

Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)

Structural evolution and petrogenesis of the metamorphic basement complex of the northern Heimefrontfjella (western Dronning Maud Land/Antarctica)

Wilfried Bauer

**Ber. Polarforsch. 171 (1995)
ISSN 0176 - 5027**

Wilfried Bauer

Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik
der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen
Lochnerstraße 4-20
D-52056 Aachen

- *Dissertation* -
D 82 (*Diss. RWTH Aachen*)

Inhalt

	Seite
Vorwort	3
Zusammenfassung	5
Summary	7
1. Einleitung	9
1.1 Lage des Arbeitsgebietes	9
1.2 Überblick zur Geologie Westneuschwabenlands	9
1.3 Geologische Erforschungsgeschichte der Heimefrontfjella	12
1.4 Die Geologie der Heimefrontfjella	13
1.5 Problemstellung und Zielsetzung	16
2. Die Spezialkartierung der nördlichen Heimefrontfjella	18
2.1 Das zentrale Massiv der Milorgfjella - Schivestolen und Vikenegga	26
2.2 Die nördliche Milorgfjella - Waglenabben, Laudalkammen und Lütkenrupen	30
2.3 Die östlichen Nunataks - Arntzenrustene	34
2.4 Die südwestlichen Nunataks - Steenstruphorten bis Haneborg-Hansenveggen	34
2.5 Die südliche XU-Fjella	37
3. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Gesteine von Milorgfjella	44
3.1 Gesteine des präkambrischen Sverdrupfjella-Komplexes und ihre Mikrogefüge	44
3.1.1 Metamorphe vulkanosedimentäre Serie	44
3.1.1.1 Metasedimente	44
3.1.1.2 Saure und intermediäre Metavulkanite	49
3.1.1.3 Basische Metavulkanite	51
3.1.2 Augengneise	53
3.1.3 Migmatite	58
3.2 Magmatite der Laudalkammen-Suite	59
3.3 Prämesozoische metamorphe basische Dykes und Sills	63
3.4 Gesteine der permischen Amelang-Plateau-Formation	67
3.5 Dolerite der jurassischen Kirvanveggen-Formation	68
3.6 Zirkontypologie	69
3.6.1 Grundlagen und Methodik	69
3.6.2 Zirkone der vulkanosedimentären Serie	71
3.6.3 Zirkone der Metaplutonite und schwach vergneisten Granitoide	73
3.6.4 Schlußfolgerungen aus den Zirkonuntersuchungen	80
3.7 Geochemie	82
3.7.1 Geochemie der sauren Metamorphite	83
3.7.2 Geochemie der basischen Metamorphite	90
3.8 Geochronometrie	101

4. Metamorphosebedingungen - Mineralparagenesen, Mineralchemie und Geothermobarometrie	104
4.1 Fazieskritische Mineralparagenesen	104
4.2 Mineralchemie	107
4.2.1 Methodik	107
4.2.2 Granat	108
4.2.3 Biotit	114
4.2.4 Muskovit	117
4.2.5 Plagioklas	118
4.3 Geothermometrie	118
4.4 Geobarometrie	123
5. Struktureller Bau der nördlichen Heimefrontfjella	129
5.1 Falten tektonik	129
5.1.1 Gebiete mit flach abtauchenden Faltenachsen	129
5.1.2 Gebiete mit Schlingentektonik	132
5.2 Scherzonen	135
5.2.1 Verbreitung und Raumlage von Scherzonen	135
5.2.2 Scherzonengesteine und ihre Mikrogefüge	138
5.2.3 Quarz-Teilgefüge von Scherzonengesteinen und ihren Nebengesteinen	145
5.2.3.1 Grundlagen und Methodik	145
5.2.3.2 Ergebnisse vollständiger Quarztexturanalysen	149
5.2.3.3 Schlußfolgerungen aus den Quarztexturanalysen	165
6. Zur Entwicklung der Heimefrontfjella und ihrer geotektonischen Stellung innerhalb Gondwanas	168
7. Literaturverzeichnis	177
Anhang	187
Tab. A.-1 Proben tabelle	187
Abb. A.-1 Aufschlußkarte	192
Tab. A.-2 bis A.-4 Modalanalysen	193
Tab. A.-5 bis A.-7 Geochemische Daten	195
Tab. A.-8 bis A.-31 Mineralchemische Daten	200
Tab. A.-32 Abkürzungsverzeichnis und Darstellungskonventionen	222

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1991-1994 am Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik der RWTH Aachen auf Anregung von Prof. Dr.-Ing. G. Spaeth. Für die Betreuung im Gelände, die ständige Diskussionsbereitschaft sowie seine Bemühungen um das Zustandekommen der Heimefrontfjella-Expedition 1994 bin ich ihm zu herzlichem Dank verpflichtet. Weiterhin danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die dieses Forschungsvorhaben "Geodynamik am pazifischen Rand Gondwanas - Gesteinsbestand und strukturelle Entwicklung der Heimefrontfjella/Antarktika" (Sp 235/8) finanziell förderte. Für die Übernahme des Korreferats bedanke ich mich bei Prof. Dr.-Ing. H. Förster und Prof. Dr.-Ing. H. Siemes.

Das für die Untersuchungen verwendete Gesteinsmaterial wurde überwiegend während der 2. Neuschwabenland-Expedition 1985/86 von Prof. Dr.-Ing. G. Spaeth und Dr. W. Fielitz gesammelt. Weiteres Probenmaterial stellten freundlicherweise Prof. Dr. K. Weber und Dr. J. Jacobs (IGDL der Univ. Göttingen) zur Verfügung. Außerdem wurde während der deutschen Heimefrontfjella-Expedition im Südsommer 1993/94 ergänzendes Probenmaterial vom Bearbeiter selbst gesammelt. Belegstücke der Proben und die Originaldaten dieser Arbeit können beim Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie - Endogene Dynamik der RWTH Aachen eingesehen werden.

Die in dieser Arbeit veröffentlichten geologischen Kartenskizzen basieren auf den Kartierergebnissen der deutschen Heimefrontfjella-Expedition 1993/94. Den wissenschaftlichen Erfolg verdankte die Expedition in die Heimefrontfjella vor allem der ausgezeichneten logistischen Vorbereitungen des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung. Während dieser Expedition wurden Tottanfjella-Süd, Milorgfjella und die südliche XU-Fjella gemeinsam von den Geologen G. Spaeth, W. Bauer (RWTH Aachen), K. Weber, S. Siegesmund, J. Jacobs (IGDL Göttingen) und R.J. Thomas (Geological Survey Pietermaritzburg/SA) kartiert. Die Leitung der Expedition übernahm dankenswerterweise Prof. Dr. G. Patzelt (Uni Innsbruck); technisch unterstützte uns H. Wohltmann (AWI Bremerhaven). Für die kameradschaftliche Zusammenarbeit möchte ich an dieser Stelle den Expeditionsteilnehmern herzlich danken.

Die Röntgenfluoreszenz-, Röntgentextur- und Mikrosondenanalysen wurden am Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen durchgeführt. Hierfür danke ich Prof. Dr. G. Friedrich, Dr. W. Plüger, Frau Dr. A. Wiechowski und ihren Mitarbeitern. Außerdem bin ich Prof. H. Siemes und Dipl.-Min. E. Niederschlag für die Hilfestellungen bei den Röntgentexturanalysen dankbar. Dr. B. Fitzner vom Geologischen Institut der RWTH Aachen sei für die großzügige Zuteilung von Arbeitszeit am REM und der EDX-Anlage gedankt. Dr. W.P. Loske danke ich dafür, daß er die Zirkondatierungen so kurzfristig realisieren konnte.

Bei den Laborarbeiten halfen mir die Herren W. Kraus, I. Michelis und M. Roth. Die Photoarbeiten übernahmen Frau E. Barth und Frau C. Krauthausen. Dipl.-Geol. A. Bücksteeg hat durch seine zirkontypologischen Untersuchungen zum Gelingen dieser

Arbeit beigetragen. Den Genannten sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Bei der Durchführung der mit einem solchen Projekt verbundenen hochschulbürokratischen Alltagsarbeit stand mir Frau W. Sye dankenswerterweise zur Seite.

Auch allen nicht namentlich genannten Mitarbeitern des Geologischen Institutes der RWTH Aachen und besonders den Doktoranden und Doktorandinnen, die mich durch Ratschläge, Korrekturlesen von Manuskriptteilen und praktische Hilfestellungen unterstützt haben, sei an dieser Stelle gedankt.

Die geographischen Namen wurden der Antarktis-Karte 1:250.000 des Norsk Polarinstitut (Oslo, 1988, Blätter D8 und D9) sowie der Satellitenbildkarte 1:250.000 des IfAG (Frankfurt/M., 1988, Blätter SS 28-30/9, SS 28-30/10 und SS 28-30/14) entnommen.

Für das nördlichste Teilgebiet der Heimefrontfjella, wird in dieser Arbeit die norwegische Bezeichnung 'Milorgfjella' verwendet, obwohl für den deutschen Schriftgebrauch der Name 'Kottasberge' seitens des Auswärtigen Amtes verbindlich bestätigt wurde (BRUNK 1986). Damit sollen Verwechslungen vermieden werden, da der Name 'Kottasberge' bis vor wenigen Jahren in der deutschen Literatur als Synonym für die gesamte Heimefrontfjella verwendet wurde.

Zusammenfassung

Im Rahmen dieses Forschungsprojektes wurden Gesteinsproben und tektonische Felddaten der Heimefrontfjella-Expeditionen 1985/86, 1987/88 und 1993/94 mit dem Ziel analysiert, detaillierte Informationen zur Petrogenese und Strukturentwicklung für ein Teilgebiet am atlantischen Nordende des pazifischen Randes von Ostantarktika zu erhalten.

Die nördliche Heimefrontfjella, die Teilgebirge Milorgfjella und XU-Fjella umfassend, wird von amphibolitfaziellen sauren, basischen und intermediären Metavulkaniten, Metasedimenten sowie plattenförmigen Metaplutoniten aufgebaut, die vor allem während der kibarischen Orogenese vor 1.100 Ma tektonothermal geprägt wurden. In diesen Komplex sind in einer spätkibarischen Phase lokal Granite, Diorite und ihre Ganggefölschaft intrudiert. Während der panafrikanischen Orogenese wurde das kristalline Basement nur schwach tektonothermal unter grünschieferfaziellen Bedingungen überprägt.

Zur Charakterisierung der Edukte der amphibolitfaziellen Metamorphite wurden geochemische und petrographisch-mineralogische Untersuchungen durchgeführt. Sowohl die Metaplutonite als auch die sauren Metavulkanite enthalten eine Spurenelement-Verteilung, die für subduktionsbezogenen Magmatismus kennzeichnend ist. Zirkontypologische Untersuchungen weisen ebenfalls auf einen I-Typ-Magmatismus mit Beimischungen von Krustenmaterial hin. Die mit Metasedimenten vergesellschafteten Amphibolite sind aufgrund ihrer Spurenelement-Konzentrationen als Ozeanbodenbasalte anzusprechen. Aus dem Nebeneinander von einerseits voluminösen sauren Metaplutoniten und bimodalen Metavulkaniten und andererseits Sedimenten mit eingeschalteten tholeiitischen Basalten ozeanischer Herkunft wird für den Zeitraum vor der kibarischen Orogenese das Modell eines aktiven Kontinentalrandes oder Inselbogens mit kontinentaler Kruste und einem ozeanwärtigen Akkretionskeil aus Sedimenten und Ozeanbodenbasalten vorgeschlagen.

Mineralchemische Analysen an Biotiten, Muskoviten, Plagioklasen und Granatsäumen ergaben nach verschiedenen Granat-Biotit- und Biotit-Muskovit-Geothermometern Metamorphose-Temperaturen von $540^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}$. Die Anwendung des Geobarometers von GHENT & STOUT (1981) ergab Drucke von $4 \text{ kbar} \pm 1 \text{ kbar}$. Damit werden die Druck/Temperaturbedingungen am Ende der kibarischen Orogenese eingegrenzt. Die beginnende Metatexis in Paragneisen und sauren Metavulkaniten sowie die Anwesenheit von Sillimanit in Metapeliten deuten auf ein Metamorphosemaximum im Bereich der Granitsolidus-Kurve hin. Aus der Tracht idiomorpher Zirkonhüllen um detritische Zirkone lassen sich nach der Methode von PUPIN (1980) Temperaturen zwischen 660°C und 720°C für das Metamorphosemaximum ableiten. Aus der Datierung von Zirkonen spätkibarischer, schwach vergneister Intrusiva läßt sich das Ende der kibarischen Orogenese in der nördlich Heimefrontfjella auf ca. 1050 Ma bestimmen.

In der nördlichen Heimefrontfjella ist eine Hauptfoliation S1 parallel zum stofflichen Lagerbau entwickelt. Eine Faltengeneration mit engen Falten (B2) verfaltete S1 NE-

vergent. Parallel zur Faltenachsenfläche von B2 entstand eine zweite, weitständige Foliation S2, die durch jüngere, NW-vergente B3-Falten überfaltet ist. In den südwestlichen Nunataks dieses Gebietes hat die B3-Faltung zu einer steilachsigen Tektonik geführt. An die Stelle von Falten treten in der zentralen und nördlichen Milorgfjella weitgehend mylonitische Scherzonen. Flach SW-fallende mylonitische Störungszonen ersetzen dort vielfach die engen, NE-vergenten Falten. Den offeneren, NW-vergenten Falten entsprechen SE-fallende mylonitische Störungszonen in den Metaplutoniten.

Die nördliche Heimefrontfjella ist als vorwiegend kibarisch deformiertes Orogen zu charakterisieren. In neueren Gondwana-Rekonstruktionen (z.B. GROENEWALD et al. 1991) schließen die Heimefrontfjella und benachbarte kibarische Gebirge im westlichen Dronning Maud Land die Lücke zwischen dem Namaqua-Natal-Belt und dem kibarischen Mozambique-Belt. Besonders die kibarischen Terranes in Natal weisen viele Übereinstimmungen mit Teilgebieten der Heimefrontfjella auf. Hinweise auf eine Verbindung zum laurentischen Grenville-Belt, Sedimentgesteine eines jungproterozoischen "Mozambique-Ozeans" und subduktionsbezogene panafrikanische Magmatite, die einen Nachweis der SWEAT-Hypothese (z. B. MOORES 1991, DALZIEL 1991) bilden würden, fehlen in der Heimefrontfjella.

Das spätere panafrikanische Ereignis hat zu einer Diaphthorese vor allem im Bereich mylonitischer bis kataklastischer, SE-fallender Störungsbahnen geführt. Die grünschieferfaziellen Bedingungen während der Bildung von D3-Strukturen deuten auf deren panafrikanisches Alter hin. Die panafrikanische tektonothermale Überprägung könnte durch die Position der Heimefrontfjella in der Außenzone eines 500 Ma alten Kollisionsorogens begründet sein, das eine Verbindung zwischen dem zentralen Dronning Maud Land und dem Ross-Orogen herstellt.

Summary

This thesis is based upon the analyses of rock samples and structural data which were collected during the Heimefrontfjella expeditions 1985/86, 1987/88 and 1993/94 in the northernmost parts of these mountains (Milorgfjella and XU-Fjella). The aim of this work is to obtain detailed informations of the petrogenetic and structural development in this Kibaran age orogen.

The northern Heimefrontfjella comprises a complex of amphibolite-facies metavolcanics, metasediments and numerous tabular metaplutonic rocks. Prior to the end of the Kibaran orogeny the metamorphic complex was locally intruded by granites, diorites and accompanying dykes. These intrusive rocks became weakly deformed during the latest stage of the Kibaran orogeny. According to zircon dating of a late Kibaran granite the orogeny ended c. 1,050 Ma ago. During the Panafrican event the metamorphic basement was tectonothermally overprinted and underwent greenschist-facies conditions.

Protoliths of the amphibolite-facies metamorphic rocks were identified by geochemical and petrographical analyses. The trace element distribution of acidic calcalkaline metavolcanic and metaplutonic rocks gives evidence for their formation in a magmatic arc along an active continental margin. This interpretation is supported by results of zircon typologic studies. Zircons of these rocks show typical habits of I-type magmatites. The distribution of trace elements in amphibolites which are intercalated in metasedimentary sequences however suggests that these basic rocks were formerly ocean-floor basalts. The basalts and sedimentary rocks were probably stacked in an accretionary wedge in front of the magmatic arc.

