600-620 °C; [P&L]: 560-600 °C) ausgebildet. Die Temperaturen der untersuchten Gesteine aus dem zentralen Teil Sivorgfjellas streuen stark, ohne ersichtlich Häufung ([T]: 400-560 °C; [F&S]: 380-560 °C; [P&L]: 440-580 °C). Da sich keine signifikanten Schwankungen der Metamorphosetemperaturen in den vier unterschiedenen Teilgebieten abzeichnen, kann an Stelle der Einzeldarstellungen die Temperaturverteilung des gesamten Gebiets (Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella) betrachtet werden. Dabei zeigt sich, daß alle drei Kalibrationen hervorragend übereinstimmen und ein deutliches Temperaturmaximum erkennen lassen,

THOMPSON (1976):	560-600 °C
FERRY & SPEAR (1978):	580-620 °C
PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983):	580-620 °C

wobei das Geothermometer von PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) die geringste Variation der berechneten Werte aufweist. Es ist jedoch zu beachten, daß die Kalibration von THOMPSON (1976) nur für einen Druck von 5 kbar gilt, die Metamorphosetemperaturen mit den anderen Geothermometern aber bei 6 kbar abgeschätzt wurden. Durch die allgemeine Temperaturzunahme der Granat-Biotit-Geothermometer um 5-10 °C pro kbar werden die geringfügig niedrigeren Temperaturen (20 °C) THOMPSONS (1976) verständlich. Die Zusammensetzung der Granat- und Biotitkristalle mit denen die Metamorphosetemperaturen nach THOMPSON (1976) und PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) berechnet wurden, ist mit den stofflichen Kriterien der zugrundeliegenden Modelle konsistent.

Das Geothermometer von FERRY & SPEAR (1978) sollte bei Grossular- und Spessartin-Gehalten über 20 mol-% im Granat und $(Al^{VI}+Ti)/(Al^{VI}+Ti+Fe^{2+}+Mg)$ -Konzentrationen über 15 mol-% im Biotit nicht mehr ohne Korrektur angewandt werden. Während der Grenzwert für die Biotitzusammensetzung nur wenig überschritten wird (11-20 mol-%), liegt der Granatchemismus teilweise deutlich darüber. Die Granatkristalle der meisten analysierten Augengneise, einiger Glimmerschiefer und des equigranularen Granitoids enthalten Grossular- und Spessartin-Gehalte zwischen 20 und 50 mol-%. Um

Temperaturverteilung nach Thompson (1976)

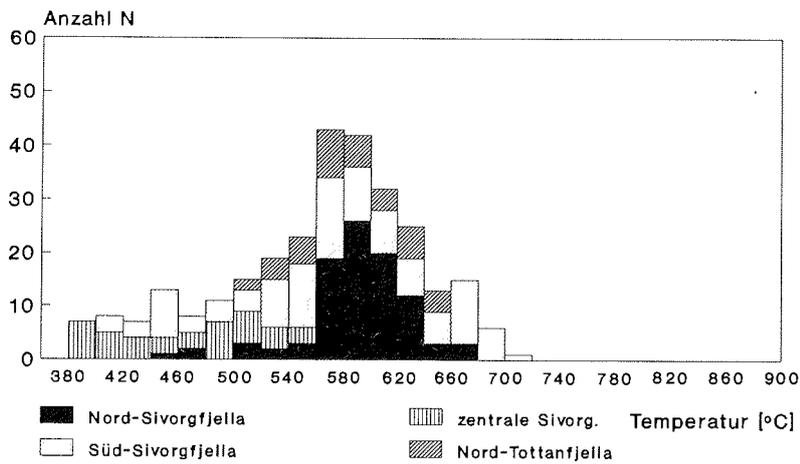


Abb. 4.-5: Mit dem Granat-Biotit-Geothermometer von THOMPSON (1976) berechnete Metamorphosetemperaturen.

Temperaturverteilung nach Ferry & Spear (1978)

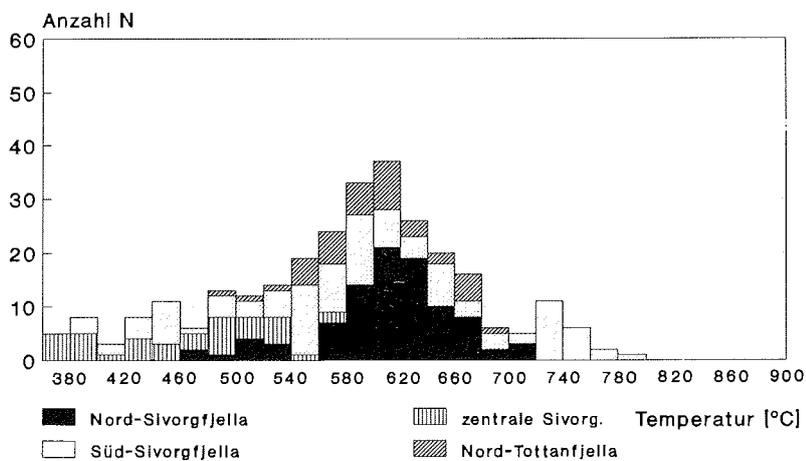


Abb. 4.-6: Mit dem Granat-Biotit-Geothermometer von FERRY & SPEAR (1978) berechnete Metamorphosetemperaturen.

Temperaturverteilung nach Perchuk & Lavrent'eva (1983)

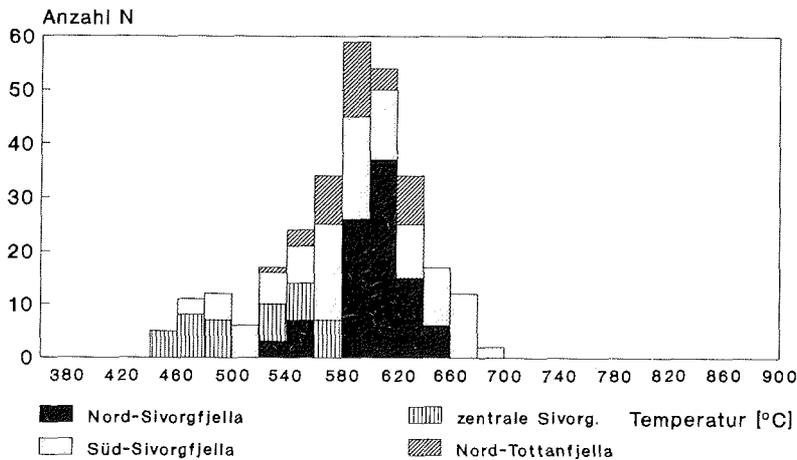


Abb. 4.-7: Mit dem Granat-Biotit-Geothermometer von PERCHUK & LAVRENT'eva (1983) berechnete Metamorphosetemperaturen.

die Auswirkung erhöhter Ca- und Mn-Anteile im Granat und der Al^{VI} - und Ti-Gehalte im Biotit auf die Temperaturabschätzung nach FERRY & SPEAR (1978) beurteilen zu können, wurde der Molenbruch $X(Ca+Mn)$ bzw. $X(Al^{VI}+Ti)$ der jeweiligen Granat-Biotit-Kombination gegen die berechnete Temperatur bei 6 kbar aufgetragen (Abb. 4.-8, 4.-9). Zum Vergleich wurden die Granat-Biotit-Temperaturen der Augengneise mit den höchsten Grossular- und Spessartin-Anteilen (40-50 mol-%; PS 82, 97, 130), den Glimmerschiefern mit den niedrigsten Gehalten (0-10 mol-%; PS 4, 23, 105) gegenübergestellt. Die $X(Al^{VI}+Ti)$ -Konzentrationen der Biotite sind in den beiden Gesteinstypen ähnlich (Augengneise: 13-18 mol-%; Glimmerschiefer: 17-20 mol-%). Den beiden Abb. 4.-8 und 4.-9 ist zu entnehmen, daß hohe $X(Ca+Mn)$ -Gehalte im Granat die berechneten Temperaturen nach FERRY & SPEAR (1978) beträchtlich erniedrigen, während sich geringfügig erhöhte $X(Al^{VI}+Ti)$ -Anteile im Biotit nicht signifikant auf die Temperaturverteilung auswirken. Zur Klärung ob der Grossular- oder der Spessartin-Gehalt für die Temperaturerniedrigung verantwortlich ist, wurde eine ähnliche Darstellung wie Abb. 4.-8 herangezogen. In Abb. 4.-10 und 4.-11 sind die Ca- und Mn-Konzentrationen von Granat explicit gegen die berechnete Temperatur aufgetragen. Da die Mn-Gehalte der Augengneise (0.104-0.463 pfu; nur wenige Granatkristalle des Augengneises PS 82 enthalten etwas höhere Werte: 0.125-0.794 pfu) und der Glimmerschiefer (0.086-0.243 pfu) ungefähr in der gleichen Größenordnung liegen, müssen die hohen Ca-Gehalte der Augengneise die Temperaturerniedrigung bewirken. Der Einfluß der leicht erhöhten Al^{VI} - und Ti-Konzentrationen des Biotits wirkt sich entweder nicht

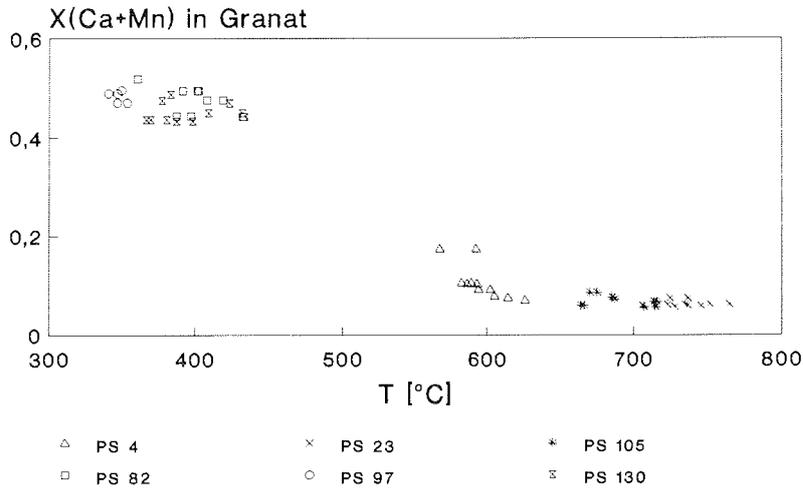


Abb. 4.-8: Zusammenhang zwischen dem Molenbruch von Ca+Mn im Granat einiger Glimmerschiefer- (PS 4, 23, 105) und Augengneisproben (PS 82, 97, 130) und der berechneten Metamorphosetemperatur.

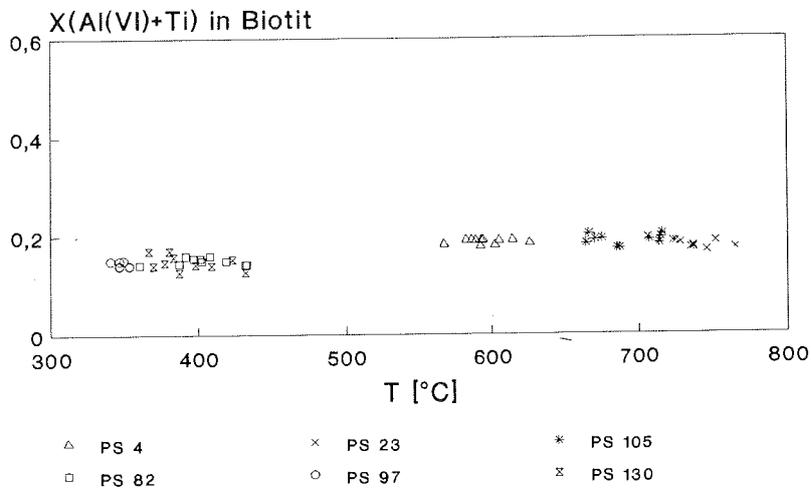


Abb. 4.-9: Zusammenhang zwischen dem Molenbruch von Al^{VI}+Ti im Biotit einiger Glimmerschiefer- (PS 4, 23, 105) und Augengneisproben (PS 82, 97, 130) und der berechneten Metamorphosetemperatur.

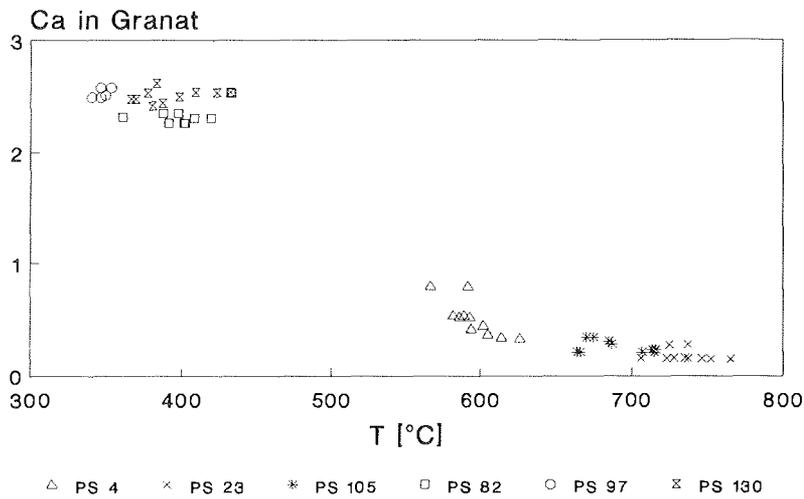


Abb. 4.-10: Zusammenhang zwischen dem Ca-Gehalt (pfu) im Granat einiger Glimmerschiefer- (PS 4, 23, 105) und Augengneisproben (PS 82, 97, 130) und der berechneten Metamorphosetemperatur.

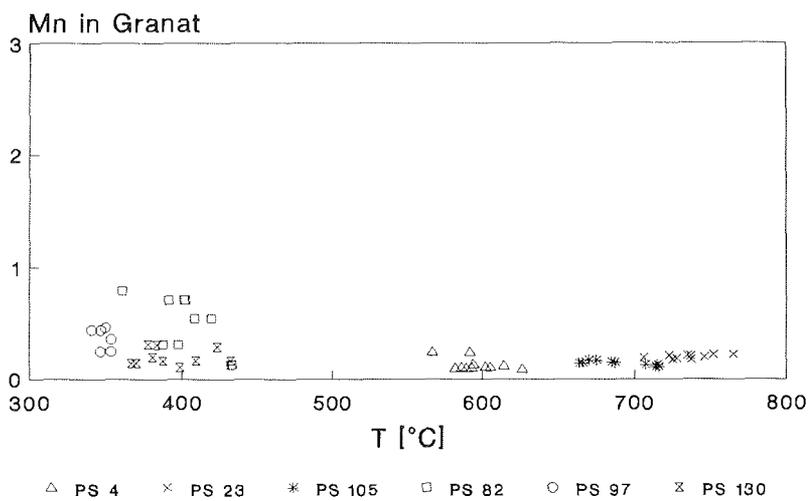


Abb. 4.-11: Zusammenhang zwischen dem Mn-Gehalt (pfu) im Granat einiger Glimmerschiefer- (PS 4, 23, 105) und Augengneisproben (PS 82, 97, 130) und der berechneten Metamorphosetemperatur.

nachteilig auf die Temperaturabschätzung aus oder wird durch den hohen Grossular-Anteil verdeckt. Weil in einigen der untersuchten Gesteinsproben der Grossular-Gehalt im Granat den Grenzwert von 20 mol-% übersteigt, liegt ein Teil der nach FERRY & SPEAR (1978) berechneten Temperaturen zu niedrig. Die Grossular-Komponente ist in den Granatkristallen einiger Proben randlich stark angereichert (PS 91, 102, 112). Granatrand-Matrixbiotit-Kombinationen ergaben in diesen Fällen immer deutlich niedrigere Temperaturen (ca. 50-150 °C geringer) als Granatkern-Matrixbiotit-Paare. Dies ist auf eine Equilibration der Granatkristalle unter retrograden Metamorphosebedingungen zurückzuführen, da bei sinkenden Temperaturen bevorzugt Ca, aber auch Mn in den Granat eingebaut wird.

Aufgrund der hohen Grossular-Gehalte wurde die von HOINKES (1986) für Granat-Biotit-Paare im Öztalkristallin empirisch gefundene Ca-Korrektur angebracht. Es ergaben sich um 100-150 °C höhere Temperaturen und zudem nahm ihre Schwankungsbreite zu (Abb. 4.-12). Während sich für die Gesteine von Nord- (740-780°C) und Süd-Sivorgfjella (660-700°C) noch ein Temperaturmaximum abzeichnet, ist dies mit den Werten für den zentralen Teil Sivorgfjellas und für Nord-Tottanfjella nicht mehr nachvollziehbar. Die Temperaturverteilung für das gesamte Gebiet zeigt im Vergleich mit den Darstellungen von THOMPSON (1976), FERRY & SPEAR (1978) und PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) eine starke Streuung ohne ersichtliches Maximum. Dies kann daran liegen, daß das Ca-Angebot im vorliegenden Fall stark variierte (Zonarbau des Granats) und somit Austauschvorgänge mit bereits equilibrierten Granatkristallen begünstigt waren.

Die Kalibration von WILLIAMS & GRAMBLING (1990) erbrachte in den vier unterschiedenen Teilgebieten schwache Temperaturmaxima (Nord-Sivorgfjella: 660-720 °C; zentrale Sivorgfjella: 580-620 °C; Süd-Sivorgfjella: 580-600 °C; Nord-Tottanfjella: 640-720 °C) (Abb. 4.-13). In der Darstellung des gesamten Gebiets treten zwei Maxima auf (580-620 °C und 640-720 °C). WILLIAMS & GRAMBLING (1990) empfehlen die Anwendung ihres Geothermometers nur auf Granatkristalle mit einem Grossular-Gehalt kleiner 10 mol-%. Diese Beschränkung wird jedoch von vielen untersuchten Gesteinsproben nicht erfüllt. Auch hier rufen - analog dem FERRY & SPEAR-Geothermometer - erhöhte Ca-Anteile im Granat eine Erniedrigung der berechneten Temperaturen hervor. Es liegen in der Literatur bisher noch keine Erfahrungen über die Zuverlässigkeit dieser Kalibration vor.

Bei den Geothermometern von HOINKES (1986) und WILLIAMS & GRAMBLING (1990) sind die Temperaturmaxima der Gesteine von Nord-Sivorgfjella gegenüber denen von Süd-Sivorgfjella geringfügig zu höheren Temperaturen (20-60 °C) verschoben. Dies ist bei den Kalibrationen von THOMPSON (1976), FERRY & SPEAR (1978) und PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) nicht nachvollziehbar.

Die Geothermometer die nur auf dem Fe/Mg-Austausch beruhen ergeben eine geringere Variationsbreite und präzisere Temperaturen als die Kalibrationen, die die Auswirkungen von nicht-idealen Fe-Mg-Mischungen im Granat und die Einflüsse weiterer Elemente (Ca und Mn in Granat; Al^{VI} und Ti in Biotit) auf die Fe/Mg-Verteilung zwischen Biotit und Granat berücksichtigen. Ähnliche Beobachtungen wurden bereits von CHIPERA & PERKINS (1988) und ZARSKÉ (1989) gemacht. Es ist daher notwendig bessere Misch-

Temperaturverteilung nach Hoinkes (1986)

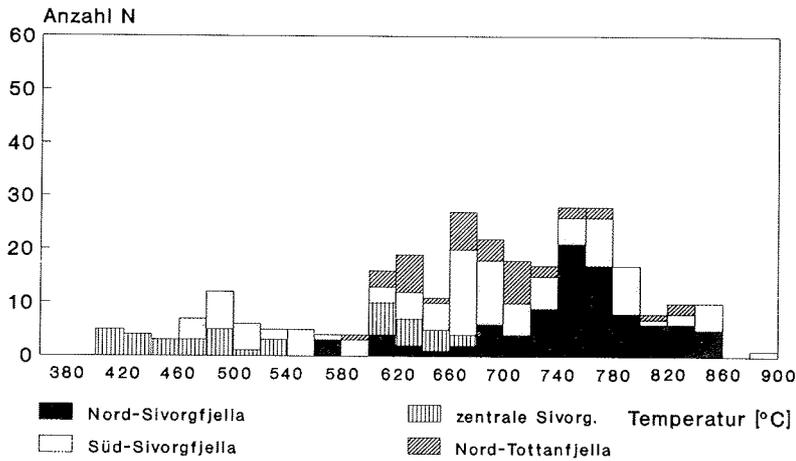


Abb. 4.-12: Mit dem Granat-Biotit-Geothermometer von HOINKES (1986) berechnete Metamorphosetemperaturen.

Temperaturverteilung nach Williams & Grambling (1990)

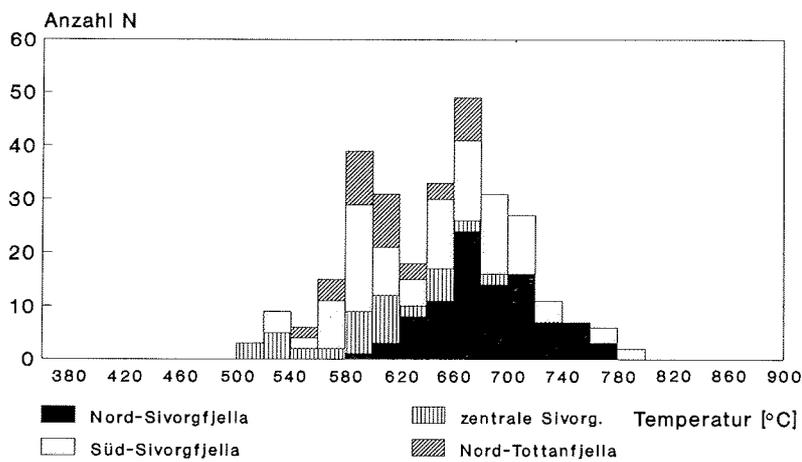
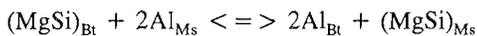


Abb. 4.-13: Mit dem Granat-Biotit-Geothermometer von WILLIAMS & GRAMBLING (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen.

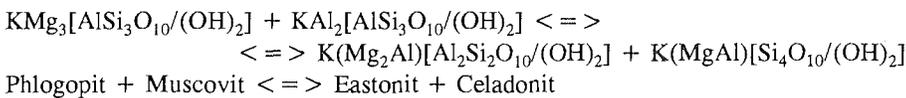
kristallmodelle zu entwickeln, um die Auswirkungen von Nebengemengteilen in der Granat-Biotit-Geothermometrie entsprechend zuverlässig in Betracht ziehen zu können. Weiterhin ist zu bedenken, daß die Fehlergrenzen von empirischen Geothermometern (HOINKES 1986, WILLIAMS & GRAMBLING 1990, aber auch THOMPSON 1976) gegenüber experimentellen Kalibrationen (FERRY & SPEAR 1978, PERCHUK & LAVRENT'eva 1983) stark ausgeweitet sind (HODGES & McKENNA 1987). Nach HODGES & CROWLEY (1985) ist die Genauigkeit der empirischen Geothermometer zwei- bis fünfmal geringer als die experimenteller Kalibrationen.

4 3.2. Muscovit-Biotit-Geothermometer

Das Muscovit-Biotit-Geothermometer von HOISCH (1989) basiert auf dem Austausch der Mg-Tschermaks Komponente zwischen Muscovit und Biotit



entsprechend der Endgliederreaktion:



Zur empirischen Kalibration wurden Mineraldaten der Paragenese Muscovit, Biotit, Quarz, Plagioklas, Granat und Al_2SiO_5 herangezogen. Durch die simultane Berechnung des Granat-Biotit-Geothermometers (FERRY & SPEAR 1978) und des Granat- Al_2SiO_5 -Quarz-Plagioklas-Geobarometers (NEWTON & HASELTON 1981) wurden die P-T-Bedingungen bestimmt. Die Anwendung des Geothermometers sollte auf Glimmer beschränkt bleiben, deren Zusammensetzung im Bereich der Kalibrationsdaten liegt (Tab. 4.-1).

$$T [^\circ\text{C}] = ((500.11 + 0.014789 \cdot P[\text{bar}] - 878.745 \cdot (X(\text{Mg})_{\text{Bt}} - X(\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Bt}}) - 4532.67 \cdot (X(\text{Mg})_{\text{Ms}} \cdot (X(\text{Mg})_{\text{Ms}} - 2))) / (1 + 0.0237527 \cdot R \cdot \ln K_{\text{R1}})) - 273$$

$$R = 8.3144 \text{ J}/(\text{molK})$$

$$K_{\text{R1}} = 27 \cdot ((\text{Mg}/\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Ms}} / (\text{Mg}/\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Bt}})$$

$$X(\text{Mg})_{\text{Bt}} = \text{Mg} / (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + \text{Ti} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$$

$$X(\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Bt}} = \text{Al}^{\text{VI}} / (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + \text{Ti} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$$

$$X(\text{Mg})_{\text{Ms}} = \text{Mg} / (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + \text{Ti} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$$

Tab. 4.-1: Kalibrationsdaten des Muscovit-Biotit-Geothermometers von HOISCH (1989)

K_{R1}	0.108-0.449	$X(\text{Ti})_{\text{Bt}}$	0.0240-0.732
$X(\text{Mg})_{\text{Bt}} - X(\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Bt}}$	0.165-0.318	$X(\text{Fe})_{\text{Bt}}$	0.339-0.443
$X(\text{Mg})_{\text{Bt}}$	0.319-0.417	$X(\text{Mg})_{\text{Ms}}$	0.0085-0.0431
$X(\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Bt}}$	0.089-0.170		

Bei einem Druck von 6 kbar wurden die Metamorphosetemperaturen folgender Gesteinstypen abgeschätzt (Tab. A-20, Anhang):

- Nord-Sivorgfjella
 - * Glimmerschiefer: PS 105 Wrighthamaren, PS 110 Gramkroken
 - * Augengneis: PS 91 Paal nibba
- Süd-Sivorgfjella
 - * Glimmerschiefer: PS 4 Ristinghortane, PS 23 Mygehenget
- Nord-Tottanfjella
 - * Glimmerschiefer: PS 63 und PS 69 Sumnerkammen

Bei wenigen Biotit- bzw. Muscovitanalysen weicht der Molenbruch des oktaedrisch koordinierten Fe und/oder Mg geringfügig von HOISCHS (1989) Vorgaben ab. Trotzdem wurden diese Analysen zur Temperaturabschätzung herangezogen, da dem Geothermometer nicht der Mg/Fe-Austausch, sondern die MgSi/Al-Verteilung zwischen Biotit und koexistierendem Muscovit zugrundeliegt. Als entscheidendes Kriterium für die Anwendbarkeit des Geothermometers wurde die Größenordnung des K_{R1} -Werts erachtet. Entspricht der K_{R1} -Wert des jeweiligen Muscovit-Biotit-Paares der Vorgabe von HOISCH (1989) (0.108-0.449) wurden die berechneten Temperaturen als repräsentativ angesehen.

Für die Gesteine von Nord-Sivorgfjella (Glimmerschiefer PS 105 und 110) ergibt sich bei einem Druck von 6 kbar ein Temperaturmaximum bei 560-580 °C (Abb. 4.-14). Die berechneten Werte der Glimmerschiefer von Süd-Sivorgfjella konzentrieren sich in dem Intervall von 520-540 °C. Zwischen 500 und 580 °C liegt die Metamorphosetemperatur einer Probe von Nord-Tottanfjella (Glimmerschiefer PS 69).

Temperaturverteilung nach Hoisch (1989)

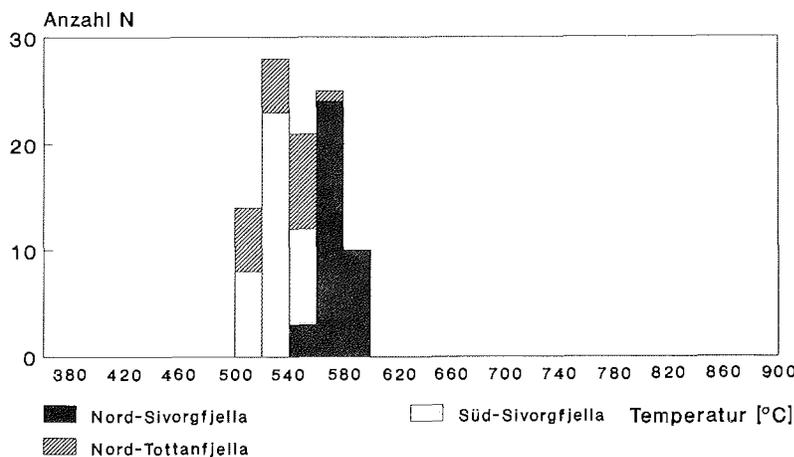
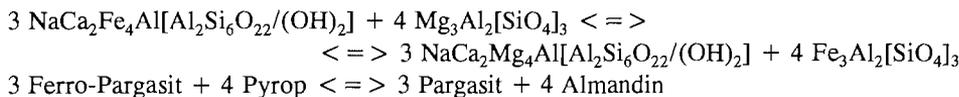


Abb. 4.-14: Mit dem Muscovit-Biotit-Geothermometer von HOISCH (1989) berechnete Metamorphosetemperaturen.

Da die K_{R1} -Werte aller Muscovit-Biotit-Kombinationen des Glimmerschiefers PS 63 und des Augengneises PS 91 die Kriterien des angewandten Modells nicht erfüllen, können die berechneten Temperaturen nicht zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen herangezogen werden. Der Mg-Gehalt der Muscovite ist höher, die Mg-Konzentration der Biotite kleiner als in den Kalibrationsdaten. Dadurch wird das Verhältnis $(Mg/Al^{VI})_{Ms}/(Mg/Al^{VI})_{Bt}$ und somit der K_{R1} -Wert größer (0.509-1.347). Der Al^{VI} -Gehalt im Biotit und Muscovit entspricht den Vorgaben. Die Temperaturen des Glimmerschiefers betragen 610-690 °C, die des Augengneises 610-670 °C bei einem Druck von jeweils 6 kbar. Da diese Temperaturen, aufgrund der erhöhten K_{R1} -Werte nicht repräsentativ sind, wird ihnen keine weitere Bedeutung zugemessen. Sie sind in Abb. 4.-14 nicht berücksichtigt worden.

4 3.3. Granat-Hornblende-Geothermometer

Der Austausch von Fe und Mg zwischen Granat und Hornblende entsprechend der Reaktion



wurde von GRAHAM & POWELL (1984) für amphibolitfazielle Gesteine empirisch kalibriert. Das Geothermometer ist in der Form

$$T [^\circ\text{C}] = ((2880 + 3280 * X(\text{Ca})_{\text{Grt}}) / (\ln K_D + 2.426)) - 273$$

$$K_D = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Grt}} / (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Hbl}}$$

$$X(\text{Ca})_{\text{Grt}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe})$$

für Mn-arme Granatkristalle und Temperaturen unter 850 °C gültig.

POWELL (1985) entwickelte folgenden neuen Ausdruck für das Granat-Hornblende-Geothermometer:

$$T [^\circ\text{C}] = ((2580 + 3340 * X(\text{Ca})_{\text{Grt}}) / (\ln K_D + 2.2)) - 273$$

Die Berechnung der Gleichgewichtskonstante und des Molenbruchs von Ca erfolgt analog der GRAHAM & POWELL (1984) Kalibration.

Mittels der beiden Geothermometer wurden die Metamorphosetemperaturen der Gesteine von

- Nord-Sivorgfjella

* Glimmerschiefer: PS 108 Gramkroken

* Paragneis: PS 115 Overlandnosa

* Augengneis: PS 102 Wrighthamaren, PS 112 Overlandnosa

- zentrale Sivorgfjella

* Glimmerschiefer: PS 139 Imerslundryggen

* Augengneis: PS 130 Imerslundryggen

- Süd-Sivorgfjella

- * Paragneis: PS 45 Mygehenget
- * Augengneis: PS 82 Bieringmulen, PS 97 Norumnuten
- * equigranularer Granitoid: PS 85

ermittelt (Tab. A-21, Anhang). Zur Berechnung wurden sowohl Granat- und Hornblende-Kernanalysen, als auch -Randanalysen herangezogen. Die Hornblende ist in allen Fällen unzoniert. Obwohl in den Granatkristallen der Proben PS 45, 82, 85, 102, 112 und 115 die Grossular-Komponente randlich stark angereichert ist, liegen die mittels Kern-Kern- und Rand-Rand-Kombinationen berechneten Metamorphosetemperaturen in der gleichen Größenordnung.

Anhand der Kalibration von GRAHAM & POWELL (1984) ergeben sich für die Gesteine von Sivorgfjella Metamorphosetemperaturen zwischen 500 und 720 °C mit einem 'Plateau' bei 580-700 °C (Abb. 4.-15). Die unterschiedenen Teilgebiete lassen keine klare Häufung der Werte erkennen.

Während das Geothermometer von POWELL (1985) für die einzelne Bereiche keine deutliche Konzentration der berechneten Temperaturen liefert, zeigt die Temperaturverteilung des gesamten Gebiets ein Maximum bei 600-640 °C (Abb. 4.-16).

Temperaturverteilung nach Graham & Powell (1984)

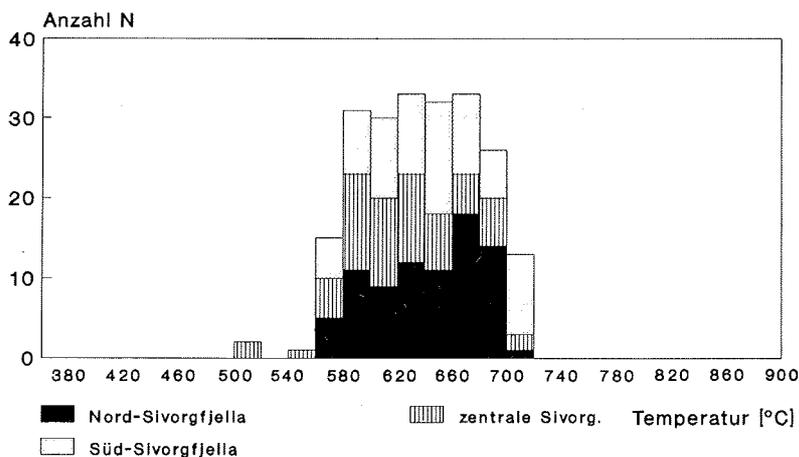


Abb. 4.-15: Mit dem Granat-Hornblende-Geothermometer von GRAHAM & POWELL (1984) berechnete Metamorphosetemperaturen.

Temperaturverteilung nach Powell (1985)

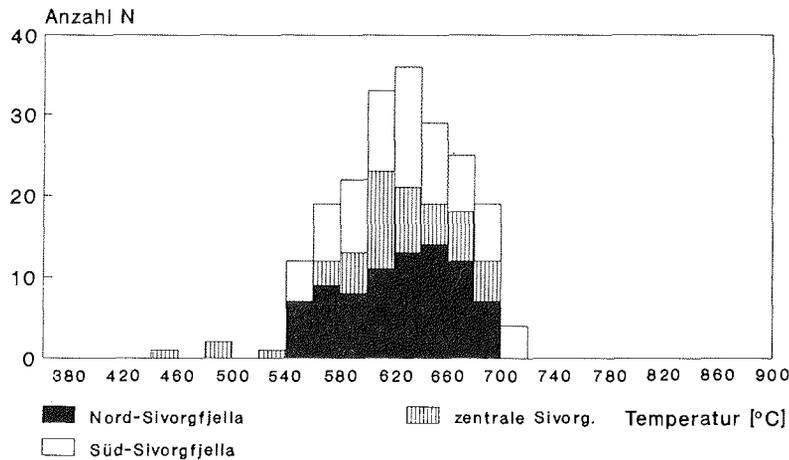
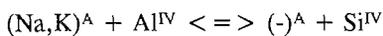


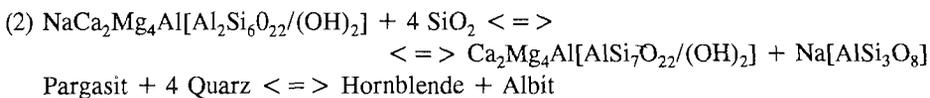
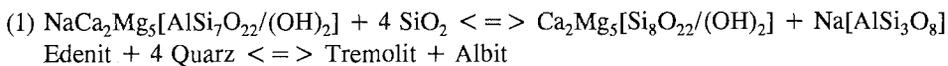
Abb. 4.-16: Mit dem Granat-Hornblende-Geothermometer von POWELL (1985) berechnete Metamorphosetemperaturen.

4 3.4. Amphibol-Plagioklas-Geothermometer und -Geothermobarometer

Das Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von BLUNDY & HOLLAND (1990) basiert auf der Al^{IV} -Konzentration von Amphibolen, die mit Plagioklas in Si-gesättigten Gesteinen koexistieren. Die Al^{IV} -Substitution in Amphibolen wird derart ausgedrückt:



Dieser Austausch kann durch folgende zwei Reaktionen zwischen Amphibol, Quarz und Albit formuliert werden:



Die Gleichgewichtsbeziehungen (1) und (2) führten zu der Formulierung des Geothermometers:

$$T [^{\circ}C] = ((0.677 * P[kbar] - 48.98 + Y) / (-0.0429 - 0.008314 * \ln K)) - 273$$

$$K = ((Si-4)/(8-Si)) * X_{Ab}$$

$$Y = 0, \text{ falls } X_{Ab} > 0.5$$

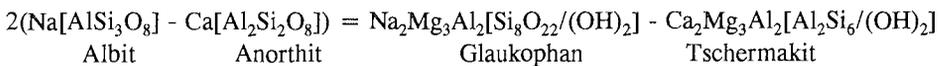
$$Y = -8.06 + 25.5 * (1 - X_{Ab})^2, \text{ falls } X_{Ab} < 0.5$$

$$X_{Ab} = Na/(Na+Ca+K)$$

Si: Zahl der Si-Atome je Formeleinheit im Amphibol, bei einer Sauerstoffbasis von 23

Das Geothermometer besitzt nur in dem Temperaturintervall von 500-1100 °C Gültigkeit und sollte auf Paragenesen beschränkt bleiben, in denen der Anorthit-Anteil des Plagioklasses maximal 92 Mol.-%, der Si-Gehalt der Amphibole höchstens 7.8 pfu beträgt.

SPEAR (1980) kalibrierte empirisch ein Geothermometer auf der Grundlage der NaSi=CaAl-Verteilung zwischen Plagioklas und Amphibol entsprechend dem Austauschgleichgewicht



Aufgrund der Unsicherheit in der Berechnung der Amphibolformel bezüglich des Na-Gehalts in der M4-Position beträgt die Zuverlässigkeit des Amphibol-Plagioklas-Geothermometers von SPEAR (1980) ungefähr ± 50 °C. Der Na-Gehalt in dieser Position ist nämlich von der Fe³⁺-Konzentration der Amphibole und somit von der angewandten Methode zur Abschätzung der Fe³⁺-Konzentration abhängig.

Das Plagioklas-Amphibol-Geothermobarometer von PLYUSNINA (1982) beruht auf dem Al-Anteil der Amphibole und dem Ca-Gehalt koexistierender Plagioklaskristalle. Es wurde experimentell für hornblende-, plagioklas-, epidot/zoisit-, quarz- und chlorit-führende Amphibolite kalibriert. Hornblende, Plagioklas und Epidot/Zoisit bilden die begrenzende Paragenese des Geothermobarometers, weil der Al-Gehalt im Amphibol durch das Auftreten der Al-Überschußphase Epidot/Zoisit gepuffert wird. Die Anwendung sollte auf calciumreiche Hornblendens mit mindestens 1.50 Ca pfu und weniger als 1.00 Na pfu beschränkt bleiben, da eine steigende Glaukophan-Konzentration in der Hornblende mit einer Abnahme des Anorthit-Gehalts im Plagioklas einhergeht.

Die Metamorphosebedingungen folgender Gesteine wurden ermittelt (Tab. A-22, Anhang):

- Nord-Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 108 Gramkroken
- * Paragneis: PS 115 Overlandnosa
- * Augengneis: PS 102 Wrighthamaren, PS 112 Overlandnosa

- zentrale Sivorgfjella

- * Glimmerschiefer: PS 139 Imerslundryggen
- * Augengneis: PS 130 Imerslundryggen

- Süd-Sivorgfjella

- * Paragneis: PS 45 Mygehenget
- * Augengneis: PS 82 Bieringmulen, PS 97 Norumnuten
- * equigranularer Granitoid: PS 85
- * Amphibolit: PS 6

Während die Kalibration von BLUNDY & HOLLAND (1990) bei einem Druck von 6 kbar für die Gesteine von Süd-Sivorgfjella eine klare Konzentration der berechneten Temperaturen zwischen 800 und 820 °C liefert, streuen die Werte von Nord-Sivorgfjella und dem zentralen Teil Sivorgfjellas stark, ohne deutliche Häufung (Abb. 4.-17). Die Temperaturverteilung für das gesamte Gebiet ergibt ein Maximum, ebenfalls zwischen 800 und 820 °C. Diese Werte sind gegenüber den Abschätzungen anhand von Mineralparagenesen, Phasenbeziehungen und anderen angewandten Geothermometern deutlich erhöht. Auch MENGEL & RIVERS (1991) erhielten mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von BLUNDY & HOLLAND (1990) für die amphibolitfaziellen Gesteine des Komaktorvik Terrane im nördlichen Labrador zu hohe Temperaturen, bieten aber keine Erklärung dafür an. Nach POLI (1991) sind inkonsistente und widersprüchliche Aktivitätsmodelle für die unzuverlässigen Werte verantwortlich. Unter der Annahme das Fe nur in zweiwertiger Form in der Hornblende vorliegt, ergeben sich um ca. 10-20 °C niedrigere Metamorphosetemperaturen.

Temperaturverteilung nach Blundy & Holland (1990)

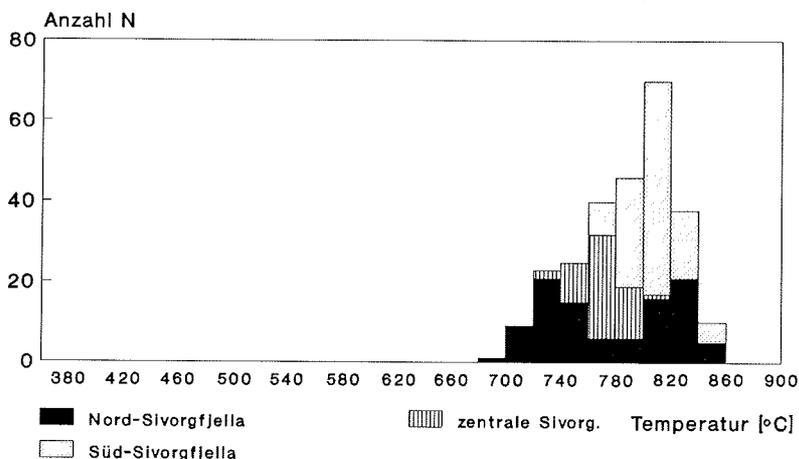


Abb. 4.-17: Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von BLUNDY & HOLLAND (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen.

Für Nord-Sivorgfjella erbringt das Geothermometer von SPEAR (1980) maximale Metamorphosetemperaturen von ca. 540 °C (Abb. 4.-18). Die Werte für die Gesteine aus dem zentralen Teil Sivorgfjellas (ungefähr 500 °C) und Süd-Sivorgfjella (ca. 510 °C) liegen etwas niedriger. Die Amphibolitprobe PS 6 (Süd-Sivorgfjella) zeigt mit 530-550 °C die höchsten Metamorphosebedingungen an. Die relativ große Schwankungsbreite der berechneten Temperaturen ist auf die teilweise extrem geringe Besetzung der M4-Position der Hornblende mit Na (0.006-0.167 pfu) zurückzuführen. Mit dieser Kalibration

werden aber die Temperaturen, nach der Erfahrung von NASIR (1986, zit. in KLEMD & OKRUSCH 1990) im Spessartkristallin, um ungefähr 50 °C unterschätzt. Werden die Werte von Sivorgfjella entsprechend korrigiert, ergeben sich 550-590 °C. Dies stimmt mit den Abschätzungen anhand der Granat-Biotit-Geothermometer von FERRY & SPEAR (1978) und PERCHUK & LAVRENT'eva (1983) gut überein.

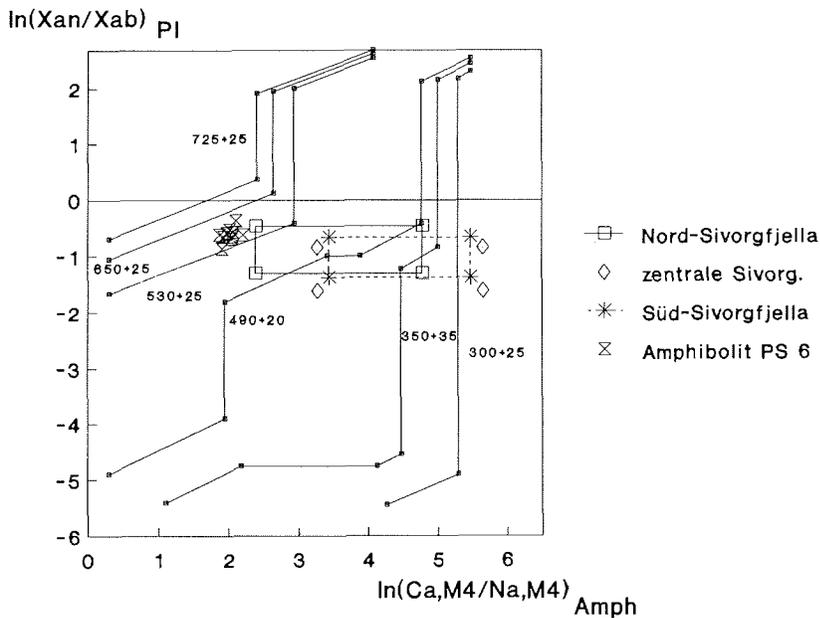


Abb. 4.-18: Abschätzung der Metamorphosetemperaturen mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von SPEAR (1980).

Das Geothermobarometer von PLYUSNINA (1982) kann nur auf den Amphibolit PS 6 vom *Ristinghortane* (Süd-Sivorgfjella) angewendet werden. Danach betragen die Metamorphosebedingungen 5 bis 7 kbar und 600-660 °C (Abb. 4.-19). Zum Vergleich wurden die Al- und Ca-Konzentrationen der übrigen hornblende- und plagioklasführenden Metamorphite dargestellt. Die Temperaturen nehmen ab (530-560 °C), die Drucke geringfügig zu (5-9 kbar, extrapoliert). Diese Werte sind jedoch aufgrund der fehlenden Al-Pufferung der Gesteine durch Epidot/Zoisit nicht repräsentativ. Nach PLYUSNINA (1982) erbringt der Al-Gehalt von Hornblenden epidot-/zoisitfreier Paragenesen zu niedrige P-T-Bedingungen.

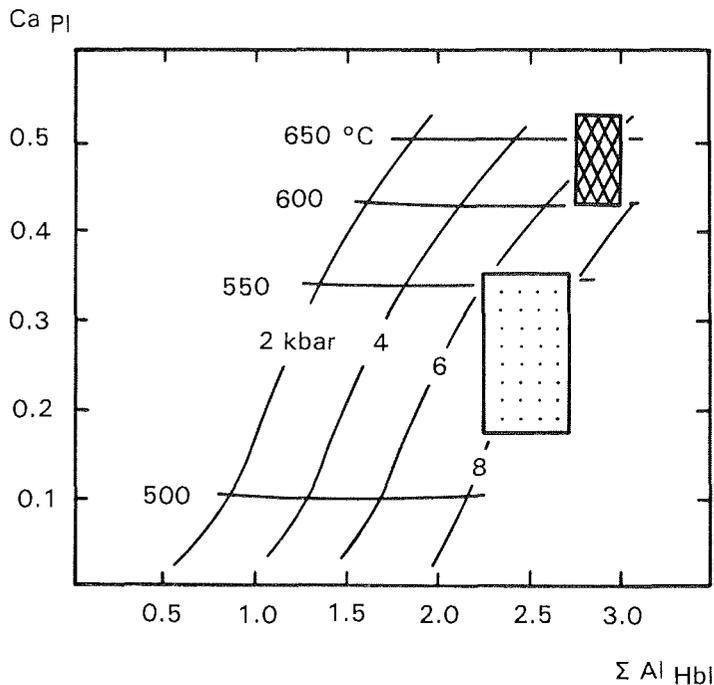


Abb. 4.-19: Abschätzung der Metamorphosebedingungen mit Hilfe des Amphibol-Plagioklas-Geothermobarometers von PLYUSNINA (1982). Der schraffierte Bereich umreißt die P-T-Konditionen einer Amphibolitprobe (PS 6, Süd-Sivorgfjella). Das gepunktete Feld wurde anhand der übrigen hornblende- und plagioklasführenden Gesteine Sivorgfjellas ermittelt.

4 3.5. Ternäres Feldspat-Geothermobarometer

Weil die Verteilung der Endglieder zwischen koexistierendem Plagioklas und Alkalifeldspat nur von den Temperatur- und Druckbedingungen abhängt, konnte der Anorthit-, Albit- und Orthoklas-Austausch zwischen ternären Feldspäten von GREEN & USDANSKY (1986) als Geothermobarometer kalibriert werden. Die Berechnung erfolgt mit Hilfe eines Computerprogramms von GREEN (1986).

Für die Augengneise (PS 82 Bieringmulen, PS 91 Paal nibba, PS 136 Sollienabben) und den equigranularen Granitoid (PS 85 Paal nibba) wurden Temperaturen zwischen 500 und 630 °C und Drucke um 9 bis 15 kbar berechnet (Abb. 4.-20) (Tab. A-23, Anhang). Während die maximalen Metamorphosetemperaturen mit den Abschätzungen der Granat-Biotit-Geothermometer von FERRY & SPEAR (1978) und PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) vergleichbar sind, ergeben sich unrealistisch hohe Drucke, obwohl die Kalibration auf fundierten experimentellen Grundlagen beruht. Dies kann daran liegen, daß GREEN & USDANSKY (1986) mit diesem Geothermobarometer nur die P-T-Bedingungen bei der Kristallisation von Feldspatphänokristallen in rhyolitisch und trachytischen Gesteinen ermittelten. Die Bildungsdrucke amphibolitfazieller Metamorphite unterscheiden sich

aber von den Werten vulkanischer Gesteine um mehrere kbar. Nach FUHRMANN & LINDSLEY (1988) wurden zur Kalibration als Geobarometer falsche Volumenwerte herangezogen. Daher sollte das ternäre Feldspat-Geothermobarometer von GREEN & USDANSKY (1986) nur als Geothermometer Anwendung finden.

Ternäres Feldspat-Thermobarometer Green & Uzdansky (1986)

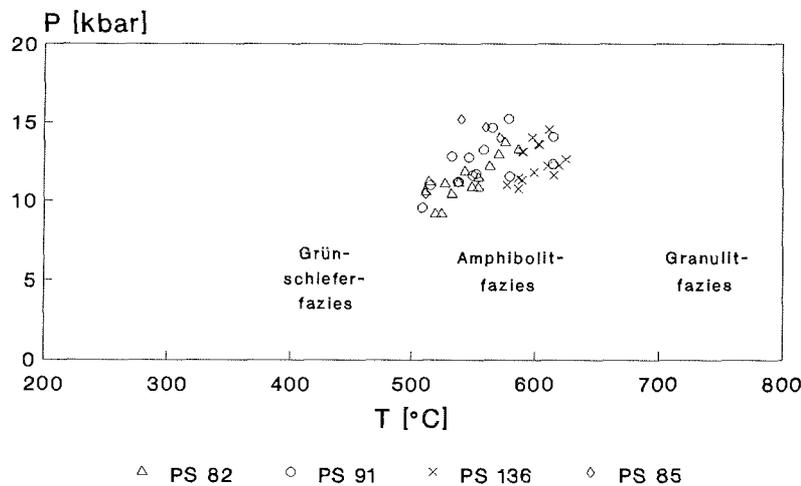
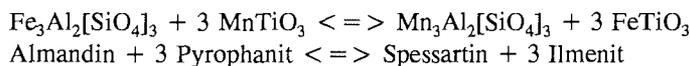


Abb. 4.-20: Abschätzung der Metamorphosebedingungen mit Hilfe des ternären Feldspat-Geothermobarometers von GREEN & USDANSKY (1986).

4 3.6. Granat-Ilmenit-Geothermometer

Ilmenit (FeTiO_3) bildet gewöhnlich Mischkristalle mit Pyrophanit (MnTiO_3) und stellt somit eine wichtige mit Granat koexistierende Mn-führende Phase dar. Das experimentell in dem P-T-Bereich von 600-900 °C und 2-5 kbar kalibrierte Geothermometer von POWNCEBY et al. (1987a, b) beruht auf der Fe-Mn-Verteilung zwischen Granat und Ilmenit:



POWNCEBY et al. (1987a) geben als Gültigkeitsbereich ihres Geothermometers Hämatit (Fe_2O_3) und Geikielit-Anteile (MgTiO_3) bis 10 mol-% an. Da bereits geringe Grossular-Gehalte die abgeschätzte Temperatur signifikant erniedrigen können (20-50 °C je 0.1 X_{Grs}), müssen die berechneten Werte als Minimumtemperaturen angesehen werden.

$$T [^\circ\text{C}] = \frac{(-4089 + 420 \cdot (2 \cdot X(\text{Mn})_{\text{Ilm}} - 1) - 77 \cdot (2 \cdot X(\text{Mn})_{\text{Grt}} - 1))}{(-R \cdot \ln K_D - 1.44)} - 273$$

$$R = 1.987 \text{ cal}/(\text{molK})$$

$$K_D = (\text{Mn/Fe})_{\text{Grt}} / (\text{Mn/Fe})_{\text{Ilm}}$$

$$X(\text{Mn})_{\text{Grt}} = \text{Mn} / (\text{Mn} + \text{Fe})$$

$$X(\text{Mn})_{\text{Ilm}} = \text{Mn} / (\text{Mn} + \text{Fe})$$

Das Granat-Ilmenit-Geothermometer liefert für alle untersuchten Gesteinstypen

- Nord-Sivorgfjella

* Glimmerschiefer: PS 105 Wrighthamaren, PS 108 Gramkroken

* Paragneis: PS 115 Overlandnosa

* Augengneis: PS 102 Wrighthamaren, PS 112 Overlandnosa

- Süd-Sivorgfjella

* Glimmerschiefer: PS 4 Ristinghortane, PS 23 Mygehenget

* Augengneis: PS 91 Paal nibba

* Amphibolit: PS 6 Ristinghortane

- Nord-Tottanfjella

* Glimmerschiefer: PS 69 Sumnerkammen

entweder unrealistisch hohe Temperaturen ($> 900 \text{ }^\circ\text{C}$) oder eine extrem große Variation der berechneten Werte ($500\text{-}900 \text{ }^\circ\text{C}$) ohne ersichtliches Maximum (Tab. A-24, Anhang).

Nach POWNCEBY et al. (1987a) ist bei hohen Fe^{3+} - und Mg-Konzentrationen im Ilmenit Vorsicht geboten. Weiterhin sind Entmischungslamellen zu beachten und deren Analyse zu vermeiden. Das System kann gegebenenfalls schnell equilibrieren und aufgrund der relativ raschen Diffusionsgeschwindigkeit von Fe und Mn in Ilmenit retrograde Temperaturen anzeigen. Sorgfältige Mikrosondenanalysen zeigten aber weder Entmischungslamellen noch Mg-Gehalte im Ilmenit. Die Fe^{3+} -Abschätzung nach CARMICHAEL (1967) ergab überwiegend sehr niedrige Werte. Der Großteil der Ilmenite enthält kein oder nur sehr wenig Fe^{3+} ($< 0.05 \text{ pfu}$). Nur in wenigen untersuchten Dünnschliffen treten vereinzelt Ilmenitkristalle mit erhöhten Fe^{3+} -Gehalten auf (max. 0.152 pfu). Daher können die genannten Möglichkeiten für die mangelhafte Temperaturabschätzung ausgeschlossen werden.

Matrix-Ilmenite die frei mit anderen Fe-Mn-Phasen (z.B. Biotit) reagieren können, ergeben nach POWNCEBY et al. (1987a) manchmal fehlerhaft hohe Temperaturen. Nach ihren Erfahrungen liefern Ilmeniteinschlüsse im Granat die zuverlässigsten Werte. Da sich alle untersuchten Ilmenite in der Matrix befanden ist ein simultaner Mn-Austausch mit Granat und koexistierendem Biotit durchaus wahrscheinlich.

Fehler in der Granat-Ilmenit-Geothermometrie ergeben sich auch aus sehr niedrigen Mn-Konzentrationen im Ilmenit. Bei $X(\text{Mn})_{\text{Ilm}} < 0.005\text{-}0.01$ variieren die berechneten Temperaturen beträchtlich und werden ungenau (POWNCEBY et al. 1987a). Die beachtliche Streuung der ermittelten Temperaturen ($500\text{-}900 \text{ }^\circ\text{C}$) kann somit auf die geringen $X(\text{Mn})_{\text{Ilm}}$ -Gehalte der meisten analysierten Ilmenitkristalle zurückgeführt werden. Es soll hier ein Beispiel für die extreme Sensibilität des Granat-Ilmenit-Geothermometers gegeben werden (Glimmerschiefer PS 4, Kombination: Granat 7A core, Ilmenit 5B rim). Mit dem gerundeten $X(\text{Mn})_{\text{Ilm}}$ -Wert von 0.006 wurden $584 \text{ }^\circ\text{C}$ berechnet, ungerundet ($X(\text{Mn})_{\text{Ilm}} = 0.00556$) jedoch $610 \text{ }^\circ\text{C}$. Eine Differenz von $X(\text{Mn})_{\text{Ilm}} = 0.00044$ ergibt somit einen Temperaturunterschied von $26 \text{ }^\circ\text{C}$. Desweiteren steigt bei geringen Element-

konzentrationen der Fehler der Mikrosondenmessungen. Für Nebenelemente mit Oxidgehalten kleiner 1% (ist für MnO im Großteil der Ilmenitanalysen gegeben) liegt der Fehler über 1% relativ. Nach POWNCEBY et al. (1987a) führt ein Fehler von 1% in den Mikrosondenmessungen bereits zu Ungenauigkeiten zwischen 70 und 150 °C bei der Temperaturabschätzung.

Aufgrund der beschränkten Anwendbarkeit und der hohen Empfindlichkeit bei geringen Mn-Konzentrationen im Ilmenit ist von der Anwendung des Granat-Ilmenit-Geothermometers in dieser Form abzuraten. Erfahrungen mit diesem Geothermometer sind aus der Literatur nicht bekannt.

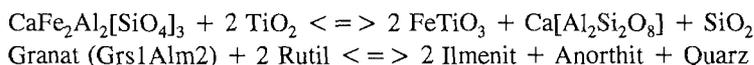
4 4. Geobarometrie

HOISCH (1990) kalibrierte empirisch sechs Gleichgewichtsbeziehungen zwischen Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit und Granat. Theoretisch sind einige der Geobarometer auch für Teilparagenesen (z.B. Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat) nutzbar. Eine solche Anwendung kann jedoch durch die Abwesenheit puffernder Mineralphasen negativ beeinflusst werden. Obwohl in zahlreichen Proben die entsprechende Paragenese oder ein Teil davon vorliegt, konnten die Geobarometer nicht angewendet werden, da die Zusammensetzung der untersuchten Mineralphasen nicht mit den Vorgaben von HOISCH (1990) konsistent ist. Fast alle analysierten Biotite besitzen höhere Fe- [X(Fe)=Fe/6, Vorgabe (V.): 0.339-0.443], Ti- [X(Ti)=Ti/6, V.: 0.0240-0.0732] und niedrigere Mg- [X(Mg)=Mg/6, V.: 0.319-0.417], Al-Gehalte [X(Al)=(Al+Si-8)/6, V.: 0.0894-0.1700] als in den Kalibrationsdaten. Dadurch ergaben sich auch abweichende lnK-Werte.

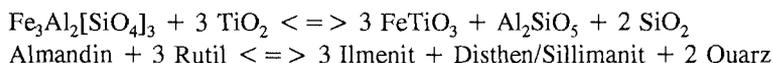
Für die in einigen untersuchten Dünnschliffen vorliegende Paragenese Granat, Hornblende, Plagioklas und Quarz wurden von KOHN & SPEAR (1989, 1990) zwei Geobarometer formuliert. Die Anwendung sollte jedoch auf Gesteine beschränkt bleiben, deren Chemismus dem der Kalibrationsdaten entspricht. Weil das Fe/Mg-Verhältnis in den untersuchten Hornblendens fast immer wesentlich größer (0.67-0.93) als in KOHN & SPEARS (1989, 1990) Vorgaben ist (0.4-0.6), verbot sich eine Anwendung der beiden Geobarometer.

Wegen der geringen Si-Konzentration der Hellglimmer (durchschnittlich 6.10-6.25 pfu, max. 6.35 pfu) ist eine Druckermittlung anhand des Phengit-Gehalts im Muscovit (z.B. POWELL & EVANS 1983, MASSONNE & SCHREYER 1987, BUCHER-NURMINEN 1987) nicht möglich.

Sowohl das Granat-Rutil-Ilmenit-Anorthit-Quarz-Geobarometer (BOHLEN & LIOTTA 1986)

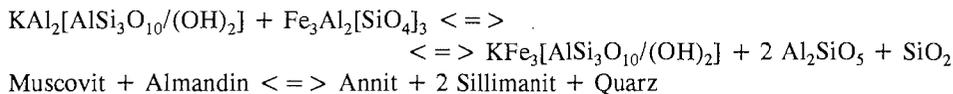


als auch die Kalibration des Gleichgewichts



(BOHLEN et al. 1983) konnten nicht zur Druckberechnung herangezogen werden, da in keinem untersuchten Dünnschliff Rutil angetroffen wurde. Dies ist insofern bedauerlich, weil diese Kalibrationen auf einer fundierten experimentellen Grundlage beruhen und in dem Temperaturintervall von 600-650 °C eine sehr akkurate und präzise Druckabschätzung erlauben (ESSENE 1989).

Das Muscovit-Almandin-Biotit-Sillimanit-Geobarometer



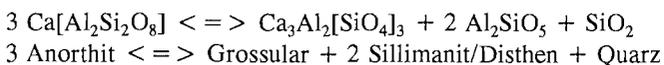
stellt nach HOLDAWAY et al. (1988) die beste Kalibration für Metapelite dar, denn die eingehenden Endglieder bilden meist die Hauptgemengteile der entsprechenden Mischkristalle. Im Gegensatz dazu steht die Meinung von ESSENE (1989), wonach die Druckberechnung mit diesem Geobarometer äußerst stark von den verwendeten Aktivitätsmodellen abhängt und deshalb nicht einmal vergleichende Aussagen erlaubt. Die Auswirkung verschiedener Aktivitätsmodelle auf die Druckabschätzung war nicht überprüfbar, weil nur Disthen, aber kein primärer Sillimanit in den beprobten Gesteinen vorliegt.

Auf folgende Gleichgewichtsparagenesen konnten Geobarometer zur Berechnung der Metamorphosedrucke angewendet werden:

- Granat-Plagioklas- Al_2SiO_5 -Quarz (GHENT 1976, GHENT et al. 1979, NEWTON & HASELTON 1981, HODGES & SPEAR 1982, KOZIOL & NEWTON 1988, POWELL & HOLLAND 1988)
- Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit (GHENT & STOUT 1981, POWELL & HOLLAND 1988)

4 4.1. Granat-Plagioklas- Al_2SiO_5 -Quarz-Geobarometer

Zur Druckbestimmung eignen sich vor allem Reaktionen bei denen Mineralphasen auf Kosten anderer gebildet bzw. verbraucht werden. Eines der bekanntesten und gebräuchlichsten Geobarometer beruht auf dem Ca-Austausch zwischen dem Anorthit-Gehalt im Plagioklas und der Grossular-Komponente des koexistierenden Granats. Da Grossular ein beträchtlich kleineres Molvolumen als Anorthit besitzt, nimmt bei einer Druckerhöhung der Anorthit-Anteil auf Kosten der Grossular-Konzentration ab. Um dieses Gleichgewicht berechnen zu können, muß die Reaktion mit zusätzlichen Phasen ausbalanciert werden. Meistens wird dazu Quarz und ein Alumosilikat (Sillimanit oder Disthen) herangezogen:



Plagioklas und Ca-Mg-Fe-Granat stellen keine idealen Mischkristalle dar. Deshalb muß die Aktivität der betreffenden Komponente (Anorthit bzw. Grossular) in dem jeweiligen Mischkristall bekannt sein. Die Beziehung zwischen der Aktivität (a) und der Konzentration (X) einer Komponente in einem Mischkristall wird durch eine Proportionalitäts-

konstante (Aktivitätskoeffizient γ) hergestellt ($a = \gamma \cdot X$). Die nachstehend beschriebenen Kalibrationen gebrauchen abweichende Methoden zur Abschätzung der Aktivitäten von Grossular und Anorthit. Dies erklärt auch zum Teil die differierenden Druckbedingungen, die die unterschiedlichen Kalibrationen für identische Granat-Plagioklas-Kombinationen ergeben.

Die zur Berechnung der Metamorphosedrucke mit den nachstehenden Kalibrationen benötigten Molenbrüche wurden wie folgt ermittelt:

$$\begin{aligned} X_{\text{Grs}} &= \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) \\ X_{\text{Alm}} &= \text{Fe}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) \\ X_{\text{Py}} &= \text{Mg}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) \\ X_{\text{An}} &= \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) \end{aligned}$$

Zuerst wurde das Granat-Plagioklas- Al_2SiO_5 -Quarz-Gleichgewicht von GHENT (1976) empirisch als Geobarometer formuliert. Der angegebene Ausdruck gilt nur für Disthen als Al_2SiO_5 -Modifikation:

$$\begin{aligned} P [\text{bar}] &= (0.3448 - 3272 + T [\text{K}] \cdot (8.3969 + \log(a_{\text{Grs}}) + 3 \cdot \log(a_{\text{An}}))) / 0.3448 \\ a_{\text{Grs}} &= X_{\text{Grs}}^3 \cdot \gamma_{\text{Grs}}^3 \end{aligned}$$

Der Aktivitätskoeffizient γ_{Grs} wird nach PRIGOGINE & DEFAY (1954) berechnet:

$$\begin{aligned} \gamma_{\text{Grs}} &= \exp\left\{\frac{(1 - X_{\text{Grs}})^2 \cdot W_{\text{Alm-Grs}}}{R \cdot T [\text{K}]}\right\} \\ R &= 1.987 \text{ cal}/(\text{molK}) \\ W_{\text{Alm-Grs}} &= 1000 \text{ cal/mol (GANGULY \& KENNEDY 1974)} \end{aligned}$$

Da Granat nur als binärer Mischkristall zwischen Grossular und Almandin behandelt wird, geht einzig der Wechselwirkungsparameter $W_{\text{Alm-Grs}}$ ein. Die Auswirkungen von Pyrop und Spessartin auf die Aktivität von Grossular werden als gering angesehen und vernachlässigt.

$$\begin{aligned} a_{\text{An}} &= X_{\text{An}} \cdot \gamma_{\text{An}} \\ \gamma_{\text{An}} &= 1.276 \text{ (ORVILLE 1972)} \end{aligned}$$

ORVILLE (1972) bestimmte den Aktivitätskoeffizient γ_{An} durch Messung der freien Mischungsenthalpie im An-Ab-System bei 700 °C und 2 kbar. Es ist noch unklar ob dieser Fixwert zu niedrigeren Temperaturen und höheren Drucken extrapoliert werden darf (HODGES & SPEAR 1982).

GHENT et al. (1979) schlugen eine empirische Methode zur Abschätzung der nicht idealen Mischungseigenschaften von Anorthit im Plagioklas und Grossular im Granat vor. Dabei wurde für den dekadischen Logarithmus des Verhältnisses der Aktivitätskoeffizienten $\log(K_\gamma) = \log(\gamma_{\text{Grs}}/\gamma_{\text{An}})^3$ ein Mittelwert von -0.4 abgeleitet. Für disthenführende Paragenesen lautet die Formel:

$$\begin{aligned} P [\text{bar}] &= ((0.3448 - 3272 + T[\text{K}] \cdot (8.3969 + \log(K_S) + \log(K_\gamma))) / 0.3448 \\ K_S &= (X_{\text{Grs}}/X_{\text{An}}) \\ \log(K_\gamma) &= -0.4 \end{aligned}$$

Die Originalgleichung von GHENT et al. (1979) enthält einen Druckfehler: Faktor 3448, anstatt richtig 0.3448 (cf. GHENT 1976, MOHR & NEWTON 1983).

Experimentell wurde das Granat-Plagioklas-Al₂SiO₅-Quarz-Geobarometer erstmals von NEWTON & HASELTON (1981) mittels fundierter thermodynamischer Grundlagen ausgedrückt:

$$P [\text{bar}] = (\Delta G^\circ_A + RT[\text{K}] \cdot \ln K) / \Delta \bar{V}_A$$

$$R = 8.3144 \text{ J}/(\text{molK})$$

$$K = a_{\text{Grs}}^3 / a_{\text{An}}^3$$

Die beiden dreien unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Herkunft voneinander. Während im Granat (X₃Y₂[ZO₄]₃) die drei äquivalenten Plätze für Ca in der X-Position gemeint sind, stammt die drei der Anorthit-Aktivität aus der Reaktionsgleichung und stellt den stöchiometrischen Koeffizient von Anorthit dar (CEMIC 1988).

$$a_{\text{Grs}} = X_{\text{Grs}} \cdot \gamma_{\text{Grs}}$$

Der Aktivitätskoeffizient von Grossular γ_{Grs} berechnet sich in einem Granat der Zusammensetzung Almandin, Pyrop und Grossular wie folgt (GANGULY & KENNEDY 1974):

$$RT[\text{K}] \cdot \ln(\gamma_{\text{Grs}}) = W_{\text{CaFe}} X_{\text{Alm}}^2 + W_{\text{CaMg}} X_{\text{Prp}}^2 + (W_{\text{CaFe}} + W_{\text{CaMg}} - W_{\text{FeMg}}) \cdot X_{\text{Prp}} X_{\text{Alm}}$$

mit

$$W_{\text{CaFe}} = 0 \text{ (für } X_{\text{Grs}} < 0.3; \text{ CRESSEY et al. 1978)}$$

$$W_{\text{FeMg}} = 0 \text{ (falls diese Annahme unkorrekt sein sollte, werden die Drucke um möglicherweise einige 100 bar überschätzt; NEWTON & HASELTON 1981)}$$

$$W_{\text{CaMg}} = 3300 - 1.5T[\text{K}] \text{ (NEWTON et al. 1977)}$$

vereinfacht sich der Ausdruck:

$$RT[\text{K}] \cdot \ln(\gamma_{\text{Grs}}) = W_{\text{CaMg}} \cdot (X_{\text{Prp}}^2 + X_{\text{Prp}} X_{\text{Alm}})$$

$$R = 1.987 \text{ cal}/(\text{molK})$$

Bei der Berechnung der Anorthit-Aktivität im Plagioklas wird das sog. "Al-avoidance" Modell (KERRICK & DARKEN 1975) berücksichtigt, daß auf der LOEWENSTEINSchen Regel (1954) beruht. Danach kommt Al im Plagioklas nicht in benachbarten Tetraedern des SiO₂-Gerüsts vor. Mit diesem Modell und den thermodynamischen Daten von NEWTON et al. (1977) ergibt sich für die Aktivität von Anorthit:

$$a_{\text{An}} = (X_{\text{An}} \cdot (1 + X_{\text{An}})^2) / 4 \cdot \exp\{((1 - X_{\text{An}})^2 / (RT[\text{K}])) \cdot (2050 + 9392 \cdot X_{\text{An}})\}$$

$$R = 1.987 \text{ cal}/(\text{molK})$$

Die Gibbssche freie Energie lautet:

$$\Delta G^\circ_A = -p^\circ \Delta V^\circ_A$$

mit

$$p^\circ [\text{bar}] = 23.2 \cdot T[\text{K}] - 2100 \quad (\text{für disthenführende Paragenesen (GOLDSMITH 1980)})$$

$$\Delta V^\circ_A = -6.626 \text{ J}/\text{bar}$$

ergibt sich:

$$\Delta G^{\circ}_A = 6.626 * (23.2 * T[^{\circ}\text{C}] - 2100)$$

$\Delta \bar{V}_A$ ist die Partialmolalvolumenänderung bei 1 bar:

$$\Delta \bar{V}_A = 30.237 - (\bar{V}_{\text{Grs}} + 11.087) \quad \text{mit Disthen als Al}_2\text{SiO}_5\text{-Modifikation}$$

Das Partialmolalvolumen von Grossular in Granat \bar{V}_{Grs} kann entweder nach CRESSEY et al. (1978; Fig. 1 in NEWTON & HASELTON 1981) abgelesen werden (vor dem Einsetzen umrechnen von cm³ in J/bar; Faktor 0.1) oder mit Hilfe der Pyrop-Grossular- (NEWTON et al. 1977) und der Almandin-Grossular-Volumendaten (CRESSEY et al. 1978) berechnet werden:

$$\bar{V}_{\text{Grs-Pyp}} = 125.24 + 0.512 * X_{\text{Pyp}}^2 - 0.418 * (1 + (Z1 * X_{\text{Pyp}} / 0.083)) * \exp\{-Z1^2/2\}$$

$$Z1 = (X_{\text{Pyp}} - 0.94) / 0.083$$

$$\bar{V}_{\text{Grs-Alm}} = 125.24 + 1.482 * X_{\text{Pyp}}^2 - 0.48 * (1 + (Z2 * X_{\text{Alm}} / 0.066)) * \exp\{-Z2^2/2\}$$

$$Z2 = (X_{\text{Alm}} - 0.914) / 0.083$$

\bar{V}_{Grs} stellt den Mittelwert von $\bar{V}_{\text{Grs-Pyp}}$ und $\bar{V}_{\text{Grs-Alm}}$ dar:

$$\bar{V}_{\text{Grs}} = (\bar{V}_{\text{Grs-Pyp}} - \bar{V}_{\text{Grs-Alm}}) / 2$$

Vor dem Einsetzen in $\Delta \bar{V}_A$ muß \bar{V}_{Grs} von cm³ in J/bar umgerechnet werden (Faktor 0.1).

HODGES & SPEAR (1982) entwickelten, entsprechend GHENT et al. (1979), einen empirischen Wert für das Verhältnis der Aktivitätskoeffizienten von Anorthit und Grossular ($K_{\gamma} = (\gamma_{\text{Grs}} / \gamma_{\text{An}})^3 = 1/2.5$). Dieser Fixwert wird in die Gleichung von GHENT (1976) für disthenführende Paragenesen eingesetzt:

$$P [\text{bar}] = (0.3448 - 3272 + T[\text{K}] * (8.3969 + \log K)) / 0.3448$$

$$K = (X_{\text{Grs}} / X_{\text{An}})^3 * 1/2.5$$

KOZIOL & NEWTON (1988) bestimmten die Reaktion $3\text{An} \rightleftharpoons \text{Grs} + 2\text{Ky} + \text{Qtz}$ experimentell und kalibrierten damit das Granat-Plagioklas-Al₂SiO₅-Quarz-Geobarometer neu. Die Gleichung für den Anorthit-Zusammenbruch lautet:

$$p^{\circ} [\text{bar}] = 22.8 * T[^{\circ}\text{C}] - 1093 \quad \text{mit Disthen als Al}_2\text{SiO}_5\text{-Modifikation}$$

Der Term ist in die Gleichung zur Berechnung der Gibbsschen freien Energie einzusetzen (siehe oben; Verfahren ansonsten analog NEWTON & HASELTON (1981)). Mit diesem Ausdruck ergeben sich geringfügig höhere Drucke als mit der Formel von NEWTON & HASELTON (1981).

Das Geobarometer wurde auch von POWELL & HOLLAND (1988) neu kalibriert:

$$P [\text{bar}] = -6110 + 21.65 * T[\text{K}] - 1.33 * T[\text{K}] * \ln K$$

$$K = (a_{\text{An}} / a_{\text{Grs}})^3$$

Die Aktivitäten von Anorthit in Plagioklas und Grossular in Granat werden analog dem Verfahren bei NEWTON & HASELTON (1981) berechnet.

Nur in den Glimmerschieferproben PS 4, 23 (beide von Süd-Sivorgfjella) und 69 (Nord-Tottanfjella) ist die Paragenese Granat, Plagioklas, Disthen und Quarz ausgebildet, die eine Druckabschätzung mit Hilfe der vorgestellten Kalibrationen erlaubt. Die Werte wurden für eine Metamorphosetemperatur von 600 °C ermittelt (Tab. A-25, Anhang). Von den zonierten Mineralphasen Granat und Plagioklas wurden die Bereiche (Kern oder Rand) mit den höchsten Ca-Gehalten zur Druckberechnung herangezogen. Dies war bei Granat jeweils die Kernzusammensetzung. Bei den Plagioklasen der Proben PS 4 und 69 wurde infolge des inversen Zonarbaus der Randchemismus, bei den unzonierten Kristallen des Dünnschliffs PS 23 Kern- und Randanalysen verwendet.

Für die Gesteine Süd-Sivorgfjellas ergibt sich eine bimodale Verteilung der kalkulierten Drucke (Abb. 4.-21 bis 4.-26). Das erste Maximum liegt zwischen 4.0 und 5.25 kbar, das zweite bei 5.75-7.25 kbar. Mit dem Geobarometer von GHENT (1976) wurden um ca. 1-2 kbar zu höheren Werten verschobene Drucke ermittelt (6.0-6.25 kbar und 7.75-8.25 kbar). Die Metamorphosedrucke der untersuchten Gesteine von Nord-Tottanfjella häufen sich in dem Bereich zwischen 8.0 und 10.0 kbar (GHENT (1976): 10.0-11.25 kbar) und liegen somit ungefähr 1.5 kbar höher als die für Süd-Sivorgfjella berechneten Bedingungen.

Für die bimodale Druckverteilung kommen zwei Möglichkeiten in Frage. JACOBS (1991) hat nachgewiesen, daß die kibarisch gebildeten Gesteine der Heimefrontfjella größtenteils durch ein pan-afrikanisches Ereignis überprägt worden sind. Hierbei kann es zu einer partiellen Reequilibration durch Volumendiffusion von Ca innerhalb der Granat- und Plagioklaskristalle gekommen sein, wodurch teilweise zu niedrige Drucke berechnet wurden. Eine andere Erklärung besteht in der Annahme einer zweiphasigen Hebungsgeschichte. Die unter 5.75-7.25 kbar während der kibarischen Gebirgsbildung entstandenen Gesteine, wurden im Zuge der pan-afrikanischen Orogenese nicht nur thermisch, wie von JACOBS (1991) vermutet, sondern auch unter Drucken von 4.0-5.25 kbar überprägt. Die mit Hilfe der angewandten Geothermometer berechneten Metamorphosetemperaturen von ca. 580-610 °C geben keine Hinweise auf zwei Orogenesen. Hieraus läßt sich ableiten, daß die zweiphasige Heraushebung isothermal verlaufen ist.

Druckverteilung nach Ghent (1976)

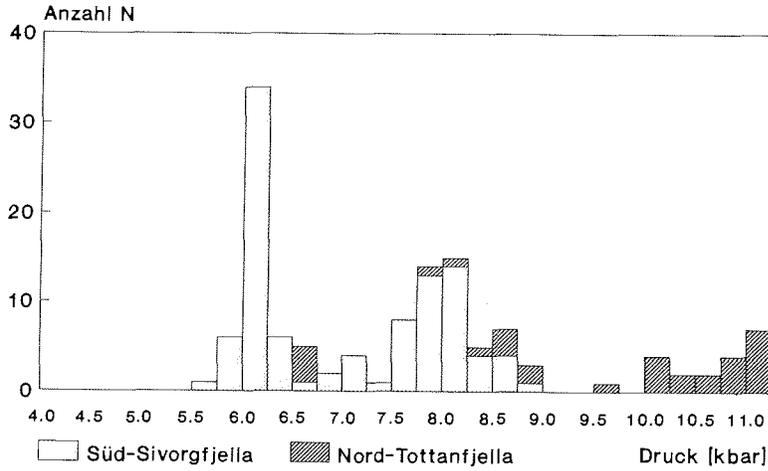


Abb. 4.-21: Mit dem Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von GHENT (1976) berechnete Metamorphosedrucke.

Druckverteilung nach Ghent et al. (1979)

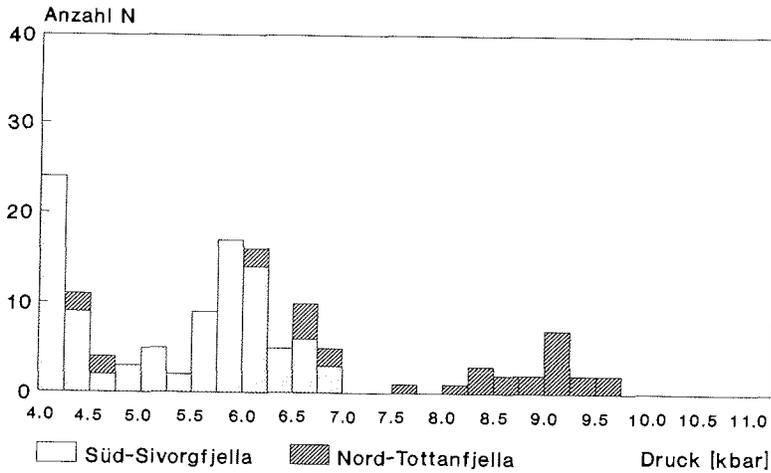


Abb. 4.-22: Mit dem Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von GHENT et al. (1979) berechnete Metamorphosedrucke.

Druckverteilung nach Newton & Haselton (1981)

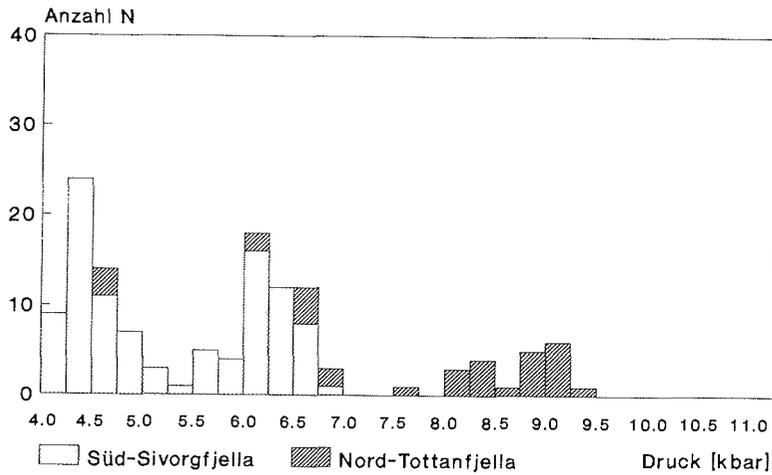


Abb. 4.-23: Mit dem Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von NEWTON & HASELTON (1981) berechnete Metamorphosedrucke.

Druckverteilung nach Hodges & Spear (1982)

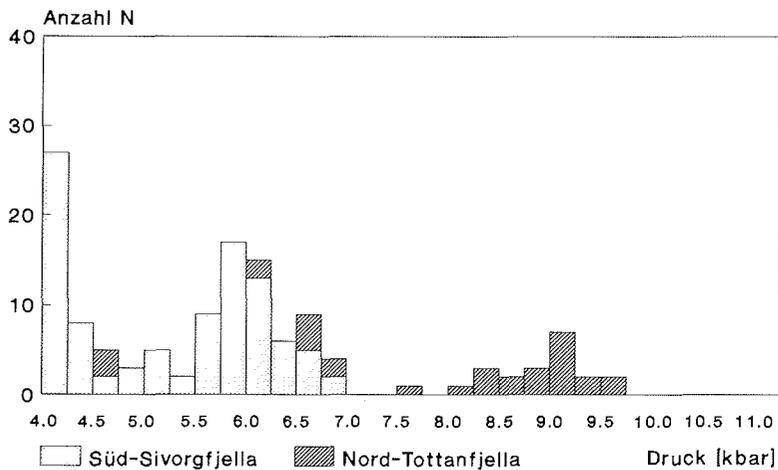


Abb. 4.-24: Mit dem Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von HODGES & SPEAR (1982) berechnete Metamorphosedrucke.

Druckverteilung nach Koziol & Newton (1988)

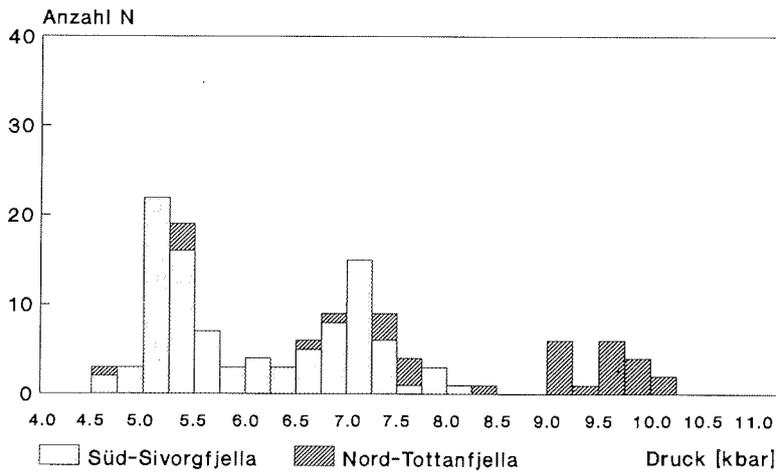


Abb. 4.-25: Mit dem Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von KOZIOL & NEWTON (1988) berechnete Metamorphosedrucke.

Druckverteilung nach Powell & Holland (1988)

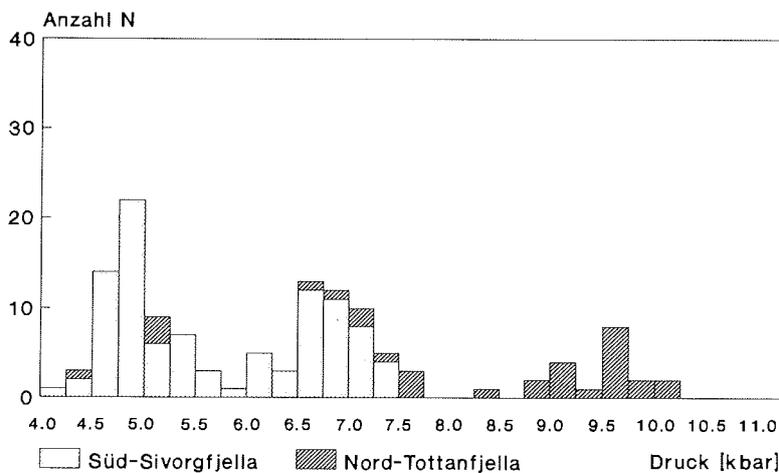
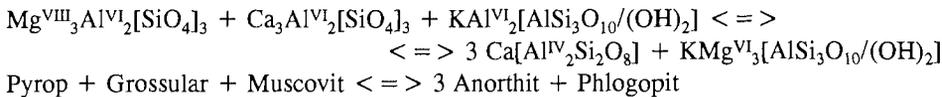


Abb. 4.-26: Mit dem Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von POWELL & HOLLAND (1988) berechnete Metamorphosedrucke.

4 4.2. Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer

Die Paragenese Plagioklas, Biotit, Granat, Muscovit ist in amphibolitfaziellen Metapeliten weit verbreitet und kann durch folgende Gleichgewichtsbeziehung ausgedrückt werden:



Die Reaktion ist druckempfindlich und mit einer Änderung der Koordinationszahlen von Al (VI in Pyrop, Grossular und Muscovit; IV in Anorthit) und Mg (VIII in Pyrop; VI in Phlogopit) verbunden. GHENT & STOUT (1981) entwickelten für die Beziehung anhand natürlicher Mineralparagenesen und unabhängiger P-T-Abschätzungen folgende Gleichung:

$$P [\text{bar}] = (8888.4 + 16.675 \cdot T[\text{K}] - RT[\text{K}] \cdot \ln K_s) / 1.738$$

$$R = 1.987 \text{ cal}/(\text{molK})$$

$$K_s = (X(\text{An})_{\text{Pl}}^3 \cdot X(\text{Phl})_{\text{Bt}}^3) / (X(\text{K})_{\text{Ms}} \cdot X(\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Ms}}^2 \cdot X(\text{Prp})_{\text{Gr}}^3 \cdot X(\text{Grs})_{\text{Gr}}^3)$$

$$X(\text{An})_{\text{Pl}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$$

$$X(\text{Phl})_{\text{Bt}} = \text{Mg} / (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + \text{Ti} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$$

$$X(\text{K})_{\text{Ms}} = \text{K} / (\text{K} + \text{Na} + \text{Ca} + \text{Ba})$$

$$X(\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{Ms}} = \text{Al}^{\text{VI}} / (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr} + \text{Ti} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$$

$$X(\text{Prp})_{\text{Gr}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

$$X(\text{Grs})_{\text{Gr}} = \text{Ca} / (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca} + \text{Mn})$$

Aufgrund der empirischen Kalibration hängt die Zuverlässigkeit der Druckabschätzung stark von der Unsicherheit der Temperaturberechnung ab. Eine Abweichung von ± 50 °C führt zu einer Schwankung um ± 1 kbar.

POWELL & HOLLAND (1988) kalibrierten die Reaktion neu. Mit nachstehender Formel werden geringfügig höhere Drucke als mit der Gleichung von GHENT & STOUT (1981) ermittelt:

$$P [\text{bar}] = 2330 - 14.55 \cdot T[\text{K}] - 1.214 \cdot T[\text{K}] \cdot \ln K_s$$

K_s analog GHENT & STOUT (1981).

Die Metamorphosedrucke folgender Gesteine wurden mit den beiden Geobarometern für eine Temperatur von 600 °C berechnet (Tab. A-26, Anhang):

- Nord-Sivorgfjella

* Glimmerschiefer: PS 105 Wrighthamaren

- Süd-Sivorgfjella

* Glimmerschiefer: PS 4 Ristinghortane, PS 23 Mygehenget

* Augengneis: PS 91 Paal nibba

- Nord-Tottanfjella

* Glimmerschiefer: PS 63 und PS 69 Sumnerkammen

Analog dem Granat-Plagioklas- Al_2SiO_5 -Quarz-Geobarometer wurden die Drucke mit den Kern- oder Randzusammensetzungen von Granat bzw. Plagioklas ermittelt, die die

höheren Ca-Konzentrationen aufwiesen. Für Granat war dies in den Proben PS 4, 23 und 69 die Kern-, bei PS 63, 91 und 105 die Randzusammensetzung. Bei den normal zonierten Plagioklasen (PS 91) wurden die Kernanalysen, bei den invers zonierten (PS 4, 69) der Randchemismus herangezogen. Der Plagioklas in den Dünnschliffen PS 23, 63 und 105 zeigt keinen Zonarbau, so daß Kern- und Randanalysen in die Berechnung eingingen. Ebenso wurde mit den gleichfalls unzonierte vorliegenden Biotit- und Muscovitkristallen verfahren.

Während sich für die Gesteine Nord-Sivorgfjella mit der Kalibration von GHENT & STOUT (1981) ein Maximum bei 5.0-5.5 kbar ergibt, konzentrieren sich die Werte für Süd-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella in dem Bereich zwischen 5.5 und 6.0 kbar (Abb. 4.-27). Das Geobarometer von POWELL & HOLLAND (1988) liefert leicht differierende Ergebnisse (Abb. 4.-28). Die Drucke und damit auch die Maxima innerhalb der unterschiedenen Teilgebiete sind um ca. 1 kbar zu höheren Werten verschoben. Auffällig ist, daß mit beiden Kalibrationen für die Gesteine von Süd-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella eine größere Variationsbreite in Richtung höherer Drucke berechnet wurde, als für die Probe von Nord-Sivorgfjella.

Druckverteilung nach Ghent & Stout (1981)

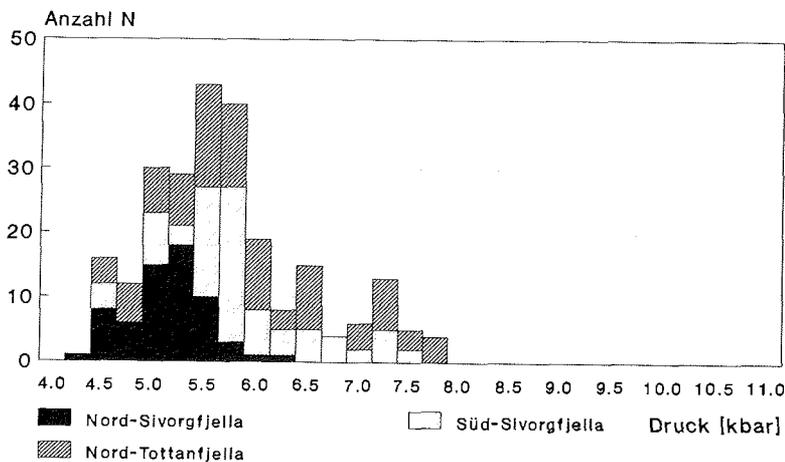


Abb. 4.-27: Mit dem Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer von GHENT & STOUT (1981) berechnete Metamorphosedrucke.

Druckverteilung nach Powell & Holland (1988)

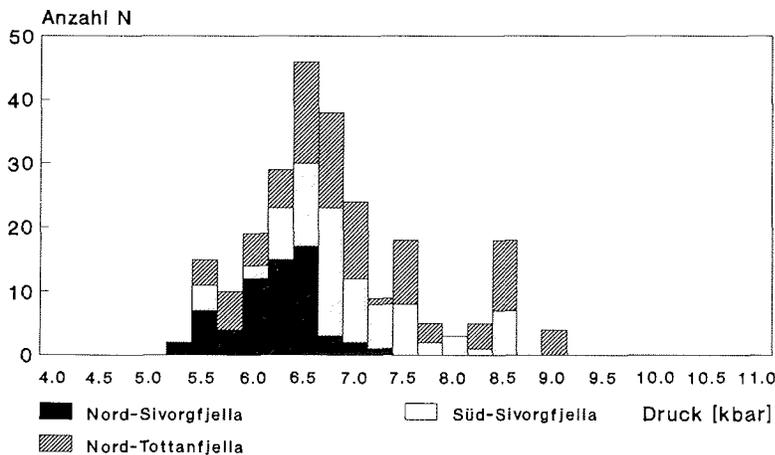


Abb. 4.-28: Mit dem Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer von POWELL & HOLLAND (1988) berechnete Metamorphosedrucke.

4 5. Zusammenfassung

Die untersuchten Gesteine von Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella wurden unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet.

In einigen Glimmerschiefern ist die Paragenese Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Granat, Staurolith und Disthen ausgebildet, die mittels univarianter Gleichgewichtskurven eine Angabe der minimalen ($T \approx 550 \text{ }^\circ\text{C}$, $P \approx 4.5 \text{ kbar}$) und maximalen Metamorphosebedingungen ($T \approx 640 \text{ }^\circ\text{C}$, $P \approx 11 \text{ kbar}$) erlaubt. Der Zonarbau der Granatkristalle einiger Glimmerschiefer liefert Hinweise auf den Metamorphoseverlauf. Anhand der Diagramme von SPEAR & SELVERSTONE (1983) und SPEAR & CHENEY (1989) ergeben sich mit der Granatkernzusammensetzung Temperaturen von $540\text{-}620 \text{ }^\circ\text{C}$ und Drucke zwischen 6.2 und 8.0 kbar . Aus dem Randchemismus lassen sich folgende Werte ableiten: $T \approx 530\text{-}590 \text{ }^\circ\text{C}$, $P \approx 5.9\text{-}6.3 \text{ kbar}$.

Vereinzelte migmatitische Partien innerhalb der Paragneise und der leukokraten Metavulkanite belegen Maximaltemperaturen im Bereich des Granitsolidus.

Wegen der Abwesenheit fazieskritischer Mineralphasen können die Metamorphosebedingungen der Augengneise und Granitoide nicht durch Phasenbeziehungen und univariante Gleichgewichtskurven eingeschränkt werden.

Mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometer von FERRY & SPEAR (1978) und PERCHUK & LAVRENT'eva (1983) ergeben sich für die untersuchten Gesteine Sivorgfjellas und

Nord-Tottanfjellas Metamorphosetemperaturen zwischen 580 und 620 °C, bei einem Druck von 6 kbar. Diese beiden experimentellen Kalibrationen liefern bei einer geringeren Schwankungsbreite akkuratere Temperaturen, als die empirischen Granat-Biotit-Geothermometer von HOINKES (1986) und WILLIAMS & GRAMBLING (1990). Die Fe/Mg-Verteilung zwischen Biotit und Granat weist nach THOMPSON (1976) auf Temperaturen zwischen 560-600 °C. Jedoch gilt diese Kalibration nur für 5 kbar.

Bei einem Druck von 6 kbar ergeben sich aus der Koexistenz von Biotit und Muscovit 500-580 °C (HOISCH 1989).

Temperaturen zwischen 560 und 600 °C wurden mit dem Granat-Hornblende-Geothermometer berechnet (POWELL 1985).

Die Kalibration des Amphibol-Plagioklas-Geothermometers von BLUNDY & HOLLAND (1990) liefert für die Gesteine Sivorgfjellas bei 6 kbar Metamorphosetemperaturen zwischen 800 und 820 °C. Diese Werte sind gegenüber den Abschätzungen mittels Mineralparagenesen, Phasenbeziehungen und anderen angewandten Geothermometern deutlich erhöht. Das Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von SPEAR (1980) erbringt für die gleichen Proben Temperaturen von 500-550 °C. Anhand der Al-Konzentration der Hornblende und dem Ca-Gehalt koexistierender Plagioklase wurden für einen Amphibolit vom *Ristinghortane* (Süd-Sivorgfjella) 600-660 °C bei 5-7 kbar ermittelt (PLYUSNINA 1982).

Das ternäre Feldspat-Geothermobarometer (GREEN & USDANSKY 1986) liefert in dem Temperaturbereich von 500-630 °C unrealistisch hohe Drucke (9-15 kbar).

Die berechneten Granat-Ilmenit-Temperaturen (POWNCBEY et al. 1987a,b) sind entweder viel zu hoch (> 900 °C) oder variieren innerhalb der einzelnen Proben stark (500-900 °C).

Die verschiedenen Kalibrationen des Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometers (GHENT et al. 1979, NEWTON & HASELTON 1981, HODGES & SPEAR 1982, KOZIOL & NEWTON 1988, POWELL & HOLLAND 1988) liefern bei einer Temperatur von 600 °C für die Gesteine Süd-Sivorgfjellas eine bimodale Verteilung der berechneten Drucke (4.0-5.25 kbar und 5.75-7.25 kbar). Für die Gesteine Nord-Tottanfjellas wurden um ca. 1.5 kbar höhere Drucke ermittelt (8.0-10.0 kbar). Das Geobarometer von GHENT (1976) erbringt geringfügig höhere Druckbedingungen (ungefähr 1-2 kbar) als die übrigen Kalibrationen. Die bimodale Druckverteilung ist mit einer teilweisen Reequilibration oder einer zweiphasigen, isothermalen Hebungsgeschichte der Gesteine zu erklären.

Mit Hilfe des Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometers von GHENT & STOUT (1981) ergeben sich für die Gesteine Nord-Sivorgfjellas Drucke um 5.0-5.5 kbar, während sich die Werte für Süd-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella in dem Bereich zwischen 5.5 und 6.0 kbar konzentrieren (jeweils bei $T=600$ °C). Um ungefähr 1 kbar zu höheren Werten verschobene Drucke wurden mit der Kalibration von POWELL & HOLLAND (1988) berechnet. Warum sich mit diesem Geobarometer keine bimodale Verteilung ergibt ist unklar.

In Tab. 4.-2 sind die mittels der verschiedenen Geothermometer und Geobarometer ermittelten P-T-Daten zusammengestellt.

Die anhand von Phasenbeziehungen, Geothermometern und Geobarometern abgeschätzten Druck- und Temperaturbedingungen der Gesteine aus den vier unterschiedenen Teilgebieten Nord-, zentrale, Süd-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella sind in den Abb. 4.-29a,b,c,d zusammengefaßt. Dargestellt sind die Ergebnisse der Biotit-Granat-Geothermometer von FERRY & SPEAR (1978), PERCHUK & LAVRENT'eva (1983), des Muscovit-Biotit-Geothermometers (HOISCH 1989), des Granat-Hornblende-Geothermometers (POWELL 1985), der Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer von GHENT & STOUT (1981) und POWELL & HOLLAND (1988) und der Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer von GHENT et al. (1979), NEWTON & HASELTON (1981), HODGES & SPEAR (1982), KOZIOL & NEWTON (1988) und POWELL & HOLLAND (1988). Aufgrund der schwachen Druckabhängigkeit der Geothermometer von 5-10 °C pro kbar und der Temperaturabhängigkeit der Geobarometer von ca. 0.2-0.5 kbar pro 100 °C ist es gerechtfertigt schmale Felder anzugeben. Desweiteren sind in den Abb. 4.-29a,c,d P-T-Pfade eingetragen.

Für Nord-Sivorgfjella ergeben sich im Bereich der begrenzenden kritischen Mineralreaktionen maximale P-T-Bedingungen von 560-610 °C und 6.0-6.5 kbar (Abb 4.-29a). Bei Drucken um 5.0-5.5 kbar erfolgte während des retrograden Metamorphoseverlaufs die Umwandlung von Disthen in feinfasrige Fibrolithaggregate.

Für die im zentralen Teil von Sivorgfjella auftretenden Mineralparagenesen waren keine Geobarometer zur Berechnung der Metamorphosedrucke anwendbar. Anhand der Granat-Biotit-Geothermometer wurden Temperaturen zwischen 440 und 580 °C ermittelt (Abb. 4.-29b). Das Granat-Hornblende-Geothermometer liefert für die gleichen Gesteine 580-700 °C. Jedoch liegen nur die Werte von 540-610 °C im Bereich der begrenzenden kritischen Mineralreaktionen. Temperaturen außerhalb dieses Bereichs sind auf eine Reequilibration der Mineralphasen zurückzuführen.

Die für die Gesteine von Süd-Sivorgfjella berechneten Metamorphosetemperaturen (540-610 °C) sind mit den Werten für die Mineralparagenesen von Nord- und der zentralen Sivorgfjella vergleichbar. Die maximalen Druckbedingungen von 6.5-7.0 kbar sind um ca. 0.5 kbar höher als in Nord-Sivorgfjella. Der retrograde Metamorphosepfad verläuft im Stabilitätsfeld von Sillimanit (Abb. 4.-29c). Das Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer ergab eine bimodale Druckverteilung. Aus Abb. 4.-29c wird deutlich, daß sich das Maximum bei 4.0-5.25 kbar im Stabilitätsfeld von Sillimanit befindet, obwohl in der Paragenese Disthen als stabile Al_2SiO_5 -Modifikation auftritt. Dies unterstützt die Annahme einer Reequilibration und spricht gegen das Modell einer zweiphasigen Hebungsgeschichte.

Während die Metamorphosetemperaturen der Gesteine Nord-Tottanfjellas analog den drei unterschiedenen Teilgebieten Sivorgfjellas zwischen 540 und 610 °C liegen, liefern die Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer höhere Drucke um 8-10 kbar. Die Kalibrationen von GHENT & STOUT (1981) und POWELL & HOLLAND (1988) erbrachten jedoch ähnliche Drucke wie für die Gesteine Süd-Sivorgfjellas (5.5-6.0 bzw. 6.5-7.0

Tab. 4.-2: Synopsis der mittels verschiedener Geothermometer und Geobarometer ermittelten P-T-Daten

Geothermometer:	Thompson (1976)	Ferry & Spear (1978)	Granat-Biotit Perchuk & Lavrent'eva (1983)	Hoinkes (1986)	Williams & Grambling (1990)	Muscovit-Biotit Hoisch (1989)	Granat-Hornblende Graham & Powell (1984)	Powell (1985)
Nord-Sivorgfjella	560-620 °C	600-640 °C	580-620 °C	740-780 °C	660-720 °C	560-580 °C	580-700 °C	600-680 °C
zentrale Sivorgfjella	400-560 °C	380-560 °C	440-580 °C	*	580-620 °C	580-700 °C	580-700 °C	600-640 °C
Süd-Sivorgfjella	540-580 °C	540-600 °C	560-600 °C	660-700 °C	580-600 °C	520-540 °C	580-700 °C	600-640 °C
Nord-Tottanfjella	560-580 °C	600-620 °C	560-600 °C	*	640-720 °C	500-580 °C	580-700 °C	600-640 °C
	bei 5 kbar	bei 6 kbar	bei 6 kbar	bei 6 kbar	bei 6 kbar	bei 6 kbar		
Geothermometer:	Amphibol-Plagioklas Blundy & Holland (1990)	Amphibol-Plagioklas Spear (1980)	Geothermobarometer: Amphibol-Plagioklas Plyushina (1982)			ternäre Feldspäte Green & Uzdansky (1986)		
Nord-Sivorgfjella	*	540 °C				500-630 °C bei 9-15 kbar		
zentrale Sivorgfjella	*	500 °C						
Süd-Sivorgfjella	800-820 °C	510 °C		600-660 °C bei 5-7 kbar		500-630 °C bei 9-15 kbar		
Nord-Tottanfjella	bei 6 kbar							
Geobarometer (T=600 °C):	Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit Ghent & Stout (1981)	Powell & Holland (1988)			Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz Ghent (1976)			
Nord-Sivorgfjella	5.0-5.5 kbar	6.0-6.5 kbar						
zentrale Sivorgfjella	5.5-6.0 kbar	6.5-7.0 kbar						
Süd-Sivorgfjella	5.5-6.0 kbar	6.5-7.0 kbar		4.0-5.25 kbar; 5.75-7.25 kbar		5.0-6.25 kbar; 6.75-8.25 kbar		
Nord-Tottanfjella				8.0-10.0 kbar		9.0-11.0 kbar		

* : die ermittelten Werte streuen stark, ohne erkennbares Maximum und sind deshalb nicht angegeben

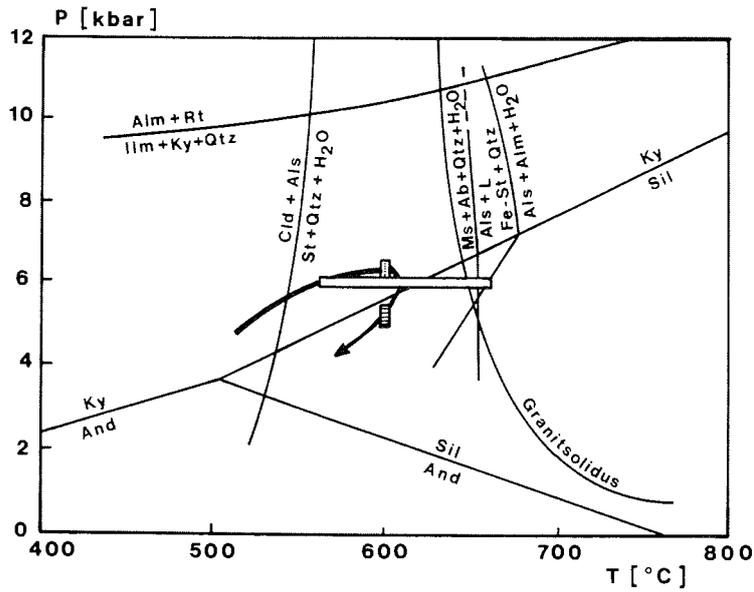


Abb. 4.-29a: P-T-Pfad der Gesteinseinheiten Nord-Sivorgfjellas (Erläuterungen im Text und S. 139).

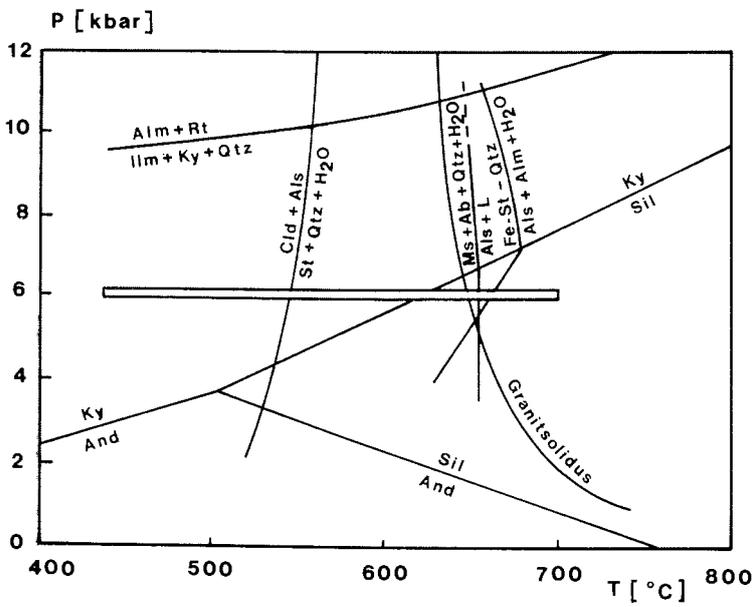


Abb. 4.-29b: P-T-Abschätzung der Gesteinseinheiten der zentralen Sivorgfjella (Erläuterungen im Text und S. 139).

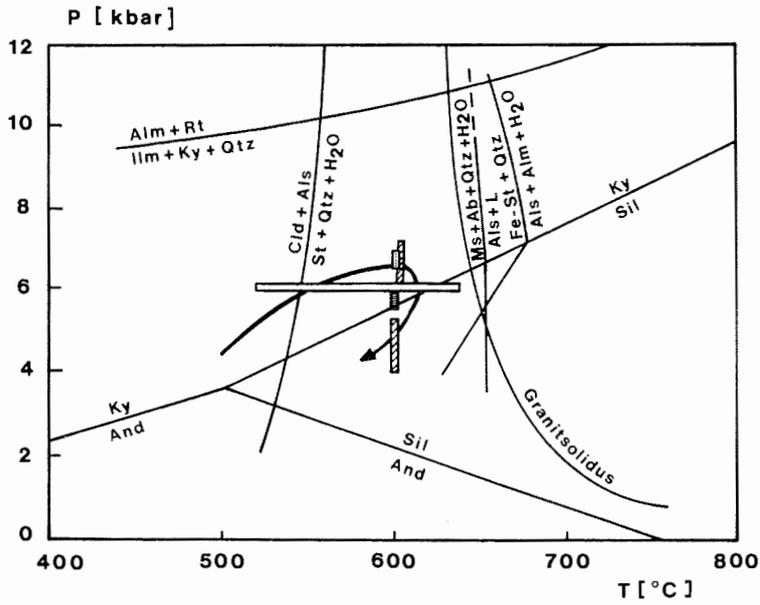


Abb. 4.-29c: P-T-Pfad der Gesteinseinheiten Süd-Sivorgfjellas (Erläuterungen im Text und S. 139).

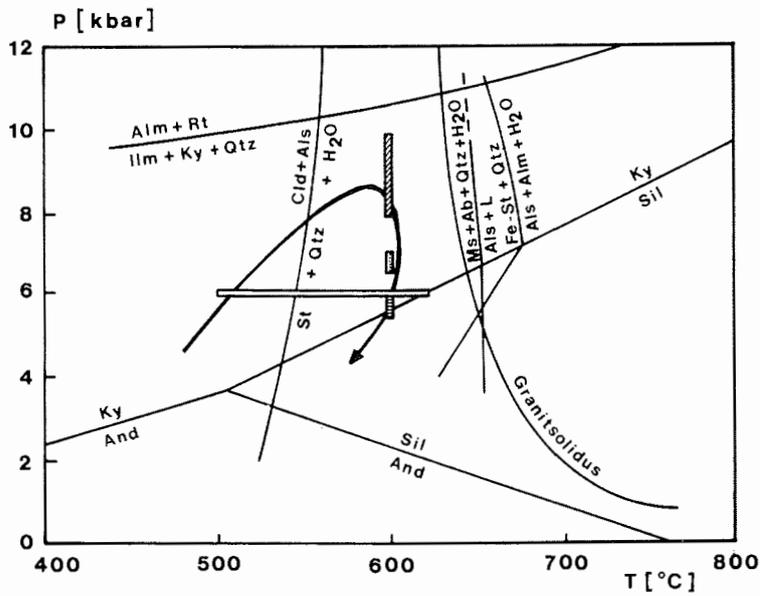


Abb. 4.-29d: P-T-Pfad der Gesteinseinheiten Nord-Tottanfjellas (Erläuterungen im Text und S. 139).

vorhergehende Doppelseiten:

Abb. 4.-29a,b,c,d: Der P-T-Pfad für die Gesteinseinheiten Nord-, Süd-Sivorgfjellas und Nord-Tottanfjellas wurde anhand von Phasenbeziehungen, Geothermometern und Geobarometern ermittelt. Für die Gesteine der zentralen Sivorgfjella waren keine Geobarometer zur Berechnung der Metamorphosedrucke anwendbar

ungefüllter Bereich: Granat-Biotit- (FERRY & SPEAR 1978, PERCHUK & LAVRENT'eva 1983), Muscovit-Biotit- (HOISCH 1989) und Granat-Hornblende-Geothermometer (POWELL 1985); gepunkteter Bereich: Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer (POWELL & HOLLAND 1988); horizontal schraffierter Bereich: Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer (GHENT & STOUT 1981); schräg schraffierter Bereich: Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometer (GHENT et al. 1979, NEWTON & HASELTON 1981, HODGES & SPEAR 1982, KOZIOL & NEWTON 1988 und POWELL & HOLLAND 1988)

kbar) (Abb. 4.-29d). Diese Werte sind mit einem retrograden isothermalen Metamorphoseverlauf erklärbar (cf. Kap. 5.-3).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Gesteine der vier Teilbereiche bei einer Temperatur von 540-610 °C metamorph überprägt wurden, wobei sich der Großteil der ermittelten Werte in dem Bereich zwischen 580 und 610 °C befindet. Die vorliegenden Daten lassen den Schluß auf eine Zunahme des Metamorphosedrucks von Nord- über Süd-Sivorgfjella nach Nord-Tottanfjella zu (ca. 2 kbar).

Alle Gesteinstypen lassen eine Anpassung des Mineralbestands an retrograde Bedingungen erkennen. Die anhand der Kristallisation sekundärer Mineralphasen abzuleitenden Temperaturen liegen unter 350 °C und setzen eine Wasserzufuhr voraus.

5 Flüssigkeitseinschluß-Analytik

5 1. Einleitung

Die nachstehende kurze Einführung in die Thematik der Flüssigkeitseinschlüsse orientiert sich an den Arbeiten von HOLLISTER & CRAWFORD (1981), ROEDDER (1984), LEEDER et al. (1987) und KLEMD (1988).

Beim Wachstum oder der Rekristallisation von Mineralen in einem fluiden Medium werden oft Flüssigkeiten eingeschlossen. Daher können diese Einschlüsse Hinweise auf die Entstehungsgeschichte der Minerale und der daraus aufgebauten Gesteine geben. Flüssigkeitseinschlüsse werden infolgedessen auch zur Abschätzung von Metamorphosebedingungen herangezogen (z.B. HOLLISTER & BURRUS 1976, TOURET 1981, VAN REENEN & HOLLISTER 1988, KLEMD & OKRUSCH 1990). Zur Untersuchung der Einschlüsse werden physikalisch-chemische Parameter der Fluide wie z.B. Temperatur, Druck, Dichte, Viskosität, Chemismus der Lösungen, Konzentration von Haupt- und Spurenelementen und Gaszusammensetzungen ermittelt. Dabei werden sowohl mit Heiz- und Kühltischen ausgerüstete Lichtmikroskope, als auch moderne Methoden wie z.B. Ultramikroanalyse, Lasermikroanalyse und Ramanspektroskopie eingesetzt.

Die Einschlüsse können sich hinsichtlich der Größe, Form, Füllung und Anordnung beträchtlich unterscheiden. Am häufigsten treten Flüssigkeitseinschlüsse mit einem Durchmesser zwischen 1 und 100 μm auf. Da die Einzelvolumina sehr klein sind beträgt auch ihre Summe gewöhnlich weniger als 1% des Gesamtvolumens des Wirtskristalls. Neben isometrisch und geradflächig begrenzten oder langgestreckten Formen, die dem kristallographischen Aufbau des Wirtskristalls entsprechen (sog. negative Kristallform), treten auch kugelige, ovale oder unregelmäßig geformte Einschlüsse auf. Der häufigste Einschlusstyp ist zweiphasig, bestehend aus einer Flüssigkeit und einer Gasblase, die sich beim Abkühlen des Gesteins durch Volumenkontraktion der Flüssigkeit gebildet hat. Das Gasvolumen ist normalerweise unter Standardbedingungen (25 °C, 1013 hPa = Atmosphärendruck) kleiner als dasjenige der Flüssigkeit. Das Verhältnis des Flüssigkeitsvolumens zum totalen Einschlußvolumen (Füllungsgrad) variiert jedoch zum Teil stark. Die Flüssigkeit besteht im allgemeinen aus einer wässrigen Lösung, in der Salze (Na-, K-, Ca-, Mg-, Fe-Chloride und/oder -Sulfate) gelöst sind. Daneben treten aber auch reine H₂O-, CO₂-, seltener reine CH₄- oder N₂- oder gemischte H₂O-CO₂- und CO₂-CH₄-N₂-Einschlüsse auf. Beim Abkühlen des Gesteins kann in Fluideinschlüssen mit übersättigten Lösungen ein Teil des Lösungsinhalts auskristallisieren. Diese als Tochterkristalle bezeichneten Minerale müssen von zufällig eingeschlossenen Festkörpern, sogenannten Festeinschlüssen, die in keinem Zusammenhang mit dem Fluideinschluß stehen und während dessen Bildung eingeschlossen wurden, z.B. durch Wachstum um den Festkörper, unterschieden werden.

Die Anordnung der Einschlüsse im Kristall spiegelt meist die Entstehungsgeschichte des entsprechenden Mineralkorns wieder. Nach ROEDDER (1981, 1984) ist eine Klassifikation der Flüssigkeitseinschlüsse nach ihrer Genese in primäre, pseudosekundäre und sekundäre Einschlüsse am geeignetsten. Primäre Einschlüsse entstehen während des Wachstums des Wirtminerals und treten entweder einzeln, regellos verteilt oder in Gruppen (clustern) auf. Zerbricht ein Kristall während seines Wachstums, z.B. durch tektonische

Beanspruchung, kann die fluide Phase entlang dieser Bruchzonen oder Risse eingeschlossen werden und bildet sog. pseudosekundäre Einschlüsse. Diese befinden sich nur innerhalb des Wirtsminerals, d.h. sie kreuzen nie seine Korngrenzen. Im Gegensatz dazu entstehen sekundäre Einschlüsse immer erst nach der Kristallisation des Wirtsminerals und setzen sich über dessen Korngrenzen hinaus in den angrenzenden Kristall fort. Somit liefern primäre und pseudosekundäre Einschlüsse Informationen über die Entstehungs- bzw. Metamorphosebedingungen des Wirtsminerals und damit des Gesteins, während sekundäre Einschlüsse über die weitere Entwicklung und späteren Einflüsse Auskunft geben. Kriterien zur Einstufung der Einschlüsse in diese drei Gruppen sind bei ROEDDER (1984) zusammengefaßt. Im Zweifelsfall wird ein Einschluß als sekundär angesehen.

5 1.1. Flüssigkeitseinschlüsse in metamorphen Gesteine

Die in metamorphen Gesteinen auftretenden Flüssigkeitseinschlüsse sind im allgemeinen während oder nach dem Höhepunkt der Metamorphose entstanden. Bei der prograden Metamorphose eingeschlossene fluide Phasen werden normalerweise durch die Rekristallisation des Wirtsminerals zerstört (CRAWFORD 1981a). Daher ist die Einteilung in primäre, pseudosekundäre und sekundäre Einschlüsse (ROEDDER 1981, 1984) in Metamorphiten oft nicht oder nur bedingt anwendbar. So können textuell 'primäre' Einschlüsse manchmal retrograde Metamorphosebedingungen anzeigen (LAMB et al. 1987). Aber auch der umgekehrte Fall ist möglich. In niedrigporösen (Porosität < 5%), hochmetamorphen Gesteinen (z.B. Granuliten), die keine tektonische Beanspruchung erfahren haben, wird das aus dem Erdmantel stammende CO₂ nur auf kleinen (ca. 0.02 µm) mikrohydraulisch gebildeten Rissen bewegt. Diese Risse queren teilweise Korngrenzen, wodurch die primären Einschlüsse fälschlicherweise als sekundär bezeichnet werden (SANTOSH et al. 1991). Es wird deshalb von einer relativen Chronologie der Fluideinschlüsse ausgegangen, die sich an folgenden Kriterien orientiert (TOURET & DIETVORST 1983):

- 1) Isoliert auftretende Einschlüsse sind älter als planare Gruppen oder Haufen.
- 2) Intragranulare Fluidbahnen sind früher als intergranulare entstanden.
- 3) Kreuzende Rißsysteme weisen häufig ein unterschiedliches Alter auf. Am Schnittpunkt ist gelegentlich Fluidmixing und ein Austausch des Einschlußinhalts erkennbar, woran die relative Altersabfolge abgeleitet wird.

Es wird zur Zeit in der Literatur diskutiert, ob die Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse in hochmetamorphen Gesteinen mit der fluiden Phase, die während der maximalen P-T-Bedingungen auftrat, identisch ist. Nach LAMB et al. (1987) und SISSON & HOLLISTER (1990) wird die fluide Phase entweder erst im Zuge der retrograden Metamorphose eingeschlossen oder dabei modifiziert. Die für eine nicht elastische Deformation eines Einschlusses (Dekrepitation, 'stretching', d.h. Vergrößerung des Einschlußvolumens oder 'leakage', d.h. Lecken des Einschlusses) erforderliche Differenz zwischen internem und externem Druck ist umgekehrt proportional zur Einschlußgröße (BODNAR et al. 1989). Für kleine Einschlüsse ($\approx 1 \mu\text{m}$) beträgt die notwendige Druckdifferenz ungefähr 6 kbar (SWANENBERG 1980). Größere Flüssigkeitseinschlüsse, die unter hochgradigen Metamorphosebedingungen gebildet wurden, werden normalerweise

im Verlauf der Heraushebung der Gesteinsabfolge zerstört. KLEMD et al. (1992) konnten aber kleine ($< 8 \mu\text{m}$ im Durchmesser), hochdichte $\text{CO}_2\text{-N}_2$ - und $\text{N}_2\text{-CH}_4$ -Einschlüssen nachweisen, die maximale P-T-Bedingungen von 10-18 kbar bei 600°C anzeigen. Diese Einschlüsse treten in eklogitfaziellen Metasedimenten der Münchberger Gneismasse auf, die während des 'uplifts' von mindestens einer weiteren Metamorphosephase unter amphibolitfaziellen Bedingungen überprägt wurden.

Häufig spiegeln die Einschlüsse die differierenden faziellen Metamorphosebedingungen der Gesteine wieder. So sind hochdichte CO_2 -reiche Einschlüsse für granulitfazielle Gebiete typisch (TOURET 1981), während die Flüssigkeitseinschlüsse der Minerale niedriggradiger metamorpher Terrains meist aus wässrigen Lösungen bestehen (CRAWFORD 1981a). Anhand der Zusammensetzung der Einschlüsse kann in hochgradig metamorphen Gesteinen eine relative Altersabfolge festgelegt werden (TOURET 1987). Danach sind H_2O -reiche Fluide später als CO_2 -reiche eingeschlossen worden. Die Fluidbahnen enthalten entweder CO_2 - oder H_2O -Einschlüsse. Gemischte $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ -Einschlüsse treten nur gelegentlich am Schnittpunkt von Rißsystemen auf, entlang derer die beiden Fluidarten angeordnet sind. Während hochdichte CO_2 -Einschlüsse Gesteine der Unterkruste charakterisieren, wurden CO_2 -Fluide geringerer Dichte im Zuge späterer Prozesse gebildet und eingeschlossen. Neuere Untersuchungen von TOURET & HANSTEEN (1988) an Flüssigkeitseinschlüssen in Charnockiten des Doddabetta Komplexes in Südwest-Indien ergaben jedoch für sekundäre CO_2 -Einschlüsse eine höhere Dichte, als für primäre CO_2 -Einschlüsse. Die hochdichten, sekundären CO_2 -Einschlüsse entstanden während der isobaren Abkühlung bei der Heraushebung der Gesteinsabfolge durch Re-equilibrierung (TOURET & HANSTEEN 1988).

TOURET & DIETVORST (1983) schlagen ein Modell zur Fluidverteilung innerhalb der kontinentalen Lithosphäre vor, daß auf dem gegenläufigen Verhalten von H_2O und CO_2 beruht. Unter niedrig- bis mittelgradigen P-T-Bedingungen dominieren unterschiedlich salinare H_2O -Fluide, deren Zusammensetzung während der prograden Regionalmetamorphose zuerst CH_4 -, anschließend CO_2 -reicher wird. Konträr dazu sind CO_2 -Fluide ($\pm\text{CH}_4$ und/oder N_2) für Gesteine der unteren Kruste und des oberen Mantels typisch. Nach KLEMD (1989) und PHILLIPOT & SELVERSTONE (1991) liegt aber auch H_2O in Eklogiten der Unterkruste stabil vor.

5 1.2. Methodik

Für die thermobarometrischen Untersuchungen wurden beidseitig polierte Einschlußplättchen (Dickschliffe) angefertigt, deren Dicke ungefähr 0.3 mm beträgt. Die Messungen wurden mit einem Heiz-Kühltisch der US-amerikanischen Firma Reynolds Fluid Inc., Denver (Colorado) durchgeführt. Mit diesem Gerät können Flüssigkeitseinschlüsse in dem Temperaturbereich zwischen -196 und $+700^\circ\text{C}$ untersucht werden. Der zu messende Dickschliff befindet sich in einer Kammer des Heiz-Kühltisches und wird beim Gefrieren von gasförmigen Stickstoff umfloßen. Dieser wird vorher durch flüssigen Stickstoff geleitet und dadurch abgekühlt. Bei Temperaturen unter -150°C gelangt jedoch auch flüssiger Stickstoff in die Probenkammer. Zur Homogenisierung der Einschlüsse wird kontinuierlich strömende Luft über einen Heizdraht erwärmt und an-

schließend in die Probenkammer geführt. Die Temperatur in der Kammer wird mit einem Thermoelement in Form eines dünnen Drahts gemessen, der direkt auf dem Dickschliff liegt und somit das Verrutschen der Probe im Stickstoff- bzw. Luftstrom verhindert. Der gemessene Temperaturwert wird digital angezeigt.

Mit einem Zeiss-Forschungsmikroskop (Typ Standard WL), das mit einer verstärkten Beleuchtungseinrichtung, Leitz-Objektiven (speziell L 32/0.40 P-Objektiv) und 12.5-fach vergrößernden Weitfeldokularen ausgestattet ist, wurden die Phasenübergänge beobachtet. Die Kalibration des Heiz-Kühltisches erfolgte unter Verwendung eines Eisbades (0 °C), flüssigen Stickstoffs (-196.8 °C) und synthetischen Standards (Syn Fline Inc. Denver; fünf Standards mit sechs Temperaturwerten zwischen -56.6 und +573 °C).

Die Genauigkeit und Reproduzierbarkeit der Messungen beträgt zwischen

-100 und +30 °C: ± 0.2 °C
-100 und -150 °C: ± 0.5 bis ± 3 °C
unter -150 °C: ca. ± 5 °C

Die Homogenisierungstemperaturen der H₂O-reichen Einschlüsse wurden mit einer Genauigkeit von ± 3 °C bestimmt. Temperaturen zwischen 0 und 100 °C sind zu ± 0.2 °C, darüber mit ± 1 °C reproduzierbar.

Neben dem Heiz-Kühltisch von Fluid Inc., Denver/USA sind Apparaturen der Firmen Chaixmeca, Frankreich (Arbeitsbereich -180 bis +600 °C) und Linkham, England (Arbeitsbereich ebenfalls -180 bis +600 °C) weit verbreitet. Technische Details, sowie Vor- und Nachteile der drei genannten kommerziell erwerblichen Geräte sind den Arbeiten von HOLLISTER et al. (1981) und ROEDDER (1984) zu entnehmen.

5 1.3. Mikrothermometrie

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse von kryo- und thermometrischen Untersuchungen (Mikrothermometrie) an Flüssigkeitseinschlüssen ausgewählter Gesteinsproben der Heimefrontfjella dargestellt. Das Prinzip dieser Methode besteht in der Messung der Temperaturen von Phasenübergängen in einem individuellen Einschluß. Mit Hilfe der Temperaturwerte wird zuerst auf die Zusammensetzung und Dichte der Einschlüsse geschlossen und anschließend anhand der Konstruktion individueller Isochoren, die während der Genese oder der Metamorphose herrschenden P-T-Bedingungen ermittelt.

5 1.3.1. H₂O-Einschlüsse

Die Homogenisierung der in den H₂O-Einschlüssen vorhandenen Flüssigkeits- und Gas-komponenten liefert einen Temperaturwert der den Bildungstemperaturen proportional ist, bzw. die minimale Bildungstemperatur des Minerals darstellt. Eine unter definierten P-T-Bedingungen eingeschlossene homogene H₂O-reiche fluide Phase bleibt beim Abkühlen entlang der Isochore einphasig, bis sich bei Erreichen der Zweiphasenkurve Gasflüssigkeit eine Blase bildet. Der Schnittpunkt der Isochore mit der Zweiphasenkurve

legt die Homogenisierungstemperatur T_h fest (Abb. 5.-1). Weil die Differenz zwischen der Einschluß- und der Homogenisierungstemperatur nicht allein durch Messung von T_h abgeleitet werden kann, ist eine sogenannte Druckkorrektur durchzuführen. Dazu ist es notwendig den während der Einschlußbildung herrschenden Druck zu bestimmen oder wenigstens größenordnungsmäßig abzuschätzen. Bei Kenntnis des Drucks und der Salinität der H_2O -reichen fluiden Phase können die tatsächlichen Bildungstemperaturen anhand der Druckkorrekturdiagramme von POTTER (1977) ermittelt werden. Die Diagramme wurden nur bis zu einem maximalen Druck von 2 kbar konstruiert. Es wird aber davon ausgegangen, daß die meisten Fluide bei Metamorphosebedingungen über 2 kbar eingefangen wurden. Daher sind die Druckkorrekturdiagramme hier nicht anwendbar.

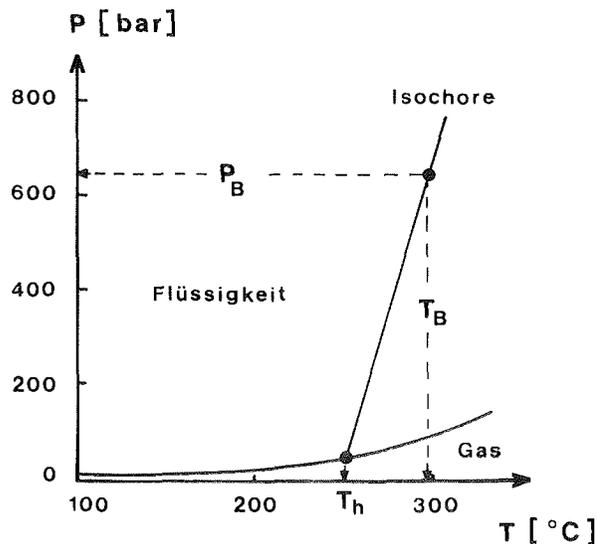


Abb. 5.-1: Schematische Darstellung des Zusammenhangs zwischen dem Bildungsdruck (P_B), der Bildungstemperatur (T_B) und der Homogenisierungstemperatur (T_h).

Der Schmelzbeginn eines H_2O -reichen Einschusses entspricht der eutektischen Temperatur des jeweiligen salinaren Systems. Die präzise Bestimmung dieser Temperatur erlaubt deshalb Rückschlüsse auf die Zusammensetzung der fluiden Phase. Es war aber häufig mikroskopisch sehr schwierig den exakten Schmelzbeginn zu ermitteln, da am Eutektikum nur äußerst wenig Schmelze gebildet wird, deren Volumen optisch meist nicht erkennbar ist (CRAWFORD 1981b). LEEDER et al. (1987) geben eine Zusammenstellung verschiedener Salz-Wasser-Systeme und deren Eutektika.

Mit Hilfe der Gefrierpunktniedrigung, d.h. der Messung der finalen Schmelztemperatur wird die Konzentration der in der eingeschlossenen fluiden Phase gelösten Salze be-

stimmt. Die Abweichung des Schmelzpunkts einer wässrigen salinaren Lösung von reinem Wasser spiegelt die Salinität der Lösung wieder. Mit folgender Formel für wässrige NaCl-Lösungen (POTTER et al. 1978) wurde die Salinität mittels der Gefrierpunktserniedrigung berechnet:

$$W_s = 1.76958 \cdot \Theta - 4.2384 \cdot 10^{-2} \cdot \Theta^2 + 5.2778 \cdot 10^{-4} \cdot \Theta^3$$

W_s : Gewichtsprozent NaCl in Lösung

Θ : Gefrierpunktserniedrigung in °C

Da verschiedene Salze den Gefrierpunkt von reinem Wasser unterschiedlich stark herabsetzen, kann die wahre Salinität nur abgeschätzt werden und wird deshalb in Gewichtsprozent NaCl äquivalent angegeben. Der Anteil anderer Salze an der Gefrierpunktserniedrigung läßt sich kryometrisch nur bedingt qualitativ ermitteln. In größeren Einschlüssen ($> 10 \mu\text{m}$) ist bei hochsalinaren Fluiden oft eutektisches und kotektisches Schmelzen zu erkennen. Anhand dieser Daten kann mittels graphischer Methoden das Verhältnis der gelösten Salze (z.B. NaCl-CaCl₂) bestimmt werden (CRAWFORD 1981b). Zur Analyse akzessorisch vorliegender Ionen müssen die einzelnen Einschlüsse zerstört werden. Die Fluidzusammensetzung wird sowohl mit konventionellen chemischen Standardtechniken (z.B. Atomabsorptionsspektralanalyse, Photometrie), als auch mit Hilfe aufwendigerer Verfahren (z.B. Neutronenaktivierungsanalyse, ICP-Atomemissionsspektroskopie) analysiert. Der Nachteil dieser Methoden besteht darin, daß die Inhalte mehrerer Einschlüsse und folglich verschiedener Generationen untersucht werden.

Außer Tf, dem Gefrieren des Einschlusses, wurden sämtliche Temperaturen von Phasenübergängen während des Heizvorgangs gemessen. Die Genauigkeit der Meßwerte ist von der Aufheizrate abhängig. Daher wurden in einem ersten Durchgang die gefrorenen Einschlüsse zur Abschätzung der ungefähren Temperaturbereiche der jeweiligen Phasenübergänge relativ schnell erwärmt, d.h. ca. 20 °C pro Minute. Zur exakten Beobachtung und Ermittlung der Temperaturwerte wurde bei der zweiten Messung die Heizgeschwindigkeit im Bereich der Phasenänderung drastisch auf etwa 5 °C pro Minute verringert. Die zweite Meßreihe wurde zur Überprüfung drei Mal, teilweise öfters wiederholt.

An allen Einschlüssen wurden immer zuerst die Tieftemperatur-Phasenübergänge gemessen, da das Einschlußvolumen beim Aufheizen durch 'stretching' oder Dekrepitation irreversibel verändert werden kann. Übersteigt nämlich die Differenz zwischen dem Innendruck des Einschlusses und dem externen Druck die Bindungsstärke des Minerals, wird der Einschluß - um die Druckdifferenz auszugleichen - entweder vergrößert (stretching) oder sogar zerplatzen (Dekrepitation). Anschließend wurden in den gesamten Einschlüssen die Phasenübergänge, die mit zunehmender Temperatur bis zur Homogenisierung auftraten, nacheinander ermittelt. Die Homogenisierungstemperatur T_h der wässrigen Einschlüsse wurde nach der 'cycling'-Technik (HOLLISTER et al. 1981, ROEDDER 1984) bestimmt. Dabei wird bis zur vermeintlichen Homogenisierungstemperatur aufgeheizt und anschließend gekühlt. Tritt die Gasblase sofort wieder auf und vergrößert langsam ihr Volumen liegt die Temperatur noch unter T_h . T_h wurde erreicht oder überschritten, wenn die Blase erst bei stärkerer Unterkühlung sprunghaft erscheint. Es wurden immer zuerst die Einschlüsse gemessen, die die niedrigsten Homogeni-

sierungstemperaturen erwarten ließen. Gewöhnlich besitzen die Einschlüsse mit den kleinsten Gasblasen, d.h. dem höchsten Füllungsgrad, die niedrigsten Homogenisierungstemperaturen (cf. Abb. 5.-26). Um die Messung undichter Einschlüsse auszugrenzen und zur Überprüfung der Genauigkeit wurde Th mindestens drei Mal wiederholt.

Folgende Phasenübergänge konnten je nach Einschlußzusammensetzung beobachtet werden:

- Tf: Gefrieren des Einschlusses
- Tim: Schmelzbeginn von Eis
- Tko: kotektisches Schmelzen einer Hydratphase
- Tm: finales Schmelzen von Eis
- Th: Homogenisierung von Gas in Flüssigkeit

Die Dichte und die Isochoren der H₂O-reichen Einschlüsse wurden unter der Voraussetzung eines NaCl-H₂O-Systems nach ZHANG & FRANTZ (1987) mit Hilfe des Computerprogramms Flincor (BROWN 1989) berechnet. In einem Teil der Einschlüsse sind aber aufgrund der niedrigen eutektischen (Glimmerschiefer PS 63 vom *Sumnerkammen*) oder finaler Schmelztemperaturen unterhalb -23.5 °C (Augengneis PS 136 vom *Sollienaben*), dem Eutektikum des System NaCl-KCl-H₂O, neben NaCl noch KCl, CaCl₂ und/oder MgCl₂ zu erwarten. Die Auswirkung dieser Salze auf die Steigung einer Isochore im System NaCl-H₂O ist jedoch sehr gering (DUKE et al. 1990). Um die maximalen und minimalen Bildungsbedingungen einzugrenzen, wurden die Isochoren jeweils für die Einschlüsse mit der niedrigsten und der höchsten Dichte kalkuliert.

5 1.3.2. CO₂-Einschlüsse

KERKHOFF (1988) unterscheidet in dem System CO₂-CH₄-N₂ zwei Einschlußtypen. Das Schmelzen von kristallinem CO₂ (S: solid) neben Flüssigkeit (L: liquid) und Gas (V: vapour) und die anschließende Homogenisierung ist für H-Typ-Einschlüsse charakteristisch (S+L+V \rightleftharpoons L+V \rightleftharpoons L oder V). Im Gegensatz dazu koexistiert in S-Typ-Einschlüssen neben kristallinem CO₂ nur Flüssigkeit oder Gas. Die letzte Phasenänderung stellt die Sublimation des Festkörpers in die flüssige oder gasförmige Phase dar (S+L+V \rightleftharpoons S+V \rightleftharpoons V oder S+L+V \rightleftharpoons S+L \rightleftharpoons L). Eine weitere Untergliederung ist nach der Anzahl der beobachteten Phasenübergänge möglich. Das Klassifikationsschema für H-Typ-Einschlüsse ist in Tab. 5.-1 angegeben. Weil alle untersuchten CO₂-Einschlüsse dem H-Typ zuzurechnen sind (cf. Kap. 5.-2.3), wird auf eine nähere Erläuterung des S-Typs verzichtet. Eine detaillierte Beschreibung der S-Typ-Einschlüsse wird von KERKHOFF (1988, 1990) gegeben.

Folgende Abkürzungen werden verwendet:

- Tf: Gefrieren des Einschlusses
- Tim: Beginn des Schmelzens
- Tm: finales Schmelzen
- Th: Homogenisierung von Gas in Flüssigkeit

Tab. 5.-1: Klassifikationsschema der H-Typ-Einschlüsse nach KERKHOFF (1990)

Typ	Charakteristika	Phasenübergänge
H1	annähernd reine CH ₄ -N ₂ -Einschlüsse, kein CO ₂	1: Th
H2	CO ₂ -Einschlüsse mit hohen CH ₄ -Konzentrationen, kein N ₂ ; können mit konventionellen Heiz-Kühl- Tischen nicht vollständig gefroren werden	2: Tm und Th
H3	hohe CO ₂ -Konzentrationen; Phasenänderungen entsprechen denen reiner CO ₂ -Einschlüsse	3: Ti, Tm und Th
H4	CO ₂ -Einschlüsse mit höheren N ₂ - oder CH ₄ - Konzentrationen; zeigen eine partielle Homogenisierung (Ths)	4: Ths, Ti, Tm und Th
H5	reine CO ₂ -CH ₄ -Einschlüsse; Th ≈ Tm	5: Ti, Ths, Ti (L), Tm, Tm, Th (L)

Ebenfalls mittels des Computerprogramms Flincor wurden die Isochoren der CO₂-Einschlüsse nach HOLLOWAY (1981) ermittelt. Eventuell vorhandene H₂O-Gehalte erhöhen die Steigung der Isochoren (DUKE et al. 1990). Das Fehlen von Klathratschmelzen spricht aber gegen H₂O-Anteile, obwohl bis zu 15 Vol.-% H₂O an den Wänden scheinbar reiner CO₂-Einschlüsse optisch nicht erkennbar sind (ROEDDER 1984).

5 2. Ergebnisse der Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen

Die mikrothermometrisch ermittelten Meßwerte und die daraus berechneten Salinitäten der Einschlüsse der untersuchten Gesteinsproben sind im Anhang (A-27, A-28) aufgeführt.

Alle gemessenen Einschlüsse befanden sich in Quarz. Trotz intensiver Suche konnten in anderen Mineralphasen wie z.B. Granat und Feldspat keine Flüssigkeitseinschlüsse gefunden werden. An insgesamt 317 mikrothermometrisch untersuchten Einschlüssen wurden ungefähr 1000 Messungen vorgenommen.

5 2.1 Probenauswahl

Nachstehend sind die Gesichtspunkte dargestellt, die zur Auswahl der Proben für die Flüssigkeitseinschlußmessungen führten. Nach dem Geländebefund werden amphibolit- und granulitfazielle Kristallingesteine in dem südlichen Teilgebiet der Heimefrontfjella (Tottanfjella) durch eine mylonitische Scherzone voneinander getrennt (ARNDT et al.

1987). Es ist aber noch nicht bekannt, ob in den Bereichen Sivorgfjellas westlich der Scherzone ebenfalls granulitfazielle Gesteine auftreten. Da amphibolit- und granulitfazielle Areale häufig durch unterschiedliche Einschlußtypen charakterisiert werden (cf. Kap. 5.-1.1), wurde eine Augengneisprobe vom *Sollienabben* (Nordwest-Sivorgfjella; der Nunatak liegt westlich der Scherzone), die außerdem als einziges untersuchtes Gestein neben Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit auch Orthopyroxene aufweist, ausgewählt. Weil die Abschätzung der P-T-Bedingungen für die amphibolitfaziellen Gebiete der nördlichen, zentralen und südlichen Sivorgfjella keine signifikanten Unterschiede ergab (nur eine geringfügige Druckzunahme von ca. 2 kbar, bei vergleichbaren Metamorphosetemperaturen), müßte sich dieses Ergebnis auch in der Charakteristik der Flüssigkeitseinschlüsse ausdrücken. Daher wurden jeweils ein Glimmerschiefer und ein Augengneis aus dem nördlichen und südlichen Teilbereich untersucht. Diese Auswahl zeigt weiterhin, ob die Einschlüsse innerhalb der beiden unterschiedlichen Gesteinstypen variieren. Die Abschätzung der Metamorphosebedingungen läßt den Schluß auf eine Druckzunahme von Nord- nach Süd-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella zu (cf. Kap. 4.-5). Daher wurde ein Glimmerschiefer von Nord-Tottanfjella (*Sumnerkammen*) zur Messung der Flüssigkeitseinschlüsse ausgesucht.

Für die Einschlußuntersuchungen wurden folgende sechs Proben herangezogen:

- Nord-Sivorgfjella: (Granat-Plagioklas-Quarz-Hornblende-Biotit)-Schiefer PS 108 vom Gramkroken
Augengneis PS 102 vom Wrighthamaren
- Nordwest-Sivorgfjella: Augengneis PS 136 vom Sollienabben
- Süd-Sivorgfjella: Glimmerschiefer PS 4 vom Ristinghortane
Augengneis PS 82 vom Bieringmulen
- Nord-Tottanfjella: Glimmerschiefer PS 63 vom Sumnerkammen

Da sich die untersuchten Einschlüsse in den Gesteinen Nord- und Süd-Sivorgfjellas in ihrer Zusammensetzung nur geringfügig unterscheiden werden sie in einem Kapitel zusammengefaßt.

5 2.2. Nord- und Süd-Sivorgfjella

In den untersuchten Gesteinen von Nord-Sivorgfjella (Schiefer PS 108 vom *Gramkroken* und Augengneis PS 102 vom *Wrighthamaren*) und dem Glimmerschiefer PS 4 vom *Ristinghortane* (Süd-Sivorgfjella) befinden sich sehr viele Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzkristallen. Im Gegensatz dazu liegen in dem Augengneis PS 82 vom *Bieringmulen* (Süd-Sivorgfjella) deutlich weniger Flüssigkeitseinschlüsse, dafür aber relativ oft Schmelzeinschlüsse in den Quarzen vor (Abb. 5.-2). Nur zwei unterschiedliche Arten von Fluideinschlüssen konnten identifiziert werden:

- einphasige Einschlüsse (Typ 1)

Bei diesen lassen sich wiederum zwei Typen unterscheiden:

* Typ 1a zeigt erkennbare und meßbare Phasenübergänge

* Typ 1b ohne erkennbare Phasenübergänge im Temperaturbereich zwischen -196 und +30°C

- zweiphasige Einschlüsse (Typ 2)

In allen vier untersuchten Gesteinen sind zweiphasige Einschlüsse zu finden. Einphasige Einschlüsse treten nur in zwei Proben und hier extrem selten auf. Typ 1a kommt in dem Augengneis PS 102, Typ 1b in dem Glimmerschiefer PS 4 vor.

Während die einphasigen Einschlüsse des Typs 1a nur aus einer wässrigen salinaren Lösung bestehen, tritt in den zweiphasigen (Typ 2) zusätzlich eine Gasblase auf. Tochterminerale oder Festeinschlüsse wurden nie beobachtet. Die Größe der Einschlüsse variiert von <1 bis max. 21 μm (jeweils längster Durchmesser), wobei die Mehrzahl in dem Bereich zwischen 4 und 10 μm liegt. Ihre Gestalt scheint vielfach im Zusammenhang mit der Größe zu stehen. Kleine Einschlüsse sind meist rundlich bis oval, vereinzelt auch länglich ausgebildet. Unregelmäßige, amöboide Formen sind für größere Flüssigkeitseinschlüsse typisch. Eine negative Kristallgestalt ist äußerst selten ausgebildet. Die zweiphasigen H_2O -reichen Einschlüsse kommen zusammen mit den einphasigen vor. Sie treten größtenteils in Gruppen oder auf verheilten Bruchzonen und Rissen auf (Abb. 5.-3). Dabei überschreiten die Einschlußbahnen häufig die einzelnen Korngrenzen. Eine eindeutige Zuordnung der einzelnen Einschlüsse zum Kristallwachstum, eine genetische Klassifikation, ist äußerst selten möglich. Daher werden alle gemessenen Einschlüsse in den Proben PS 4, 82, 102 und 108 als sekundär aufgefaßt. Die verheilten, einschlußreichen Bruchzonen sind annähernd parallel angeordnet, kreuzende Rißsysteme sind

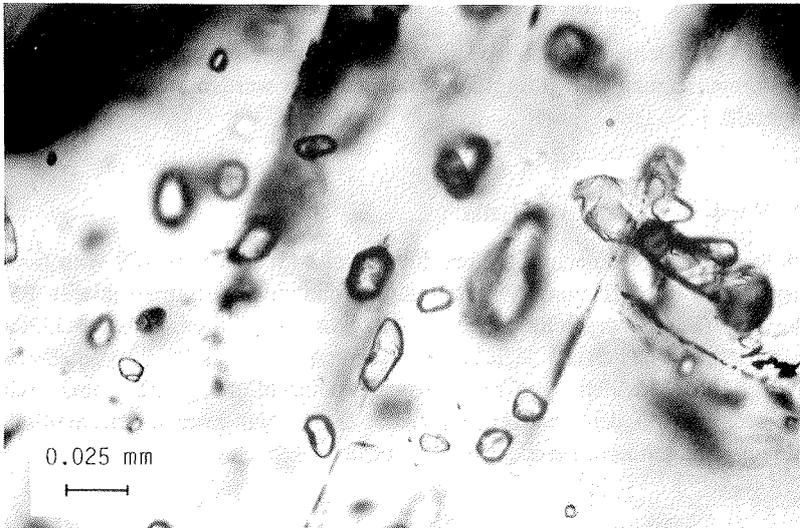


Abb. 5.-2: Schmelzeinschlüsse in einem Quarzkristall; Augengneis von Süd-Sivorgfjella (Probe PS 82).

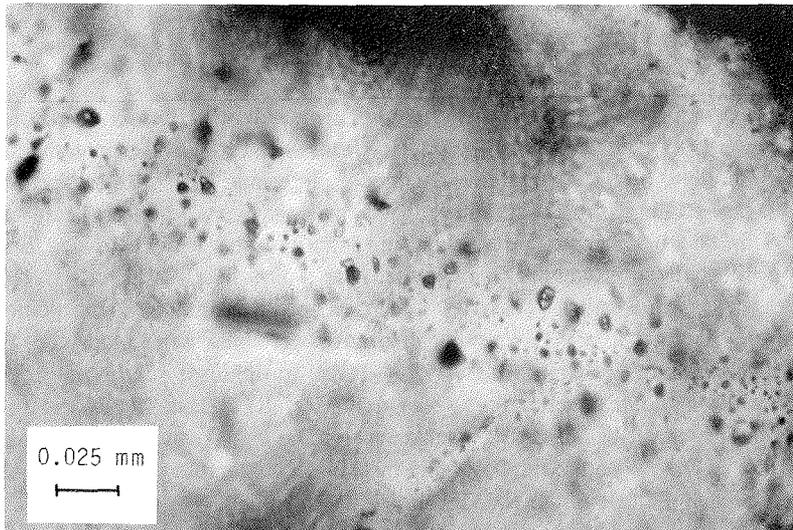


Abb. 5.-3: Sekundäre, zweiphasige H₂O-Einschlüsse auf einer verheilten Bruchzone; Glimmerschiefer von Süd-Sivorgfjella (Probe PS 4).

verhältnismäßig selten. Daher ist es nicht möglich verschiedene Einschlußgenerationen zu unterscheiden und eine relative Altersabfolge festzulegen. Stark getrübe, dekrepitierte Einschlüsse sind gelegentlich zu beobachten.

An den einphasigen Einschlüssen des Typs 1a wurde, anhand des Phasenübergangs beim finalen Eisschmelzen, T_m in einem Bereich von -2.8 bis -0.7 °C gemessen. Da wässrige Lösungen beim Abkühlen zu farblosem Eis kristallisieren, diese Umwandlung mikroskopisch aber nur sehr schwer erkennbar ist, konnte der Gefrierpunkt (ungefähr -40 °C) nicht immer bestimmt werden. In der Literatur werden einphasige Flüssigkeitseinschlüsse beschrieben die beim Kühlen oder Aufheizen eine Gasblase entwickeln (cf. HOLLISTER et al. 1981, KLEMD 1987). Dieses Phänomen wurde jedoch nie beobachtet. Die einphasigen Einschlüsse dekrepitieren nicht bei geringeren Temperaturen als die mit ihnen vergesellschafteten zweiphasigen Einschlüsse. Das spricht gegen die Bildung der Einschlüsse unter niedrigeren Temperaturbedingungen und deutet auf eine bei Standardbedingungen (25 °C; 1013 HePa) metastabile Flüssigkeit hin.

Für das Auftreten von einphasigen Einschlüssen, die keinen Phasenübergang beim Gefrieren zeigen (Typ 1b), kommen nach ROEDDER (1984) folgende vier Möglichkeiten in Frage:

- 1) metastabile unterkühlte Flüssigkeitseinschlüsse
- 2) geringsalinare wässrige Lösungen
- 3) kristalline oder glasige Festeinschlüsse
- 4) Gaseinschlüsse extrem niedriger Dichte

Metastabile unterkühlte Fluide sind meist nur in äußerst kleinen Einschlüssen, die hochgradig saline Lösungen enthalten zu finden (ROEDDER 1984). Die untersuchten einphasigen Einschlüsse besitzen zwar eine entsprechend geringe Größe (durchschnittlich 2-6 μm), liegen jedoch immer zusammen mit zweiphasigen Flüssigkeitseinschlüssen niedriger Salinität vor. Daher sind starke Konzentrationsunterschiede in den Lösungen der beiden Einschlußarten nicht zu erwarten. Die wahrscheinlichste Erklärung bietet Punkt zwei, denn geringsalinare wässrige Lösungen gefrieren in Sekundenbruchteilen zu einem klaren, durchsichtigen Eiskristall, der aufgrund seiner sehr niedrigen Doppelbrechung nicht erkannt wird (ROEDDER 1984). Diese Einschlüsse schmelzen beim Aufheizen oft in der Nähe des Nullpunkts - oder darüber, falls metastabil - in einem winzigen Temperaturintervall das leicht zu übersehen ist. Die enge textuelle Assoziation mit geringsalinaren H_2O -reichen zweiphasigen Einschlüssen unterstützt diese Interpretation. Die letzten beiden Fälle sind unwahrscheinlich, können jedoch durch petrographische Beobachtungen unter dem Mikroskop nicht ausgeschlossen werden.

In den zweiphasigen Einschlüssen (Typ 2) wird bei Raumtemperatur eine Gasblase vollständig von einer wässrigen Lösung umgeben. Die Blasengröße beträgt in dem Glimmerschiefer PS 4 und dem Augengneis PS 102 durchschnittlich 10-20 Vol.-%, in den Proben PS 82 10-30 Vol.-% und PS 108 20-40 Vol.-% des jeweiligen Einschlusses (Abb. 5.-4).

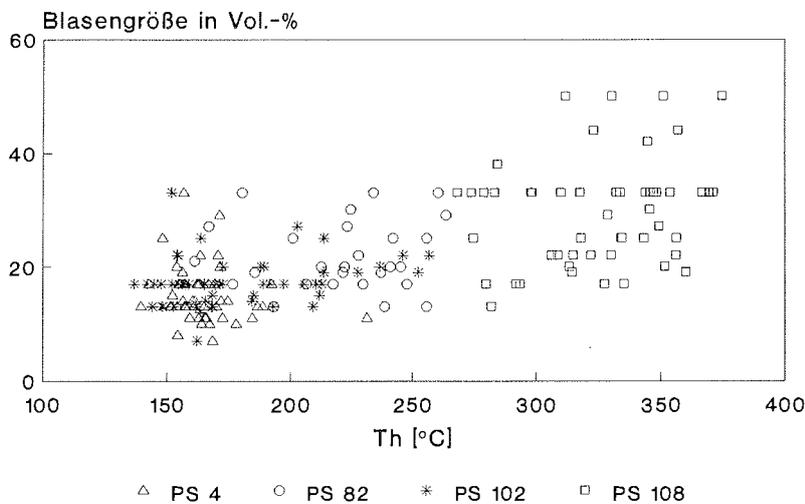


Abb. 5.-4: Abhängigkeit der Homogenisierungstemperatur T_h der H_2O -reichen Einschlüsse vom Gasvolumen. (Glimmer)-Schiefer PS 4, 108 und Augengneis PS 82, 102 von Nord- und Süd-Sivorgfjella.

Beim Abkühlen verschwinden die kleinen Blasen durch die Volumenzunahme bei der abrupten Kristallisation von Eis vollständig (PS 4 und 102), während die größeren entweder meist deutlich sichtbar eingedrückt werden (PS 82) oder nur äußerst selten eine Volumenabnahme der Gasblase zeigen (PS 108). Die Gefrieretemperatur liegt für alle Einschlüsse, soweit erkennbar, zwischen -34 und -51 °C.

Häufig war es optisch sehr schwierig den Schmelzbeginn zu ermitteln, da bei niedrigsalinaren Fluiden am Eutektikum nur äußerst wenig Schmelze gebildet wird. Bei den zweifelsfrei erkannten Fällen liegt der Schmelzbeginn immer über -20 °C, was auf ein NaCl-KCl-H₂O dominantes System hinweist (ROEDDER 1984). Teilweise ergaben sich große Temperaturdifferenzen (max. 15 °C) zwischen T_{im} und T_m , wobei die wässrigen Einschlüsse mit dem niedrigsten Schmelzbeginn auch die geringsten finalen Schmelztemperaturen und damit die höchsten Salinitäten aufweisen.

Am finalen Schmelzpunkt erscheinen die verschwundenen Gasblasen plötzlich wieder und die deformierten Blasen nehmen schlagartig ihre ursprüngliche Größe ein. Die Salinität der Fluide wurde anhand der Gefrierpunktserniedrigung, d.h. der ermittelten Temperatur des Phasenübergangs beim finalen Eisschmelzen nach POTTER et al. (1978) für wässrige NaCl-Lösungen bestimmt. Die meisten finalen Schmelztemperaturen der sekundären Einschlüsse der Proben PS 82, 102 und 108 liegen zwischen -2 und -1 °C (Abb. 5.-5), was einer Konzentration von 3.4 bis 1.7 Gew.-% NaCl äquivalent entspricht. Vereinzelt wurden Werte bis -4.2 °C für T_m gemessen, entsprechend 6.7 Gew.-% NaCl

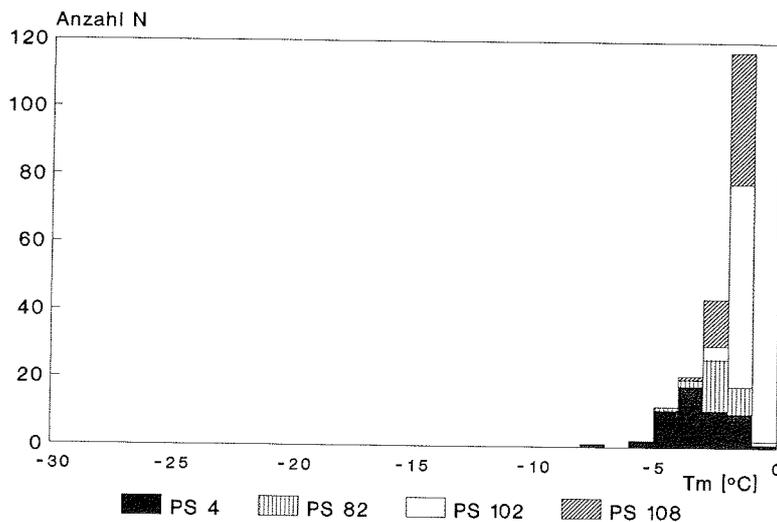


Abb. 5.-5: Häufigkeitsverteilung der finalen Schmelztemperaturen T_m der H₂O-reichen Einschlüsse in den (Glimmer)-Schiefern PS 4, 108 und Augengneisen PS 82, 102 von Nord- und Süd-Sivorgfjella.