The presence of migmatites in acidic metavolcanic and metasedimentary sequences indicates metamorphic peak conditions above the granite solidus boundary during an early phase of the Kibaran event, and the occurrence of sillimanite in a metapelite from SW-Milorgfjella points to a temperature dominated metamorphism. Detrital zircons from metatectic gneisses were seen to possess newly crystallized rims. The habit of the euhedral rims suggests, after the method of PUPIN (1980), peak temperatures of metamorphism of 660° to 720°C. Mineral chemistry data of biotites, muscovites, plagioclases, and garnets applied to different geothermometers and geobarometers allowed the determination of temperature and pressure conditions during the final stage of the Kibaran metamorphic phase. The results indicate temperatures around 540°C ±50°C and a pressure of 4 kbar ±1 kbar.

The main foliation S1 of metamorphic rocks is parallel to the lithologic layering. Early structures in the northern Heimefrontfjella are NW trending axes (B2). The B2 folds show a NE vergence and are tight. The axes of younger B3 folds trend NE and show a NW vergence. In some areas of Milorgfjella B3 led to a pronounced 'Schlingen' tectonic. In central parts of Milorgfjella B3 folds were replaced by flat SE dipping, mylonitic shear zones. The latest shear zones are cataclastic and mark the change of ductile to

brittle deformation. The D3 structures were formed under greenschist conditions during the Panafrican event.

The northern Heimefrontfjella is characterized as a mainly Kibaran-deformed orogen. In the Gondwana reconstruction after GROENEWALD et al. (1991) the girdle of Kibaran age orogens in western Dronning Maud Land closes the gap between the Namaqua-Natal belt and the Mozambique belt in southern Africa. Some regions of the Heimefrontfjellas shows similarities to the terranes of southern Natal. Indications of a former connection between the Grenville belt of Laurentia and the Heimefrontfjella, sedimentary rocks of a Neoproterozoic "Mozambique Ozean", and subduction-related magmatites to prove the SWEAT hypothesis (e. g. MOORES 1991, DALZIEL 1991) were not found in the Heimefrontfjella.

The Panafrican event led to tectonothermal overprinting under greenschist conditions, especially in the vicinity of mylonitic shear zones. Panafrican tectonothermal overprinting probably indicates the marginal position of the Heimefrontfjella in a collision orogen which may have connected the central Dronning Maud Land and the Ross orogen.

1. Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Die Heimefrontfjella liegt in Westneuschwabenland (westliches Dronning Maud Land) im atlantischen Sektor der Antarktis, etwa 450 km SSW' der deutschen Neumayer-Station (Abb. 1.-1). Sie bildet ein sich über 150 km in NE-SW-Richtung erstreckendes Escarpment. Das Arbeitsgebiet Milorgfjella, in deutschen Antarktiskarten auch als Kottasberge bezeichnet, ist das nördlichste Teilgebiet der Heimefrontfjella (Abb. 1.-2). Drei weitere stark gegliederte und durch Gletscher voneinander getrennte Blöcke, XU-Fjella, Sivorgfjella und Tottanfjella, schließen sich in südlicher bzw. südwestlicher Richtung an. Das antarktische Hochplateau (Ammundsenisen) liegt im SE etwa 2200 m hoch, und die zwischen den Gebirgstteilen nach Westen abfließenden Gletscher fallen auf ca. 1350 m zum Ritscherhochland ab.

Milorgfjella läßt sich in das Hauptmassiv mit dem Gipfelplateau des Schivestolen, die beiden großen, nach NW offenen Kare Burásbotnen und Leabotnen und den N-S bis NW-SE verlaufenden Laudalkammen gliedern (Abb. 2.-1). Nach Osten schließen sich die Nunataks von Arntzenrustene an. Der Südteil Milorgfjellas besteht aus einer Nunatak-Kette, die vom Schivestolen zunächst nach Süden verläuft. Am Südeinde des Haneborg-Hansenveggen biegt diese Kette nach W um. Der mittlere Abschnitt wird von den Nunataks um den 'Trapezberg' gebildet. Die westlichen Ausläufer werden von dem 1900 m hohen Steenstruphorten überragt. Außerdem gehört der isolierte Nunatak Møyenknatten, ca. 15 km westlich des Hauptmassivs, zur Milorgfjella. Die höchste Erhebung bildet der Gipfel des Schivestolen mit 2159 m. Der Haugebreen-Gletscher trennt Milorgfjella von der südlich gelegenen XU-Fjella (Abb. 1.-2). XU-Fjella wird von dem 2541 m hohen Bjørnnutane überragt, der jedoch nicht mehr am Escarpment liegt, sondern aus dem Ammundsenisen ragt; dagegen liegen die Nunataks zwischen dem Storsveenfjellet und Hauglandkleppen am Steilabfall zum Aubertisen.

1.2 Überblick zur Geologie Westneuschwabenlands

Antarktika läßt sich geologisch in den größeren, präkambrisch konsolidierten Ostantarktischen Schild und die durch jüngere Faltengebirge und Mikroplatten gekennzeichnete kleinere Westantarktis gliedern. Innerhalb der eisfreien Areale der Ostantarktis lassen sich mindestens zwei Orogenesen sicher nachweisen: die ältere, kibarische Orogenese (bzw. Nimrod-Orogenese) um 1100 Ma und die jüngere, panafrikanische bzw. Ross-Orogenese, deren Auswirkungen in der Heimefrontfjella von JACOBS (1991) auf ca. 500 Ma datiert wurden. Seit dieser Zeit ist der Ostantarktische Schild nicht mehr durch kompressive tektonische Prozesse beansprucht worden.

Das westliche Neuschwabenland bildet den Nordwestrand des Ostantarktischen Schildes. Die ältesten bekannten Gesteine sind die auf 2900-3100 Ma datierten Biotit-Granitoide von Annandagstoppane (HALPERN 1970). Vergleichbare Alter neben anderen lieferte auch der Kaapvaal-Kraton im südlichen Afrika. Nach neueren Gondwana-

Rekonstruktionen wird das Kristallin von Annandagstoppene (Maudheim-Kraton) mit seinem schwach metamorphen proterozoischen Deckgebirge (Grunehogna-Provinz) als ehemals ostwärtige Fortsetzung des Kaapvaal-Kratons aufgefaßt (BARTON & MOYES 1990, WEBER et al. 1990, GROENEWALD et al. 1991). Demzufolge bildet das kristalline Basement der sich südlich bis östlich um den Maudheim-Kraton erstreckenden Gebirgsketten Heimfrontfjella, Kirvanveggen und H. U. Sverdrupfjella die antarktische Fortsetzung des Namaqua-Natal-Belts. Sie schließen damit die Lücke dieses proterozoischen Orogens zwischen Südafrika und Mozambique. Das Gesteinsinventar dieser proterozoischen Falteingürtel besteht aus amphibolitfaziellen Metaplutoniten und Metasedimenten sowie sauren, intermediären und basischen Metavulkaniten. Die Streichrichtungen tendieren überwiegend um NE, lokal sind auch SE-Richtungen beobachtet worden (PAECH et al. 1991).

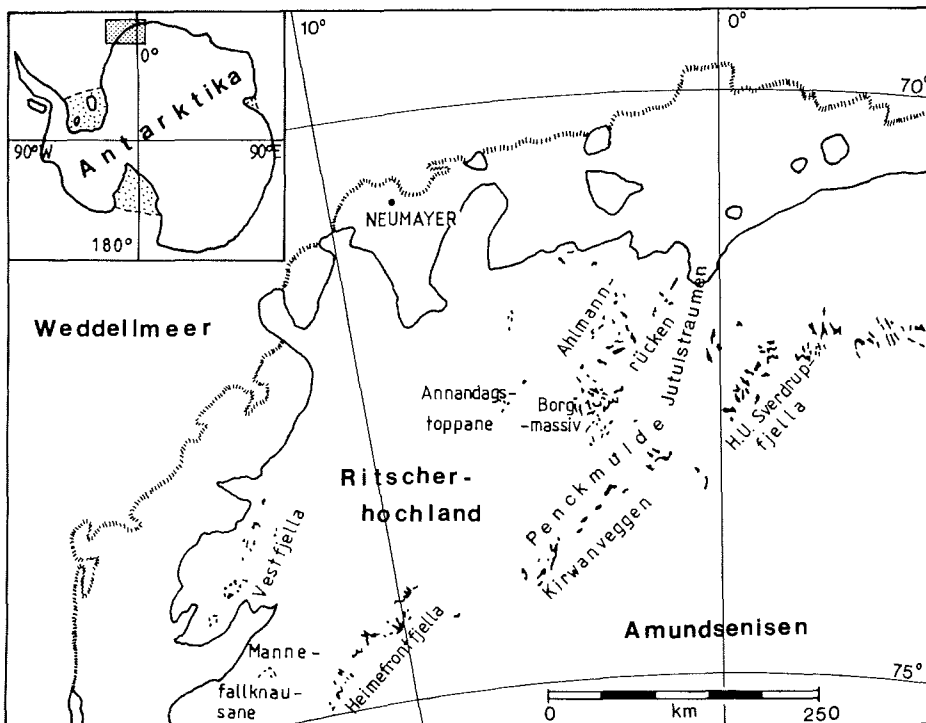


Abb. 1.-1: Kartenskizze des westlichen Neuschwabenlandes.

Das Jutul-Penck-Riftsystem trennt die proterozoisch metamorphosierte und gefaltete Gesteinsfolgen im Süden und Osten von Gebirgen mit flachlagernden, nur schwach metamorphen proterozoischen Sedimenten und Vulkaniten des Ahlmannryggens und Borgmassivs im Norden und Westen (Abb. 1.-1). Diese als Ritscherflya-Supergruppe zusammengefaßten Einheiten der Grunehogna-Provinz beginnen mit den klastischen Folgen der Ahlmannryggen-Gruppe. Die Klastite werden von Dykes durchschlagen, deren zugehörige basische Intrusiva im Borgmassiv aufgeschlossen sind (PAECH et al. 1991). Die radiometrischen Alter der Borgmassiv-Intrusionen liegen in einer Zeitspanne zwischen 1700 Ma und 1000 Ma (WOLMARANS & KENT 1982). Die hangende

Jutulstraumen-Gruppe des Oberproterozoikums besteht aus Tuffiten, basischen Laven und klastischen Sedimenten. Die proterozoische Ritscherflya-Supergruppe liegt auf dem archaisch konsolidierten Maudheim-Kraton und wurde daher von der kibarischen Orogenese kaum betroffen (MOYES & BARTON 1990).

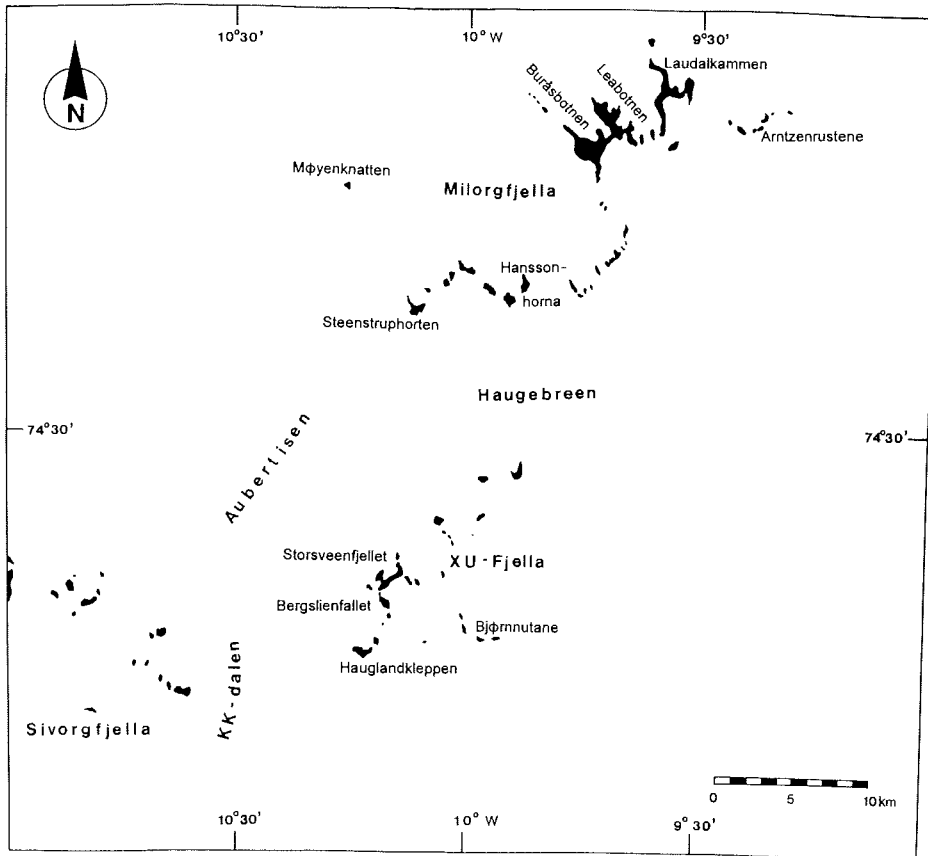


Abb. 1.-2: Kartenskizze der nördlichen Heimfrontfjella.

Im südwestlichen Teil von Kirwanveggen ist die sedimentäre Urfjell-Gruppe, die ins jüngste Präkambrium oder ins tiefste Altpaläozoikum gestellt wird (AUCAMP et al. 1972), mit sehr geringer Verbreitung aufgeschlossen. Sie besteht aus klastischen Sedimentgesteinen, die um N-NNE orientierte Achsen gefaltet wurden. Im Hangenden wird die Urfjell-Gruppe, wie auch das kristalline Basement, von der Amelang-Plateau-Formation und den Kirwanveggen-Basalten überlagert, wohingegen das Liegende nicht bekannt ist (WOLMARANS & KENT 1982).

Die jüngsten Gesteine Westneuschwabenlands werden als Beacon-Supergruppe zusammengefaßt. Sie setzen sich aus der überwiegend klastischen Amelang-Plateau-Formation und den Basaltdecken der Kirwanveggen-Formation zusammen (WOLMARANS & KENT 1982). Die am *locus typicus* ca. 100 m mächtige, kohleführende

Amelang-Plateau-Formation kann aufgrund von Pflanzenresten als Unterperm, basale Anteile möglicherweise als höchstes Stefan datiert werden (PLUMSTEAD 1975). Erosionsreste dieser Formation in Kirwanveggen, Heimefrontfjella und Vestfjella belegen die ursprünglich weite Verbreitung dieser terrigenen Sedimente.

Von den mindestens 2 km mächtigen jurassischen Basaltdecken der Kirwanveggen-Formation sind Erosionsreste ebenfalls weit verbreitet. Während in Kirwanveggen, Vestfjella und Bjørnnutane der Deckencharakter der Basalte noch zu erkennen ist, blieben in der Heimefrontfjella (abgesehen von Bjørnnutane) nur doleritische Dykes und Sills im proterozoischen Grundgebirge und in der Beacon-Supergruppe erhalten. Die magmatische Tätigkeit erreichte ihr Maximum vor 180-170 Ma (PETERS 1989).

Die jurassischen Dykes indizieren ebenso wie die Jutul-Penck-Riftzone ein Frühstadium des Gondwanazerfalls. Die Trennung Antarktikas von Afrika war jedoch erst vor 130 Ma abgeschlossen, und bis in die Oberkreide blieb der geothermische Gradient in der Heimefrontfjella sehr hoch. Die heutige Morphologie ist ein Ergebnis starker vertikalktektonischer Bewegungen in der Oberkreide (JACOBS 1991).

1.3. Geologische Erforschungsgeschichte der Heimefrontfjella

Die Heimefrontfjella wurde während der von A. RITSCHER geleiteten deutschen Antarktisexpedition bereits beim ersten Erkundungsflug (20.01.1939) entdeckt (RITSCHER 1942). Der Gebirgszug wurde nach dem Eislotsen des Forschungsschiffes 'Schwabenland', Kapitän A. KOTTAS, 'Kottasberge' genannt. BRUNK (1986) nimmt an, daß die Flugzeugbesatzung nur den nördlichen Teil der Heimefrontfjella (später norw. Milorgfjella) gesehen hat, so daß der Name 'Kottasberge' nur noch für den nördlichen Teil der Heimefrontfjella gültig wäre.

Während der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Expedition 1949-52 wurde die Heimefrontfjella zweimal überflogen. SWITHINBANK (1959) beschrieb ein Luftbild Milorgfjellas, auf dem er die Diskordanz zwischen dem kristallinen Basement und dem Deckgebirge erkannte.

Die ersten geologischen Geländearbeiten in der zentralen und südlichen Heimefrontfjella wurden im Südsommer 1963/64 durchgeführt, deren Ergebnisse in einer unveröffentlichten Dissertation festgehalten wurden (WORSFOLD 1967). JUCKES (1972) besuchte im Laufe zweier Südsommer 1964-66 die nördliche Heimefrontfjella. Der Schwerpunkt seiner Arbeiten lag bei petrographischen und geochemischen Untersuchungen des permischen Deckgebirges und der jurassischen Basalte.

Im Südsommer 1985/86 begannen deutsche Forschungsaktivitäten in der Heimefrontfjella, wobei die G.-v.-Neumayer-Station die logistische Ausgangsbasis bildete. Neben geologischen Arbeiten wurden von Geophysikern reflexions- und refraktionsseismische Profile NW' der Heimefrontfjella gelegt (MILLER & OERTER 1991). Eine schwedisch-österreichisch-deutsche Expedition 1987/88, eine schwedische Expedition mit deut-

schen Teilnehmern 1988/89 und eine deutsche Expedition 1989/90 besuchten in der Folgezeit dieses Gebiet. Dabei wurde von deutscher Seite mit großmaßstäblichen Kartierarbeiten in der zentralen Heimefrontfjella begonnen (JACOBS & KREUTZER 1990, JACOBS et al. 1991). Die geologische Kartierung der Heimefrontfjella konnte von der deutschen Expedition im Südsommer 1993/94 abgeschlossen werden, so daß geologische Manuskriptkarten im Maßstab 1:10.000 von ca. 95% der eisfreien Fläche vorliegen.

Das Probenmaterial und die Felddaten der genannten Expeditionen bildeten die Grundlage weiterer Untersuchungen zur Strukturgeologie (SPAETH & FIELITZ 1987, JACOBS 1991, JACOBS & THOMAS 1994), Petrogenese (SCHULZE 1992), Sedimentologie des permischen Deckgebirges (POSCHER 1988, 1992) und zur meso/känozoischen Abkühlungsgeschichte (JACOBS 1991). Kristallisationsalter und Metamorphosealter von Gesteinen vor allem der zentralen Heimefrontfjella lieferten die U/Pb-Altersdatierungen an Zirkonen (ARNDT et al. 1991) und neugebildeten Glimmern (JACOBS 1991). Spezielle Untersuchungen erfuhren auch die basischen Ganggesteine (SPAETH & SCHUELL 1987, FIELITZ & SPAETH 1991).

1.4 Die Geologie der Heimefrontfjella

Lithostratigraphisch findet man in der Heimefrontfjella eine Abfolge von drei Großeinheiten, die nicht nur in der Ostantarktis, sondern auch in ehemals angrenzenden Teilen Gondwanas anzutreffen ist:

1. präkambrisches, polyphas metamorphes Grundgebirge
2. jungpaläozoisches Deckgebirge
3. jurassische Basalte.

Die älteste Großeinheit wird vom komplex aufgebauten, metamorphen Grundgebirge gebildet (Abb. 1.-3). Der Südwesten der Heimefrontfjella besteht z. T. (westliche Tottanfjella) aus einem granulitfaziellen Terrain, dessen älteste Bestandteile suprakrustale, charnockitische Gneise und Metadiorite sind. Diese Gesteine wurden zuerst von voluminösen leukogranitischen Plutoniten und später von grobkörnigen Monzoniten mit charakteristischen rapakiviartigen Feldspäten intrudiert. Der gesamte Gesteinskomplex wurde von einer granulitfaziellen Metamorphose überprägt. Postmetamorph intrudierten in diesen Komplex mittelkörnige, rosa Granite, die als Gänge oder kleine Stücke ausgebildet sind.

ARNDT et al. (1991) datierten Einzelzirkone der granulitfaziellen Metasedimente und interpretierten Alter von ca. 1.100 Ma als Alter der granulitfaziellen Metamorphose sowie Alter zwischen 1.200 und 2.000 Ma als Alter detritischer Komponenten. Die synorogene magmatische Aktivität konnte auf Alter zwischen 1.130 und 1.045 Ma eingengt werden.

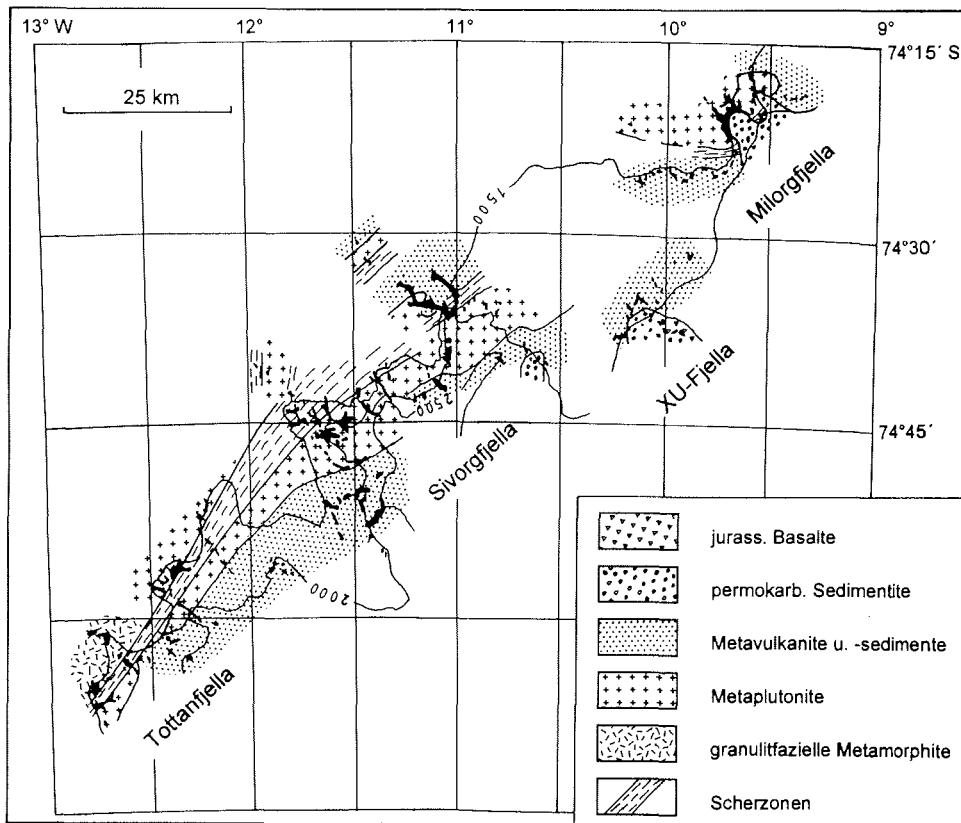


Abb. 1.-3: Geologische Übersichtskarte der Heimfrontfjella (verändert nach JACOBS 1991).

Eine SW-NE streichende, steilstehende Scherzone (Abb. 1.-3) trennt die granulitfazialen Gesteine im Südwesten von amphibolitfazialen Metamorphiten im Osten. Die Scherzone weist in Tottanfjella eine nach NW aufschiebende Kinematik auf, während bei ihrer Fortsetzung in die zentrale Heimfrontfjella (Sivorgfjella) eine dextrale Scherzonekomponente überwiegt (JACOBS 1991). Eine Fortsetzung dieser Scherzone in die nördliche Heimfrontfjella konnte bisher nicht sicher nachgewiesen werden (vgl. Kap. 5.2.1). Östlich der Scherzone, d.h. im östlichen Teil Tottanfjellas und in großen Teilen Sivorgfjellas dominieren suprakrustale Gesteine. Diese Gesteinsserien setzen sich aus bimodalen Metavulkaniten und Metasedimenten zusammen, wobei über große Flächen einer der beiden lithologischen Typen überwiegt oder ausschließlich auftreten kann. Die Metasedimente bilden eine bunte Folge aus (Bt-Plg±Grt-)Paragneisen mit Einschaltungen von Glimmerschiefen, Quarziten, Kalksilikatfelsen und Marmoren. Graduelle Gesteinsübergänge, primärer Muskovit, Granat und die häufig metatektische Ausbildung sind Kriterien zur Unterscheidung der Paragneise von den z.T. sehr ähnlichen sauren Metavulkaniten. Letztere sind helle KfP-Plg-Gneise, häufig mit mafischen Beimengungen. Diese sauren Metavulkanite treten auch gemeinsam mit basischen Metavulkaniten (Amphibolite und Hornblendegneise) in bimodalen vulkanischen

Folgen auf. In diese metamorphe vulkanosedimentäre Serie intrudierten verschiedene saure Plutonite, die gemeinsam mit den suprakrustalen Rahmengesteinen tektonisiert wurden.

In der nördlichen Heimefrontfjella sind vorwiegend Metaplutonite aufgeschlossen. Jünger als die tektonothermal überprägten Plutonite sind schwach vergneiste Granite, Aplite und Pegmatite, die vor allem im nördlichen Teil Milorgfjellas verbreitet sind, aber auch in Form granitischer Gänge in Tottanfjella nachgewiesen wurden. Ein Pegmatit aus Milorgfjella lieferte ein spätkibarisches Alter von 1.060 ± 8 Ma (ARNDT et al. 1991).

Die amphibolitfazielle Metamorphose der kibarischen Orogenese wurde anhand geothermobarometrischer Untersuchungen an Metapeliten durch SCHULZE (1992) näher untersucht. Für die zentrale Heimefrontfjella konnten mittels univarianter Gleichgewichtskurven minimale Metamorphosebedingungen von ca. 550°C und 4,5 kbar und das Metamorphosemaximum mit ca. 640°C und 11 kbar abgeschätzt werden. Metamorphosetemperaturen über 700°C sind für die zentrale Heimefrontfjella auszuschließen, da höhere Temperaturen zu einer Auslöschung der Mineralzonierung in Granaten und Turmalinen geführt hätte (SCHULZE 1992). Die Metamorphosedrucke nahmen von N-Sivorgfjella nach N-Tottanfjella um durchschnittlich 2 kbar zu. Für Milorgfjella, XU-Fjella und S-Tottanfjella fehlten bisher Daten.

Die strukturgeologischen Daten vor allem aus Sivorgfjella mündeten in ein tektonisches Modell für die Heimefrontfjella von JACOBS (1991) und JACOBS et al. (1993). In Anlehnung an den Namaqua-Natal-Belt wird darin für die Heimefrontfjella ein NE-vergenter, im Aufschlußmaßstab nicht zu beobachtender Deckenbau angenommen (D1), der zu einer invers metamorphen Deckenstapelung von hangenden granulitfaziellen Decken im SW zu liegenden grünschieferfaziellen Decken im NE geführt hat. Während des D2-Stadiums wurden NE-vergente B2-Falten angelegt (SPAETH & FIELITZ 1987), die im Verlaufe eines Transpressionsstadiums D3 durch NW-vergente B3-Falten überprägt wurden (JACOBS 1991). Während dieses Stadiums kam es auch zur Anlage der zentralen Scherzone, die in Tottanfjella durch ihren dort nach WNW aufschiebenden Charakter tieferliegende, niedriger metamorphe Decken neben granulitfazielle Decken verfrachtete. Der letzte kompressive Akt D3 wird durch NNW gerichtete, deckenartige Überschiebungen repräsentiert und mit panafrikanischen, retrograden Metamorphosealtern um 500 Ma korreliert (JACOBS 1991).

Das präkambrische, polyphas geprägte kristalline Grundgebirge der Heimefrontfjella wird diskordant von permokarbonen Sedimentgesteinen überlagert, an deren Basis Diamiktite auftreten. Sie sind nur in XU-Fjella, Milorgfjella und NE-Sivorgfjella relik-tisch erhalten. Das vollständigste Profil am Schivestolen umfaßt eine 160 m mächtige Folge vorwiegend fluvioglazialer Sedimente, die zum Hangenden in lakustrine Sedimente mit dünnen Kohleflözen übergehen (JUCKES 1972, POSCHER 1988). Diese im westlichen Dronning Maud Land "Amelang-Plateau-Formation" bezeichnete Folge (WOLMARANS & KENT 1982) ist mit der Eccca-Gruppe und den Dwyka-Tilliten des südlichen Afrika vergleichbar.

Bei der Trennung Antarktikas von Afrika, beginnend vor ca. 180 Ma, flossen im westlichen Dronning Maud Land die Basalte der "Kirwanveggen-Formation" (WOLMARANS & KENT 1982) aus, als deren hypabyssische Äquivalente frische doleritische Dykes und Sills im Grundgebirge und permokarbonen Deckgebirge aufzufassen sind. Die auch für die Heimefrontfjella anzunehmende Überdeckung mit jurassischen Flutbasalten, wovon Reste nur noch bei Bjørnnutane erhalten sind, kann nach Apatit-Spaltspurenuntersuchungen (JACOBS 1991) nicht viel mächtiger als 2 km gewesen sein. Diese Basalte entsprechen zeitlich und weitgehend genetisch den Karoo-Doleriten Südafrikas sowie den Ferrar-Doleriten und Kirkpatrick-Basalten des Transantarktischen Gebirges (FAURE et al. 1979, HARRIS et al. 1987). Das permokarbone Deckgebirge und die jurassischen Basalte in Antarktika bilden den oberen Anteil (Victoria-Gruppe) der Beacon-Supergruppe (WHITBY et al. 1983).

1.5 Problemstellung und Zielsetzung

Die bisher vor allem aus der zentralen Heimefrontfjella (Sivorgfjella) gewonnenen petrographischen, strukturgeologischen und geochronologischen Daten haben gezeigt, daß es sich bei diesem Gebirge um einen Teil eines polyphas deformierten Orogens handelt. Die Hauptorogenese ist mit der kibarischen Orogenese im südlichen Afrika zu korrelieren. Die umfassende tektonothermale Prägung der Gesteine und die Anlage der wichtigsten Strukturelemente sind dieser Orogenese zuzurechnen. Anschließend intrudierten saure Magmen in die Metamorphite, welche spätkibarisch(?) nur schwach deformiert wurden. Jüngste tektonische Elemente im Kristallin stellen mächtige, kataklastische Deckenbahnen dar, die einen NW-gerichteten Deckentransport belegen und alle älteren Strukturen durchschlagen.

Zwei Fragenkomplexe stehen bei der Bearbeitung des Probenmaterials und der strukturellen Daten im Vordergrund:

I. Petrographisch-petrogenetische Fragestellungen:

- a) Inwieweit lassen sich petrographische Übereinstimmungen zwischen den Metamorphiten der zentralen Heimefrontfjella und Milorgfjella feststellen?
- b) Welche Edukte kommen für die Metamorphite in Frage?
- c) In welcher geotektonischen Position wurden die Magmatite gebildet?
- d) Unter welchen p-T-Bedingungen wurden die Gesteine deformiert?

II. Strukturgeologische Fragestellungen:

- a) Welche makroskopischen Strukturelemente treten auf und in welche zeitliche Reihenfolge sind sie einzuordnen?
- b) Welche Deformationsbedingungen herrschten in Scherzonen, welche im Nebengestein vor?
- c) Welche Kinematik weisen die Scherzonen auf?

Der erste Fragenkomplex soll mit Hilfe petrographischer, geochemischer, zirkontypologischer und mineralchemischer Untersuchungsmethoden bearbeitet

werden. Durch die Auswertung der Ergebnisse lassen sich auch Erkenntnisse über mögliche Elementmobilisationen bei der Metamorphose gewinnen. Durch eine Beschränkung auf immobile Elemente ist die Anwendung von Diskriminierungsdiagrammen für eine Unterscheidung von Metamorphiten magmatischen Ursprungs nach ihrem geotektonischen Entstehungsbereich möglich.

An orientierten Proben sollen Mikrogefügeuntersuchungen sowie Röntgentexturanalysen und U-Tisch-Messungen von Quarzteilgefügen, neben einer Auswertung der bisher erhobenen tektonischen Felddaten, Informationen zum zweiten Fragenkomplex liefern.

Diese Detailuntersuchungen können schließlich zu einer Charakterisierung der Heimefrontfjella als Teil eines proterozoischen *mobile belts* beitragen. Damit sollen Bemühungen fortgesetzt werden, welche die Bildung des Superkontinents Gondwana in den Mittelpunkt stellen, nachdem sich in den 80er Jahren die Forschungsaktivitäten auf den Zerfall Gondwanas konzentrierten. In diesem regionalgeologischen Zusammenhang sollen die Untersuchungen darüber hinaus beitragen

- a) zum Verständnis der Rolle, die das Kristallin der Heimefrontfjella innerhalb der kibarischen und panafrikanischen tektonometamorphen Provinzen gespielt hat,
- b) zur Verbesserung der regionalgeologischen Kenntnisse dieses Gebirges, insbesondere für Vergleiche mit den Gebirgen des zentralen Neuschwabenlandes (Mühlig-Hofmanngebirge und Wohlthatmassiv),
- c) zur Klärung der Frage nach der Stellung des Heimefrontfjella-Orogens im Verhältnis zum Ross-Orogen.