äquivalent. Geringfügig größer ist die Variationsbreite der ermittelten Schmelztemperaturen der sekundären Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 4 (-7.9 bis -0.5 °C, d.h. 11.6-0.9 Gew.-% NaCl äquivalent) (Abb. 5.-5). Die meisten Werte konzentrieren sich in dem Bereich zwischen -5 und -1 °C, mit einem Maximum bei -4 bis -3 °C.

Aufgrund der relativ geringen Variationsbreite der gemessenen finalen Schmelztemperaturen und damit der Salinitäten wird davon ausgegangen, daß in den Mineralen dieser Gesteinsproben die gleiche homogene Phase eingeschlossen wurde. Optisch wurden in den zweiphasigen H₂O-reichen Einschlüssen weder CO₂ noch andere Gase wie z.B. CH₄, N₂ oder H₂S bemerkt. Da in den Einschlüssen auch kein Klathratschmelzen beobachtet werden konnte, wird davon ausgegangen, daß es sich um H₂O-reiche Lösungen ohne Anteile anderer Gase handelt.

Beim Aufheizen homogenisiert die Gasblase immer in die flüssige Phase. Die Homogenisierungstemperaturen befinden sich zwischen 130 und 380 °C (Abb. 5.-6). Da sich die gemessenen Werte der vier untersuchten Proben zum Teil deutlich unterscheiden sind nachstehend die Homogenisierungstemperaturen zusammengefaßt:

- Glimmerschiefer PS 4 vom *Ristinghortane*: 130-230 °C; Maximum: 150-170 °C
- Augengneis PS 82 vom *Bieringmulen*: 160-270 °C; Maximum: 220-250 °C
- Augengneis PS 102 vom *Wrightthamaren*: 130-260 °C; Maximum: 150-170 °C
- Schiefer PS 108 vom *Gramkroken*: 260-380 °C; Maximum: 340-350 °C

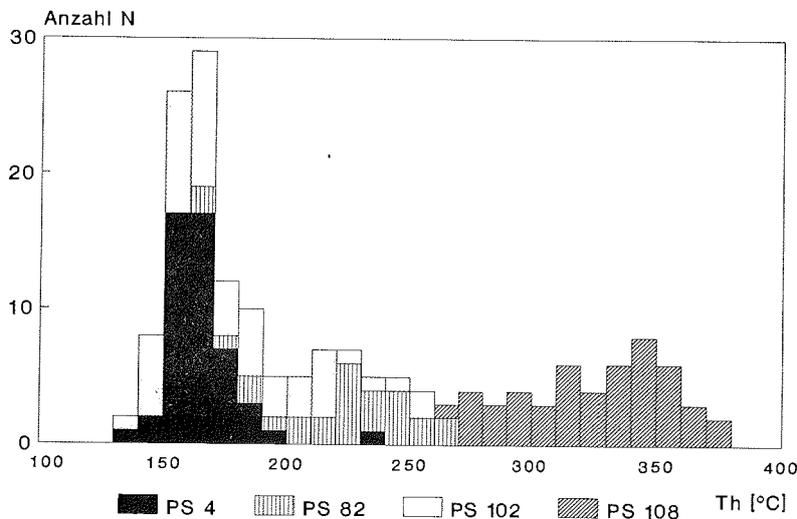


Abb. 5.-6: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen Th der H₂O-reichen Einschlüsse in den (Glimmer)-Schiefern PS 4, 108 und Augengneisen PS 82, 102 von Nord- und Süd-Sivorgfjella.

Der Zusammenhang zwischen T_h und der Blasengröße des Einschlusses - mit zunehmendem Gasvolumen steigt die Homogenisierungstemperatur an - ist in Abb. 5.-4 dargestellt. Eine positive Korrelation zwischen dem Einschlußvolumen und der Homogenisierungstemperatur weist auf eine Reequilibration während der Heraushebung der Gesteinseinheit hin, weil größere Einschlüsse schneller und in einem stärkeren Umfang als kleine reequilibrieren (HALL et al. 1991). Da jeweils nur der längste Durchmesser der rundlichen bis langgestreckten Flüssigkeitseinschlüsse ermittelt wurde, ist keine Aussage bezüglich des Einschlußvolumens zu treffen, so daß keine Hinweise auf eine Reequilibration aus dem Zusammenhang Volumen-Homogenisierungstemperatur abgeleitet werden können. Für eine Reequilibration sprechen aber die streuenden Homogenisierungstemperaturen der Einschlüsse, die auf einer Fluidbahn angeordnet sind.

In Abb. 5.-7 ist die finale Schmelztemperatur T_m gegen die Homogenisierungstemperatur T_h aufgetragen. Wie für ein System mit kolligativen Eigenschaften typisch, nehmen die Homogenisierungstemperaturen der Einschlüsse in dem Glimmerschiefer PS 4 mit steigender finaler Schmelztemperatur ab. Bei einer ähnlichen Salinität, d.h. einer vergleichbaren finalen Schmelztemperatur weisen die Flüssigkeitseinschlüsse der Gesteine PS 82, 102 und 108 variable Homogenisierungstemperaturen auf.

In der vorliegenden Arbeit wird dieses Phänomen durch Modifikation des Einschlusses nach dessen Bildung erklärt. Eine homogen zusammengesetzte fluide Phase (identische Salinität) ist in den Einschlüssen eingefangen. Infolge der Deformation und anschließenden Rekristallisation des Wirtminerals wird der Einschluß entweder undicht (leakage) und verliert somit Flüssigkeit oder das Einschlußvolumen vergrößert sich (stretching) (KERRICH 1976). Dadurch nimmt das Gasvolumen zu und infolgedessen steigt die Homogenisierungstemperatur.

Auch das sogenannte necking-down kann zu der Schwankungsbreite der Homogenisierungstemperaturen beitragen (ROEDDER 1984). Dabei handelt es sich um die Genese mehrerer kleiner Einschlüsse aus einem größeren durch Auskristallisation gelöster Substanz des Wirtminerals. Fand bereits vor dem necking down ein Phasenübergang statt, besitzen die neuentstandenen Einschlüsse meist differierende Zusammensetzungen und Dichten. Infolge eines unterschiedlichen Füllungsgrades (Verhältnis des Flüssigkeitsvolumens zum Gesamtvolumen) werden somit in benachbarten Einschlüssen streuende Homogenisierungstemperaturen gemessen. Soweit erkennbar wurden durch necking-down gebildete Einschlüsse von der Untersuchung ausgeschlossen.

Da auch keinerlei Hinweise auf den Einschluß eines heterogenen Systems, wie z.B. zwei unmischbare Flüssigkeiten oder eine siedende fluide Phase vorliegen, müssen leakage-Effekte als die wahrscheinlichste Erklärung für die unterschiedlichen Homogenisierungstemperaturen der drei Gesteinsproben angesehen werden.

Während die Homogenisierungstemperaturen innerhalb der Proben PS 82, 102 und 108 jeweils in einem Bereich von 100 bis 150 °C schwanken, sind die gemessenen Werte des Glimmerschiefers PS 4 äußerst konstant und liegen größtenteils in einem Intervall von 20 °C (Abb. 5.-6). Nachstehend wird eine Erklärungsmöglichkeit für die durch leakage-Effekte hervorgerufene Streuung der Homogenisierungstemperaturen und deren differierende Variationsbreite angeboten. Wegen der konstanten Salinitätswerte in den Ein-

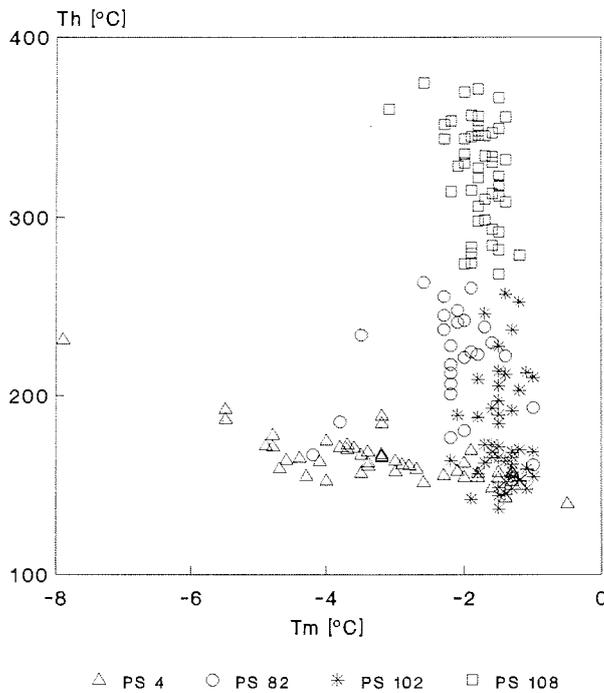


Abb. 5.-7: Variation der Homogenisierungstemperaturen T_h in Abhängigkeit von den finalen Schmelztemperaturen T_m der H_2O -reichen Einschlüsse in den (Glimmer)-Schiefern PS 4, 108 und den Augengneisen PS 82, 102 von Nord- und Süd-Sivorgfjella.

schlüssen der vier untersuchten Gesteinsproben ist anzunehmen, daß die gleiche homogene fluide Phase eingeschlossen wurde. Bei der Heraushebung der Gesteinspartien reequilbrierten die Einschlüsse aller Proben. Durch eine Scherbewegung bildete sich am Nordwest-Rand der Heimefrontfjella eine 2-3 km breite, Nordost-Südwest streichende Mylonitzone. Auch im Umfeld der Scherzone kam es zu einer tektonischen Beanspruchung der Gesteine, die sich unter anderem in der Deformation und anschließenden Rekristallisation der mikroskopisch undulös auslöschenden Quarze ausdrückt. Alle gemessenen Einschlüsse befanden sich in Quarz. Da die Gesteine entweder in unmittelbarer Nähe (Augengneis PS 82 vom *Bieringmulen*) oder in der weiteren Umgebung (Glimmerschiefer PS 108 vom *Gramkroken* und Augengneis PS 102 vom *Wrighthamaren*) der Scherzone beprobt wurden, sind strain induzierte leakage-Effekte für die Unterschiede und die Schwankungsbreite der Homogenisierungstemperaturen verant-

wortlich zu machen. Wegen der großen räumlichen Entfernung (≈ 25 km) wirkte sich die Scherbewegung, mit der eine intensive Mylonitisierung der Gesteine verbunden war, in dem Glimmerschiefer PS 4 vom *Ristinghortane* nicht aus, so daß die Einschlüsse noch die Bedingungen der Reequilibration anzeigen und daher eine sehr enge Konzentration der Homogenisierungstemperaturen aufweisen. Unterschiedliche Metamorphosebedingungen führen zwar ebenfalls zu einer beträchtlichen Variation der Homogenisierungstemperaturen, können aber dennoch ausgeschlossen werden, weil sich für das gesamte Gebiet Sivorgfjellas südöstlich der Scherzone konstante amphibolitfaziale Bedingungen ergaben, ohne Hinweise auf eine mögliche polymetamorphe Genese der Gesteine.

Zur Dichtebestimmung nach ZHANG & FRANTZ (1987) wurden je Probe die Einschlüsse mit der niedrigsten und der höchsten Homogenisierungstemperatur herangezogen. Die Dichte eines Einschlusses ist sowohl von der Salinität der fluiden Phase, als auch vom Verhältnis Flüssigkeit zu Gas abhängig. Weil die finalen Schmelztemperaturen und somit die Salinitätswerte der vier Proben relativ konstant sind, ist damit zu rechnen, daß die Dichte mit dem Füllungsgrad variiert. Erwartungsgemäß besitzen die Einschlüsse mit dem größten Füllungsgrad (87-89%) die höchste Dichte (0.93-0.94 g/cm³, Glimmerschiefer PS 4). Die Abnahme des Flüssigkeitsvolumens und der damit verbundene Anstieg des Gasanteils verändert die Dichte folgendermaßen:

- 0.80-0.95 g/cm³, Füllungsgrad: 78-83% (Augengneis PS 102)
- 0.82-0.92 g/cm³, Füllungsgrad: 71-79% (Augengneis PS 82)
- 0.58-0.79 g/cm³, Füllungsgrad: 50-67% (Schiefer PS 108)

5 2.3. Nordwest-Sivorgfjella

Zwei unterschiedliche Einschlußarten treten in dem Augengneis PS 136 vom *Sollienabben* auf. Häufig sind saline H₂O-Einschlüsse, die eine Gasblase enthalten, zu finden. Die Blase nimmt überwiegend 20-45 Vol.-% des gesamten Einschlusses ein (Abb. 5.-8). Untergeordnet kommen einphasige CO₂-dominante Einschlüsse vor (Abb. 5.-9). Obwohl die beiden Arten nie gemeinsam entlang eines Rißsystems auftreten, unterscheiden sie sich weder in ihrer Größe (schwankt zwischen <1 und 18 μ m, durchschnittlich 6-12 μ m), noch in ihrer Ausbildung voneinander. Während unregelmäßige Formen die größeren Flüssigkeitseinschlüsse charakterisieren, sind die kleineren überwiegend rundlich bis oval ausgebildet. Es konnten keine Tochterminerale oder Festeinschlüsse beobachtet werden. Um einige größere, stark getrübe H₂O-reiche Einschlüsse befinden sind Dekrepiationshöfe (cf. TOURET im Druck). Dies weist nach PECHER (1981) auf eine deutliche Druckerniedrigung während der Heraushebung der Gesteinspartien hin. Dabei übersteigt der interne Druck, der bei der Einschlußbildung herrschte, den externen Druck. Meistens kommen die Fluideinschlüsse auf verheilten Bruchzonen vor, die oft die Korngrenzen queren. Einzeln oder in Gruppen vorliegende Einschlüsse sind selten. Sie werden daher alle als sekundär angesehen. Die Rißsysteme auf denen die beiden Einschlußarten angeordnet sind kreuzen sich manchmal (Abb. 5.-10). An diesen Schnittpunkten konnten vereinzelt gemischte H₂O-CO₂-Einschlüsse identifiziert werden, die jedoch bereits teilweise dekrepitiert waren. Die CO₂-reiche Phase ist vermutlich nach der

H₂O-reichen salinaren Lösung eingeschlossen worden, weil die CO₂-Einschlüsse im Gegensatz zu den H₂O-reichen nur äußerst selten Anzeichen einer Dekrepitation aufweisen.

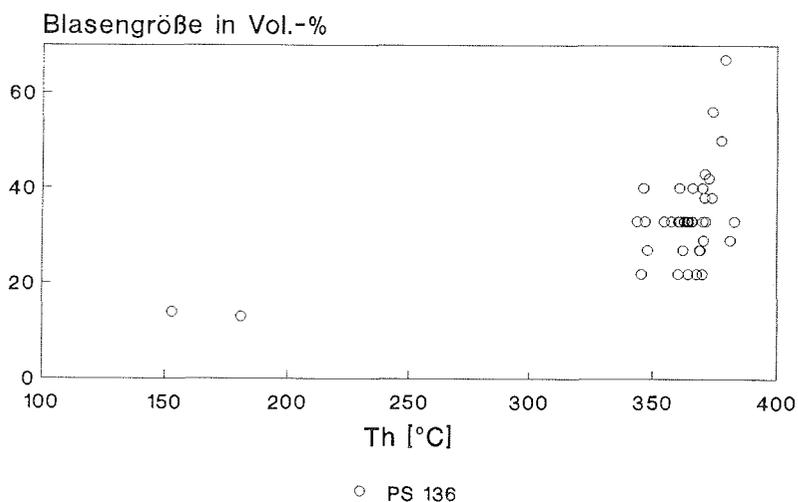


Abb. 5-8: Abhängigkeit der Homogenisierungstemperatur Th der H₂O-reichen, salinaren Einschlüsse vom Gasvolumen; Augengneis PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

Beim Gefrieren der H₂O-reichen zweiphasigen Einschlüsse wird die Gasblase größtenteils unmerklich oder nur leicht eingedrückt. Die Gefriertemperatur liegt zwischen -57 und -40 °C, konnte aber nicht immer ermittelt werden. Es war in keinem Fall möglich die Temperatur des Schmelzbegins zu bestimmen, da am eutektischen Punkt nur äußerst wenig Schmelze gebildet wird, deren Volumen optisch nicht erkennbar ist (cf. CRAWFORD 1981b). Abgesehen von zwei Werten befinden sich die finalen Schmelztemperaturen in dem Intervall von -30 bis -23 °C, bei einem Maximum zwischen -27 und -25 °C (Abb. 5.-11). Daraus ergeben sich Salinitäten von 24.7 bis 29.2 Gew.-% NaCl äquivalent. Aufgrund finaler Schmelztemperaturen von -30 °C müssen neben Na⁺ und K⁺ noch andere Kationen wie Ca²⁺ und/oder Mg²⁺ in der Lösung vorliegen, denn sowohl die Temperatur eines möglichen metastabilen Eutektikums in dem System NaCl-H₂O bei ungefähr -28 °C, als auch die eutektischen Temperaturen der Systeme NaCl-H₂O (Te=-21.1 °C) und NaCl-KCl-H₂O (Te=-23.5 °C) werden unterschritten. Die beiden Einschlüsse mit den höchsten finalen Schmelztemperaturen (-4.4 bzw. -1.3 °C, entsprechend 7.0 bzw. 2.2 Gew.-% NaCl äquivalent) sind mit den höhersalinaren Einschlüssen auf einem Rißsystem vergesellschaftet und unterscheiden sich optisch nicht von diesen. Weil die beiden Einschlüsse kein Tochtermineral besitzen, kann die geringe

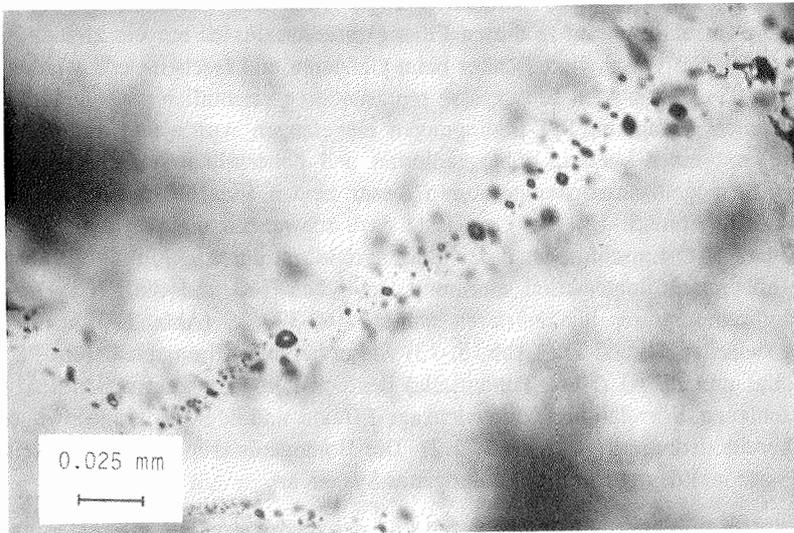


Abb. 5.-9: Sekundäre, einphasige CO_2 -Einschlüsse; Augengneis von Nordwest-Sivorgfjella (Probe PS 136).

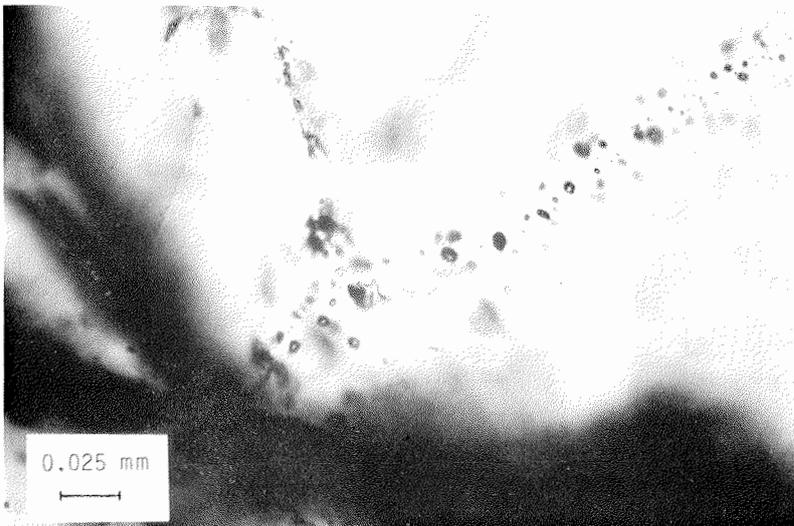


Abb. 5.-10: Auf verheilten Rißsystemen angeordnete einphasige CO_2 - (rechte obere Bildhälfte) und zweiphasige H_2O -Einschlüsse (linke obere Bildhälfte) kreuzen sich (ungefähr in der Bildmitte). An dem Schnittpunkt sind gemischte H_2O - CO_2 -Einschlüsse identifizierbar, die jedoch bereits dekrepitiert sind; Augengneis von Nordwest-Sivorgfjella (Probe PS 136).

Salinität nicht auf die Auskristallisation eines Teils des Fluidinhalts zurückgeführt werden. Die Gasblase nimmt in diesen Flüssigkeitseinschlüssen nur ein kleines Volumen ein (13-14 %). Sie verschwindet daher beim Gefrieren und erscheint erst wieder bei Erreichen von T_m . Die beiden Einschlüsse repräsentieren vermutlich eine jüngere Generation, die unter geringeren P-T-Bedingungen eingefangen wurde und auf der gleichen Bruchzone mit einer älteren, höhergradierten und höhersalinaren Generation auftritt. Auch die Homogenisierungstemperaturen dieser beiden Einschlüsse sind niedrig (153 bzw. 181 °C) (Abb. 5.-12). Im Gegensatz dazu schwanken die Werte für T_h bei den hochsalinaren H_2O -Einschlüssen, deren Blasengröße mit durchschnittlich 20-45 % einen deutlich höheren Volumenanteil einnimmt, zwischen 340 und 390 °C. Die Homogenisierungstemperaturen konzentrieren sich bei 360-370 °C (Abb. 5.-12). Ein Zusammenhang zwischen T_h und T_m (Abb. 5.-13) wie er bei den Glimmerschiefern PS 4 (Süd-Sivorgfjella) und PS 63 (Nord-Tottanfjella) deutlich wird, ist nicht ersichtlich. Gründe für die fehlende Korrelation können leakage-Effekte und/oder necking-down sein und wurden bereits diskutiert (cf. Kap. 5.-2.2). Die Homogenisierung erfolgte jeweils in die liquide Phase und deutet somit ein homogenes System an.

Anhand der Einschlüsse mit der höchsten und der niedrigsten Homogenisierungstemperatur wurde die Dichte nach ZHANG & FRANTZ (1987) berechnet. Die höhersalinaren Einschlüsse der älteren Generation weisen eine Dichte zwischen 0.87 und 0.91 g/cm³ auf. Sie beträgt in den beiden jüngeren, niedrigsalinaren Einschlüssen 0.93 bzw. 0.94 g/cm³.

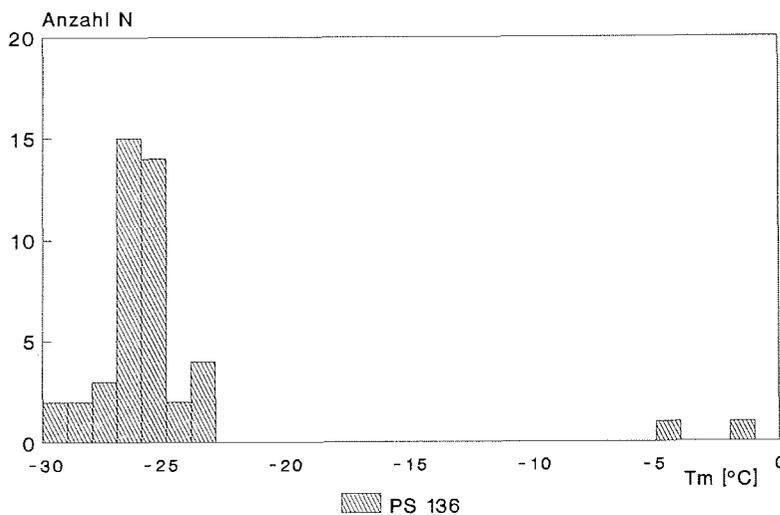


Abb. 5.-11: Häufigkeitsverteilung der finalen Schmelztemperaturen T_m der H_2O -reichen, salinaren Einschlüsse des Augengneises PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

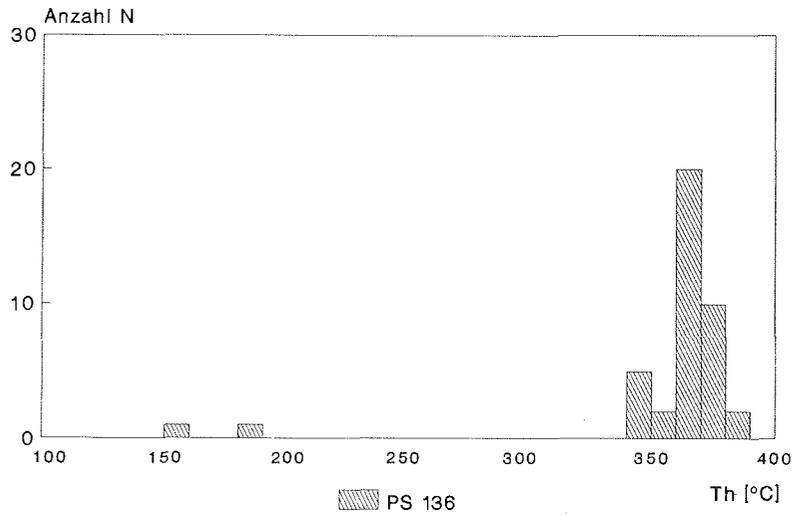


Abb. 5.-12: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen T_h der H_2O -reichen, salinaren Einschlüsse des Augengneises PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

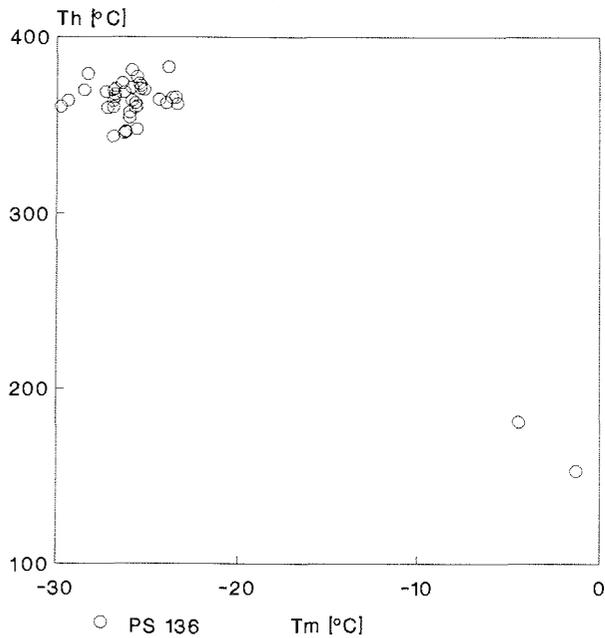


Abb. 5.-13: Variation der Homogenisierungstemperaturen T_h in Abhängigkeit von den finalen Schmelztemperaturen T_m der H_2O -reichen, salinaren Einschlüsse des Augengneises PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

Beim Kühlen der einphasigen CO_2 -dominanten Einschlüsse erscheint eine Gasblase, die sich mit sinkender Temperatur vergrößert. Infolge des Gefrierens der Flüssigkeit zwischen -98 und -103 °C bilden sich viele kleine CO_2 -Kristalle, die das Licht stark streuen, wodurch sich der Einschluß in Sekundenbruchteilen verdunkelt. Durch anschließende schnelle Rekrystallisation zu einem CO_2 -Kristall klart der Flüssigkeitseinschluß wieder auf (HOLLISTER et al. 1981). Weiteres Abkühlen bis zur apparativ möglichen Minimaltemperatur von -196 °C führt bei Anwesenheit von CH_4 und/oder N_2 zu dessen/deren Kondensation aus der Gasphase. Diese Phasenänderung wurde jedoch in keinem Fall beobachtet, auch nicht beim darauf folgenden Heizvorgang, der bei CH_4 - und/oder N_2 -Gehalten eine partielle Homogenisierung von Flüssigkeit und Gas in Gegenwart von kristallinem CO_2 erbringen müßte. Der Schmelzbeginn liegt zwischen -62 und -60 °C, war aber nicht immer erkennbar. Die finalen Schmelztemperaturen befinden sich in dem Intervall von -59.5 bis -58.0 °C (Abb. 5.-14) und somit unterhalb des Schmelzpunkts von reinem CO_2 ($T_m = -56.6$ °C). Dies impliziert die Anwesenheit einer

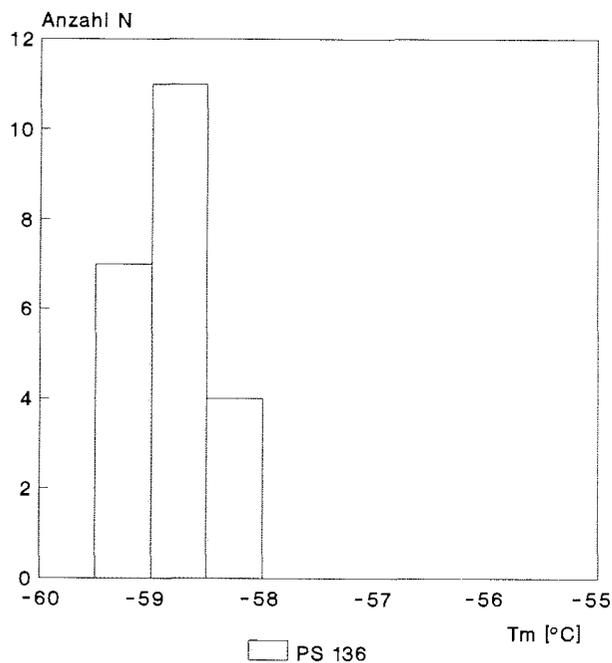


Abb. 5.-14: Häufigkeitsverteilung der finalen Schmelztemperaturen T_m der CO_2 -Einschlüsse des Augengneises PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

oder mehrerer weiterer Komponenten (z.B. CH_4 und/oder N_2) in der fluiden Phase, obwohl im Temperaturbereich unter $-70\text{ }^\circ\text{C}$ kein Phasenübergang beobachtet wurde. Da es mikrothermometrisch nicht möglich ist, die genaue Gaszusammensetzung zu ermitteln, konnte(n) die neben CO_2 vorliegende(n) Komponente(n) nicht bestimmt werden. Hierfür sind ramanspektroskopische Untersuchungen notwendig. Der Unterschied zwischen der theoretisch zu erwartenden und der beobachteten Anzahl von Phasenänderungen beruht nach KERKHOFF (1990) größtenteils auf dem zu geringen Auflösungsvermögen des optischen Geräts. Eine partielle Homogenisierung ist daher in sehr kleinen Einschlüssen ($< 15\text{ }\mu\text{m}$) und/oder bei geringen N_2 -Gehalten ($< 20\text{ Mol.-%}$) meist nicht sichtbar. Die Homogenisierung erfolgt zwischen 3 und $10\text{ }^\circ\text{C}$ ausnahmslos in die flüssige Phase (Abb. 5.-15).

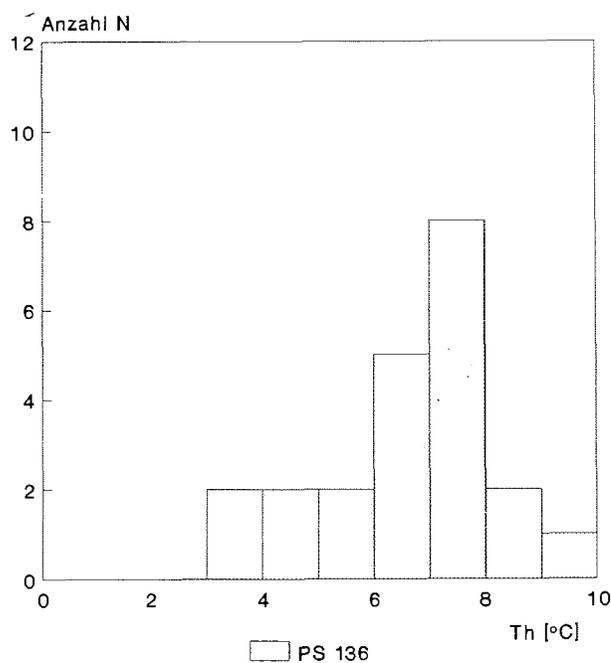


Abb. 5.-15: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen T_h der CO_2 -Einschlüsse des Augengneises PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

Nach der Nomenklatur von KERKHOFF (1988) sind die hier untersuchten CO₂-dominanten Einschlüsse dem H-Typ zuzuordnen. Es treten H2- und H3-Typ-Einschlüsse auf. Die H3-Typ-Einschlüsse lassen drei Phasenänderungen erkennen: Schmelzbeginn T_{im}, finales Schmelzen T_m und Homogenisierung Th. Einschlüsse die keinen Schmelzbeginn, sondern nur T_m und Th zeigen sind dem H2-Typ zuzurechnen. Ihre Homogenisierungs- und finalen Schmelztemperaturen liegen im Wertebereich des H3-Typs.

In dem System CO₂-CH₄-N₂ stellen binäre Mischungen zweier Endglieder eine gute Näherung für sehr viele natürliche CO₂-dominante Flüssigkeitseinschlüsse dar, da im allgemeinen eine der Komponenten nur untergeordnet vorliegt oder fehlt (KERKHOFF 1990). Unter der Annahme eines CO₂±CH₄-Systems ergibt sich bei einem CH₄-Gehalt zwischen 8 und 14 mol-% ein Molarvolumen von 55-65 cm³/mol (HEYEN et al. 1982, KERKHOFF 1990). Nach DARIMONT & HEYEN (1988) und KERKHOFF (1990) wurde die Zusammensetzung für CO₂±N₂-Einschlüsse (9-16 mol-% N₂), deren Dichte (0.72-0.81 g/cm³) und das Molarvolumen (50-65 cm³/mol) ermittelt. Die niedrigen N₂-Gehalte sind dafür verantwortlich, daß ein vierter Phasenübergang (Homogenisierung von Flüssigkeit und Gas bei Gegenwart von CO₂-Kristallen: Ths) nicht beobachtet wurde (KERKHOFF 1990).

Nur an den Schnittpunkten der Rißsysteme entlang derer die H₂O- bzw. CO₂-Einschlüsse angeordnet sind, treten zweiphasige H₂O-CO₂-Einschlüsse auf. Texturelle Hinweise legen nahe, daß die CO₂-Einschlüsse einer jüngeren Generation, als die hochsalinaren H₂O-reichen zuzuordnen sind. Es ist unwahrscheinlich, daß die CO₂-Einschlüsse ehemals als CO₂-H₂O-NaCl-Gemische vorlagen, die während der Heraushebung der Gesteinsabfolge selektiv H₂O verloren haben (CRAWFORD & HOLLISTER 1986, HOLLISTER 1990). Wenn ein solcher Prozeß stattgefunden hätte, dürften nämlich auch an den Schnittpunkten der Bruchzonen keine H₂O-CO₂-Einschlüsse erhalten geblieben sein. Jedoch weist ROEDDER (1984) darauf hin, daß unter 15 Vol.-% H₂O an den Wänden vermeintlich reiner CO₂-Einschlüsse optisch nicht erkennbar ist. Allerdings spricht das Fehlen von Klathratschmelzen gegen mögliche H₂O-Gehalte.

Die Koexistenz zweier unmischbarer fluider Phasen (H₂O-CO₂) und deren separater Einschluß kann ebenfalls ausgeschlossen werden, weil in diesem Fall die H₂O- und CO₂-Einschlüsse einer Generation angehören müßten.

Aus der chronologischen Abfolge läßt sich folgern, daß die hochsalinaren H₂O-reichen Einschlüsse der älteren Generation unter höheren P-T-Bedingungen, als die CO₂- und die beiden jüngeren, niedrigsalinaren H₂O-Einschlüsse gebildet worden sind. Die relative Altersbeziehung der letzten beiden Einschlußarten ist nicht festlegbar. In Abb. 5.-16 sind die Isochoren der CO₂- und der beiden H₂O-reichen Einschlußgenerationen dargestellt. Die Schnittpunkte der Isochoren sind bedeutungslos, da es sich um unterschiedliche Generationen handelt, die zeitlich nicht miteinander korrelierbar sind.

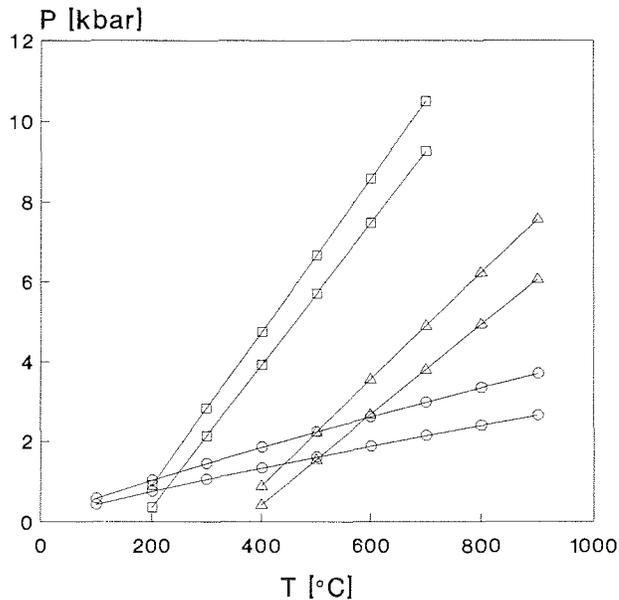


Abb. 5.-16: Repräsentative Isochoren für die hochsalinaren H₂O-Einschlüsse der älteren Generation (Dreiecke) und die CO₂- (Kreise) und niedrigsalinaren H₂O-Einschlüsse (Quadrate) einer jüngeren Generation; Augengneis PS 136 von Nordwest-Sivorgfjella.

5 2.4. Nord-Tottanfjella

In dem Glimmerschiefer PS 63 vom *Sumnerkammen* befinden sich wässrige einphasige und H₂O-reiche zweiphasige Einschlüsse mit einer Gasblase (20-45 Vol.-%) in den Quarzkristallen (Abb. 5.-17). CO₂-Einschlüsse wurden nicht angetroffen. Die meisten Flüssigkeitseinschlüsse liegen in dem Größenbereich zwischen 6 und 14 μm (jeweils längster Durchmesser), insgesamt schwanken die Dimensionen jedoch von <1 bis 21 μm . Unregelmäßig geformte Einschlüsse kommen häufiger als isometrisch bis oval ausgebildete Varietäten vor. Eine Unterscheidung hinsichtlich der Anordnung der ein- und zweiphasigen Einschlüsse ist nicht möglich. Da die beiden Arten immer gemeinsam auftreten handelt es sich wahrscheinlich um eine Generation. Die Einschlüsse wurden relativ spät gebildet, weil sie entweder in kleinen Gruppen oder auf verheilten Bruchzonen, die die Korngrenzen überschreiten, auftreten. Sie können daher als sekundär bezeichnet werden.

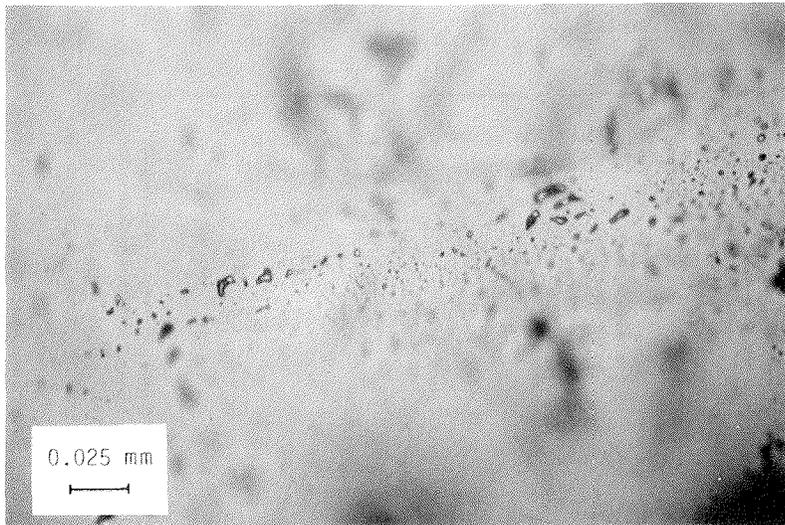


Abb. 5.-17: Ein- und zweiphasige Einschlüsse auf einer verheilten Bruchzone; Glimmerschiefer von Nord-Tottanfjella (Probe PS 63).

Zwischen -71 und -54 °C streuen die gemessenen Gefriertemperaturen der einphasigen Einschlüsse. Der Gefrierpunkt war häufig optisch gut erkennbar. Die Ursachen der teilweise starken Unterkühlung bis zum Gefrieren der Einschlüsse stehen sowohl mit den kleinen Dimensionen (meist $< 15 \mu\text{m}$), als auch mit der hohen Salinität und der damit verbundenen niedrigen Schmelztemperatur der eingefangenen fluiden Phase im Zusammenhang. Je kleiner der Einschluß und je komplexer die Zusammensetzung, desto größer ist auch die notwendige Unterkühlung aufgrund der Metastabilität der Lösung (LEEDER et al. 1987). Vereinzelt bildete sich beim Kühlen eine kleine Gasblase (ca. 5-10 Vol.-%), die aber jeweils bei Erreichen des Gefrierpunkts wieder verschwand. Der Schmelzbeginn befindet sich in dem Bereich von -49 bis -25 °C, die finalen Schmelztemperaturen schwanken von -26 bis -8 °C, mit einer Konzentration zwischen -14 und -9 °C (Abb. 5.-18). Weil diese Werte zum Teil unterhalb der eutektischen Temperaturen der Systeme $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ ($T_e = -21.1$ °C) und $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ ($T_e = -23.5$ °C) (LEEDER et al. 1987) liegen, impliziert das die Gegenwart weiterer Kationen neben Na^+ und K^+ in der fluiden Phase. Dabei handelt es sich um Ca^{2+} und/oder Mg^{2+} , wobei Ca^{2+} wahrscheinlicher ist, da sich die minimalen Werte von T_{im} (-49 °C) im Bereich der eutektischen Temperatur des Systems $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ ($T_e = -55.0$ °C) konzentrieren. Mittels der Gefrierpunktserniedrigung wurden Salinitäten von 11.7 bis 26.6 Gew.-% NaCl äquivalent berechnet.

Beim Kühlen gefrieren die zweiphasigen Einschlüsse zwischen -77 und -43 °C. Weil in hochsalinaren Lösungen nur relativ wenig Eis kristallisiert, wird die Gasblase beim Gefrieren des Einschlusses meist nur leicht eingedrückt, selten verschwindet sie vollständig. Abgesehen von einer Ausnahme ($T_{\text{im}} = -6$ °C) bildet sich in dem Temperaturbereich von -51 °C bis -21 °C die erste Schmelze. Die Variationsbreite der finalen Schmelztempera-

turen ist bei den zweiphasigen Einschlüssen größer (-22 bis -1 °C), als bei den einphasigen (-26 bis -8 °C) (Abb. 5.-18). Außerdem ist das Maximum (-23 bis -20 °C) zu niedrigeren Temperaturen verschoben. Daraus ergeben sich Salinitäten von 2.4 bis 24.5 Gew.-% NaCl äquivalent. Außer Na⁺ und K⁺ müssen weitere Ionen, vermutlich Ca²⁺ und/oder Mg²⁺ gelöst sein, da die Werte von T_{im} fast immer, die von T_m teilweise unterhalb der eutektischen Temperatur des Systems NaCl-H₂O (T_e=-21.1 °C) liegen. Warum sich die finalen Schmelztemperaturen bzw. die Salinitäten der ein- und zweiphasigen Einschlüsse unterscheiden, obwohl sie immer gemeinsam auftreten, konnte nicht geklärt werden. Gelegentlich wurde zwischen T_{im} und T_m eine weitere Phasenänderung in dem Bereich von -29 bis -26 °C beobachtet. Es handelt sich dabei vermutlich um kotektisches Schmelzen von Hydrohalit NaCl·2H₂O. Da neben Na⁺ auch Ca²⁺ in höheren Konzentrationen gelöst ist, kann in dem System NaCl-CaCl₂-H₂O das Verhältnis der beiden Salze ermittelt werden, wenn der kotektische Schmelzpunkt von Hydrohalit bekannt ist (CRAWFORD 1981b). Das NaCl/CaCl₂-Verhältnis liegt danach zwischen 3:7 und 4:6.

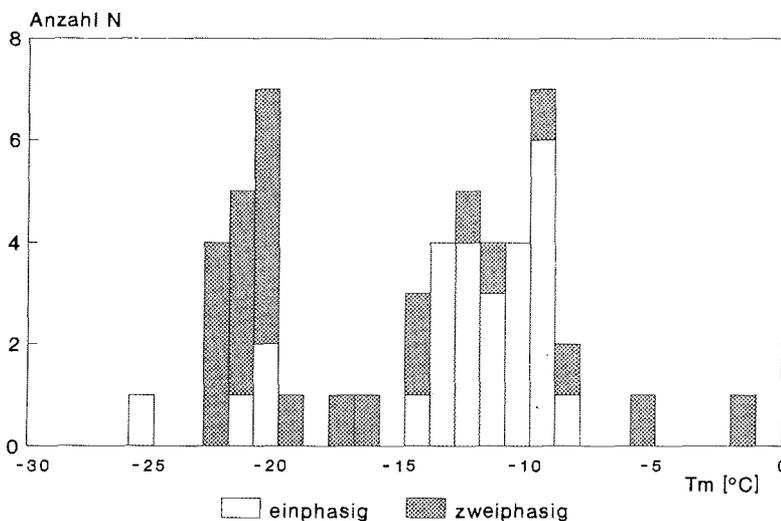


Abb. 5.-18: Häufigkeitsverteilung der finalen Schmelztemperaturen T_m der ein- und zweiphasigen, salinaren H₂O-Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 63 von Nord-Tottanfjella.

Die Homogenisierungstemperaturen befinden sich in einem Bereich von 200-400 °C, wobei sich die Mehrzahl der Werte in dem Intervall zwischen 360-380 °C konzentriert (Abb. 5.-19). In den untersuchten Einschlüssen erfolgte die Homogenisierung ausnahmslos in die flüssige Phase. Mit zunehmender Salinität steigen auch die Homogenisierungstemperaturen an (Abb. 5.-20). Aus Abb. 5.-21 wird die positive Korrelation zwischen T_h und der Blasengröße des Einschlusses evident.

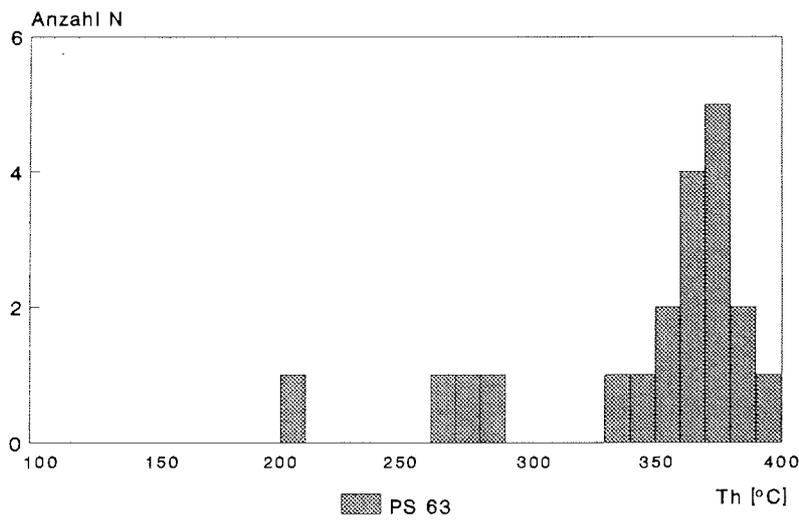


Abb. 5.-19: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen T_h der salinaren H_2O -Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 63 von Nord-Tottanfjella.

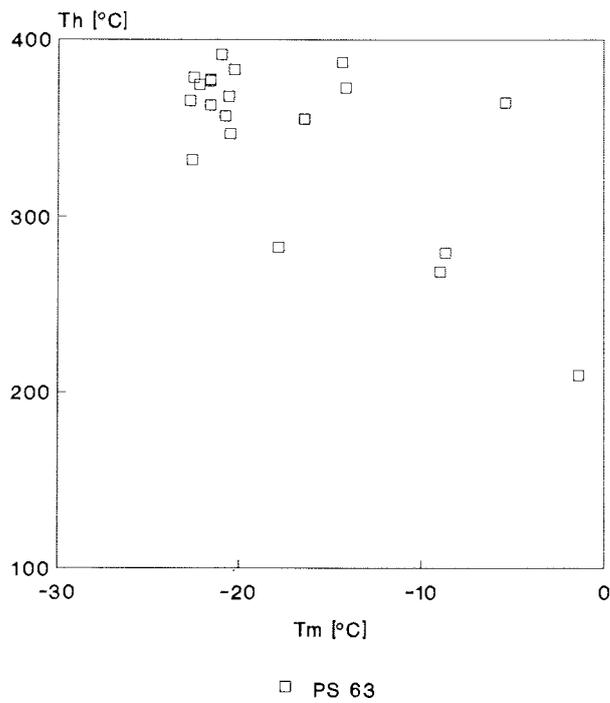


Abb. 5.-20: Variation der Homogenisierungstemperaturen T_h in Abhängigkeit von den finalen Schmelztemperaturen T_m der salinaren H_2O -Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 63 von Nord-Tottanfjella.

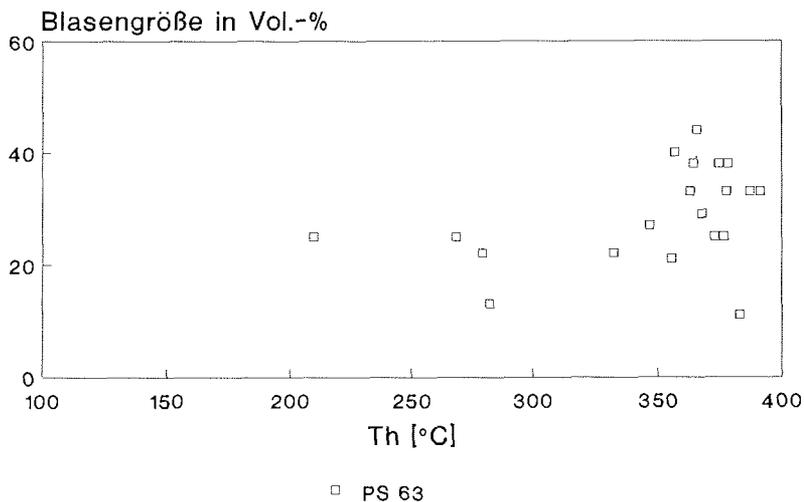


Abb. 5.-21: Abhängigkeit der Homogenisierungstemperatur T_h der salinaren H_2O -Einschlüsse vom Gasvolumen; Glimmerschiefer PS 63 von Nord-Tottanfjella.

Die Dichte der zweiphasigen Einschlüsse, jeweils für den Einschluß mit der höchsten und der niedrigsten Homogenisierungstemperatur berechnet, liegt zwischen 0.85 und 0.87 g/cm^3 .

5 3. Retrograder Metamorphoseverlauf

Die Dichte der H_2O -reichen salinaren Flüssigkeitseinschlüsse liegt zwischen 0.58 und 0.95 g/cm^3 . In Abb. 5.-22 sind jeweils die Isochoren der H_2O - und der CO_2 -Einschlüsse mit der höchsten und niedrigsten Homogenisierungstemperatur aus den Proben PS 102 (H_2O), 108 (H_2O) und 136 (CO_2) dargestellt. Die Isochoren aller anderen Fluideinschlüsse der untersuchten Dickschliffe PS 4, 63, 82, 102, 108 und 136 befinden sich zwischen den abgebildeten Extremwerten. Während die Isochore des H_2O -Einschlusses mit der höchsten Dichte in dem Augengneis PS 102 eine Steigung von ungefähr $2.0 \text{ kbar pro } 100 \text{ }^\circ\text{C}$ aufweist, verläuft die Isochore des Fluideinschlusses geringster Dichte in dem Glimmerschiefer PS 108 wesentlich flacher (ca. $0.7 \text{ kbar pro } 100 \text{ }^\circ\text{C}$). Für die CO_2 -Einschlüsse erfolgte die Berechnung sowohl unter der Annahme eines $CO_2 \pm CH_4$, als auch eines $CO_2 \pm N_2$ -Systems nach HOLLOWAY (1981). Anhand des $CO_2 \pm CH_4$ -Einschlusses mit der höchsten bzw. niedrigsten Dichte (0.76 bzw. 0.58 g/cm^3) läßt sich eine Isochore der Steigung 0.4 bzw. $0.3 \text{ kbar pro } 100 \text{ }^\circ\text{C}$ ableiten. Die Isochoren für $CO_2 \pm N_2$ -Einschlüsse besitzen einen fast identischen Verlauf.

Die Isochoren der H_2O -Einschlüsse mit der höchsten Dichte weisen auf Drucke die ca. 2 kbar über den abgeschätzten Metamorphosedrucken von 6.0 - 6.5 kbar bei einer

Temperatur zwischen 580-610 °C liegen (cf. Kap. 4.-5). Dies ist nicht allein mit der Unsicherheit von ± 1 kbar bei der Isochorenberechnung zu begründen (LAMB et al. 1991). Aus der Lage der Isochoren bezüglich der ermittelten Metamorphosebedingungen kann auf einen retrograden P-T-Pfad geschlossen werden. Die Präsenz der hochdichten H₂O-Einschlüsse spricht gegen einen konvex zur Temperaturachse, am Anfang nahezu isothermal verlaufenden Pfad (B in Abb. 5.-22), da ein solcher Verlauf die Isochoren mit der höchsten Dichte nicht schneidet. Die hohe Dichte einiger H₂O-Einschlüsse kann aber auch durch eine Volumenverkleinerung ursprünglich niedrigdichter Einschlüsse erklärt werden. STERNER & BODNAR (1989) haben experimentell gezeigt, daß Fluideinschlüsse reequilibrieren, wenn der externe Druck den internen Druck, der bei der Einschlußbildung herrschte, um mehrere 100 bar übersteigt. Hinweise auf einen externen Überdruck sind Implosionshöfe. Dabei handelt es sich um zahlreiche sekundäre, rundliche bis ovale Einschlüsse, die einen zentralen, ebenfalls rundlichen bis ovalen Einschluß umgeben. Weil in den untersuchten Dickschliffen keine Implosionshöfe beobachtet wurden, ist jedoch die Genese der hochdichten H₂O-Einschlüsse durch eine Volumenverkleinerung unwahrscheinlich. Ein anfänglich isobarer P-T-Pfad (A in Abb. 5.-22) mit einer konkaven Neigung zur Temperaturachse ist konsistent mit den hochdichten H₂O-Einschlüssen, widerspricht jedoch den petrographischen Beobachtungen. Danach wird Disthen retrograd in feinfasrige Fibrolithaggregate umgewandelt. Diese Reaktion ist nicht durch einen isobaren Pfad, d.h. eine Temperaturabnahme unter nahezu konstanten Druckbedingungen erklärbar, sondern nur durch eine Temperaturerhöhung, eine Druckerniedrigung oder eine Kombination der beiden Prozesse. Pfad C unterscheidet sich von A und B durch eine anfänglich nahezu isothermale Druckentlastung, gefolgt von einer Periode annähernd isobarer Abkühlung. SCHENK (1990) schlägt einen ähnlichen P-T-Verlauf für granulitfazielle Gesteine in Süditalien vor. Eine solche retrograde Entwicklung erklärt die Bildung der hochdichten H₂O-Einschlüsse bei ca. 1 kbar und ungefähr 200 °C und stellt den plausibelsten P-T-Pfad dar. Die hochdichten H₂O-Einschlüsse besitzen eine geringe Salinität (2.6 Gew.-% NaCl äquivalent) und homogenisieren bei ca. 140 °C in die flüssige Phase. Nach TOURET (im Druck) homogenisieren in metamorphen Gesteinen spät eingeschlossene, niedrigrisalinare Fluide bei Temperaturen von ungefähr 150 °C und repräsentieren größtenteils meteorische Wässer, die im Verlauf der Heraushebung der Gesteinsabfolge nahe der Erdoberfläche eingefangen wurden. Dies unterstützt die Interpretation, daß die Genese der hochdichten, niedrigrisalinaren H₂O-Einschlüsse relativ spät unter niedriggradigen P-T-Bedingungen stattfand.

Die Isochoren der H₂O-reichen salinaren Einschlüsse des Augengneises PS 136 liegen in dem P-T-Bereich zwischen den dargestellten Isochoren der Probe PS 108. Infolgedessen können die H₂O-Isochoren der Probe PS 108 als repräsentativ für diejenigen des Augengneises PS 136 angesehen werden. Jeweils zwei Schnittpunkte mit dem Pfad B weisen die Isochoren der CO₂-Einschlüsse auf. Der erste Schnittpunkt liegt zwischen den Isochoren der Probe PS 108. Dieser Schnittpunkt ist aber bedeutungslos, da die CO₂-Einschlüsse einer jüngeren Generation als die H₂O-reichen angehören und dadurch nach diesen gebildet worden sind. Die Bildungsbedingungen der CO₂-Einschlüsse werden somit durch den zweiten Schnittpunkt bei $T \approx 200$ °C und $P \approx 1$ kbar dokumentiert. Mit Hilfe der Flüssigkeitseinschlüsse sind qualitative Aussagen über die Aktivitäten von H₂O und CO₂ im Zuge des retrograden P-T-Verlaufs möglich. Während die fluide Phase un-

mittelbar nach den abgeschätzten Metamorphosebedingungen von 580-610 °C und 6.0-6.5 kbar nur aus einer hochsalinaren H₂O-reichen Lösung bestand, treten am Ende des retrograden Pfads niedrigsalinare H₂O- und CO₂-Einschlüsse auf.

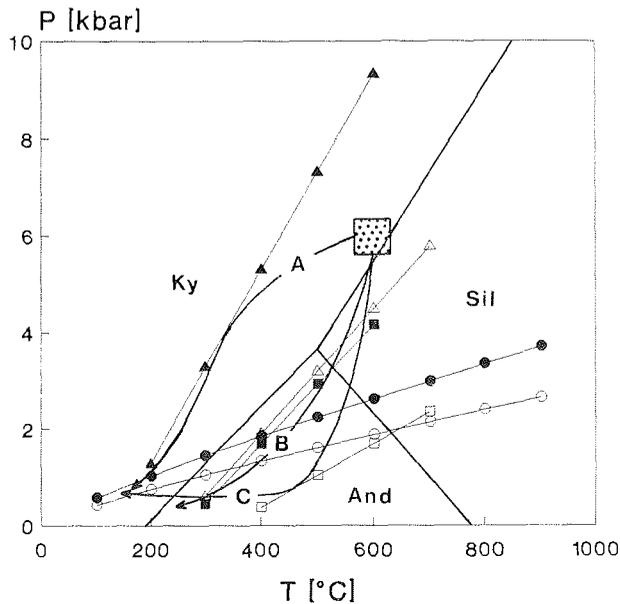


Abb. 5.-22: Repräsentative Isochoren für H₂O- (PS 102: Dreiecke, PS 108: Quadrate) und CO₂-Einschlüsse (PS 136: Kreise). Es sind jeweils die Isochoren mit der niedrigsten (gefüllt) und der höchsten (ungefüllt) Homogenisierungstemperatur dargestellt. Weiterhin sind die abgeschätzten Metamorphosebedingungen (gepunkteter Bereich), die Stabilitätsfelder der Al₂SiO₅-Polymorphen nach HOLDAWAY (1971) und retrograde P-T-Pfade (A, B, C) eingezeichnet (Diskussion siehe Text).

5 4. Vergleich mit anderen Messungen

Von RICKMANN (1989) wurden erstmals Flüssigkeitseinschlüsse in den Gesteinen der Heimefrontfjella untersucht. Im folgenden findet sich eine kurze Zusammenfassung seiner Ergebnisse, die anschließend mit den Daten der vorliegenden Arbeit verglichen werden. RICKMANN (1989) bearbeitete sowohl Proben aus dem amphibolit- und granulitfaziellen (Tottanfjella) Gebiet, als auch aus der Mylonitzone und beschreibt H₂O-, CO₂- und gemischte H₂O-CO₂-Einschlüsse. Als älteste Generation werden in den granulitfaziellen Gebieten hochdichte CO₂-Einschlüsse (0.82 bis >1.0 g/cm³) angesehen, die meistens zwischen -14 und +15 °C homogenisieren. Sekundäre CO₂-Einschlüsse geringerer Dichte (0.73-0.82 g/cm³) befinden sich in dem amphibolitfaziellen Areal. Die Homogenisierungstemperaturen liegen überwiegend im positiven Bereich (4-28 °C). H₂O-reiche Einschlüsse mit Salinitäten größtenteils zwischen 1 und 18 Gew.-% NaCl

äquivalent stellen die dominierende Gruppe dar. Die Homogenisierungstemperaturen der H₂O-reichen Einschlüsse zeigen Maxima bei 140-180 °C, 240-270 °C und 360-370 °C. Die ersten beiden Maxima treten sowohl in den Proben der amphibolit- und granulitfaziellen Gebiete, als auch in den Gesteinen der Mylonitzone auf. Das Maximum zwischen 360 und 370 °C fehlt in den Gesteinen der Scherzone.

Im Gegensatz zu RICKMANN (1989) fanden sich keine primären, hochdichten CO₂-Einschlüsse in dem Gestein westlich der Scherzone (PS 136), d.h. dem eventuell granulitfaziellen Gebiet, sondern nur sekundäre CO₂-Einschlüsse geringerer Dichte. Die Augengneisprobe PS 136 wurde an einem der nordwestlichen Nunatakker von Sivorgfjella (*Sollienabben*) genommen, während die von RICKMANN (1989) bearbeiteten, der Feldansprache nach granulitfaziellen Gesteine von Süd-Tottanfjella (Ardusberget und Vardeklettane) stammen. Dieses Gebiet wurden im Verlauf der Expedition 1989/90 nicht begangen. Aufgrund der räumlichen Entfernung der untersuchten Proben von ungefähr 50-60 km repräsentieren die Nunatakker von Nordwest-Sivorgfjella westlich der Scherzone möglicherweise ein höheres Krustenniveau, in dem sich als älteste Generation hochsalinare H₂O-reiche Einschlüsse dokumentieren. In beiden Untersuchungen weisen erniedrigte finale CO₂-Schmelztemperaturen auf die Anwesenheit von CH₄ und/oder N₂ hin.

Mit maximal 29 Gew.-% NaCl äquivalent liegen die Salinitäten in den H₂O-reichen Einschlüssen des Augengneises PS 136 und des Glimmerschiefers PS 63 über den von RICKMANN (1989) ermittelten höchsten Salzkonzentrationen. Ca²⁺ wird in beiden Arbeiten als zusätzliche Lösungskomponente angesehen. Die Maxima der Homogenisierungstemperaturen bei 150-170 °C und 360-380 °C (cf. Abb. 5.-24) treten auch in den Untersuchungen von RICKMANN (1989) auf. Da das letztere Temperaturintervall von RICKMANN (1989) in den Proben der Scherzone nicht nachgewiesen werden konnte, weist dies wahrscheinlich auf eine ältere Fluidgeneration hin. In der vorliegenden Arbeit wird das Maximum bei 360-380 °C von den Einschlüssen der Gesteine Nordwest-Sivorgfjellas und Nord-Tottanfjellas hervorgerufen, die somit eine ältere Generation als die Einschlüsse in den Proben Nord- und Süd-Sivorgfjellas darstellen.

5 5. Zusammenfassung

In den bearbeiteten Gesteinen sind zwei Arten von Fluidzusammensetzungen eingeschlossen: H₂O und CO₂. Alle Einschlüsse befinden sich in Quarzkristallen. Ihre Größe variiert zwischen < 1 und 21 µm (jeweils längster Durchmesser), wobei eine Konzentration in dem Bereich von 5-10 µm festgestellt wurde. Während die kleinen Einschlüsse meist rundlich bis oval ausgebildet sind, charakterisieren unregelmäßige bis amöboide Formen die größeren. Eine negative Kristallgestalt ist selten erkennbar. Die H₂O-reichen Einschlüsse liegen überwiegend auf verheilten Bruchzonen oder Rißsystemen vor, wobei die Fluidbahnen in der Regel die Korngrenzen queren. Sie sind daher als junge Bildungen einzustufen und können als sekundär angesprochen werden. Gelegentlich sind in Gruppen auftretende Einschlüsse zu beobachten. Stark getrübt Einschlüsse, die stellenweise Dekrepitationshöfe zeigen, treten sporadisch auf. In allen Proben der verschiedenen metamorphen Gebiete finden sich H₂O-reiche Lösungen differierender Salinität.

Nur in Nordwest-Sivorgfjella westlich der Scherzone wurden CO_2 -Einschlüsse angetroffen, die aber anhand textueller Merkmale einer jüngeren Generation als die H_2O -reichen zuzurechnen sind. Ausschließlich an den Schnittpunkten der Rißsysteme entlang derer die beiden Einschlusarten angeordnet sind, waren gemischte H_2O - CO_2 -Einschlüsse identifizierbar.

Die finalen Schmelztemperaturen der H_2O -reichen Einschlüsse der drei differenzierten Bereiche unterscheiden sich deutlich voneinander (Abb. 5.-23). Daraus ergeben sich Salinitäten von 25-29 Gew.-% NaCl äquivalent für die Fluideinschlüsse der Gesteine Nordwest-Sivorgfjellas, 1-12 Gew.-% NaCl äquivalent für Nord- und Süd-Sivorgfjella und 2-27 Gew.-% NaCl äquivalent für Nord-Tottanfjella (Bei dem Glimmerschiefer PS 63 wurden die ein- und zweiphasigen Einschlüsse zusammengefaßt und dargestellt). Die Temperaturwerte des Schmelzbegins (-51 bis -35 °C) und des finalen Eisschmelzens (-30 bis -23 °C) implizieren in den Proben von Nordwest-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella, die Gegenwart von Ca^{2+} und/oder Mg^{2+} , neben Na^+ und K^+ in der Lösung.

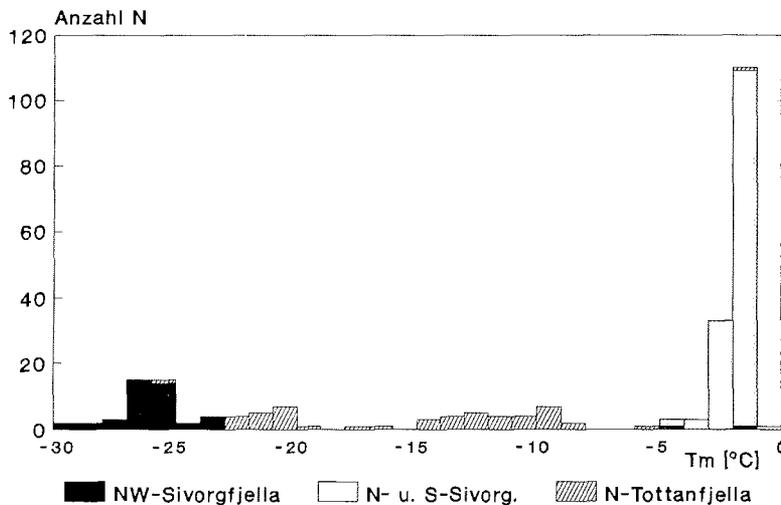


Abb 5.-23: Häufigkeitsverteilung der finalen Schmelztemperaturen T_m aller gemessener H_2O -Einschlüsse der Proben aus den drei unterschiedenen Teilgebieten.

Die Homogenisierung der H_2O -Einschlüsse erfolgte ohne Ausnahme in die liquide Phase, was auf den Einschluß eines nicht siedenden Systems hinweist. Für Nordwest-Sivorgfjella und Nord-Tottanfjella liegt das Maximum der Homogenisierungstemperaturen im Bereich zwischen 360 und 380 °C (Abb. 5.-24). Der Großteil der gemessenen Temperaturwerte der Einschlüsse in den Gesteinen von Nord- und Süd-Sivorgfjella konzentriert

sich im Intervall von 150-170 °C, jedoch schwanken die Daten stark. Die Variation wird auf leakage-Effekte und necking-down zurückgeführt.

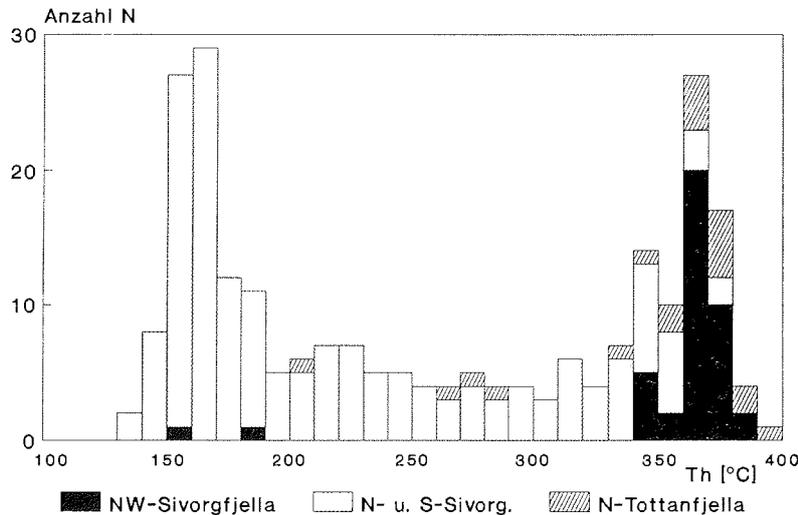


Abb. 5.-24: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen Th aller gemessener H₂O-Einschlüsse der Proben aus den drei unterschiedenen Gebieten.

Der Zusammenhang zwischen T_m, d.h. der Salinität und Th ist Abb. 5.-25 zu entnehmen. In Abb. 5.-26 ist die positive Korrelation zwischen der Blasengröße des jeweiligen Einschlusses und der Homogenisierungstemperatur dargestellt.

Bei den einphasigen CO₂-dominanten Einschlüssen des Augengneises PS 136 (Nordwest-Sivorgfjella) befinden sich die finalen Schmelztemperaturen zwischen -59.5 und -58.0 °C und somit unterhalb des Schmelzpunkts von reinem CO₂ (T_m=-56.6 °C). Dies weist auf weitere Komponenten (CH₄ und/oder N₂) in der fluiden Phase hin. Durch mikrothermometrische Untersuchungen kann jedoch nicht zwischen CH₄ und N₂ als Nebengemengteil unterschieden werden. In dem Bereich von 3-10 °C erfolgte die Homogenisierung in die flüssige Phase. Nach HEYEN et al. (1982) bzw. DARIMONT & HEYEN (1988) ergibt sich ein CH₄- bzw. N₂-Gehalt von ungefähr 10-15 mol-%. Die Dichte der CO₂-dominanten Einschlüsse beträgt ca. 0.6-0.8 g/cm³. Sie werden nach KERKHOFF (1988) als H2- und H3-Typ-Einschlüsse eingestuft.

Anhand der Isochoren der H₂O-Einschlüsse und den abgeschätzten Metamorphosebedingungen wurde auf den retrograden P-T-Pfad geschlossen. Die retrograde Entwicklung beginnt mit einer nahezu isothermalen Druckentlastung, gefolgt von einer Periode annähernd isobarer Abkühlung. Sowohl die CO₂-, als auch die hochdichten (ca. 0.95 g/cm³), niedrigrisalinaren H₂O-Einschlüsse sind spät, bei ungefähr 1 kbar und 200 °C,

gebildet worden. Während die fluide Phase am Beginn des retrograden Metamorphoseverlaufs nur aus einer hochsalinaren H_2O -reichen Lösung bestand, treten am Ende neben niedrigsalinaren H_2O - auch CO_2 -Einschlüsse auf.

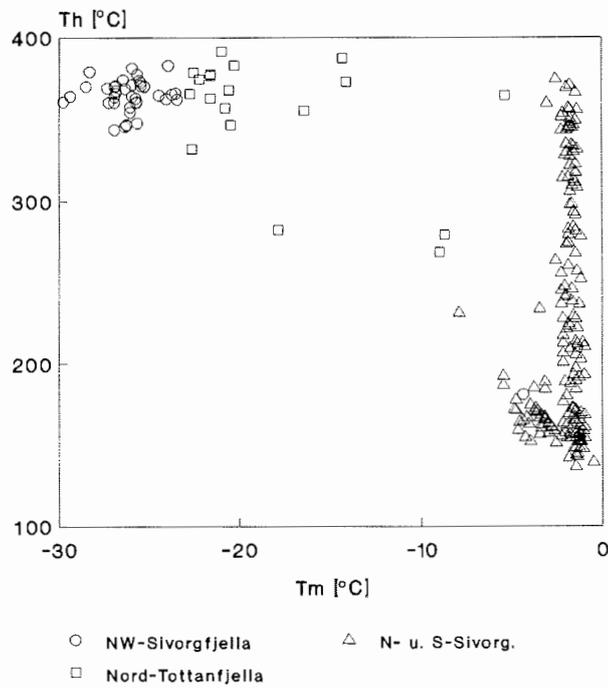


Abb. 5.-25: Variation der Homogenisierungstemperaturen T_h in Abhängigkeit von den finalen Schmelztemperaturen T_m aller gemessener H_2O -Einschlüsse der Proben aus den drei unterschiedenen Gebieten.

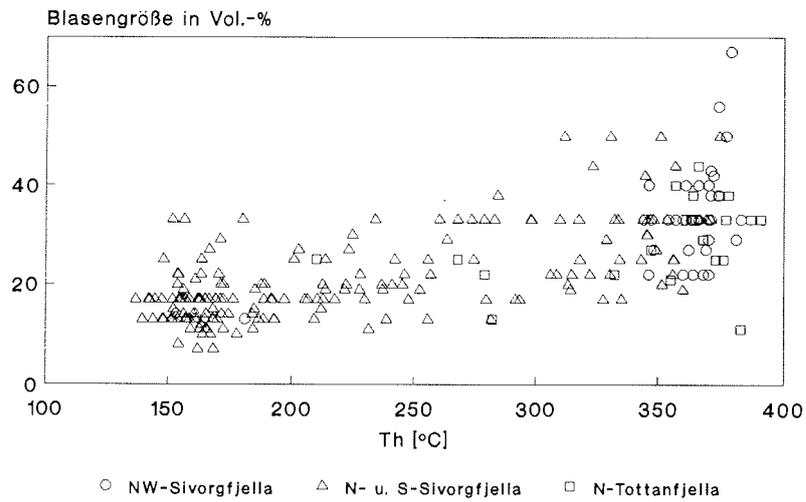


Abb. 5.-26: Abhängigkeit der Homogenisierungstemperatur T_h aller gemessener H_2O -Einschlüsse der Proben aus den drei unterschiedenen Gebieten vom Gasvolumen.

6 Stellung des metamorphen Grundgebirges der Heimefrontfjella bezüglich der Sverdrupfjella Gruppe und Konsequenzen für die Gondwanarekonstruktion

Da die metamorphen Gesteine der Gebirgsmassive von Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella im westlichen Dronning Maud Land petrographisch und strukturell vergleichbar sind, werden sie zur Sverdrupfjella Gruppe zusammengefaßt (cf. Abb. 1.-3) (WOLMARANS & KENT 1982, MOYES & BARTON 1990, GROENEWALD et al. 1991).

Das Grundgebirge in Kirwanveggen besteht aus Leukogneisen, Granat-Biotit-Plagioklas-, Hornblende-Plagioklas-Gneisen, Amphiboliten, Augengneisen und Kalksilikaten. In diese Gesteinsassoziation der Sverdrupfjella Gruppe sind synmetamorph basische Plutonite intrudiert (Granulite, Charnockite und Gabbros). Die von WOLMARANS & KENT (1982) publizierten Modalanalysen der Gesteine von Kirwanveggen sind in Tab. 6.-1 denjenigen der Heimefrontfjella gegenübergestellt. Durch Wechsellagerung quarz- und feldspatreicher Bereiche untereinander und mit Biotitlagen wird in den Leukogneisen eine Foliation hervorgerufen. Nach WOLMARANS & KENT (1982) repräsentieren die Leukogneise intermediäre bis saure Laven und/oder Lagergänge (sills). Aufgrund der vergleichbaren Modalgehalte und einem ähnlichen Gefüge entsprechen die Leukogneise wahrscheinlich den leukokraten Metavulkaniten der Heimefrontfjella, bei denen es sich ebenfalls um equigranulare, fein- bis mittelkörnige, gebänderte Gneise handelt. Der stete Wechsel von granat-, biotit- und hornblendereichen Lagen mit Quarz-Feldspat-Bereichen bedingt in den Granat-Biotit-Plagioklas-Gneisen eine ausgeprägte Paralleltexur. Diese Gesteine lassen sich, infolge der Modalgehalte und des Gefüges, mit den verschiedenen Paragneistypen der Heimefrontfjella korrelieren. Die Mächtigkeit der Amphibolite und Hornblende-Plagioklas-Gneise von Kirwanveggen variiert im Meter bis Dekameterbereich, wobei immer wieder schmale basische Lagen dieser Gesteine in die Leukogneise eingeschaltet sind. Vergleichbare Gesteinstypen treten auch in der Heimefrontfjella auf (cf. Tab. 6.-1). Die Leukogneise mit den eingeschalteten basischen Zwischenlagen entsprechen der bimodalen Metavulkanitabfolge der Heimefrontfjella, in der geringmächtige melanokrate Schichten mit leukokraten Einheiten wechseln. Sowohl die Kalksilikate von Kirwanveggen, als auch die der Heimefrontfjella weisen eine höchst variable Zusammensetzung auf. Daher ist eine Korrelation nicht möglich. Ein lithologischer Unterschied zwischen den beiden Gebirgsmassiven besteht im Auftreten von Glimmerschiefern. Während diese Gesteine in der Heimefrontfjella weit verbreitet sind, kommen sie an den Nunatakkern von Kirwanveggen nur untergeordnet vor. Die untersuchten granitoiden Metaplutonite der Heimefrontfjella sind gleichfalls synmetamorph intrudiert und werden durch die Mineralparagenese Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat und Hornblende charakterisiert (Orthopyroxene wurden nur an einem Nunatak von Nordwest-Sivorgfjella (*Sollienabben*) nachgewiesen). Wegen der basischeren Zusammensetzung der Granulite, Charnockite und Metagabbros von Kirwanveggen kristallisierten neben Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat und Hornblende auch Ortho- und Klinopyroxene. Pyroxenführende Granulite sind aber auch aus dem südwestlichen Teilgebiet der Heimefrontfjella (Tottanfjella) beschrieben worden (ARNDT et al. 1987).