2. Die Spezialkartierung der nördlichen Heimefrontfjella

Die flächendeckende Spezialkartierung Milorgfjellas und der südlichen XU-Fjella wurde von sechs Aachener und Göttinger Geologen im Februar 1994 durchgeführt. Die wiedergegebenen geologischen Kartenskizzen (Abb. 2.-1 ff.) bilden eine vorläufige Auswertung dieser Kartiererergebnisse, die zu einem späteren Zeitpunkt in Kartenblättern im Maßstab 1:25.000 veröffentlicht werden sollen.

SCHULZE (1992) übernimmt für das präkambrische Kristallin in der zentralen Heimefrontfjella die Bezeichnung "Sverdrupfjella-Gruppe", die in den nordöstlichen Nachbarregionen Sverdrupfjella und Kirwanveggen üblich ist (WOLMARANS & KENT 1982). Obwohl bezüglich der petrographischen Zusammensetzung zwischen den Metamorphiten von Kirwanveggen und denen der Heimefrontfjella einige Unterschiede bestehen (z.B. fehlen in der Heimefrontfjella basische, synmetamorphe Intrusiva), sollen die älteren metamorphen Gesteine hier als "Sverdrupfjella-Komplex" bezeichnet werden. Die Bezeichnung "Komplex" ist gegenüber "Gruppe" gemäß der Empfehlung XXII Geol.-I (SCAR Bulletin 1992) vorzuziehen, da es sich bei den Metamorphiten der Heimefrontfjella um sowohl genetisch als auch strukturell komplex aufgebaute Gesteinsserien handelt.

Zeitlich und strukturell ist vom Sverdrupfjella-Komplex die magmatische Laudalkammen-Suite abzutrennen.

Definition: Die Laudalkammen-Suite besteht vorwiegend aus rosafarbenen Graniten, wobei zwei sich durchdringende, grob- und feinkörnige Typen unterschieden werden können. In den Graniten tritt ein dunkelgrauer Diorit als mächtige, sillförmige Intrusion auf (Abb. 2.-8). Kennzeichnend für die Gesteine ist eine nur sehr schwach entwickelte, weitständige metamorphe Foliation, die das ursprüngliche magmatische Gefüge nicht durchgreifend verändert hat.

Verbreitung: Die Laudalkammen-Suite ist nur im nördlichen Laudalkammen bis zum Ansatz des Lütkenupen und in Ost-Arntzenrustene aufgeschlossen. Wahrscheinlich sind die schwach vergneisten Aplite und Pegmatite im Buråsbotten und bei Vikenegga (Abb. 2.-2) dem gleichen magmatischen Ereignis zuzuordnen.

In der gesamten nördlichen Heimefrontfjella treten als jüngste metamorphe Gesteine grünschieferfazielle basische Gänge auf, die durch panafrikanische Überschiebungen versetzt werden (Abb. 2.-2 und 3). Hinsichtlich ihrer Deformation und ihres Metamorphosegrades ist diese Ganggruppe so heterogen, daß auf eine einheitliche Bezeichnung verzichtet wird.

Basierend auf den radiometrischen Altersdatierungen von ARNDT et al. (1991), JACOBS (1991) und den Angaben aus WOLMARANS & KENT (1982) kann folgende Gliederung für die lithologischen Einheiten der nördlichen Heimefrontfjella erstellt werden:

Tab. 2.-1: Gliederung lithologischer Einheiten der nördlichen Heimefrontfjella. Altersdaten nach ARNDT et al. (1991), JACOBS (1991) und WOLMARANS & KENT (1982).

Kirwanveggen-Formation (170 Ma)
Amelang Plateau-Formation (?Stefan-Unterperm)
~~~~~ panafrikanische Orogenese (500 Ma)
Basische Dykes (Jungproterozoikum-Kambrium?)
Laudalkammen-Suite (1060 Ma)
~~~~~ kibarische Orogenese (1100-1045 Ma)
Sverdrupfjella-Komplex (2000-1045 Ma)

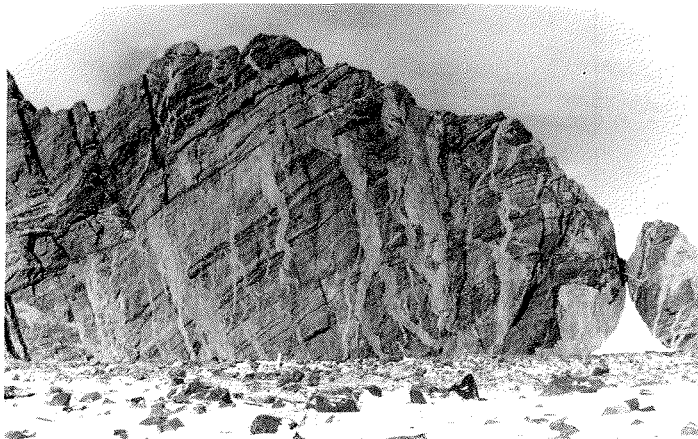
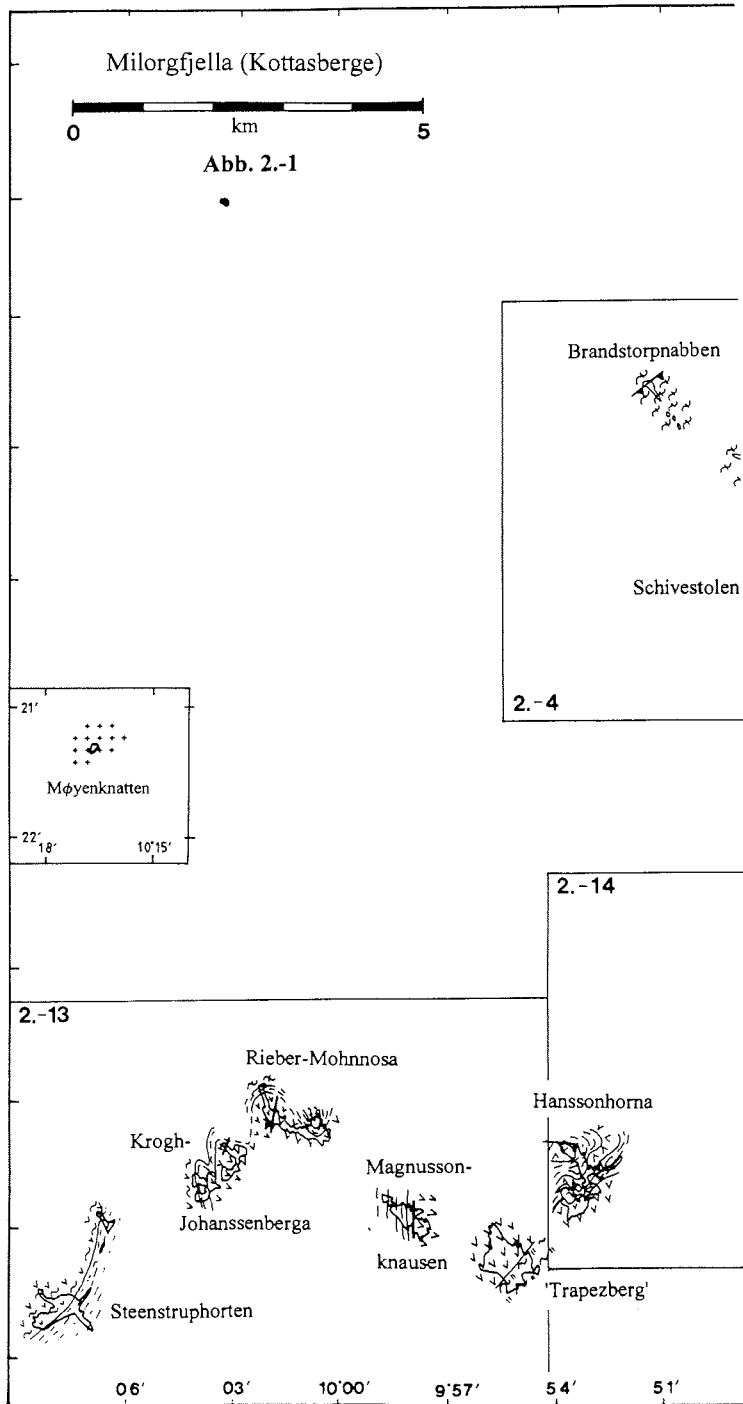


Abb. 2.-2: Vikenegga, NE-Wand, Höhe des Aufschlusses ca. 300 m, Blick nach SW. Tonalitisch-trondhjemitische Metavulkanite, durchschlagen von kaum vergneisten Pegmatiten; am linken Bildrand steilstehende mafische Dykes postkibarischen Alters. Die nach rechts ansteigende Überschiebungsbahn ist der panafrikanischen Tektogenese zuzuordnen.

Die Aufschlußverhältnisse in Milorgfjella sind durch steile bis lotrechte NE-Flanken und flachere, aber bis fast an den Grat schneebedeckte SW-Flanken gekennzeichnet. Die girlandenartigen Nunatakketten im Osten (Arntzenrustene) und Südwesten (Haneborg-Hansenveggen bis Steenstruphorten) besitzen steile, aber z. T. über Frostschuttfelder gut ersteigbare N-Flanken, wohingegen ihre Südflanken kaum über das Polarplateau hinausragen. Der Zugang zum jeweiligen Nordfuß ist an einigen Stellen durch tiefe Windkolks erschwert.

Umseitig:

Abb. 2.-1: Geologische Übersichtskarte von Milorgfjella. Lage der Detailkarten umrissen und mit Abb.-Nr. gekennzeichnet.



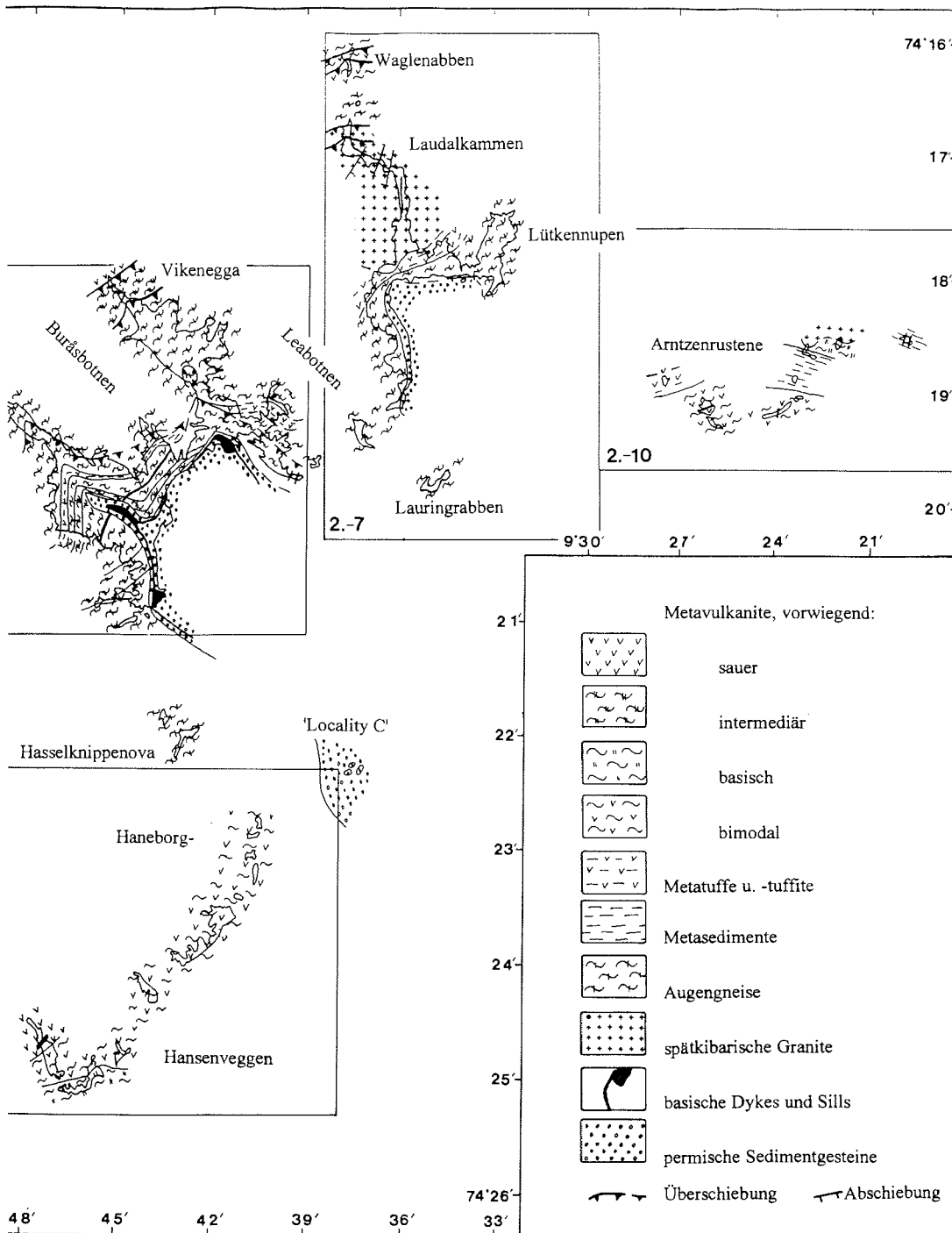
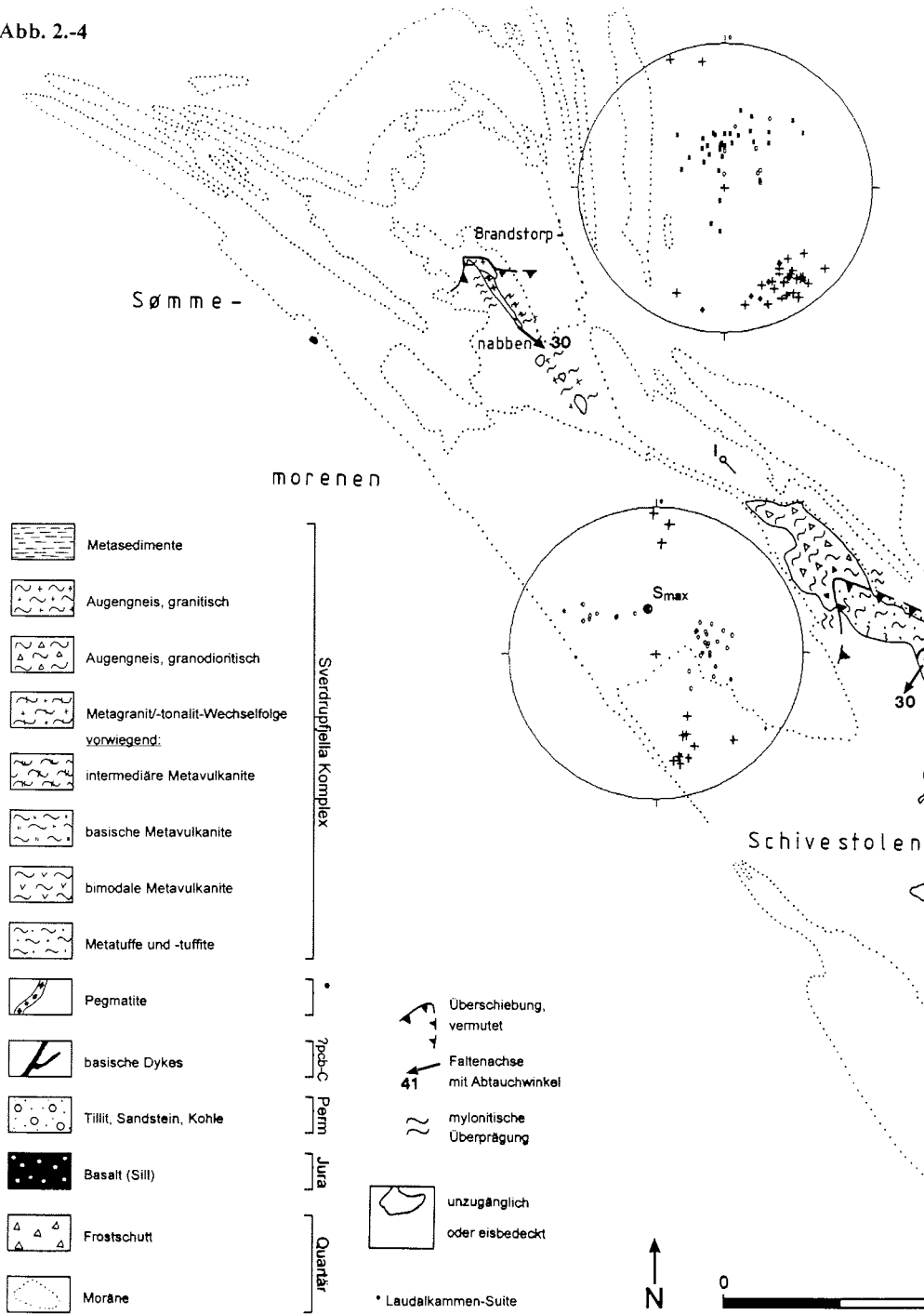
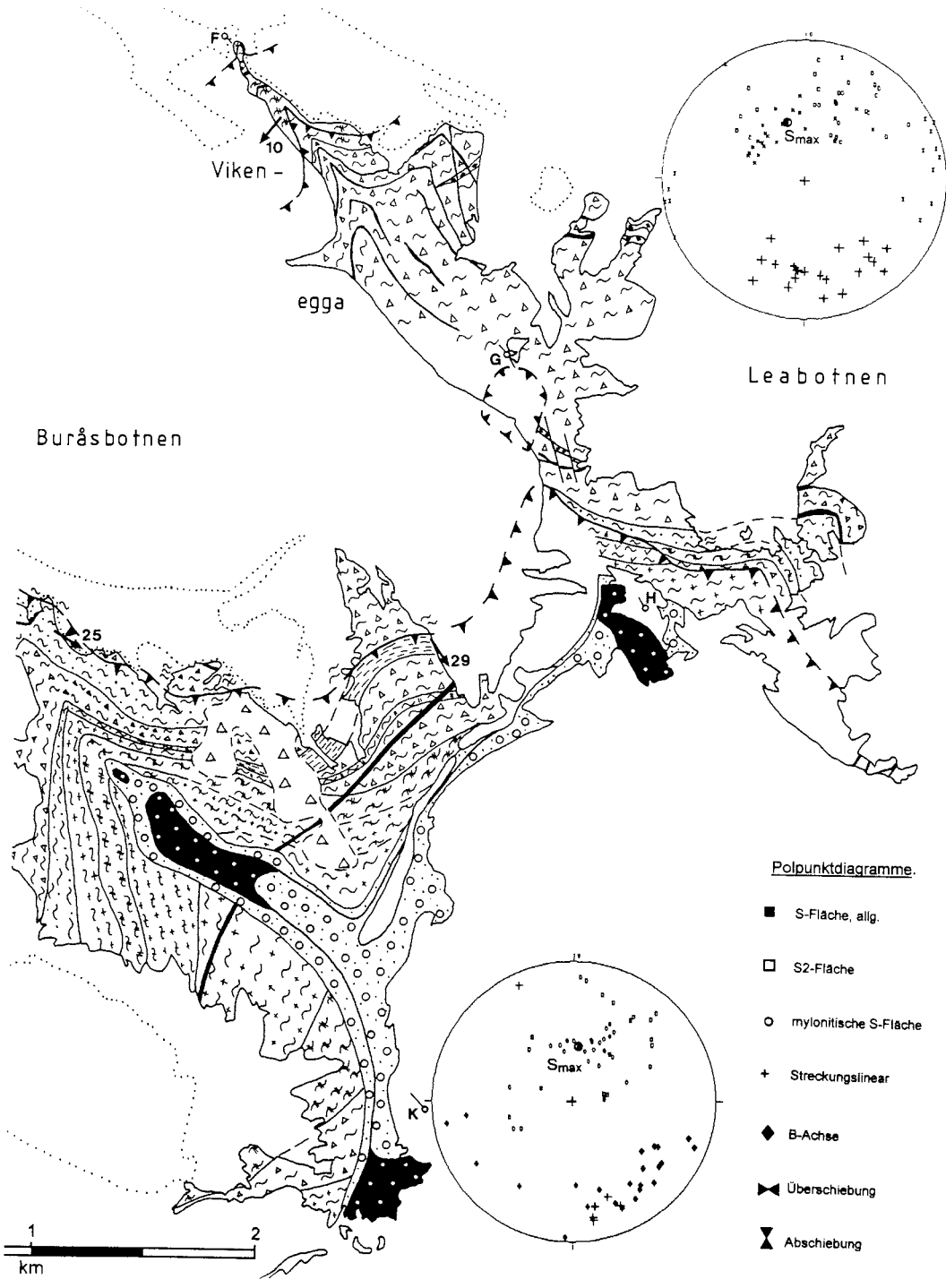


Abb. 2.-4





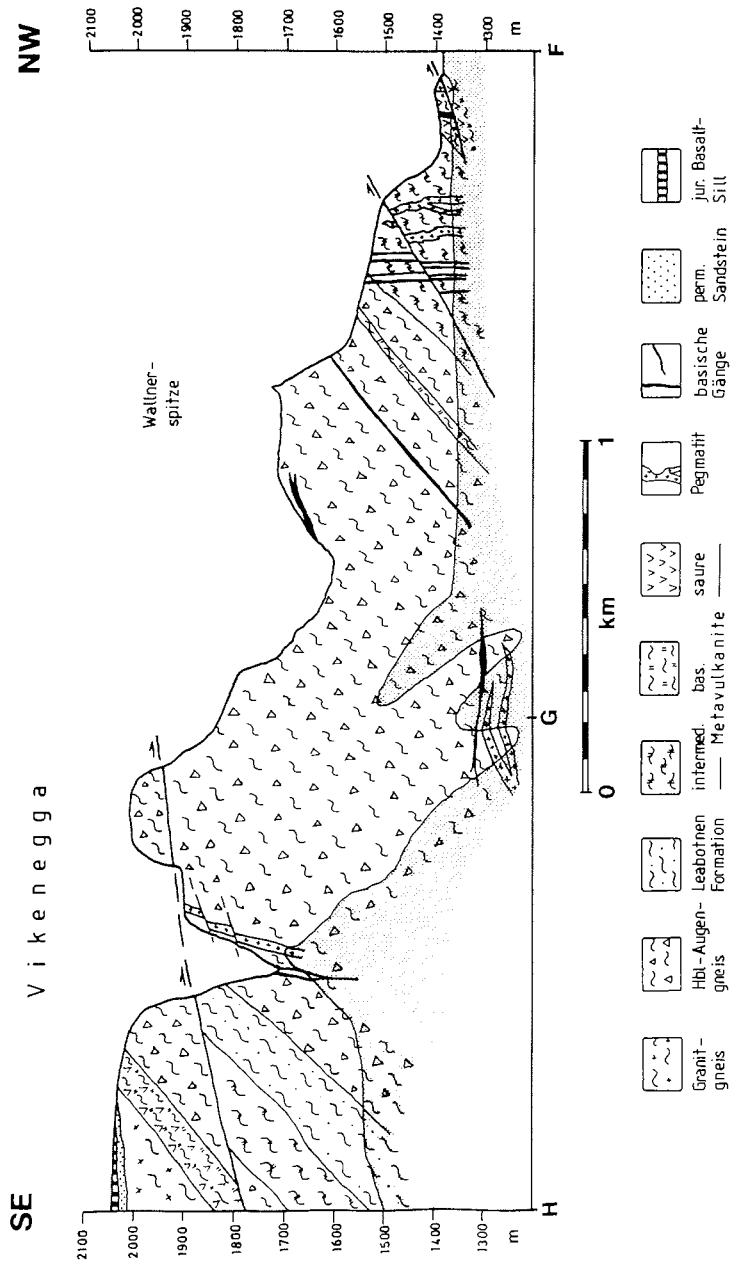


Abb. 2.-3: Geologisches Profil über Vikenegga und Wallnerspitze. Eisbedeckte Flächen sind gerastert dargestellt.

Vorangegangene Doppelseite:

Abb. 2.-4: Geologische Karte des zentralen Massivs von Milorgfjella. F bis K: End- und Knickpunkte der geologischen Profile (Abb. 2.-3 und 6). Polpunkt-diagramme von Brandstorp-nabben, SW-Flanke von Buråsbotnen: nördl. und südl. Teil. Leabotnen: nördl. Teil. Weitere Diagramme in Abb. 5.-1.

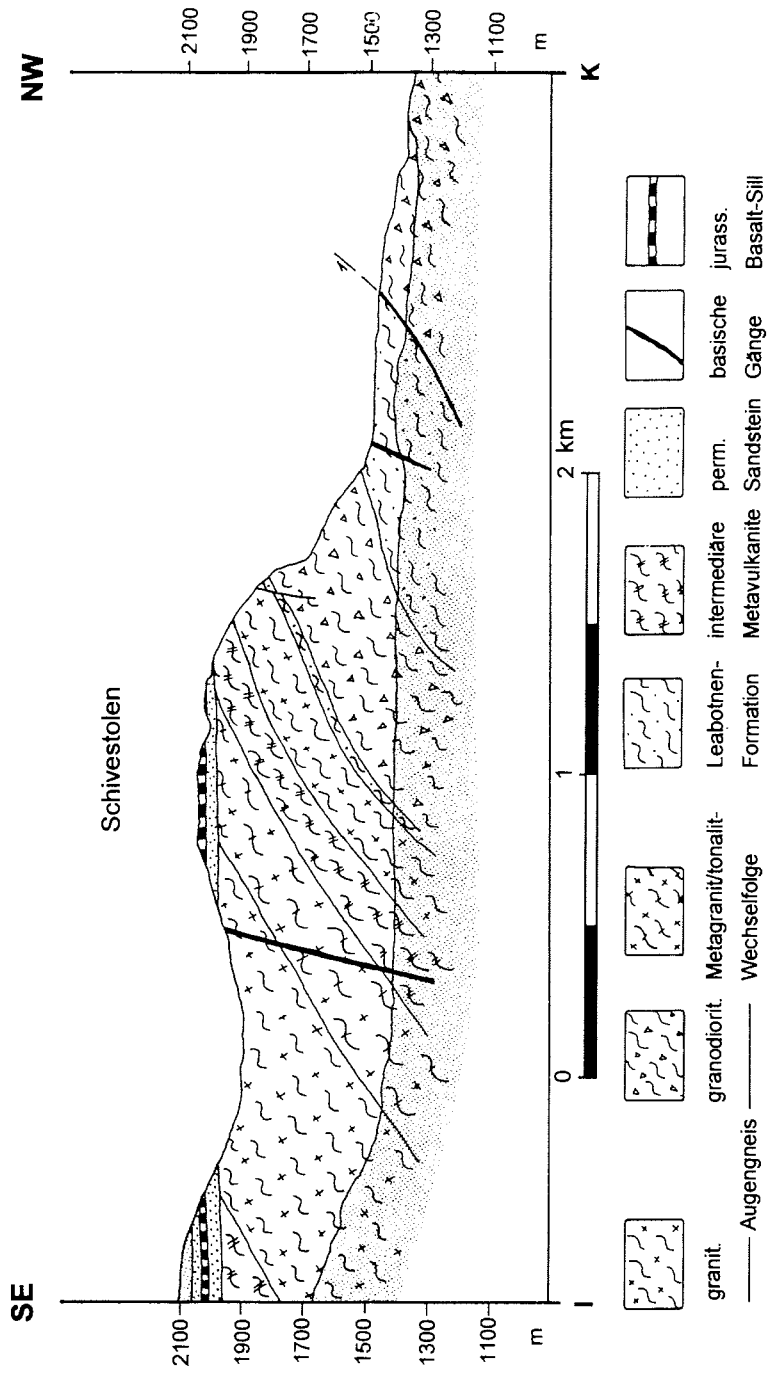


Abb. 2.-5: Geologisches Profil über die SW-Wand des Buråsbotnen zum Schivestolenplateau.

2.1 Das zentrale Massiv der Milorgfjella - Schivestolen und Vikenegga

Die vorwiegenden Gesteinstypen der zentralen Milorgfjella sind Metamorphite aus plutonischen Edukten (Abb. 2.-4). In Vikenegga dominiert ein rötlicher KFP-Augengneis mit Bt und Hbl, der von Amphibolit-Sills und Pegmatiten durchsetzt ist. Im inneren, südlichen Teil des Leabotnen treten im Hangenden der KFP-Augengneise gebänderte Gneise in einer ca. 100 m mächtigen, NE-vergent verfalteten Folge auf. Diese Metamorphite sind aufgrund abweichender petrographischer Merkmale als eigenständige Formation innerhalb des Sverdrupfjella-Komplexes angesprochen worden. Wegen der dort sehr guten Aufschlußverhältnisse wird für diese Metamorphite der Name "Leabotnen-Formation" vorgeschlagen.

Definition der Leabotnen-Formation: Dunkelgraue, untergeordnet auch hellgraue und rötliche, im cm-dm-Bereich gebänderte Gneise. Feinkörnige Bt-Hbl-Qz-Plg-Gneise wechsellagern mit Amphiboliten, Hbl-Schiefen und seltenen, rosafarbenen Bt-Plg-KFP-Qz-Gneisen (Metarhyolithe). Der dominierende Gneistyp hat eine etwa andesitische bis quarzandesitische Zusammensetzung mit grobkörnigen, idiomorphen Plagioklas-Blasten. Die gesamte Abfolge wird als Wechsellagerung metamorpher basischer Tuffe und saurer bis intermediärer Pyroklastika interpretiert, die sedimentäre Einlagerungen enthalten.

Verbreitung: In der beschriebenen Zusammensetzung sind diese Metamorphite im Inneren des Leabotnen, an der SW-Flanke des Burásbotnen und am südlichen Abschnitt des Laudalkammen aufgeschlossen. Ein isoliertes Vorkommen am westlichsten Nunatak von Arntzenrustene zeigt stärkere Beimengungen paragener Metamorphite.

Unterhalb der Wallnerspitze sind die Augengneise auf gebänderte tonalitisch-trondhjemitische Gneise, die als intermediäre Metavulkanite interpretiert werden, nach NW überschoben. Eine deckenartige Überschiebungsbahn am Nordende Vikeneggas weist den gleichen Überschiebungssinn auf. Die intermediären Metavulkanite werden von voluminösen Pegmatiten intrudiert, die kaum Anzeichen von interner Deformation aufweisen (Abb. 2.-2). Zwei weitere Ganggenerationen sind ebenfalls erst nach der kibarischen Orogenese intrudiert. Im Bereich der gesamten Vikenegga treten hellgraue, feinkörnige Granitgänge von wenigen Zentimetern Mächtigkeit auf (Abb. 2.-6), die von den genannten Pegmatiten durchschlagen werden. Außerdem sind im Nordteil Vikeneggas fünf vergrünte basische Dykes angeschnitten, die im oberen Teil der Wand von einer Überschiebung abgeschnitten werden (Abb. 2.-2).

Durch den Südtail Vikeneggas zieht in 100-300 m Wandhöhe eine Überschiebung (Abb. 2.-3) und erreicht den Grat, der dort eingesattelt ist. Die kleine Felskuppel nördlich des Sattels ist eine tektonische Klippe. Absonderungsformen und Gesteinsfarbe in dieser Klippe deuten auf einen Orthogneis hin. Im Liegenden dieser Überschiebung stehen mylonitisierte KFP-Augengneise des Hbl-führenden Typus an. In südöstlicher Richtung folgen sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der Überschiebung Metatuffe und intermediäre Metavulkanite, in die sillförmige Metaplutonite eingeschaltet sind.

Der Mittelsporn im Inneren des Burásbotnen wird neben Augengneisen z. T. von einer metasedimentären Sequenz mit Quarziten, Paragneisen und unreinen Marmoren (Abb. 2.-4) aufgebaut. Außerdem enthält diese Folge Amphibolite und Bt-Hbl-Gneise, die als basische Metavulkanite zu deuten sind. Bei dieser Sequenz handelt es sich um eine stärker sedimentär betonte Folge der Leabotnen-Formation.

Das Schivestolen-Plateau wird durch flach nach SE einfallende Schichten des permokarbonen Deckgebirges gebildet. Sie lagern mit einer scharfen Diskordanz auf einer gletschergeschliffenen präpermisch Landoberfläche. An der Basis der Schichtfolge findet man einen ca. 2 m mächtigen Tillit, über dem schräggeschichtete Sandsteine und Schluffsteine folgen. Einige Kohlenflöze mit bis zu 40 cm Mächtigkeit sind im oberen Teil der insgesamt 160 m mächtigen Folge enthalten. In die Sedimentgesteine ist ein 10-15 m mächtiger Basalt-Sill mit sehr gut entwickeltem *columnar jointing* eingedrungen.