Das Grundgebirge von H.U.Sverdrupfjella besteht aus intensiv deformierten und heterogenen, isoklinal verfalteten Ortho- und Paragneisabfolgen, in die synmetamorph plutonische Gesteine intrudiert sind (GRANTHAM et al. 1988). Neben homogenen, grauen, semi-

Tab. 6-1: Vergleich der Modalanalysen der Gesteine von Kirwanveggen (WOLMARANS & KENT 1982) mit denen der Heimefrontfjella

	Kir.	Hei.	Kir.	Hei.	Kir.	Hei.	Kir.	Hei.	Kir.	Hei.
					Hbl-pl- Gneise u. Amphibolite	melanokrate Metavulkanite u. Amphibolite	Kalksilikate	Metagabbros u. Charnockite	Granitoide u. Augengneise	
Quarz	20-42	32-66	8-42	4-58		(+)-9	≤50	≤7	≤20	11-51
Kalifeldspat	15-51	≤28	≤11	≤13		≤7	≤34	≤80	≤38	≤46
Plagioklas	15-42	11-43	18-39	≤48	4-57	5-45		≤4	25-48	13-49
Biotit	(+)-13	(+)-17	4-50	≤49	≤30	≤23		≤4	1-21	2-26
Muscovit	(+)-6	(+)-10	≤2	≤2				5-24		≤4
Hornblende		≤9	≤6	≤34	25-78	49-88	≤56	≤32	2-51	≤29
Granat		≤2	≤38	≤10	≤31	≤2			≤17	≤12
Disthen			≤9	≤13						
Orthopyroxen									≤5	≤3
Klinopyroxen					≤3		6-47		≤14	
Epidot			≤15	≤5	≤13	≤3	≤50			
Calcit							≤13	6-73		
Skapolith							≤26			
Vesuvian							≤56			
Titanit			≤3	(+)	≤4	≤1	≤2	≤1		
Opakphase			≤3	(+)	≤10	≤2			≤9	≤1

(+) : akzessorisch

Kir. : Kirwanveggen
Hei. : Heimefrontfjella

pelitischen Paragneisen, treten auch gebändert Paragneise auf, die nach ALLEN (1991) einen hohen Anteil vulkanischen Materials aufweisen. Gelegentlich ist in den Paragneisabfolgen noch eine reliktsche Schichtung erkennbar. Bei den Orthogneisen handelt es sich um grobkörnige, graue Granitoide. Vereinzelt Migmatite belegen eine partielle Aufschmelzung der Para- und Orthogneise. Als Metaintrusiva werden Augengneise, Pegmatite und mafische Gänge angesprochen, die vor allem in dem nördlichen Teilgebiet weit verbreitet sind. Im Nordwesten von H.U.Sverdrupfjella, unmittelbar neben dem Jutul-Penck-Graben, befinden sich zwei postkinematische, jurassische (170 ± 4 Ma; Rb/Sr-Datierung) Alkali-Intrusivkomplexe (ALLEN 1991). Während postmetamorphe Alkali-Gänge nur in der Umgebung der beiden Intrusivkörper auftreten, kommen mafische Gänge im gesamten Gebiet von H.U.Sverdrupfjella vor, wobei ihre Anzahl mit zunehmender Entfernung vom Jutul-Penck-Graben abnimmt. Aus der Literatur sind keine Modalanalysen der Gesteine von H.U.Sverdrupfjella bekannt.

WOLMARANS & KENT (1982) veröffentlichten Mikrosondenanalysen von Granat-, Biotit- und Plagioklaskristallen der Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise von Kirwanveggen (Es ist nicht angegeben ob der Kern- oder Randbereich untersucht wurde). Die entsprechenden Mineralphasen in den Paragneisen der Heimefrontfjella (PS 45, 75, 115, 118) weisen eine ähnliche Elementverteilung auf (Tab. 6.-2). Schwankende Grossular-, Pyrop-, und Spessartin-Anteile zeichnen die almandinreichen Granatmischkristalle der beiden Gesteinstypen aus. Während der Biotit der Paragneise der Heimefrontfjella größtenteils als Lepidomelan, untergeordnet als Meroxen anzusprechen ist, tritt in den Granat-Biotit-Plagioklas-Gneisen von Kirwanveggen nur Lepidomelan auf. Die Plagioklaszusammensetzung beider Gesteinstypen reicht von Oligoklas bis Andesin.

Aufgrund der großen Verbreitung relativ monotoner Quarz-Feldspat-Gneise (Leukogneise) und dem beschränkten Vorkommen pelitischer Gesteine sind fazieskritische Mineralphasen in den Gesteinen von Kirwanveggen selten. Nur gelegentlich treten Sillimanit und Disthen auf. Anhand mineralchemischer Daten und geothermometrischer Berechnungen wurden amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen ermittelt ($T=640 \pm 50$ °C, $P=6.4 \pm 0.5$ kbar) (WOLMARANS & KENT 1982). Während der Metamorphose intrudierten basische Plutonite. Die Granulite, Charnockite und Gabbros werden von WOLMARANS & KENT (1982) mit den ebenfalls synmetamorphen Metaplutoniten von H.U.Sverdrupfjella korreliert. Migmatite sind selten, weisen aber auf Konditionen im Bereich des Granitolidus hin.

In den Gneisen von H.U.Sverdrupfjella liegt noch vereinzelt die granulitfazielle Mineralparagenese Granat, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas und Quarz vor, die Temperaturen zwischen 750 und 880 °C und einen Druck von 9-11 kbar anzeigt (GROENEWALD & HUNTER 1991). Dieses Ereignis leitete nach ALLEN (1991) und GROENEWALD & HUNTER (1991) die kibarische Orogenese im westlichen Dronning Maud Land ein. Im Verlauf der anschließenden retrograden Metamorphose wurden die Gesteine amphibolitfaziell überprägt ($T=600-720$ °C, $P=6-7$ kbar). Dieses Ereignis war mit der Zufuhr einer fluiden Phase verbunden, wodurch sich Hornblende und Biotit bilden konnten.

Geringfügig niedrigere amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen ($T \approx 580-610$ °C, $P \approx 6.0-6.5$ kbar) wurden für den Großteil der Gesteinsabfolge der Heimefrontfjella ermittelt. Aus dem südwestlichen Teilgebiet (Tottanfjella) sind auch granulitfazielle Gesteine bekannt.

Ein Vergleich der Flüssigkeitseinschlüsse ist nicht möglich, weil die in den Gesteinen von Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella eingeschlossene fluide Phase bisher noch nicht analysiert wurde.

Die strukturgeologischen Untersuchungen in der Heimefrontfjella, in Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella weisen auf einen analogen großtektonischen Baustil. In den drei Gebirgen wurde ein vergleichbarer Faltenbau und eine ähnliche Orientierung der Klüfte und mafische Gänge festgestellt. Auch Scherzonen und damit assoziierte Mylonite treten in allen Gebieten auf (WOLMARANS & KENT 1982, SPAETH & FIELTZ 1987, ALLEN 1991, GRANTHAM & HUNTER 1991, JACOBS 1991).

Tab. 6.-2: Vergleich der Mikrosondenanalysen von Granat-, Plagioklas- und Biotitkristallen der Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise (AN 6G, NW 23G) von Kirwanveggen (WOLMARANS & KENT 1982) mit Paragneisen (PS 45, 75, 115, 118) der Heimefrontfjella.

Granat			
	AN 6G	NW 23G	PS 45 + 115
Grossular	28	7	17-43
Almandin	58	68	49-65
Spessartin	2	11	2-6
Pyrop	12	15	2-12
Plagioklas			
	AN 6G	NW 23G	PS 45 + 115
Anorthit	38	26	17-43
Albit	60	72	19-38
Orthoklas	2	2	1-2
Biotit			
	AN 6G	NW 23G	PS 45 + 75 + 115 + 118
Si	5.588	5.486	5.346-5.683
Al ^{IV}	2.412	2.514	2.317-2.654
Al ^{VI}	0.385	0.753	0.195-0.967
Ti	0.471	0.234	0.170-0.464
Fe ²⁺ (tot)	2.666	2.591	1.461-3.372
Mn	0.041	0.050	-0.086
Mg	2.011	2.240	1.467-3.563
okta.	5.571	5.868	5.391-5.605
Ca	0.013	0.010	-0.033
Na	0.039	0.038	0.013-0.221
K	1.870	1.499	1.593-1.884
inter.	1.923	1.547	1.762-1.951
Σ	15.497	15.415	15.314-15.700
X(Fe)	0.57	0.54	0.29-0.69

In den drei Gebirgsmassiven wurden Gesteinsproben geochronologisch auf 1000-1200 Ma datiert. Dieses Alter entspricht der kibarischen Orogenese im südlichen Afrika. Weiterhin wurde in der Heimefrontfjella, in Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella ein jüngeres Ereignis vor ca. 500 Ma nachgewiesen, welches zeitlich mit der Ross-Orogenese und der pan-afrikanischen Gebirgsbildung korreliert. Damit war eine grünschieferfazielle Überprägung der Gesteinseinheiten verbunden (WOLMARANS & KENT 1982, MOYES & BARTON 1990, ARNDT et al. 1991, JACOBS 1991).

Wegen der dargelegten petrographischen, mineralchemischen, strukturgeologischen und geochronologischen Analogien und infolge ähnlicher Metamorphosebedingungen ist das metamorphe Grundgebirge der Heimefrontfjella der Sverdrupfjella Gruppe zuzurechnen (Tab. 6.-3). Daher zeichnet sich für die Gondwanarekonstruktion im Bereich des südlichen Afrika und des westlichen Dronning Maud Lands folgendes Bild ab (cf. Abb 1.-3). Östlich und südlich des Simbabwe und Kaapvaal Kratons in Afrika befinden sich die Orogengürtel des Mozambique- und des Namaqua-Natal-Belt. Petrographische, strukturgeologische und geochronologische Untersuchungen an den Gesteinen des Mozambique-Belt führten zur Korrelation mit dem metamorphen Grundgebirge in H.U.Sverdrupfjella, der Sverdrupfjella Gruppe (z.B. BARTON & MOYES 1990). WEBER et al. (1990) und MARTIN & HARTNADY (1986) vermuten in den Bergketten des westlichen

Tab. 6-3: Synopsis der geologischen Charakteristika der metamorphen Kristallingesteine von Kirwanveggen, H.U.Sverdrupfjella und der Heimefrontfjella.

Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella	Heimefrontfjella
<i>Lithologie</i>	
vulkano-sedimentäre Metamorphitabfolge: - Paragesteine: Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise, Kalksilikate, Quarzite - Orthogesteine: Metavulkanite (Leukogneise, Hornblende-Plagioklas-Gneise), Amphibolite; synmetamorph sind Plutonite intrudiert: Granulite, Charnockite, Metagabbros, Augengneise	vulkano-sedimentäre Metamorphitabfolge: - Paragesteine: Glimmerschiefer, Gneise, Kalksilikate, Marmore, Quarzite - Orthogesteine: leuko- und melanokrate Metavulkanite, Amphibolite; in diese Gesteinsabfolge sind synmetamorph Plutonite intrudiert: Augengneise und Granitoide; im südwestlichen Gebiet treten auch Granulite auf
<i>Metamorphose</i>	
Kirwanveggen: amphibolitfaziell: $T \approx 640 \pm 50$ °C, $P \approx 6.4 \pm 0.5$ kbar H.U.Sverdrupfjella: granulitfazielle Relikte: $T = 750-880$ °C, $P = 9-11$ kbar; retrograd amphibolitfaziell- ($T = 600-720$ °C, $P = 6-7$ kbar) und später grünschieferfaziell überprägt; Migmatite	amphibolitfaziell: $T \approx 580-610$ °C, $P \approx 6.0-6.5$ kbar; nur im südwestlichen Teilgebiet granulitfaziell; retrograd grünschieferfaziell überprägt; vereinzelt Migmatite
<i>Strukturgeologie</i>	
1) koaxiale Isoklinalfalten, NW-gerichtete Überschiebungsphase 2) spätere Überfaltung der früheren Strukturen; Scherzonen	1) isoklinale Faltung und NE-gerichtete Überschiebungsphase 2) NW-gerichtete Deformations- und Faltungsphase; Scherzonen
<i>Geochronologie</i>	
Metamorphose, Plutonitintrusion und erste Deformationsphase: 1000-1200 Ma (kibarisch); grünschieferfazielle Überprägung und zweite Deformationsphase: ca. 500 Ma (pan-afrikanisch/Ross-Orogenese)	Metamorphose, Plutonitintrusion und erste Deformationsphase: 1000-1200 Ma; vor ca. 500 Ma tektono-thermal überprägt (zweite Deformationsphase)

Dronning Maud Lands die Verlängerung des südafrikanischen Namaqua-Natal-Belt. Die Zuordnung des metamorphen Grundgebirges der Heimefrontfjella zur Sverdrupfjella Gruppe führt zu der Schlußfolgerung, daß der Simbabwe und Kaapvaal Kraton im Süden, Südosten und Osten von einem zusammenhängenden kibarischen Orogengürtel umgeben wurde. Der südlich des Simbabwe und Kaapvaal Kratons gelegene Namaqua-Natal-Belt findet seine Verlängerung in den Gebirgen der Heimefrontfjella, von Kirwanveggen und H.U.Sverdrupfjella, die sich im Mozambique-Belt fortsetzen.

Literaturverzeichnis

- ALBEE, A.L. (1968): Metamorphic zones in northern Vermont.- In: ZEN, E.-An, WHITE, S.W. & HADLEY, J.B. (Eds.): Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime. New York (Interscience), 329-341.
- ALDAHAN, A.A., OUNCHANUM, P. & MORAD, S. (1988): Chemistry of micas and chlorite in Proterozoic acid metavolcanics and associated rocks from the Hästefält area, Norberg ore district, central Sweden.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 100, 19-34.
- ALLEN, A.R. (1991): The tectonic and metamorphic evolution of H.U.Sverdrupfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Eds.): Geological evolution of Antarctica. Cambridge (Cambridge University Press), 53-60.
- ALLSOPP, H.L. & NEETHLING, D.C. (1970): Rb/Sr isotopic ages of Precambrian intrusives from Queen Maud Land, Antarctica.- *Earth and Planet. Sci. Lett.*: 8, 66-70.
- ALTHAUS, E., KAROTKE, E., NITSCH, K.H. & WINKLER, H.G.F. (1970): An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.- *N. Jb. Mineral. Mh., Abt. A.*, 325-336.
- ANDERSON, D.E. & BUCKLEY, G.R. (1973): Zoning in garnets - diffusion models.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 40, 87-104.
- ANOVITZ, L.M. & ESSENE, E.J. (1987): Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$.- *J. Petrol.*: 28, 389-414.
- ARNDT, N.T., DRÜCKER, C., FIELTZ, W., HUNGELING, A., LIPPMANN, E., MILLER, H., PATZELT, G., SÄLZLE, A., SPAETH, G., TAPFER, M., WALTER, C. & WEBER, K. (1987): Die 2. Neuschwabenland-Expedition in die Kottas Berge.- *Ber. zur Polarforschung*: 33, 134-152.
- ARNDT, N.T., TAPFER, M. & WEBER, K. (1986): Die Kottasberge Neuschwabenlands (Antarktika) - Teil eines polyphas geformten präkambrischen Orogens? - *Nachr. Dt. Geol. Ges.*: 35, 9-10.
- ARNDT, N.T., TODT, W., CHAUVEL, C., TAPFER, M. & WEBER, K. (1991.): U/Pb zircon age and Nd isotopic compositions of granitoids, charnockites and supra-crustal rocks from Heimefrontfjella, Antarctica.- *Geol. Rundschau*: 80/3, 759-777.
- ATHERTON, M.P. (1968): The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 18, 347-371.
- BARKER, A.J. (1990): Introduction to metamorphic textures and microstructures.- 162 S., Glasgow (Blackie).
- BARTON, J.M.Jr., KLEMD, R., ALLSOPP, H.L., AURET, S.H. & COPPERTHWAIT, Y.E. (1987): The geology and geochronology of the Annandagstoppane granite, Western Dronning Maud Land, Antarctica.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 97: 488-496.
- BARTON, J.M.Jr. & MOYES, A.B. (1990): Cooling patterns in western Dronning Maud Land, Antarctica, and southeastern Africa and their implications to Gondwana.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*: 1/2, 33-43.

- BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$.- J. Petrol.: 40, 445-522.
- BERMAN, R.G., BROWN, T.H. & GREENWOOD, H.J. (1985): An internally-consistent thermodynamic base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$.- At. Energy Can. Techn. Rep.: 377, 1-62.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer.- Contrib. Mineral. Petrol.: 104, 208-224.
- BODNAR, R.J., BINNS, P.R. & HALL, D.L. (1989): Synthetic fluid inclusions - VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure.- J. metamorphic Geol.: 7, 229-242.
- BOHLEN, S.R. & LIOTTA, J.J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites.- J. Petrol.: 27, 1025-1034.
- BOHLEN, S.R., WALL, V.J. & BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $\text{FeO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.- Am. Mineral.: 68, 1049-1058.
- BRÖCKER, M. (1990): Die metamorphe vulkanosedimentäre Abfolge der Insel Tinos (Kykladen, Griechenland) - Geologie, Petrographie und Mineralchemie einer grünschieferfaziell überprägten Hochdruck-/Niedrigtemperatur-Abfolge.- Geotekt. Forsch.: 74, 1-107.
- BROWN, P.E. (1989): FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusions data.- Am. Mineral.: 74, 1390-1393.
- BUCHER-NURMINEN, K. (1987): A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer.- Contrib. Mineral. Petrol.: 96, 519-522.
- BUTLER, B.C.M. (1967): Chemical study of micas from the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland.- J. Petrol.: 8, 233-267.
- CARMICHAEL, D.M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks.- Contrib. Mineral. Petrol.: 20, 244-267.
- CARMICHAEL, D.M. (1970): Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario.- J. Petrol.: 11, 147-181.
- CARMICHAEL, D.M. (1978): Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale.- Am. J. Sci.: 278, 769-797.
- CARMICHAEL, I.S.E. (1967): The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates.- Contrib. Mineral. Petrol.: 14, 34-64.
- CEMIC, L. (1988): Thermodynamik in der Mineralogie.- 311 S., Berlin (Springer).
- CHATTERJEE, N.D. & JOHANNES, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}/(\text{OH})_2]$.- Contrib. Mineral. Petrol.: 48, 89-114.
- CHIPERA, S.J. & PERKINS, D. (1988): Evaluation of biotite-garnet geothermometers: application to the English River subprovince, Ontario.- Contrib. Mineral. Petrol.: 98, 40-48.

- CRAWFORD, M.L. (1981a): Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grade.- In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineral. Assoc. Can., 157-181.
- CRAWFORD, M.L. (1981b): Phase equilibria in aqueous fluid inclusions.- In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineral. Assoc. Can., 75-100.
- CRAWFORD, M.L. & HOLLISTER, L.S. (1986): Metamorphic fluids: The evidence from fluid inclusions.- In: WALTHER, J.V. & WOOD, B.J. (Eds.): Fluid-rock interactions during metamorphism. New York (Springer), 1-35.
- CRESSEY, G., SCHMID, R. & WOOD, B.J. (1978): Thermodynamic properties of almandine-grossular garnet solid solutions.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 67, 397-404.
- DARIMONT, A. & HEYEN, G. (1988): Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-N₂. Application aux inclusions fluids.- *Bull. Mineral.*: 111, 179-182.
- DE BETHUNE, P. & LADURON, D. & BOCQUET, J. (1975): Diffusion processes in resorbed garnets.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 50, 197-204.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1965): Rock-forming minerals: Vol. 4, Framework Silicates. London (Longmans), 321-337.
- DUKE, E.F., GALBREATH, K.C. & TRUSTY, K.J. (1990): Fluid inclusions and carbon isotope studies of quartz-graphite veins, Black Hills, South Dakota and Ruby Range, Montana.- *Geochim. Cosmochim. Acta*: 54, 683-698.
- DYMEK, R.F. (1983): Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland.- *Am. Mineral.*: 68, 880-899.
- ESSENE, E.J. (1989): The current status of thermobarometry in metamorphic rocks.- In: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. (Eds.): Evolution of metamorphic belts. *Geol. Soc. Spec. Publ.*: 43, 1-44.
- EVANS, B.W. & GUIDOTTI, C.V. (1966): The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, USA.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 12, 25-62.
- 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.
- FOSTER, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas.- U.S. Geol. Survey Prof. Paper 345-B, 24-29.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H. (1967): Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 364-376.
- FROESE, E. & GASPARINI, E. (1975): Metamorphic zones in the Snow Lake area, Manitoba.- *Can. Mineral.*: 13, 162-167.
- FUHRMAN, M.L. & LINDSLEY, D.H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry.- *Am. Mineral.*: 73, 201-215.
- GANGULY, J. (1969): Chloritoid stability and related parageneses: Theory, experiments and applications.- *Am. J. Sci.*: 267, 910-944.
- GANGULY, J. & KENNEDY, G.C. (1974): The energetics of natural garnet solid solution. I. Mixing of aluminosilicate end-members.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 48, 137-148.

- GAVSHON, R.D.J. & ERASMUS, J.M. (1975): Precambrian metamorphic rocks of the Neumayerskarvet area, Kirwanveggen, western Dronning Maud Land.- South Afr. J. Antarct. Res.: 5, 2-9.
- GHENT, E.D. (1976): Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer.- Am. Mineral.: 61, 710-714.
- GHENT, E.D., ROBBINS, D.B. & STOUT, M.Z. (1979): Geothermometry, geobarometry, and fluid composition of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia.- Am. Mineral.: 64, 874-885.
- GHENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages.- Contrib. Mineral. Petrol.: 76, 92-97.
- GOLDSMITH, J.R. (1980): Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures.- Am. Mineral: 65, 272-284.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California.- J. metamorphic Geol.: 2, 13-31.
- GRANTHAM, G.H., GROENEWALD, P.B. & HUNTER, D.R. (1988): Geology of the northern H.U.Sverdrupfjella, western Dronning Maud Land and implications for Gondwana reconstructions.- South Afr. J. Antarct. Res.: 18, 2-10.
- GRANTHAM, G.H. & HUNTER, D.R. (1991): The timing and nature of faulting and jointing adjacent to the Pencksökket, western Dronning Maud Land, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Eds.): Geological evolution of Antarctica. Cambridge (Cambridge University Press), 47-51.
- GREEN, N.L. (1986): Program TERN.FELDSPAR, Version 3.4.1. Oktober 1986, Dep. of Geol., Univ. Alabama, Tuscaloosa, Alabama 35487-1945.
- GREEN, N.L. & USDANSKY, S.J. (1986): Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry.- Am. Mineral.: 71, 1100-1108.
- GRIFFEN, D.T., GOSNEY, T.C. & PHILLIPS, W.R. (1982): The chemical formula of natural staurolite.- Am. Mineral.: 67, 292-297.
- GRIKUROV, G.E., RAVICH, M.G. & SOLOVIEV, D.S. (1972): Tectonics of Antarctica.- In: ADIE, R.J. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. Oslo (Universitetsforlaget), 457-468.
- GROENEWALD, P.B., GRANTHAM, G.H. & WATKEYS, M.K. (1991): Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica.- J. Geol. Soc. London: 148, 1115-1123.
- GROENEWALD, P.B. & HUNTER, D.R. (1991): Granulites of northern H.U.Sverdrupfjella, western Dronning Maud Land: Metamorphic history from garnet-pyroxene assemblages, coronas and hydration reactions.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Eds.): Geological evolution of Antarctica. Cambridge (Cambridge University Press), 61-66.
- GUIDOTTI, C.V. (1973): Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine.- Contrib. Mineral. Petrol.: 42, 33-42.

- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks.- In: BAILEY, S.W. (Ed.): Micas. Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy: 13, 357-467.
- GUIDOTTI, C.V. & DYAR, M.D. (1991): Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications.- Am. Mineral.: 76, 161-175.
- HACKLER, R.T. & WOOD, B.J. (1989): Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg mixing properties in garnet.- Am. Mineral.: 74, 994-999.
- HALL, D.L., BODNAR, R.J. & CRAIG, J.R. (1991): Fluid inclusion constraints on the uplift history of the metamorphosed massive sulphide deposits at Ducktown, Tennessee.- J. metamorphic Geol.: 9, 551-565.
- HALPERN, M. (1970): Rubidium-Strontium date of possibly three billion years for a granite rock from Antarctica.- Science: 169, 977-978.
- HARRIS, C., WATTERS, B.R. & GROENEWALD, P.B. (1991): Geochemistry of the Mesozoic regional basic dykes of western Dronning Maud Land, Antarctica.- Contrib. Mineral. Petrol.: 107, 100-111.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V. (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine.- Am. Mineral.: 70, 1-15.
- HEYEN, G., RAMBOZ, C. & DUBESSY, J. (1982): Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-CH₄ en dessous de 50 °C et de 100 bar. Application aux inclusions fluids.- C. R. Acad. Sc. Paris: 294, 203-206.
- HIMMELBERG, G.R., BREW, D.A. & FORD, A.B. (1991): Development of inverted metamorphic isograds in the western metamorphic belt, Juneau, Alaska.- J. metamorphic Geol.: 9, 165-180.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems.- Am. Mineral.: 70, 702-709.
- HODGES, K.V. & MCKENNA, L.W. (1987): Realistic propagation of uncertainties in geologic thermobarometry.- Am. Mineral.: 72, 671-680.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.- Am. Mineral.: 67, 1118-1134.
- HOISCH, T.D. (1989): A muscovite-biotite geothermometer.- Am. Mineral.: 74, 565-572.
- HOISCH, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet.- Contrib. Mineral. Petrol.: 104, 225-234.
- 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.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the alumino-silicate phase diagram.- Am. J. Sci.: 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L. & HINTON, R.W. (1988): Devonian and Carboniferous metamorphism in west-central Maine: The muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revisited.- Am. Mineral.: 73, 20-47.

- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L. & SHORE, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite.- *Am. Mineral.*: 71, 1142-1159.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Garnet zoning: an interpretation - based on the Rayleigh fractionation model.- *Science*: 154, 1642-1651.
- HOLLISTER, L.S. (1977): The reaction forming cordierite from garnet. The Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia.- *Can. Mineral*: 15, 217-229.
- HOLLISTER, L.S. (1990): Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation.- *J. Structural Geol.*: 12, 895-901.
- HOLLISTER, L.S. & BURRUSS, R.C. (1976): Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex.- *Geochim. Cosmochim. Acta*: 40, 163-175.
- HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (1981): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology.- *Mineral. Assoc. Can.*, 304 S.
- HOLLISTER, L.S., CRAWFORD, M.L., ROEDDER, E., BURRUSS, R.C., SPOONER, E.T.C. & TOURET, J. (1981): Practical aspects of microthermometry.- In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. *Mineral. Assoc. Can.*, 278-304.
- HOLLOWAY, J.R. (1981): Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust.- In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. *Mineral. Assoc. Can.*, 13-38.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 14, 97-131.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 22, 208-232.
- HUGGINS, F.E., VIRGO, D. & HUCKENHOLZ, H.G. (1977): Titanium containing silicate garnets I. The distribution of Al, Fe³⁺ and Ti⁴⁺ between octahedral and tetrahedral sites.- *Am. Mineral.*: 62, 475-490.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite.- *Am. Mineral.*: 70, 272-278.
- JACOBS, J. (1988): Strukturgeologische Untersuchungen an mylonitischen Gesteinen in den Kottasbergen und Sivorgfjella.- *Ber. zur Polarforschung*: 58, 171-173.
- JACOBS, J. (1991): Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika).- *Ber. zur Polarforschung*: 97, 141 S.
- JACOBS, J., KREUTZER, S., SCHNELLBACH, U., SCHULZE, P., SPAETH, G. & ZARSKE, G. (1991): Geologische Kartierungen in der Heimefrontfjella.- *Ber. zur Polarforschung*: 86, 93-102.
- JÄGER, B. (1988): Erzpetrographische Untersuchungen in der Heimefrontfjella.- *Ber. zur Polarforschung*: 58, 173-174.
- JUCKES, L.M. (1972): The geology of north-eastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- *Brit. Ant. Surv. Scient. Rep.*: 65, 44 S.
- KERKHOF, A.M. van den (1988): Phase transitions and molar volumes of CO₂-CH₄-N₂ inclusions.- *Bull. Mineral.*: 111, 257-266.

- KERKHOF, A.M. van den (1990): Isochoric phase diagrams in the systems CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to fluid inclusions.- *Geochim. Cosmochim. Acta*: 54, 621-629.
- KERRICH, R. (1976): Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 59, 195-202.
- KERRICK, D.M. & DARKEN, L.S. (1975): Statistical thermodynamic models for ideal oxide and silicate solid solutions, with application to plagioclase.- *Geochim. Cosmochim. Acta*: 39, 1431-1442.
- KLEMD, R. (1987): A mineralogical and mineralchemical investigation of Archaean granites bordering the Witwatersrand Basin.- Unveröff. Ph.D. thesis, Rand Afrikaans University, Johannesburg/Südafrika, 263 S.
- KLEMD, R. (1988): Flüssigkeitseinschlüsse.- *Die Geowissenschaften*: 6, 182-186.
- KLEMD, R. (1989): P-T evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Münchberg gneiss complex, Germany.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 102, 221-229.
- KLEMD, R., KERKHOFF, A.M. van den & HORN, E.E. (1992): High-density CO₂-N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments of the Münchberg gneiss complex, SE Germany.- *Contrib. Mineral. Petrol.* (im Druck).
- KLEMD, R. & OKRUSCH, M. (1990): Phase relationships and fluid inclusions characteristics of the metamorphosed, stratiform sulfide deposit Matchless, Namibia.- *Geol. Rundschau*: 79/2, 433-449.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz.- *Am. Mineral.*: 74, 77-84.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont.- *Am. Mineral.*: 75, 89-96.
- KOZIOL, A.M. & NEWTON, R.C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer.- *Am. Mineral.*: 73, 216-223.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals.- *Am. Mineral.*: 68, 277-279.
- LAMB, W.M., BROWN, P.E. & VALLEY, J.W. (1991): Fluid inclusions in Adirondack granulites: implications for retrograde P-T path.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 107, 472-483.
- LAMB, W.M., VALLEY, J.W. & BROWN, P.E. (1987): Post-metamorphic CO₂-rich fluid inclusions in granulites.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 96, 485-495.
- LARSSON, K. & BYLUND, G. (1988): Sedimentology, stratigraphy and paleomagnetism in the Heimfrontfjella Range.- *Ber. zur Polarforschung*: 58, 174-180.
- LEAKE, B.E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphibols.- *Am. Mineral.*: 50, 843-851.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphibols.- *Am. Mineral.*: 63, 1023-1052.

- LEEDER, O., THOMAS, R. & KLEMM, W. (1987): Einschlüsse in Mineralen.- 180 S., Stuttgart (Enke).
- LOEWENSTEIN, W. (1954): The distribution of aluminium in the tetrahedra of silicates and aluminates.- *Am. Mineral.*: 39, 92-96.
- MARTIGNOLE, J. & NANTEL, S. (1982): Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville Province, Quebec.- *Can. Mineral.*: 20, 307-318.
- MARTIN, A.K. & HARTNADY, C.J.H. (1986): Plate tectonic development of the south west Indian ocean: A revised reconstruction of east Antarctica and Africa.- *J. Geophys. Res.*: 91 (B5), 4767-4786.
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 96, 212-224.
- MATTHES, S. (1990): *Mineralogie*.- 3. Aufl., 448 S., Berlin (Springer).
- MENGEL, F. & RIVERS, T. (1991): Decompression reactions and P-T conditions in high-grade rocks, Northern Labrador: P-T-t paths from individual samples and implications for early proterozoic tectonic evolution.- *J. Petrol.*: 32, 139-167.
- MOHR, D.W. & NEWTON, R.C. (1983): Kyanite-staurolite metamorphism in sulfidic schist of the Anakeesta Formation, Great Smoky Mountains, North Carolina.- *Am. J. Sci.*: 283, 97-134.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes.- *Mineral. Mag.*: 52, 535-550.
- MOYES, A.B. & BARTON, J.M.Jr. (1990): A review of isotopic data from western Dronning Maud Land, Antarctica.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*: 1/2, 19-31.
- NASIR, S. (1986): Die Metabasite im mittleren kristallinen Vorspessart: Petrographie-Geochemie-Phasenpetrologie.- Unveröff. Dissertation, Univ. Würzburg, 191 S.
- NEWTON, R.C., CHARLU, T.V. & KLEPPA, O.J. (1977): Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂.- *Geochim. Cosmochim. Acta.*: 41, 369-377.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer.- In: NEWTON, R.C., NAVROTSKY, A., & WOOD, B.J. (Eds.): *Thermodynamics of minerals and melts*. New York (Springer), 131-147.
- ORVILLE, P.M. (1972): Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solutions: results at 700 °C and 2000 bars in the presence of quartz.- *Am. J. Sci.*: 272, 234-272.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. & BALDWIN, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data.- *Geol. Soc. Am., Abstr. with program*: 6.
- PECHER, A. (1981): Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz.- *Tectonophysics*: 78, 567-583.

- PERCHUK, L.L. & LAVRENT'eva, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite.- In: SAXENA, S.K. (Ed.): Kinetics and equilibrium in mineral reactions. New York (Springer), 199-239.
- PETERS, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen.- Ber. zur Polarforschung: 61, 186 S.
- PHILLIPOT, P. & SELVERSTONE, J. (1991): Trace-element rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction.- Contrib. Mineral. Petrol.: 106, 417-430.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff.- 230 S., Stuttgart (Enke).
- PLAS, L. van der & TOBI, A. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results.- Am. J. Sci.: 263, 87-90.
- 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.
- PÖSCHER, P. (1988): Fazielle Untersuchungen in den jungpaläozoischen Sedimenten der Heimefrontfjella und der Kraulberge.- Ber. zur Polarforschung: 58, 180-183.
- POTTER, II, R.W. (1977): Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on volumetric properties of the system NaCl-H₂O.- U.S. Geol. Survey J. Res.: 5, 603-607.
- POTTER, II, R.W., CLYNNE, M.A. & BROWN, D.L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions.- Econ. Geol.: 73, 284-285.
- POWELL, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet clinopyroxene geothermometer revisited.- J. metamorphic Geol.: 3, 231-243.
- POWELL, R., CONDLIFFE, D.M. & CONDLIFFE, E. (1984): Calcite-dolomite geothermometry in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃: An experimental study.- J. metamorphic Geol.: 2, 33-42.
- POWELL, R. & EVANS, J.A. (1983): A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz.- J. metamorphic Geol.: 1, 331-336.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program.- J. metamorphic Geol.: 6, 173-204.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1990): An enlarged and updated internally consistent dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂O.- J. metamorphic Geol.: 8, 89-124.

- POWNCHEY, M.I., WALL, V.J. & O'NEILL, H.S.C. (1987a): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 97, 116-126.
- POWNCHEY, M.I., WALL, V.J. & O'NEILL, H.S.C. (1987b): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications (Erratum).- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 97, 539.
- PRIGOGINE, I. & DEFAY, R. (1954): *Chemical Thermodynamics*.- 522 S., London (Longmans).
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of Hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 45, 231-236.
- RÄHEIM, A. (1975): Mineral zoning as a record of P, T history of precambrian eclogites and schists in western Tasmania.- *Lithos*: 8, 221-236.
- REX, D.C. (1972): K/Ar age determinations on volcanic and associated rocks from Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. (Ed.): *Antarctic Geology and Geophysics*. Oslo (Universitetsforlaget), 133-136.
- RIBBE, P.H. (1982): Staurolite.- In: RIBBE, P.H. (Ed.): *Orthosilicates*. *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*: 5, 2nd ed., 171-187.
- RIBBE, P.H. (1983): The chemistry, structure and nomenclature of feldspars.- In: RIBBE, P.H. (Ed.): *Feldspar Mineralogy*. *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*: 2, 2nd ed., 1-19.
- RICE, J.M. (1977): Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana.- *Am. J. Sci.*: 277, 1-24.
- RICHARDSON, S.W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H.- *J. Petrol.*: 9, 467-488.
- RICKMANN, I. (1989): *Untersuchungen an Fluideinschlüssen in Metamorphen aus Heimefrontfjella und Mannefallknausane, Antarktis*.- Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Göttingen, 141 S.
- ROBINSON, P. (1980): The composition space of terrestrial pyroxenes - internal and external limits.- In: PREWITT, C.T. (Ed.): *Pyroxenes*. *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*: 7, 419-494.
- ROEDDER, E. (1981): Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping.- In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.): *Short course in fluid inclusions: Applications to petrology*. *Mineral. Assoc. Can.*, 101-137.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions.- *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*: 12, 644 S.
- ROLAND, N.W., KLEINSCHMIDT, G. & BUGGISCH, W. (1988): *Geological Expedition to the Shackleton Range - GEISHA 1987/88 - Nappe Structure and a meteorite find*.- *CIRCULAR 7*; BGR (Hannover).
- RYBURN, R.J., RÄHEIM, A. & GREEN, D.H. (1976): Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism - record of subduction.- *Lithos*: 9, 161-164.

- SANTOSH, M., JACKSON, D.H., HARRIS, N.B.W. & MATTEY, D.P. (1991): Carbonic fluid inclusions in South Indian granulites: evidence for entrapment during charnockite formation.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 108, 318-330.
- SCHENK, V. (1990): The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: Structure and evolution of a segment of Hercynian crust.- In: SALISBURY, M.H. & FOUNTAIN, D.M. (Eds.): *Exposed cross-sections of the continental crust*. Kluwer Acad. Publishers, 21-42.
- SCHLIESTEDT, M. (1980): Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland.- Unveröff. Dissertation, TU Braunschweig, 143 S.
- SCHWARTZ, K.B. & BURNS, R.G. (1978): Mössbauer spectroscopy and crystal chemistry of natural Fe-Ti garnets.- *Trans. Am. Geophys. Union*: 59, No.4, 395-396.
- SISSON, V. B. & HOLLISTER, L.S. (1990): A fluid-inclusion study of metamorphosed pelitic and carbonate rocks, south-central Maine.- *Am. Mineral.*: 75, 59-70.
- SMITH, J.V. (1983): Some chemical properties of feldspars.- In: RIBBE, P.H. (Ed.): *Feldspar Mineralogy*. Min. Soc. Am., *Reviews in Mineralogy*: 2, 2nd ed., 281-296.
- SPAETH, G. & FIELITZ, W. (1987): Structural investigations in the precambrian of Western Neuschwabenland, Antarctica.- *Polarforschung*: 57, 71-92.
- SPEAR, F.S. (1980): NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 72, 33-41.
- SPEAR, F.S. (1989): Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths.- In: SPEAR, F.S. & PEACOCK, S.M.: *Metamorphic pressure-temperature-time paths*. Am. Geophys. Union, *Short Course in Geology*: 7, 1-56.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 101, 149-164.
- SPEAR, F.S. & SELVERSTONE, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 83, 348-357.
- STERNER, S.M. & BODNAR, R.J. (1989): Synthetic fluid inclusions - VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift.- *J. metamorphic Geol.*: 7, 243-260.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name.- *N. Jb. Mineral. Abh.*: 107, 144-240.
- STORRE, B. & KAROTKE, E. (1971): Experimentelle Anatexis von Glimmerschiefern in Modellsystemen.- *Fortschr. Mineral.*: 49, 56-58.
- SWANENBERG, H.E.C. (1980): Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from S.W. Norway.- *Geologica Ultraiectina*: 25, Univ. Utrecht, 147 S.
- TANKARD, A.J., JACKSON, M.P.A., ERIKSSON, K.A., HOBDDAY, D.K., HUNTER, D.R. & MINTER, W.E.L. (1982): Crustal evolution of southern Africa. 3.8 billion years of Earth history.- 523 S., Berlin (Springer).
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X-(Fe-Mg) phase relations.- *Am. J. Sci.*: 276, 425-454.

- THOMPSON, A.B. & ALGORE, J.R. (1977): Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $\text{KAlO}_2\text{-NaAlO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.- *Contrib. Mineral. Petrol.*: 63, 247-269.
- THORPE, R. & BROWN, G. (1985): The field description of igneous rocks.- 154 S., Geological Society of London, Handbook Series.
- TOURET, J.L.R. (1981): Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks.- In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineral. Assoc. Can., 182-208.
- TOURET, J.L.R. (1987): Fluid inclusions and pressure-temperature estimates in deep seated rocks.- In: HELGESON, H.D. (Ed.): Chemical transport in metasomatic processes. NATO ASI C 218, Kluwer Acad. Press, 91-122.
- TOURET, J.L.R. (im Druck): Fluid inclusions in subducted rocks.
- TOURET, J.L.R. & DIETVORST, P. (1983): Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites.- *J. Geol. Soc. London*: 140, 635-649.
- TOURET, J.L.R. & HANSTEEN, T.H. (1988): Geothermobarometry and fluid inclusions in a rock from the Doddabetta charnockite complex, Southwest India.- *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*: 43, 65-82.
- TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals.- In: FERRY, J.M. (Ed.): Characterization of metamorphism through mineral equilibria. *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*: 10, 355-397.
- TRACY, R.J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A.B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Am. Mineral.*: 61, 762-775.
- TRZCIENSKI, W.E.Jr. (1977): Garnet zoning - product of continuous reaction.- *Can. Mineral.*: 15, 250-256.
- VAN REENEN, D.D. & HOLLISTER, L.S. (1988): Fluid inclusions hydrated granulite facies rocks, southern marginal zone of the Limpopo Belt, South Africa.- *Geochim. Cosmochim. Acta*: 52, 1057-1064.
- VIETEN, K. & HAMM, H.M. (1978): Additional notes 'On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe^{3+} from microprobe analyses'.- *N. Jb. Mineral. Mh.*, 71-83.
- WEBER, K., ARNDT, N.T., JACOBS, J. & PETERS, M. (1990): The Proterozoic evolution of New Schwabenland and its correlation with the southern part of Africa.- *Geodät. u. geophys. Veröff., Reihe 1*: 15, 62-63.
- WILLIAMS, M.L. & GRAMBLING, J.A. (1990): Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite.- *Am. Mineral.*: 75, 886-908.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- 382 S., Stuttgart (Springer).
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 5. Aufl., 348 S., New York (Springer).
- WOLMARANS, L.G. & KENT, L.E. (1982): Geological investigations in western Dronning Maud Land - a synthesis.- *South Afr. J. Antarct. Res., Suppl.*: 2, 1-93.

- WOODSWORTH, G.J. (1977): Homogenization of zoned garnets from pelitic schists.- *Can. Mineral.*: 15, 230-242.
- WORSFOLD, R.J. (1967): The geology of southern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- Unveröff. Ph. D. thesis, Univ. Birmingham, 176 S.
- YARDLEY, B.W.D. (1989): An introduction to metamorphic petrology.- 248 S., Longman Earth Science Series.
- ZARSKE, G. (1989): Gefügekundliche und kristallineologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-Linie.- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*: 38, 142 S.
- ZHANG, Y.G. & FRANTZ, J.D. (1987): Determination of homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions.- *Chem. Geol.*: 64, 335-350.

Die verwendeten Abkürzungen der Mineralnamen folgen dem Vorschlag von KRETZ (1983):

Ab	Albit	Ky	Disthen
Adr	Andradit	Ms	Muscovit
Alm	Almandin	Pl	Plagioklas
And	Andalusit	Phl	Phlogopit
An	Anorthit	Pg	Paragonit
Ann	Annit	Prl	Pyrophyllit
Bt	Biotit	Prp	Pyrop
Chl	Chlorit	Qtz	Quartz
Cld	Chloritoid	Rt	Rutil
Grt	Granat	Sil	Sillimanit
Grs	Grossular	Sps	Spessartin
Hbl	Hornblende	St	Staurolith
Ilm	Ilmenit	Tlc	Talk
Kfs	Kalifeldspat		

Zusätzlich wurden verwendet:

Als	Alumosilikat (Al_2SiO_5)	Min	Minnesotait
Eas	Eastonit	Won	Wonesit
Sid	Siderophyllit	Uw	Uwarowit

Folgende Abkürzungen wurden zur Charakterisierung der Phasenübergänge in den Flüssigkeitseinschlüssen benutzt:

Tf	Gefrieren des Einschlusses
Tim	Beginn des Schmelzens
Tko	kotektisches Schmelzen einer Hydratphase
Tm	finale Schmelzen
Th	Homogenisierung von Gas in Flüssigkeit

pfu per formula unit (pro Formeleinheit)

Berechnungsschema der Endglieder von TurmalinEndglieder:

Schörl	NaFe^{2+}_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Tsilaisit	NaMn_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Uvit	CaMg_3	MgAl_5	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Dravit	NaMg_3	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Elbait	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3$	Al_6	$(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$

- 1) Si auf 6 Kationen normieren
- 2) Ca, Mg, Mn, Fe^{2+} und Al (Summe des Al in der Y- und Z-Position) mit dem Normierungsfaktor multiplizieren
- 3) Gesamt- Fe^{2+} = Schörl-Komponente
- 4) Gesamt-Mn = Tsilaisit-Komponente
- 5) Gesamt-Ca = Uvit-Komponente
- 6) Gesamt-Mg - (Gesamt-Ca * 4)¹⁾ = Dravit-Komponente
- 7) Gesamt-Al - (Gesamt-Ca * 5)²⁾ = Rest-Al
- 8) $(\text{Rest-Al} - (\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} [\text{Dravit-Komponente}]))/3^4)$ = Elbait-Komponente
- 9) Schörl-, Tsilaisit-, Uvit-, Dravit- und Elbait-Komponente aufsummieren und in Prozent umrechnen

1) entspricht dem in der Uvit-Komponente gebundenem Mg

2) entspricht dem in der Uvit-Komponente gebundenem Al

3) entspricht dem in der Tsilaisit-, Schörl- und Dravit-Komponente gebundenem Al

4) Al wird im Verhältnis 1:2 auf die Y- und Z-Position der Elbait-Komponente aufgeteilt

Tab. A-1: Probenverzeichnis

Lokalität	Gestein	Proben-Nr. PS ..	Breiten- grad (S)	Längen- grad (W)	Höhe [m]
Bieringmulen Südgrat	Augengneis (melanokrät) Augengneis (leukokrät)	82 81	74° 44'	11° 49'	1640 1710
Gipfelbereich östlich des Gipfelbereichs	gleichkörniger Granitoid Augengneis (melanokrät)	80 89, 90			1960 1930
Boyesennuten Gipfelbereich	Glimmerschiefer s.s. Hbl-Pl-Paragneis Metavulkanit (leukokrät)	99 100 98	74° 34'	11° 20'	1430 1420 1450
Christensenkollen Aufschluß im Eisbruch	Ky-Bt-Kfs-Paragneis Augengneis (leukokrät)	118 117	74° 35'	10° 52'	1850 1870
Gerhardsennuten Nordwestgrat	Bt-Pl-Paragneis Metavulkanit (leukokrät) Metavulkanit (melanokrät)	133 131, 132, 134 135	74° 33'	11° 11'	1390 1330-1580 1310 1370
Nordfuß (Windkolk)	Metavulkanit (leukokrät)	141			
Gerhardsennuten/Engenhovet Verbindungsgrat	Metavulkanit (leukokrät) Metavulkanit (melanokrät)	119 - 123 122/1	74° 34'	11° 08'	1440 1440
Gramkroken Nordostseite	Ky-Glimmerschiefer Grt-Pl-Qtz-Hbl-Bt-Schiefer Augengneis (melanokrät)	109, 110 108, 111 106, 107	74° 37'	10° 42'	1940 1970 1920

Tab. A-1 (Fts.): Probenverzeichnis

Lokalität	Gestein	Proben-Nr. PS ..	Breiten- grad (S)	Längen- grad (W)	Höhe [m]

Imerlundryggen			74° 42'	11° 10'	
Grat im Eisbruch	Glimmerschiefer(1)	128			1740
	Grt-Pl-Bt-Qtz-Schiefer	139			1760
	Augengneis (melanokrat)	130			1560
	Metavulkanit (leukokrat)	129			1680
Malmrusta			74° 43'	11° 28'	
Nordgrat	Ky-Pl-Bt-Hbl-Schiefer	141			1610
Månesigden			74° 51'	12° 14'	
Gipfelbereich	porphyroblastischer Granitoid	87, 88			1720
Mathisenskaget			74° 52'	11° 38'	
	Metavulkanit (leukokrat)	39 - 43			1630-1820
	Metavulkanit (melanokrat)	42/1, 43/1			1630-1820
	Pegmatit	44			1760
Gipfelbereich	Bt-Pl-Paragneis	48			2080
	Metavulkanit (leukokrat)	46, 47			2140
Mygehenget			74° 53'	11° 28'	
Westflanke	Glimmerschiefer s.s.	21, 22, 24 - 28, 96			2160-2190
	Grt-Glimmerschiefer	23, 38			2200
	Pl-Qtz-Czo-Hbl-Bt-Schiefer	29, 30			2210
	Metavulkanit (leukokrat)	94			2270
	Pegmatit	95			2130
Fuß der Westflanke	Kalksilikatfels	31, 32, 34, 36, 37			2030
	Marmor	33			2030
Ostflanke	Bt-Pl-Paragneis	45			2280

Tab. A-1 (Fts.): Probenverzeichnis

Lokalität	Gestein	Proben-Nr. PS ..	Breiten- grad (S)	Längen- grad (W)	Höhe [m]
Norunnuten			74° 44'	11° 41'	
Westflanke	Augengneis (melanokrät)	92, 97			1780
	Augengneis (Leukokrät)	93			1820
Nordgrat	Basaltdyke	124			1880
Overlandhosa			74° 36'	10° 49'	
Grat des südlichsten Nunataks	Augengneis (melanokrät)	112			1820
	Metavulkanit (Leukokrät)	113			1860
mittlerer Nunatak	Bt-Hbl-Pl-Paragneis	114, 115			1840
	Augengneis (melanokrät)	116			1860
Paaliniibba					
Gipfelbereich	Bt-Pl-Paragneis	86			2640
	Augengneis (melanokrät)	84			2620
	Augengneis (Leukokrät)	83			2610
	gleichkörniger Granitoid	85			2540
Westfuß	Augengneis (Leukokrät)	91			1760
Ristinghortane			74° 55'	11° 23'	
südlicher Nunatak	Ky-St-Grt-Glimmerschiefer	1, 3, 4			2190
	Kalksilikatschiefer	11 - 15, 20			2190
	Quarzit	7			2160
	Amphibolit	6, 16 - 19			2180
Ryghnuten			74° 50'	11° 29'	
Nordflanke	Bt-Pl-Paragneis	51, 52			2170
	Augengneis (melanokrät)	57			2280
	gleichkörniger Granitoid	49, 50			1990
	Metavulkanit (Leukokrät)	53 - 56			1960

Tab. A-1 (Fts.): Probenverzeichnis

Lokalität	Gestein	Proben-Nr. PS ..	Breiten- grad (S)	Längen- grad (W)	Höhe (m)
Sirinuten			74° 41'	11° 24'	1650-1690
Nordwestgrat	Augengneis (melanokrät)	126, 127			
Sollienabben			74° 32'	11° 27'	1190
Südküstseite	Augengneis (melanokrät)	136			
Summerkammen			74° 56'	11° 52'	2070-2090
nördliche Nunataks	Glimmerschiefer s.s.	67, 68, 70 - 74, 77			
	Tur-Glimmerschiefer	63, 64			2100
	Grt-Ky-Glimmerschiefer	69			2070
	Czo-Bt-Pl-Paragneis	66, 75, 76			2060
	Grt-Pl-Bt-Paragneis	78			2050
	glimmerarmer Paragneis	79			2050
	Pegmatit	58, 61			2190
	Amphibolit	65			2110
Torsviktoppen			74° 35'	11° 08'	1290
Nordfuß	porphyblastischer Granitoid	140			
Gipfelbereich	Metavulkanit (Leukokrät)	138			1570
Wrightshamaren			74° 36'	11° 07'	2130
Gipfelbereich	Glimmerschiefer s.s.	104			
	Grt-Glimmerschiefer	105			2130
	Augengneis (melanokrät)	102			2120
	Augengneis (Leukokrät)	103			2100

s.s.: sensu stricto
(1) keine Modalanalyse

Tab. A-2: Modalbestände der Glimmerschiefer

Proben-Nr.:	PS	1	3	4	22	23	24	26	27	28	29	30	38	63	64	67	68	69	70	71	72	73	74	77	99	104	105	108	109	110	111	139	142	
Quarz		38	29	40	58	27	42	32	39	26	16	11	50	46	44	31	36	30	57	38	59	49	41	65	54	32	41	19	38	23	14	38	+	
Plagioklas		6	9	4	31	15	18	24	31	38	7	12	1	15	26	3	+	+	4	16	4	+	18	+	18	12	18	12	4	+	15	22	27	
Biotit		4	16	11	1	30	18	38	18	31	38	39	22	17	14	27	22	29	11	28	13	11	27	14	22	19	27	39	28	20	43	29	32	
Muscovit		15	20	21	10	19	17	+	7	1			18	8	7	32	37	18	27	11	18	35	9	17	5	37	6		1	34				
Hornblende											20	26																18			16	2	35	
Granat		18	9	9		7	4	5					8	5	3	4	4	10		5	5		4	4			7	10	3		8	9		
Staurolith		9	14	12					3	2							+	1																
Disthen		7	1	2	+	1											1	+	13									26	23				6	
Turmalin														9	6	1	+	+	1		+	5												
Klinozoisit										19	12														1								+	
Calcit																																		+
Titanit											+						+								+		1			3	+			
Zirkon		+	+	+		+				+			+	+	+				+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Apatit				+	+		+						+		+				+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Orthit																+																		
Opakphase		3	2	1		1	1	1	2	2			1		1	+	+		2	1		1	+			1	1	+	+	1	+			

Ziffer: auf- bzw. abgerundete Vol.-%

+ : im Dünnschliff akzessorisch vorhanden

Tab. A-3: Modalbestände der Paragneise, Kalksilikate, eines Marmors und Quarzits

	Paragneise													Kalksilikate							Marmor Quarzit						
	29	46	47	58	33	30	39	48	52	40	19	4	11	55	37	11	14	15	20	31	32	34	36	37	33	7	
Quarz	29	46	47	58	33	30	39	48	52	40	19	4	11	55	37					3	2	7	1	4		98	
Kalifeldspat													13														
Plagioklas	44	40	31	30	12	+	21	16*	45	35	46	48	29	34						69	69	70	80	79			
Biotit	20	9	17	7	30	49	17	26	2	23	12	13	19	29								4	1			+	
Muscovit					2				1																	2	
Hornblende	2				13	1					33	34	33			12	5	9	24						3		
Granat	5	+	5	5			7	10		2	1	8				22	32	18	18			1	8	12	9		
Diathen													13														
Turmalin																											
Skapolith																											
Epidot	5																										
Klinozoisit																											
Calcit/Dolomit																66	63	73	58	28	24	13	6	7	97		
Titanit	+																										
Zirkon	+																									+	
Apatit	+																									+	
Orthit	+																									+	
Opakphase																										+	

* fast vollständig sericitisiert, nur in seltenen Fällen sind Albitlamellen +
erkennbar

Ziffer: auf- bzw. abgerundete Vol.-%

+ : im Dünnschliff akzessorisch vorhanden

Tab. A-5: Modalbestände der leuko- und melanokraten Metavulkanite

Proben-Nr.:	Leukokrat																melanokrat																		
	PS	39	41	42	43	44	46	47	53	54	55	56	94	98	113	119	120	121	122	123	129	131	132	134	141	138	42/1	43/1	122/1	135					
Quarz	57	42	59	51	44	43	49	47	58	52	45	55	41	32	56	59	36	52	46	54	48	66	58	40		1	1	+	3						
Kalifeldspat	1	7	7	23	12	11	20	16	15	12	19	28	22	28	21	18	29	15	15	23							3	7							
Plagioklas	20	40	28	38	31	30	32	29	21	28	32	18	23	30	11	14	43	14	26	30	12	27	22	30		31	45	28	36						
Biotit	17	9	4	3	1	13	2	4	2	3	9	4	7	15	4	1	5	9	+	7	5	7	2			11	+	+							
Muscovit	+										2	+	1	1							4	1	10												
Hornblende	1	9	1			6									+	6	1									1									
Granat									2	1																	57	49	62	59					
Epidot	4	1	+																																
Klinozoisit	+																																		
Titanit	+	+	+	2	+																														
Zirkon	+	+	+	+	+																														
Apatit	+	+	+	+	+																														
Orthit																																			
Opakphase	1	+		1	+		+	1	1	+	3	+	+	1																					

Ziffer: auf- bzw. abgerundete Vol.-%

+ : im Dünnchliff akzessorisch vorhanden

Tab. A-6: Modalbestände der Pegmatite und Amphibolite

	Pegmatite				Amphibolite					
	PS	58	61	95	6	16	17	18	19	65
Quarz	62	73	48		5	9	3	3	1	+
Kalifeldspat	4	19								
Plagioklas	8	4	29		21	5	22	8	7	23
Biotit		1			4	16			23	+
Muscovit	9	3	1							
Hornblende					65	70	72	88	69	76
Granat			2		2					
Staurolith					1					+
Disthen										+
Turmalin	17	20								
Epidot							+	2	+	+
Klinoisit										
Calcit/Dolomit								1		+
Titanit								+		1
Zirkon							+			+
Apatit										+
Orthit										
Opakphase					2		1			+

Ziffer: auf- bzw. abgerundete Vol.-%

+ : im Dünnschliff akzessorisch vorhanden

Tab. A-7: Mikrosondenanalysen von Granat der Glimmerschiefer PS 4 und PS 23

	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 23	PS 23	PS 23
	1A core	1B core	1C rim	1D rim	3A rim	3B	3E rim	3H	3I rim	7A core	7B rim	8A core	8B rim	1A core	1B core	2A core
SiO ₂	37.15	37.56	37.26	37.18	36.89	37.08	37.65	37.65	36.72	37.24	37.28	37.15	37.68	37.58	37.50	37.33
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	21.10	20.95	20.89	21.07	20.73	20.74	21.11	21.29	20.71	20.94	21.23	21.04	21.21	20.93	20.97	20.89
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.03	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.04
Fe ₂ O ₃	0.89	0.93	1.30	1.30	0.86	0.79	1.01	0.52	0.44	1.54	1.29	1.00	1.44	0.66	1.09	0.76
MgO	3.21	3.19	2.59	2.54	2.60	3.37	3.48	3.55	3.89	3.70	3.14	3.98	4.11	4.60	4.60	4.50
CaO	3.03	3.15	1.94	1.82	1.79	2.17	1.02	2.08	1.38	1.93	1.00	1.51	1.23	0.90	0.89	0.90
MnO	0.75	0.71	0.89	0.86	0.83	0.76	0.58	0.71	0.46	0.64	0.61	0.28	0.25	1.42	1.45	1.53
FeO	34.55	34.72	37.02	37.39	36.64	34.97	37.27	35.54	34.90	35.47	37.78	35.61	36.48	34.22	34.36	34.15
Summe	100.74	101.27	101.92	102.25	100.36	99.89	102.16	101.35	98.49	101.54	102.36	100.63	102.41	100.34	100.90	100.15
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.935	5.967	5.938	5.912	5.959	5.974	5.954	5.969	5.979	5.914	5.908	5.933	5.924	5.989	5.955	5.969
Fe ³⁺	0.065	0.033	0.062	0.088	0.041	0.026	0.046	0.031	0.021	0.086	0.092	0.067	0.076	0.011	0.045	0.031
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.042	0.078	0.093	0.068	0.064	0.070	0.075	0.031	0.032	0.098	0.062	0.053	0.095	0.068	0.086	0.061
Al	3.973	3.923	3.924	3.949	3.947	3.938	3.935	3.978	3.974	3.919	3.965	3.960	3.930	3.931	3.925	3.937
Ti	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.001	0.004	0.000	0.004	0.000	0.006
Cr	0.008	0.005	0.004	0.010	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.003	0.004	0.000	0.000	0.004	0.005
(Y)	4.022	4.010	4.021	4.029	4.013	4.009	4.014	4.010	4.007	4.027	4.030	4.021	4.025	4.003	4.015	4.008
Mg	0.764	0.755	0.615	0.602	0.627	0.809	0.820	0.839	0.944	0.875	0.742	0.947	0.963	1.093	1.090	1.073
Ca	0.519	0.536	0.331	0.310	0.310	0.375	0.173	0.353	0.241	0.328	0.170	0.258	0.207	0.154	0.151	0.154
Mn	0.101	0.096	0.120	0.116	0.114	0.104	0.078	0.095	0.063	0.086	0.082	0.038	0.033	0.192	0.195	0.207
Fe ²⁺	4.615	4.613	4.933	4.972	4.950	4.712	4.929	4.713	4.752	4.711	5.007	4.756	4.796	4.561	4.564	4.566
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.022	16.010	16.021	16.029	16.013	16.009	16.014	16.010	16.007	16.028	16.030	16.021	16.025	16.002	16.015	16.008
Uw.	0.2	0.1	0.1	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
Adr.	1.0	2.0	2.3	1.7	1.7	1.8	1.9	0.8	0.8	2.5	1.6	1.4	2.4	1.8	2.2	1.7
Gr _s .	7.6	6.9	3.2	3.4	3.5	4.5	1.0	5.1	3.2	2.9	1.3	2.9	1.1	0.8	0.4	0.9
Al _m .	76.8	76.8	82.1	82.7	82.5	78.5	82.1	78.5	79.2	78.4	83.4	79.2	79.9	76.0	76.0	76.0
Sps.	1.7	1.6	2.0	1.9	1.9	1.7	1.3	1.6	1.1	1.4	1.4	0.6	0.6	3.2	3.2	3.4
Prp.	12.7	12.6	10.2	10.0	10.4	13.5	13.7	14.0	15.7	14.6	12.4	15.8	16.1	18.2	18.1	17.0

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen der Glimmerschiefer PS 23 und PS 63

	PS 23 2B core	PS 23 2C rim	PS 23 2D rim	PS 23 3C core	PS 23 3A rim	PS 23 3B rim	PS 23 10A core	PS 23 11B core	PS 63 2B core	PS 63 2A rim	PS 63 3B core	PS 63 3A rim	PS 63 5B core	PS 63 5A rim	PS 63 6A core	PS 63 6B rim
SiO ₂	36.96	36.95	37.27	37.70	37.19	36.54	37.55	37.29	36.29	36.33	36.15	36.12	36.00	35.86	35.80	35.80
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.05	0.09	0.02	0.00	0.03	0.07	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.12	21.18	21.07	21.33	21.10	20.93	21.49	21.19	20.86	20.81	20.77	20.98	20.64	20.62	20.44	20.56
Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.00	0.11	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.08	0.03	0.00	0.02
Fe ₂ O ₃	1.78	1.04	1.10	0.74	1.07	1.17	0.06	0.23	0.17	0.13	0.15	0.00	0.05	0.53	0.36	0.53
MgO	4.75	4.76	4.69	4.56	3.60	3.71	4.15	4.10	2.41	1.40	1.91	1.37	1.25	1.11	1.49	1.17
CaO	0.86	0.90	0.91	0.90	0.81	0.88	1.56	1.51	0.50	1.83	1.33	1.32	1.86	2.29	2.15	2.06
MnO	1.63	1.50	1.54	1.36	1.81	1.47	1.21	1.05	4.75	8.57	6.52	8.36	8.57	9.62	7.94	10.51
FeO	33.94	33.71	33.98	34.84	35.78	35.22	34.49	34.48	34.02	30.19	31.82	30.39	30.04	28.72	29.66	27.90
Summe	101.05	100.10	100.56	101.59	101.45	100.00	100.51	99.87	99.10	99.29	98.68	98.54	98.53	98.78	97.84	98.56
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.872	5.908	5.935	5.945	5.922	5.898	5.973	5.975	5.949	5.964	5.958	5.967	5.961	5.932	5.959	5.936
Fe ³⁺	0.128	0.092	0.065	0.055	0.078	0.102	0.007	0.025	0.021	0.017	0.019	0.000	0.006	0.066	0.041	0.064
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.030	0.019	0.023	0.033	0.033	0.002	0.000	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.085	0.032	0.067	0.033	0.051	0.040	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002
Al	3.955	3.991	3.954	3.964	3.961	3.982	4.009	4.001	4.000	4.007	4.011	4.051	3.995	4.017	4.010	4.017
Ti	0.000	0.000	0.000	0.006	0.011	0.002	0.000	0.004	0.009	0.001	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000
Cr	0.003	0.008	0.000	0.014	0.000	0.009	0.000	0.000	0.005	0.003	0.003	0.000	0.010	0.004	0.000	0.003
(Y)	4.043	4.031	4.021	4.016	4.022	4.033	4.009	4.007	4.014	4.011	4.014	4.052	4.011	4.023	4.013	4.022
Mg	1.125	1.134	1.113	1.072	0.853	0.893	0.984	0.979	0.589	0.342	0.469	0.337	0.309	0.274	0.370	0.289
Ca	0.146	0.155	0.155	0.152	0.138	0.152	0.266	0.259	0.087	0.322	0.235	0.234	0.330	0.406	0.383	0.366
Mn	0.219	0.203	0.208	0.182	0.244	0.201	0.163	0.142	0.660	1.192	0.910	1.170	1.202	1.348	1.119	1.476
Fe ²⁺	4.509	4.507	4.525	4.594	4.764	4.754	4.587	4.620	4.664	4.145	4.386	4.198	4.160	3.972	4.128	3.869
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.939	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.042	16.031	16.022	16.016	16.022	16.033	16.009	16.007	16.014	16.012	16.014	15.991	16.011	16.022	16.014	16.021
UW.	0.1	0.2	0.0	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1
Adr.	2.1	0.8	1.7	1.0	1.5	1.1	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
Gr ₈ .	0.3	1.8	0.9	1.6	0.8	1.5	4.4	4.2	1.2	5.3	3.9	3.9	5.4	6.7	6.3	6.1
Alm.	75.1	75.0	75.4	76.3	79.4	79.1	76.5	77.0	77.6	69.0	73.1	70.7	69.1	66.1	68.8	64.4
Sps.	3.7	3.4	3.5	3.0	4.1	3.3	2.7	2.4	11.0	19.8	15.2	19.7	20.0	22.4	18.7	24.6
Prp.	18.7	18.9	18.6	17.8	14.2	14.8	16.4	16.3	9.8	5.7	7.8	5.7	5.1	4.6	6.2	4.8

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen der Glimmerschiefer PS 69 und PS 105

	PS 69 2B core	PS 69 2A rim	PS 69 4B core	PS 69 4A rim	PS 69 5A core	PS 69 5B rim	PS 69 6C core	PS 69 6B rim	PS 105 1B core	PS 105 1D core	PS 105 1A rim	PS 105 1C	PS 105 3B core	PS 105 3A rim	PS 105 4B core	PS 105 4A rim
SiO ₂	36.87	36.86	36.89	36.75	36.74	36.31	37.30	37.04	36.82	36.64	37.12	36.61	37.03	36.77	36.53	36.36
TiO ₂	0.03	0.00	0.03	0.02	0.03	0.06	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	21.40	21.16	20.78	21.26	21.36	21.18	20.84	21.13	21.08	21.00	21.31	21.32	20.96	21.14	20.93	21.14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.02	0.11	0.02	0.10
Fe ₂ O ₃	0.13	0.88	0.49	0.31	1.02	0.81	0.54	0.89	0.93	0.64	0.23	0.54	0.56	0.28	0.82	1.38
MgO	4.02	3.41	1.77	3.47	2.62	3.45	4.29	3.84	2.45	2.51	2.04	2.25	2.63	2.07	2.70	1.85
CaO	2.83	2.32	6.38	4.17	5.77	3.59	2.63	0.97	1.22	1.63	1.79	1.97	1.21	1.64	1.35	1.84
MnO	2.38	5.27	2.38	2.02	1.50	2.18	2.02	4.53	1.04	1.06	1.36	0.89	0.92	1.40	0.78	1.20
FeO	31.35	30.31	30.55	30.89	31.23	31.31	31.61	32.17	37.64	36.69	37.46	37.02	37.38	37.18	36.94	37.68
Summe	99.01	100.23	99.27	98.97	100.27	98.89	99.23	100.61	101.18	100.23	101.41	100.60	100.72	100.59	100.10	101.57
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.938	5.917	5.976	5.930	5.882	5.885	5.992	5.926	5.920	5.930	5.949	5.909	5.963	5.943	5.921	5.855
Fe ³⁺	0.016	0.083	0.024	0.038	0.118	0.099	0.008	0.074	0.080	0.070	0.027	0.065	0.037	0.034	0.079	0.145
Al	0.046	0.000	0.000	0.033	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.026	0.000	0.022	0.000	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.000	0.023	0.036	0.000	0.004	0.000	0.057	0.033	0.032	0.009	0.000	0.000	0.032	0.000	0.021	0.022
Al	4.016	4.003	3.967	4.010	4.030	4.029	3.945	3.984	3.994	4.006	4.002	4.029	3.978	4.005	3.998	4.012
Ti	0.004	0.000	0.004	0.002	0.004	0.007	0.000	0.006	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.004	0.001
Cr	0.000	0.001	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.011	0.000	0.003	0.014	0.003	0.013
(Y)	4.019	4.028	4.007	4.023	4.038	4.036	4.003	4.023	4.027	4.022	4.016	4.030	4.012	4.019	4.025	4.048
Mg	0.965	0.816	0.427	0.835	0.625	0.833	1.027	0.916	0.587	0.606	0.487	0.541	0.631	0.499	0.652	0.444
Ca	0.488	0.399	1.107	0.721	0.990	0.623	0.453	0.166	0.210	0.283	0.307	0.341	0.209	0.284	0.234	0.317
Mn	0.325	0.716	0.327	0.276	0.203	0.299	0.275	0.614	0.142	0.145	0.185	0.122	0.125	0.192	0.107	0.164
Fe ²⁺	4.222	4.069	4.139	4.168	4.182	4.244	4.246	4.304	5.061	4.967	5.021	4.996	5.034	5.025	5.007	5.075
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.020	16.028	16.007	16.023	16.038	16.036	16.003	16.023	16.027	16.022	16.016	16.030	16.012	16.019	16.025	16.048
Uw.	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.0	0.1	0.4	0.1	0.3
Adr.	0.1	0.6	1.0	0.1	0.2	0.2	1.4	1.0	0.8	0.3	0.1	0.0	0.8	0.0	0.6	0.6
Grs.	8.0	6.1	17.5	11.9	16.3	10.2	6.1	1.8	2.7	4.4	5.0	5.6	2.7	4.7	3.3	4.7
Alm.	70.4	67.8	69.0	69.3	69.7	70.7	70.8	71.7	84.4	82.7	83.4	83.3	83.9	83.5	83.4	84.3
Sps.	5.4	11.9	5.4	4.6	3.4	5.0	4.6	10.2	2.4	2.4	3.1	2.0	2.1	3.2	1.8	2.7
Prp.	16.1	13.6	7.1	13.9	10.4	13.9	17.1	15.3	9.8	10.1	8.1	9.0	10.5	8.3	10.9	7.4

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen der Glimmerschiefer PS 108 und PS 139

	PS 108 2B core	PS 108 2A rim	PS 108 3A core	PS 108 3B rim	PS 108 5A core	PS 108 5B rim	PS 108 7C core	PS 108 7A rim	PS 139 1A core	PS 139 1B rim	PS 139 2C core	PS 139 2B rim	PS 139 4A core	PS 139 4C rim	PS 139 5A core	PS 139 5B rim
SiO ₂	36.40	35.91	37.44	36.02	36.43	36.78	36.47	36.84	36.77	37.08	36.96	36.92	36.80	36.06	36.80	36.43
TiO ₂	0.08	0.04	0.11	0.08	0.10	0.15	0.04	0.15	0.01	0.12	0.06	0.17	0.11	0.15	0.08	0.14
Al ₂ O ₃	21.16	21.43	20.97	20.91	20.82	21.31	20.81	21.20	20.85	21.08	21.59	21.02	21.19	20.79	21.11	20.93
Cr ₂ O ₃	0.05	0.13	0.02	0.12	0.03	0.04	0.00	0.06	0.09	0.00	0.00	0.08	0.03	0.01	0.06	0.00
Fe ₂ O ₃	1.63	2.05	0.41	1.41	1.30	0.76	1.30	0.11	1.32	0.51	0.22	1.06	1.34	1.02	0.58	1.39
MgO	2.62	2.43	2.25	2.04	2.21	2.43	2.41	2.42	1.00	1.03	0.99	0.94	0.93	0.92	1.09	1.01
CaO	8.77	9.00	9.08	9.13	9.13	9.03	8.68	9.05	10.58	11.10	11.06	11.38	10.92	10.82	11.26	11.38
MnO	1.39	1.67	2.26	2.18	2.69	1.29	1.96	1.29	1.07	0.88	1.27	2.54	1.33	3.98	1.27	1.08
FeO	27.42	27.19	26.95	26.65	26.01	27.58	26.94	27.25	28.23	27.76	27.60	26.03	27.95	24.42	26.89	27.01
Summe	99.52	99.85	99.49	98.54	98.72	99.38	98.61	98.37	99.92	99.57	99.75	100.14	100.61	98.17	99.15	99.38
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.838	5.759	5.985	5.848	5.891	5.892	5.901	5.943	5.909	5.949	5.917	5.905	5.874	5.886	5.926	5.873
Fe ³⁺	0.162	0.241	0.015	0.152	0.109	0.092	0.099	0.013	0.091	0.051	0.027	0.095	0.126	0.114	0.070	0.127
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.044	0.000	0.000	0.056	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.035	0.006	0.034	0.021	0.049	0.000	0.058	0.000	0.069	0.011	0.000	0.032	0.035	0.012	0.000	0.042
Al	4.000	4.050	3.951	4.001	3.968	4.007	3.968	3.987	3.949	3.987	4.018	3.962	3.986	4.000	4.004	3.987
Ti	0.010	0.005	0.013	0.010	0.012	0.018	0.005	0.018	0.001	0.015	0.007	0.020	0.013	0.018	0.010	0.017
Cr	0.006	0.017	0.003	0.015	0.004	0.005	0.000	0.008	0.011	0.000	0.000	0.010	0.004	0.001	0.008	0.000
(Y)	4.051	4.079	4.000	4.047	4.032	4.030	4.032	4.013	4.030	4.012	4.025	4.025	4.038	4.032	4.021	4.037
Mg	0.626	0.581	0.536	0.494	0.533	0.580	0.581	0.582	0.240	0.246	0.236	0.224	0.221	0.224	0.262	0.243
Ca	1.507	1.546	1.555	1.588	1.582	1.550	1.505	1.564	1.822	1.909	1.897	1.950	1.867	1.892	1.943	1.967
Mn	0.189	0.227	0.306	0.300	0.368	0.175	0.269	0.176	0.146	0.119	0.172	0.344	0.180	0.550	0.174	0.148
Fe ²⁺	3.678	3.646	3.603	3.619	3.517	3.695	3.646	3.677	3.794	3.725	3.695	3.482	3.731	3.334	3.621	3.643
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.051	16.079	16.001	16.047	16.032	16.030	16.031	16.013	16.030	16.012	16.025	16.025	16.038	16.032	16.021	16.036
Uw.	0.2	0.4	0.1	0.4	0.1	0.1	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.2	0.0
Adr.	1.1	0.3	1.2	0.8	1.5	0.5	1.6	0.5	1.7	0.6	0.2	1.3	1.2	0.8	0.2	1.5
Grs.	24.0	25.4	24.7	25.6	24.8	25.3	23.5	25.6	28.5	31.2	31.4	31.1	29.9	30.8	32.1	31.3
Alm.	61.2	60.5	60.0	60.1	58.6	61.5	60.8	61.2	63.0	62.1	61.6	57.9	62.1	55.5	60.2	60.7
Sps.	3.1	3.8	5.1	5.0	6.1	2.9	4.5	2.9	2.4	2.0	2.9	5.7	3.0	9.2	2.9	2.5
Prp.	10.4	9.6	8.9	8.2	8.9	9.7	9.7	9.7	4.0	4.1	3.9	3.7	3.7	3.7	4.4	4.0

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Granat der Paragneise PS 45 und PS 115

	PS 45	PS 45	PS 115	PS 115	PS 115	PS 115	PS 115	PS 115	PS 115	PS 115						
	2B core	2A rim	4A core	4B rim	5A core	5B rim	6B core	6A rim	1A core	2B core	2A rim	3A core	3B rim	4A core	5B rim	6A core
SiO ₂	37.21	37.06	37.26	36.79	36.56	37.26	36.68	36.48	37.34	37.18	37.64	37.53	37.38	37.43	37.44	37.56
TiO ₂	0.09	0.03	0.05	0.07	0.04	0.06	0.03	0.06	0.09	0.11	0.04	0.16	0.00	0.02	0.05	0.14
Al ₂ O ₃	20.65	21.09	21.06	20.85	20.70	21.11	20.85	20.99	21.02	21.08	21.35	21.11	21.30	21.13	21.46	20.97
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.07	0.05	0.00	0.08	0.04	0.00	0.02	0.00	0.11	0.02	0.00	0.01	0.04
Fe ₂ O ₃	1.07	0.90	0.46	1.10	0.89	0.63	1.07	1.70	0.47	0.62	0.00	0.56	0.07	0.19	0.00	1.04
MgO	0.95	0.64	0.53	0.70	1.24	0.78	1.05	0.56	2.89	3.03	2.71	3.05	2.82	2.90	2.95	2.90
CaO	13.94	15.13	14.22	14.85	11.23	14.84	12.66	14.86	6.52	6.48	7.67	6.55	7.77	6.87	6.94	7.62
MnO	1.70	1.54	3.12	1.76	3.10	1.97	2.44	2.04	2.27	2.09	1.74	2.02	1.85	2.05	1.79	1.96
FeO	23.48	22.76	22.47	22.53	24.44	22.50	23.91	22.59	29.04	29.03	28.57	29.32	28.00	28.78	28.45	28.36
Summe	99.09	99.19	99.20	98.72	98.26	99.15	98.76	99.32	99.64	99.64	99.72	100.42	99.21	99.37	99.08	100.60
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.965	5.929	5.968	5.920	5.937	5.954	5.918	5.856	5.974	5.948	5.994	5.958	5.979	5.991	5.989	5.950
Fe ³⁺	0.035	0.071	0.032	0.080	0.063	0.046	0.082	0.144	0.026	0.052	0.000	0.042	0.008	0.009	0.000	0.050
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.012	0.000	0.011	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.095	0.038	0.023	0.053	0.046	0.030	0.047	0.062	0.030	0.022	0.000	0.025	0.000	0.014	0.000	0.074
Al	3.902	3.976	3.976	3.954	3.962	3.976	3.965	3.971	3.964	3.975	4.001	3.950	4.004	3.986	4.034	3.916
Ti	0.011	0.004	0.006	0.008	0.005	0.007	0.004	0.007	0.011	0.013	0.005	0.019	0.000	0.002	0.006	0.017
Cr	0.000	0.005	0.004	0.009	0.006	0.000	0.010	0.005	0.000	0.003	0.000	0.014	0.003	0.000	0.001	0.005
(Y)	4.008	4.023	4.008	4.024	4.019	4.013	4.026	4.046	4.005	4.013	4.006	4.008	4.007	4.002	4.041	4.011
Mg	0.227	0.153	0.127	0.168	0.300	0.186	0.253	0.134	0.689	0.723	0.643	0.722	0.672	0.692	0.703	0.685
Ca	2.394	2.593	2.440	2.560	1.954	2.541	2.188	2.556	1.118	1.111	1.309	1.114	1.331	1.178	1.189	1.294
Mn	0.231	0.209	0.423	0.240	0.426	0.267	0.333	0.277	0.308	0.283	0.235	0.272	0.250	0.278	0.242	0.263
Fe ²⁺	3.148	3.045	3.010	3.032	3.319	3.007	3.226	3.032	3.886	3.884	3.805	3.893	3.746	3.852	3.806	3.758
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.992	6.000	6.000	6.000	5.941	6.000
Summe	16.008	16.022	16.009	16.024	16.019	16.013	16.026	16.045	16.005	16.013	15.998	16.008	16.007	16.002	15.982	16.011
Uw.	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.1
Adr.	2.6	1.0	0.7	1.5	1.3	0.9	1.3	1.7	1.0	0.9	0.1	1.1	0.0	0.4	0.2	2.3
Grs.	37.3	42.1	39.9	41.1	31.3	41.4	35.1	40.8	17.6	17.6	21.7	17.4	22.2	19.2	19.9	19.3
Alm.	52.5	50.7	50.1	50.4	55.2	50.1	53.6	50.5	64.8	64.7	63.5	64.7	62.4	64.2	64.0	62.6
Sps.	3.8	3.5	7.0	4.0	7.1	4.4	5.5	4.6	5.1	4.7	3.9	4.5	4.2	4.6	4.1	4.4
Prp.	3.8	2.5	2.1	2.8	5.0	3.1	4.2	2.2	11.5	12.0	10.7	12.0	11.2	11.5	11.8	11.4