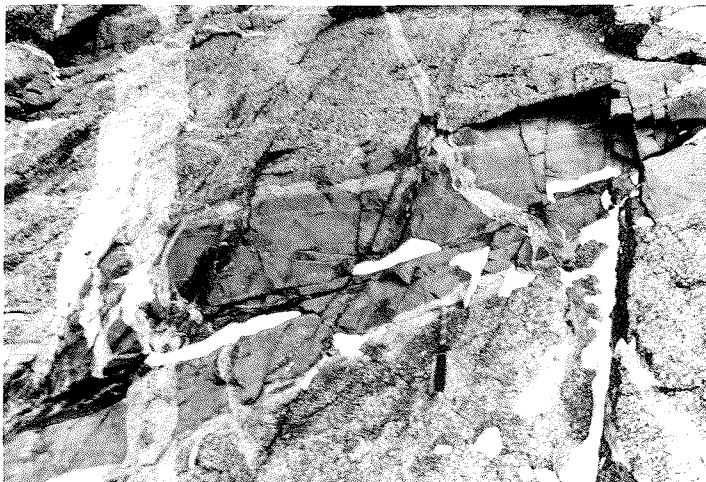


Abb. 2.-6: NE-Wand von Vikenegga. Hellgrauer, schwach vergeister Mikrogranit in grobkörnigen Augengneisen. Beide Gesteinstypen werden von hellen Pegmatiten durchschlagen.

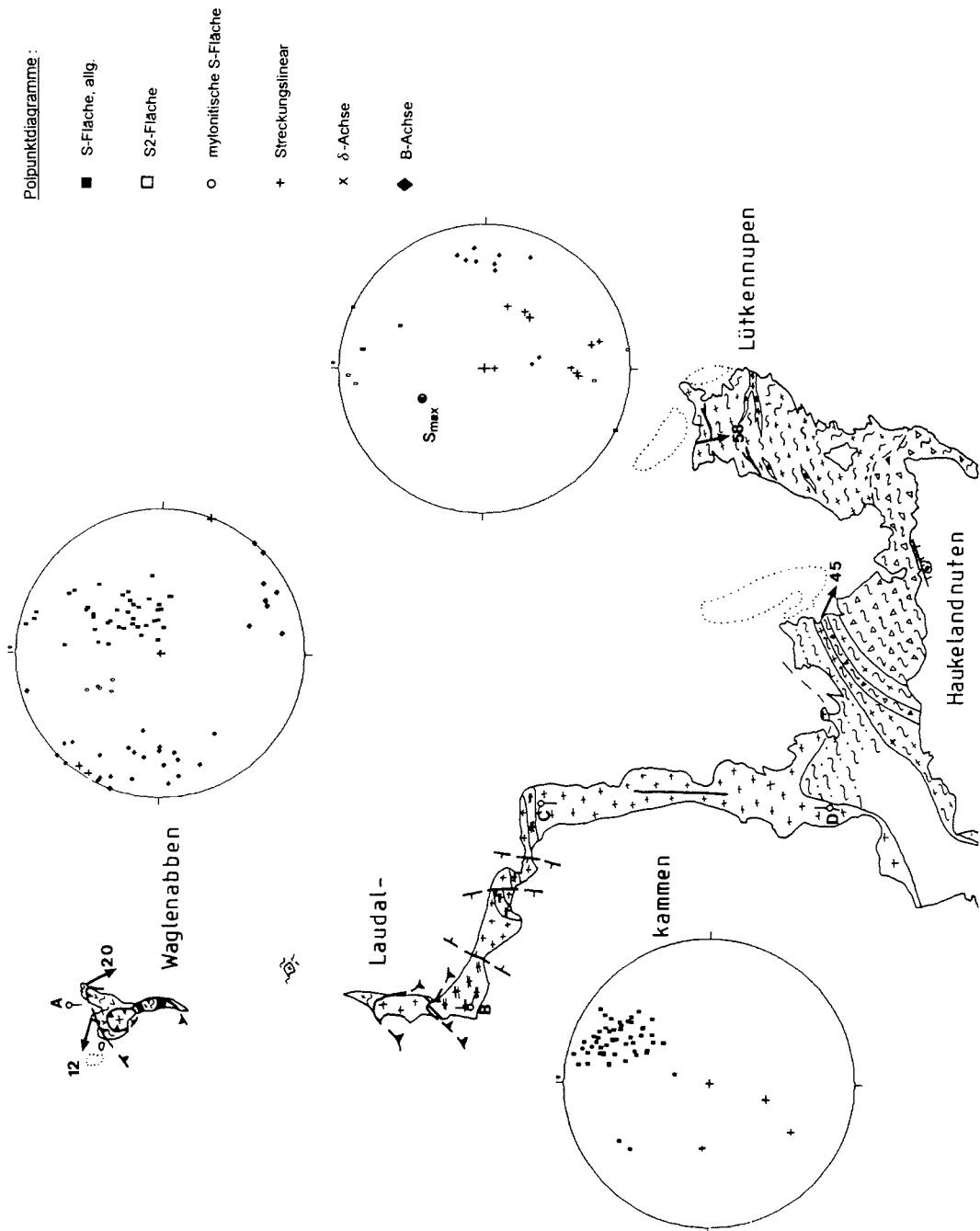
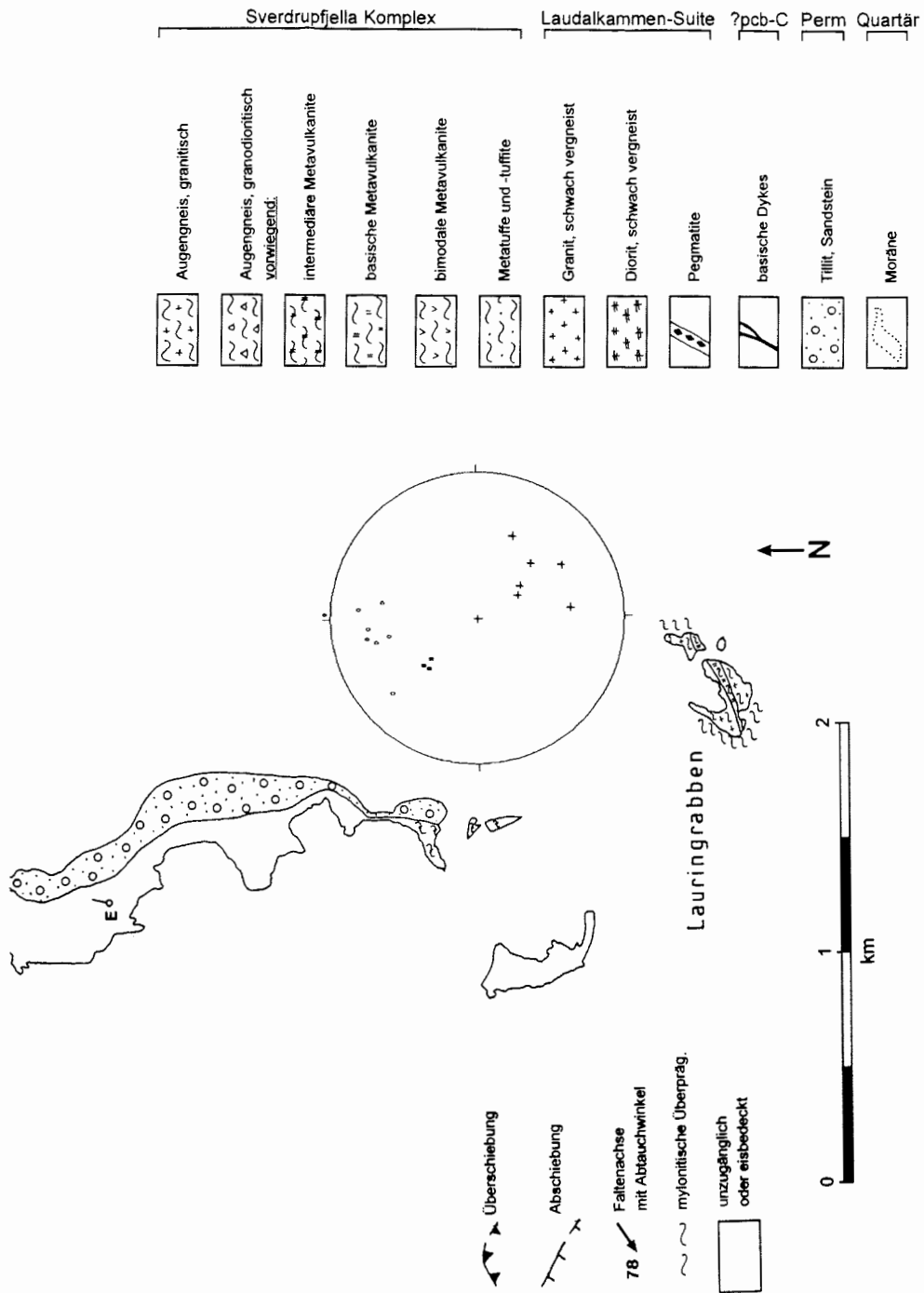


Abb. 2.-7: Geologische Karte der nördlichen Milorgfjella. A bis E: End- und Knickpunkte des geologischen Profils (Abb. 2.-8).



2.2 Die nördliche Milorgfjella - Waglenabben, Laudalkammen und Lütkenrupen

Waglenabben wird durch zwei flache, deckenartige Überschiebungen in einen liegenden, mittleren und hangenden Teilbereich getrennt (Abb. 2.-7). Die Gesteine in den Überschiebungszonen sind kataklastisch ausgebildet. Im Liegenden und Hangenden der unteren Störungszone sind helle tonalitisches-trondhjemitische Gneise und Amphibolite aufgeschlossen, die als bimodale metavulkanische Sequenz angesprochen werden. Vor allem in den höheren Teilen des mittleren Teilbereichs hat eine partielle Anatexis die leukokraten Gesteine betroffen (Abb. 2.-9). Teile der dunklen Amphibolitbänder schwimmen als Bruchstücke in dem Migmatit. Auch im Liegenden der unteren Störungszone finden sich Anzeichen einer beginnenden Migmatisierung, jedoch nur in Dimensionen von wenigen Zentimetern.

Die obere Überschiebungsbahn verläuft fast horizontal und spaltet nach Süden in zwei Teiläste auf. Im nördlichen Teil Waglenabbens steht über dieser Störungszone ein mittelkörniger, hellgrauer Granit mit schwach ausgeprägter metamorpher Foliation an. Durch den oberen Überschiebungsast wird er von bimodalen Metavulkaniten mit eingeschalteten amphibolitisierten Gabbrolinsen getrennt.

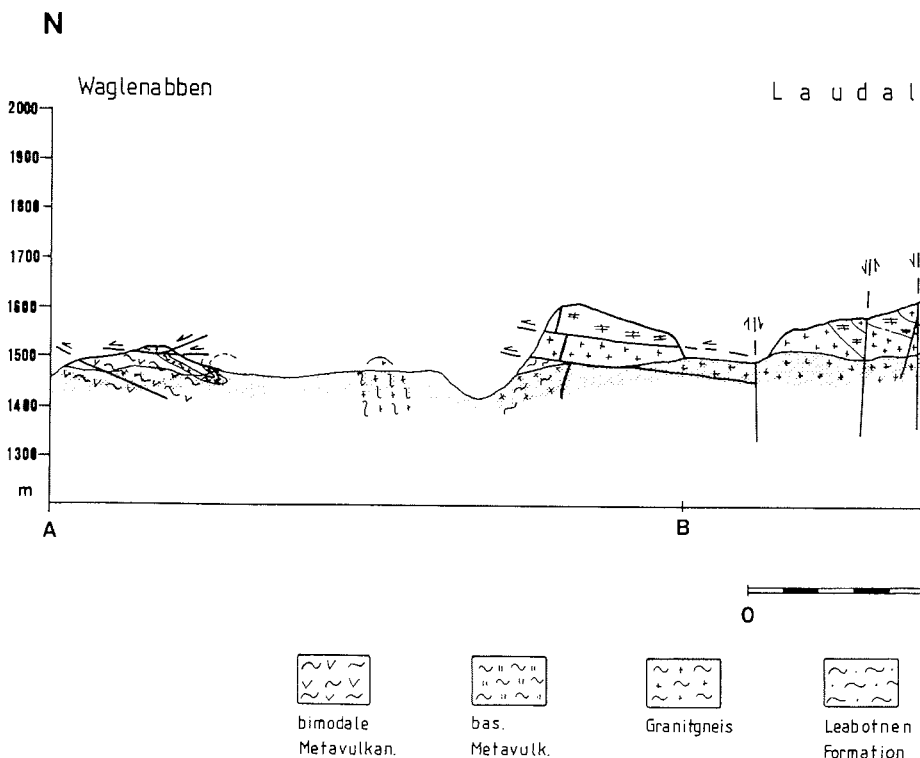


Abb. 2.-8: Geologisches Profil über den Laudalkammen. Eisbedeckte Flächen sind gerastert.

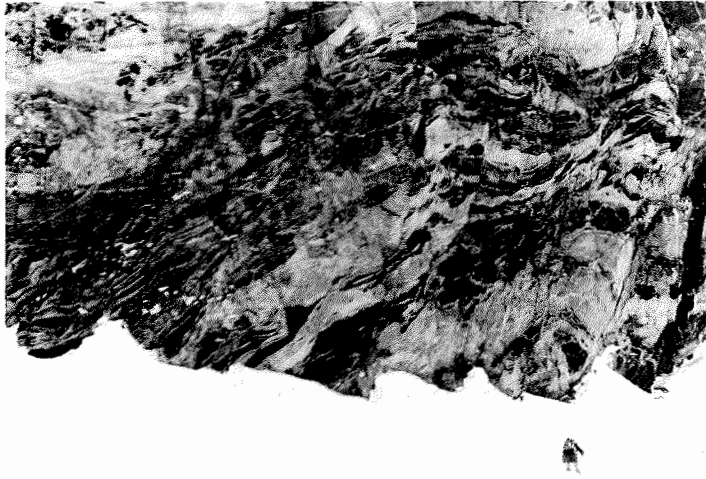
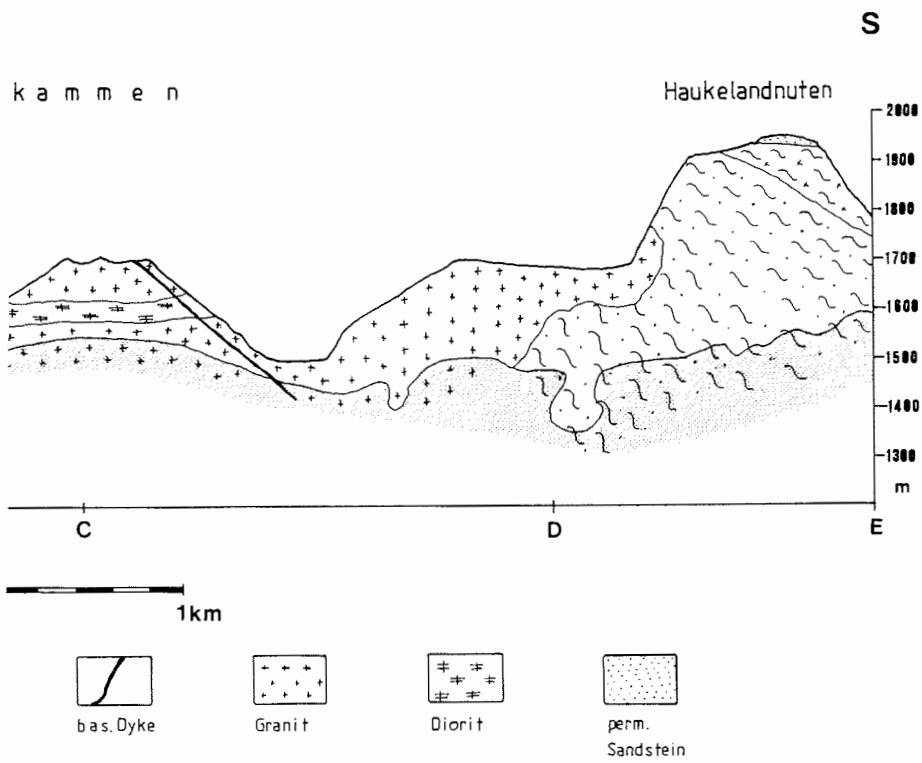


Abb. 2.-9: Wagnabben, Nordflanke. Migmatische saure Metavulkanite mit Schollen von dunklen Amphiboliten.



An der Nordspitze von Laudalkammen und einem vorgelagerten namenlosen Nunatak steht ein rötlicher Granitgneis an. Am Nordende des Laudalkammen wird er von einem unvergneisten Granit der Laudalkammen-Suite überschoben (Abb. 2.-8). Im nördlichen Teil des Laudalkammen überwiegt ein feinkörniger, gleichkörniger Granit, im zentralen Teil tritt ein grobkörniger, porphyrtiger Granit dazu. Eine ca. 30 m mächtige, sillartige mafische Intrusion, bestehend aus Dioriten und Quarzdiorkiten, lagert in den Graniten. Eine zweite Überschiebung verläuft entlang einer lithologischen Grenzzone am Kontakt zwischen Granit und Diorit und versetzt einen vergrüneten basischen Dyke. Dessen schwache Chloritisierung und Epidotisierung markiert gleichzeitig das Metamorphosemaximum in der unteren Grünschieferfazies für die Gesteine der Laudalkammen-Suite. Bei Haukelandnuten existiert ein magmatischer Kontakt zwischen den Graniten der Laudalkammen-Suite und den Gesteinen des Sverdrupfjella-Komplexes. An diesem Kontakt steht eine mächtige Folge aus Bt-Hbl-Schiefern und gebänderten KfP-Augengneisen an, die Einschaltungen von quarzitischen Paragneisen enthalten. Die gesamte Folge bildet die östliche Fortsetzung der Leabotnen-Formation. Am Lütkenupen werden diese Gesteine durch verschiedene Augengneise begrenzt, die als plattige Metaplutonit-Körper interpretiert werden. Im Gelände können zwei Augengneis-Typen unterschieden werden:

- Bt-Plg-KfP-Augengneise, die als Granitgneise s. str. angesprochen werden und
- Bt-Hbl-Plg-KfP-Augengneise mit granodioritischer Zusammensetzung bzw. quarzärmere Varietäten mit syenitischer Tendenz. Diese Gesteine sind oft reich an Titanit.

Amphibolit-Dykes und Pegmatite mit Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern durchdringen diese Metaplutonite sehr häufig.

Die Region am Haukelandnuten wird von 5-8 m mächtigem permischem Deckgebirge überlagert, das mit einem ca. 1 m mächtigen Diamiktit einsetzt. Das metamorphe Grundgebirge am steilen Westabfall zum Leabotnen ist nur am äußersten Süzipfel erreichbar. Dort sind tonalitische, feingebänderte Gneise angetroffen worden, in die vereinzelt dünne granitische Sills intrudiert sind.

Etwa 1 km südlich von Haukelandnuten ragt die Nunatakgruppe Lauringrabben aus dem Polarplateau. Der gesamte Aufschluß wird aus mylonitisierten granitischen Augengneisen und einem bis zu 50 m mächtigen Amphibolitzug aufgebaut. Reliktischer Pyroxen sowie relativ hohe Magnetit-Gehalte deuten auf eine (gangartige) Gabbro-Intrusion als Edukt des Amphibolits hin. Alle Gesteine sind intensiv zerschert und gehören einer E-W-streichenden Störungszone an, die eine nach N aufschiebende Kinematik besitzt.

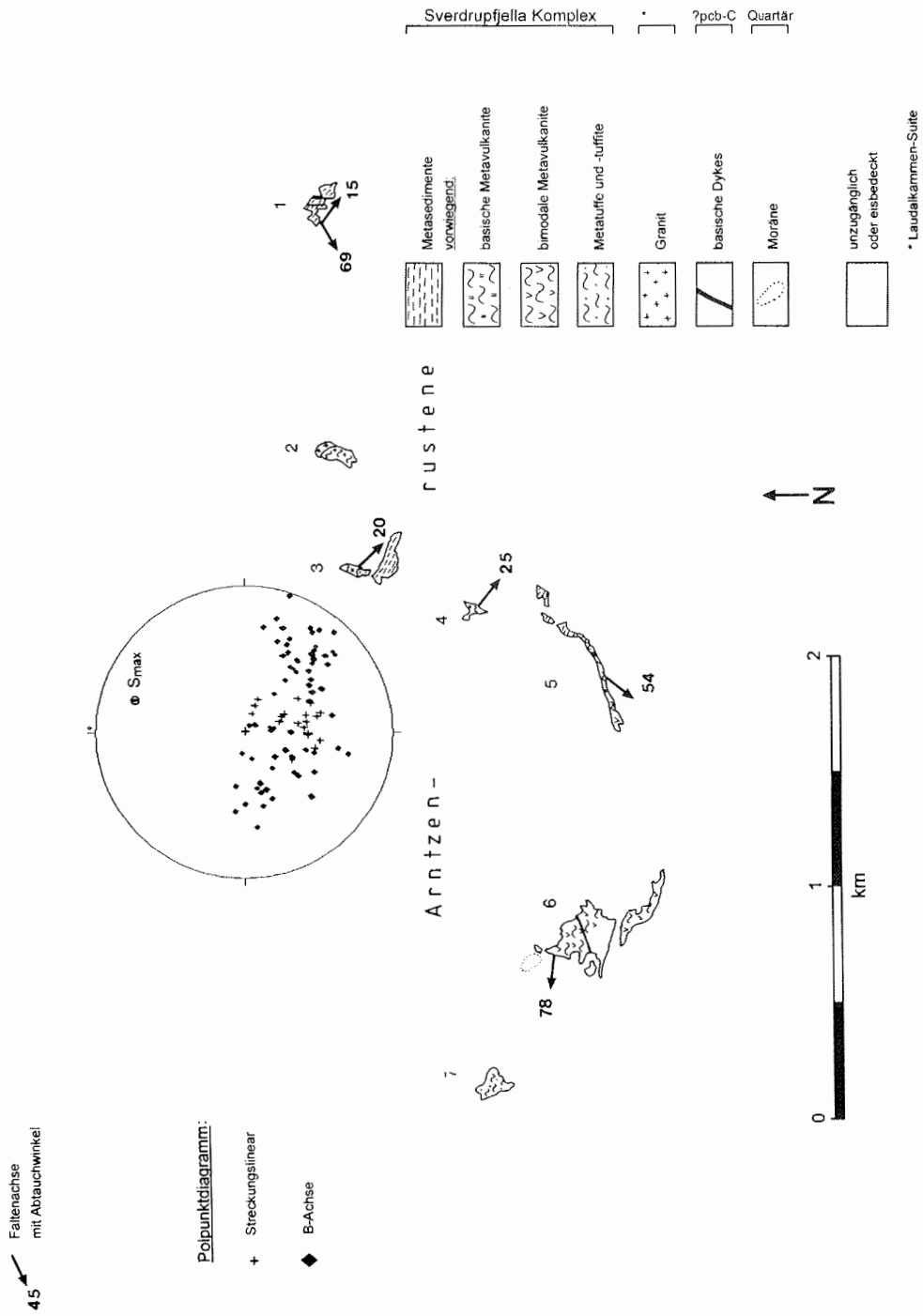


Abb. 2.-10: Geologische Karte von Arntzenrustene. (1 bis 7: Nunatak-Nummern im folgenden Text).

2.3 Die östlichen Nunataks - Arntzenrustene

Der östlichste Nunatak von Arntzenrustene (Nr. 1 in Abb. 2.-10) wird überwiegend aus steil bis mittelsteil nach SW einfallenden Metasedimenten aufgebaut. Im unteren Teil des Nunataks überwiegen Bt-Plg-Gneise mit beginnender Metatexis, darüber folgt eine bunte Serie mit Quarziten, Grt-Bt-Plg-Gneisen, Kalksilikatfelsen und unreinen Marmoren. In die Paragesteine sind grobkörnige Granatamphibolite eingeschaltet, die als basische Metavulkanite gedeutet werden. Zwei steilstehende, grünschieferfaziell überprägte Dykes streichen diskordant N-S durch diese Folge. Sie erreichen eine Mächtigkeit von ca. 1 m bzw. 2 m.

Am Nordende des zweiten Nunataks ist ein hellrosafarbener, mittelkörniger Granit aufgeschlossen, der nur sehr schwach vergneist ist. Vermutlich eine Apophyse dieses Granits ist am Nordende des dritten Nunataks gerade angeschnitten. Der Granit enthält Xenolithe aus Amphiboliten und Paragneisen, die im Verband unmittelbar südlich der Intrusionen aufgeschlossen sind. Im tektonisch Hangenden und in einer höheren morphologischen Position am Escarpmentrand liegen die Nunataks 4 bis 6. Die dort aufgeschlossenen grobkörnigen KfP-Plg-Gneise und Grt-Bt-Amphibolite werden als bimodale Metavulkanite angesprochen. Vereinzelt Paragneis-Einschaltungen in den Metavulkaniten sowie die Paragneis am Ostende des 5. Nunataks sind metatektisch ausgebildet.

Der westlichste Nunatak von Arntzenrustene (7) enthält graue, feinkörnige Metamorphite tonalitischer Zusammensetzung mit größeren idiomorphen Feldspäten. Die feine Bänderung und Einschaltungen von Metasedimenten führten zu einer Interpretation dieser Gesteine als metamorphe keratophyrartige Tuffe und Tuffite, die zur Leabotnen-Formation gestellt werden.

2.4 Die südwestlichen Nunataks - Steenstruphorten bis Haneborg-Hansenveggen

An der Südflanke des Steenstruphorten sind Metasedimente in Form quarzreicher, z.T. metatektischer Grt-Bt-Plg-Gneise aufgeschlossen (Abb. 2.-13), in die im SE auch ein 10 m mächtiger Quarzit eingeschaltet ist. Am Nordhang wird die Wechselfolge mit Zentimeter- bis Meter-mächtigen Lagen migmatischer Bt-Fp-Gneise, Amphibolite und grobkörniger Grt-Amphibolite als Folge bimodaler Metavulkanite interpretiert. In dieser Folge sind häufig nichtzylindrische Falten (*sheath folds*, Abb. 2.-11) zu beobachten. In der nächsten Nunatakgruppe (Krogh-Johanssenberga und Rieber-Mohnnosa) östlich vom Steenstruphorten dominieren saure Metavulkanite mit Einschaltungen von oft boudinierten Amphibolit-Bänken, die um steilstehende, nach SW bis SE abtauchende Achsen verfaltet sind. Am Westende von Krogh-Johanssenberga nehmen Amphibolite und Amphibolgneise zu, so daß die Metavulkanite dieser Nunatakgruppe als bimodale Folge anzusprechen sind. Teilweise sind die Amphibolgneise auch von einer beginnenden Anatexis betroffen (Abb. 2.-12). Zwischen den bimodalen Metavulkaniten und migmatischen Metarhyolithen im W-Teil von Krogh-Johanssenberga sind ca. 200 m Paragneis und Glimmerschiefer eingeschaltet.

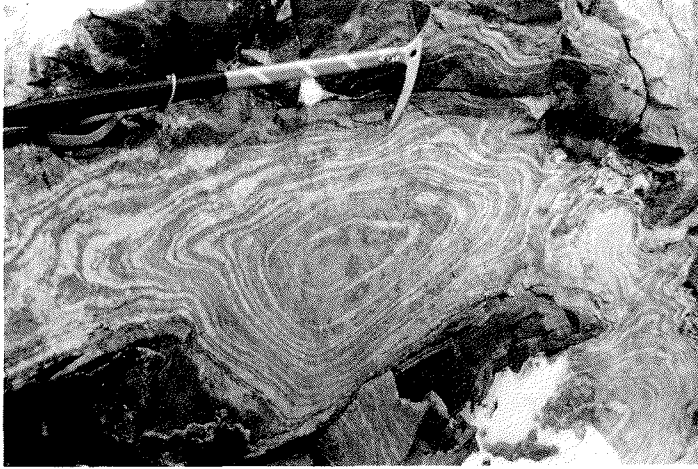


Abb. 2.-11: Anschnitte von *sheath folds* an der N-Flanke des Steenstruphorten.

Im E-Teil von Rieber-Mohnnosa tritt zu den Metavulkaniten eine Folge von Metasedimenten. Neben Grt-Bt-Plg-Gneisen sind vor allem plattige, unreine Quarzite und Zweiglimmergneise bis Glimmerschiefer vertreten. Kennzeichnend, neben ihrem relativ hohen Granatgehalt, ist eine bereits makroskopisch erkennbare Graphitführung auf den Foliationsflächen. In diese Metasedimente ist ein metamorpher Monzogranit eingefaltet, dessen Gefüge ihn als ausgeprägten R-Tektonit ausweist. Sowohl in Rieber-Mohnnosa als auch in Krogh-Johanssenberga sind je ein NNE-SSW streichender jurassischer Dyke aufgeschlossen; die Mächtigkeiten betragen ca. 6 m bzw. 2 m.

Der W-Teil von Magnussonknausen besteht vorwiegend aus Bt-Plg-Paragneisen (\pm Grt), in die sich im E immer häufiger saure Metavulkanite einschalten. Im Ostteil des Nunataks sind dann nur noch rosafarbene (Bt)-Qz-Plg-KFp-Gneise aus rhyolithischen Edukten mit einzelnen mächtigen Amphiboliten aufgeschlossen. Im Trapezberg wiederholen sich diese bimodalen Metavulkanit-Sequenzen. Dunklere Gesteinspartien in dieser Folge sind unreine tuffitische Mischungen dieser metavulkanischen Lithologien. Im Osten des Trapezberges ist ein mächtiger Grt-Amphibolit zu beobachten. Im benachbarten Nunatak Hanssonhorna sind in etwa gleichem Umfang Metapsammite/pelite und feinkörnige, rötliche Metarhyolithe aufgeschlossen. Die Abfolge ist in offene Falten von einigen 10-100 m Dimensionen gelegt, deren Achsen steil in südliche Richtungen tauchen.

Der Haneborg-Hansenveggen bildet einen NE-SW-verlaufenden Abschnitt des Escarpmentrandes (Abb. 2.-14). Für den gesamten Bereich sind gutgebankte Gneise von Zentimeter- bis Dezimeter-Bankmächtigkeit charakteristisch. Im SW sind drei lithologische Einheiten kartiertechnisch zu trennen. Rötliche Bt-Qz-Plg-KFp-Gneise rhyolithischer bis rhyodazitischer Zusammensetzung, die vereinzelt Amphibolitbänder enthalten, treten am einem Sporn am westlichen Ende auf. Nach SE schließt sich eine Wechselfolge rhyolithischer und tonalitischer Gneise mit häufig eingeschalteten Amphi-

boliten an. In den südlichen Aufschlüssen des Haneborg-Hansenveggen überwiegen basische Metavulkanite, die mit hellgrauen Bt-Qz-Plg- bis Bt-Plg-Qz-Gneisen wechsel-lagern. Letztere werden als intermediäre dazitische bis andesitische Metavulkanite interpretiert. Im zentralen Abschnitt des Haneborg-Hansenveggen lassen sich diese Lithotypen kartiertechnisch nicht trennen, sondern werden undifferenziert als bimodale Metavulkanite dargestellt. Im Gegensatz zu den bimodalen Metavulkaniten in Arntzen-rustene ist hier jedoch der Anteil intermediärer Metavulkanite deutlich höher.

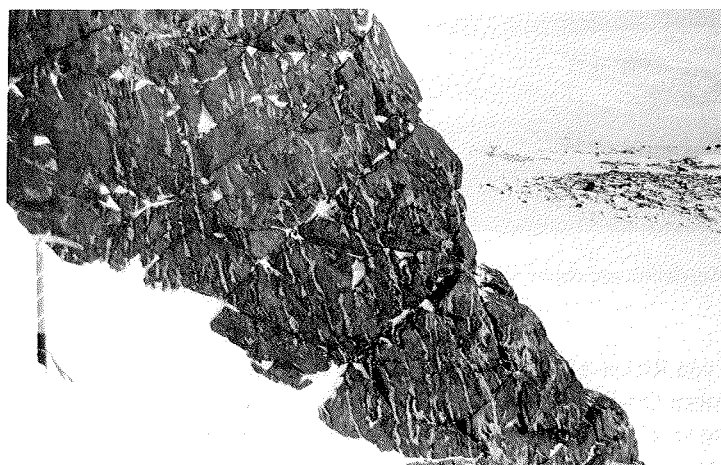


Abb. 2.-12: Metatektische Amphibolgneise, westlicher Nunatak von Krogh-Johanssenberga.

Das Nordende des Haneborg-Hansenveggen wird vom kleinen Nunatak Hasselknip-penova (Abb. 2.-1) gebildet, dessen mylonitische KfP-Augengneise und tonalitischen Gneise petrographisch den Metamorphiten des Schivestolen-Massivs entsprechen. Der isolierte Nunatak Møyenknatten liegt weit nordwestlich vor dem Escarpmentrand. Ein vergneister, roter Granit steht dort an, der von postmetamorphen, erzführenden Quarzadern durchschlagen wird (vgl. Kap. 3.2).

2.5 Die südliche XU-Fjella

Von der zwischen Milorgfjella und Sivorgfjella gelegenen XU-Fjella konnte nur der südliche Anteil mit den Nunataks Hauglandkleppen, Bergslienfallet und Storsveenfjellet kartiert werden (Abb. 2.-15). Das Gelände ist durch das KK-dalen von der Südseite gut zu erreichen. Die östlichen Nunataks um Bjørnnutane ragen aus dem Eis des Polarplateaus und bestehen aus jurassischen Basaltdecken über nur noch 2 m mächtigen Relikten des permokarbonen Deckgebirges. Im Liegenden ist das kristalline Basement an der Südflanke von Bjørnnutane aufgeschlossen (JUCKES 1972).