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Granat der Augengneise PS 82 und PS 91

	PS 82	PS 82	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91						
	2A core	2B rim	3B core	3A rim	4B core	4C rim	6A core	6B rim	1A	1A rim	3A core	3B rim	4B core	4C rim	10A core	10C rim
SiO2	37.35	36.75	37.10	37.38	36.42	37.32	36.70	37.20	35.31	36.53	35.74	36.01	36.26	35.68	35.92	35.91
TiO2	0.07	0.09	0.02	0.08	0.04	0.05	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	20.92	20.96	21.15	20.74	21.01	21.03	20.69	20.84	21.50	21.20	21.15	21.09	20.43	20.82	21.34	21.01
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.13	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.02	0.08	0.00	0.07
Fe2O3	0.39	1.34	0.79	1.26	1.54	0.45	1.01	1.39	0.70	0.82	1.09	0.67	0.41	1.52	0.56	0.49
MgO	0.25	0.38	0.26	0.43	0.23	0.34	0.18	0.32	1.13	1.07	1.90	1.07	1.61	1.33	1.59	1.14
CaO	13.67	15.31	13.46	14.62	13.10	14.70	13.35	14.94	4.21	4.32	0.94	4.78	1.02	3.04	1.38	3.25
MnO	2.28	0.23	4.00	0.15	5.18	0.21	5.76	0.36	1.84	1.90	1.49	1.94	1.67	1.93	1.65	2.30
FeO	24.46	24.21	23.08	25.44	22.12	25.15	21.06	24.92	34.35	35.09	37.80	33.87	37.63	35.61	37.65	35.16
Summe	99.40	99.29	99.87	100.23	99.64	99.24	98.81	100.02	99.04	101.00	100.14	99.43	99.06	100.01	100.10	99.33
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.990	5.894	5.935	5.948	5.864	5.977	5.940	5.932	5.808	5.895	5.841	5.890	5.981	5.840	5.867	5.898
Fe3+	0.010	0.106	0.065	0.052	0.136	0.023	0.060	0.068	0.087	0.100	0.134	0.082	0.019	0.160	0.069	0.060
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.105	0.006	0.025	0.028	0.000	0.000	0.064	0.042
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe3+	0.038	0.056	0.031	0.099	0.051	0.030	0.064	0.098	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.027	0.000	0.000
Al	3.954	3.962	3.988	3.889	3.987	3.969	3.948	3.916	4.064	4.026	4.049	4.037	3.971	4.016	4.044	4.025
Ti	0.008	0.011	0.002	0.010	0.005	0.006	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.003	0.000	0.016	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.009	0.004	0.000	0.003	0.010	0.000	0.009
(Y)	4.001	4.032	4.021	4.014	4.043	4.006	4.019	4.021	4.064	4.035	4.053	4.037	4.006	4.054	4.044	4.034
Mg	0.060	0.091	0.062	0.102	0.055	0.081	0.043	0.076	0.277	0.257	0.463	0.261	0.396	0.324	0.387	0.279
Ca	2.349	2.631	2.307	2.492	2.260	2.522	2.316	2.552	0.742	0.747	0.165	0.838	0.180	0.533	0.242	0.572
Mn	0.310	0.031	0.542	0.020	0.706	0.028	0.790	0.049	0.256	0.260	0.206	0.269	0.233	0.268	0.228	0.320
Fe2+	3.281	3.247	3.088	3.386	2.978	3.368	2.851	3.323	4.725	4.736	5.166	4.633	5.191	4.874	5.143	4.830
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.000	16.032	16.021	16.014	16.044	16.006	16.018	16.021	16.064	16.035	16.053	16.037	16.007	16.053	16.044	16.034
Uw.	0.0	0.1	0.0	0.4	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1	0.3	0.0	0.2
Adr.	1.2	1.7	0.8	2.7	1.4	0.9	1.7	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.7	0.0	0.0
Grs.	38.0	42.1	37.6	38.7	36.3	41.1	36.9	39.9	12.4	12.4	2.7	14.0	2.2	8.2	4.0	9.5
Alm.	54.7	54.1	51.5	56.2	49.6	56.1	47.5	55.4	78.7	78.8	86.0	77.2	86.5	81.0	85.7	80.3
Sps.	5.2	0.5	9.0	0.3	11.8	0.5	13.2	0.8	4.3	4.3	3.4	4.5	3.9	4.4	3.8	5.3
Prp.	1.0	1.5	1.0	1.7	0.9	1.4	0.7	1.3	4.6	4.3	7.7	4.3	6.6	5.4	6.5	4.6

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Granat der Augengneise PS 97 und PS 102

	PS 97 1A core	PS 97 1B rim	PS 97 2B core	PS 97 2A rim	PS 97 5A core	PS 97 5B rim	PS 97 6B core	PS 97 6A rim	PS 102 1B core	PS 102 1A rim	PS 102 2B core	PS 102 2A rim	PS 102 3A core	PS 102 3B rim	PS 102 6B core	PS 102 6A rim
SiO ₂	36.82	37.39	36.60	37.12	37.19	36.99	37.39	36.83	37.12	37.51	37.24	37.22	37.42	37.50	36.66	37.28
TiO ₂	0.10	0.05	0.13	0.06	0.06	0.10	0.17	0.09	0.09	0.00	0.02	0.07	0.03	0.14	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	20.65	20.55	20.68	20.73	20.85	21.03	20.72	20.92	20.74	20.21	20.82	20.61	21.11	20.84	20.56	20.19
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.49	1.18	0.82	0.76	1.01	0.74	0.83	1.28	0.81	1.65	1.30	0.89	1.19	0.83	1.34	2.13
MgO	0.15	0.27	0.14	0.21	0.14	0.17	0.08	0.19	1.14	0.59	0.91	0.88	0.71	0.56	0.89	0.45
CaO	14.95	14.36	14.56	14.33	14.53	14.88	14.57	14.61	8.27	13.10	10.09	10.61	11.55	13.53	9.57	13.91
MnO	1.82	0.15	2.63	0.23	3.27	0.36	4.34	1.40	1.02	0.70	0.96	0.93	0.89	0.90	0.81	1.09
FeO	23.38	25.84	22.63	25.63	22.66	24.98	21.67	24.26	30.97	26.34	29.43	28.55	28.30	25.80	29.67	25.22
Summe	99.37	99.84	98.20	99.11	99.73	99.27	99.78	99.59	100.16	100.10	100.77	99.79	101.20	100.10	99.54	100.34
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.918	5.978	5.941	5.972	5.951	5.936	5.977	5.907	5.968	5.996	5.944	5.981	5.932	5.974	5.932	5.951
Fe ³⁺	0.082	0.022	0.059	0.028	0.049	0.064	0.023	0.093	0.032	0.004	0.056	0.019	0.068	0.026	0.068	0.049
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.098	0.120	0.042	0.064	0.073	0.025	0.077	0.061	0.066	0.194	0.100	0.088	0.074	0.073	0.095	0.206
Al	3.911	3.873	3.956	3.931	3.932	3.977	3.904	3.954	3.930	3.807	3.916	3.903	3.944	3.913	3.921	3.799
Ti	0.012	0.006	0.016	0.007	0.007	0.012	0.020	0.011	0.011	0.000	0.002	0.008	0.004	0.017	0.005	0.008
Cr	0.001	0.006	0.000	0.005	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000
(Y)	4.023	4.005	4.014	4.007	4.014	4.017	4.001	4.028	4.007	4.002	4.018	4.004	4.021	4.003	4.021	4.013
Mg	0.036	0.064	0.034	0.050	0.033	0.041	0.019	0.045	0.273	0.141	0.216	0.211	0.168	0.133	0.215	0.107
Ca	2.574	2.460	2.532	2.470	2.491	2.558	2.495	2.511	1.425	2.243	1.725	1.827	1.962	2.309	1.659	2.379
Mn	0.248	0.020	0.362	0.031	0.443	0.049	0.588	0.190	0.139	0.095	0.130	0.127	0.119	0.121	0.111	0.147
Fe ²⁺	3.142	3.455	3.073	3.448	3.032	3.352	2.898	3.254	4.164	3.521	3.928	3.836	3.751	3.437	4.015	3.367
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.023	16.005	16.014	16.007	16.014	16.017	16.001	16.027	16.007	16.001	16.018	16.004	16.022	16.003	16.021	16.014
Uw.	0.0	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Adr.	2.8	3.2	1.4	1.8	2.0	0.9	2.4	1.8	1.9	4.9	2.5	2.4	1.9	2.2	2.5	5.4
Grs.	40.1	37.8	40.8	39.3	39.5	41.7	39.2	40.0	21.8	32.5	26.2	28.0	30.8	36.2	25.2	34.3
Alm.	52.4	57.5	51.2	57.4	50.5	55.8	48.3	54.2	69.4	58.7	65.5	63.9	62.5	57.3	66.9	56.1
Sps.	4.1	0.3	6.0	0.5	7.4	0.8	9.8	3.2	2.3	1.6	2.2	2.1	2.0	2.0	1.9	2.5
Prp.	0.6	1.1	0.6	0.8	0.6	0.7	0.3	0.8	4.6	2.3	3.6	3.5	2.8	2.2	3.6	1.0

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Granat der Augengneise PS 112 und PS 130

	PS 112 1A core	PS 112 1B rim	PS 112 2B core	PS 112 2A rim	PS 112 4B core	PS 112 4A rim	PS 112 6A core	PS 112 6B rim	PS 130 6C core	PS 130 6B rim	PS 130 7A core	PS 130 7B rim	PS 130 8A core	PS 130 8B core	PS 130 8C rim	PS 130 8D rim
SiO ₂	37.76	37.51	37.55	37.76	37.20	37.48	37.32	37.42	36.68	36.81	36.82	37.16	36.78	37.23	37.24	37.32
TiO ₂	0.12	0.07	0.04	0.08	0.05	0.02	0.19	0.08	0.04	0.00	0.13	0.07	0.07	0.12	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	20.99	20.64	20.79	20.81	21.03	21.16	20.46	20.46	20.48	20.89	20.47	20.31	20.67	20.36	20.58	20.71
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05
Fe ₂ O ₃	0.70	1.31	1.36	1.34	1.42	0.82	1.49	1.53	1.63	1.18	1.37	1.19	1.03	1.29	1.04	0.89
MgO	0.43	0.55	0.57	0.48	0.69	0.34	0.66	0.34	0.16	0.22	0.13	0.05	0.20	0.10	0.06	0.18
CaO	11.82	13.73	12.67	14.44	12.48	14.59	10.82	14.24	14.42	12.44	14.63	14.60	14.43	15.19	14.54	14.69
MnO	2.98	0.56	0.53	0.91	0.52	1.02	3.02	1.24	0.76	1.82	2.11	2.42	0.88	2.24	2.35	1.57
FeO	26.35	25.94	27.43	25.14	27.42	24.84	26.86	24.89	24.90	26.44	23.36	23.26	24.66	22.75	23.59	24.06
Summe	101.14	100.31	101.00	100.96	100.85	100.28	100.83	100.20	99.08	99.84	99.03	99.05	98.73	99.28	99.48	99.51
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.983	5.970	5.955	5.965	5.910	5.953	5.956	5.968	5.923	5.920	5.940	5.990	5.944	5.979	5.977	5.978
Fe ³⁺	0.017	0.030	0.045	0.035	0.090	0.047	0.044	0.032	0.077	0.080	0.060	0.010	0.056	0.021	0.023	0.022
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.066	0.127	0.117	0.124	0.079	0.051	0.135	0.152	0.121	0.062	0.107	0.134	0.069	0.135	0.102	0.085
Al	3.920	3.872	3.887	3.874	3.938	3.961	3.848	3.846	3.898	3.959	3.892	3.858	3.937	3.853	3.893	3.910
Ti	0.014	0.008	0.005	0.010	0.006	0.002	0.023	0.009	0.005	0.000	0.016	0.009	0.009	0.015	0.010	0.005
Cr	0.000	0.000	0.005	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006
(Y)	4.001	4.007	4.014	4.008	4.028	4.015	4.007	4.007	4.024	4.027	4.014	4.001	4.016	4.002	4.005	4.006
Mg	0.102	0.130	0.136	0.113	0.164	0.080	0.157	0.082	0.039	0.053	0.031	0.012	0.048	0.024	0.014	0.043
Ca	2.007	2.341	2.154	2.444	2.124	2.483	1.850	2.432	2.495	2.143	2.529	2.521	2.499	2.614	2.500	2.521
Mn	0.400	0.075	0.072	0.122	0.071	0.137	0.408	0.167	0.104	0.248	0.288	0.331	0.120	0.305	0.319	0.213
Fe ²⁺	3.492	3.453	3.638	3.321	3.642	3.300	3.584	3.319	3.363	3.556	3.152	3.135	3.333	3.056	3.166	3.223
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.001	16.007	16.013	16.009	16.028	16.015	16.007	16.008	16.024	16.027	16.015	16.001	16.016	16.002	16.005	16.006
Uw.	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
Adr.	2.0	3.4	3.0	3.3	2.1	1.3	3.9	4.0	3.2	1.6	3.1	3.6	1.9	3.7	2.8	2.2
Grs.	31.4	35.6	32.8	37.4	33.2	40.0	26.9	36.5	38.4	34.1	39.1	38.5	39.7	39.8	38.9	39.7
Alm.	58.2	57.5	60.6	55.4	60.6	55.0	59.7	55.3	56.0	59.2	52.5	52.3	55.5	50.9	52.8	53.6
Sps.	6.7	1.3	1.2	2.0	1.2	2.3	6.8	2.8	1.7	4.1	4.8	5.5	2.0	5.1	5.3	3.5
Prp.	1.7	2.2	2.3	1.9	2.7	1.3	2.6	1.4	0.6	0.9	0.5	0.2	0.8	0.4	0.2	0.7

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Granat des equigranularen Granitoids PS 85 und des Amphibolits PS 6

	PS 85	PS 85	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6						
	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3C core	3A rim	4B core	4A rim	1A core	1B rim	2A core	2B core	2C rim	4A core	4B core	4D rim
SiO ₂	36.41	36.49	36.78	36.51	36.24	36.84	36.83	36.39	36.89	37.70	36.60	37.65	37.09	36.72	37.34	36.19
TiO ₂	0.07	0.05	0.04	0.03	0.10	0.02	0.05	0.04	0.00	0.02	0.06	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	20.37	20.01	20.21	20.51	19.99	20.70	20.45	20.24	21.64	21.48	21.44	21.65	21.72	21.79	22.05	21.68
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.06
Fe ₂ O ₃	1.34	2.11	1.44	1.57	1.93	1.39	1.19	1.58	1.27	0.92	1.86	0.22	0.75	1.90	0.30	1.96
MgO	0.67	0.27	0.59	0.33	0.38	0.27	0.38	0.23	5.91	6.54	5.91	6.35	6.03	6.02	6.14	6.02
CaO	8.79	9.75	8.79	11.06	8.54	11.12	8.82	9.97	3.07	3.03	3.36	3.23	3.32	3.24	3.46	3.42
MnO	1.05	1.45	1.06	1.12	1.13	1.47	1.29	1.58	1.65	1.52	1.55	1.33	1.56	1.97	1.60	1.75
FeO	30.54	29.72	30.84	28.39	31.14	28.39	31.08	29.23	29.09	28.54	28.75	28.57	28.63	28.66	28.44	28.16
Summe	99.31	99.85	99.75	99.53	99.46	100.24	100.14	99.28	99.53	99.75	99.54	99.06	99.09	100.42	99.34	99.27
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:																
Si	5.929	5.928	5.966	5.915	5.922	5.925	5.957	5.932	5.852	5.929	5.815	5.951	5.886	5.785	5.896	5.764
Fe ³⁺	0.071	0.072	0.034	0.085	0.078	0.075	0.043	0.068	0.148	0.071	0.185	0.026	0.089	0.215	0.036	0.235
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.024	0.000	0.069	0.001
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.093	0.185	0.141	0.107	0.159	0.093	0.102	0.126	0.004	0.038	0.037	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Al	3.910	3.831	3.864	3.916	3.850	3.924	3.898	3.888	4.046	3.982	4.015	4.009	4.038	4.046	4.035	4.068
Ti	0.009	0.006	0.005	0.004	0.013	0.002	0.006	0.005	0.000	0.002	0.007	0.002	0.000	0.006	0.000	0.002
Cr	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.009	0.000	0.008
(Y)	4.021	4.022	4.010	4.027	4.022	4.024	4.012	4.021	4.049	4.023	4.059	4.016	4.038	4.070	4.035	4.078
Mg	0.163	0.065	0.143	0.080	0.093	0.065	0.092	0.056	1.397	1.533	1.400	1.497	1.426	1.414	1.446	1.429
Ca	1.534	1.697	1.528	1.920	1.495	1.916	1.528	1.741	0.522	0.511	0.572	0.547	0.565	0.547	0.585	0.584
Mn	0.145	0.200	0.146	0.154	0.157	0.200	0.177	0.218	0.222	0.203	0.209	0.179	0.210	0.263	0.214	0.236
Fe ²⁺	4.159	4.038	4.184	3.847	4.255	3.819	4.203	3.985	3.859	3.754	3.820	3.777	3.799	3.776	3.755	3.751
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.021	16.022	16.010	16.027	16.022	16.024	16.012	16.021	16.050	16.023	16.059	16.016	16.038	16.070	16.035	16.078
Uw.	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.2
Adr.	2.5	4.8	3.7	2.8	4.3	2.4	2.7	3.3	0.1	1.0	1.1	0.1	0.0	0.4	0.0	0.1
Grs.	23.0	23.5	21.8	29.2	20.6	29.5	22.7	25.7	8.6	7.5	8.4	9.1	9.4	8.7	9.8	9.6
Alm.	69.2	67.3	69.7	64.1	70.9	63.6	69.9	66.4	64.3	62.6	63.7	62.9	63.3	62.8	62.6	62.4
Sps.	2.4	3.3	2.4	2.6	2.6	3.3	2.9	3.6	3.7	3.4	3.5	3.0	3.5	4.4	3.6	3.9
Prp.	2.7	1.1	2.4	1.3	1.5	1.1	1.5	0.9	23.3	25.6	23.3	24.9	23.8	23.5	24.1	23.8

Tab. A-7 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Granat des Pegmatits PS 95

	PS 95 1A core	PS 95 1B rim	PS 95 3A core	PS 95 3B core	PS 95 3A rim	PS 95 3B rim	PS 95 4A core	PS 95 4B core	PS 95 4A rim	PS 95 4B rim
SiO ₂	35.37	36.37	36.77	35.79	36.16	36.57	36.02	36.64	36.36	36.71
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	20.85	20.78	20.68	20.77	20.39	20.76	20.80	20.91	20.72	20.82
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00
Fe ₂ O ₃	1.81	0.85	1.03	1.48	1.26	1.07	1.05	0.86	1.13	0.98
MgO	2.64	1.59	2.43	2.41	1.32	1.40	2.41	2.50	1.40	1.48
CaO	2.92	6.15	4.20	4.34	5.60	6.19	2.94	2.93	7.77	7.67
MnO	6.59	7.18	6.46	6.50	8.04	7.53	7.51	7.48	7.44	7.59
FeO	28.58	26.06	28.10	27.40	26.10	26.22	28.20	28.56	24.12	24.23
Summe	98.75	99.04	99.67	98.69	98.88	99.75	98.97	99.90	98.95	99.50
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:										
Si	5.807	5.924	5.948	5.858	5.927	5.927	5.891	5.928	5.915	5.934
Fe ³⁺	0.193	0.076	0.052	0.142	0.073	0.073	0.109	0.072	0.085	0.066
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Fe ³⁺	0.030	0.028	0.073	0.040	0.082	0.057	0.020	0.033	0.054	0.054
Al	4.034	3.989	3.943	4.006	3.939	3.965	4.009	3.987	3.973	3.967
Ti	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Cr	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.001	0.000
(Y)	4.065	4.025	4.017	4.047	4.024	4.024	4.036	4.023	4.028	4.021
Mg	0.646	0.386	0.586	0.588	0.323	0.338	0.588	0.603	0.339	0.357
Ca	0.514	1.073	0.728	0.761	0.983	1.075	0.515	0.508	1.354	1.328
Mn	0.916	0.991	0.885	0.901	1.116	1.034	1.040	1.025	1.025	1.039
Fe ²⁺	3.923	3.550	3.801	3.750	3.578	3.554	3.857	3.864	3.281	3.276
(X)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Summe	16.064	16.024	16.017	16.047	16.023	16.025	16.036	16.023	16.028	16.022
Uw.	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Adr.	0.8	0.8	1.8	1.0	2.1	1.5	0.5	0.9	1.3	1.4
Grs.	7.8	17.1	10.3	11.7	14.3	16.4	8.0	7.6	21.2	20.8
Alm.	65.4	59.1	63.3	62.5	59.6	59.2	64.2	64.4	54.7	54.6
Sps.	15.3	16.5	14.7	15.0	18.6	17.2	17.3	17.1	17.1	17.3
Prp.	10.8	6.4	9.8	9.8	5.4	5.6	9.8	10.0	5.7	5.9

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Glimmerschiefer PS 63 und PS 69

	PS 63 2A core	PS 63 2B rim	PS 63 3B core	PS 63 3A rim	PS 63 4A core	PS 63 4B rim	PS 63 5B core	PS 63 5A rim	PS 69 2A core	PS 69 2B rim	PS 69 5B core	PS 69 5A rim	PS 69 7A core	PS 69 7B rim	PS 69 9A core	PS 69 9B core
SiO ₂	34.88	35.55	34.94	35.12	34.33	35.36	34.75	34.61	36.23	35.82	36.51	36.05	36.00	36.15	36.64	36.34
TiO ₂	1.96	1.98	1.86	1.94	1.98	1.96	1.61	1.80	1.55	1.60	1.94	2.07	1.80	1.81	1.77	1.90
Al ₂ O ₃	18.61	18.66	18.58	18.63	18.39	18.48	18.33	18.14	18.55	18.61	18.43	18.21	18.03	18.57	18.55	18.73
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.04	0.00	0.00	0.17	0.08	0.09	0.00
MgO	6.62	6.61	6.71	6.76	6.53	6.58	6.99	6.93	10.99	11.01	11.05	11.09	10.36	10.89	10.62	10.69
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02
MnO	0.35	0.33	0.52	0.40	0.38	0.36	0.35	0.38	0.12	0.00	0.07	0.12	0.16	0.10	0.05	0.09
FeO	23.46	23.45	23.72	24.67	24.66	24.02	23.93	24.68	18.47	18.35	17.90	18.40	18.49	18.54	18.31	18.41
BaO	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.06	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.03	0.13	0.19	0.07	0.12	0.08	0.14	0.16	0.17	0.22	0.15	0.10	0.20	0.17	0.20	0.18
K ₂ O	9.34	9.12	9.60	9.26	9.53	9.12	9.26	9.23	9.55	9.48	9.34	9.67	9.32	9.35	9.33	9.42
Summe	95.26	95.86	96.14	96.93	95.92	95.98	95.37	95.99	95.77	95.16	95.48	95.73	94.53	95.69	95.57	95.79
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.428	5.477	5.408	5.397	5.355	5.461	5.418	5.385	5.463	5.434	5.496	5.443	5.501	5.449	5.514	5.466
Al(IV)	2.572	2.523	2.592	2.603	2.645	2.539	2.582	2.615	2.537	2.566	2.504	2.557	2.499	2.551	2.486	2.534
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.840	0.865	0.796	0.772	0.737	0.825	0.787	0.712	0.761	0.760	0.765	0.683	0.749	0.750	0.805	0.786
Cr	0.000	0.005	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.007	0.005	0.000	0.000	0.021	0.010	0.011	0.000
Ti	0.229	0.229	0.216	0.224	0.232	0.228	0.189	0.211	0.176	0.183	0.219	0.235	0.207	0.205	0.200	0.215
Fe ₂ +(tot)	3.053	3.021	3.070	3.171	3.217	3.103	3.121	3.212	2.329	2.328	2.253	2.323	2.363	2.338	2.304	2.316
Mn	0.046	0.044	0.068	0.052	0.050	0.047	0.046	0.050	0.016	0.000	0.009	0.016	0.021	0.013	0.007	0.012
Mg	1.536	1.517	1.548	1.548	1.518	1.515	1.625	1.607	2.470	2.490	2.479	2.496	2.360	2.447	2.383	2.398
okta.	5.705	5.681	5.704	5.770	5.753	5.717	5.767	5.796	5.759	5.766	5.726	5.753	5.720	5.762	5.710	5.725
Ba	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.004	0.001	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.005	0.000	0.003
Na	0.009	0.039	0.056	0.021	0.037	0.024	0.044	0.050	0.051	0.066	0.045	0.030	0.059	0.051	0.060	0.054
K	1.854	1.793	1.895	1.814	1.897	1.797	1.842	1.832	1.837	1.835	1.793	1.863	1.817	1.798	1.791	1.807
interl.	1.863	1.832	1.951	1.839	1.936	1.824	1.885	1.883	1.893	1.902	1.842	1.895	1.876	1.853	1.851	1.865
Summe	15.568	15.513	15.655	15.608	15.689	15.541	15.652	15.679	15.653	15.668	15.569	15.648	15.596	15.615	15.561	15.590
X(Fe)	0.67	0.67	0.66	0.67	0.68	0.67	0.66	0.67	0.49	0.48	0.48	0.48	0.50	0.49	0.49	0.49

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Glimmerschiefer PS 105 und PS 108

	PS 105 1A core	PS 105 1B rim	PS 105 2A	PS 105 2B rim	PS 105 5A core	PS 105 5B rim	PS 105 6B core	PS 105 6A rim	PS 108 1B core	PS 108 1A rim	PS 108 2A core	PS 108 2B rim	PS 108 3A core	PS 108 4A core	PS 108 5A core	PS 108 6 core
SiO ₂	35.05	34.71	35.41	35.57	35.11	35.17	35.01	34.04	36.28	37.24	36.02	36.17	37.04	36.26	36.50	36.33
TiO ₂	2.38	2.39	2.33	1.78	2.34	2.08	1.80	2.24	3.59	3.43	3.75	3.84	3.44	3.65	3.65	3.65
Al ₂ O ₃	18.46	19.02	18.72	19.73	18.26	18.80	19.25	18.19	15.08	15.18	15.19	14.90	15.77	15.26	15.28	15.33
Cr ₂ O ₃	0.07	0.02	0.06	0.01	0.04	0.03	0.06	0.02	0.00	0.06	0.06	0.05	0.05	0.02	0.10	0.07
MgO	6.74	6.41	6.70	6.88	7.10	6.91	7.12	6.46	9.43	9.75	9.24	9.01	9.31	9.08	9.60	9.40
CaO	0.03	0.05	0.06	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.05	0.06	0.00	0.04	0.00	0.08	0.01	0.03
MnO	0.04	0.03	0.08	0.10	0.03	0.07	0.08	0.01	0.08	0.08	0.17	0.06	0.00	0.10	0.10	0.12
FeO	23.41	23.74	22.86	23.84	24.25	24.54	24.21	24.34	21.42	21.80	21.34	21.90	20.91	22.08	21.39	20.73
BaO	0.01	0.04	0.00	0.06	0.00	0.13	0.00	0.02	0.06	0.15	0.05	0.17	0.19	0.06	0.12	0.09
Na ₂ O	0.17	0.15	0.17	0.14	0.07	0.17	0.07	0.18	0.21	0.21	0.25	0.21	0.18	0.15	0.22	0.24
K ₂ O	8.94	8.93	9.06	8.67	8.94	9.09	8.66	9.17	9.14	9.09	8.93	9.20	9.11	9.00	8.97	9.00
Summe	95.30	95.49	95.45	96.81	96.17	97.01	96.26	94.70	95.36	97.05	95.00	95.56	96.00	95.74	95.94	94.99
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.432	5.377	5.460	5.408	5.411	5.386	5.373	5.361	5.590	5.631	5.568	5.584	5.635	5.575	5.580	5.596
Al(IV) tetra.	2.568	2.623	2.540	2.592	2.589	2.614	2.627	2.639	2.410	2.369	2.432	2.416	2.365	2.425	2.420	2.404
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.804	0.850	0.862	0.943	0.727	0.780	0.855	0.738	0.329	0.336	0.335	0.294	0.463	0.340	0.334	0.379
Cr	0.009	0.002	0.007	0.001	0.005	0.004	0.007	0.002	0.000	0.007	0.007	0.006	0.006	0.002	0.012	0.009
Ti	0.277	0.278	0.270	0.204	0.271	0.239	0.208	0.265	0.416	0.390	0.436	0.446	0.394	0.422	0.420	0.423
Fe ²⁺ (tot)	3.034	3.076	2.948	3.031	3.125	3.142	3.107	3.206	2.760	2.757	2.759	2.828	2.660	2.839	2.735	2.670
Mn	0.005	0.004	0.010	0.013	0.004	0.009	0.010	0.001	0.011	0.010	0.022	0.008	0.000	0.013	0.013	0.016
Mg okta.	1.557	1.480	1.540	1.559	1.631	1.578	1.629	1.516	2.166	2.197	2.129	2.074	2.111	2.081	2.188	2.158
	5.686	5.691	5.638	5.751	5.763	5.752	5.816	5.729	5.682	5.697	5.688	5.657	5.633	5.697	5.701	5.655
Ba	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000	0.008	0.000	0.001	0.004	0.009	0.003	0.010	0.011	0.004	0.007	0.005
Ca	0.005	0.008	0.010	0.005	0.005	0.003	0.000	0.005	0.008	0.010	0.000	0.007	0.000	0.013	0.002	0.005
Na	0.051	0.045	0.051	0.041	0.021	0.050	0.021	0.055	0.064	0.062	0.075	0.063	0.052	0.045	0.065	0.072
K	1.767	1.765	1.782	1.681	1.757	1.776	1.695	1.842	1.797	1.753	1.761	1.812	1.768	1.765	1.749	1.768
interl.	1.824	1.821	1.843	1.731	1.783	1.837	1.716	1.904	1.873	1.833	1.839	1.892	1.831	1.827	1.823	1.851
Summe	15.510	15.511	15.481	15.482	15.547	15.589	15.533	15.633	15.555	15.531	15.527	15.549	15.464	15.524	15.525	15.505

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Glimmerschiefer PS 110 und PS 139

	PS 110 1A core	PS 110 1B core	PS 110 4A core	PS 110 4B rim	PS 110 5B core	PS 110 5A rim	PS 110 6A core	PS 110 6B rim	PS 139 1A core	PS 139 2A core	PS 139 4A core	PS 139 5B rim	PS 139 6B core	PS 139 6A rim	PS 139 7A core	PS 139 7B rim
SiO ₂	34.09	34.42	34.06	34.57	34.05	34.71	35.55	35.12	34.95	34.79	35.51	35.85	35.29	35.28	35.18	34.66
TiO ₂	3.20	3.04	3.30	3.54	3.11	3.20	3.01	3.11	3.75	3.85	3.82	3.85	3.60	3.69	3.73	3.79
Al ₂ O ₃	18.99	19.53	18.83	19.12	18.92	18.99	19.50	19.95	15.29	14.47	14.65	15.09	15.08	14.94	14.91	15.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.01	0.10	0.07	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.01	0.11	0.02
MgO	5.89	5.98	5.85	5.94	6.15	6.18	5.83	5.74	6.56	6.28	6.65	7.07	6.61	6.40	6.83	6.64
CaO	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
MnO	0.07	0.01	0.08	0.09	0.13	0.07	0.01	0.07	0.19	0.11	0.20	0.16	0.14	0.17	0.20	0.22
FeO	23.83	23.36	23.17	23.93	23.94	23.47	22.54	22.59	25.04	26.20	25.77	24.60	25.12	26.26	25.15	25.59
BaO	0.07	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.23	0.22	0.21	0.26	0.20	0.17	0.16
Na ₂ O	0.26	0.26	0.27	0.09	0.19	0.14	0.26	0.22	0.11	0.14	0.14	0.10	0.07	0.08	0.09	0.15
K ₂ O	9.33	8.72	8.93	8.64	8.73	9.06	9.01	8.90	9.01	9.04	9.14	9.07	9.02	8.92	8.96	8.79
Summe	95.75	95.42	94.54	96.07	95.30	95.83	95.75	95.72	95.12	95.14	96.14	96.07	95.29	95.96	95.34	95.03
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.297	5.322	5.332	5.319	5.298	5.353	5.443	5.380	5.516	5.533	5.565	5.575	5.559	5.543	5.540	5.491
Al(IV)	2.703	2.678	2.668	2.681	2.702	2.647	2.557	2.620	2.484	2.467	2.435	2.425	2.441	2.457	2.460	2.509
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.776	0.881	0.807	0.787	0.769	0.806	0.962	0.982	0.361	0.245	0.271	0.342	0.358	0.309	0.307	0.293
Cr	0.001	0.005	0.001	0.012	0.009	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.010	0.001	0.014	0.003
Ti	0.374	0.354	0.389	0.410	0.364	0.372	0.347	0.358	0.445	0.460	0.450	0.450	0.426	0.436	0.441	0.451
Fe ₂ +(tot)	3.096	3.020	3.034	3.079	3.116	3.028	2.886	2.894	3.305	3.484	3.377	3.200	3.309	3.450	3.312	3.390
Mn	0.010	0.001	0.011	0.012	0.017	0.009	0.001	0.009	0.026	0.015	0.027	0.022	0.019	0.023	0.027	0.030
Mg	1.363	1.378	1.365	1.362	1.427	1.422	1.330	1.311	1.542	1.489	1.554	1.639	1.552	1.499	1.603	1.568
okta.	5.620	5.639	5.606	5.662	5.703	5.636	5.530	5.557	5.679	5.693	5.678	5.659	5.674	5.718	5.704	5.734
Ba	0.004	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.014	0.014	0.013	0.016	0.012	0.011	0.010
Ca	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.005	0.005	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000
Na	0.079	0.077	0.082	0.027	0.059	0.043	0.076	0.065	0.034	0.043	0.043	0.031	0.021	0.024	0.028	0.046
K	1.849	1.721	1.783	1.696	1.732	1.783	1.760	1.739	1.814	1.834	1.828	1.800	1.812	1.788	1.800	1.776
interl.	1.933	1.803	1.868	1.731	1.791	1.826	1.837	1.805	1.861	1.896	1.890	1.845	1.853	1.826	1.838	1.832
Summe	15.553	15.442	15.474	15.393	15.493	15.462	15.367	15.362	15.540	15.589	15.568	15.504	15.527	15.544	15.542	15.567
X(Fe)	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68	0.69	0.68	0.70	0.68	0.66	0.68	0.70	0.67	0.68

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Paragneise PS 45 und PS 75

	PS 45 1A core	PS 45 1C rim	PS 45 2A core	PS 45 2B rim	PS 45 3A core	PS 45 3B rim	PS 45 4A core	PS 45 4B rim	PS 75 1A core	PS 75 1B rim	PS 75 2A rim	PS 75 3A core	PS 75 6 core	PS 75 6B rim	PS 75 7A core	PS 75 7B rim
SiO ₂	34.72	35.03	34.50	35.02	34.59	34.75	35.69	35.07	37.92	38.85	38.59	37.99	37.93	38.37	38.65	38.62
TiO ₂	2.89	2.85	2.84	2.92	2.76	2.34	2.79	2.76	1.81	1.71	1.55	1.71	1.73	1.70	1.54	1.62
Al ₂ O ₃	15.91	15.88	15.77	16.18	15.95	16.31	16.17	16.32	16.68	16.94	16.81	16.91	16.76	16.68	16.59	16.40
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.08	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00
MgO	6.52	6.71	6.57	6.54	6.90	6.94	6.86	6.85	15.64	15.55	15.94	15.75	16.21	16.01	16.16	16.13
CaO	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.00	0.04	0.10	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00
MnO	0.24	0.19	0.27	0.24	0.39	0.17	0.18	0.20	0.59	0.53	0.52	0.55	0.55	0.63	0.53	0.59
FeO	25.54	25.39	25.21	24.63	25.06	25.15	25.22	24.98	12.47	12.32	12.45	12.86	12.11	12.19	11.89	11.96
BaO	0.58	0.57	0.45	0.38	0.67	0.42	0.41	0.57	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.05	0.09	0.10	0.10	0.07	0.08	0.09	0.12	0.13	0.11	0.14	0.22	0.15	0.19	0.16	0.09
K ₂ O	9.24	9.15	9.30	8.86	9.09	9.10	8.57	9.01	9.74	9.59	9.78	9.71	9.61	9.36	9.59	9.69
Summe	95.68	95.87	95.08	94.97	95.58	95.30	96.03	95.98	95.01	95.62	95.86	95.73	95.12	95.17	95.13	95.09
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.481	5.506	5.478	5.518	5.461	5.481	5.553	5.486	5.613	5.683	5.649	5.588	5.593	5.643	5.679	5.684
Al(IV)	2.519	2.494	2.522	2.482	2.539	2.519	2.447	2.514	2.387	2.317	2.351	2.412	2.407	2.357	2.321	2.316
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.441	0.447	0.430	0.525	0.429	0.513	0.518	0.496	0.522	0.604	0.548	0.519	0.506	0.535	0.552	0.529
Cr	0.000	0.000	0.004	0.010	0.008	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000	0.005	0.000	0.004	0.000
Ti	0.343	0.337	0.339	0.346	0.327	0.278	0.327	0.325	0.201	0.188	0.171	0.189	0.192	0.188	0.170	0.179
Fe ²⁺ (tot)	3.372	3.337	3.348	3.246	3.310	3.318	3.282	3.269	1.543	1.507	1.524	1.581	1.493	1.500	1.461	1.472
Mn	0.032	0.026	0.036	0.032	0.052	0.023	0.023	0.027	0.073	0.065	0.065	0.069	0.068	0.078	0.065	0.073
Mg	1.533	1.573	1.555	1.535	1.624	1.632	1.592	1.597	3.450	3.390	3.477	3.453	3.563	3.510	3.540	3.539
okta.	5.722	5.720	5.712	5.695	5.749	5.769	5.741	5.714	5.790	5.756	5.791	5.811	5.828	5.811	5.792	5.792
Ba	0.036	0.035	0.028	0.024	0.042	0.026	0.025	0.035	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.007	0.003	0.007	0.000	0.007	0.017	0.002	0.002	0.003	0.005	0.000	0.006	0.000	0.000
Na	0.015	0.028	0.032	0.030	0.022	0.025	0.028	0.038	0.038	0.032	0.041	0.062	0.044	0.055	0.046	0.026
K	1.861	1.835	1.884	1.781	1.831	1.830	1.702	1.799	1.839	1.789	1.825	1.822	1.808	1.757	1.797	1.819
interl.	1.912	1.898	1.951	1.838	1.902	1.881	1.762	1.888	1.880	1.823	1.870	1.889	1.854	1.818	1.843	1.845
Summe	15.634	15.618	15.663	15.533	15.651	15.650	15.503	15.602	15.669	15.579	15.661	15.700	15.682	15.629	15.635	15.637
X(Fe)	0.69	0.68	0.68	0.68	0.67	0.67	0.67	0.67	0.31	0.31	0.30	0.31	0.30	0.30	0.29	0.29

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Augengneise PS 82 und PS 91

	PS 82	PS 82	PS 91	PS 91	PS 91											
	2B core	2A rim	4A core	4B rim	5B core	5A rim	6B core	6A rim	3 core	4	5	6	7	7B core	8A core	10 core
SiO ₂	33.11	33.69	34.19	34.24	33.75	33.92	33.44	33.33	34.76	34.46	34.11	34.27	35.23	35.06	34.40	35.09
TiO ₂	3.00	3.13	3.43	3.26	3.45	3.57	3.15	3.05	1.12	1.12	0.84	0.87	2.86	3.14	3.62	1.06
Al ₂ O ₃	16.09	15.74	16.21	16.28	16.04	16.38	15.51	15.77	18.94	19.06	19.56	19.26	18.16	17.54	17.94	18.65
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.00	0.07	0.06	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	3.60	3.51	3.49	3.55	3.41	3.25	3.46	3.48	5.09	5.15	5.19	5.10	5.54	4.96	5.22	4.65
CaO	0.00	0.03	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.11	0.14	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.08
MnO	0.06	0.06	0.02	0.03	0.05	0.11	0.00	0.13	0.24	0.17	0.12	0.16	0.14	0.00	0.19	0.18
FeO	29.77	29.82	30.55	30.32	29.69	28.78	29.87	30.10	25.73	26.78	26.47	26.35	25.27	25.36	25.43	26.80
BaO	0.06	0.08	0.18	0.00	0.12	0.08	0.09	0.23	0.09	0.13	0.13	0.02	0.06	0.00	0.01	0.06
Na ₂ O	0.07	0.08	0.04	0.06	0.01	0.09	0.08	0.05	0.05	0.07	0.11	0.09	0.08	0.10	0.07	0.14
K ₂ O	9.08	9.10	9.00	9.18	9.09	9.15	8.99	8.99	8.73	8.11	9.37	9.26	9.10	9.33	8.46	9.04
Summe	94.85	95.30	97.16	97.02	95.69	95.38	94.60	95.18	94.86	95.20	95.96	95.44	96.44	95.52	95.35	95.80
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.380	5.444	5.416	5.425	5.422	5.440	5.448	5.410	5.471	5.416	5.351	5.395	5.447	5.489	5.380	5.502
Al(IV)	2.620	2.556	2.584	2.575	2.578	2.560	2.552	2.590	2.529	2.584	2.649	2.605	2.553	2.511	2.620	2.498
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.462	0.441	0.443	0.464	0.459	0.535	0.426	0.428	0.985	0.947	0.968	0.969	0.757	0.724	0.688	0.949
Cr	0.001	0.007	0.000	0.009	0.008	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004
Ti	0.366	0.381	0.409	0.388	0.417	0.430	0.386	0.372	0.133	0.133	0.099	0.103	0.333	0.370	0.425	0.125
Fe ₂ +(tot)	4.046	4.030	4.047	4.018	3.989	3.860	4.070	4.086	3.387	3.520	3.473	3.469	3.268	3.319	3.326	3.514
Mn	0.008	0.008	0.003	0.004	0.007	0.015	0.000	0.018	0.032	0.023	0.016	0.021	0.018	0.000	0.025	0.024
Mg	0.872	0.846	0.825	0.839	0.818	0.778	0.840	0.842	1.194	1.207	1.214	1.197	1.277	1.157	1.218	1.087
okta.	5.756	5.712	5.727	5.722	5.697	5.620	5.724	5.750	5.731	5.830	5.771	5.763	5.652	5.571	5.682	5.704
Ba	0.004	0.005	0.011	0.000	0.008	0.005	0.006	0.015	0.006	0.008	0.008	0.001	0.004	0.000	0.001	0.004
Ca	0.000	0.005	0.009	0.004	0.000	0.005	0.000	0.003	0.019	0.024	0.007	0.005	0.000	0.005	0.003	0.014
Na	0.022	0.026	0.013	0.019	0.003	0.028	0.025	0.016	0.015	0.022	0.033	0.027	0.024	0.031	0.021	0.043
K	1.882	1.877	1.818	1.856	1.863	1.872	1.868	1.862	1.753	1.626	1.875	1.860	1.795	1.864	1.687	1.808
interl.	1.908	1.913	1.851	1.879	1.874	1.911	1.899	1.895	1.792	1.680	1.923	1.893	1.823	1.900	1.713	1.869
Summe	15.664	15.625	15.577	15.601	15.572	15.531	15.623	15.645	15.523	15.510	15.695	15.657	15.475	15.471	15.395	15.573
X(Fe)	0.82	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.74	0.74	0.74	0.74	0.72	0.74	0.73	0.76

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Augengneise PS 97 und PS 102

	PS 97 1A core	PS 97 1B rim	PS 97 2A core	PS 97 2B rim	PS 97 3B core	PS 97 5B rim	PS 97 6B core	PS 97 6A rim	PS 102 1A core	PS 102 1B rim	PS 102 2A core	PS 102 2B rim	PS 102 4A core	PS 102 4B rim	PS 102 5A core	PS 102 5B rim
SiO ₂	33.47	33.68	33.64	33.48	34.15	33.57	33.68	33.39	33.21	32.99	34.00	34.68	35.06	34.63	34.11	34.51
TiO ₂	3.45	3.32	3.38	3.19	2.74	2.91	3.39	2.18	4.47	4.24	4.38	4.31	4.39	4.39	4.81	4.80
Al ₂ O ₃	15.33	15.50	15.30	15.33	16.37	16.10	16.05	16.51	15.00	15.02	14.45	14.47	14.72	14.51	14.43	14.57
Cr ₂ O ₃	0.05	0.01	0.00	0.08	0.02	0.02	0.06	0.06	0.00	0.00	0.08	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	2.82	2.95	2.81	2.76	2.54	2.89	2.79	2.87	4.78	4.87	4.64	4.55	4.77	4.74	4.36	4.52
CaO	0.01	0.08	0.00	0.01	0.03	0.05	0.08	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.10
MnO	0.06	0.04	0.01	0.04	0.09	0.09	0.13	0.23	0.00	0.00	0.06	0.07	0.12	0.08	0.05	0.03
FeO	31.12	31.24	30.97	31.33	31.04	30.51	30.80	31.44	29.48	29.64	30.70	29.26	28.71	28.61	29.42	28.34
BaO	0.08	0.00	0.00	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
Na ₂ O	0.07	0.06	0.10	0.01	0.04	0.03	0.14	0.06	0.09	0.08	0.04	0.06	0.06	0.02	0.09	0.13
K ₂ O	8.91	9.03	9.20	9.07	9.45	9.07	9.10	8.99	8.82	8.41	8.74	9.24	8.75	9.01	8.93	9.00
Summe	95.38	95.91	95.41	95.35	96.48	95.24	96.25	95.83	95.85	95.30	97.09	96.70	96.59	96.01	96.22	96.00
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.439	5.439	5.463	5.451	5.472	5.439	5.409	5.402	5.327	5.319	5.401	5.499	5.524	5.506	5.441	5.484
Al(IV)	2.561	2.561	2.537	2.549	2.528	2.561	2.591	2.598	2.673	2.681	2.599	2.501	2.476	2.494	2.559	2.516
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.376	0.389	0.391	0.392	0.563	0.515	0.447	0.551	0.163	0.174	0.107	0.202	0.257	0.225	0.154	0.213
Cr	0.006	0.001	0.000	0.010	0.003	0.003	0.008	0.008	0.000	0.000	0.010	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000
Ti	0.422	0.403	0.413	0.391	0.330	0.355	0.410	0.266	0.540	0.514	0.523	0.514	0.520	0.525	0.577	0.574
Fe ²⁺ (tot)	4.230	4.219	4.206	4.266	4.159	4.134	4.137	4.254	3.954	3.996	4.079	3.880	3.783	3.804	3.925	3.767
Mn	0.008	0.005	0.001	0.006	0.013	0.012	0.018	0.032	0.000	0.000	0.008	0.009	0.016	0.011	0.007	0.004
Mg	0.683	0.710	0.680	0.670	0.607	0.698	0.669	0.692	1.142	1.170	1.099	1.075	1.120	1.123	1.037	1.071
okta.	5.726	5.729	5.691	5.734	5.674	5.716	5.689	5.802	5.799	5.854	5.826	5.688	5.699	5.689	5.699	5.628
Ba	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.002	0.014	0.000	0.002	0.005	0.009	0.014	0.014	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.017
Na	0.022	0.019	0.032	0.003	0.013	0.009	0.045	0.019	0.028	0.025	0.012	0.018	0.018	0.006	0.028	0.040
K	1.847	1.860	1.906	1.884	1.931	1.875	1.865	1.856	1.804	1.731	1.771	1.869	1.760	1.828	1.817	1.825
interl.	1.876	1.893	1.938	1.892	1.949	1.893	1.924	1.889	1.833	1.763	1.784	1.887	1.778	1.837	1.848	1.882
Summe	15.602	15.621	15.629	15.626	15.623	15.609	15.613	15.691	15.631	15.617	15.609	15.576	15.477	15.526	15.548	15.510
X(Fe)	0.86	0.86	0.86	0.86	0.87	0.86	0.86	0.86	0.78	0.77	0.79	0.78	0.77	0.77	0.79	0.78

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit der Augengneise PS 112 und PS 130

	PS 112 1B core	PS 112 1A rim	PS 112 2B core	PS 112 2A rim	PS 112 7A core	PS 112 7B rim	PS 112 9A core	PS 112 9B rim	PS 130 1A core	PS 130 1B rim	PS 130 2A core	PS 130 2B rim	PS 130 3A core	PS 130 3B rim	PS 130 4A core	PS 130 4B rim
SiO ₂	34.58	33.91	33.43	34.97	33.51	33.42	33.88	33.54	34.62	34.57	34.08	33.37	33.34	33.21	34.12	33.42
TiO ₂	3.20	3.16	2.17	2.61	3.75	3.57	4.85	4.79	4.10	4.70	4.60	4.75	4.35	4.26	3.65	3.61
Al ₂ O ₃	15.41	15.98	16.46	15.93	15.96	16.35	15.87	15.66	15.07	15.25	14.66	14.75	14.19	14.65	15.25	15.07
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.03	0.02
MgO	4.22	4.33	4.11	3.94	3.87	3.83	4.12	4.11	2.63	2.65	2.74	2.67	2.52	2.76	2.66	2.56
CaO	0.08	0.05	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01
MnO	0.24	0.16	0.21	0.18	0.20	0.18	0.13	0.10	0.12	0.12	0.22	0.14	0.16	0.03	0.13	0.17
FeO	28.98	30.66	30.58	28.56	28.85	28.83	27.66	28.02	29.34	30.01	31.14	30.35	31.67	31.09	31.02	31.35
BaO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.01	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.12	0.10	0.10	0.06	0.09	0.12	0.10	0.03	0.06	0.03	0.09	0.08	0.08	0.10	0.10	0.02
K ₂ O	8.91	8.67	9.03	9.20	9.39	9.08	9.08	9.44	9.07	8.91	9.13	9.25	9.22	9.09	9.16	9.23
Summe	95.75	97.02	96.25	95.46	95.69	95.40	95.80	95.69	95.07	96.24	96.72	95.39	95.60	95.23	96.14	95.47
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.519	5.377	5.365	5.580	5.379	5.367	5.384	5.360	5.579	5.510	5.462	5.420	5.444	5.421	5.492	5.445
Al(IV)	2.481	2.623	2.635	2.420	2.621	2.633	2.616	2.640	2.421	2.490	2.538	2.580	2.556	2.579	2.508	2.555
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.418	0.364	0.478	0.576	0.399	0.461	0.356	0.310	0.441	0.375	0.231	0.243	0.175	0.238	0.384	0.339
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.008	0.000	0.000	0.004	0.006	0.000	0.004	0.003
Ti	0.384	0.377	0.262	0.313	0.453	0.431	0.580	0.576	0.497	0.563	0.554	0.580	0.534	0.522	0.442	0.442
Fe ₂₊ (tot)	3.868	4.066	4.104	3.811	3.873	3.872	3.676	3.745	3.954	4.000	4.174	4.122	4.325	4.243	4.175	4.271
Mn	0.032	0.021	0.029	0.024	0.027	0.025	0.017	0.014	0.016	0.016	0.030	0.019	0.022	0.004	0.018	0.024
Mg	1.004	1.023	0.983	0.937	0.926	0.916	0.976	0.979	0.632	0.630	0.655	0.646	0.613	0.670	0.639	0.621
okta.	5.708	5.852	5.855	5.663	5.677	5.705	5.608	5.623	5.548	5.584	5.644	5.615	5.676	5.678	5.662	5.699
Ba	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.001	0.006	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.014	0.008	0.019	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.003	0.007	0.000	0.002
Na	0.037	0.031	0.031	0.019	0.028	0.038	0.031	0.009	0.019	0.009	0.028	0.025	0.025	0.032	0.032	0.006
K	1.814	1.754	1.848	1.873	1.923	1.860	1.841	1.924	1.864	1.812	1.867	1.916	1.921	1.893	1.881	1.919
interl.	1.865	1.793	1.902	1.891	1.956	1.899	1.877	1.934	1.883	1.821	1.902	1.942	1.949	1.933	1.913	1.928
Summe	15.572	15.645	15.757	15.554	15.634	15.604	15.485	15.556	15.431	15.405	15.546	15.557	15.626	15.611	15.575	15.628
X(Fe)	0.79	0.80	0.81	0.80	0.81	0.81	0.79	0.79	0.86	0.86	0.86	0.86	0.88	0.86	0.87	0.87

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit des Augengneises PS 136 und des equigranularen Granitoids PS 85

	PS 136	PS 136	PS 85	PS 85												
	1A core	3 core	5A core	5B rim	7A core	7B rim	8A core	8B rim	1B core	1A rim	4A core	4B rim	6A core	6B rim	7A core	8 core
SiO ₂	34.97	34.65	34.97	35.02	34.85	34.58	35.46	34.76	32.93	32.82	33.31	33.45	33.52	33.05	33.44	32.78
TiO ₂	4.38	4.19	3.57	3.83	4.46	4.30	4.00	3.89	3.60	3.22	3.99	3.87	3.83	3.63	3.78	3.95
Al ₂ O ₃	14.33	14.08	14.45	14.52	15.33	15.34	15.33	14.88	14.95	15.15	14.95	14.76	15.11	14.53	14.35	14.96
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.00	0.00	0.10	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.06	0.00
MgO	6.95	7.29	7.24	7.19	6.33	6.27	6.56	6.35	1.84	1.76	1.69	1.83	1.85	1.97	1.79	1.78
CaO	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
MnO	0.14	0.15	0.05	0.11	0.17	0.26	0.09	0.11	0.07	0.15	0.10	0.07	0.12	0.11	0.06	0.09
FeO	25.99	25.15	25.90	25.85	25.15	26.23	24.60	26.25	33.15	33.51	32.56	32.28	33.22	32.82	32.38	32.74
BaO	0.18	0.22	0.13	0.08	0.12	0.10	0.16	0.21	0.00	0.03	0.09	0.02	0.00	0.13	0.03	0.00
Na ₂ O	0.07	0.04	0.13	0.12	0.12	0.07	0.03	0.05	0.07	0.07	0.04	0.04	0.06	0.02	0.03	0.04
K ₂ O	9.17	9.38	8.86	9.18	9.38	9.27	9.21	9.05	8.79	8.67	9.14	8.96	9.03	8.98	9.15	8.94
Summe	96.21	95.22	95.32	95.97	96.01	96.42	95.46	95.57	95.42	95.41	95.87	95.28	96.76	95.33	95.07	95.28
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.491	5.496	5.527	5.504	5.461	5.424	5.554	5.497	5.410	5.401	5.437	5.477	5.423	5.441	5.503	5.390
Al(IV)	2.509	2.504	2.473	2.496	2.539	2.576	2.446	2.503	2.590	2.599	2.563	2.523	2.577	2.559	2.497	2.610
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.144	0.128	0.219	0.194	0.292	0.259	0.385	0.270	0.304	0.340	0.313	0.326	0.303	0.261	0.287	0.289
Cr	0.004	0.009	0.000	0.000	0.013	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.008	0.008	0.000
Ti	0.517	0.500	0.424	0.452	0.526	0.507	0.471	0.463	0.444	0.399	0.490	0.477	0.466	0.449	0.468	0.488
Fe ₂₊ (tot)	3.413	3.336	3.423	3.397	3.297	3.441	3.222	3.472	4.555	4.611	4.444	4.420	4.494	4.519	4.456	4.502
Mn	0.019	0.020	0.007	0.015	0.023	0.035	0.012	0.015	0.010	0.021	0.014	0.010	0.016	0.015	0.008	0.013
Mg	1.627	1.723	1.706	1.685	1.478	1.466	1.531	1.497	0.450	0.431	0.411	0.447	0.446	0.483	0.439	0.436
okta.	5.723	5.716	5.778	5.744	5.628	5.707	5.623	5.719	5.763	5.802	5.672	5.679	5.728	5.736	5.666	5.728
Ba	0.011	0.014	0.008	0.005	0.008	0.006	0.010	0.013	0.000	0.002	0.006	0.001	0.000	0.008	0.002	0.000
Ca	0.000	0.000	0.003	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000
Na	0.021	0.012	0.040	0.037	0.037	0.021	0.009	0.015	0.023	0.023	0.013	0.013	0.019	0.006	0.010	0.013
K	1.837	1.898	1.786	1.841	1.875	1.855	1.841	1.826	1.842	1.819	1.903	1.872	1.863	1.886	1.921	1.875
interl.	1.869	1.924	1.838	1.894	1.919	1.882	1.860	1.854	1.868	1.849	1.921	1.885	1.884	1.906	1.932	1.888
Summe	15.592	15.639	15.616	15.638	15.547	15.589	15.483	15.573	15.631	15.652	15.593	15.564	15.612	15.642	15.599	15.616
X(Fe)	0.68	0.66	0.67	0.67	0.69	0.70	0.68	0.70	0.91	0.91	0.92	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91

Tab. A-8 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Biotit des Amphibolits PS 6 und des Kalksilikatschiefers PS 15

	PS 6 1A rim	PS 6 2A core	PS 6 2B core	PS 6 4A core	PS 6 4B rim	PS 6 5 core	PS 6 6 core	PS 6 9 core	PS 15 1A core	PS 15 1B rim	PS 15 3B core	PS 15 3A rim	PS 15 5A core	PS 15 5B rim	PS 15 6A core	PS 15 6B rim
SiO ₂	38.32	37.46	38.11	37.79	38.10	37.24	37.19	37.47	42.09	42.64	42.66	42.57	44.12	43.07	42.84	43.19
TiO ₂	1.41	1.31	1.39	1.49	1.50	1.59	1.56	1.69	0.56	0.47	0.55	0.47	0.46	0.55	0.55	0.55
Al ₂ O ₃	17.12	17.11	17.34	17.15	17.54	16.84	17.24	17.34	13.82	14.05	13.95	13.51	12.60	13.47	13.39	13.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.05	0.02	0.00
MgO	14.88	15.07	15.06	14.36	14.55	14.45	14.70	14.57	25.52	25.80	25.40	25.88	26.57	26.17	26.28	26.36
CaO	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.04	0.00	0.02	0.05	0.02	0.00	0.03	0.02	0.03	0.05	0.09
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.08	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00
FeO	15.02	14.69	14.87	14.82	14.89	16.42	15.56	14.63	2.53	2.38	2.81	2.45	2.23	1.88	2.32	2.03
BaO	0.10	0.01	0.14	0.04	0.06	0.13	0.14	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.11
Na ₂ O	0.27	0.26	0.20	0.21	0.18	0.21	0.28	0.24	0.09	0.09	0.13	0.10	0.14	0.13	0.13	0.12
K ₂ O	8.72	8.69	8.30	8.59	9.01	8.04	8.98	8.66	10.12	10.05	9.64	9.82	9.48	9.58	9.70	9.51
Summe	95.87	94.60	95.47	94.55	95.88	95.06	95.68	94.66	94.86	95.55	95.17	94.90	95.64	94.98	95.42	95.09
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	5.633	5.580	5.610	5.627	5.603	5.556	5.521	5.574	5.925	5.944	5.966	5.972	6.109	6.009	5.974	6.024
Al(IV)	2.367	2.420	2.390	2.373	2.397	2.444	2.479	2.426	2.075	2.056	2.034	2.028	1.891	1.991	2.026	1.976
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.599	0.584	0.618	0.636	0.643	0.518	0.537	0.614	0.218	0.252	0.265	0.205	0.165	0.222	0.176	0.183
Cr	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.001	0.006	0.002	0.000
Ti	0.156	0.147	0.154	0.167	0.166	0.178	0.174	0.189	0.059	0.050	0.058	0.050	0.048	0.057	0.057	0.058
Fe ²⁺ (tot)	1.847	1.830	1.831	1.845	1.831	2.049	1.932	1.820	0.298	0.278	0.329	0.288	0.259	0.219	0.271	0.237
Mn	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.003	0.005	0.010	0.001	0.004	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000
Mg	3.260	3.346	3.305	3.187	3.189	3.214	3.252	3.230	5.355	5.360	5.294	5.412	5.483	5.442	5.463	5.480
okta.	5.862	5.907	5.910	5.847	5.830	5.971	5.898	5.858	5.940	5.942	5.949	5.961	5.956	5.949	5.973	5.957
Ba	0.006	0.001	0.008	0.002	0.004	0.008	0.008	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.006	0.006
Ca	0.005	0.000	0.006	0.000	0.006	0.006	0.000	0.003	0.008	0.003	0.000	0.005	0.003	0.005	0.008	0.013
Na	0.076	0.075	0.058	0.061	0.052	0.061	0.081	0.069	0.025	0.025	0.035	0.027	0.038	0.036	0.036	0.032
K	1.636	1.651	1.558	1.632	1.690	1.530	1.700	1.643	1.817	1.787	1.720	1.757	1.674	1.704	1.725	1.692
interl.	1.722	1.727	1.631	1.695	1.753	1.605	1.789	1.716	1.850	1.817	1.755	1.789	1.716	1.746	1.774	1.744
Summe	15.584	15.634	15.541	15.542	15.582	15.576	15.688	15.574	15.790	15.758	15.704	15.751	15.671	15.694	15.747	15.701
X(Fe)	0.36	0.35	0.36	0.37	0.36	0.39	0.37	0.36	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04

Tab. A-8.1: Endglieder von Biotit der Glimmerschiefer PS 4, PS 23, PS 63 und PS 69

	PS 4 1C core	PS 4 1A rim	PS 4 1B	PS 4 3B core	PS 4 3A rim	PS 4 9B core	PS 4 9A rim	PS 23 1C core	PS 23 1A rim	PS 23 2B core	PS 23 2B rim	PS 23 3A core	PS 23 3B rim	PS 23 6A core	PS 23 6B rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):															
Ba-Bt.	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
Ti-Bt.	9.3	10.1	9.3	8.9	11.1	10.4	9.8	10.0	8.3	10.0	10.0	11.3	11.6	10.5	11.0
Tlc.-Min.	17.0	16.3	19.6	16.8	17.8	18.6	17.1	6.8	11.4	9.3	6.4	7.7	9.2	10.6	6.7
Ms.	0.3	0.2	1.2	3.5	-1.0	-0.6	-3.2	0.7	1.9	1.9	4.2	1.6	3.4	2.1	4.1
Eas.-Sid.	44.7	44.4	48.2	44.3	45.2	46.2	47.5	37.1	38.4	36.8	34.3	34.9	34.5	38.3	36.3
Won.	4.0	3.4	4.0	3.9	3.7	3.4	3.9	6.1	3.3	5.7	5.1	6.9	4.7	4.9	5.9
Phl.-Ann.	24.7	25.3	17.6	22.6	22.4	21.7	24.9	38.9	36.7	36.2	39.9	37.5	36.5	33.6	36.0
Endglieder nach Dymek (1983):															
Tlc.	17.0	16.3	19.6	16.8	18.1	17.8	17.1	6.8	11.4	9.3	6.4	7.7	9.2	10.6	6.7
Ti-Bt.	9.3	10.1	9.3	8.9	11.5	10.4	9.8	10.0	8.3	10.0	10.0	11.3	11.6	10.5	11.0
Ms.	0.4	0.3	1.4	3.6	-0.9	2.8	-3.2	0.9	2.0	2.0	4.5	1.7	3.4	2.3	4.2
Eas.	44.9	44.3	48.0	44.3	45.2	46.4	47.5	37.2	38.4	36.8	34.4	34.8	34.5	38.6	36.1
Phl.-Ann.	28.4	28.9	21.6	26.4	26.1	25.9	28.8	45.1	40.0	41.9	44.7	44.5	41.2	38.0	42.0
PS 63															
2A core 2B rim 3B core 3A rim 4A core 4B rim 5B core 5A rim 6A core 6B rim 7A core 7B rim 8A core 8B rim 9A core 9B rim															
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):															
Ba-Bt.	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ti-Bt.	11.5	11.5	10.8	11.2	11.6	11.4	10.6	8.8	9.1	11.0	11.8	10.3	10.2	10.0	10.7
Tlc.-Min.	6.8	8.4	2.5	8.1	3.2	8.8	5.9	5.3	4.9	7.9	5.3	6.2	7.3	7.5	6.8
Ms.	3.3	4.4	3.9	0.3	0.7	2.8	-0.4	3.1	2.5	2.6	0.6	3.4	1.5	4.4	3.0
Eas.-Sid.	35.4	34.4	32.0	38.1	35.4	35.7	36.5	31.9	33.0	33.0	33.0	30.6	34.5	31.5	33.4
Won.	0.5	2.0	2.8	1.1	1.9	1.2	2.5	2.5	3.3	2.2	1.5	3.0	2.5	3.0	2.7
Phl.-Ann.	42.5	39.3	48.1	41.2	47.2	40.1	45.0	48.2	47.1	43.1	47.9	46.5	43.9	43.7	43.5
Endglieder nach Dymek (1983):															
Tlc.	6.8	8.4	2.5	8.1	3.2	8.8	5.9	5.3	4.9	7.9	5.3	6.2	7.3	7.5	6.8
Ti-Bt.	11.5	11.5	10.8	11.2	11.6	11.4	10.6	8.8	9.1	11.0	11.8	10.3	10.2	10.0	10.7
Ms.	3.3	4.5	4.0	0.3	0.7	2.8	-0.4	3.2	2.6	2.7	0.6	3.7	1.7	4.5	3.0
Eas.	35.4	34.5	32.1	38.1	35.4	35.6	36.5	31.9	33.1	32.9	33.0	31.1	34.6	31.7	33.3
Phl.-Ann.	43.0	41.1	50.7	42.4	49.1	41.4	47.4	50.7	50.3	45.6	49.4	48.7	46.1	46.3	46.2

Tab. A-8.1 (Fts.): Endglieder von Biotit der Glimmerschiefer PS 105, PS 108, PS 110 und PS 139

	PS 105 1A core	PS 105 1B rim	PS 105 2A	PS 105 2B rim	PS 105 5A core	PS 105 5B rim	PS 105 6A core	PS 105 6A rim	PS 108 1B core	PS 108 1A rim	PS 108 2A core	PS 108 2B rim	PS 108 3A core	PS 108 4A core	PS 108 5A core	PS 108 6 core
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.4	0.0	0.1	0.2	0.4	0.2	0.5	0.6	0.2	0.4	0.3
Ti-Bt.	13.9	13.9	13.5	10.2	13.6	12.0	10.4	13.3	20.8	19.5	21.8	22.3	19.7	21.1	21.0	21.1
Tlc.-Min.	8.8	9.0	7.9	13.4	10.8	8.2	14.2	4.8	6.3	8.3	8.1	5.4	8.4	8.7	8.8	7.5
Ms.	1.7	1.4	4.4	2.2	-1.8	0.2	-1.3	0.2	-5.0	-4.7	-6.3	-5.4	-1.6	-6.2	-6.3	-4.1
Eas.-Sid.	36.8	39.8	34.4	42.8	40.1	38.5	45.4	36.5	26.5	26.1	29.4	25.6	26.3	29.4	29.3	27.2
Won.	2.6	2.3	2.5	2.1	1.0	2.5	1.0	2.7	3.2	3.1	3.7	3.2	2.6	2.2	3.3	3.6
Phl.-Ann.	36.2	33.6	37.3	29.2	36.4	38.2	30.3	42.4	48.0	47.2	43.2	48.5	44.0	44.6	43.6	44.5
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	8.8	9.0	7.9	13.4	10.8	8.2	14.2	4.8	6.3	8.3	8.1	5.4	8.4	8.7	8.8	7.5
Ti-Bt.	13.9	13.9	13.5	10.2	13.6	12.0	10.4	13.3	20.8	19.5	21.8	22.3	19.7	21.1	21.0	21.1
Ms.	1.8	1.5	4.6	2.3	-1.7	0.4	-1.2	0.3	-4.9	-4.4	-6.2	-5.1	-1.4	-6.0	-6.0	-3.9
Eas.	36.9	39.6	34.3	42.6	40.1	38.3	45.5	36.4	26.2	25.9	29.5	25.3	26.2	29.1	29.4	27.1
Phl.-Ann.	38.6	36.0	39.7	31.5	37.3	41.1	31.1	45.2	51.5	50.7	46.8	52.1	47.1	47.1	46.9	48.1
PS 110 PS 139																
1A core 1B core 4A core 4B rim 5B core 5A rim 6A core 6A rim 6B rim 1A core 2A core 4A core 5B rim 6B core 6A rim 7A core 7B rim																
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.6	0.5	0.5
Ti-Bt.	18.7	17.7	19.4	20.5	18.2	18.6	17.3	17.9	22.2	23.0	22.5	22.5	21.3	21.8	22.1	22.6
Tlc.-Min.	3.4	9.9	6.6	13.5	10.5	8.7	8.1	9.8	6.9	5.2	5.5	7.7	7.3	8.7	8.1	8.4
Ms.	0.2	0.2	0.2	-3.8	-3.5	-0.4	6.1	4.2	-6.4	-7.9	-6.6	-5.7	-5.4	-7.9	-7.6	-9.5
Eas.-Sid.	38.3	43.5	39.9	47.0	45.3	41.1	35.8	40.7	30.8	28.1	26.8	28.4	28.7	31.2	30.5	33.5
Won.	4.0	3.9	4.1	1.4	2.9	2.1	3.8	3.3	1.7	2.2	2.2	1.5	1.1	1.2	1.4	2.3
Phl.-Ann.	35.2	24.6	29.6	21.5	26.5	29.9	28.8	24.1	44.0	48.8	49.0	44.8	46.2	44.4	45.0	42.1
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	3.4	9.9	6.6	13.5	10.5	8.7	8.1	9.8	6.9	5.2	5.5	7.7	7.3	8.7	8.1	8.4
Ti-Bt.	18.7	17.7	19.4	20.5	18.2	18.6	17.3	17.9	22.2	23.0	22.5	22.5	21.3	21.8	22.1	22.6
Ms.	0.3	0.4	0.3	-3.6	-3.3	-0.4	6.2	4.2	-6.2	-7.7	-6.4	-5.4	-5.0	-7.7	-7.3	-9.3
Eas.	38.3	43.5	39.9	47.2	45.6	41.1	35.9	40.8	30.5	27.6	26.3	28.2	28.4	30.9	30.6	33.4
Phl.-Ann.	39.4	28.5	33.8	22.5	29.1	32.0	32.4	27.3	46.6	51.9	52.1	47.0	47.9	46.3	46.5	45.0

Tab. A-8.1 (Fts.): Endglieder von Biotit der Paragneise PS 45, PS 75, PS 115 und PS 118

	PS 45 1A core	PS 45 1C rim	PS 45 2A core	PS 45 2B rim	PS 45 3A core	PS 45 3B rim	PS 45 4A core	PS 45 4B rim	PS 75 1A core	PS 75 1B rim	PS 75 2A rim	PS 75 3A core	PS 75 6 core	PS 75 6B rim	PS 75 7A core	PS 75 7B rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	1.8	1.8	1.4	1.2	2.1	1.3	1.2	1.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Ti-Bt.	17.1	16.8	17.0	17.3	16.4	13.9	16.3	16.3	10.1	9.4	8.5	9.4	9.6	9.4	8.5	8.9
Tlc.-Min.	4.4	5.1	2.5	8.1	4.9	5.9	11.9	5.6	6.0	8.8	6.5	5.6	7.3	9.1	7.8	7.8
Ms.	-3.7	-3.3	-3.0	-2.5	-4.5	-2.7	-3.8	-2.6	0.4	2.8	1.8	-0.0	-1.1	-0.0	1.9	1.4
Eas.-Sid.	29.4	28.9	27.6	31.2	30.5	31.1	33.5	30.0	25.3	24.6	23.8	26.0	27.5	26.8	23.8	23.5
Won.	0.8	1.4	1.6	1.5	1.1	1.2	1.4	1.9	1.9	1.6	2.0	3.1	2.2	2.7	2.3	1.3
Phl.-Ann.	50.2	49.3	53.0	43.2	49.6	49.2	39.4	47.1	56.2	52.7	57.3	55.9	54.4	52.0	55.7	57.0
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	4.4	5.1	2.5	8.1	4.9	5.9	11.9	5.6	6.0	8.8	6.5	5.6	7.3	9.1	7.8	7.8
Ti-Bt.	17.1	16.8	17.0	17.3	16.4	13.9	16.3	16.3	10.1	9.4	8.5	9.4	9.6	9.4	8.5	8.9
Ms.	-3.2	-2.8	-2.6	-2.0	-3.8	-2.3	-3.4	-1.9	0.5	2.8	1.9	0.0	-1.0	0.1	1.9	1.4
Eas.	28.5	28.0	26.8	30.8	29.4	30.6	32.7	28.7	25.2	24.6	23.9	25.9	27.5	26.6	23.9	23.5
Phl.-Ann.	53.2	52.9	56.3	45.8	53.1	51.9	42.5	51.4	58.3	54.3	59.2	59.1	56.6	54.9	57.8	58.3
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.9	1.9	1.1	1.3	1.3	1.1	0.3	0.5	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ti-Bt.	22.7	20.7	18.9	21.7	22.3	22.5	18.2	19.2	22.3	23.1	19.6	22.1	23.2	18.0	22.2	21.2
Tlc.-Min.	8.0	5.7	10.5	11.5	6.9	10.0	9.5	7.6	4.9	7.5	6.1	6.4	7.7	5.4	4.4	3.8
Ms.	-8.2	-1.9	-10.1	-7.8	-9.8	-11.3	-9.9	-5.6	1.2	0.8	2.4	2.1	-2.0	2.6	1.1	9.1
Eas.-Sid.	28.6	22.5	31.4	29.2	29.9	32.4	31.2	26.2	31.5	33.3	33.3	32.0	36.1	34.8	35.0	30.1
Won.	2.5	11.1	2.1	1.4	3.0	2.4	2.1	2.1	2.4	1.8	1.8	1.8	0.9	2.7	2.5	2.4
Phl.-Ann.	45.5	40.0	46.2	42.7	46.4	43.0	48.5	49.9	37.7	33.5	36.7	35.6	34.1	36.5	34.8	33.3
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	8.0	5.7	10.5	11.5	6.9	10.0	9.5	7.6	4.9	7.5	6.1	6.4	7.7	5.4	4.4	3.8
Ti-Bt.	22.7	20.7	18.9	21.7	22.3	22.5	18.2	19.2	22.3	23.1	19.6	22.1	23.2	18.0	22.2	21.2
Ms.	-7.9	-0.9	-9.8	-7.4	-9.3	-10.8	-9.7	-5.6	1.2	0.9	2.5	2.4	-1.9	2.7	1.2	9.2
Eas.	28.2	20.8	30.8	28.5	29.6	32.1	31.0	26.2	31.5	33.6	33.2	32.0	36.3	34.6	35.2	30.3
Phl.-Ann.	49.1	53.7	49.7	45.7	50.5	46.2	50.9	49.9	40.1	34.9	38.6	37.1	34.7	39.3	37.0	35.4

Tab. A-8.1 (fts.): Endglieder von Biotit der Augengneise PS 82, PS 91, PS 97 und PS 102

	PS 82 2B core	PS 82 2A rim	PS 82 4A core	PS 82 4B rim	PS 82 5B core	PS 82 5A rim	PS 82 6B core	PS 82 6A rim	PS 91 3 core	PS 91 4	PS 91 5	PS 91 6	PS 91 7	PS 91 7B core	PS 91 8A core	PS 91 10 core
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.2	0.3	0.5	0.0	0.4	0.3	0.3	0.7	0.3	0.4	0.4	0.1	0.2	0.0	0.0	0.2
Ti-Bt.	18.3	19.0	20.4	19.4	20.9	21.5	19.3	18.6	6.6	6.6	5.0	5.2	16.6	18.5	21.3	6.3
Tlc.-Min.	4.6	4.4	7.5	6.1	6.3	4.5	5.0	5.2	10.4	16.0	3.8	5.3	8.9	5.0	14.4	6.5
Ms.	-6.2	-4.9	-7.0	-5.7	-5.9	-2.7	-5.6	-6.4	6.5	1.5	6.3	6.6	0.7	2.9	-5.4	8.3
Eas.-Sid.	35.5	31.8	36.2	34.5	34.8	32.1	32.4	34.2	36.2	44.4	35.9	35.3	36.4	30.4	45.3	30.9
Won.	1.1	1.3	0.6	1.0	0.2	1.4	1.3	0.8	0.8	1.1	1.7	1.4	1.2	1.5	1.1	2.2
Phl.-Ann.	46.5	48.2	41.7	44.7	43.4	42.9	47.2	46.9	39.2	30.0	47.0	46.2	36.0	41.6	23.4	45.7
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	4.6	4.4	7.5	6.1	6.3	4.5	5.0	5.2	10.4	16.0	3.8	5.3	8.9	5.0	14.4	6.5
Ti-Bt.	18.3	19.0	20.4	19.4	20.9	21.5	19.3	18.6	6.6	6.6	5.0	5.2	16.6	18.5	21.3	6.3
Ms.	-6.1	-4.6	-6.8	-5.5	-5.7	-2.5	-5.5	-6.1	6.8	1.9	6.5	6.7	0.8	3.0	-5.4	8.6
Eas.	35.4	31.7	35.7	34.6	34.8	31.9	32.3	33.8	35.6	43.6	35.5	35.2	36.3	30.3	45.2	30.6
Phl.-Ann.	47.8	49.6	43.2	45.4	43.8	44.6	48.8	48.5	40.6	31.9	49.2	47.6	37.4	43.2	24.6	48.1
	PS 97 1A core	PS 97 1B rim	PS 97 2A core	PS 97 2B rim	PS 97 3B core	PS 97 3B rim	PS 97 6B core	PS 97 6A rim	PS 102 1A core	PS 102 1B rim	PS 102 2A core	PS 102 2B rim	PS 102 4A core	PS 102 4B rim	PS 102 5A core	PS 102 5B rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.3	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ti-Bt.	21.1	20.2	20.6	19.5	16.5	17.7	20.5	13.3	27.0	25.7	26.2	25.7	26.0	26.2	28.9	28.7
Tlc.-Min.	6.2	5.4	3.1	5.4	2.6	5.4	3.8	5.6	8.4	11.9	10.8	5.6	11.1	8.1	7.6	5.9
Ms.	-7.6	-6.8	-5.2	-6.4	-0.3	-3.7	-5.2	-3.7	-16.9	-18.5	-17.6	-10.2	-11.0	-10.7	-13.9	-10.3
Eas.-Sid.	33.9	33.0	30.0	32.5	28.8	33.1	32.8	34.9	42.0	45.7	40.5	30.5	34.8	32.7	35.4	31.3
Won.	1.1	0.9	1.6	0.2	0.6	0.5	2.2	1.0	1.4	1.3	0.6	0.9	0.9	0.3	1.4	2.0
Phl.-Ann.	45.0	47.3	49.9	48.7	51.8	47.0	45.9	49.0	38.2	34.0	39.5	47.4	38.1	43.3	40.6	42.4
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	6.2	5.4	3.1	5.4	2.6	5.4	3.8	5.6	8.4	11.9	10.8	5.6	11.1	8.1	7.6	5.9
Ti-Bt.	21.1	20.2	20.6	19.5	16.5	17.7	20.5	13.3	27.0	25.7	26.2	25.7	26.0	26.2	28.9	28.7
Ms.	-7.4	-6.6	-5.2	-6.2	-0.2	-3.5	-4.9	-3.4	-16.9	-18.4	-17.5	-10.1	-11.0	-10.7	-13.8	-10.1
Eas.	33.9	32.7	30.0	32.6	28.7	33.0	32.6	34.7	42.0	45.5	40.8	30.7	34.9	32.7	35.3	30.9
Phl.-Ann.	46.2	48.4	51.5	48.7	52.5	47.5	48.0	49.8	39.6	35.3	39.7	48.1	38.9	43.6	42.0	44.6

Tab. A-8.1 (Fts.): Endglieder von Biotit der Augengneise PS 112, PS 130, PS 136 und des equigranularen Granitoids PS 85

	PS 112 1B core	PS 112 1A rim	PS 112 2B core	PS 112 2A rim	PS 112 7A core	PS 112 7B rim	PS 112 9A core	PS 112 9B rim	PS 130 1A core	PS 130 1B rim	PS 130 2A core	PS 130 2B rim	PS 130 3A core	PS 130 3B rim	PS 130 4A core	PS 130 4B rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Ti-Bt.	19.2	18.8	13.1	15.7	22.6	21.6	29.0	28.8	24.8	28.2	27.7	29.0	26.7	26.1	22.1	22.1
Tlc.-Min.	6.8	10.3	4.9	5.4	2.2	5.0	6.1	3.3	5.8	9.0	4.9	2.9	2.5	3.4	4.3	3.6
Ms.	-4.8	-11.5	-6.1	1.2	-6.6	-6.8	-9.5	-9.9	-2.3	-7.4	-10.0	-9.8	-10.7	-10.1	-5.2	-7.1
Eas.-Sid.	30.4	41.3	36.1	26.4	33.1	36.7	36.7	35.3	26.7	33.5	31.6	31.8	30.1	32.2	29.7	31.2
Won.	1.9	1.5	1.6	0.9	1.4	1.9	1.5	0.5	0.9	0.5	1.4	1.3	1.3	1.6	1.6	0.3
Phl.-Ann.	46.5	39.5	50.3	50.4	47.1	41.6	35.8	42.0	44.0	36.3	44.3	44.8	50.1	46.9	47.5	49.9
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	6.8	10.3	4.9	5.4	2.2	5.0	6.1	3.3	5.8	9.0	4.9	2.9	2.5	3.4	4.3	3.6
Ti-Bt.	19.2	18.8	13.1	15.7	22.6	21.6	29.0	28.8	24.8	28.2	27.7	29.0	26.7	26.1	22.1	22.1
Ms.	-4.6	-11.4	-5.8	1.2	-6.5	-6.8	-9.4	-9.9	-2.2	-7.4	-9.9	-9.8	-10.5	-10.0	-5.2	-7.1
Eas.	30.1	41.1	35.6	26.4	33.0	36.7	36.7	35.3	26.9	33.5	31.5	31.9	30.1	32.0	29.8	31.2
Phl.-Ann.	48.5	41.2	52.3	51.3	48.7	43.5	37.6	42.5	44.7	36.8	45.8	45.9	51.1	48.6	49.0	50.2
	PS 136 1A core	PS 136 3 core	PS 136 5A core	PS 136 5B rim	PS 136 7A core	PS 136 7B rim	PS 136 8A core	PS 136 8B rim	PS 85 1B core	PS 85 1A rim	PS 85 4A core	PS 85 4B rim	PS 85 6A core	PS 85 6B rim	PS 85 7A core	PS 85 8 core
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.6	0.7	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.7	0.0	0.1	0.3	0.1	0.0	0.4	0.1	0.0
Ti-Bt.	25.9	25.0	21.2	22.6	26.3	25.4	23.6	23.1	22.2	19.9	24.5	23.8	23.3	22.5	23.4	24.4
Tlc.-Min.	6.5	3.8	8.1	5.3	4.0	5.9	7.0	7.3	6.6	7.5	3.9	5.7	5.8	4.7	3.4	5.6
Ms.	-12.2	-11.0	-10.3	-10.0	-7.9	-10.8	-4.9	-9.3	-10.4	-10.2	-8.2	-7.8	-9.7	-9.5	-6.8	-10.8
Eas.-Sid.	31.6	28.5	31.5	29.7	30.5	34.6	29.0	32.1	36.0	37.3	31.9	31.8	34.6	32.1	28.0	36.1
Won.	1.1	0.6	2.0	1.9	1.9	1.1	0.5	0.8	1.1	1.1	0.6	0.6	0.9	0.3	0.5	0.6
Phl.-Ann.	46.6	52.5	47.1	50.3	44.9	43.6	44.4	45.4	44.4	44.2	46.9	45.7	45.1	49.5	51.5	44.1
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	6.5	3.8	8.1	5.3	4.0	5.9	7.0	7.3	6.6	7.5	3.9	5.7	5.8	4.7	3.4	5.6
Ti-Bt.	25.9	25.0	21.2	22.6	26.3	25.4	23.6	23.1	22.2	19.9	24.5	23.8	23.3	22.5	23.4	24.4
Ms.	-12.0	-10.8	-10.1	-9.8	-7.7	-10.7	-4.7	-9.1	-10.4	-10.1	-8.1	-7.8	-9.7	-9.3	-6.7	-10.8
Eas.	31.4	28.3	31.2	29.3	30.6	34.4	28.8	31.8	36.0	37.1	31.8	31.8	34.6	31.9	28.1	36.1
Phl.-Ann.	48.2	53.6	49.6	52.6	46.8	45.1	45.3	46.8	45.6	45.5	47.9	46.4	46.0	50.1	51.8	44.7

Tab. A-8.1 (Fts.): Endglieder von Biotit des Amphibolits PS 6 und des Kalksilikatschiefers PS 15

	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 15	PS 15						
	1A rim	2A core	2B core	4A core	4B rim	5 core	6 core	9 core	1A core	1B rim	3B core	3A rim	5A core	5B rim	6A core	6B rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Bt.	0.3	0.0	0.4	0.1	0.2	0.4	0.4	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.3
Ti-Bt.	7.8	7.3	7.7	8.3	8.3	8.9	8.7	9.5	3.0	2.5	2.9	2.5	2.4	2.9	2.9	2.9
Tlc.-Min.	13.9	13.6	18.5	15.3	12.4	19.7	10.5	14.2	7.5	9.2	12.3	10.5	14.2	12.7	11.3	12.8
Ms.	-1.0	-2.7	-3.4	-0.9	0.1	-7.7	-3.7	-2.4	-0.1	0.4	-0.4	-0.7	-0.2	-0.4	-1.7	-1.0
Eas.-Sid.	32.0	34.6	37.6	33.6	32.0	41.4	34.3	35.5	11.1	11.9	14.0	11.7	8.7	12.0	12.2	11.1
Won.	3.8	3.8	2.9	3.0	2.6	3.0	4.0	3.5	1.2	1.2	1.8	1.4	1.9	1.8	1.8	1.6
Phl.-Ann.	43.3	43.3	36.3	40.5	44.5	34.3	45.7	39.8	77.3	74.8	69.5	74.6	73.0	71.0	73.3	72.3
Endglieder nach Dymek (1983):																
Tlc.	13.9	13.6	18.5	15.3	12.4	19.7	10.5	14.2	7.5	9.2	12.3	10.5	14.2	12.7	11.3	12.8
Ti-Bt.	7.8	7.3	7.7	8.3	8.3	8.9	8.7	9.5	3.0	2.5	2.9	2.5	2.4	2.9	2.9	2.9
Ms.	-0.9	-2.7	-3.2	-0.7	0.2	-7.5	-3.6	-2.3	0.0	0.4	-0.4	-0.6	-0.2	-0.3	-1.5	-0.7
Eas.	31.7	34.6	37.2	33.8	31.7	41.2	34.1	35.4	10.9	11.8	14.0	11.7	8.6	12.0	11.9	10.6
Phl.-Ann.	47.5	47.1	39.8	43.3	47.4	37.6	50.3	43.3	78.6	76.2	71.2	75.8	74.9	72.7	75.4	74.4

Tab. A-9: Mikrosondenanalysen von Muscovit der Glimmerschiefer PS 4 und PS 23

	PS 4	PS 4	PS 23	PS 23												
	1B core	1C rim	2B core	2A rim	3A core	3C rim	4B core	4D rim	2B core	2C rim	6A core	6B rim	7A core	7B rim	8A core	8B rim
SiO ₂	46.55	46.51	46.09	46.16	46.54	46.43	46.20	46.17	46.55	46.35	47.34	46.11	46.85	46.36	48.37	47.24
TiO ₂	0.64	0.48	0.52	0.53	0.63	0.61	0.61	0.68	0.76	0.60	0.91	0.52	0.72	0.65	0.77	0.76
Al ₂ O ₃	35.41	36.07	35.73	35.53	35.10	35.19	34.62	35.07	34.91	35.85	34.55	37.16	36.36	36.00	36.07	36.14
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.00	0.02	0.04	0.06	0.00	0.15	0.05	0.03
MgO	0.64	0.43	0.59	0.52	0.79	0.64	0.62	0.64	0.69	0.59	0.95	0.49	0.65	0.58	0.73	0.55
CaO	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00
MnO	0.00	0.00	0.04	0.05	0.04	0.08	0.00	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
FeO	1.11	1.04	0.82	1.01	1.01	1.06	1.11	1.23	0.93	1.30	1.13	0.99	0.90	0.87	0.99	0.80
BaO	0.26	0.31	0.30	0.33	0.15	0.27	0.33	0.27	0.19	0.36	0.25	0.10	0.27	0.19	0.19	0.13
Na ₂ O	1.04	1.11	1.00	1.17	1.12	1.12	1.14	1.05	1.42	1.49	0.87	1.12	1.03	1.09	1.02	1.05
K ₂ O	9.09	9.52	9.10	9.29	9.08	9.21	9.19	9.29	9.04	8.72	9.13	8.69	8.81	8.72	8.72	8.96
Summe	94.79	95.53	94.20	94.59	94.46	94.62	93.89	94.43	94.49	95.31	95.23	95.26	95.59	94.62	96.98	95.66
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	6.187	6.151	6.159	6.163	6.202	6.192	6.214	6.178	6.207	6.137	6.261	6.074	6.153	6.151	6.247	6.193
Al(IV)	1.813	1.849	1.841	1.837	1.798	1.808	1.786	1.822	1.793	1.863	1.739	1.926	1.847	1.849	1.753	1.807
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.735	3.773	3.787	3.754	3.716	3.722	3.703	3.708	3.694	3.732	3.646	3.842	3.781	3.780	3.738	3.777
Cr	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.007	0.001	0.000	0.002	0.004	0.006	0.000	0.016	0.005	0.003
Ti	0.064	0.048	0.052	0.053	0.063	0.061	0.062	0.068	0.076	0.060	0.091	0.052	0.071	0.065	0.075	0.075
Fe ₂ ⁺ (tot)	0.123	0.115	0.092	0.113	0.113	0.118	0.125	0.138	0.104	0.144	0.125	0.109	0.099	0.097	0.107	0.087
Mn	0.000	0.000	0.005	0.006	0.005	0.009	0.000	0.002	0.000	0.001	0.006	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Mg	0.127	0.085	0.118	0.103	0.157	0.127	0.124	0.128	0.137	0.117	0.187	0.096	0.127	0.115	0.141	0.107
okta.	4.053	4.022	4.054	4.029	4.053	4.039	4.021	4.045	4.011	4.055	4.058	4.105	4.079	4.073	4.069	4.050
Ba	0.014	0.016	0.016	0.017	0.008	0.014	0.017	0.014	0.010	0.019	0.013	0.005	0.014	0.010	0.010	0.007
Ca	0.001	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000
Na	0.268	0.285	0.260	0.303	0.289	0.290	0.297	0.272	0.367	0.382	0.223	0.287	0.262	0.280	0.255	0.267
K	1.541	1.606	1.551	1.582	1.544	1.567	1.577	1.586	1.538	1.474	1.540	1.461	1.476	1.476	1.437	1.498
interl.	1.824	1.912	1.826	1.902	1.841	1.870	1.892	1.872	1.915	1.878	1.778	1.756	1.752	1.766	1.707	1.772
Summe	13.877	13.935	13.879	13.931	13.894	13.909	13.913	13.917	13.926	13.933	13.836	13.861	13.831	13.840	13.776	13.821
X(Fe)	0.49	0.58	0.44	0.52	0.42	0.48	0.50	0.52	0.43	0.55	0.40	0.53	0.44	0.46	0.43	0.45

Tab. A-9 (fts.): Mikrosondenanalysen von Muscovit der Glimmerschiefer PS 63 und PS 69

	PS 63 1A core	PS 63 1B rim	PS 63 2A core	PS 63 2B rim	PS 63 4A core	PS 63 4B rim	PS 63 6A core	PS 63 6B rim	PS 69 5A core	PS 69 5B rim	PS 69 7B core	PS 69 7A rim	PS 69 8B core	PS 69 8A rim	PS 69 10 core	PS 69 10B rim
SiO2	46.98	46.60	46.92	47.10	47.10	46.51	46.88	46.26	46.10	45.81	46.55	46.31	45.84	45.99	46.31	46.17
TiO2	0.13	0.10	0.23	0.26	0.30	0.41	0.16	0.21	0.54	0.59	0.63	0.64	0.56	0.54	0.49	0.68
Al2O3	32.88	34.29	33.40	32.61	32.94	33.87	34.09	34.05	34.76	34.86	34.76	34.55	35.19	35.13	34.94	34.88
Cr2O3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.05	0.05
MgO	1.21	0.85	1.13	1.27	1.20	1.05	1.01	0.97	0.78	0.58	0.83	0.81	0.56	0.66	0.81	0.77
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
MnO	0.08	0.02	0.08	0.01	0.05	0.09	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.13	0.06	0.05
FeO	2.47	2.13	2.02	2.18	2.26	2.20	1.99	2.23	1.67	1.88	1.70	1.81	1.88	1.86	1.63	1.70
BaO	0.01	0.12	0.05	0.10	0.08	0.02	0.09	0.13	0.10	0.14	0.09	0.12	0.08	0.08	0.13	0.18
Na2O	0.37	0.46	0.39	0.43	0.39	0.30	0.32	0.41	1.34	1.44	1.38	1.22	1.12	1.10	1.52	1.36
K2O	10.77	10.34	10.64	10.66	10.35	10.79	10.81	10.50	9.31	9.13	8.99	9.30	9.66	9.49	9.16	9.21
Summe	94.90	94.93	94.90	94.62	94.78	95.26	95.35	94.78	94.63	94.51	94.99	94.76	94.90	95.01	95.11	95.06
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	6.323	6.246	6.298	6.349	6.328	6.231	6.263	6.225	6.172	6.148	6.194	6.192	6.133	6.142	6.168	6.157
Al(IV)	1.677	1.754	1.702	1.651	1.672	1.769	1.737	1.775	1.828	1.852	1.806	1.808	1.867	1.858	1.832	1.843
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.539	3.663	3.582	3.529	3.544	3.580	3.630	3.624	3.656	3.663	3.645	3.636	3.682	3.671	3.652	3.639
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.010	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.005	0.005
Ti	0.013	0.010	0.024	0.026	0.030	0.042	0.016	0.021	0.054	0.060	0.063	0.064	0.056	0.054	0.049	0.068
Fe2+(tot)	0.278	0.239	0.227	0.246	0.254	0.247	0.222	0.251	0.187	0.211	0.189	0.202	0.210	0.208	0.182	0.190
Mn	0.009	0.002	0.009	0.001	0.006	0.010	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.001	0.015	0.007	0.006
Mg	0.244	0.170	0.227	0.254	0.241	0.210	0.201	0.194	0.156	0.116	0.165	0.161	0.112	0.131	0.161	0.153
okta.	4.083	4.084	4.070	4.056	4.085	4.089	4.070	4.092	4.056	4.057	4.067	4.064	4.062	4.082	4.056	4.061
Ba	0.001	0.006	0.003	0.005	0.004	0.001	0.005	0.007	0.005	0.007	0.005	0.006	0.004	0.004	0.007	0.009
Ca	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Na	0.096	0.121	0.101	0.112	0.103	0.079	0.082	0.108	0.348	0.375	0.356	0.316	0.291	0.285	0.393	0.352
K	1.849	1.769	1.822	1.834	1.775	1.844	1.842	1.801	1.590	1.563	1.526	1.586	1.649	1.617	1.556	1.567
interl.	1.945	1.896	1.928	1.952	1.883	1.925	1.929	1.916	1.943	1.947	1.888	1.909	1.943	1.907	1.957	1.929
Summe	14.028	13.980	13.997	14.008	13.968	14.014	13.999	14.008	13.999	14.004	13.956	13.973	14.005	13.989	14.013	13.990
X(Fe)	0.53	0.58	0.50	0.49	0.51	0.54	0.52	0.56	0.55	0.65	0.53	0.56	0.65	0.61	0.53	0.55

Tab. A-9 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Muscovit der Glimmerschiefer PS 105 und PS 110

	PS 105	PS 105	PS 110	PS 110												
	3B core	3A rim	4B core	4A rim	5C core	5A rim	6A core	6B rim	1B core	1A rim	2B core	2A rim	3B core	3C rim	4B core	4A rim
SiO ₂	47.87	46.62	46.67	46.94	46.39	46.89	47.17	47.31	46.31	45.93	46.10	45.38	46.14	45.70	46.30	46.32
TiO ₂	0.87	0.92	0.69	0.66	0.78	0.88	0.89	0.87	0.70	0.37	0.75	0.57	0.86	0.51	0.62	0.80
Al ₂ O ₃	35.33	35.28	35.92	36.18	35.71	35.44	34.67	35.24	35.96	36.66	36.18	36.76	35.78	36.89	36.37	36.11
Cr ₂ O ₃	0.04	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.08	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02
MgO	0.63	0.59	0.55	0.52	0.64	0.62	0.73	0.68	0.47	0.34	0.41	0.28	0.42	0.24	0.36	0.31
CaO	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
MnO	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.09
FeO	1.43	1.34	1.26	1.32	1.37	1.54	1.73	1.40	1.14	0.93	1.07	0.80	1.16	0.90	0.89	1.06
BaO	0.22	0.12	0.32	0.09	0.27	0.18	0.35	0.12	0.36	0.27	0.25	0.29	0.34	0.37	0.26	0.28
Na ₂ O	0.82	0.85	0.89	0.92	0.82	0.92	0.89	0.95	0.63	0.94	0.79	0.91	0.70	0.82	0.88	0.81
K ₂ O	9.62	9.68	9.75	9.88	9.91	9.73	9.77	9.67	10.06	9.75	10.02	9.94	9.95	9.54	10.00	9.86
Summe	96.83	95.52	96.11	96.57	95.93	96.22	96.23	96.26	95.71	95.22	95.60	94.93	95.39	95.03	95.74	95.66
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):																
Si	6.242	6.172	6.147	6.147	6.131	6.172	6.223	6.211	6.131	6.095	6.107	6.050	6.129	6.072	6.117	6.127
Al(IV)	1.758	1.828	1.853	1.853	1.869	1.828	1.777	1.789	1.869	1.905	1.893	1.950	1.871	1.928	1.883	1.873
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.672	3.678	3.724	3.731	3.695	3.669	3.613	3.664	3.743	3.829	3.755	3.825	3.731	3.848	3.781	3.757
Cr	0.004	0.007	0.003	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.008	0.001	0.002	0.000	0.000	0.006	0.002	0.002
Ti	0.085	0.092	0.069	0.065	0.078	0.087	0.089	0.086	0.070	0.037	0.075	0.057	0.086	0.051	0.062	0.080
Fe ₂₊ (tot)	0.156	0.149	0.139	0.145	0.151	0.170	0.190	0.153	0.126	0.103	0.119	0.089	0.129	0.100	0.098	0.117
Mn	0.000	0.004	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.010
Mg	0.122	0.116	0.109	0.101	0.127	0.122	0.143	0.134	0.093	0.067	0.081	0.056	0.083	0.048	0.071	0.061
okta.	4.040	4.046	4.045	4.044	4.054	4.049	4.038	4.037	4.040	4.037	4.031	4.027	4.033	4.053	4.014	4.027
Ba	0.011	0.006	0.016	0.005	0.014	0.009	0.018	0.006	0.019	0.014	0.013	0.015	0.018	0.019	0.013	0.015
Ca	0.000	0.001	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Na	0.207	0.219	0.228	0.234	0.211	0.235	0.228	0.242	0.162	0.242	0.203	0.235	0.180	0.211	0.225	0.208
K	1.600	1.634	1.639	1.650	1.671	1.634	1.643	1.620	1.699	1.651	1.693	1.690	1.686	1.617	1.685	1.664
interl.	1.819	1.861	1.883	1.894	1.896	1.878	1.890	1.870	1.879	1.909	1.910	1.941	1.884	1.847	1.930	1.886
Summe	13.859	13.906	13.928	13.938	13.949	13.927	13.928	13.907	13.919	13.947	13.942	13.968	13.917	13.900	13.944	13.913
X(Fe)	0.56	0.56	0.56	0.59	0.54	0.58	0.57	0.53	0.58	0.61	0.59	0.62	0.61	0.68	0.58	0.66

Tab. A-9 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Muscovit des Augengneises PS 91

	PS 91 1 core	PS 91 1B core	PS 91 3A core	PS 91 4	PS 91 5	PS 91 6	PS 91 7	PS 91 8	PS 91 9 core	PS 91 10 core	PS 91 11 core	PS 91 11B rim
SiO ₂	46.74	48.05	48.30	47.76	48.06	47.00	47.30	47.15	47.36	47.92	47.16	47.41
TiO ₂	0.96	1.32	1.19	0.96	1.27	1.31	1.38	1.42	1.11	1.15	1.05	1.25
Al ₂ O ₃	34.08	33.08	33.22	34.42	32.66	33.77	32.93	33.83	33.49	33.56	33.04	32.90
Cr ₂ O ₃	0.14	0.00	0.00	0.03	0.01	0.11	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.06
MgO	0.74	1.06	0.96	0.93	1.09	0.75	0.94	0.83	0.86	0.81	0.81	0.99
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03
MnO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.06	0.01	0.04	0.03
FeO	1.77	2.20	1.80	1.96	2.23	1.99	2.14	1.86	2.38	2.18	2.42	2.36
BaO	0.13	0.21	0.13	0.15	0.30	0.08	0.19	0.14	0.16	0.27	0.18	0.20
Na ₂ O	0.30	0.34	0.32	0.41	0.37	0.33	0.36	0.38	0.35	0.36	0.37	0.32
K ₂ O	10.66	10.57	10.20	10.17	10.77	10.26	10.53	10.48	10.54	10.53	10.54	10.40
Summe	95.51	96.84	96.12	96.85	96.78	95.60	95.85	96.14	96.31	96.80	95.65	95.93
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):												
Si	6.230	6.324	6.366	6.259	6.345	6.249	6.295	6.242	6.275	6.308	6.296	6.304
Al(IV)	1.770	1.676	1.634	1.741	1.655	1.751	1.705	1.758	1.725	1.692	1.704	1.696
tetra.	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	3.583	3.456	3.526	3.575	3.427	3.539	3.460	3.520	3.505	3.515	3.496	3.460
Cr	0.014	0.000	0.000	0.003	0.001	0.011	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.006
Ti	0.096	0.131	0.118	0.095	0.126	0.131	0.138	0.141	0.111	0.114	0.105	0.125
Fe ²⁺ (tot)	0.198	0.242	0.199	0.215	0.246	0.221	0.238	0.206	0.264	0.240	0.270	0.262
Mn	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.008	0.000	0.007	0.001	0.004	0.003
Mg	0.146	0.208	0.189	0.182	0.214	0.150	0.187	0.164	0.170	0.159	0.162	0.196
okta.	4.038	4.038	4.032	4.071	4.015	4.053	4.034	4.032	4.056	4.029	4.040	4.053
Ba	0.007	0.011	0.007	0.008	0.016	0.004	0.010	0.007	0.008	0.014	0.009	0.010
Ca	0.000	0.000	0.000	0.006	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000	0.001	0.003	0.004
Na	0.079	0.087	0.081	0.104	0.095	0.086	0.092	0.097	0.090	0.092	0.096	0.082
K	1.812	1.775	1.715	1.700	1.814	1.739	1.787	1.769	1.781	1.768	1.795	1.763
interl.	1.897	1.872	1.802	1.818	1.927	1.829	1.889	1.878	1.880	1.876	1.904	1.860
Summe	13.935	13.910	13.834	13.889	13.942	13.882	13.922	13.911	13.935	13.905	13.943	13.913
X(Fe)	0.58	0.54	0.51	0.54	0.53	0.60	0.56	0.56	0.61	0.60	0.63	0.57

Tab. A-9.1: Endglieder von Muscovit der Glimmerschiefer PS 4, PS 23, PS 63 und PS 69

	PS 4 1B core	PS 4 1C rim	PS 4 2B core	PS 4 2A rim	PS 4 3A core	PS 4 3C rim	PS 4 4B core	PS 4 4D rim	PS 23 2B core	PS 23 2C rim	PS 23 6A core	PS 23 6B rim	PS 23 7A core	PS 23 7B rim	PS 23 8A core	PS 23 8B rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Ms.	0.7	0.8	0.8	0.9	0.4	0.7	0.9	0.7	0.5	0.9	0.6	0.3	0.7	0.5	0.5	0.3
Ti-Ms.	3.2	2.4	2.6	2.7	3.2	3.1	3.1	3.4	3.8	3.0	4.5	2.6	3.6	3.2	3.7	3.7
Phl.-Ann.	2.7	1.1	2.7	1.4	2.7	2.0	1.1	2.3	0.5	2.8	2.9	5.3	3.9	3.7	3.4	2.5
Ce.	1.3	4.2	-0.2	3.8	2.3	3.4	6.2	3.1	6.6	1.8	2.4	-8.1	-4.0	-3.7	-1.7	-1.4
Prl.	8.7	4.2	8.8	5.0	8.1	6.7	5.4	6.4	4.3	6.1	11.2	12.1	12.4	11.7	14.6	11.4
Pg.	13.4	14.2	13.0	15.1	14.5	14.5	14.9	13.6	18.4	19.1	11.2	14.3	13.1	14.0	12.8	13.3
Ms.	70.0	73.0	72.3	71.0	68.9	69.7	68.5	70.5	65.9	66.4	67.2	73.5	70.4	70.5	66.7	70.1
Endglieder nach Schliestedt (1980):																
Pg.	16.4	15.9	15.8	17.0	17.2	16.8	16.9	15.8	20.2	22.2	14.3	18.8	17.4	18.2	17.8	17.1
Ce.	10.4	8.0	8.8	8.6	11.0	10.3	11.4	9.6	10.9	7.4	14.8	4.2	8.8	8.6	14.6	10.9
Ms.	73.3	76.1	75.4	74.3	71.7	72.9	71.6	74.7	68.9	70.4	70.9	77.0	73.8	73.2	67.5	71.9
PS 63 PS 69																
1A core 1B rim 2A core 2B rim 4A core 4B rim 4A core 4B rim 6A core 6B rim 5A core 5B rim 7B core 7A rim 8B core 8A rim 10 core 10B rim																
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Ba-Ms.	0.0	0.3	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5
Ti-Ms.	0.7	0.5	1.2	1.3	1.5	2.1	0.8	1.1	2.7	3.0	3.2	3.2	2.8	2.7	2.5	3.4
Phl.-Ann.	4.2	4.2	3.5	2.8	4.2	4.4	3.5	4.6	2.8	2.9	3.4	3.2	3.1	4.1	2.8	3.0
Ce.	12.9	7.3	11.0	15.3	10.5	7.4	9.8	7.4	6.0	4.8	4.4	5.3	4.0	2.0	6.3	4.6
Prl.	3.0	5.3	3.8	2.4	6.0	4.0	3.5	4.2	2.9	2.8	5.6	4.6	2.9	5.0	2.3	3.6
Pg.	4.8	6.0	5.0	5.6	5.1	3.9	4.1	5.4	17.4	18.7	17.8	15.8	14.5	14.2	19.6	17.6
Ms.	74.4	76.4	75.3	72.3	72.4	78.1	78.0	77.0	68.0	67.4	65.5	67.5	72.5	71.8	66.2	67.3
Endglieder nach Schliestedt (1980):																
Pg.	5.1	6.8	5.5	5.9	5.8	4.3	4.4	5.9	18.5	20.0	20.1	17.5	15.5	15.8	20.7	19.1
Ce.	16.6	13.0	15.5	17.9	17.4	12.0	13.6	11.8	8.9	7.7	10.3	10.1	6.9	7.5	8.6	8.2
Ms.	78.3	80.2	79.0	76.2	76.7	83.7	81.9	82.3	72.6	72.4	69.6	72.4	77.7	76.8	70.7	72.7

Tab. A-9.1 (Fts.): Endglieder von Muscovit der Glimmerschiefer PS 105, PS 110 und des Augengneises PS 91

	PS 105 3B core	PS 105 3A rim	PS 105 4B core	PS 105 4A rim	PS 105 5C core	PS 105 5A rim	PS 105 6A core	PS 105 6B rim	PS 110 1B core	PS 110 1A rim	PS 110 2B core	PS 110 2A rim	PS 110 3B core	PS 110 3C rim	PS 110 4B core	PS 110 4A rim
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Bar-Ms.	0.6	0.3	0.8	0.2	0.7	0.5	0.9	0.3	0.9	0.7	0.6	0.8	0.9	1.0	0.7	0.7
Ti-Ms.	4.3	4.6	3.4	3.2	3.9	4.4	4.4	4.3	3.5	1.8	3.7	2.9	4.3	2.5	3.1	4.0
Phl.-Ann.	2.0	2.3	2.2	2.2	2.7	2.4	1.9	1.9	2.0	1.9	1.6	1.4	1.7	2.6	0.7	1.4
Ce.	3.6	1.8	2.2	2.5	1.9	3.0	6.5	4.4	1.5	1.1	1.6	0.3	1.3	-3.1	3.3	0.9
Prl.	9.1	7.0	5.9	5.2	5.3	6.1	5.5	6.5	6.0	4.5	4.4	3.0	5.9	7.6	3.4	5.9
Pg.	10.4	10.9	11.4	11.7	10.5	11.7	11.4	12.1	8.1	12.1	10.1	11.8	9.0	10.6	11.3	10.4
Ms.	70.1	73.0	74.0	75.0	75.0	71.9	69.3	70.5	78.0	78.0	77.9	80.0	76.9	78.7	77.6	76.7
Endglieder nach Schliestedt (1980):																
Pg.	12.7	12.8	13.1	13.2	11.9	13.5	13.0	14.0	9.3	13.5	11.3	12.7	10.4	12.6	12.3	11.9
Ce.	13.4	9.3	7.9	7.8	7.0	9.2	11.9	11.4	7.1	5.0	5.6	2.6	6.9	3.9	6.1	6.8
Ms.	73.9	78.0	79.1	79.0	81.1	77.4	75.1	74.7	83.6	81.5	83.1	84.7	82.7	83.4	81.5	81.3
Endglieder nach Holdaway et al. (1988):																
Bar-Ms.	0.3	0.5	0.3	0.4	0.8	0.2	0.5	0.4	0.4	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Ti-Ms.	4.8	6.5	5.9	4.7	6.3	6.6	6.9	7.0	5.5	5.7	5.3	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2
Phl.-Ann.	1.9	1.9	1.6	3.6	0.7	2.6	1.7	1.6	2.8	1.5	2.0	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6
Ce.	6.7	10.3	8.8	4.4	14.5	4.1	9.3	6.6	7.8	9.9	10.4	8.7	8.7	8.7	8.7	8.7
Prl.	5.1	6.4	9.9	9.0	3.6	8.5	5.8	5.9	6.2	4.9	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0
Pg.	3.9	4.3	4.0	5.2	4.7	4.3	4.6	4.8	4.5	4.6	4.8	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1
Ms.	77.2	70.0	69.5	72.7	69.3	73.7	71.3	73.6	72.8	71.4	72.2	70.8	70.8	70.8	70.8	70.8
Endglieder nach Schliestedt (1980):																
Pg.	4.4	5.0	5.0	6.4	5.2	5.2	5.2	5.5	5.1	5.3	5.4	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8
Ce.	12.1	17.4	20.4	14.3	18.1	13.6	15.7	12.9	14.7	16.6	15.7	16.5	16.5	16.5	16.5	16.5
Ms.	83.5	77.6	74.6	79.3	76.7	81.2	79.1	81.5	80.2	78.1	78.9	78.7	78.7	78.7	78.7	78.7

Tab. A-10: Mikrosondenanalysen von Amphibolen der Glimmerschiefer PS 108 und PS 139

	PS 108 1A core	PS 108 1B rim	PS 108 2B core	PS 108 2A rim	PS 108 4A core	PS 108 4B rim	PS 108 5A core	PS 108 5B rim	PS 139 1B core	PS 139 1A rim	PS 139 3B core	PS 139 3A rim	PS 139 5A core	PS 139 5B rim	PS 139 6B core	PS 139 6A rim
SiO ₂	42.08	43.51	41.68	42.39	41.79	42.60	42.05	43.34	40.31	40.21	40.24	40.26	40.41	39.78	39.93	40.51
TiO ₂	1.25	1.27	1.26	1.20	1.29	1.33	1.29	1.22	1.11	1.21	1.42	1.18	1.16	1.20	1.14	1.28
Al ₂ O ₃	12.90	12.99	13.34	12.80	13.48	13.05	13.14	12.51	14.11	13.73	13.16	13.70	13.45	13.52	13.65	13.31
Fe ₂ O ₃	0.81	1.36	1.06	0.50	0.92	0.31	0.21	0.74	0.00	2.22	0.38	0.12	0.12	1.14	2.07	0.25
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.01	0.10	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.04	0.00	0.06	0.10	0.05
MgO	7.77	7.99	7.36	7.80	7.68	7.39	7.22	7.77	4.93	5.00	4.89	5.25	4.91	4.97	4.91	4.76
CaO	11.46	11.51	11.57	11.57	11.50	11.62	11.70	11.70	11.85	11.31	11.73	11.77	11.68	11.58	11.38	11.55
MnO	0.24	0.23	0.25	0.14	0.19	0.26	0.26	0.21	0.21	0.19	0.22	0.20	0.17	0.25	0.29	0.27
FeO	17.55	17.62	18.08	17.66	17.55	18.34	18.65	18.40	22.30	21.53	22.46	21.69	22.31	21.77	21.39	22.41
Na ₂ O	1.44	1.35	1.42	1.37	1.47	1.40	1.47	1.36	1.32	1.21	1.15	1.23	1.22	1.20	1.21	1.20
K ₂ O	1.12	0.98	1.04	1.01	1.09	1.02	1.06	1.02	1.82	1.67	1.66	1.65	1.76	1.77	1.63	1.73
Summe	96.68	98.84	97.07	96.54	96.99	97.34	97.05	98.27	97.95	98.31	97.40	97.10	97.19	97.24	97.70	97.33
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																
Si	6.423	6.474	6.358	6.466	6.359	6.460	6.417	6.510	6.241	6.206	6.278	6.270	6.304	6.218	6.205	6.315
Al	1.577	1.526	1.642	1.534	1.641	1.540	1.583	1.490	1.759	1.794	1.722	1.730	1.696	1.782	1.795	1.685
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.744	0.752	0.756	0.767	0.776	0.792	0.780	0.725	0.817	0.703	0.698	0.784	0.777	0.708	0.705	0.762
Cr	0.007	0.004	0.001	0.012	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.011	0.005	0.000	0.007	0.012	0.006
Fe ₃₊	0.093	0.152	0.121	0.058	0.105	0.035	0.024	0.084	0.000	0.258	0.045	0.014	0.015	0.134	0.242	0.030
Ti	0.143	0.142	0.145	0.138	0.148	0.152	0.148	0.138	0.130	0.140	0.167	0.139	0.136	0.141	0.133	0.150
Mg	1.768	1.772	1.673	1.773	1.742	1.670	1.642	1.740	1.138	1.150	1.137	1.218	1.142	1.158	1.137	1.106
Fe ₂₊	2.240	2.177	2.303	2.252	2.225	2.326	2.380	2.312	2.887	2.745	2.950	2.825	2.912	2.846	2.771	2.922
Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.026	0.002	0.028	0.000	0.012	0.016	0.019	0.005	0.000	0.025
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ₂₊	0.000	0.015	0.003	0.001	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000
Mn	0.027	0.029	0.032	0.018	0.024	0.011	0.008	0.024	0.000	0.025	0.018	0.011	0.004	0.028	0.038	0.011
Ca	1.874	1.835	1.891	1.891	1.875	1.888	1.913	1.883	1.965	1.870	1.961	1.963	1.952	1.939	1.895	1.929
Na	0.099	0.121	0.074	0.090	0.092	0.101	0.079	0.093	0.035	0.071	0.022	0.026	0.044	0.033	0.059	0.060
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.327	0.268	0.346	0.315	0.341	0.311	0.356	0.303	0.361	0.291	0.326	0.347	0.326	0.331	0.306	0.303
K	0.218	0.186	0.202	0.197	0.212	0.197	0.206	0.195	0.359	0.329	0.330	0.328	0.350	0.353	0.323	0.344
(A)	0.545	0.454	0.548	0.512	0.553	0.508	0.562	0.499	0.719	0.620	0.656	0.676	0.676	0.684	0.629	0.647

Tab. A-10 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Amphibolen der Paragneise PS 45 und PS 75

	PS 45	PS 45	PS 45	PS 75	PS 75	PS 75	PS 75										
	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3B core	3A rim	4B core	4A rim	5A core	5B rim	6B core	6A rim	1B core	1A rim	2A core	2B rim	
SiO ₂	39.76	39.50	40.09	41.34	39.83	40.49	39.39	39.72	39.90	39.31	39.62	40.12	50.35	52.62	50.57	51.77	
TiO ₂	0.93	0.98	0.93	0.98	0.93	0.92	1.02	0.94	1.01	0.91	0.83	0.95	0.21	0.19	0.19	0.16	
Al ₂ O ₃	13.53	13.62	13.83	13.95	14.16	13.86	14.53	14.57	13.95	14.28	14.29	13.79	7.17	4.85	5.98	5.27	
Fe ₂ O ₃	1.76	3.23	2.07	1.10	1.47	1.12	2.40	1.47	2.05	2.81	3.01	1.77	0.79	0.27	1.26	1.62	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.09	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.11	0.06	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	
MgO	5.03	4.99	5.60	5.49	5.25	5.14	5.22	5.08	5.10	4.97	4.92	5.16	15.57	17.24	16.60	17.15	
CaO	11.40	11.53	11.71	11.45	11.63	11.89	11.67	11.68	11.61	11.28	11.73	11.66	12.70	13.05	12.95	12.82	
MnO	0.21	0.27	0.31	0.36	0.34	0.22	0.24	0.21	0.28	0.24	0.33	0.39	0.83	0.72	0.70	0.85	
FeO	21.09	20.34	20.03	20.97	20.68	21.48	20.60	20.71	21.23	20.48	19.84	21.21	8.74	7.86	7.34	6.86	
Na ₂ O	1.13	0.98	1.08	1.30	1.12	1.03	1.22	0.97	1.27	1.15	0.85	1.23	0.68	0.44	0.53	0.50	
K ₂ O	1.67	1.57	1.62	1.58	1.70	1.70	1.87	1.80	1.70	1.70	1.37	1.66	0.42	0.33	0.43	0.31	
Summe	96.55	97.10	97.27	98.52	97.14	97.89	98.18	97.26	98.16	97.13	96.80	97.98	97.49	97.61	96.56	97.30	
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																	
Si	6.240	6.169	6.216	6.313	6.197	6.259	6.088	6.170	6.170	6.132	6.173	6.211	7.221	7.473	7.289	7.380	
Al	1.760	1.831	1.784	1.687	1.803	1.741	1.912	1.830	1.830	1.868	1.827	1.789	0.779	0.527	0.711	0.620	
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al	0.742	0.675	0.743	0.823	0.794	0.783	0.734	0.838	0.713	0.758	0.796	0.726	0.433	0.285	0.305	0.265	
Cr	0.004	0.011	0.000	0.000	0.004	0.002	0.004	0.013	0.007	0.000	0.001	0.002	0.003	0.005	0.000	0.000	
Fe ³⁺	0.208	0.379	0.241	0.126	0.172	0.131	0.279	0.172	0.239	0.330	0.352	0.207	0.085	0.029	0.137	0.173	
Ti	0.110	0.115	0.108	0.113	0.109	0.107	0.119	0.110	0.118	0.107	0.097	0.110	0.023	0.020	0.021	0.018	
Mg	1.177	1.161	1.294	1.250	1.218	1.185	1.202	1.177	1.177	1.156	1.142	1.191	3.328	3.649	3.566	3.643	
Fe ²⁺	2.759	2.656	2.597	2.678	2.691	2.776	2.662	2.691	2.746	2.649	2.585	2.746	1.048	0.934	0.885	0.818	
Mn	0.000	0.002	0.017	0.010	0.014	0.015	0.000	0.000	0.001	0.000	0.025	0.018	0.079	0.079	0.085	0.083	
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
Fe ²⁺	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mn	0.028	0.034	0.024	0.036	0.031	0.014	0.031	0.027	0.035	0.032	0.019	0.033	0.022	0.007	0.000	0.019	
Ca	1.917	1.929	1.945	1.873	1.939	1.969	1.932	1.943	1.924	1.885	1.958	1.934	1.951	1.986	2.000	1.958	
Na	0.046	0.037	0.031	0.090	0.030	0.017	0.037	0.030	0.040	0.060	0.023	0.033	0.027	0.006	0.000	0.024	
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Na	0.298	0.260	0.294	0.295	0.308	0.292	0.327	0.262	0.339	0.287	0.234	0.338	0.162	0.116	0.148	0.115	
K	0.334	0.313	0.320	0.308	0.338	0.336	0.368	0.356	0.336	0.339	0.272	0.328	0.077	0.060	0.079	0.056	
(A)	0.632	0.572	0.614	0.603	0.646	0.628	0.695	0.618	0.675	0.626	0.506	0.666	0.239	0.175	0.227	0.170	

Tab. A-10 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Amphibolen der Paragneise PS 75 und PS 115

	PS 75 3 core	PS 75 3B rim	PS 75 4B core	PS 75 4A rim	PS 75 5A rim	PS 75 5B rim	PS 115 1B core	PS 115 1A rim	PS 115 2B core	PS 115 2A rim	PS 115 3A core	PS 115 3B rim	PS 115 4A core	PS 115 4B rim	PS 115 6A core	PS 115 6B rim
SiO ₂	52.92	52.15	48.22	50.36	50.11	51.74	41.97	42.43	42.34	42.59	41.97	42.96	43.01	43.39	42.93	43.40
TiO ₂	0.13	0.13	0.29	0.24	0.24	0.18	1.09	1.16	1.12	1.21	1.14	1.07	1.13	0.93	1.07	1.12
Al ₂ O ₃	4.46	4.50	8.69	6.92	6.62	5.26	12.66	12.36	12.36	12.31	12.63	12.48	12.42	11.61	12.78	11.75
Fe ₂ O ₃	0.43	1.35	2.07	0.73	1.62	1.12	3.29	2.85	2.90	2.24	4.27	2.42	2.98	3.52	2.43	2.33
Cr ₂ O ₃	0.01	0.10	0.01	0.03	0.04	0.03	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04	0.07	0.00	0.03	0.08	0.05
MgO	16.79	17.49	15.26	15.87	16.19	17.01	8.48	8.62	8.59	8.72	8.74	8.78	8.59	8.73	8.59	8.77
CaO	12.69	12.73	12.89	12.95	12.94	13.05	11.07	11.09	10.91	11.09	10.89	11.18	10.91	10.78	10.93	10.94
MnO	0.94	0.75	0.69	0.88	0.77	0.70	0.19	0.16	0.21	0.22	0.21	0.22	0.19	0.34	0.14	0.21
FeO	8.18	6.62	7.96	8.13	7.65	7.39	16.16	16.46	16.01	16.31	15.38	15.97	16.45	16.02	16.05	16.17
Na ₂ O	0.44	0.42	0.80	0.52	0.61	0.43	1.58	1.60	1.65	1.76	1.68	1.54	1.65	1.51	1.62	1.57
K ₂ O	0.30	0.24	0.65	0.41	0.51	0.33	0.83	0.79	0.67	0.78	0.72	0.72	0.78	0.65	0.82	0.64
Summe	97.29	96.47	97.53	97.04	97.29	97.25	97.33	97.54	96.79	97.25	97.67	97.40	98.12	97.51	97.44	96.95
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																
Si	7.546	7.472	6.949	7.238	7.198	7.387	6.354	6.404	6.423	6.435	6.323	6.460	6.442	6.530	6.451	6.551
Al	0.454	0.528	1.051	0.762	0.802	0.613	1.646	1.596	1.577	1.565	1.677	1.540	1.558	1.470	1.549	1.449
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.296	0.232	0.426	0.411	0.318	0.273	0.613	0.604	0.633	0.627	0.565	0.671	0.635	0.589	0.714	0.641
Cr	0.001	0.011	0.001	0.003	0.005	0.003	0.000	0.001	0.004	0.002	0.005	0.008	0.000	0.004	0.010	0.006
Fe ³⁺	0.046	0.145	0.225	0.079	0.175	0.120	0.375	0.324	0.331	0.255	0.484	0.274	0.335	0.398	0.275	0.265
Ti	0.014	0.014	0.031	0.026	0.026	0.020	0.124	0.132	0.128	0.138	0.129	0.121	0.128	0.105	0.121	0.127
Mg	3.569	3.735	3.278	3.400	3.467	3.620	1.914	1.939	1.942	1.963	1.962	1.967	1.918	1.958	1.925	1.973
Fe ²⁺	0.976	0.793	0.959	0.977	0.920	0.882	1.974	2.000	1.962	2.014	1.854	1.958	1.984	1.946	1.956	1.987
Mn	0.099	0.070	0.079	0.103	0.090	0.082	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073	0.078	0.069	0.046	0.083	0.050	0.077	0.071	0.061	0.054
Mn	0.015	0.021	0.006	0.004	0.004	0.002	0.024	0.021	0.027	0.028	0.027	0.028	0.025	0.043	0.018	0.027
Ca	1.939	1.954	1.990	1.994	1.992	1.996	1.796	1.794	1.773	1.796	1.758	1.802	1.751	1.738	1.760	1.769
Na	0.046	0.024	0.004	0.002	0.004	0.002	0.107	0.108	0.131	0.130	0.132	0.120	0.148	0.148	0.160	0.150
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.075	0.092	0.221	0.143	0.164	0.119	0.356	0.359	0.355	0.385	0.358	0.327	0.332	0.293	0.312	0.309
K	0.055	0.044	0.119	0.075	0.093	0.061	0.160	0.152	0.130	0.150	0.138	0.138	0.148	0.125	0.157	0.123
(A)	0.130	0.136	0.340	0.218	0.257	0.179	0.517	0.511	0.484	0.535	0.496	0.465	0.480	0.417	0.469	0.433

Tab. A-10 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Amphibolen der Augengneise PS 82 und 97

	PS 82 1A core	PS 82 1B rim	PS 82 2A core	PS 82 2C rim	PS 82 4A core	PS 82 4B rim	PS 82 5A core	PS 82 5B rim	PS 97 1B core	PS 97 1A rim	PS 97 3A core	PS 97 3B rim	PS 97 4B core	PS 97 4C rim	PS 97 5A core	PS 97 5B rim
SiO ₂	38.52	37.81	38.69	38.79	38.48	38.33	38.52	38.46	37.91	38.05	38.28	38.24	38.43	37.82	37.65	38.22
TiO ₂	1.10	0.67	1.05	1.09	0.91	0.53	1.07	0.92	0.83	0.89	0.91	0.94	0.86	0.90	0.88	0.85
Al ₂ O ₃	14.21	14.63	14.50	14.28	14.25	14.94	14.31	15.09	14.10	14.29	14.31	14.23	14.44	14.97	14.42	14.35
Fe ₂ O ₃	2.05	4.21	1.62	1.62	3.62	2.36	1.76	1.00	2.76	2.29	2.00	1.84	1.82	2.31	2.61	2.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01
MgO	2.87	2.70	2.67	2.59	2.78	2.49	2.87	2.57	2.06	2.08	2.16	2.07	2.06	1.93	2.08	1.99
CaO	11.36	11.49	11.54	11.61	11.52	11.58	11.54	11.37	11.47	11.43	10.97	11.15	11.41	11.65	11.29	11.35
MnO	0.05	0.01	0.06	0.11	0.09	0.00	0.11	0.00	0.14	0.06	0.10	0.06	0.14	0.00	0.11	0.07
FeO	24.50	23.28	25.02	25.06	23.90	24.42	24.77	24.88	25.11	25.47	25.85	25.89	25.60	25.62	25.26	25.68
Na ₂ O	1.23	1.08	1.21	1.12	1.06	1.17	1.39	1.16	1.15	1.22	1.45	1.39	1.23	1.30	1.26	1.32
K ₂ O	1.82	1.79	1.88	1.85	1.78	1.78	1.78	1.91	1.89	1.88	1.92	1.83	1.82	1.80	2.05	1.82
Summe	97.70	97.67	98.25	98.12	98.37	97.69	98.11	97.38	97.43	97.67	97.95	97.65	97.80	98.30	97.70	97.95
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																
Si	6.092	5.987	6.090	6.114	6.050	6.061	6.075	6.088	6.059	6.061	6.081	6.092	6.100	5.989	6.009	6.071
Al	1.908	2.013	1.910	1.886	1.950	1.939	1.925	1.912	1.941	1.939	1.919	1.908	1.900	2.011	1.991	1.929
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.739	0.717	0.780	0.767	0.689	0.846	0.733	0.903	0.715	0.744	0.760	0.764	0.801	0.782	0.720	0.757
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.001
Fe ³⁺	0.244	0.502	0.192	0.192	0.428	0.281	0.208	0.119	0.332	0.275	0.239	0.220	0.217	0.275	0.313	0.277
Ti	0.131	0.080	0.124	0.130	0.107	0.063	0.127	0.109	0.100	0.106	0.109	0.113	0.102	0.107	0.105	0.101
Mg	0.676	0.638	0.627	0.608	0.650	0.587	0.674	0.605	0.491	0.494	0.511	0.492	0.488	0.455	0.495	0.471
Fe ²⁺	3.210	3.063	3.277	3.303	3.125	3.213	3.257	3.260	3.357	3.380	3.381	3.412	3.392	3.381	3.354	3.393
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ²⁺	0.029	0.019	0.017	0.000	0.017	0.016	0.009	0.034	0.000	0.014	0.053	0.037	0.006	0.012	0.017	0.018
Mn	0.007	0.001	0.008	0.015	0.012	0.001	0.015	0.000	0.013	0.008	0.013	0.008	0.019	0.000	0.015	0.010
Ca	1.924	1.950	1.946	1.961	1.941	1.962	1.950	1.929	1.963	1.952	1.867	1.903	1.940	1.977	1.931	1.931
Na	0.040	0.030	0.029	0.024	0.031	0.021	0.026	0.037	0.024	0.026	0.066	0.051	0.034	0.011	0.037	0.041
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.336	0.303	0.342	0.320	0.293	0.339	0.398	0.319	0.333	0.351	0.380	0.379	0.344	0.387	0.354	0.365
K	0.366	0.361	0.377	0.371	0.356	0.358	0.357	0.386	0.385	0.382	0.389	0.372	0.368	0.364	0.418	0.368
(A)	0.703	0.663	0.719	0.691	0.649	0.697	0.755	0.705	0.718	0.733	0.769	0.751	0.712	0.752	0.772	0.733

Mikrosondenanalysen von Amphibolen

Tab. A-10 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Amphibolen der Augengneise PS 102 und 112

	PS 102 1A core	PS 102 1B rim	PS 102 4A core	PS 102 4B rim	PS 102 5A core	PS 102 5B rim	PS 102 6B core	PS 102 6A rim	PS 112 1A core	PS 112 1B rim	PS 112 3B core	PS 112 3A rim	PS 112 5A core	PS 112 5B rim	PS 112 6A core	PS 112 6B rim
SiO ₂	40.06	38.90	38.79	39.08	38.73	38.95	38.43	38.24	38.86	38.57	38.55	38.39	39.76	38.41	38.59	39.21
TiO ₂	0.35	0.34	0.23	0.25	0.09	0.13	0.22	0.24	1.30	1.35	1.44	1.37	0.79	0.31	1.21	1.32
Al ₂ O ₃	14.24	14.06	14.58	14.62	14.61	14.47	14.23	14.31	13.58	13.66	13.46	13.62	14.08	14.49	14.08	13.70
Fe ₂ O ₃	0.97	3.00	2.44	3.88	4.29	3.66	3.33	4.58	2.56	1.56	1.56	2.58	2.60	4.00	2.70	2.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00
MgO	3.65	3.55	3.09	3.25	3.30	3.26	3.26	3.36	3.40	3.17	3.24	3.35	3.39	2.79	3.51	3.49
CaO	11.52	11.47	11.32	11.41	11.11	11.11	11.29	11.34	11.50	11.82	11.45	11.62	11.60	11.55	11.61	11.68
MnO	0.06	0.10	0.06	0.03	0.02	0.05	0.08	0.02	0.24	0.21	0.21	0.20	0.24	0.14	0.13	0.23
FeO	24.08	23.01	23.68	23.34	22.75	23.08	23.05	22.45	23.27	24.19	24.14	23.48	23.63	23.10	23.14	23.49
Na ₂ O	1.30	1.20	1.22	1.26	1.27	1.20	1.24	1.25	0.91	1.10	1.19	1.17	1.09	0.99	1.07	0.96
K ₂ O	1.79	1.88	1.89	1.89	1.85	1.90	1.86	1.73	1.85	1.77	1.82	1.74	1.64	1.63	1.89	1.73
Summe	98.01	97.60	97.34	99.01	98.02	97.84	96.99	97.52	97.47	97.46	97.07	97.55	98.84	97.45	97.93	97.92
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																
Si	6.256	6.131	6.132	6.081	6.079	6.123	6.104	6.042	6.135	6.112	6.132	6.074	6.174	6.074	6.066	6.152
Al	1.744	1.869	1.868	1.919	1.921	1.877	1.896	1.958	1.865	1.888	1.868	1.926	1.826	1.926	1.934	1.848
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.876	0.744	0.849	0.763	0.781	0.803	0.768	0.707	0.662	0.663	0.655	0.614	0.751	0.775	0.675	0.685
Cr	0.000	0.010	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.004	0.002	0.005	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.114	0.356	0.291	0.454	0.506	0.433	0.398	0.544	0.304	0.187	0.187	0.307	0.303	0.477	0.319	0.250
Ti	0.041	0.040	0.027	0.029	0.011	0.015	0.026	0.029	0.154	0.161	0.172	0.163	0.092	0.037	0.143	0.156
Mg	0.850	0.834	0.728	0.754	0.772	0.764	0.772	0.791	0.800	0.749	0.768	0.790	0.785	0.658	0.822	0.816
Fe ²⁺	3.118	3.016	3.100	3.000	2.930	2.982	3.036	2.930	3.072	3.206	3.212	3.107	3.066	3.049	3.041	3.081
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.028	0.006	0.015	0.000	0.000	0.000	0.012
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ²⁺	0.026	0.016	0.031	0.038	0.057	0.053	0.027	0.037	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.002	0.000
Mn	0.008	0.014	0.008	0.004	0.003	0.007	0.011	0.003	0.024	0.000	0.022	0.012	0.032	0.019	0.017	0.019
Ca	1.928	1.937	1.917	1.902	1.868	1.871	1.921	1.920	1.945	2.007	1.951	1.970	1.930	1.957	1.955	1.963
Na	0.038	0.033	0.043	0.056	0.072	0.070	0.041	0.041	0.030	0.000	0.027	0.018	0.035	0.019	0.026	0.018
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.007	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.354	0.335	0.330	0.324	0.314	0.296	0.341	0.342	0.248	0.338	0.340	0.341	0.293	0.285	0.300	0.274
K	0.356	0.378	0.381	0.375	0.370	0.381	0.377	0.349	0.373	0.358	0.369	0.351	0.325	0.329	0.379	0.346
(A)	0.710	0.712	0.712	0.699	0.685	0.677	0.718	0.691	0.621	0.696	0.709	0.692	0.618	0.614	0.679	0.620

Tab. A-10 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Amphibolen des Augengneises PS 130 und des equigranularen Granitoids PS 85

	PS 130	PS 130	PS 85	PS 85	PS 85	PS 85	PS 85	PS 85	PS 85	PS 85						
	2A core	2B rim	3A core	3B rim	5A core	5B rim	6A core	6B rim	2A rim	2B rim	4A core	4B rim	5A core	5B rim	8A core	8B rim
SiO ₂	39.04	38.85	39.01	38.56	39.11	38.25	39.19	38.48	37.82	38.01	37.73	37.56	37.98	37.69	37.46	38.50
TiO ₂	0.86	0.95	1.35	1.39	1.27	1.31	1.22	1.20	1.20	1.22	1.08	1.33	1.11	1.13	1.13	1.18
Al ₂ O ₃	13.00	12.69	12.73	12.44	12.80	13.08	12.37	13.06	13.52	13.49	13.36	13.40	13.33	13.35	13.33	13.33
Fe ₂ O ₃	2.76	2.90	0.31	1.26	0.62	0.77	0.31	1.09	1.61	1.10	3.46	1.93	2.27	0.79	2.26	0.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00
MgO	1.59	1.59	1.98	1.89	1.73	1.68	1.84	1.75	1.23	1.25	1.28	1.16	1.23	1.17	1.32	1.17
CaO	11.29	11.18	11.30	11.15	11.18	11.03	11.13	11.53	11.55	11.42	11.09	11.19	11.20	11.36	11.18	11.29
MnO	0.16	0.34	0.17	0.19	0.26	0.31	0.24	0.32	0.20	0.21	0.08	0.24	0.22	0.19	0.14	0.33
FeO	26.78	26.35	27.19	27.14	27.55	27.15	27.38	27.03	27.56	27.23	26.55	27.16	27.12	27.68	27.05	28.20
Na ₂ O	1.03	1.08	1.23	1.28	1.30	1.41	1.35	1.31	1.24	1.10	1.10	1.25	1.16	1.27	1.33	1.36
K ₂ O	1.87	1.68	1.90	1.93	1.94	2.03	1.83	1.81	2.09	1.95	1.97	1.84	1.98	1.98	1.96	1.94
Summe	98.38	97.60	97.22	97.23	97.75	97.07	96.87	97.58	98.03	96.98	97.70	97.05	97.62	96.65	97.19	97.94
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																
Si	6.207	6.222	6.261	6.214	6.256	6.175	6.317	6.174	6.077	6.143	6.069	6.084	6.115	6.133	6.068	6.179
Al	1.793	1.778	1.739	1.786	1.744	1.825	1.683	1.826	1.923	1.857	1.931	1.916	1.885	1.867	1.932	1.821
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.643	0.617	0.669	0.577	0.669	0.664	0.667	0.644	0.637	0.713	0.602	0.642	0.645	0.694	0.613	0.699
Cr	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.003	0.000
Fe ³⁺	0.331	0.349	0.037	0.152	0.075	0.094	0.037	0.132	0.195	0.133	0.419	0.235	0.275	0.097	0.276	0.077
Ti	0.102	0.114	0.163	0.168	0.152	0.159	0.148	0.145	0.145	0.148	0.131	0.162	0.135	0.138	0.138	0.143
Mg	0.376	0.379	0.474	0.454	0.414	0.404	0.442	0.419	0.295	0.301	0.307	0.280	0.296	0.284	0.319	0.281
Fe ²⁺	3.547	3.529	3.650	3.648	3.686	3.666	3.691	3.627	3.703	3.681	3.542	3.678	3.650	3.767	3.653	3.785
Mn	0.000	0.013	0.003	0.000	0.003	0.008	0.013	0.034	0.023	0.023	0.000	0.003	0.000	0.015	0.000	0.015
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ²⁺	0.014	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029	0.000	0.001	0.000	0.012	0.000
Mn	0.022	0.034	0.021	0.026	0.031	0.035	0.020	0.009	0.004	0.006	0.011	0.030	0.030	0.011	0.019	0.029
Ca	1.923	1.919	1.944	1.925	1.917	1.908	1.922	1.982	1.988	1.978	1.911	1.942	1.932	1.981	1.940	1.941
Na	0.041	0.047	0.036	0.039	0.051	0.058	0.058	0.009	0.008	0.017	0.049	0.028	0.036	0.009	0.028	0.030
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.277	0.288	0.348	0.361	0.351	0.384	0.364	0.399	0.379	0.328	0.294	0.364	0.326	0.392	0.389	0.392
K	0.378	0.343	0.389	0.397	0.396	0.418	0.376	0.370	0.428	0.402	0.404	0.380	0.407	0.411	0.405	0.397
(A)	0.655	0.631	0.737	0.758	0.746	0.802	0.740	0.769	0.807	0.730	0.698	0.744	0.733	0.803	0.794	0.789

Tab. A-10 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Amphibolen des Amphibolits PS 6 und des Kalksilikatschiefers PS 15

	PS 6 1A core	PS 6 1B rim	PS 6 2A core	PS 6 2B rim	PS 6 4A core	PS 6 4B rim	PS 6 8A core	PS 6 8B rim	PS 15 1B core	PS 15 1A rim	PS 15 3A core	PS 15 3B rim	PS 15 4B core	PS 15 4A rim	PS 15 5A core	PS 15 6A core
SiO ₂	42.52	42.24	41.71	42.23	43.08	42.78	43.06	41.85	56.34	53.69	55.99	56.68	56.94	57.80	58.23	57.86
TiO ₂	0.43	0.33	0.47	0.43	0.43	0.41	0.48	0.40	0.04	0.08	0.12	0.09	0.10	0.07	0.03	0.07
Al ₂ O ₃	15.95	16.50	17.24	16.76	16.20	16.65	16.93	16.70	3.74	7.27	4.33	2.14	2.26	2.41	1.25	2.07
Fe ₂ O ₃	6.52	5.34	5.47	5.54	5.31	5.93	4.42	5.19	0.56	0.36	0.63	0.01	0.37	0.03	0.23	0.38
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.03	0.00	0.06
MgO	10.43	10.25	9.66	9.77	10.32	9.92	10.05	9.62	22.07	20.21	22.15	22.51	22.71	22.84	23.79	23.38
CaO	10.17	10.38	10.11	10.35	10.25	10.39	10.47	10.53	13.04	12.81	13.10	13.39	13.37	13.04	13.31	13.44
MnO	0.19	0.14	0.11	0.08	0.19	0.15	0.12	0.10	0.05	0.07	0.02	0.11	0.08	0.00	0.03	0.05
FeO	9.78	9.98	10.47	10.84	10.39	10.84	10.76	11.16	1.54	2.27	1.23	1.77	1.55	1.89	1.09	1.01
Na ₂ O	1.58	1.56	1.69	1.58	1.44	1.54	1.70	1.64	0.40	0.75	0.41	0.24	0.23	0.25	0.12	0.19
K ₂ O	0.21	0.19	0.30	0.20	0.23	0.21	0.29	0.18	0.07	0.09	0.14	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06
Summe	97.77	96.92	97.23	97.81	97.90	98.83	98.28	97.44	97.85	97.60	98.12	97.09	97.70	98.41	98.14	98.57
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 23 (wasserfrei):																
Si	6.202	6.200	6.123	6.168	6.261	6.186	6.233	6.150	7.685	7.379	7.615	7.800	7.782	7.824	7.888	7.812
Al	1.798	1.800	1.877	1.832	1.739	1.814	1.767	1.850	0.315	0.621	0.385	0.200	0.218	0.176	0.112	0.188
(T)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.944	1.055	1.105	1.053	1.036	1.024	1.121	1.043	0.287	0.557	0.309	0.147	0.146	0.209	0.088	0.142
Cr	0.000	0.001	0.000	0.003	0.005	0.001	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.010	0.003	0.003	0.000	0.006
Fe ³⁺	0.715	0.590	0.604	0.609	0.580	0.646	0.481	0.574	0.057	0.037	0.064	0.001	0.038	0.003	0.024	0.039
Ti	0.047	0.036	0.052	0.047	0.047	0.045	0.052	0.044	0.004	0.008	0.012	0.009	0.010	0.007	0.003	0.007
Mg	2.268	2.243	2.114	2.127	2.236	2.138	2.169	2.107	4.487	4.140	4.490	4.617	4.627	4.608	4.803	4.705
Fe ²⁺	1.026	1.075	1.125	1.160	1.096	1.147	1.177	1.224	0.165	0.258	0.124	0.204	0.175	0.169	0.082	0.100
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
(C)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe ²⁺	0.166	0.151	0.160	0.164	0.167	0.164	0.126	0.148	0.011	0.003	0.016	0.000	0.002	0.045	0.041	0.013
Mn	0.023	0.017	0.014	0.010	0.024	0.018	0.015	0.012	0.006	0.008	0.002	0.001	0.009	0.000	0.003	0.006
Ca	1.589	1.633	1.590	1.620	1.596	1.610	1.624	1.658	1.906	1.886	1.909	1.974	1.958	1.891	1.932	1.944
Na	0.221	0.199	0.237	0.206	0.213	0.208	0.236	0.182	0.078	0.103	0.073	0.025	0.031	0.064	0.024	0.037
(B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.226	0.245	0.244	0.241	0.194	0.224	0.243	0.285	0.028	0.097	0.035	0.039	0.031	0.002	0.008	0.013
K	0.039	0.036	0.056	0.037	0.043	0.039	0.053	0.034	0.012	0.016	0.024	0.011	0.011	0.009	0.010	0.010
(A)	0.265	0.280	0.301	0.278	0.237	0.262	0.295	0.319	0.040	0.113	0.060	0.049	0.041	0.010	0.018	0.023

Tab. A-11: Mikrosondenanalysen von Staurolith des Glimmerschiefers PS 4

	1A core	1B core	1C core	1D rim	1E rim	2A core	2F core	2C rim	2E rim	4A core	4B rim	5A core	5B rim	6A core	6B rim
SiO ₂	28.38	28.38	27.76	27.79	27.72	28.28	27.84	27.99	27.56	27.66	27.66	28.21	27.38	28.05	28.26
TiO ₂	0.55	0.45	0.60	0.69	0.70	0.68	0.65	0.65	0.69	0.52	0.67	0.60	0.63	0.66	0.73
Al ₂ O ₃	53.01	52.75	51.69	51.46	51.45	52.45	51.71	52.88	51.56	52.64	52.21	52.68	51.55	52.46	52.36
MgO	1.84	1.78	1.84	1.64	1.67	1.85	1.89	1.87	1.80	1.93	1.95	1.86	1.88	1.84	1.96
MnO	0.02	0.06	0.08	0.01	0.13	0.04	0.05	0.09	0.03	0.04	0.00	0.05	0.01	0.00	0.06
FeO	15.19	15.20	14.64	14.84	15.10	14.91	14.91	14.55	14.50	14.67	14.67	14.87	14.58	15.05	14.70
ZnO	0.26	0.17	0.00	0.21	0.01	0.08	0.08	0.07	0.17	0.13	0.20	0.11	0.06	0.17	0.02
Summe	99.25	98.79	96.61	96.64	96.78	98.29	97.13	98.10	96.31	97.59	97.36	98.38	96.09	98.23	98.09
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 46 (wasserfrei):															
Si	7.819	7.853	7.841	7.861	7.838	7.854	7.834	7.779	7.812	7.738	7.761	7.827	7.780	7.806	7.857
Al	0.181	0.147	0.159	0.139	0.162	0.146	0.166	0.221	0.188	0.262	0.239	0.173	0.220	0.194	0.143
(tetra.)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	17.033	17.057	17.047	17.018	16.984	17.023	16.985	17.099	17.038	17.093	17.025	17.054	17.043	17.013	17.013
Ti	0.114	0.094	0.128	0.147	0.149	0.142	0.138	0.135	0.147	0.109	0.141	0.126	0.135	0.138	0.153
(okta.)	17.147	17.151	17.176	17.165	17.132	17.165	17.122	17.234	17.185	17.202	17.167	17.180	17.178	17.151	17.166
Fe ²⁺ (tot)	3.500	3.518	3.458	3.511	3.571	3.463	3.509	3.381	3.438	3.432	3.442	3.450	3.465	3.503	3.417
Mn	0.005	0.014	0.019	0.002	0.031	0.009	0.012	0.021	0.007	0.009	0.000	0.012	0.002	0.000	0.014
Mg	0.756	0.734	0.775	0.691	0.704	0.766	0.793	0.776	0.762	0.805	0.815	0.769	0.796	0.763	0.812
Zn	0.053	0.035	0.000	0.044	0.002	0.016	0.017	0.014	0.036	0.027	0.041	0.023	0.013	0.035	0.004
(tetra.)	4.313	4.301	4.252	4.249	4.308	4.255	4.330	4.192	4.243	4.273	4.299	4.254	4.276	4.301	4.247
Summe:	29.460	29.451	29.428	29.413	29.440	29.419	29.453	29.426	29.428	29.475	29.466	29.434	29.454	29.452	29.413
X(Fe)	0.82	0.83	0.82	0.84	0.84	0.82	0.82	0.81	0.82	0.81	0.81	0.82	0.81	0.82	0.81

Tab. A-11 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Staurolith des Amphibolits PS 6

	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3 core	4 core	5B core	5A rim	6A core	6B rim	7A core	7B rim
SiO ₂	27.51	27.10	27.60	27.24	27.15	27.16	27.03	26.68	27.40	27.21	27.52	27.15
TiO ₂	0.56	0.66	0.68	0.69	0.50	0.64	0.43	0.45	0.50	0.65	0.68	0.71
Al ₂ O ₃	52.74	52.63	52.71	52.20	52.77	52.94	53.39	53.80	52.78	53.05	53.00	53.22
MgO	2.78	2.74	2.51	2.52	2.72	2.58	2.28	2.14	2.54	2.48	2.59	2.67
MnO	0.07	0.11	0.12	0.18	0.16	0.11	0.13	0.16	0.19	0.10	0.16	0.17
FeO	12.97	12.63	12.80	13.18	13.18	13.09	13.02	12.97	12.86	12.98	12.94	12.62
ZnO	0.90	0.46	0.47	0.68	0.50	0.61	0.87	0.86	0.89	0.81	0.77	0.91
Summe	97.53	96.33	96.89	96.69	96.98	97.13	97.15	97.06	97.16	97.28	97.66	97.45
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 46 (wasserfrei):												
Si	7.678	7.633	7.727	7.676	7.619	7.608	7.575	7.485	7.675	7.613	7.665	7.578
Al	0.322	0.367	0.273	0.324	0.381	0.392	0.425	0.515	0.325	0.387	0.335	0.422
(tetra.)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	17.027	17.104	17.120	17.014	17.071	17.087	17.211	17.275	17.100	17.105	17.064	17.086
Ti	0.118	0.140	0.143	0.146	0.106	0.135	0.091	0.095	0.105	0.137	0.142	0.149
(okta.)	17.144	17.244	17.263	17.160	17.177	17.222	17.301	17.370	17.205	17.242	17.207	17.235
Fe ²⁺ (tot)	3.027	2.975	2.997	3.106	3.093	3.067	3.052	3.043	3.013	3.037	3.014	2.946
Mn	0.017	0.026	0.028	0.043	0.038	0.026	0.031	0.038	0.045	0.024	0.038	0.040
Mg	1.156	1.150	1.047	1.058	1.138	1.077	0.952	0.895	1.060	1.034	1.075	1.111
Zn	0.185	0.096	0.097	0.141	0.104	0.126	0.180	0.178	0.184	0.167	0.158	0.188
(tetra.)	4.386	4.247	4.170	4.349	4.372	4.296	4.215	4.154	4.302	4.262	4.286	4.284
Summe	29.530	29.491	29.433	29.509	29.549	29.518	29.516	29.525	29.507	29.504	29.493	29.519
X(Fe)	0.72	0.72	0.74	0.75	0.73	0.74	0.76	0.77	0.74	0.75	0.74	0.73

Tab. A-12: Mikrosondenanalysen von Turmalin des Glimmerschiefers PS 63

	1B core	1A rim	2B core	2A rim	3A core	3B rim	4A core	4B rim	5B core	5A rim	6B core	6A rim
SiO ₂	35.15	34.11	34.39	35.21	34.93	35.20	34.97	34.97	34.67	35.18	35.70	35.22
TiO ₂	0.55	0.46	0.62	0.60	0.74	0.41	0.35	0.11	0.70	0.59	0.76	0.60
Al ₂ O ₃	34.15	32.19	34.29	31.71	34.18	32.26	36.60	31.97	34.15	31.50	34.27	31.90
MgO	5.89	5.47	6.19	5.81	5.97	5.67	5.70	6.35	6.25	5.66	6.32	5.67
CaO	0.48	0.61	0.64	0.56	0.56	0.59	0.09	0.67	0.77	0.59	0.56	0.57
MnO	0.05	0.03	0.03	0.02	0.06	0.01	0.05	0.07	0.00	0.00	0.04	0.04
FeO	6.95	8.67	6.49	9.29	6.36	8.17	6.23	8.55	6.29	8.96	6.09	8.88
Na ₂ O	2.16	2.32	2.15	2.56	2.08	2.49	2.27	2.32	2.09	2.35	2.13	2.41
Summe	85.38	83.86	84.80	85.76	84.88	84.80	86.26	85.01	84.92	84.83	85.87	85.29
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 29:												
Si	5.787	5.794	5.700	5.869	5.769	5.890	5.665	5.856	5.730	5.910	5.816	5.884
Al(IV) (tetra.)	0.213	0.206	0.300	0.131	0.231	0.110	0.335	0.144	0.270	0.090	0.184	0.116
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al	0.412	0.239	0.398	0.099	0.421	0.252	0.652	0.166	0.383	0.146	0.397	0.165
Ti	0.068	0.059	0.077	0.076	0.092	0.052	0.043	0.014	0.087	0.075	0.093	0.075
Fe ²⁺ (tot)	0.957	1.232	0.900	1.295	0.878	1.143	0.844	1.197	0.869	1.259	0.830	1.241
Mn	0.007	0.004	0.004	0.003	0.008	0.001	0.007	0.010	0.000	0.000	0.006	0.006
Mg	1.445	1.385	1.529	1.444	1.470	1.414	1.375	1.585	1.540	1.417	1.535	1.412
(Y)	2.890	2.918	2.908	2.916	2.869	2.862	2.921	2.972	2.879	2.897	2.860	2.899
Ca	0.085	0.111	0.114	0.100	0.099	0.106	0.016	0.120	0.136	0.106	0.098	0.102
Na	0.689	0.764	0.691	0.827	0.666	0.808	0.713	0.753	0.670	0.765	0.673	0.781
(X)	0.774	0.875	0.805	0.927	0.765	0.914	0.729	0.873	0.806	0.872	0.771	0.883
Summe	18.664	18.793	18.713	18.843	18.634	18.776	18.649	18.845	18.685	18.768	18.631	18.781
X(Fe)	0.40	0.47	0.37	0.47	0.37	0.45	0.38	0.43	0.36	0.47	0.35	0.47
Dravit	39.9	34.4	39.6	38.0	39.3	36.4	44.8	40.2	37.4	36.4	41.9	36.7
Tsilaisit	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.4	0.0	0.0	0.2	0.2
Schörl	34.5	45.1	33.1	47.1	32.2	41.9	28.8	43.6	32.7	46.1	30.4	45.3
Elbait	22.2	16.2	23.0	11.1	24.5	17.8	25.6	11.4	24.7	13.6	23.8	14.1
Uvit	3.1	4.1	4.2	3.6	3.6	3.9	0.5	4.4	5.1	3.9	3.6	3.7

Tab. A-12 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Turmalin des Glimmerschiefers PS 69

	1A core	1B rim	2B core	2A rim	3A core	3B rim	4A core	4C core	4B rim	4D rim	5A core	5B rim	6B core	6A rim
SiO ₂	35.55	36.10	35.30	35.89	35.42	36.27	36.22	35.52	34.87	35.63	35.18	36.08	35.14	36.02
TiO ₂	0.53	0.65	0.63	0.53	0.69	0.66	0.86	0.71	0.68	0.68	0.60	0.65	0.68	0.70
Al ₂ O ₃	34.56	33.26	33.18	33.27	34.24	32.79	31.97	33.13	32.75	32.69	34.43	33.03	33.15	32.87
MgO	6.28	8.50	7.00	8.51	6.05	8.47	8.23	7.62	8.56	8.55	6.07	8.57	7.37	8.43
CaO	0.73	0.94	1.01	0.90	0.90	0.98	0.91	0.97	0.94	0.94	0.85	1.16	0.95	1.12
MnO	0.09	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.07
FeO	6.76	4.46	6.33	4.89	6.49	4.71	5.87	6.47	4.56	4.80	6.68	4.86	6.73	4.71
Na ₂ O	1.94	2.18	1.92	2.10	1.76	1.95	2.28	1.99	2.06	2.07	1.96	2.06	1.95	2.01
Summe	86.44	86.14	85.40	86.11	85.55	85.83	86.35	86.47	84.42	85.37	85.79	86.42	85.97	85.93
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 29:														
Si	5.776	5.833	5.804	5.815	5.800	5.883	5.887	5.778	5.761	5.819	5.760	5.828	5.757	5.847
Al(IV)	0.224	0.167	0.196	0.185	0.200	0.117	0.113	0.222	0.239	0.181	0.240	0.172	0.243	0.153
(tetra.)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al(VI)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al	0.394	0.167	0.234	0.167	0.408	0.152	0.012	0.129	0.138	0.112	0.405	0.116	0.158	0.136
Ti	0.065	0.079	0.078	0.065	0.085	0.081	0.105	0.087	0.084	0.084	0.074	0.079	0.084	0.085
Fe ²⁺ (tot)	0.919	0.603	0.870	0.663	0.889	0.639	0.798	0.880	0.630	0.656	0.915	0.657	0.922	0.639
Mn	0.012	0.007	0.004	0.003	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.010
Mg	1.521	2.047	1.716	2.055	1.477	2.048	1.994	1.848	2.108	2.081	1.481	2.063	1.800	2.040
(Y)	2.911	2.903	2.902	2.952	2.858	2.919	2.911	2.952	2.961	2.934	2.877	2.916	2.964	2.911
Ca	0.127	0.163	0.178	0.156	0.158	0.170	0.158	0.169	0.166	0.164	0.149	0.201	0.167	0.195
Na	0.611	0.683	0.612	0.660	0.559	0.613	0.719	0.628	0.660	0.656	0.622	0.645	0.619	0.633
(X)	0.738	0.846	0.790	0.816	0.717	0.784	0.877	0.797	0.826	0.820	0.771	0.846	0.786	0.827
Summe	18.649	18.749	18.692	18.768	18.575	18.703	18.788	18.749	18.787	18.754	18.649	18.762	18.750	18.738
X(Fe)	0.38	0.23	0.34	0.24	0.38	0.24	0.29	0.32	0.23	0.24	0.38	0.24	0.34	0.24
Dravit	37.6	53.4	38.8	54.0	32.4	52.4	51.9	44.8	54.9	54.3	33.6	49.5	43.1	49.4
Tsilaisit	0.5	0.3	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.3	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.4
Schörl	34.1	23.0	33.7	25.0	34.1	24.5	30.5	33.6	24.0	25.0	34.7	25.8	35.1	25.1
Elbait	23.2	17.1	20.5	15.0	27.5	16.5	11.5	14.8	14.7	14.4	26.0	16.7	15.4	17.5
Uvit	4.7	6.2	6.9	5.9	6.1	6.5	6.1	6.5	6.3	6.3	5.7	7.9	6.3	7.6

Tab. 13: Mikrosondenanalysen von Orthopyroxenen des Augengneises PS 136

	1 core	1A core	1B core	1D core	1C rim	2	3 core	6A core	6B rim	7B core	7A rim	8 core	8B core
SiO ₂	49.06	48.68	49.48	47.85	48.16	47.92	48.06	48.80	48.75	48.63	48.17	48.63	48.79
TiO ₂	0.11	0.13	0.10	0.07	0.05	0.36	0.13	0.17	0.08	0.08	0.08	0.07	0.12
Al ₂ O ₃	0.62	0.58	0.52	0.63	0.45	0.52	0.52	0.68	0.58	0.60	0.45	0.60	0.56
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.05	0.07	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
Fe ₂ O ₃	0.00	0.44	0.00	1.20	1.56	2.08	2.00	0.23	0.00	1.28	0.54	0.30	0.00
MgO	9.96	9.90	10.28	9.90	10.05	10.67	10.18	10.10	10.00	10.10	10.11	9.99	9.85
CaO	0.97	0.95	1.03	0.69	0.88	0.88	0.94	1.09	0.80	1.00	1.05	1.06	1.04
MnO	1.34	1.30	1.23	1.28	1.20	1.31	1.09	1.14	1.33	1.12	1.29	1.21	1.12
FeO	38.05	38.10	36.93	37.38	37.11	36.12	36.82	37.94	37.90	37.54	36.91	37.68	37.40
Summe	100.11	100.13	99.63	99.07	99.46	99.97	99.74	100.15	99.44	100.35	98.60	99.54	98.98
Zahl der Kationen bezogen auf die Sauerstoffbasis 6:													
Si	1.986	1.975	2.000	1.964	1.966	1.943	1.956	1.975	1.987	1.966	1.979	1.980	1.992
Al	0.014	0.025	0.000	0.030	0.022	0.025	0.025	0.025	0.013	0.029	0.021	0.020	0.008
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.006	0.012	0.032	0.019	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
(T)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.015	0.003	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.014	0.000	0.001	0.009	0.019
Fe ³⁺	0.000	0.014	0.000	0.031	0.035	0.032	0.042	0.007	0.000	0.033	0.017	0.009	0.000
Cr	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Ti	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002	0.011	0.004	0.005	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004
Mg	0.601	0.599	0.619	0.606	0.612	0.645	0.617	0.609	0.607	0.609	0.619	0.606	0.600
Fe ²⁺	0.380	0.379	0.352	0.359	0.352	0.308	0.337	0.371	0.376	0.355	0.361	0.373	0.374
(M1)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Fe ²⁺	0.907	0.914	0.895	0.926	0.921	0.917	0.919	0.913	0.916	0.916	0.909	0.912	0.902
Mn	0.046	0.045	0.042	0.044	0.041	0.045	0.039	0.039	0.046	0.039	0.045	0.042	0.039
Ca	0.042	0.041	0.045	0.030	0.038	0.038	0.041	0.047	0.035	0.044	0.046	0.046	0.046
(M2)	0.995	1.000	0.982	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.997	1.000	1.000	1.000	0.987
Summe	3.995	4.000	3.982	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.997	4.000	4.000	4.000	3.987
Vergleich der Fe ³⁺ Abschätzungen von PAPIKE et al. (1974), RYBURN et al. (1976) und VIETEN & HAMM (1978):													
PAPIKE	-0.007	0.014	-0.032	0.024	0.023	-0.001	0.021	0.007	-0.006	0.027	0.017	0.008	-0.021
RYBURN	-0.007	0.014	-0.029	0.037	0.048	0.063	0.061	0.007	-0.005	0.039	0.017	0.009	-0.020
VIETEN & HAMM	-0.007	0.014	-0.032	0.024	0.023	-0.001	0.021	0.007	-0.006	0.027	0.017	0.008	-0.021

Tab. A-14: Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Glimmerschiefer PS 4 und PS 23

	PS 4 1B core	PS 4 1A rim	PS 4 2A rim	PS 4 3B core	PS 4 3C core	PS 4 3A rim	PS 4 4B core	PS 4 4A rim	PS 23 1B core	PS 23 1A rim	PS 23 2B core	PS 23 2A rim	PS 23 4A core	PS 23 4B rim	PS 23 5A core	PS 23 5B rim
SiO ₂	59.88	60.04	61.38	62.33	61.74	61.30	61.36	60.94	64.38	64.28	62.55	62.59	63.10	62.54	62.71	62.49
Al ₂ O ₃	24.64	24.76	23.70	24.17	23.80	24.08	23.97	24.55	22.16	22.07	22.48	22.92	22.57	22.39	22.87	22.96
MgO	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	0.00	0.02	0.00
MnO	0.00	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.01
FeO	0.06	0.00	0.07	0.00	0.00	0.17	0.00	0.16	0.04	0.16	0.00	0.15	0.00	0.04	0.00	0.00
CaO	7.22	7.03	6.20	6.12	6.13	6.41	5.81	6.58	4.02	4.24	3.96	4.28	3.80	3.70	4.17	4.17
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	7.33	7.49	8.13	8.15	8.24	7.92	7.98	7.56	9.22	9.20	9.18	9.30	9.60	9.55	9.11	9.46
K ₂ O	0.07	0.10	0.09	0.12	0.10	0.06	0.08	0.07	0.14	0.08	0.11	0.13	0.07	0.07	0.08	0.07
Summe	99.20	99.47	99.60	100.90	100.10	99.95	99.25	99.87	100.00	100.14	98.32	99.43	99.15	98.35	98.99	99.16
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:																
Si	2.687	2.687	2.738	2.741	2.741	2.726	2.740	2.711	2.840	2.836	2.810	2.789	2.812	2.811	2.799	2.789
Al	1.303	1.306	1.246	1.253	1.245	1.262	1.262	1.287	1.152	1.148	1.190	1.204	1.185	1.186	1.203	1.208
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Mn	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe ₂₊ (tot)	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000	0.006	0.001	0.006	0.000	0.006	0.000	0.002	0.000	0.000
(T)	3.993	3.995	3.988	3.994	3.987	3.994	4.002	4.004	3.995	3.993	4.001	3.999	3.998	4.000	4.004	3.997
Ca	0.347	0.337	0.296	0.288	0.292	0.305	0.278	0.314	0.190	0.200	0.191	0.204	0.182	0.178	0.199	0.199
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.638	0.650	0.703	0.695	0.709	0.683	0.691	0.652	0.789	0.787	0.800	0.803	0.829	0.832	0.788	0.819
K	0.004	0.006	0.005	0.007	0.006	0.003	0.005	0.004	0.008	0.005	0.006	0.007	0.004	0.004	0.005	0.004
(A)	0.989	0.993	1.005	0.990	1.007	0.992	0.974	0.970	0.987	0.993	0.997	1.016	1.015	1.015	0.992	1.022
Summe	4.982	4.988	4.993	4.984	4.994	4.986	4.977	4.974	4.982	4.985	4.998	5.015	5.012	5.014	4.996	5.019
Anorthit	35.1	33.9	29.5	29.1	29.0	30.8	28.6	32.3	19.3	20.2	19.1	20.1	17.9	17.5	20.1	19.5
Albit	64.5	65.5	70.0	70.2	70.5	68.9	71.0	67.2	79.9	79.3	80.2	79.1	81.7	82.1	79.4	80.1
Orthoklas	0.4	0.6	0.5	0.7	0.6	0.3	0.5	0.4	0.8	0.5	0.6	0.7	0.4	0.4	0.5	0.4

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Glimmerschiefer PS 63 und PS 69

	PS 63	PS 63	PS 63	PS 63	PS 63	PS 63	PS 63	PS 69	PS 69						
	1B core	2B core	3B core	3A rim	4B core	4C rim	4D rim	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3B core	3A rim	4A core	4B rim
SiO ₂	64.48	64.53	66.00	65.04	65.42	65.29	65.85	62.56	61.67	62.27	62.39	62.55	62.16	62.01	61.04
Al ₂ O ₃	21.01	21.36	21.18	21.31	21.17	21.31	20.96	24.19	24.25	23.80	24.01	24.15	24.28	24.34	24.94
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	0.03	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.12	0.06	0.01
CaO	2.71	2.79	2.59	2.90	2.75	2.76	2.51	5.62	5.62	5.57	5.84	5.57	5.51	6.07	6.68
BaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.11	0.00
Na ₂ O	9.83	9.75	10.14	10.03	9.70	9.98	9.97	8.57	8.53	8.52	8.40	8.39	8.29	8.12	7.71
K ₂ O	0.25	0.11	0.17	0.11	0.23	0.10	0.13	0.12	0.12	0.07	0.09	0.06	0.09	0.08	0.10
Summe	98.32	98.67	100.13	99.44	99.28	99.50	99.43	101.11	100.21	100.33	100.78	100.81	100.45	100.79	100.48

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:

Si	2.886	2.877	2.898	2.879	2.895	2.886	2.907	2.745	2.732	2.753	2.747	2.750	2.742	2.732	2.700
Al	1.108	1.122	1.096	1.112	1.104	1.110	1.091	1.251	1.266	1.240	1.246	1.251	1.262	1.264	1.300
Mg	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.004	0.002	0.000
(T)	3.996	4.003	3.996	3.994	4.000	3.996	3.998	3.996	3.999	3.995	3.994	4.003	4.009	3.998	4.000
Ca	0.130	0.133	0.122	0.137	0.130	0.131	0.119	0.264	0.267	0.264	0.275	0.262	0.260	0.287	0.317
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
Na	0.853	0.843	0.863	0.861	0.832	0.855	0.853	0.729	0.733	0.730	0.717	0.715	0.709	0.694	0.661
K	0.014	0.006	0.010	0.006	0.013	0.006	0.007	0.007	0.007	0.004	0.005	0.003	0.005	0.004	0.006
(A)	0.997	0.983	0.995	1.005	0.975	0.993	0.979	1.001	1.006	0.999	0.997	0.981	0.975	0.987	0.983
Summe	4.993	4.986	4.990	4.998	4.975	4.989	4.978	4.997	5.005	4.994	4.992	4.984	4.984	4.985	4.984
Anorthit	13.0	13.6	12.3	13.7	13.4	13.2	12.1	26.4	26.5	26.4	27.6	26.7	26.7	29.1	32.2
Albit	85.5	85.8	86.8	85.7	85.3	86.3	87.1	72.9	72.8	73.2	71.9	72.9	72.8	70.4	67.2
Orthoklas	1.4	0.6	1.0	0.6	1.3	0.6	0.7	0.7	0.7	0.4	0.5	0.3	0.5	0.5	0.6

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Glimmerschiefer PS 105 und PS 108

	PS 105	PS 105	PS 105	PS 105	PS 105	PS 105	PS 105	PS 108	PS 108							
	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3A core	3B rim	4	1B core	1A rim	2B core	2B rim	3B core	3A rim	4B core	4A rim	
SiO ₂	64.14	64.29	64.63	64.23	64.54	63.82	63.45	63.31	61.97	60.17	60.02	61.15	60.26	61.79	58.71	
Al ₂ O ₃	22.87	22.68	23.15	22.55	22.91	23.04	23.69	22.40	23.09	25.19	25.59	24.45	24.79	24.68	25.54	
MgO	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	0.00	0.00	
MnO	0.05	0.00	0.02	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	
FeO	0.03	0.13	0.07	0.07	0.01	0.00	0.24	0.06	0.12	0.06	0.16	0.09	0.04	0.12	0.18	
CaO	3.98	4.05	4.26	3.86	3.97	4.47	5.23	4.36	4.77	7.07	7.56	6.29	6.92	6.47	7.52	
BaO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00	
Na ₂ O	9.12	9.17	8.93	9.22	9.23	8.81	8.68	8.87	8.80	7.67	7.25	7.86	7.77	8.06	7.32	
K ₂ O	0.12	0.11	0.18	0.13	0.15	0.12	0.09	0.23	0.17	0.18	0.11	0.08	0.15	0.11	0.13	
Summe	100.36	100.43	101.24	100.12	100.84	100.28	101.38	99.27	98.94	100.37	100.73	100.01	99.94	101.27	99.40	
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:																
Si	2.820	2.825	2.816	2.829	2.823	2.808	2.773	2.818	2.775	2.673	2.658	2.717	2.687	2.714	2.639	
Al	1.185	1.175	1.189	1.171	1.181	1.195	1.220	1.175	1.219	1.319	1.336	1.280	1.303	1.278	1.353	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mn	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	
Fe ²⁺ (tot)	0.001	0.005	0.003	0.003	0.000	0.000	0.009	0.002	0.004	0.002	0.006	0.003	0.001	0.004	0.007	
(T)	4.008	4.004	4.008	4.006	4.005	4.004	4.002	3.996	3.999	3.995	4.000	4.002	3.991	3.996	3.999	
Ca	0.187	0.191	0.199	0.182	0.186	0.211	0.245	0.208	0.229	0.337	0.359	0.299	0.331	0.304	0.362	
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	
Na	0.777	0.781	0.754	0.787	0.783	0.752	0.735	0.766	0.764	0.661	0.623	0.677	0.672	0.686	0.638	
K	0.007	0.006	0.010	0.007	0.008	0.007	0.005	0.013	0.010	0.010	0.006	0.005	0.009	0.006	0.008	
(A)	0.972	0.978	0.963	0.977	0.977	0.969	0.985	0.987	1.003	1.008	0.988	0.982	1.011	0.998	1.008	
Summe	4.980	4.982	4.972	4.982	4.982	4.973	4.987	4.983	5.002	5.003	4.988	4.984	5.002	4.994	5.007	
Anorthit	19.3	19.5	20.6	18.7	19.0	21.7	24.9	21.1	22.8	33.4	36.3	30.5	32.7	30.5	35.9	
Albit	80.0	79.9	78.3	80.6	80.1	77.6	74.6	77.6	76.2	65.6	63.0	69.0	66.5	68.8	63.3	
Orthoklas	0.7	0.6	1.0	0.7	0.8	0.7	0.5	1.3	1.0	1.0	0.6	0.5	0.8	0.6	0.8	

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas des Glimmerschiefers PS 139 und des Amphibolits PS 6

	PS 139	PS 139	PS 6	PS 6												
	1B core	1A rim	2B core	2A rim	3A core	3B rim	4A core	4B rim	1B core	1A rim	2A core	2B rim	3B core	3A rim	4B core	4C rim
SiO ₂	62.11	60.03	61.70	62.23	61.30	62.32	64.10	61.42	59.54	58.24	61.66	59.96	59.58	60.95	59.62	59.80
Al ₂ O ₃	24.04	24.64	23.83	23.55	24.09	24.28	23.09	23.55	25.36	26.32	24.49	25.64	25.78	24.89	25.13	25.56
MgO	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
MnO	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00
FeO	0.06	0.08	0.10	0.16	0.01	0.12	0.08	0.04	0.07	0.21	0.08	0.26	0.12	0.16	0.09	0.07
CaO	5.51	6.27	5.17	5.03	5.67	5.73	4.59	5.64	7.27	8.41	6.28	7.38	7.65	6.91	7.10	7.31
BaO	0.00	0.00	0.09	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	8.16	8.04	8.75	8.68	8.50	8.29	8.84	8.37	7.32	6.73	8.29	7.30	7.22	7.72	7.62	7.48
K ₂ O	0.25	0.17	0.09	0.11	0.21	0.16	0.23	0.19	0.08	0.09	0.06	0.05	0.06	0.04	0.08	0.07
Summe	100.18	99.23	99.75	99.83	99.78	100.90	100.94	99.24	99.68	100.04	100.86	100.64	100.41	100.68	99.66	100.29

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:

Si	2.748	2.693	2.746	2.764	2.730	2.740	2.806	2.748	2.662	2.606	2.718	2.657	2.647	2.695	2.668	2.658
Al	1.254	1.303	1.250	1.233	1.264	1.258	1.191	1.242	1.336	1.388	1.272	1.339	1.350	1.297	1.325	1.339
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ₂₊ (tot)	0.002	0.003	0.004	0.006	0.000	0.004	0.003	0.001	0.003	0.008	0.003	0.010	0.004	0.006	0.003	0.003
(T)	4.006	3.999	4.001	4.002	3.995	4.003	4.001	3.992	4.002	4.002	3.993	4.008	4.001	3.997	3.997	4.000
Ca	0.261	0.301	0.247	0.239	0.271	0.270	0.215	0.270	0.348	0.403	0.297	0.350	0.364	0.327	0.340	0.348
Ba	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.700	0.699	0.755	0.747	0.734	0.707	0.750	0.726	0.635	0.584	0.709	0.627	0.622	0.662	0.661	0.645
K	0.014	0.010	0.005	0.006	0.012	0.009	0.013	0.011	0.005	0.005	0.003	0.003	0.003	0.002	0.005	0.004
(A)	0.975	1.011	1.008	0.994	1.016	0.986	0.979	1.007	0.987	0.993	1.008	0.980	0.989	0.991	1.006	0.997
Summe	4.982	5.010	5.009	4.997	5.011	4.989	4.979	5.000	4.990	4.995	5.002	4.988	4.991	4.989	5.003	4.997
Anorthit	26.8	29.8	24.5	24.1	26.6	27.4	22.0	26.8	35.3	40.6	29.4	35.7	36.8	33.0	33.8	34.9
Albit	71.8	69.2	75.0	75.3	72.2	71.7	76.7	72.1	64.3	58.8	70.3	64.0	62.9	66.8	65.7	64.7
Orthoklas	1.4	1.0	0.5	0.6	1.2	0.9	1.3	1.1	0.5	0.5	0.3	0.3	0.3	0.2	0.5	0.4

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Paragneise PS 45 und PS 115

	PS 45	PS 45	PS 115	PS 115												
	1A core	1B rim	2B core	2A rim	3B core	3A rim	4B core	4A rim	1B core	1A rim	2A core	2B rim	3A core	3B rim	4A core	4B rim
SiO ₂	61.05	59.18	60.69	60.27	62.10	60.88	59.04	58.07	63.47	63.55	63.73	60.87	63.34	62.82	61.79	62.50
Al ₂ O ₃	24.30	25.31	23.98	24.53	23.38	24.50	25.08	25.26	22.66	22.80	22.74	23.65	22.97	23.05	23.18	23.96
MgO	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	0.03
MnO	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.09	0.00	0.09	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO	0.17	0.24	0.04	0.21	0.06	0.00	0.17	0.09	0.11	0.13	0.07	0.12	0.07	0.03	0.11	0.10
CaO	5.91	7.02	6.32	6.53	5.11	6.56	7.38	7.90	4.22	4.44	4.07	5.87	4.13	4.74	4.79	5.23
BaO	0.09	0.10	0.04	0.01	0.01	0.07	0.08	0.01	0.00	0.03	0.05	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	8.12	7.49	7.69	7.79	8.44	7.75	7.00	6.94	9.07	9.10	9.34	8.47	9.02	8.82	8.93	8.64
K ₂ O	0.17	0.13	0.29	0.18	0.33	0.17	0.23	0.15	0.12	0.11	0.14	0.10	0.12	0.17	0.14	0.10
Summe	99.82	99.48	99.05	99.58	99.43	99.93	99.05	98.46	99.65	100.25	100.14	99.21	99.72	99.64	98.96	100.56
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:																
Si	2.720	2.657	2.724	2.697	2.768	2.710	2.661	2.637	2.813	2.805	2.813	2.731	2.805	2.790	2.769	2.754
Al	1.276	1.339	1.269	1.294	1.228	1.285	1.332	1.352	1.184	1.186	1.183	1.251	1.199	1.206	1.224	1.244
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.006	0.009	0.002	0.008	0.002	0.000	0.006	0.003	0.004	0.005	0.003	0.005	0.003	0.001	0.004	0.004
(T)	4.003	4.005	3.994	4.000	3.999	3.995	4.002	3.993	4.001	3.999	3.999	3.990	4.007	3.997	3.998	4.005
Ca	0.282	0.338	0.304	0.313	0.244	0.313	0.356	0.384	0.201	0.210	0.192	0.282	0.196	0.226	0.230	0.247
Ba	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.701	0.652	0.669	0.676	0.730	0.669	0.612	0.611	0.780	0.779	0.799	0.737	0.775	0.759	0.776	0.738
K	0.010	0.007	0.017	0.010	0.019	0.010	0.013	0.009	0.007	0.006	0.008	0.006	0.007	0.010	0.008	0.006
(A)	0.995	0.999	0.990	0.999	0.993	0.992	0.983	1.004	0.987	0.995	1.001	1.025	0.979	0.995	1.014	0.991
Summe	4.998	5.004	4.985	5.000	4.992	4.987	4.985	4.997	4.988	4.995	4.999	5.015	4.986	4.992	5.011	4.995
Anorthit	28.4	33.9	30.7	31.3	24.6	31.6	36.3	38.3	20.3	21.1	19.3	27.5	20.1	22.7	22.7	24.9
Albit	70.6	65.4	67.6	67.6	73.5	67.5	62.3	60.9	79.0	78.3	80.0	71.9	79.3	76.4	76.5	74.5
Orthoklas	1.0	0.7	1.7	1.0	1.9	1.0	1.3	0.9	0.7	0.6	0.8	0.6	0.7	1.0	0.8	0.6

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Augengneise PS 82 und PS 91

	PS 82	PS 82	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91	PS 91						
	1B core	1A rim	2A core	2B rim	3A core	3B rim	4B core	4A rim	1A core	1C core	1B rim	2A core	3A core	3B rim	4A core	4B rim
SiO ₂	61.02	60.58	62.34	59.26	60.94	61.43	61.12	61.68	62.97	63.36	62.73	62.51	62.23	66.63	63.97	62.44
Al ₂ O ₃	22.84	23.18	22.92	24.44	23.03	23.53	23.21	23.17	23.70	23.78	24.00	24.05	24.05	21.48	23.13	23.70
MgO	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	0.01	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	0.09	0.06	0.03	0.15	0.00	0.13	0.06	0.02	0.07	0.07	0.16	0.05	0.00	0.00	0.11	0.13
CaO	4.69	4.79	4.67	6.39	4.55	5.30	4.78	4.80	5.27	5.21	5.19	5.42	5.59	2.67	4.51	5.16
BaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.00	0.08	0.04	0.00	0.07	0.07	0.03	0.06	0.01	0.04	0.00
Na ₂ O	8.69	8.82	8.92	7.97	8.98	8.25	8.75	8.70	8.59	8.58	8.45	8.46	8.25	9.71	8.77	8.44
K ₂ O	0.30	0.26	0.16	0.08	0.30	0.22	0.22	0.24	0.25	0.20	0.11	0.17	0.14	0.09	0.31	0.25
Summe	97.63	97.70	99.04	98.32	97.91	98.86	98.22	98.65	100.85	101.27	100.77	100.71	100.35	100.59	100.83	100.11
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:																
Si	2.772	2.753	2.786	2.686	2.763	2.755	2.761	2.771	2.767	2.772	2.759	2.752	2.749	2.904	2.805	2.764
Al	1.223	1.241	1.207	1.306	1.231	1.244	1.236	1.227	1.228	1.226	1.244	1.248	1.252	1.103	1.195	1.236
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.003	0.002	0.001	0.006	0.000	0.005	0.002	0.001	0.003	0.003	0.006	0.002	0.000	0.000	0.004	0.005
(T)	3.998	3.997	3.995	3.998	3.995	4.003	3.999	3.998	3.998	4.000	4.010	4.002	4.002	4.008	4.004	4.005
Ca	0.228	0.233	0.224	0.310	0.221	0.255	0.231	0.231	0.248	0.244	0.245	0.256	0.265	0.125	0.212	0.245
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Na	0.765	0.777	0.773	0.700	0.790	0.717	0.766	0.758	0.732	0.728	0.720	0.722	0.706	0.820	0.746	0.724
K	0.017	0.015	0.009	0.005	0.017	0.013	0.013	0.014	0.014	0.011	0.006	0.010	0.008	0.005	0.017	0.014
(A)	1.011	1.025	1.006	1.016	1.030	0.985	1.012	1.003	0.994	0.984	0.972	0.988	0.980	0.950	0.975	0.983
Summe	5.008	5.023	5.001	5.014	5.025	4.988	5.011	5.002	4.992	4.985	4.983	4.990	4.982	4.957	4.979	4.987
Anorthit	22.6	22.7	22.2	30.6	21.5	25.9	22.9	23.0	25.0	24.8	25.2	25.9	27.0	13.1	21.7	24.9
Albit	75.7	75.8	76.9	69.0	76.8	72.9	75.8	75.6	73.6	74.0	74.2	73.1	72.2	86.4	76.5	73.7
Orthoklas	1.7	1.5	0.9	0.5	1.7	1.3	1.3	1.4	1.4	1.1	0.6	1.0	0.8	0.5	1.8	1.4

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Augengneise PS 97 und PS 102

	PS 97	PS 97	PS 102	PS 102												
	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3B core	3A rim	4B core	4A rim	1B core	1A rim	2A core	2B rim	3A core	3B rim	4B core	4A rim
SiO ₂	62.23	60.97	62.18	60.94	62.51	61.19	61.87	60.66	61.23	61.15	59.24	61.72	60.63	59.61	58.38	61.10
Al ₂ O ₃	22.68	23.76	23.72	23.98	23.08	22.98	22.83	23.65	24.02	23.79	25.58	24.29	25.23	25.08	25.88	23.56
MgO	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
MnO	0.01	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	0.15	0.32	0.16	0.19	0.09	0.20	0.10	0.26	0.04	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.25
CaO	4.34	5.55	5.22	5.60	4.56	5.10	4.55	5.17	5.78	5.46	7.45	6.25	6.92	6.88	7.57	5.27
BaO	0.08	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.01	0.04
Na ₂ O	8.92	8.37	8.59	8.52	8.88	8.62	8.92	8.57	8.18	8.27	7.22	7.85	7.45	7.56	7.35	8.50
K ₂ O	0.23	0.22	0.28	0.14	0.16	0.09	0.26	0.21	0.23	0.28	0.24	0.24	0.31	0.29	0.22	0.40
Summe	98.64	99.28	100.18	99.37	99.29	98.19	98.61	98.57	99.48	99.09	99.75	100.43	100.58	99.52	99.45	99.12

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:

Si	2.794	2.733	2.755	2.727	2.786	2.765	2.782	2.736	2.733	2.740	2.650	2.730	2.684	2.671	2.625	2.743
Al	1.200	1.255	1.239	1.265	1.212	1.224	1.210	1.257	1.264	1.256	1.348	1.266	1.316	1.325	1.371	1.246
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.006	0.012	0.006	0.007	0.003	0.008	0.004	0.010	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.009
(T)	4.001	4.002	4.001	3.999	4.002	3.996	3.996	4.003	3.998	4.002	3.999	3.996	4.001	3.999	3.998	3.999
Ca	0.209	0.267	0.248	0.269	0.218	0.247	0.219	0.250	0.276	0.262	0.357	0.296	0.328	0.330	0.365	0.253
Ba	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.777	0.727	0.738	0.739	0.767	0.755	0.778	0.750	0.708	0.719	0.626	0.673	0.639	0.657	0.641	0.740
K	0.013	0.013	0.016	0.008	0.009	0.005	0.015	0.012	0.013	0.016	0.014	0.014	0.018	0.017	0.013	0.023
(A)	1.000	1.007	1.002	1.016	0.994	1.007	1.013	1.012	0.997	0.997	0.997	0.984	0.985	1.004	1.018	1.017
Summe	5.000	5.009	5.002	5.014	4.996	5.004	5.009	5.016	4.996	4.999	4.996	4.980	4.987	5.003	5.016	5.015
Anorthit	20.9	26.5	24.7	26.4	21.9	24.5	21.7	24.7	27.7	26.3	35.8	30.1	33.3	32.9	35.8	24.9
Albit	77.8	72.3	73.7	72.8	77.2	75.0	76.9	74.1	71.0	72.1	62.8	68.5	64.9	65.4	62.9	72.8
Orthoklas	1.3	1.2	1.6	0.8	0.9	0.5	1.5	1.2	1.3	1.6	1.4	1.4	1.8	1.7	1.2	2.3

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas der Augengneise PS 112 und PS 130

	PS 112 1B core	PS 112 1A rim	PS 112 2B core	PS 112 2A rim	PS 112 3A core	PS 112 3B rim	PS 112 4A core	PS 112 4B rim	PS 130 1A core	PS 130 1B rim	PS 130 2A core	PS 130 2B rim	PS 130 3B core	PS 130 3A rim
SiO ₂	63.02	63.08	59.81	58.24	58.52	58.36	59.35	59.38	62.42	61.51	64.25	63.88	65.20	63.27
Al ₂ O ₃	23.67	23.65	24.60	25.50	26.53	26.68	24.93	25.55	23.25	23.68	22.87	23.00	22.39	22.91
MgO	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	0.04
MnO	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.04	0.04	0.03	0.29	0.18	0.18	0.00	0.05	0.03	0.07	0.00	0.12	0.05	0.28
CaO	5.09	5.08	6.32	7.45	7.54	8.23	6.94	7.56	5.16	5.50	4.23	4.46	3.65	3.98
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	8.44	8.40	8.00	7.37	7.28	7.25	7.55	7.28	8.61	8.45	9.04	9.14	9.25	9.43
K ₂ O	0.38	0.26	0.24	0.22	0.12	0.20	0.26	0.10	0.29	0.13	0.33	0.21	0.41	0.23
Summe	100.67	100.54	99.00	99.07	100.17	100.91	99.15	99.92	99.76	99.34	100.72	100.81	100.95	100.14
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:														
Si	2.773	2.776	2.691	2.631	2.611	2.594	2.671	2.651	2.774	2.747	2.817	2.803	2.848	2.798
Al	1.228	1.227	1.304	1.358	1.395	1.397	1.322	1.344	1.218	1.247	1.182	1.190	1.153	1.194
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.001	0.001	0.001	0.011	0.007	0.007	0.000	0.002	0.001	0.003	0.000	0.004	0.002	0.010
(T)	4.003	4.006	3.996	4.000	4.013	3.998	3.994	3.997	3.993	3.997	3.999	3.997	4.002	4.005
Ca	0.240	0.239	0.305	0.361	0.360	0.392	0.335	0.362	0.246	0.263	0.199	0.210	0.171	0.189
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.720	0.716	0.698	0.646	0.630	0.625	0.659	0.630	0.742	0.732	0.769	0.778	0.783	0.809
K	0.021	0.014	0.014	0.013	0.007	0.011	0.015	0.006	0.016	0.007	0.018	0.012	0.023	0.013
(A)	0.981	0.970	1.016	1.019	0.997	1.028	1.010	0.997	1.004	1.002	0.986	0.999	0.977	1.010
Summe	4.984	4.976	5.013	5.019	5.010	5.026	5.004	4.995	4.997	4.999	4.985	4.997	4.979	5.016
Anorthit	24.5	24.7	30.0	35.4	36.2	38.1	33.2	36.3	24.5	26.3	20.2	21.0	17.5	18.7
Albit	73.4	73.8	68.7	63.4	63.2	60.8	65.3	63.2	73.9	73.0	78.0	77.8	80.2	80.0
Orthoklas	2.2	1.5	1.4	1.2	0.7	1.1	1.5	0.6	1.6	0.7	1.9	1.2	2.3	1.3

Tab. A-14 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Plagioklas des Augengneises PS 136 und des equigranularen Granitoids PS 85

	PS 136 1B core	PS 136 1A rim	PS 136 2A core	PS 136 2B rim	PS 136 3B core	PS 136 3A rim	PS 136 4A core	PS 136 4B rim	PS 85 1B core	PS 85 1A rim	PS 85 2A core	PS 85 2B rim	PS 85 3B core	PS 85 3A rim	PS 85 4A core	PS 85 4B core
SiO ₂	58.94	59.11	58.00	57.16	58.52	59.58	60.03	60.20	62.58	62.04	64.28	64.44	63.27	63.24	62.92	61.84
Al ₂ O ₃	25.44	25.02	25.85	26.86	26.11	25.06	25.69	25.95	23.32	23.60	22.51	22.03	22.70	23.12	23.31	23.55
MgO	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
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.11	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.08	0.17	0.03	0.21	0.07	0.12	0.07	0.05	0.15	0.20	0.11	0.13	0.02	0.12	0.09	0.18
CaO	7.19	7.23	7.44	8.62	7.49	7.19	7.29	7.09	5.15	5.33	3.90	3.58	4.31	4.64	4.69	5.45
BaO	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	7.38	7.28	7.13	6.59	7.09	7.32	7.26	7.24	8.63	8.57	9.09	9.63	8.98	8.95	8.72	8.31
K ₂ O	0.24	0.18	0.30	0.17	0.21	0.23	0.16	0.17	0.16	0.09	0.28	0.21	0.18	0.16	0.20	0.18
Summe	99.28	98.99	98.82	99.69	99.51	99.62	100.59	100.71	99.99	99.86	100.17	100.04	99.47	100.23	99.93	99.53
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:																
Si	2.650	2.664	2.624	2.572	2.625	2.669	2.660	2.660	2.774	2.756	2.831	2.844	2.810	2.792	2.785	2.756
Al	1.348	1.329	1.378	1.425	1.381	1.323	1.341	1.351	1.218	1.236	1.169	1.146	1.188	1.203	1.216	1.237
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.003	0.006	0.001	0.008	0.003	0.005	0.003	0.002	0.006	0.007	0.004	0.005	0.001	0.004	0.003	0.007
(T)	4.001	3.999	4.004	4.007	4.009	4.000	4.007	4.014	3.997	4.000	4.004	3.995	3.999	3.999	4.005	4.000
Ca	0.346	0.349	0.361	0.416	0.360	0.345	0.346	0.336	0.245	0.254	0.184	0.169	0.205	0.219	0.222	0.260
Ba	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.644	0.636	0.625	0.575	0.617	0.636	0.624	0.620	0.742	0.738	0.776	0.824	0.773	0.766	0.748	0.718
K	0.014	0.010	0.017	0.010	0.012	0.013	0.009	0.010	0.009	0.005	0.016	0.012	0.010	0.009	0.011	0.010
(A)	1.004	0.996	1.005	1.001	0.989	0.994	0.979	0.966	0.995	0.998	0.976	1.006	0.989	0.995	0.982	0.989
Summe	5.005	4.995	5.008	5.008	4.999	4.995	4.986	4.979	4.993	4.997	4.980	5.001	4.988	4.994	4.987	4.989
Anorthit	34.5	35.1	35.9	41.5	36.4	34.7	35.4	34.8	24.6	25.4	18.9	16.8	20.7	22.1	22.6	26.3
Albit	64.1	63.9	62.3	57.5	62.4	64.0	63.7	64.2	74.5	74.0	79.5	82.0	78.2	77.0	76.2	72.6
Orthoklas	1.4	1.0	1.7	1.0	1.2	1.3	0.9	1.0	0.9	0.5	1.6	1.2	1.0	0.9	1.1	1.0

Tab. A-15: Mikrosondenanalysen von Kalifeldspat der Augengneise PS 82, PS 91 und PS 97

	PS 82	PS 82	PS 82	PS 82	PS 82	PS 91	PS 97	PS 97	PS 97	PS 97	PS 97				
	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3B core	1	3	4	5 core	6	1B core	1A rim	2A core	2B rim	3A core
SiO ₂	62.92	62.78	62.07	62.38	63.68	64.77	64.89	65.18	65.42	65.14	63.88	63.29	63.65	63.38	63.93
Al ₂ O ₃	18.73	18.42	18.14	18.37	18.60	18.52	18.82	18.76	18.72	18.73	18.30	18.29	18.36	18.04	18.05
MgO	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
MnO	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.12	0.02	0.04	0.15
CaO	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	1.29	1.29	1.36	1.59	1.51	0.77	0.91	1.01	0.73	0.70	0.73	0.89	0.77	0.84	0.73
Na ₂ O	1.08	1.13	1.10	0.89	1.06	0.78	1.06	0.93	0.95	1.30	0.75	0.62	0.82	0.51	0.89
K ₂ O	14.45	14.51	14.58	14.29	14.29	15.21	15.08	15.01	15.01	14.60	15.08	15.19	14.93	15.27	15.01
Summe	98.52	98.18	97.28	97.57	99.17	100.12	100.77	100.98	100.86	100.55	98.77	98.42	98.56	98.12	98.76

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:

Si	2.965	2.971	2.971	2.973	2.979	2.993	2.982	2.989	2.995	2.990	2.993	2.984	2.988	2.995	2.998
Al	1.040	1.027	1.023	1.032	1.025	1.009	1.019	1.014	1.010	1.013	1.010	1.016	1.016	1.005	0.997
Mg	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺ (tot)	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005	0.001	0.002	0.006
(T)	4.006	4.001	3.996	4.006	4.006	4.005	4.002	4.006	4.005	4.005	4.004	4.006	4.005	4.003	4.001
Ca	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.024	0.024	0.026	0.030	0.028	0.014	0.016	0.018	0.013	0.013	0.013	0.016	0.014	0.016	0.013
Na	0.099	0.104	0.102	0.082	0.096	0.070	0.094	0.083	0.084	0.116	0.068	0.057	0.075	0.047	0.081
K	0.869	0.876	0.890	0.869	0.853	0.897	0.884	0.878	0.877	0.855	0.901	0.914	0.894	0.921	0.898
(A)	0.993	1.004	1.018	0.981	0.977	0.981	0.996	0.979	0.976	0.984	0.983	0.987	0.983	0.983	0.992
Summe	4.999	5.005	5.014	4.987	4.983	4.985	4.997	4.985	4.981	4.989	4.987	4.993	4.988	4.986	4.993
Orthoklas	87.5	87.2	87.5	88.5	87.3	91.4	88.8	89.7	89.9	86.9	91.7	92.6	91.0	93.7	90.5
Albit	9.9	10.3	10.0	8.4	9.8	7.1	9.5	8.4	8.6	11.8	6.9	5.7	7.6	4.8	8.2
Anorthit	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	
Celsian	2.4	2.4	2.5	3.0	2.8	1.4	1.6	1.9	1.3	1.3	1.4	1.7	1.4	1.6	1.4

Tab. A-15 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Kalifeldspat des Augengneises PS 136, des equigranularen Granitoids PS 85 und des Paragneises PS 118

	PS 136 1B core	PS 136 1A rim	PS 136 2B core	PS 136 2A rim	PS 136 3B core	PS 136 3A rim	PS 85 1B core	PS 85 1A rim	PS 85 2A core	PS 85 3A core	PS 85 4A core	PS 85 5 core	PS 118 1A core	PS 118 1B rim
SiO ₂	64.17	63.98	64.68	63.48	64.25	64.26	64.04	63.86	63.98	64.65	64.80	64.93	64.51	63.87
Al ₂ O ₃	18.70	18.54	18.74	18.64	18.96	18.71	18.50	18.38	18.46	18.36	18.35	18.40	18.76	18.89
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
FeO	0.00	0.02	0.00	0.17	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.13
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05
BaO	0.93	0.83	0.82	1.10	0.89	0.84	0.85	0.97	0.97	0.82	0.67	0.64	0.46	0.45
Na ₂ O	1.11	1.02	0.97	0.91	1.14	1.19	1.02	0.87	1.07	1.50	1.47	1.48	1.52	1.51
K ₂ O	14.83	14.95	14.88	14.92	14.98	14.55	14.54	15.21	14.54	14.17	14.25	14.34	14.59	14.82
Summe	99.75	99.36	100.11	99.22	100.29	99.64	99.00	99.30	99.06	99.51	99.54	99.80	99.89	99.77
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:														
Si	2.979	2.982	2.986	2.972	2.970	2.981	2.989	2.985	2.987	2.997	3.000	2.999	2.980	2.963
Al	1.023	1.018	1.020	1.028	1.033	1.023	1.018	1.013	1.016	1.003	1.001	1.001	1.021	1.033
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺ (tot)	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005
(T)	4.003	4.002	4.006	4.007	4.005	4.008	4.008	3.998	4.005	4.000	4.001	4.000	4.003	4.004
Ca	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003
Ba	0.017	0.015	0.015	0.020	0.016	0.015	0.016	0.018	0.018	0.015	0.012	0.012	0.008	0.008
Na	0.100	0.092	0.087	0.083	0.102	0.107	0.092	0.079	0.097	0.135	0.132	0.133	0.136	0.135
K	0.878	0.889	0.876	0.891	0.883	0.861	0.866	0.907	0.866	0.838	0.842	0.845	0.860	0.877
(A)	0.995	0.997	0.979	0.994	1.002	0.983	0.974	1.004	0.981	0.988	0.986	0.989	1.005	1.023
Summe	4.998	4.999	4.985	5.001	5.007	4.991	4.982	5.002	4.986	4.988	4.986	4.989	5.008	5.027
Orthoklas	88.3	89.1	89.5	89.7	88.1	87.6	88.9	90.4	88.3	84.8	85.4	85.4	85.6	85.7
Albit	10.1	9.2	8.9	8.3	10.2	10.9	9.5	7.9	9.9	13.6	13.4	13.4	13.6	13.2
Anorthit	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.3
Celsian	1.7	1.5	1.5	2.0	1.6	1.6	1.6	1.8	1.8	1.5	1.2	1.2	0.8	0.8

Tab. A-16: Mikrosondenanalysen von Skapolith des Paragneises PS 75

	1A core	1B rim	2A core	2B rim	3B core	3A rim	4A core	4B rim	6B core	6A rim
SiO ₂	46.89	46.71	47.00	45.71	45.78	46.94	47.47	46.05	45.91	46.49
Al ₂ O ₃	26.97	28.19	27.43	26.76	26.65	26.88	27.22	27.03	26.94	27.59
CaO	17.50	17.45	17.55	17.16	17.18	17.17	17.77	17.57	17.47	17.44
MnO	0.03	0.06	0.07	0.08	0.11	0.06	0.08	0.04	0.07	0.12
FeO	0.07	0.06	0.06	0.04	0.08	0.02	0.09	0.04	0.00	0.08
Na ₂ O	3.53	3.62	3.70	3.61	3.73	3.97	3.44	3.61	3.60	3.53
K ₂ O	0.32	0.44	0.38	0.34	0.47	0.32	0.47	0.45	0.43	0.38
SO ₃	0.03	0.07	0.06	0.03	0.06	0.08	0.00	0.04	0.00	0.07
Cl	0.44	0.51	0.42	0.43	0.45	0.53	0.48	0.42	0.42	0.44
Summe	95.78	97.11	96.67	94.16	94.51	95.97	97.02	95.25	94.84	96.14
O=Cl	0.10	0.12	0.09	0.10	0.10	0.12	0.11	0.09	0.09	0.10
Total	95.68	96.99	96.58	94.06	94.41	95.85	96.91	95.16	94.75	96.04
Zahl der Kationen bezogen auf eine Basis von Si+Al=12:										
Si	7.152	7.012	7.110	7.101	7.117	7.165	7.161	7.093	7.094	7.061
Al(IV)	4.848	4.988	4.890	4.899	4.883	4.835	4.839	4.907	4.906	4.939
(Z)	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Fe ²⁺ (tot)	0.009	0.008	0.008	0.005	0.010	0.003	0.011	0.005	0.000	0.010
Mn	0.004	0.008	0.009	0.011	0.014	0.008	0.010	0.005	0.009	0.015
Ca	2.860	2.807	2.844	2.856	2.862	2.808	2.872	2.900	2.892	2.838
Na	1.044	1.054	1.085	1.087	1.124	1.175	1.006	1.078	1.079	1.040
K	0.062	0.084	0.073	0.067	0.093	0.062	0.090	0.088	0.085	0.074
(W)	3.979	3.960	4.019	4.026	4.104	4.055	3.990	4.076	4.065	3.977
Summe	15.979	15.960	16.019	16.026	16.104	16.055	15.990	16.076	16.065	15.977
S	0.003	0.008	0.007	0.003	0.007	0.009	0.000	0.005	0.000	0.008
Cl	0.114	0.130	0.108	0.113	0.119	0.137	0.123	0.110	0.110	0.113
(R)	0.117	0.138	0.114	0.117	0.126	0.146	0.123	0.114	0.110	0.121
Summe	16.096	16.098	16.134	16.143	16.230	16.202	16.113	16.191	16.175	16.098
Mejonit	72.2	71.3	71.2	71.3	70.3	69.5	72.5	71.4	71.4	72.0
Berechnung des Mejonit-Gehalts: 100* (Ca+Mg+Fe+Mn)/(Na+K+Ca+Mg+Fe+Mn)										

Tab. A-17: Mikrosondenanalysen von Dolomit des Kalksilikatschiefers PS 15

	1A core	1B rim	2A core	2B rim	4B core	4A rim	6A core	6B rim	7B core	7A rim	8A core	8B rim	9A core	9B rim	10B core	10A rim	11A core	11B rim
MgO	20.76	20.72	21.08	20.75	21.19	20.84	20.84	20.64	20.99	20.48	21.16	21.19	20.84	20.76	20.98	20.38	20.81	20.78
CaO	30.27	30.59	30.24	30.41	30.34	30.43	30.21	30.91	29.97	30.42	30.25	30.30	30.23	30.56	29.94	30.60	30.36	30.83
MnO	0.22	0.16	0.25	0.20	0.20	0.15	0.23	0.15	0.31	0.17	0.13	0.13	0.19	0.19	0.11	0.16	0.20	0.11
FeO	1.50	1.18	1.27	1.03	1.22	1.05	0.99	1.00	1.26	1.37	1.31	1.33	1.35	1.25	1.27	1.14	1.30	1.31
BaO	0.02	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03
Summe	52.76	52.64	52.86	52.41	52.99	52.47	52.27	52.70	52.54	52.50	52.87	52.95	52.61	52.76	52.33	52.28	52.68	53.06

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 2 (carbonatfrei):

Mg	0.955	0.953	0.965	0.958	0.967	0.961	0.964	0.949	0.967	0.947	0.968	0.968	0.960	0.954	0.969	0.946	0.957	0.950
Ca	1.001	1.012	0.995	1.010	0.996	1.008	1.004	1.022	0.992	1.012	0.995	0.995	1.000	1.009	0.994	1.021	1.004	1.013
Mn	0.006	0.004	0.006	0.005	0.005	0.004	0.006	0.004	0.008	0.004	0.003	0.003	0.005	0.005	0.003	0.004	0.005	0.003
Fe	0.039	0.030	0.033	0.027	0.031	0.027	0.026	0.026	0.033	0.036	0.034	0.034	0.035	0.032	0.033	0.030	0.034	0.034
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

Tab. A-18: Mikrosondenanalysen von Ilmenit der Glimmerschiefer PS 4, PS 23 und PS 69

	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 4	PS 23	PS 23	PS 23	PS 23	PS 23	PS 69	PS 69	PS 69	PS 69	PS 69
	2A core	2B core	4 core	5A core	5B rim	1	2	3	4	5	1	3	4	5	6
SiO ₂	0.04	0.03	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.06	0.04	0.06	0.02
TiO ₂	52.70	52.90	52.47	52.71	52.53	52.82	52.85	53.16	52.76	52.94	52.06	51.29	51.92	51.35	51.49
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.09	0.00	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.09	0.04	0.03	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.04	0.00	1.06	0.59	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.83	1.83	1.29	1.46	2.35
MnO	0.14	0.13	0.21	0.19	0.13	0.82	0.85	0.85	0.73	0.78	1.40	1.94	0.75	1.37	1.39
MgO	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
FeO	47.30	47.31	46.97	47.21	47.20	45.51	45.56	46.13	45.71	45.50	45.41	44.23	45.98	44.86	44.92
Summe	100.22	100.45	100.79	100.69	100.02	99.18	99.31	100.14	99.23	99.25	100.80	99.39	100.00	99.10	100.17

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6:

Si	0.002	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.001
Ti	1.997	1.999	1.978	1.989	1.994	2.016	2.014	2.011	2.013	2.018	1.963	1.961	1.973	1.969	1.954
Cr	0.000	0.003	0.004	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.001	0.000	0.040	0.022	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.069	0.070	0.049	0.056	0.089
Summe	2.001	2.004	2.022	2.011	2.002	2.017	2.017	2.011	2.015	2.019	2.036	2.036	2.025	2.028	2.045
Mn	0.006	0.006	0.009	0.008	0.006	0.035	0.036	0.036	0.031	0.033	0.059	0.084	0.032	0.059	0.059
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.993	1.988	1.969	1.981	1.993	1.931	1.931	1.941	1.940	1.928	1.904	1.881	1.943	1.913	1.896
Summe	1.999	1.994	1.978	1.989	1.998	1.967	1.968	1.977	1.971	1.962	1.964	1.964	1.975	1.972	1.955
Summe	4.000	3.998	4.000	4.000	4.000	3.984	3.984	3.989	3.986	3.981	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Tab. A-18 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Ilmenit der Glimmerschiefer PS 105, PS 108 und PS 139

	PS 105	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 139									
	1	2	3	5	6	7	2	3	4	5	1	2	3	5	6
SiO ₂	0.00	0.02	0.09	0.02	0.06	0.00	0.09	0.05	0.00	0.03	0.00	0.07	0.08	0.03	0.02
TiO ₂	53.69	54.01	53.76	53.90	54.21	53.80	54.11	54.26	54.52	54.69	52.93	53.76	53.15	53.02	53.50
Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.00	0.06	0.00	0.07	0.06	0.01	0.00	0.03	0.06	0.00	0.05	0.00	0.03
Fe ₂ O 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
MnO	0.42	0.48	0.55	0.48	0.49	0.58	1.10	0.60	0.67	0.67	2.61	2.61	3.06	2.71	2.56
MgO	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
FeO	46.16	46.31	46.06	45.68	45.44	46.37	44.83	43.70	43.05	43.25	44.40	43.10	43.69	44.64	43.18
Summe	100.29	100.88	100.46	100.14	100.20	100.82	100.19	98.62	98.24	98.67	100.00	99.54	100.03	100.40	99.29

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6:

Si	0.000	0.001	0.004	0.001	0.003	0.000	0.004	0.003	0.000	0.002	0.000	0.004	0.004	0.002	0.001
Ti	2.023	2.023	2.021	2.030	2.037	2.018	2.034	2.061	2.075	2.072	2.007	2.034	2.010	2.003	2.032
Cr	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	2.024	2.026	2.026	2.034	2.040	2.021	2.040	2.064	2.075	2.075	2.009	2.038	2.016	2.005	2.034
Mn	0.018	0.020	0.023	0.020	0.021	0.025	0.047	0.026	0.029	0.029	0.111	0.111	0.130	0.115	0.109
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.934	1.929	1.926	1.914	1.899	1.935	1.874	1.846	1.822	1.822	1.872	1.813	1.838	1.876	1.824
Summe	1.952	1.949	1.949	1.934	1.920	1.959	1.920	1.872	1.851	1.851	1.983	1.925	1.968	1.991	1.933
Summe	3.976	3.975	3.974	3.968	3.960	3.980	3.961	3.936	3.925	3.926	3.992	3.962	3.985	3.995	3.967

Tab. A-18 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Ilmenit der Augengneise PS 91, PS 102, PS 112 und PS 136

	PS 91 1	PS 91 2	PS 91 3 core	PS 91 4A core	PS 91 5 core	PS 102 1A core	PS 102 2A core	PS 102 5 core	PS 102 6 core	PS 112 1	PS 112 2	PS 112 3	PS 112 4	PS 136 1	PS 136 2
SiO2	0.00	0.00	0.02	0.09	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00
TiO2	52.68	53.58	53.26	53.05	53.26	52.14	52.72	51.80	52.55	52.70	51.93	52.67	53.47	52.61	51.77
Cr2O3	0.10	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.07	0.04
Fe2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	0.07	0.55	1.04	0.53	2.24	0.56	0.00	0.00	0.70
MnO	0.88	1.08	1.14	1.01	1.01	0.43	0.30	0.23	0.40	0.82	0.76	0.64	0.83	1.29	1.17
MgO	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
FeO	46.48	45.56	46.50	46.34	46.10	46.46	47.11	46.35	46.85	46.57	45.96	46.73	46.20	44.45	45.37
Summe	100.15	100.22	100.92	100.49	100.45	100.05	100.22	98.94	100.84	100.71	100.92	100.66	100.55	98.42	99.05

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6:

Si	0.000	0.000	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000
Ti	1.998	2.021	2.003	2.002	2.009	1.980	1.998	1.989	1.980	1.988	1.956	1.988	2.013	2.021	1.986
Cr	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002
Fe3+	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.038	0.003	0.021	0.039	0.020	0.085	0.021	0.000	0.000	0.027
Summe	2.002	2.021	2.004	2.006	2.012	2.019	2.001	2.011	2.020	2.012	2.042	2.011	2.015	2.024	2.014
Mn	0.038	0.046	0.048	0.043	0.043	0.018	0.013	0.010	0.017	0.035	0.032	0.027	0.035	0.056	0.051
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	1.960	1.911	1.944	1.944	1.934	1.962	1.986	1.979	1.964	1.953	1.925	1.961	1.934	1.899	1.935
Summe	1.998	1.957	1.993	1.987	1.977	1.981	1.999	1.989	1.980	1.988	1.958	1.989	1.969	1.954	1.986
Summe	4.000	3.979	3.996	3.994	3.989	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.985	3.978	4.000

Tab. A-18 (Fts.): Mikrosondenanalysen von Ilmenit des Paragneises PS 115 und des Amphibolits PS 6

	PS 115	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6				
	1	2	3	4	5	1	2	2B rim	3B core	3A rim	4 core
SiO ₂	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04
TiO ₂	53.65	53.13	53.17	55.46	54.55	50.36	50.74	51.42	50.76	50.56	50.83
Cr ₂ O ₃	0.10	0.04	0.10	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.86	3.15	1.03	1.62	3.99	2.88
MnO	0.75	0.79	1.32	1.09	1.09	0.54	0.67	0.38	0.60	0.49	0.55
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	45.07	45.39	45.30	43.17	43.70	44.80	44.95	45.89	45.07	44.97	45.20
Summe	99.57	99.43	99.90	99.74	99.34	99.63	99.51	98.77	98.08	100.03	99.50

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6:

Si	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002
Ti	2.032	2.019	2.014	2.077	2.059	1.923	1.940	1.978	1.967	1.924	1.943
Cr	0.004	0.002	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.148	0.121	0.040	0.063	0.152	0.110
Summe	2.036	2.025	2.018	2.078	2.059	2.074	2.060	2.020	2.031	2.076	2.055
Mn	0.032	0.034	0.056	0.046	0.046	0.023	0.029	0.016	0.026	0.021	0.024
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.898	1.918	1.909	1.798	1.835	1.903	1.911	1.963	1.942	1.903	1.921
Summe	1.930	1.952	1.965	1.844	1.881	1.926	1.940	1.980	1.969	1.924	1.945
Summe	3.966	3.976	3.984	3.922	3.941	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Tab. A-19: Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 4
 T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat	2D rim	1C rim	1D rim	1C rim	1D rim	2D rim	1C rim	1D rim	1C rim	1D rim		2A core	2B core	1A core	1A core
	Biotit	9A rim	1A rim	1A rim	1B rim	1B rim	9B core	1C core	1C core	1D core	1D core		9B core	9B core	1C core	1D core
T.	P=5 kbar	510	476	469	474	468	496	504	498	500	493		574	589	574	568
F&S	P=5 kbar	507	465	458	464	456	490	501	492	495	487		590	610	589	582
	P=6 kbar	511	469	461	467	460	493	504	496	498	490		594	614	593	586
	P=7 kbar	514	472	465	470	463	497	508	499	502	494		597	618	597	590
P&L	P=6 kbar	545	520	515	519	514	535	541	536	538	533		592	603	592	588
H.	P=5 kbar	552	505	494	503	492	532	544	532	537	526		656	667	670	662
	P=6 kbar	555	508	498	506	496	535	547	536	541	530		661	672	674	666
	P=7 kbar	559	512	501	510	499	539	551	539	545	533		665	676	679	670
W&G	P=5 kbar	492	454	446	452	444	475	487	478	482	473		570	580	579	573
	P=6 kbar	495	457	449	455	447	479	491	482	485	476		574	584	583	576
	P=7 kbar	499	460	452	459	450	482	494	485	488	479		578	588	587	580
	Granat	1B core	1B core	4A core	7A core	3C core	3G core	4A core	7A core	2A core	1A core	1A core				
	Biotit	1C core	1D core	5A core	6A core	8C core	3B core	4C core	6B core	9A rim	1A rim	1B rim				
T.	P=5 kbar	571	565	573	599	581	583	554	598	591	540	539				
F&S	P=5 kbar	585	578	588	622	598	601	563	622	612	546	544				
	P=6 kbar	589	582	592	626	602	605	567	626	616	549	547				
	P=7 kbar	593	586	596	630	606	609	571	630	620	553	551				
P&L	P=6 kbar	590	586	591	609	597	598	577	609	604	568	566				
H.	P=5 kbar	668	659	702	680	670	662	670	680	683	618	616				
	P=6 kbar	672	664	707	684	674	666	675	684	687	622	620				
	P=7 kbar	676	668	711	689	678	670	679	688	691	626	624				
W&G	P=5 kbar	577	570	611	590	580	575	586	589	592	538	536				
	P=6 kbar	581	574	615	593	584	579	590	593	596	542	540				
	P=7 kbar	585	578	619	597	587	582	594	597	599	545	543				

Metamorphosetemperaturen: Granat-Biotit-Geothermometer

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 23

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	1C rim 1A rim	1D rim 1D rim	3A rim 2A rim	3B rim 2B rim	10B rim 7A rim	11A rim 7C rim	12A rim 7D rim	1C rim 1B core	1D rim 1C core	3A rim 2C core	3B rim 2D core	10B rim 7B core	11A rim 7E core	4B rim 3A core	4B rim 6A core
T.	P=5 kbar	565	601	589	607	534	502	510	550	581	593	610	532	506	557	551
F&S	P=5 kbar	577	626	610	634	538	498	507	559	598	614	637	535	502	568	559
	P=6 kbar	581	630	613	638	542	501	511	562	602	618	641	538	505	572	563
	P=7 kbar	585	634	617	642	545	504	514	566	606	622	645	542	509	575	567
P&L	P=6 kbar	585	612	603	616	563	539	545	575	597	605	617	561	542	580	575
H.	P=5 kbar	637	670	634	662	578	544	546	615	639	639	666	575	549	602	593
	P=6 kbar	641	674	638	666	582	548	550	619	643	643	670	578	553	606	596
	P=7 kbar	645	679	642	671	586	552	554	623	647	647	674	582	557	610	600
W&G	P=5 kbar	563	600	571	590	508	480	481	546	574	575	593	505	484	544	536
	P=6 kbar	567	603	574	594	511	483	484	549	577	579	597	508	487	548	540
	P=7 kbar	571	607	578	598	515	486	488	553	581	583	601	512	490	551	543

	Granat Biotit	1A core 1B core	1B core 1C core	3C core 2C core	3D core 2D core	2A core 3A core	2B core 3A core	4A core 3A core	2A core 6A core	2B core 6A core	4A core 6A core	1A core 1A rim	1B core 1D rim	3C core 2A rim	3D core 2B rim
T.	P=5 kbar	656	683	671	677	676	696	677	668	687	669	673	709	667	675
F&S	P=5 kbar	701	742	724	733	731	760	733	719	747	721	727	780	718	729
	P=6 kbar	706	746	728	737	735	765	737	723	752	725	731	784	722	734
	P=7 kbar	710	751	733	742	740	769	742	728	756	730	736	789	727	738
P&L	P=6 kbar	649	669	660	665	664	677	665	658	671	659	662	686	657	663
H.	P=5 kbar	734	777	758	767	766	795	795	753	782	782	762	818	752	763
	P=6 kbar	739	782	763	772	771	800	800	758	787	786	766	823	756	768
	P=7 kbar	744	786	767	777	775	805	805	762	791	791	771	828	761	773
W&G	P=5 kbar	643	679	663	673	671	695	683	660	684	672	666	713	658	669
	P=6 kbar	647	684	668	677	675	699	687	665	688	676	670	718	662	673
	P=7 kbar	651	688	672	681	680	704	692	669	692	681	674	722	666	678

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 63

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

		Granat	3A rim	4B rim	5A rim	6B rim	3A rim	4B rim	5A rim	6B rim	3A rim	4B rim	5A rim	6B rim	3B core	4A core
		Biotit	2B rim	3A rim	4B rim	5A rim	6B rim	2B rim	3A rim	4B rim	5A rim	6B rim	2B rim	3A rim	2A core	3B core
T.	P=5 kbar		539	498	509	523	540	492	509	528	540	492	503	528	615	568
	P=5 kbar		544	493	507	523	545	485	507	531	546	486	499	531	644	582
	P=6 kbar		548	496	510	527	549	488	510	534	549	489	502	534	648	586
	P=7 kbar		552	499	514	531	553	492	514	538	553	493	506	538	652	589
P&L	P=6 kbar		567	536	545	555	567	532	545	559	567	532	540	559	621	588
	P=5 kbar		579	539	560	574	581	531	560	582	581	532	551	582	688	602
	P=6 kbar		583	543	563	577	584	534	563	586	585	535	554	586	693	606
H.	P=7 kbar		587	546	567	581	588	538	567	590	588	539	558	589	697	610
	P=5 kbar		580	550	564	583	581	542	564	591	581	543	556	591	660	604
	P=6 kbar		583	553	567	587	584	545	567	594	584	546	559	594	664	608
W&G	P=7 kbar		587	557	571	590	588	549	571	598	588	550	563	598	668	611
	Granat	5B core	6A core	4A core	6A core	3B core	4A core									
	Biotit	4A core	5B core	2A core	4A core	5B core	6A core									
T.	P=5 kbar		535	557	569	583	605	579								
	P=5 kbar		539	568	583	601	631	596								
	P=6 kbar		542	571	586	605	635	599								
	P=7 kbar		546	575	590	609	639	603								
P&L	P=6 kbar		564	580	588	598	614	595								
	P=5 kbar		586	626	603	665	674	617								
	P=6 kbar		590	630	607	669	678	621								
H.	P=7 kbar		594	634	611	673	682	624								
	P=5 kbar		583	611	605	645	647	618								
	P=6 kbar		587	614	608	648	651	621								
W&G	P=7 kbar		590	618	612	652	655	625								

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 69

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	1B rim 2B rim	2A rim 5A rim	4A rim 7B rim	5B rim 8A rim	6B rim 2B rim	7A rim 5A rim	2A rim 7B rim	4A rim 2B rim	5B rim 5A rim	6B rim 6B rim	1A core 1A core	2B core 2A core	5A core 7A core	6C core 9A core	
T.	P=5 kbar	549	579	585	593	596	583	586	579	573	579	561	619	523	643	
F&S	P=5 kbar	557	595	604	615	619	602	605	597	588	597	573	649	524	683	
	P=6 kbar	561	599	608	619	623	606	609	600	592	601	577	654	528	688	
	P=7 kbar	565	603	612	623	627	610	613	604	596	604	581	658	531	692	
P&L	P=6 kbar	574	595	600	606	608	599	600	596	591	596	583	624	555	641	
H.	P=5 kbar	657	661	715	715	648	712	671	705	683	625	697	738	636	772	
	P=6 kbar	661	665	719	720	653	717	676	709	687	629	701	742	640	777	
	P=7 kbar	665	669	724	724	657	721	680	714	691	633	705	747	644	782	
W&G	P=5 kbar	579	603	616	619	597	611	612	609	594	577	597	637	562	661	
	P=6 kbar	583	607	620	623	601	615	616	613	598	580	601	641	566	665	
	P=7 kbar	586	611	624	627	605	619	620	616	601	584	605	645	569	669	
	Granat Biotit	7B core 9B core	1A core 6A core	2B core 7A core	3B core 8A core	5A core 9B core	6A core 5B core									
T.	P=5 kbar	628	553	636	501	515	628									
F&S	P=5 kbar	663	563	674	497	513	663									
	P=6 kbar	667	566	678	500	517	667									
	P=7 kbar	671	570	682	504	521	671									
P&L	P=6 kbar	631	577	636	539	549	630									
H.	P=5 kbar	797	683	768	602	622	710									
	P=6 kbar	801	687	772	606	626	715									
	P=7 kbar	806	692	777	610	630	719									
W&G	P=5 kbar	666	587	660	540	552	631									
	P=6 kbar	670	591	665	543	555	635									
	P=7 kbar	674	594	669	547	558	639									

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 105

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	1A rim 2B rim	2B rim 5B rim	4A rim 6A rim	4C rim 6A rim	1A rim 6A rim	2B rim 2B rim	4C rim 2B rim	3A rim 1B rim	6A rim 1B rim	3A rim 4A rim	6A rim 4A rim	1B core 2A	2A core 5A core	4B core 6B core
T.	P=5 kbar	582	613	576	618	605	606	594	606	613	594	601	627	641	662
F&S	P=5 kbar	599	641	592	648	630	632	616	632	642	616	626	662	680	710
	P=6 kbar	603	646	596	653	634	636	620	636	646	620	630	666	685	714
	P=7 kbar	607	650	600	657	638	640	624	640	651	624	634	670	689	719
P&L	P=6 kbar	597	619	593	623	614	615	606	615	620	606	612	630	639	654
H.	P=5 kbar	651	690	645	701	686	680	665	684	702	666	684	703	742	761
	P=6 kbar	655	694	649	706	690	684	670	688	707	670	688	707	746	765
	P=7 kbar	659	699	653	710	694	688	674	692	711	674	693	712	751	770
W&G	P=5 kbar	587	618	581	627	616	609	597	615	626	600	611	630	656	672
	P=6 kbar	590	622	585	631	620	613	601	619	630	604	614	634	660	676
	P=7 kbar	594	626	589	635	623	617	605	623	634	608	618	638	664	681
	Granat Biotit	1B core 6B core	1D core 5A core	4B core 2A	3B core 1A core	6B core 1A core	3B core 4B core	6B core 7							
T.	P=5 kbar	626	642	663	656	630	662	634							
F&S	P=5 kbar	660	683	711	702	665	710	671							
	P=6 kbar	664	687	716	707	670	715	675							
	P=7 kbar	668	691	720	711	674	719	679							
P&L	P=6 kbar	629	640	654	650	632	654	634							
H.	P=5 kbar	701	740	763	747	732	756	738							
	P=6 kbar	706	745	767	752	736	761	742							
	P=7 kbar	710	749	772	756	741	765	747							
W&G	P=5 kbar	629	656	674	665	648	672	652							
	P=6 kbar	633	660	678	669	652	676	656							
	P=7 kbar	637	664	682	673	656	681	660							

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 108

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

		Granat	1A rim	2A rim	5B rim	7A rim	2A rim	3B rim	1B core	2B core	3A core	4A core	5A core	7B core	7C core	8A core
		Biotit	1A rim	2B rim	1A rim	2B rim	1A rim	2B rim	1B core	2A core	3A core	4A core	5A core	6 Core	7 core	9 core
T.	P=5 kbar		618	621	593	619	597	578	592	625	580	609	582	629	623	571
F&S	P=5 kbar		649	652	615	650	620	594	613	659	597	636	601	664	656	585
	P=6 kbar		653	656	619	654	624	598	617	663	601	640	604	668	660	589
	P=7 kbar		657	661	623	658	628	602	621	667	605	644	608	672	664	593
P&L	P=6 kbar		623	625	606	624	608	595	605	628	596	617	598	631	627	590
H.	P=5 kbar		827	832	779	828	786	750	776	841	754	808	758	847	837	738
	P=6 kbar		832	837	783	833	791	754	781	846	758	813	763	852	842	742
	P=7 kbar		837	842	788	838	796	759	786	851	763	818	768	857	847	747
W&G	P=5 kbar		734	742	701	739	709	692	705	742	691	724	700	759	745	681
	P=6 kbar		738	746	705	743	712	695	709	746	694	728	703	763	749	685
	P=7 kbar		742	750	708	747	716	699	712	750	698	732	707	767	753	689
		Granat	8B core	8C core	8D core	9A core	9B core	11	11 core	1B core	2B core					
		Biotit	7A core	8 core	9A core	1B core	2A core	3A core	4A core	5A core	6 core					
T.	P=5 kbar		603	570	575	583	598	593	610	586	612					
F&S	P=5 kbar		628	584	591	602	621	615	638	606	641					
	P=6 kbar		632	588	595	605	625	619	642	610	645					
	P=7 kbar		636	592	599	609	629	623	646	614	649					
P&L	P=6 kbar		613	589	593	598	609	606	618	601	619					
H.	P=5 kbar		797	736	746	760	787	779	812	766	815					
	P=6 kbar		802	740	751	764	792	784	816	771	820					
	P=7 kbar		807	745	755	769	797	788	821	776	825					
W&G	P=5 kbar		721	673	685	701	716	707	732	697	723					
	P=6 kbar		725	677	689	705	720	711	736	701	727					
	P=7 kbar		729	681	693	708	724	715	740	705	731					

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Glimmerschiefers PS 139

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

		Granat	1B rim	2A rim	2B rim	4B rim	4A rim	4C rim	5B rim	6A rim	1A core		2C core	5A core	6B core	2C core	4A core
		Biotit	5B rim	7B rim	5B rim	7B rim	5B rim	7B rim	5B rim	7B rim	1A core	2A core	4A core	5A core	8A core	9 core	
T.	P=5 kbar		490	518	484	511	486	516	491	481	500	523	535	531	501	501	
	P=5 kbar		482	517	475	508	478	515	484	472	495	524	539	534	497	496	
F&S	P=6 kbar		486	521	478	512	482	519	488	475	499	527	542	537	500	500	
	P=7 kbar		489	524	482	515	485	522	491	479	502	531	546	541	504	503	
P&L	P=6 kbar		530	551	526	546	528	550	531	524	538	555	564	561	539	539	
	P=5 kbar		589	631	577	620	578	632	589	573	609	644	661	656	608	609	
H.	P=6 kbar		593	635	581	624	581	636	592	576	613	648	665	660	612	613	
	P=7 kbar		597	639	585	628	585	641	596	580	617	652	669	665	616	617	
	P=5 kbar		596	649	601	647	617	650	603	600	605	643	662	654	613	612	
W&G	P=6 kbar		599	652	604	651	620	654	607	603	608	647	666	657	617	615	
	P=7 kbar		602	655	607	654	624	657	610	606	611	650	669	661	620	618	
		Granat	5A core	1A core	2C core												
		Biotit	1A core	3A core	4A core												
T.	P=5 kbar		531	495	506												
	P=5 kbar		535	489	502												
F&S	P=6 kbar		538	493	506												
	P=7 kbar		542	496	509												
P&L	P=6 kbar		561	534	542												
	P=5 kbar		655	601	616												
H.	P=6 kbar		660	605	619												
	P=7 kbar		664	609	623												
	P=5 kbar		658	598	620												
W&G	P=6 kbar		661	602	623												
	P=7 kbar		665	605	626												

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Paragneises PS 45

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	1B rim 1C rim	4B rim 5A rim	1B rim 1A core	4B rim 5B core	2A rim 2A core	5B rim 4A core	6A rim 6A core	2A rim 6A core	5B rim 3A core	6A rim 2A core	6A rim 4A core	1A core 1A core	2B core 2A core	3A core 3A core
T.	P=5 kbar	451	482	459	483	452	487	424	448	484	427	419	525	532	574
F&S	P=5 kbar	437	473	445	475	437	479	405	433	476	409	399	526	535	590
	P=6 kbar	440	477	449	478	440	482	408	436	479	412	402	529	539	594
	P=7 kbar	443	480	452	481	444	485	411	439	483	415	405	533	542	598
P&L	P=6 kbar	501	525	507	525	502	528	480	499	526	483	477	556	561	592
H.	P=5 kbar	480	528	490	529	483	536	450	479	533	454	444	649	618	741
	P=6 kbar	483	532	493	533	487	540	453	482	536	458	447	653	622	746
	P=7 kbar	487	535	497	537	490	543	456	485	540	461	450	658	626	751
W&G	P=5 kbar	602	639	612	641	598	645	561	593	641	565	554	658	697	706
	P=6 kbar	605	643	615	644	601	648	563	596	645	568	557	661	700	710
	P=7 kbar	608	646	618	647	604	651	566	599	648	571	560	665	703	714
	Granat Biotit	5A core 4A core	6B core 6A core	2B core 6A core	3A core 4A core	5A core 3A core	6B core 2A core	6B core 4A core							
T.	P=5 kbar	578	547 j	527	577	575	552	541							
F&S	P=5 kbar	595	555	529	594	591	561	547							
	P=6 kbar	599	559	533	598	595	565	551							
	P=7 kbar	603	562	537	602	599	568	554							
P&L	P=6 kbar	595	573	558	594	593	576	568							
H.	P=5 kbar	736	664	612	747	730	672	654							
	P=6 kbar	740	668	616	751	735	676	658							
	P=7 kbar	745	672	620	756	739	680	662							
W&G	P=5 kbar	736	707	690	710	732	714	698							
	P=6 kbar	740	711	694	714	735	718	702							
	P=7 kbar	743	714	697	718	739	721	705							

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Paragneises PS 115

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	2A rim 2B rim	3B rim 4B rim	4B rim 2B rim	2A rim 4B rim	3B rim 2B rim	4B rim 4B rim	1B rim 1B rim	5B rim 5A rim	3A core 3A core	4A core 4A core	2B core 8 core	4A core 3A core	2B core 4A core	3A core 8 core
T.	P=5 kbar	568	605	579	589	583	601	606	567	593	590	573	585	599	572
F&S	P=5 kbar	581	631	597	609	602	625	632	580	615	610	588	604	623	587
	P=6 kbar	585	635	601	613	606	629	636	584	619	614	592	608	627	591
	P=7 kbar	589	639	605	617	610	633	640	588	623	618	596	612	631	595
P&L	P=6 kbar	587	614	596	602	599	611	614	587	606	603	591	600	610	591
H.	P=5 kbar	729	798	751	767	758	790	800	723	766	763	729	754	777	728
	P=6 kbar	733	803	755	771	763	795	804	727	771	768	734	759	782	732
	P=7 kbar	738	808	760	776	767	800	809	732	775	772	738	763	786	737
W&G	P=5 kbar	647	699	664	675	669	693	701	634	664	666	637	659	672	636
	P=6 kbar	650	703	668	679	673	697	705	638	668	670	641	663	676	639
	P=7 kbar	654	707	672	682	677	701	709	642	672	673	644	667	680	643
	Granat Biotit	4A core 2A core	2B core 3A core	3A core 4A core	4A core 8 core	1A core 1A core	5A core 5B core	6A core 7B core							
T.	P=5 kbar	596	594	598	564	587	585	599							
F&S	P=5 kbar	619	617	622	576	606	603	623							
	P=6 kbar	623	621	626	580	610	607	627							
	P=7 kbar	627	625	630	584	614	611	631							
P&L	P=6 kbar	608	607	609	585	601	599	610							
H.	P=5 kbar	774	768	775	717	754	750	786							
	P=6 kbar	779	772	780	721	759	754	790							
	P=7 kbar	784	777	785	726	763	759	795							
W&G	P=5 kbar	674	666	671	631	658	657	688							
	P=6 kbar	678	669	675	635	662	661	692							
	P=7 kbar	682	673	679	638	666	665	695							

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Augengneises PS 82

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	2B rim 2A rim	3A rim 3B rim	4A rim 4B rim	4C rim 5A rim	6B rim 6A rim	2B rim 4A core	3A rim 6B core	4A rim 1A core	5A rim 2B core	6B rim 5B core	1A core 1A core	2A core 2B core	3B core 3A core	4B core 4A core	
T.	P=5 kbar	497	496	495	473	458	503	517	496	521	459	445	405	424	419	
F&S	P=5 kbar	491	490	488	463	444	499	516	491	522	445	429	384	405	399	
	P=6 kbar	495	493	492	466	447	503	520	494	525	449	432	387	408	402	
	P=7 kbar	498	497	495	469	451	506	524	497	529	452	435	390	411	405	
P&L	P=6 kbar	535	535	534	518	506	540	551	535	554	507	496	466	481	477	
H.	P=5 kbar	541	554	554	519	495	550	586	557	591	497	480	441	469	465	
	P=6 kbar	544	558	558	523	499	553	589	561	595	500	483	444	472	468	
	P=7 kbar	548	562	562	526	502	557	593	564	599	504	487	447	476	471	
W&G	P=5 kbar	659	647	645	618	600	669	678	647	685	602	584	526	557	554	
	P=6 kbar	663	651	648	622	603	672	681	651	688	605	587	529	560	556	
	P=7 kbar	666	654	651	625	606	675	685	654	692	608	590	532	563	559	
	Granat Biotit	4B core 5B core	6A core 6B core	1A core 6B core	2A core 5B core	3B core 4A core	4B core 3A core	6A core 1A core								
T.	P=5 kbar	418	381	446	414	434	409	381								
F&S	P=5 kbar	398	358	430	394	416	388	357								
	P=6 kbar	401	360	433	397	419	391	360								
	P=7 kbar	404	363	436	400	423	394	363								
P&L	P=6 kbar	476	448	497	473	488	469	448								
H.	P=5 kbar	463	412	481	453	483	452	411								
	P=6 kbar	467	415	484	457	486	455	414								
	P=7 kbar	470	418	488	460	489	458	418								
W&G	P=5 kbar	552	511	585	539	571	541	510								
	P=6 kbar	555	513	588	541	574	544	513								
	P=7 kbar	558	516	591	544	577	547	516								

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Augengneises PS 91

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	10C rim 6	10D rim 6	1A 2A core	1A rim 3 core	3B rim 4	4C rim 5	1B rim 7	1A 7B core	1A rim 8A core	4A core 2A core	4B core 3 core	3A core 5	4A core 7	4B core 7B core
T.	P=5 kbar	551	520	549	530	546	584	544	552	521	639	620	671	609	623
F&S	P=5 kbar	559	520	557	533	553	603	551	560	522	678	651	724	636	655
	P=6 kbar	563	523	560	536	556	607	555	564	525	682	655	729	640	659
	P=7 kbar	566	527	564	540	560	611	558	568	529	686	659	733	644	664
P&L	P=6 kbar	575	552	574	560	571	599	570	576	554	638	624	660	617	627
H.	P=5 kbar	641	606	657	628	661	689	658	661	613	714	686	761	669	690
	P=6 kbar	645	610	661	632	665	693	662	666	617	718	690	766	674	695
	P=7 kbar	649	613	665	636	669	697	666	670	621	723	694	771	678	699
W&G	P=5 kbar	583	557	591	569	596	619	590	595	558	653	630	693	615	635
	P=6 kbar	587	561	595	572	600	623	594	599	561	658	634	697	619	639
	P=7 kbar	591	564	599	576	603	627	597	602	565	662	638	701	623	643
	Granat Biotit	1B core 8A core	4A core 10 core	10B core 6	10A core 6										
T.	P=5 kbar	671	680	646	622										
F&S	P=5 kbar	723	736	688	654										
	P=6 kbar	728	741	692	658										
	P=7 kbar	732	745	697	663										
P&L	P=6 kbar	660	666	643	626										
H.	P=5 kbar	765	777	725	701										
	P=6 kbar	770	782	730	705										
	P=7 kbar	775	787	734	710										
W&G	P=5 kbar	693	708	663	639										
	P=6 kbar	697	712	667	643										
	P=7 kbar	702	717	671	647										

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Augengneises PS 97

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	2A rim 3A rim	3B rim 4A rim	4A rim 6A rim	2A rim 3B core	3B rim 4B core	4A rim 6B core	1B rim 1A core	6A rim 5A core	1B rim 2A core	6A rim 1A core	1B rim 5A core	6A rim 2A core	2B core 3B core	4B core 6B core
T.	P=5 kbar	444	454	430	437	454	431	466	403	465	409	458	409	385	370
F&S	P=5 kbar	428	440	412	420	439	413	454	381	453	389	444	388	362	346
	P=6 kbar	431	443	415	423	442	416	457	384	456	392	448	391	365	349
	P=7 kbar	434	446	418	426	446	419	460	387	460	395	451	394	368	351
P&L	P=6 kbar	496	504	485	491	503	486	512	464	512	470	506	469	451	440
H.	P=5 kbar	484	496	459	474	495	460	514	426	514	435	504	435	403	386
	P=6 kbar	487	500	462	478	499	464	518	430	517	438	507	438	406	389
	P=7 kbar	490	503	466	481	502	467	522	433	521	441	511	441	409	392
W&G	P=5 kbar	576	592	564	566	591	565	604	529	603	538	593	538	514	497
	P=6 kbar	579	595	567	569	594	568	607	532	607	541	596	541	517	499
	P=7 kbar	582	598	570	572	597	571	610	535	610	544	599	543	520	502
	Granat Biotit	1A core 1A core	5A core 2A core	1A core 2A core	5A core 5A core	1A core 5A core	5A core 1A core	2B core 3A rim	4B core 6A rim						
T.	P=5 kbar	374	367	374	361	368	367	391	369						
F&S	P=5 kbar	350	343	350	337	343	343	369	345						
	P=6 kbar	353	346	353	340	346	346	371	348						
	P=7 kbar	356	349	355	342	349	349	374	350						
P&L	P=6 kbar	443	438	442	433	438	438	456	439						
H.	P=5 kbar	387	384	386	377	379	385	411	385						
	P=6 kbar	390	387	389	380	382	388	414	388						
	P=7 kbar	393	390	392	383	385	391	417	391						
W&G	P=5 kbar	498	492	498	484	490	492	522	496						
	P=6 kbar	501	495	501	487	493	495	525	498						
	P=7 kbar	504	497	503	490	496	498	528	501						

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Augengneises PS 112

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling

	Granat Biotit	4A rim 8A rim	5B rim 9B rim	6B rim 7B rim	4A rim 9B rim	5B rim 7B rim	6B rim 8A rim	1B rim 1A rim	2A rim 2A rim	1B rim 2A rim	2A rim 1A rim	2B core 2B core	1A core 2B core	2B core 1B core
T.	P=5 kbar	424	493	444	424	516	426	524	505	529	500	533	476	514
	P=5 kbar	405	487	428	405	515	407	525	501	532	495	536	466	512
F&S	P=6 kbar	409	491	432	408	519	410	529	505	536	498	540	470	516
	P=7 kbar	412	494	435	411	522	413	532	508	539	502	543	473	519
P&L	P=6 kbar	481	533	496	480	550	482	556	542	560	538	562	520	548
	P=5 kbar	457	568	487	456	603	462	612	573	620	565	643	563	612
H.	P=6 kbar	460	572	491	459	607	466	616	577	624	569	647	567	616
	P=7 kbar	463	576	494	462	611	469	620	580	628	572	651	571	620
	P=5 kbar	553	633	578	552	665	553	678	661	686	653	676	601	649
W&G	P=6 kbar	556	636	581	555	668	556	681	664	689	657	679	605	652
	P=7 kbar	559	639	584	558	671	559	685	668	693	660	683	608	656
	Granat Biotit	4B core 7A core	6A core 9A core	3B core 9A core	4B core 8B core	5A core 7A core								
T.	P=5 kbar	581	547	515	558	477								
	P=5 kbar	599	554	514	569	467								
F&S	P=6 kbar	603	558	517	573	470								
	P=7 kbar	607	561	521	577	473								
P&L	P=6 kbar	597	572	549	581	521								
	P=5 kbar	727	686	608	688	541								
H.	P=6 kbar	732	691	612	692	545								
	P=7 kbar	736	695	616	697	548								
	P=5 kbar	743	687	657	709	613								
W&G	P=6 kbar	747	691	660	713	616								
	P=7 kbar	750	694	664	717	619								

Tab. A-19 (Fts.): Mit Granat-Biotit-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des equigranularen Granitoids PS 85

T.: Thompson (1976), F&S: Ferry & Spear (1978), P&L: Perchuk & Lavrent'eva (1983), H.: Hoinkes (1986), W&G: Williams & Grambling (1990)

	Granat Biotit	4A rim 4B rim	4A rim 6B rim	1B rim 1A rim	3A rim 3B rim	2B rim 2A core	4B core 4A core	6 core 6A core	4B core 8 core	6 core 4A core	4B core 7A core	6 core 8 core	4B core 6A core	6 core 7A core	3B core 3A core
T.	P=5 kbar	506	493	559	562	614	645	543	631	561	626	549	624	545	556
	P=5 kbar	502	486	570	573	644	686	549	667	572	660	557	657	552	566
F&S	P=6 kbar	506	490	574	577	648	691	553	671	576	664	561	661	555	570
	P=7 kbar	509	493	577	581	652	695	557	675	580	668	565	665	559	573
P&L	P=6 kbar	542	533	581	583	621	642	570	632	583	629	574	627	571	579
	P=5 kbar	621	600	714	709	804	881	688	852	719	843	698	838	691	707
H.	P=6 kbar	625	604	718	713	809	886	692	857	724	848	703	843	695	711
	P=7 kbar	629	608	722	718	814	891	696	862	728	853	707	848	700	716
	P=5 kbar	617	599	687	708	783	796	642	775	666	768	650	764	644	685
W&G	P=6 kbar	620	603	690	712	787	800	645	779	670	771	653	768	648	689
	P=7 kbar	623	606	694	715	791	804	649	783	673	775	657	772	651	692

Tab. A-20 (Fts.): Mit dem Muscovit-Biotit-Geothermometer von Hoisch (1989) berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] der Glimmerschiefer PS 63 und 69

	PS 63														
Biotit	1C rim	2B rim	3A rim	4B rim	1C rim	2B rim	3A rim	4B rim	6B rim	5A rim					
Muscovit	3B rim	4B rim	6B rim	3B rim	4B rim	6B rim	3B rim	4B rim	5A rim	5A rim					
P=5 kbar	625	650	643	624	653	636	628	654	617	628					
P=6 kbar	640	666	659	640	668	652	644	669	633	645					
P=7 kbar	655	681	675	655	683	667	660	684	649	662					
K	0.853	0.902	0.722	0.717	1.024	0.826	0.656	0.861	0.724	0.573					
	PS 63														
Biotit	5B core	6A core	5B core	6A core	1A core	2A core	4A core	5B core	6A core	1A core	3B core	4A core	5B core	6A core	2A core
Muscovit	2A core	5B core	5B core	2A core	2A core	3A core	5B core	6A core	2A core	3A core	5B core	6A core	2A core	3A core	5B core
P=5 kbar	674	592	592	672	672	662	601	649	672	662	594	657	674	662	592
P=6 kbar	690	609	609	687	686	677	618	665	687	676	611	673	690	677	608
P=7 kbar	705	625	626	702	700	692	635	680	702	691	627	689	705	692	625
K	0.827	0.588	0.508	0.957	1.136	0.897	0.509	0.724	0.957	1.091	0.540	0.726	0.827	0.919	0.574
	PS 69														
Biotit	2B rim	6B rim	7B rim	8B rim	2B rim	5A rim	7B rim	8B rim							
Muscovit	2A	6A rim	7A rim	8A rim	10A rim	10B rim	6A rim	7A rim							
P=5 kbar	495	506	543	515	531	533	512	549							
P=6 kbar	515	527	562	534	550	553	532	568							
P=7 kbar	534	547	580	554	568	572	551	586							
K	0.284	0.249	0.367	0.298	0.353	0.311	0.309	0.370							
	PS 69														
Biotit	1A core	5B core	6A core	7A core	8A core	9A core	9B core	2A core	5B core	6A core	7A core	8A core	9A core		
Muscovit	1A core	5A core	6B core	7B core	8B core	10 core	1A core	5A core	6B core	7B core	8B core	10 core	1A core		
P=5 kbar	510	531	542	554	496	544	515	535	545	538	498	548	515		
P=6 kbar	529	550	561	573	516	563	534	553	563	556	518	566	534		
P=7 kbar	549	568	579	591	535	581	553	572	581	575	538	584	552		
K	0.287	0.355	0.386	0.387	0.277	0.401	0.330	0.354	0.385	0.377	0.260	0.402	0.340		

Tab. A-21: Mit Granat-Hornblende-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] der Glimmerschiefer PS 108 und 139

Granat Hornblende	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108				
	1A rim	3B rim	5B rim	7A rim	1A rim	3B rim	5B rim	7A rim	1A rim	3B rim	5B rim	7A rim	1A rim
	1B rim	2A rim	4B rim	5B rim	6B rim	1B rim	2A rim	4B rim	4B rim	5B rim	6B rim	7A rim	3B rim
Graham & Powell (1984)	659	624	671	664	667	618	650	675	676	625			
Powell (1985)	640	603	652	645	648	597	630	656	657	605			
Granat Hornblende	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108				
	1B core	3A core	4A core	5A core	7C core	8A core	8B core	8C core	8D core				
	1A core	2B core	4A core	5A core	11A core	1A core	2B core	4A core	5A core				
Graham & Powell (1984)	642	657	640	677	649	632	678	638	658				
Powell (1985)	621	637	619	658	628	612	659	618	639				
Granat Hornblende	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139				
	4B rim	4A rim	4C rim	1B rim	2A rim	2B rim	3B rim	3C rim	5B rim	6A rim	1B rim	2A rim	2B rim
	4B rim	4B rim	4B rim	1A rim	2A rim	3A rim	5B rim	6A rim	1A rim	2A rim	3A rim	5B rim	6A rim
Graham & Powell (1984)	681	689	678	648	669	639	650	690	657	633	639	665	667
Powell (1985)	665	673	661	630	652	620	633	673	640	615	621	648	650
Granat Hornblende	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139				
	1A core	2C core	3A core	5A core	6B core	1A core	2C core	3A core	5A core	6B core	4A core	4A core	4A core
	1B core	2B core	3B core	4A core	5A core	6B core	1B core	2B core	3B core	4A core	4A core	4A core	4A core
Graham & Powell (1984)	637	629	612	705	685	629	650	590	687	706	649		
Powell (1985)	618	610	592	689	668	610	632	570	671	690	631		

Tab. A-21 (Fts.): Mit Granat-Hornblende-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] der Augengneise PS 102 und 112

Granat Hornblende	PS 102												
	1A rim	3B rim	4A rim	4B rim	5A rim	6A rim	1A rim	2B rim	3A rim	4A rim	5B rim	6A rim	4B rim
	1B rim	3A rim	4B rim	5B rim	6A rim	1B rim	2B rim	3A rim	4A rim	5B rim	6A rim	1B rim	4B rim
Graham & Powell (1984)	670	694	630	668	640	639	695	627	656				
Powell (1985)	654	680	614	653	622	623	681	611	640				
Granat Hornblende	PS 102												
	1B core	3A core	5B core	6B core	1B core	2B core	3A core	5B core	6B core	1B core	2B core	3A core	5B core
	1A core	3B core	4A core	5A core	6B core	1A core	2A core	3B core	4A core	5A core	6B core	1A core	2B core
Graham & Powell (1984)	679	687	689	673	697	679	697	679	699	690	696		
Powell (1985)	660	671	671	655	678	661	681	660	681	671	679		
Granat Hornblende	PS 112												
	1B rim	2A rim	4A rim	5B rim	6B rim	1B rim	2A rim	3A rim	4A rim	5B rim	6B rim	1B rim	4B rim
	1B rim	2A rim	4A rim	5B rim	6B rim	1B rim	2A rim	3A rim	4A rim	5B rim	6B rim	1B rim	4B rim
Graham & Powell (1984)	706	678	628	699	603	689	677	647	654	627			
Powell (1985)	693	664	612	684	586	674	663	632	638	611			
Granat Hornblende	PS 112												
	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	1A core
	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	1A core
Graham & Powell (1984)	588	667	690	699	631	643	598	674	676	698	620	651	
Powell (1985)	569	651	675	684	614	625	579	658	661	683	603	633	

Tab. A-21 (Fts.): Mit Granat-Hornblende-Geothermometern berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Augengneises PS 130 und des equigranularen Granitoids PS 85

	PS 130																
Granat	6B rim	9B rim	1B rim	4A rim	5B rim	7B rim	8C rim	8D rim	1B rim								
Hornblende	6B rim	5B rim	1B rim	3B rim	7B rim	8B rim	9B rim	1B rim	2B rim								
Graham & Powell (1984)	632	634	656	620	703	442	464	621	711								
Powell (1985)	614	618	641	603	690	422	444	605	698								
	PS 130	PS 130															
Granat	6A core	6C core	9A core	9C core	1A core	3A core	4B core	5A core	7A core	8A core	8B core	9A core	6A core	6C core	9A core	9C core	
Hornblende	6A core	6A core	5A core	5A core	1A core	2A core	3A core	4A core	4B core	7A core	8A core	9A core	6B rim	6B rim	5B rim	5B rim	
Graham & Powell (1984)	505	616	629	645	605	697	603	616	581	664	545	590	510	623	632	648	
Powell (1985)	486	600	613	629	588	684	586	600	564	649	527	573	491	607	616	633	
	PS 85		PS 85														
Granat	1B rim	3A rim	4A rim	1B rim	3A rim	4A rim	1B rim		3B core	3C core	4B core	6 core	3B core				
Hornblende	1B rim	2B rim	4B rim	5B rim	1B rim	2A rim	2B rim		5A core	7 core	8A core	7 core	8A core				
Graham & Powell (1984)	655	709	657	688	695	647	668		674	718	702	636	658				
Powell (1985)	636	693	639	670	678	628	650		656	700	684	615	639				

Tab. A-22: Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von Blundy & Holland (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] der Glimmerschiefer PS 108 und 139

	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108					
Amphibol	2A rim	5B rim	1B rim	3A rim	4B rim	5B rim	6B rim	1B rim	3A rim	4B rim	5B rim	6B rim	2A rim	5B rim
Plagioklas	2B rim	3A rim	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	4A rim	2B core	3B core				
P=5 kbar	786	765	746	756	749	739	708	783	794	786	775	742	777	759
P=6 kbar	770	750	731	741	734	724	693	767	778	770	759	727	761	743
P=7 kbar	754	734	716	726	718	709	678	751	762	754	744	711	746	728
	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108	PS 108					
Amphibol	1A core	3B core	4A core	5A core	6A core	11A core	1A core	3B core	4A core	5A core	2B core	5A core	2B core	5A core
Plagioklas	1B core	4B core	4B core	4B core	4B core	2B core	3B core	2B rim	3A rim					
P=5 kbar	752	754	765	753	735	747	777	779	791	778	800	778	809	785
P=6 kbar	737	738	750	738	720	732	761	763	775	763	784	763	793	769
P=7 kbar	722	723	734	723	705	716	746	747	759	747	768	747	777	754
	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139					
Amphibol	1A rim	2A rim	3A rim	4B rim	5B rim	6A rim	1A rim	2A rim	3A rim	4B rim	5B rim	6A rim		
Plagioklas	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim		
P=5 kbar	822	790	800	794	819	781	814	798	808	786	812	789		
P=6 kbar	806	774	785	778	803	766	798	782	792	770	796	774		
P=7 kbar	789	759	769	762	787	750	782	766	776	754	779	758		
	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139	PS 139					
Amphibol	1B core	2B core	3B core	4A core	5A core	6B core	1B core	2B core	3B core	4A core	5A core	6B core		
Plagioklas	1B core	2B core	3A core	4A core	1B core	2B core	3A core	4A core	1B core	2B core	3A core	4A core		
P=5 kbar	805	813	797	765	792	806	805	806	797	771	791	799		
P=6 kbar	789	797	781	750	776	790	789	790	782	755	775	783		
P=7 kbar	773	781	765	734	760	774	773	774	766	740	760	768		

Tab. A-22 (Fts.): Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von Blundy & Holland (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] der Paragneise PS 45 und 115

	PS 45											
Amphibol	1B rim	2B rim	3A rim	4A rim	5B rim	6A rim	1B rim	2B rim	3A rim	4A rim	5B rim	6A rim
Plagioklas	3A rim	2A rim	1B rim	4A rim	1B rim	3A rim	3B core	2B core	1A core	4B core	1A core	3B core
P=5 kbar	836	803	823	859	852	826	815	802	806	853	834	806
P=6 kbar	819	787	807	843	835	810	799	786	790	836	817	790
P=7 kbar	803	771	791	826	818	794	783	770	774	819	801	774
	PS 45											
Amphibol	1A core	2A core	3B core	4B core	5A core	6B core	1A core	2A core	3B core	4B core	5A core	6B core
Plagioklas	3B core	2B core	1A core	4B core	3B core	2B core	3A rim	2A rim	1B rim	4A rim	3A rim	2A rim
P=5 kbar	800	823	819	872	815	833	820	825	837	879	835	834
P=6 kbar	784	807	803	855	798	816	804	808	820	862	819	818
P=7 kbar	768	791	787	838	782	800	787	792	804	845	802	801
	PS 115											
Amphibol	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim	5B rim	6B rim	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim	5B rim	6B rim
Plagioklas	1A rim	2B rim	3B rim	4B rim	1A rim	2B rim	3B rim	4B rim	1A rim	2B rim	3B rim	4B rim
P=5 kbar	756	766	748	740	791	742	760	759	744	747	796	736
P=6 kbar	740	751	733	725	776	727	744	744	729	731	780	721
P=7 kbar	725	735	718	710	760	712	729	728	714	716	764	706
	PS 115											
Amphibol	1B core	2B core	3A core	4A core	5A core	6A core	1B core	2B core	3A core	4A core	5A core	6A core
Plagioklas	1B core	2A core	3A core	4A core	1B core	2A core	3A core	4A core	1B core	2A core	3A core	4A core
P=5 kbar	764	747	769	752	783	742	763	756	770	744	782	750
P=6 kbar	748	732	754	737	767	727	748	740	755	728	766	735
P=7 kbar	733	717	738	721	751	712	732	725	739	713	751	720

Tab. A-22 (Fts.): Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von Blundy & Holland (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] der Augengneise PS 102 und 112

	PS 102											
Amphibol	1B rim	2B rim	3A rim	4B rim	5B rim	6A rim	1B rim	2B rim	3A rim	4B rim	5B rim	6A rim
Plagioklas	1A rim	2B rim	3B rim	4A rim	1A rim	2B rim	3B rim	4A rim	1A rim	2B rim	3B rim	4A rim
P=5 kbar	828	836	871	835	830	861	850	821	848	851	852	844
P=6 kbar	812	820	854	819	814	844	833	805	831	835	835	828
P=7 kbar	795	803	837	803	797	827	816	788	815	818	818	811
	PS 102											
Amphibol	1A core	2A core	3B core	4A core	5A core	6B core	1A core	2A core	3B core	4A core	5A core	6B core
Plagioklas	1B core	2A core	3A core	4B core	1B core	2A core	3A core	4B core	1B core	2A core	3A core	4B core
P=5 kbar	805	857	870	859	844	866	823	856	850	860	864	866
P=6 kbar	789	840	853	843	827	849	807	840	833	843	847	849
P=7 kbar	773	823	836	826	811	832	790	823	817	826	830	832
	PS 112											
Amphibol	1B rim	2A rim	3A rim	4A rim	5B rim	6B rim	1B rim	2A rim	3A rim	4A rim	5B rim	6B rim
Plagioklas	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim	1A rim	2A rim	3B rim	4B rim
P=5 kbar	827	847	882	844	836	853	873	849	836	842	882	856
P=6 kbar	811	830	865	827	819	837	856	832	819	825	865	839
P=7 kbar	795	814	848	811	803	820	839	816	803	809	848	822
	PS 112											
Amphibol	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core
Plagioklas	1B core	2B core	3A core	4A core	1B core	2B core	3A core	4A core	1B core	2B core	3A core	4A core
P=5 kbar	822	832	860	847	813	854	859	843	823	836	850	866
P=6 kbar	806	815	843	830	797	838	842	826	807	819	833	849
P=7 kbar	789	799	826	813	781	821	826	810	790	803	817	832

Tab. A-22 (Fts.): Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von Blundy & Holland (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen [°C]
des Augengneises PS 130 und des equigranularen Granitoids PS 85

	PS 130													
Amphibol	1B rim	2B rim	3B rim	5B rim	6B rim	7B rim	8B rim	9B rim	1B rim	2B rim	3B rim	5B rim	1B rim	1B rim
Plagioklas	1B rim	2B rim	3A rim	1B rim	2B rim	3A rim	1B rim	2B rim	3A rim	1B rim	2B rim	3A rim	3A rim	3B core
P=5 kbar	786	793	789	818	803	830	816	813	766	807	795	797	766	764
P=6 kbar	770	777	773	801	787	813	800	797	751	791	779	781	751	749
P=7 kbar	754	761	757	785	771	797	784	781	735	775	763	765	735	733
	PS 130													
Amphibol	1A core	2A core	3A core	4A core	5A core	6A core	7A core	8A core	9A core	1A core	2A core	1A core	1A core	1A core
Plagioklas	1A core	2A core	3B core	1A core	3B core	1A core	2A core	3B core	1A core	2A core	3B core	3B core	3A rim	
P=5 kbar	817	794	776	823	777	783	803	788	820	805	787	798	801	
P=6 kbar	801	778	761	806	762	767	787	773	804	789	772	782	785	
P=7 kbar	785	762	745	790	746	751	771	757	788	773	756	766	769	
	PS 85													
Amphibol	2A rim	2B rim	2C rim	5B rim	8B rim	2A rim	2B rim	4B rim	4B rim					
Plagioklas	2B rim	2B rim	2B rim	3A rim	3A rim	3A rim	3A rim	1A rim	1B core					
P=5 kbar	813	799	795	815	805	827	812	835	833					
P=6 kbar	797	783	779	798	789	811	796	819	816					
P=7 kbar	781	767	763	782	773	794	780	802	800					
	PS 85													
Amphibol	3A core	5A core	7 core	8A core	5A core	7 core	8A core	3A core	5A core	4A core	4A core			
Plagioklas	2A core	3B core	4A core	4B core	3B core	4A core	4B core	2A core	3B core	1B core	1A rim			
P=5 kbar	810	815	829	842	815	829	842	810	815	836	838			
P=6 kbar	794	799	813	825	799	813	825	794	799	820	822			
P=7 kbar	778	783	796	809	783	796	809	778	783	803	805			

Tab. A-22 (Fts.): Mit dem Amphibol-Plagioklas-Geothermometer von Blundy & Holland (1990) berechnete Metamorphosetemperaturen [°C] des Amphibolits PS 6

	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6					
Amphibol	1B rim	2B rim	4B rim	7A rim	8B rim	10A rim	7A rim	8B rim	10A rim	1A core	2A core	4A core	6A core	8A core
Plagioklas	1A rim	2B rim	3A rim	4A rim	4A rim	4A rim	4C rim	4C rim	4C rim	1B core	2A core	3B core	4B core	4B core
P=5 kbar	861	850	836	870	850	838	871	851	839	840	839	832	845	828
P=6 kbar	844	833	819	853	834	822	854	834	822	824	822	816	829	812
P=7 kbar	827	816	803	836	817	805	837	818	806	807	806	799	812	796

	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6	PS 6
Amphibol	9 core	10B core	1A core	2A core	4A core
Plagioklas	4B core	4B core	1A rim	2B rim	3A rim
P=5 kbar	834	847	860	860	819
P=6 kbar	818	830	844	843	803
P=7 kbar	802	814	827	827	787

Tab. A-25: Mit Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers ps 4 bei T=600 °C
 G.: Ghent (1976), G. et al.: Ghent et al. (1979), N&H: Newton & Haselton (1981), H&S: Hodges & Spear (1982), K&N: Koziol & Newton (1988),
 P&H: Powell & Holland (1988)

Plagioklas	1A rim		2A rim																	
	1A core	1B core	2A core	2B core	3C core	7A core	8A core	8A core	8A core	8A core	2B core	2C core	3C core							
G.	8.2	8.3	7.5	6.8	7.5	7.7	6.7	6.0	8.0	8.0	7.3	8.0	8.1	6.2	7.2	6.4				
G. et al.	6.2	6.4	5.5	4.8	5.5	5.7	4.7	3.9	6.0	5.3	6.0	6.2	4.2	5.2	4.4					
N&H	6.2	6.3	5.5	4.8	5.5	5.6	4.7	4.0	5.9	5.3	6.0	6.1	4.2	5.2	4.5					
H&S	6.3	6.4	5.5	4.8	5.5	5.7	4.7	4.0	6.0	5.3	6.0	6.2	4.2	5.2	4.4					
K&N	6.9	7.0	6.2	5.6	6.2	6.4	5.5	4.8	6.7	6.0	6.7	6.9	5.0	6.0	5.3					
P&H	6.7	6.8	6.0	5.3	6.0	6.2	5.2	4.4	6.5	5.8	6.5	6.7	4.7	5.7	4.9					

Plagioklas	3A rim		4A rim																	
	2A core	2B core	2C core	3C core	3C core	7A core	8A core	8A core	8A core	8A core	2B core	2C core	3C core							
G.	7.8	7.1	7.8	8.0	6.1	7.1	6.3	8.4	7.7	7.0	7.7	7.8	5.9	6.9	6.1					
G. et al.	5.8	5.1	5.9	6.0	4.0	5.1	4.3	6.4	5.7	5.0	5.7	5.9	3.9	4.9	4.1					
N&H	5.8	5.1	5.8	6.0	4.1	5.1	4.3	6.3	5.6	4.9	5.6	5.8	3.9	4.9	4.2					
H&S	5.8	5.1	5.9	6.0	4.0	5.1	4.3	6.4	5.7	5.0	5.7	5.9	3.9	4.9	4.1					
K&N	6.6	5.9	6.6	6.8	4.9	5.8	5.1	7.1	6.4	5.7	6.4	6.6	4.7	5.7	4.9					
P&H	6.3	5.6	6.3	6.5	4.5	5.5	4.7	6.9	6.1	5.4	6.1	6.3	4.3	5.3	4.6					

Tab. A-25 (fts.): Mit Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers PS 23 bei T=600 °C
 G.: Ghent (1976), G. et al.: Ghent et al. (1979), N&H: Newton & Haselton (1981), H&S: Hodges & Spear (1982), K&N: Koziol & Newton (1988),
 P&H: Powell & Holland (1988)

Plagioklas		1A rim	2A rim	2A rim	2A rim	3A rim	3A rim	4B rim	4B rim	4B rim	4B rim	4B rim	4B rim	4B rim	5B rim	5B rim	5B rim	5B rim
Granat		1A core	10A core	11B core	12B core	1A core	2A core	3D core	4A core	4A core	4A core	10A core	11B core	12B core	1A core	1B core	2A core	2A core
G.		6.0	7.9	7.8	7.7	7.8	6.0	6.4	8.4	8.2	8.2	8.2	8.2	8.3	6.1	6.1	6.1	6.1
G. et al.		4.0	5.9	5.8	5.7	5.8	4.0	4.3	6.3	6.2	6.2	6.1	6.3	6.3	4.1	4.0	4.1	4.1
N&H		4.3	6.2	6.1	6.0	6.1	4.3	4.8	6.8	6.7	6.6	6.6	6.7	6.7	4.5	4.4	4.4	4.5
H&S		4.0	5.9	5.8	5.7	5.8	4.0	4.3	6.3	6.2	6.1	6.3	6.2	6.1	4.1	4.0	4.1	4.1
K&N		5.1	7.0	6.9	6.8	6.9	5.1	5.6	7.6	7.5	7.4	7.5	7.4	7.5	5.3	5.2	5.2	5.2
P&H		4.8	6.8	6.6	6.5	6.7	4.8	5.3	7.4	7.3	7.2	7.3	7.2	7.3	5.0	4.9	4.9	4.9
Plagioklas		5B rim	6B rim	6B rim	6B rim	6B rim	6B rim	1B core	2B core	4A core	6A core	1B core	1B core	1B core	2B core	3B core	4A core	4A core
Granat		2B core	3C core	4A core	10A core	11B core	12B core	1A core	2A core	1A core	1A core	1B core	1B core	3C core	3D core	4A core	2A core	2A core
G.		6.0	6.1	7.9	7.8	7.7	7.8	6.0	6.2	6.4	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	7.9	6.4	6.4
G. et al.		3.9	4.0	5.9	5.8	5.7	5.8	4.0	4.1	4.4	4.1	4.1	4.1	4.1	4.0	5.9	4.4	4.4
N&H		4.3	4.4	6.3	6.1	6.0	6.1	4.4	4.5	4.6	4.9	4.5	4.5	4.5	4.5	6.2	4.8	4.8
H&S		3.9	4.0	5.9	5.8	5.7	5.8	4.0	4.1	4.1	4.4	4.1	4.1	4.1	4.1	5.9	4.4	4.4
K&N		5.1	5.2	7.0	6.9	6.8	6.9	5.1	5.3	5.6	5.3	5.3	5.3	5.3	5.2	7.0	5.6	5.6
P&H		4.8	4.9	6.8	6.7	6.6	6.7	4.8	5.0	5.3	5.0	5.0	5.0	5.0	4.9	6.8	5.3	5.3
Plagioklas		6A core	3B core	4A core	5A core	6A core	4A core	6A core	5A core	1B core	1B core	1B core	1B core	2B core	2B core	2B core	2B core	2B core
Granat		2B core	12B core	3C core	11B core	3D core	10A core	10A core	12B core	4A core	4A core	1B core	1B core	10A core	10A core	12 B core	12 B core	12 B core
G.		6.0	7.8	6.4	7.7	6.1	8.2	8.0	7.9	8.0	6.1	7.9	8.0	8.0	6.0	8.0	8.0	8.0
G. et al.		3.9	5.8	4.3	5.7	4.0	6.2	6.0	5.9	6.0	4.1	5.9	5.9	5.9	4.0	6.0	6.0	6.0
N&H		4.4	6.1	4.8	6.0	4.4	6.6	6.3	6.2	6.4	4.5	6.3	6.3	6.3	4.4	6.3	6.3	6.3
H&S		4.0	5.8	4.3	5.7	4.0	6.2	6.0	5.9	6.0	4.1	5.9	5.9	5.9	4.0	6.0	6.0	6.0
K&N		5.2	6.9	5.6	6.8	5.2	7.4	7.1	7.0	7.2	5.3	7.1	7.1	7.1	5.2	7.1	7.1	7.1
P&H		4.9	6.7	5.3	6.5	4.9	7.2	6.9	6.8	7.0	4.9	6.8	6.9	6.9	4.9	6.9	6.9	6.9

Tab. A-25 (Fts.): Mit Granat-Plagioklas-Disthen-Quarz-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers PS 69 bei T=600 °C
 G.: Ghent (1976), G. et al.: Ghent et al. (1979), N&H: Newton & Haselton (1981), H&S: Hodges & Spear (1982), K&N: Koziol & Newton (1988),
 P&H: Powell & Holland (1988)

Plagioklas	1B rim	2B rim													
Granat	1A core	2B core	3B core	5A core	6A core	6C core	7B core	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	6C core	7B core
G.	10.8	8.8	11.0	11.0	6.6	3.6	10.2	10.7	8.7	10.9	11.2	10.9	6.5	8.4	10.1
G. et al.	9.0	6.9	9.3	9.2	4.6	6.6	8.4	8.9	6.7	9.1	9.4	9.1	4.4	6.5	8.2
N&H	8.9	6.9	9.0	9.0	4.6	6.7	8.4	8.8	6.7	8.9	9.1	8.8	4.5	6.5	8.2
H&S	9.0	6.9	9.3	9.2	4.6	6.6	8.4	8.9	6.7	9.1	9.4	9.1	4.5	6.5	8.2
K&N	9.7	7.6	9.8	9.8	5.4	7.4	9.1	9.5	7.5	9.6	9.9	9.6	5.3	7.3	9.0
P&H	9.7	7.5	9.8	9.7	5.2	7.3	9.1	9.5	7.3	9.6	9.8	9.6	5.0	7.1	8.9

Plagioklas	3A rim	4B rim													
Granat	1A core	2B core	3B core	5A core	6A core	6C core	7B core	1A core	2B core	3B core	4B core	5A core	6A core	6C core	7B core
G.	10.8	8.8	11.0	11.0	6.6	8.6	10.2	10.2	8.2	10.4	10.7	10.3	6.0	7.9	9.6
G. et al.	9.0	6.8	9.2	9.2	4.6	6.6	8.3	8.4	6.2	8.6	8.9	8.6	3.9	6.0	7.7
N&H	8.9	6.8	9.0	9.0	4.6	6.6	8.3	8.2	6.2	8.3	8.5	8.3	3.9	6.0	7.7
H&S	9.0	6.8	9.2	9.2	4.6	6.6	8.4	8.4	6.2	8.6	8.9	8.6	3.9	6.0	7.7
K&N	9.7	7.6	9.8	9.7	5.4	7.4	9.1	9.0	6.9	9.1	9.3	9.1	4.7	6.7	8.4
P&H	9.6	7.5	9.7	9.7	5.1	7.2	9.0	8.9	6.8	9.0	9.3	9.0	4.4	6.5	8.3

Tab. A-26: Mit Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers PS 4

	Granat	1A core	1A core	1A core	1A core	1B core	1B core	1B core	1B core	2A core	2A core	2A core	2A core	2B core	2B core	2B core
	Biotit	1C core	1D core	1D core	1D core	1D core	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	2B core	2B core	2B core	2B core	2A rim	2A rim
	Muscovit	1B core	1B core	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	1C rim	1C rim	1C rim	1C rim	2B core	2B core	2B core	2B core	2A rim
	Plagioklas	1A rim	1A rim	1A rim	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	3A rim	3A rim	3A rim	3A rim	4A rim	4A rim	4A rim	4A rim
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	5.7	5.7	5.7	6.1	6.2	6.1	6.1	6.0	5.5	5.6	5.6	5.5	5.1	5.1	5.0
	T=600 °C	5.8	5.7	5.8	6.2	6.2	6.1	6.1	6.0	5.5	5.7	5.7	5.5	5.1	5.1	5.0
	T=650 °C	5.8	5.8	5.8	6.2	6.3	6.2	6.2	6.1	5.5	5.7	5.7	5.5	5.1	5.1	5.0
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	6.6	6.5	6.6	7.0	7.0	6.9	6.9	6.8	6.3	6.5	6.5	6.3	5.9	5.9	5.8
	T=600 °C	6.8	6.8	6.8	7.3	7.3	7.2	7.2	7.1	6.6	6.7	6.7	6.6	6.1	6.1	6.0
	T=650 °C	7.1	7.0	7.1	7.5	7.6	7.5	7.5	7.4	6.8	7.0	7.0	6.8	6.3	6.3	6.3
	Granat	3C core	3C core	3C core	4A core	4A core	4A core	4A core	7A core	7A core	7A core	7A core	8A core	8A core	8A core	8A core
	Biotit	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	3B core	3B core	3B core	3B core	4C core	4C core	4C core	4C core	5B core	5B core	5B core
	Muscovit	2A rim	3A core	3A core	3A core	3A core	3C rim	3C rim	3C rim	3C rim	4A core	4A core	4A core	4A core	1C rim	1C rim
	Plagioklas	4A rim	4A rim	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	3A rim	3A rim	3A rim	3A rim	4A rim
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	5.6	5.6	5.4	6.5	6.4	6.5	6.9	5.1	5.1	5.2	5.0	4.6	4.7	4.7	4.6
	T=600 °C	5.6	5.6	5.4	6.6	6.5	6.5	7.0	5.1	5.2	5.2	5.0	4.6	4.6	4.7	4.5
	T=650 °C	5.6	5.6	5.5	6.7	6.6	6.6	7.1	5.1	5.2	5.2	5.0	4.5	4.6	4.6	4.5
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	6.4	6.4	6.3	7.4	7.3	7.3	7.8	5.9	6.0	6.0	5.8	5.4	5.4	5.5	5.3
	T=600 °C	6.7	6.6	6.5	7.7	7.6	7.6	8.1	6.1	6.2	6.2	6.1	5.5	5.6	5.7	5.5
	T=650 °C	6.9	6.9	6.7	8.0	7.9	8.0	8.4	6.4	6.4	6.4	6.3	5.7	5.8	5.9	5.7
	Granat	2C core	2C core	2C core	2C core	1A core	1A core	1A core	1A core	1B core						
	Biotit	5B core	8B core	8B core	8B core	8B core	8A rim	8A rim	8A rim	8A rim						
	Muscovit	1C rim	1C rim	3C rim	3C rim	3C rim	3C rim	4B core	4B core	4B core						
	Plagioklas	4A rim	4A rim	4A rim	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	2A rim	2A rim						
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	5.5	5.4	5.3	5.2	5.6	5.7	5.7	6.1	6.1						
	T=600 °C	5.5	5.4	5.4	5.2	5.7	5.7	5.7	6.1	6.2						
	T=650 °C	5.5	5.4	5.4	5.2	5.7	5.8	5.7	6.2	6.3						
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	6.3	6.2	6.2	6.0	6.5	6.5	6.5	6.9	7.0						
	T=600 °C	6.6	6.4	6.4	6.2	6.7	6.8	6.8	7.2	7.3						
	T=650 °C	6.8	6.7	6.6	6.5	7.0	7.0	7.0	7.5	7.6						

Tab. A-26 (Fts.): Mit Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers PS 23

	Granat	4A core	4A core	4A core	10A core	11B core	11B core	11B core	11B core	12B core	12B core	12B core	12B core				
	Biotit	7B core	7B core	7B core	7B core	1C core	1C core	1C core	1C core	2D core	3A core	3A core	3A core				
	Muscovit	7A core	8A core	8A core	8A core	8A core	10A core	10A core	10A core	10A core	10A core	1B core	1B core	1B core	1B core	2B core	2B core
	Plagioklas	4A core	4A core	5A core	5A core	5A core	5A core	6A core	1B core	1B core	1B core	1B core	2B core				
Ghent &	T=550 °C	6.2	6.2	5.9	5.6	6.0	6.0	6.1	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Stout	T=600 °C	6.3	6.3	5.9	5.6	6.0	6.0	6.1	6.0	6.1	6.0	6.0	6.1	6.1	6.0	6.1	6.1
(1981)	T=650 °C	6.3	6.3	6.0	5.6	6.1	6.1	6.2	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
Powell &	T=550 °C	7.1	7.1	6.7	6.4	6.8	6.8	6.9	6.8	6.9	6.8	6.8	6.9	6.9	6.9	6.9	6.9
Holland	T=600 °C	7.4	7.3	7.0	6.6	7.1	7.1	7.2	7.1	7.1	7.1	7.1	7.1	7.2	7.1	7.1	7.2
(1988)	T=650 °C	7.7	7.6	7.2	6.9	7.4	7.4	7.5	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4	7.4

Tab. A-26 (Fts.): Mit Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers PS 63

	Granat	1B rim	1B rim	1B rim	1B rim	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	4B rim	4B rim	4B rim	4B rim	5A rim	5A rim	5A rim
	Biotit	2A core	2B rim	2B rim	2B rim	2B rim	3B core	3B core	3B core	4A core	4B rim	4B rim	4B rim	4B rim	5B core	5B core
	Muscovit	3B rim	3B rim	4A core	4A core	4A core	4A core	4B rim	4B rim	5A rim	5A rim	6A core	6A core	6A core	6A core	6B rim
	Plagioklas	1B core	1B core	1B core	2B core	2B core	2B core	2B core	3B core	4B core	4B core	4B core	1B core	1B core	1B core	1B core
Ghent &	T=550 °C	5.4	5.5	5.4	5.3	5.7	5.7	5.7	6.0	5.4	5.4	5.4	5.5	5.9	5.8	5.7
Stout	T=600 °C	5.5	5.5	5.4	5.3	5.7	5.7	5.7	6.0	5.5	5.4	5.5	5.5	6.0	5.8	5.8
(1981)	T=650 °C	5.5	5.5	5.5	5.3	5.8	5.7	5.8	6.1	5.5	5.5	5.5	5.6	6.0	5.8	5.8
Powell &	T=550 °C	6.3	6.3	6.2	6.1	6.5	6.5	6.5	6.8	6.3	6.2	6.3	6.3	6.8	6.6	6.6
Holland	T=600 °C	6.5	6.5	6.5	6.3	6.8	6.8	6.8	7.1	6.5	6.5	6.5	6.6	7.1	6.9	6.8
(1988)	T=650 °C	6.8	6.8	6.7	6.6	7.1	7.0	7.0	7.4	6.7	6.7	6.7	6.8	7.3	7.1	7.1
	Granat	5A rim	6B rim	6B rim	6B rim	1B rim	1B rim	1B rim	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	3A rim	3A rim	3A rim	4B rim
	Biotit	5B core	5B core	5B core	5A rim	5A rim	6A core	6A core	6A core	6A core	6B rim	6B rim	6B rim	1A core	1A core	1A core
	Muscovit	6B rim	6B rim	6B rim	6B rim	1A core	1A core	1B rim	1B rim	1B rim	1B rim	2A core	2A core	2A core	2B rim	2B rim
	Plagioklas	2B core	1B core	2B core	2B core	4B core	4B core	4B core	4B core	3B core	3B core	3B core	3B core	1B core	1B core	1B core
Ghent &	T=550 °C	5.6	5.6	5.5	5.5	5.2	5.4	5.4	5.8	6.1	6.0	6.0	5.1	5.3	5.2	5.7
Stout	T=600 °C	5.7	5.6	5.5	5.6	5.3	5.4	5.4	5.9	6.1	6.1	6.0	5.1	5.3	5.2	5.7
(1981)	T=650 °C	5.7	5.7	5.5	5.6	5.3	5.4	5.4	5.9	6.2	6.1	6.1	5.1	5.3	5.2	5.8
Powell &	T=550 °C	6.5	6.4	6.3	6.4	6.1	6.2	6.2	6.7	6.9	6.9	6.9	5.9	6.1	6.0	6.6
Holland	T=600 °C	6.7	6.7	6.6	6.6	6.3	6.4	6.5	6.9	7.2	7.2	7.1	6.1	6.3	6.3	6.8
(1988)	T=650 °C	7.0	6.9	6.8	6.8	6.5	6.7	6.7	7.2	7.5	7.4	7.4	6.4	6.5	6.5	7.1
	Granat	1B rim	1B rim	1B rim	1B rim	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	4B rim	4B rim	4B rim	5A rim	5A rim	5A rim	5A rim
	Biotit	1B rim	1C rim	1C rim	1C rim	1C rim	2B rim	2B rim	2B rim	3A rim	4B rim	4B rim	4B rim	5A rim	5A rim	5A rim
	Muscovit	1B rim	1B rim	2B rim	2B rim	2B rim	2B rim	3B rim	3B rim	4B rim	4B rim	5A rim	5A rim	5A rim	6B rim	6B rim
	Plagioklas	1A rim	1A rim	1A rim	2A rim	2A rim	2A rim	2A rim	3A rim	4C rim	1A rim					
Ghent &	T=550 °C	5.8	6.0	5.9	5.7	6.1	5.8	5.9	5.7	5.4	5.4	5.5	5.9	5.8	5.7	6.0
Stout	T=600 °C	5.8	6.1	6.0	5.8	6.2	5.9	5.9	5.8	5.4	5.5	5.5	5.9	5.8	5.8	6.1
(1981)	T=650 °C	5.8	6.1	6.1	5.8	6.2	5.9	6.0	5.8	5.4	5.5	5.5	6.0	5.8	5.8	6.1
Powell &	T=550 °C	6.6	6.9	6.8	6.6	7.0	6.7	6.7	6.6	6.2	6.3	6.3	6.7	6.6	6.6	6.9
Holland	T=600 °C	6.9	7.1	7.1	6.8	7.3	7.0	7.0	6.8	6.5	6.5	6.5	7.0	6.9	6.9	7.2
(1988)	T=650 °C	7.1	7.4	7.4	7.1	7.6	7.2	7.3	7.1	6.7	6.8	6.8	7.3	7.1	7.1	7.4

Tab. A-26 (Fts.): Mit Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Glimmerschiefers PS 105

	Granat	2B rim	2B rim	2B rim	3A rim	3A rim	3A rim	3A rim	4A rim	4A rim	4A rim	4A rim	4C rim	4C rim	4C rim	6A rim
	Biotit	4B core	4B core	4B core	4B core	4A rim	4A rim	4A rim	4A rim	5A core	5A core	5A core	5A core	5B rim	5B rim	5B rim
	Muscovit	2A core	3B core	3B core	3B core	3B core	3A rim	3A rim	3A rim	3A rim	4B core	4B core	4B core	4B core	4A rim	4A rim
	Plagioklas	2A core	2A core	1A core	1A core	1A core	1A core	2A core	2A core	2A core	2A core	3A core	3A core	3A core	3A core	4
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	5.2	5.2	5.4	5.4	5.4	5.4	5.2	5.2	5.1	5.1	5.3	5.4	5.5	5.5	5.1
	T=600 °C	5.2	5.2	5.4	5.4	5.4	5.4	5.2	5.2	5.1	5.1	5.3	5.4	5.5	5.5	5.1
	T=650 °C	5.2	5.2	5.4	5.5	5.5	5.5	5.2	5.2	5.1	5.1	5.3	5.4	5.5	5.5	5.1
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	6.0	6.0	6.2	6.3	6.2	6.2	6.0	6.0	5.9	5.9	6.1	6.2	6.3	6.3	5.9
	T=600 °C	6.2	6.2	6.5	6.5	6.5	6.5	6.3	6.3	6.1	6.1	6.4	6.4	6.5	6.5	6.2
	T=650 °C	6.4	6.5	6.7	6.7	6.7	6.7	6.5	6.5	6.3	6.3	6.6	6.7	6.8	6.8	6.4
		6A rim	6A rim	4A rim	4A rim	4A rim	3A rim	3A rim	3A rim	2B rim	2B rim	2B rim	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim
		6B core	6B core	6B core	6A rim	6A rim	7	7	7	7	1A core	1A core	1B rim	1B rim	2B rim	2B rim
		5C core	5C core	5C core	5A rim	5A rim	5A rim	6A core	6A core	6A core	6A core	6B rim	7B core	3A rim	3A rim	4A rim
		4	1A core	1A core	1A core	2A core	2A core	2A core	3A core	3A core	3A core	3A core	2A core	1B rim	1B rim	1B rim
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	5.1	5.8	5.3	5.4	5.3	5.2	5.2	5.4	5.4	5.3	5.4	5.5	5.7	5.5	5.6
	T=600 °C	5.1	5.8	5.3	5.5	5.3	5.2	5.2	5.4	5.4	5.4	5.4	5.5	5.7	5.6	5.6
	T=650 °C	5.1	5.9	5.3	5.5	5.3	5.2	5.2	5.4	5.4	5.4	5.4	5.5	5.7	5.6	5.6
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	5.9	6.6	6.1	6.3	6.1	6.0	6.0	6.2	6.2	6.2	6.2	6.3	6.5	6.4	6.4
	T=600 °C	6.1	6.9	6.4	6.5	6.3	6.2	6.2	6.5	6.4	6.4	6.4	6.5	6.7	6.6	6.6
	T=650 °C	6.3	7.1	6.6	6.7	6.5	6.5	6.4	6.7	6.7	6.6	6.7	6.8	7.0	6.9	6.9
		1A rim	1C	1C	2B rim	2B rim	3A rim	4A rim	4A rim	4A rim	4A rim	6A rim	6A rim	6A rim	6A rim	4C rim
		2B rim	2B rim	3A rim	4A rim	4A rim	5B rim	5B rim	6A rim	6A rim	6A rim	6A rim	7	7	7	7
		4A rim	4A rim	5A rim	5A rim	6B rim	7A rim	7A rim	7A rim	3A rim	3A rim	3A rim	3A rim	5A rim	5A rim	5A rim
		2B rim	2B rim	3B rim	3B rim	3B rim	1B rim	1B rim	1B rim	1B rim	2B rim	2B rim	2B rim	2B rim	3B rim	3B rim
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	5.7	6.3	5.1	5.0	5.0	5.3	5.3	5.4	5.4	5.6	6.0	5.9	5.9	5.5	5.1
	T=600 °C	5.7	6.3	5.1	5.0	5.0	5.3	5.3	5.4	5.4	5.6	6.1	6.0	6.0	5.5	5.1
	T=650 °C	5.7	6.4	5.1	5.0	5.0	5.3	5.3	5.4	5.5	5.6	6.1	6.1	6.0	5.6	5.1
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	6.5	7.1	6.0	5.8	5.8	6.1	6.1	6.2	6.3	6.4	6.9	6.8	6.8	6.3	5.9
	T=600 °C	6.8	7.4	6.2	6.1	6.1	6.4	6.3	6.5	6.5	6.6	7.2	7.1	7.1	6.6	6.1
	T=650 °C	7.0	7.7	6.4	6.3	6.3	6.6	6.6	6.7	6.7	6.9	7.4	7.4	7.3	6.8	6.3

Metamorphosedrucke: Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometer

Tab. A-26 (Fts.): Mit Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit-Geobarometern berechnete Metamorphosedrucke [kbar] des Augengneises PS 91

	Granat	1B rim	1B rim	1B rim	1B rim	1A rim	1A rim	1A rim	1A rim	3B rim	3B rim	3B rim	3B rim	4C rim	4C rim	4C rim	
	Biotit	4	5	5	5	5	6	6	6	6	7	7	7	7	7B core	7B core	
	Muscovit	1B core	1B core	3A core	3A core	3A core	3A core	4	4	4	4	5	5	5	5	6	
	Plagioklas	4A core	4A core	4A core	3A core	3A core	3A core	3A core	2B core	2B core	2B core	2B core	2A core	2A core	2A core	2A core	
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	7.3	7.3	7.3	6.7	6.0	6.1	6.1	6.0	6.4	6.2	6.1	6.3	5.6	5.8	5.9	
	T=600 °C	7.5	7.4	7.5	6.8	6.1	6.1	6.1	6.1	6.5	6.2	6.2	6.3	5.6	5.9	5.9	
	T=650 °C	7.6	7.6	7.6	6.9	6.1	6.2	6.2	6.2	6.6	6.3	6.2	6.4	5.7	5.9	6.0	
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	8.3	8.2	8.3	7.6	6.9	6.9	6.9	6.9	7.3	7.0	7.0	7.1	6.4	6.7	6.7	
	T=600 °C	8.6	8.6	8.6	7.9	7.2	7.2	7.2	7.2	7.6	7.3	7.3	7.4	6.7	7.0	7.0	
	T=650 °C	9.0	9.0	9.0	8.3	7.5	7.5	7.5	7.5	7.9	7.6	7.6	7.7	6.9	7.2	7.3	
		4C rim	10C rim	10C rim	10C rim	10C rim	10D rim	1B rim	1B rim	1B rim	1B rim	1A rim					
		7B core	7B core	8A core	8A core	8A core	8A core	9A core	9A core	9A core	10 core	10 core	10 core	11	11	11	
		6	6	6	7	7	7	7	8	8	8	8	9 core	9 core	9 core	9 core	
		1C core	1C core	1C core	1C core	1A core	1A core	1A core	1A core	1C core	2A core	2A core					
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	6.0	5.8	5.7	5.7	5.6	5.7	6.0	6.1	6.1	6.1	7.2	7.2	7.3	7.2	6.5	
	T=600 °C	6.1	5.8	5.7	5.7	5.7	5.8	6.1	6.1	6.1	6.2	7.4	7.3	7.4	7.3	6.6	
	T=650 °C	6.1	5.9	5.8	5.7	5.7	5.8	6.2	6.2	6.2	6.2	7.5	7.5	7.6	7.4	6.7	
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	6.9	6.6	6.5	6.5	6.5	6.6	6.9	6.9	7.0	7.0	8.2	8.1	8.2	8.1	7.4	
	T=600 °C	7.1	6.9	6.8	6.7	6.7	6.8	7.2	7.2	7.2	7.3	8.5	8.5	8.6	8.5	7.7	
	T=650 °C	7.4	7.1	7.0	7.0	7.0	7.1	7.5	7.5	7.5	7.5	8.9	8.9	9.0	8.8	8.0	
		1A rim	1A rim	1A rim	3B rim	3B rim	3B rim	3B rim	4C rim	4C rim	4C rim						
		2 core	3 core	3 core													
		9 core	10 core	10 core	10 core	10 core	11 core	11 core	11 core	11 core	11B rim						
		2A core	2A core	2B core	2B core	2B core	2B core	3A core	3A core	3A core	3A core						
Ghent & Stout (1981)	T=550 °C	6.8	6.8	6.7	7.0	6.3	6.3	6.3	5.6	5.7	5.7						
	T=600 °C	6.9	6.9	6.8	7.2	6.4	6.4	6.4	5.7	5.8	5.7						
	T=650 °C	7.0	7.0	6.9	7.3	6.4	6.4	6.4	5.7	5.8	5.8						
Powell & Holland (1988)	T=550 °C	7.7	7.7	7.6	8.0	7.2	7.2	7.2	6.5	6.6	6.6						
	T=600 °C	8.0	8.1	7.9	8.3	7.5	7.5	7.5	6.7	6.8	6.8						
	T=650 °C	8.4	8.4	8.2	8.6	7.8	7.7	7.8	7.0	7.1	7.1						

Tab. A-27: Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 4

Nr.	Größe [µm]	Phasen	Tf [°C]	T _{im} [°C]	T _m [°C]	T _h [°C]	Blasen- größe [µm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
1	12.0	2	-41		-1.6	148	3	sekundär	25	2.7
2	6.0	2	-39		-1.4	143	1	sekundär	17	2.4
3	15.0	2	-38		-1.3	152	2	sekundär	13	2.2
4	13.5	2	-42		-3.0	163	3	sekundär	22	4.9
5	21.0	2	-42		-2.9	161	3	sekundär	14	4.8
6	6.0	2	-38		-3.5	167	1	sekundär	17	5.7
7	21.0	2	-38		-3.4	168	1.5	sekundär	7	5.5
8	4.5	2	-38		-3.6	171	1	sekundär	22	5.8
9	9.0	2	-37		-3.2	184	1	sekundär	11	5.2
10	15.0	2	-35		-4.8	178	1.5	sekundär	10	7.6
11	7.5	2	-38		-3.2	189	1	sekundär	13	5.2
12	9.0	2	-40	-19	-3.7	172	1	sekundär	11	6.0
13	18.0	2	-38		-3.0	157	3	sekundär	17	4.9
14	12.0	2	-42		-2.8	161	1.5	sekundär	13	4.6
15	12.0	2	-37		-2.0	154	1	sekundär	8	3.4
16	13.5	2	-45	-17	-4.0	152	2	sekundär	15	6.4
17	9.0	2	-45	-18	-3.4		6	sekundär	67	5.5
18	9.0	2	-43	-19	-1.8	156	3	sekundär	33	3.1
19	6.0	2	-39	-18	-4.3	155	1	sekundär	17	6.9
20	9.0	2			-4.1	163	1	sekundär	11	6.6
21	9.0	2	-38	-16	-5.5	192	1.5	sekundär	17	8.5
22	7.5	2	-35		-1.8	154	1	sekundär	13	3.1
23	7.5	2	-35		-2.1	158	1	sekundär	13	3.5
24	9.0	2	-38		-4.7	159	1	sekundär	11	7.4
25	12.0	2	-38		-4.4	165	1.5	sekundär	13	7.0
26	15.0	2	-38		-4.6	164	1.5	sekundär	10	7.3
27	9.0	2	-41		-3.2	165	1	sekundär	11	5.2
28	15.0	2	-43	-14	-4.8	171	3	sekundär	20	7.6
29	10.5	2	-37		-4.9	172	1.5	sekundär	14	7.7
30	10.5	2	-38		-3.2	167	1	sekundär	10	5.2
31	15.0	2	-34		-0.5	139	2	sekundär	13	0.9
32	7.5	2	-37		-1.5	154	1.5	sekundär	20	2.6
33	7.5	2	-38		-1.5	157	1	sekundär	13	2.6
34	12.0	2	-40		-3.0	163	2	sekundär	17	4.9
35	10.5	2	-39		-1.3	156	2	sekundär	19	2.2
36	10.5	2	-42		-4.0	175	1.5	sekundär	14	6.4
37	7.5	2	-37		-3.7	170	1	sekundär	13	6.0
38	9.0	2	-37		-1.3	157	1.5	sekundär	17	2.2
39	10.5	2	-39		-3.8	171	3	sekundär	29	6.1
40	9.0	2	-39		-3.2	166	1	sekundär	11	5.2
41	9.0	2	-37		-3.4	162	1.5	sekundär	17	5.5
42	7.5	2	-36		-2.7	159	1	sekundär	13	4.5
43	12.0	2	-45	-6	-2.3	155	2	sekundär	17	3.9
44	15.0	2	-51	-13	-5.5	187	2	sekundär	13	8.5
45	10.5	2	-39		-3.4	160	1.5	sekundär	14	5.5
46	9.0	2	-38	-18	-7.9	231	1	sekundär	11	11.6
47	9.0	2	-36	-8	-1.9	169	1.5	sekundär	17	3.2
48	21.0	2	-37	-6	-3.5	156	3	sekundär	14	5.7
49	12.0	2	-42	-5	-2.6	151	1.5	sekundär	13	4.3
50	9.0	2	-39	-5	-2.0	162	1.5	sekundär	17	3.4

Tab. A-27 (Fts.): Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 63

Nr.	Größe [µm]	Phasen	Tf [°C]	Tim [°C]	Tko [°C]	Tm [°C]	Th [°C]	Blasen- größe [µm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
1	15.0	2	-72	-51	-28	-20.5	347	4	sekundär	27	23.0
2	15.0	1	-55	-27		-9.8			sekundär		13.8
3	9.0	1	-57	-26.5		-9.1			sekundär		13.0
4	13.5	1	-58	-27		-9.3			sekundär		13.2
5	19.5	2	-77	-47.5	-28	-16.5	355	4	sekundär	21	20.0
6	21.0	2	-75	-48		-20.6	368	6	sekundär	29	23.1
7	4.5	2	-73			-21.6	363	1.5	sekundär	33	23.8
8	6.0	1	-59	-25		-10.2			sekundär		14.2
9	6.0	1	-61	-27.5		-9.0			sekundär		12.9
10	6.0	2	-75	-36.5		-19.5		2	sekundär	33	22.3
11	6.0	2	-72			-21.6	377	2	sekundär	33	23.8
12	12.0	2	-77	-35		-22.2	374	4.5	sekundär	38	24.2
13	6.0	2	-61			-9.0	268	1.5	sekundär	25	12.9
14	9.0	1	-59	-27.5		-10.2			sekundär		14.2
15	9.0	2	-56			-8.7	279	2	sekundär	22	12.5
16	10.5	2	-69	-26		-22.5	378	4	sekundär	38	24.4
17	10.5	2	-66	-21		-12.8		4	sekundär	38	16.8
18	9.0	2	-73			-20.0		2	sekundär	22	22.7
19	10.5	1	-62	-49		-12.0			sekundär		16.0
20	18.0	1	-67	-48		-12.9			sekundär		16.9
21	7.5	2	-71	-30		-17.9	282	1	sekundär	13	21.1
22	6.0	2	-74			-21.0	391	2	sekundär	33	23.4
23	9.0	2	-69	-28		-22.6	332	2	sekundär	22	24.4
24	12.0	2	-43			-11.9		3	sekundär	25	15.9
25	10.5	2				-5.4	364	4	sekundär	38	8.4
26	18.0	2	-57	-26		-14.2	373	4.5	sekundär	25	18.1
27	9.0	1	-55	-28		-13.9			sekundär		17.8
28	12.0	1	-60	-32		-11.2			sekundär		15.2
29	13.5	2	-62	-35.5		-14.4	387	4.5	sekundär	33	18.3
30	12.0	1	-65	-36		-20.7			sekundär		23.2
31	13.5	1	-67	-38		-25.2			sekundär		26.1
32	12.0	2	-71	-28		-21.2		2	sekundär	17	23.5
33	9.0	2	-72	-30		-20.3	383	1	sekundär	11	22.9
34	6.0	1	-71	-29		-21.6	376	1.5	sekundär	25	23.8
35	6.0	1	-54	-37		-13.3			sekundär		17.3
36	12.0	1	-62	-38		-11.2			sekundär		15.2
37	13.5	1	-64	-36		-11.6			sekundär		15.6
38	9.0	1	-64	-37		-13.5			sekundär		17.5
39	6.0	1		-38		-14.7			sekundär		18.5
40	6.0	1	-54			-10.0			sekundär		14.0
41	9.0	1	-62			-12.2			sekundär		16.2
42	9.0	1	-60	-28		-9.8			sekundär		13.8
43	12.0	2		-6		-1.4	210	3	sekundär	25	2.4
44	7.5	1		-28		-20.7			sekundär		23.2
45	6.0	1	-61			-13.3			sekundär		17.3
46	18.0	1	-61			-12.6			sekundär		16.6
47	9.0	1	-55			-8.8			sekundär		12.6
48	4.5	2	-73	-29		-22.7	366	2	sekundär	44	24.5
49	7.5	2	-76	-28		-20.8	357	3	sekundär	40	23.2
50	6.0	1	-61			-9.5			sekundär		13.4

Tab. A-27 (Fts.): Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Glimmerschiefers PS 108

Nr.	Größe [µm]	Phasen	Tf [°C]	T _{im} [°C]	T _m [°C]	T _h [°C]	Blasen- größe [µm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
1	9.0	2		-3.5	-1.8	306	2	sekundär	22	3.1
2	9.0	2		-3.8	-1.6	334	3	sekundär	33	2.7
3	15.0	2		-5.0	-1.8	371	5	sekundär	33	3.1
4	6.0	2		-3.7	-1.9	274	1.5	sekundär	25	3.2
5	9.0	2		-3.6	-1.9	315	2	sekundär	22	3.2
6	9.0	2			-1.6	293	1.5	sekundär	17	2.7
7	6.0	2		-3.0	-1.5	317	2	sekundär	33	2.6
8	6.0	2		-3.1	-1.5	268	2	sekundär	33	2.6
9	9.0	2		-2.4	-1.6	347	3	sekundär	33	2.7
10	13.5	2		-3.5	-1.7	345	4	sekundär	30	2.9
11	4.0	2		-4.1	-1.6	284	1.5	sekundär	38	2.7
12	4.5	2		-3.8	-1.5	323	2	sekundär	44	2.6
13	6.0	2		-3.5	-1.4	332	2	sekundär	33	2.4
14	4.5	2		-4.5	-1.8	298	1.5	sekundär	33	3.1
15	6.0	2			-1.6	330	3	sekundär	50	2.7
16	6.0	2		-3.4	-1.8	346	2	sekundär	33	3.1
17	9.0	2		-4.0	-1.4	356	2	sekundär	22	2.4
18	4.5	2		-3.7	-1.7	298	1.5	sekundär	33	2.9
19	4.5	2		-3.8	-2.0	274	1.5	sekundär	33	3.4
20	4.0	2			-1.5	312	2	sekundär	50	2.6
21	9.0	2		-4.0	-1.5	292	1.5	sekundär	17	2.6
22	7.5	2			-1.5	349	2	sekundär	27	2.6
23	12.0	2	-35	-4.2	-1.5	282	1.5	sekundär	13	2.6
24	6.0	2		-4.3	-1.8	348	2	sekundär	33	3.1
25	9.0	2			-2.0	330	2	sekundär	22	3.4
26	4.5	2		-3.2	-1.9	283	1.5	sekundär	33	3.2
27	4.5	2			-1.2	279	1.5	sekundär	33	2.1
28	4.5	2		-4.1	-2.0	369	1.5	sekundär	33	3.4
29	3.0	2			-2.0	344	1	sekundär	33	3.4
30	3.0	2			-1.8	351	1.5	sekundär	50	3.1
31	7.5	2		-3.6	-1.6	313	1.5	sekundär	20	2.7
32	4.5	2			-1.9	357	2	sekundär	44	3.2
33	6.0	2			-1.8	327	1	sekundär	17	3.1
34	6.0	2			-1.7	334	1.5	sekundär	25	2.9
35	9.0	2	-40		-1.9	280	1.5	sekundär	17	3.2
36	10.5	2			-2.2	314	2	sekundär	19	3.7
37	12.0	2			-2.2	354	4	sekundär	33	3.7
38	9.0	2			-2.6	375	4.5	sekundär	50	4.3
39	7.5	2		-4.6	-2.5		3	sekundär	40	4.2
40	4.5	2		-3.6	-1.7	310	1.5	sekundär	33	2.9
41	4.5	2			-1.4	309	1	sekundär	22	2.4
42	9.0	2			-1.8	322	2	sekundär	22	3.1
43	10.5	2			-2.1	329	3	sekundär	29	3.5
44	12.0	2			-2.0	335	2	sekundär	17	3.4
45	7.5	2			-2.3	352	1.5	sekundär	20	3.9
46	4.0	2		-3.4	-1.5	318	1	sekundär	25	2.6
47	10.5	2			-3.1	360	2	sekundär	19	5.1
48	8.0	2		-3.2	-2.3	344	2	sekundär	25	3.9
49	12.0	2		-3.8	-1.9	345	5	sekundär	42	3.2
50	4.5	2			-1.5	366	1.5	sekundär	33	2.6
51	4.0	2			-1.8	356	1	sekundär	25	3.1

Tab. A-27 (Fts.): Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Augengneises PS 82

Nr.	Größe [μm]	Phasen	Tf [$^{\circ}\text{C}$]	T _{im} [$^{\circ}\text{C}$]	T _m [$^{\circ}\text{C}$]	T _h [$^{\circ}\text{C}$]	Blasen- größe [μm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
1	9.0	2	-38	-12.5	-2.2	176	1.5	sekundär	17	3.7
2	7.5	2	-39		-2.2	213	1.5	sekundär	20	3.7
3	10.5	2	-38		-2.0	221	2	sekundär	19	3.4
4	4.5	2	-38	-6.5	-2.0	180	1.5	sekundär	33	3.4
5	6.0	2	-36		-2.2	206	1	sekundär	17	3.7
6	10.5	2	-38		-2.3	237	2	sekundär	19	3.9
7	6.0	2			-2.1	248	1	sekundär	17	3.5
8	15.0	2	-37		-2.3	256	2	sekundär	13	3.9
9	9.0	2	-39		-2.2	217	1.5	sekundär	17	3.7
10	15.0	2	-37		-1.0	193	2	sekundär	13	1.7
11	21.0	2	-40		-2.6	263	6.0	sekundär	29	4.3
12	6.0	2	-38		-1.9	260	2	sekundär	33	3.2
13	4.0	2			-2.0	242	1	sekundär	25	3.4
14	7.5	2			-1.7	239	1	sekundär	13	2.9
15	4.5	2	-37		-2.2	228	1	sekundär	22	3.7
16	7.5	2			-1.8	223	2	sekundär	27	3.1
17	7.0	2	-36		-1.0	161	1.5	sekundär	21	1.7
18	4.5	2	-40		-3.5	234	1.5	sekundär	33	5.7
19	5.0	2			-2.3	245	1	sekundär	20	3.9
20	7.5	2	-38		-4.2	167	2	sekundär	27	6.7
21	8.0	2	-41		-3.8	185	1.5	sekundär	19	6.1
22	7.5	2			-1.4	222	1.5	sekundär	20	2.4
23	6.0	2	-39		-1.6	230	1	sekundär	17	2.7
24	7.5	2			-2.1	241	1.5	sekundär	20	3.5
25	6.0	2	-39		-2.2	201	1.5	sekundär	25	3.7
26	5.0	2	-38		-1.9	225	1.5	sekundär	30	3.2

Tab. A-27 (Fts.): Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Augengneises PS 102

Nr.	Größe [µm]	Phasen	T _f [°C]	T _{im} [°C]	T _m [°C]	T _h [°C]	Blasen- größe [µm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
1	18.0	2	-39	-7	-1.4		4	sekundär	22	2.4
2	21.0	1	-41		-2.8			sekundär		4.6
3	15.0	1	-41		-2.2			sekundär		3.7
4	13.5	2	-38		-1.5	184	2	sekundär	15	2.6
5	9.0	2	-40		-1.3	165	1.5	sekundär	17	2.2
6	6.0	2	-38		-1.5	171	1	sekundär	17	2.6
7	12.0	2	-39		-1.3	162	1.5	sekundär	13	2.2
8	15.0	2	-39		-1.6	193	2	sekundär	13	2.7
9	12.0	2	-39		-1.5		1.5	sekundär	13	2.6
10	9.0	2	-40		-1.3	192	1.5	sekundär	17	2.2
11	9.0	2	-41		-1.4		2	sekundär	22	2.4
12	6.0	2	-40		-1.5	214	1.5	sekundär	25	2.6
13	10.5	2	-40		-1.5	228	2	sekundär	19	2.6
14	12.0	2	-40		-1.8	156	2	sekundär	17	3.1
15	7.5	2	-41		-1.6	172	1.5	sekundär	20	2.7
16	10.5	2	-41		-1.6	165	1.5	sekundär	14	2.7
17	9.0	2	-39		-1.5	205	1.5	sekundär	17	2.6
18	6.0	2	-42		-1.5	165	1	sekundär	17	2.6
19	6.0	2	-40		-1.7	172	1	sekundär	17	2.9
20	12.0	2	-40		-2.1	189	2	sekundär	17	3.5
21	6.0	2	-40		-1.9	142	1	sekundär	17	3.2
22	7.5	2	-40		-1.8	209	1	sekundär	13	3.1
23	15.0	2	-39		-1.7	162	1	sekundär	7	2.9
24	6.0	2	-41	-6	-1.4	145	1	sekundär	17	2.4
25	12.0	2	-40		-1.8		1.5	sekundär	13	3.1
26	7.5	2	-40	-7	-1.8	188	1.5	sekundär	20	3.1
27	16.5	2	-40		-1.4	163	2	sekundär	12	2.4
28	18.0	2	-41		-2.2	163	4.5	sekundär	25	3.7
29	12.0	2	-39		-1.7		2	sekundär	17	2.9
30	4.5	2	-40		-1.3	154	1	sekundär	22	2.2
31	6.0	2	-38		-1.0	154	1	sekundär	17	1.7
32	7.5	2	-36		-1.2	203	2	sekundär	27	2.1
33	12.0	2	-42		-1.2	169	2	sekundär	17	2.1
34	10.5	2	-41		-1.5	184	1.5	sekundär	14	2.6
35	12.0	2	-40		-1.1	159	2	sekundär	17	1.9
36	18.0	2	-39		-1.7		1	sekundär	6	2.9
37	15.0	2	-39		-1.0	168	2	sekundär	13	1.7
38	9.0	2	-41		-1.0	210	1.5	sekundär	17	1.7
39	6.0	2	-40		-1.1	213	1	sekundär	17	1.9
40	4.5	2	-41		-1.2		1	sekundär	22	2.1
41	12.0	2	-40		-1.5	144	1.5	sekundär	13	2.6
42	6.0	2	-43		-1.5	137	1	sekundär	17	2.6
43	6.0	2	-42		-1.3	147	1	sekundär	17	2.2
44	9.0	2	-41		-1.3	157	1.5	sekundär	17	2.2
45	4.5	2	-42		-1.3	154	1	sekundär	22	2.2
46	12.0	2	-40		-1.1	148	1.5	sekundär	13	1.9
47	7.5	2	-44		-1.5	148	1	sekundär	13	2.6
48	15.0	2	-39		-1.2	152	2	sekundär	13	2.1
49	4.5	2	-40		-1.4	257	1	sekundär	22	2.4
50	16.5	1	-37		-0.7			sekundär		1.2

Tab. A-27 (Fts.): Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Augengneises PS 102

Nr.	Größe [μm]	Phasen	T _f [°C]	T _{im} [°C]	T _m [°C]	T _h [°C]	Blasen- größe [μm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
51	7.5	2	-43		-1.5		2	sekundär	27	2.6
52	7.5	1		-8	-1.8			sekundär		3.1
53	4.5	2	-39	-4	-1.4	152	1.5	sekundär	33	2.4
54	7.5	2	-40		-1.5	189	1.5	sekundär	20	2.6
55	3.0	2	-42		-1.2	152	0.5	sekundär	17	2.1
56	10.5	2	-42		-1.5	214	2	sekundär	19	2.6
57	13.5	2	-41		-1.4	212	2	sekundär	15	2.4
58	15.0	2	-42		-1.3	168	2	sekundär	13	2.2
59	9.0	2	-37		-1.3		2	sekundär	22	2.2
60	7.5	2	-39		-1.3	237	1.5	sekundär	20	2.2
61	9.0	2	-41		-1.7	246	2	sekundär	22	2.9
62	12.0	2	-38		-1.5	197	2	sekundär	17	2.6
63	10.5	2	-39		-1.2	252	2	sekundär	19	2.1
64	13.5	2	-41		-1.6	168	2	sekundär	15	2.7

Tab. A-27 (Fts.): Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte und daraus berechnete Salinitäten der H₂O-Einschlüsse des Augengneises PS 136

Nr.	Größe [µm]	Phasen	Tf [°C]	T _{im} [°C]	T _m [°C]	T _h [°C]	Blasen- größe [µm]	Genese	Gasblase in Vol.-%	Salinität NaCl-äqui.
1	9.0	2	-53		-25.6	377	4.5	sekundär	50	26.4
2	9.0	2	-57		-26.3	346	2	sekundär	22	26.8
3	7.5	2			-23.4	362	2	sekundär	27	25.0
4	12.0	2			-25.9	371	4	sekundär	33	26.6
5	12.0	2	-52		-25.5	374	4.5	sekundär	38	26.3
6	10.5	2			-25.9	381	3	sekundär	29	26.6
7	12.0	2			-25.4	372	5	sekundär	42	26.3
8	9.0	2	-53		-26.8	368	2	sekundär	22	27.1
9	6.0	2	-50		-25.6	361	2	sekundär	33	26.4
10	9.0	2			-24.4	365	3	sekundär	33	25.6
11	7.5	2			-26.3	369	2	sekundär	27	26.8
12	9.0	2	-54		-26.4	374	5	sekundär	56	26.9
13	9.0	2	-53		-23.9	383	3	sekundär	33	25.3
14	10.5	2	-53		-25.2	370	3	sekundär	29	26.1
15	9.0	2			-29.4	364	2	sekundär	22	28.8
16	6.0	2			-26.9	360	2	sekundär	33	27.2
17	9.0	2			-25.7	360	3	sekundär	33	26.4
18	9.0	2			-26.9	370	2	sekundär	22	27.2
19	9.0	2	-51		-23.7	365	3	sekundär	33	25.2
20	9.0	2	-49		-28.3	379	6	sekundär	67	28.1
21	9.0	2	-48		-27.2	360	2	sekundär	22	27.4
22	7.5	2			-29.8	361	3	sekundär	40	29.1
23	7.5	2	-50		-28.5	370	3	sekundär	40	28.2
24	12.0	2			-26.8	371	4.5	sekundär	38	27.1
25	7.5	2			-27.3	369	2	sekundär	27	27.5
26	7.5	2			-25.6	348	2	sekundär	27	26.4
27	10.5	2			-25.4	371	4.5	sekundär	43	26.3
28	12.0	2			-26.9	344	4	sekundär	33	27.2
29	10.5	2			-27.5		4	sekundär	38	27.6
30	6.0	2			-26.0	357	2	sekundär	33	26.6
31	15.0	2	-49		-25.4		4.5	sekundär	30	26.3
32	6.0	2	-50		-26.0	354	2	sekundär	33	26.6
33	7.5	2			-26.2	346	3	sekundär	40	26.8
34	12.0	2			-26.9	364	4	sekundär	33	27.2
35	10.5	2	-40		-1.3	153	1.5	sekundär	14	2.2
36	15.0	2			-25.9	364	5	sekundär	33	26.6
37	9.0	2			-25.7	363	3	sekundär	33	26.4
38	15.0	2	-42		-4.4	181	2	sekundär	13	7.0
39	6.0	2			-24.0	363	2	sekundär	33	25.4
40	6.0	2			-26.8	366	2	sekundär	33	27.1
41	7.5	2			-26.7		2	sekundär	27	27.1
42	15.0	2			-25.2	370	5	sekundär	33	26.1
43	7.5	2			-23.5	366	3	sekundär	40	25.0
44	9.0	2			-26.2	347	3	sekundär	33	26.8

Tab. A-28: Mikrothermometrisch ermittelte Meßwerte der CO₂-Einschlüsse
des Augengneises PS 136

Nr.	Größe [µm]	Phasen	Tf [°C]	T _{im} [°C]	T _m [°C]	T _h [°C]	Genese
1	9.0	1	-98	-61	-58.4	9.5	sekundär
2	10.5	1	-100	-61	-58.7	8.2	sekundär
3	9.0	1	-99	-62	-58.8	6.4	sekundär
4	12.0	1	-99	-60	-58.6	6.9	sekundär
5	9.0	1	-98	-61	-58.1	6.8	sekundär
6	10.5	1	-98	-61	-58.6	5.5	sekundär
7	10.5	1	-99	-61	-58.6	7.2	sekundär
8	9.0	1	-99	-61	-58.5	7.0	sekundär
9	9.0	1	-99	-61	-58.7	7.2	sekundär
10	6.0	1	-100	-61	-58.7	3.5	sekundär
11	7.5	1	-103	-61	-59.0	8.1	sekundär
12	7.5	1	-102	-62	-58.9	7.6	sekundär
13	7.5	1	-102	-61	-59.1	6.9	sekundär
14	6.0	1	-99	-61	-58.9	7.5	sekundär
15	7.5	1	-100	-61	-59.0	7.0	sekundär
16	3.0	1	-99	-62	-58.5	7.4	sekundär
17	6.0	1	-100	-61	-59.1	7.3	sekundär
18	6.0	1	-100	-61	-59.1	4.3	sekundär
19	6.0	1	-102	-61	-59.2	4.6	sekundär
20	6.0	1	-101	-61	-59.1	3.3	sekundär
21	12.0	1	-98	-61	-59.1	5.1	sekundär
22	4.5	1	-102	-61	-59.1	6.8	sekundär

Danksagung

Für die Anregung und die Betreuung bei der Durchführung der vorliegenden Arbeit und die finanzielle Unterstützung im Rahmen seines DFG-Projekts (Ol 25/4-1) danke ich Herrn Prof. Dr. M. Olesch recht herzlich. Herrn Prof. Dr. J. Kuss sei für die Übernahme des Korreferats gedankt.

Dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven) bin ich für die Vorbereitung und Durchführung der Antarktisexpedition ANT VIII/5 im Südsommer 1989/90, sowie der logistische Unterstützung zu Dank verpflichtet. Für die Kooperation und tatkräftige Hilfe im Gelände sei Herrn Dr. J. Jacobs, Herrn Dr. S. Kreutzer, Herrn Dr. G. Patzelt, Herrn Dr. U. Schnellbach, Herrn Prof. Dr. G. Spaeth und Herrn Dr. G. Zarske gedankt.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. R. Klemd für zahlreiche wichtige Anregungen und seine ständige Diskussionsbereitschaft.

Herr Dr. U. Schübler (Universität Würzburg) war bei der Mikrosondenanalytik behilflich.

Die Präparation der Dick- und Dünnschliffe verdanke ich Frau A. Thürridl, Frau P. Witte und Herrn M. Josuweit. Frau B. Schröder hat mir bei einer Reihe von Problemen weitergeholfen.

Danken möchte ich auch Herrn Dipl.-Min. G. Fenn, Herrn Dipl.-Min. M. Meier-Salimi und Herrn Dipl.-Min. M. Zöller für ihre stete Hilfsbereitschaft.

**Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“
sind bisher erschienen:**

Verkaufspreis/DM

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“ 11,50
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“ 10,—
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-
schiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern 19,50
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“ 12,50
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim 13,—
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“ 10,—
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“ 15,—
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982 23,—
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“ 16,—
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“ 14,—
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschnepnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“ 40,—
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack 75,—
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – 22,50
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein 8,—
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“ 19,—
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“ 29,—
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“, 25,—
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“, 41,—
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“ 42,—
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski 19,—
- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski 25,—
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall 28,—