Der flache W-Rücken von Hauglandkleppen enthält eine Wechselfolge von Marmoren, Kalksilikatfelsen und paragenen Qz-Fp-Bt-Gneisen. Der zentrale Teil von Hauglandkleppen wird von einem grobkörnigen, rötlichen, schwach vergneisten Metagranit aufgebaut, der reich an Paragneis- und Amphibolit-Xenolithen ist. Nach Osten hin folgen migmatische Grt-Bt-Paragneise mit Einschaltungen von Metarhyolithen und Hbl-führenden Metadazititen, die schließlich am Nordostsporn von Hauglandkleppen in feingebänderte Amphibolite übergehen.

In den Nunataks von Bergslienfallet dominieren migmatische, granatführende Bt-Plg-Gneise mit geringmächtigen Einschaltungen von Kalksilikatfelsen. Weiter nördlich, am Storsveenfjellet, sind Metavulkanite aufgeschlossen, vor allem mittel- bis feinkörnige graue Bt-Hbl-Fp-Gneise und Amphibolite sowie untergeordnet rosafarbene Metarhyolithe. Die grauen Bt-Hbl-Fp-Gneise haben eine dazitische Zusammensetzung und zeigen fleckige Hbl-Qz-Symplektite.

An fünf Lokalitäten ist das permokarbene Deckgebirge aufgeschlossen. Bei zwei Lokalitäten (kleiner Nunatak 4 km NE' Hauglandkleppen und Südhang von Bjørnnutane) sind nur ca. 2 m gefritteter Sandstein im Liegenden des jurassischen Basalts erhalten (LARSSON & BYLUND 1988). Unmittelbar nordöstlich Hauglandkleppen lagert grauer, feldspatführender Quarzsandstein direkt auf steilstehenden Amphiboliten (Abb. 2.-15). Auf der Diskordanzfläche ist ein paläozoischer Gletscherschliff erhalten. Darüber ist der basale Teil der permokarbonen Sedimentgesteine aufgeschlossen, der, wie auch an einem 1,5 km weiter NNE' gelegenen Aufschluß, Dropstones enthält. Ein etwas größerer Aufschluß unmittelbar südlich Bergslienfallet ist einem stratigraphisch höheren Abschnitt des Permokarbon zuzurechnen. Es treten nur noch schräggeschichtete, mittelkörnige Sandsteine mit schluffigen Einschaltungen auf.

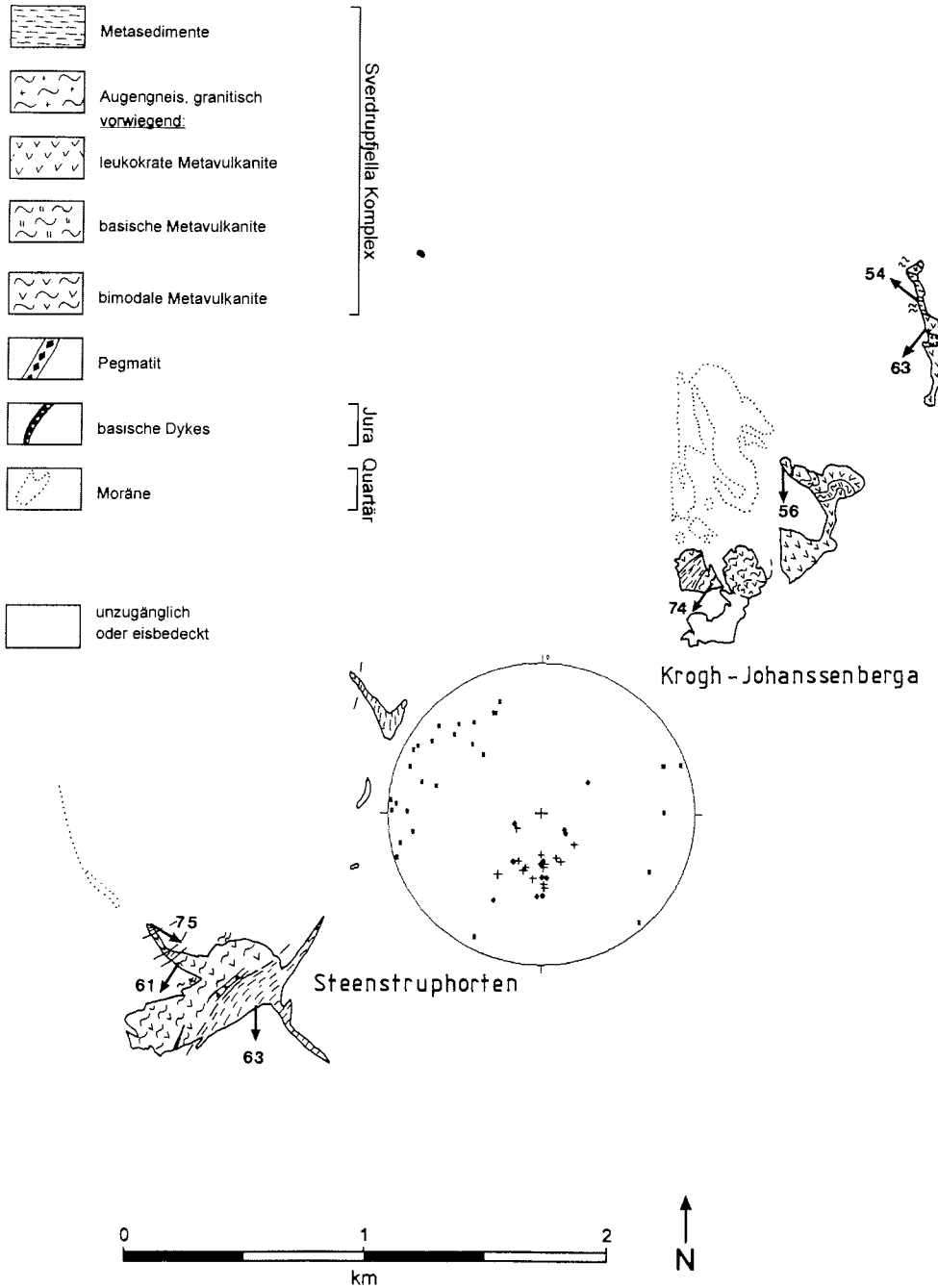
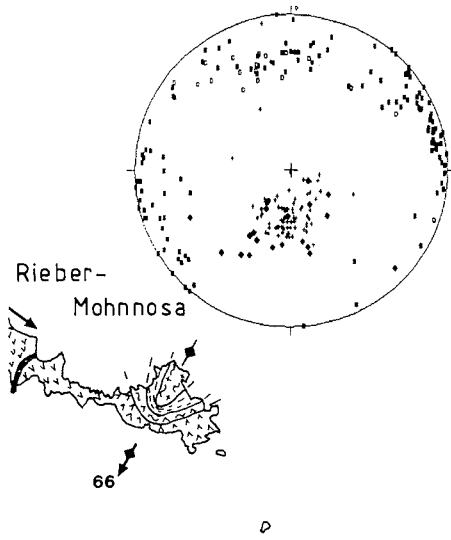


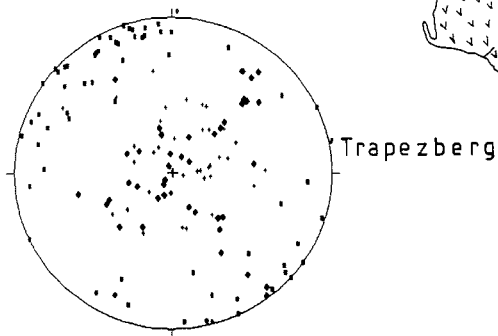
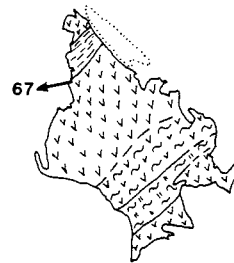
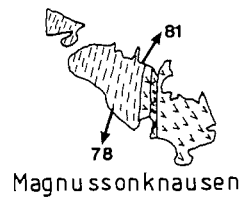
Abb. 2.-13: Geologische Karte der südwestlichen Nunatakkette, westlicher Teil.



- ↖ 88 Faltenachse mit Abtauchwinkel
- ↖ Achse Antiform
- ≈ mylonitische Überprägung

Polpunktdiagramme:

- S-Fläche, allg.
- S2-Fläche
- + Streckungslinear
- ◆ B-Achse



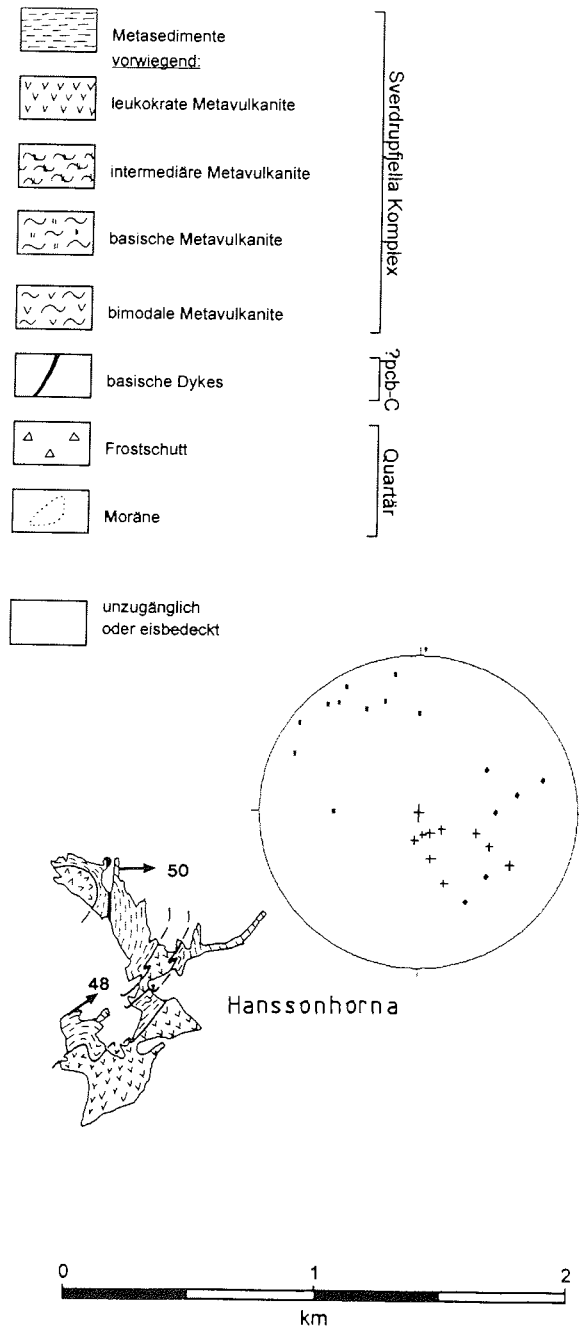
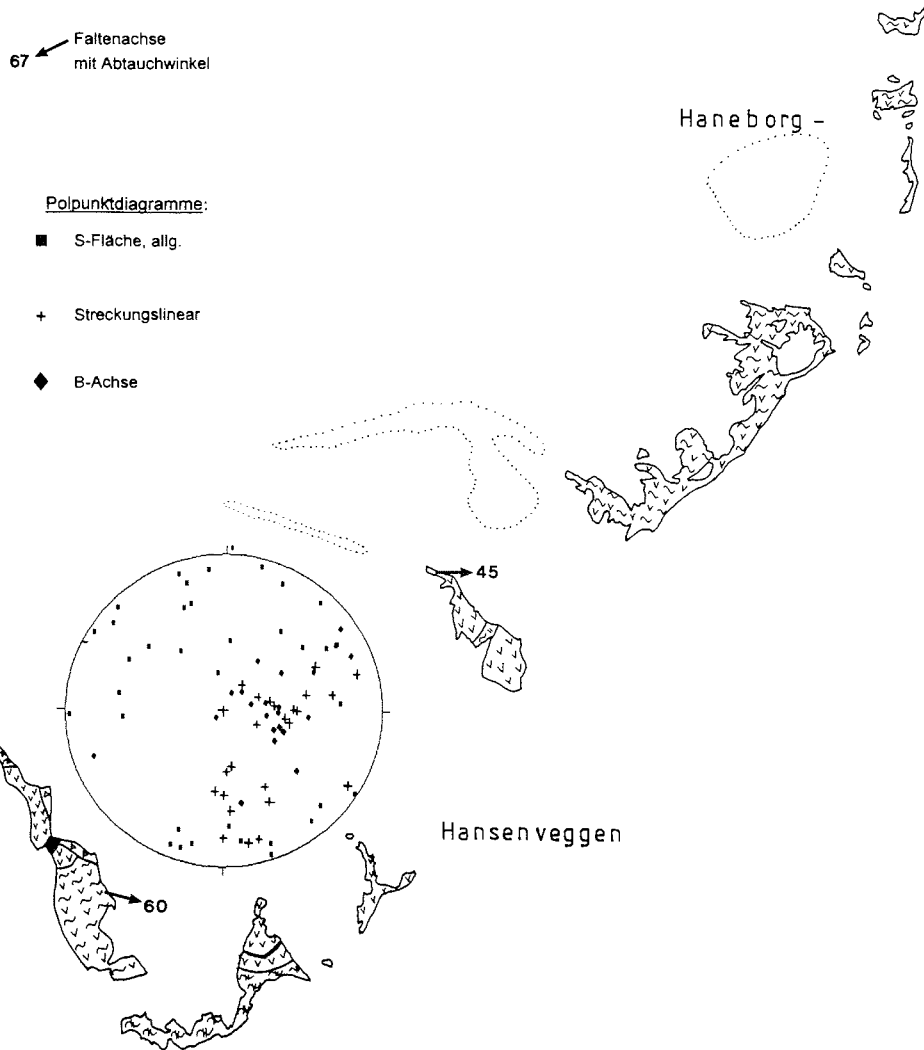


Abb. 2.-14: Geologische Karte der südwestlichen Nunatakette, östlicher Teil.



65 Faltenachse
mit Abtauchwinkel

Achse Antiform

Achse Synform

Polpunktogramm:

■ S-Fläche, allg.

+ Streckungslinear

◆ B-Achse

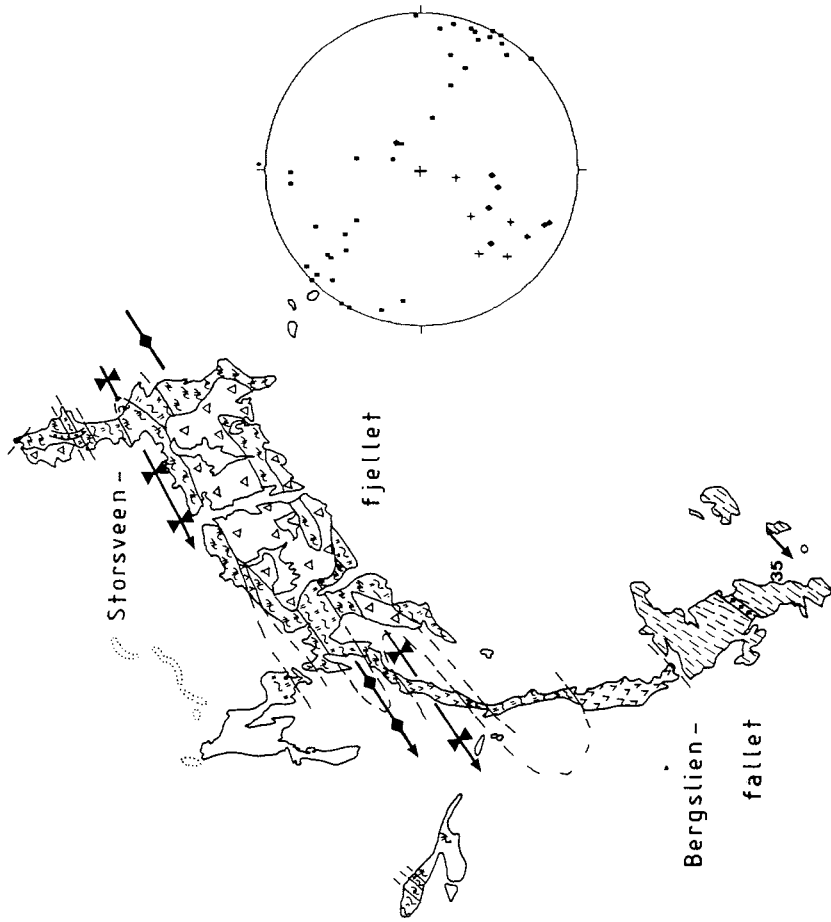
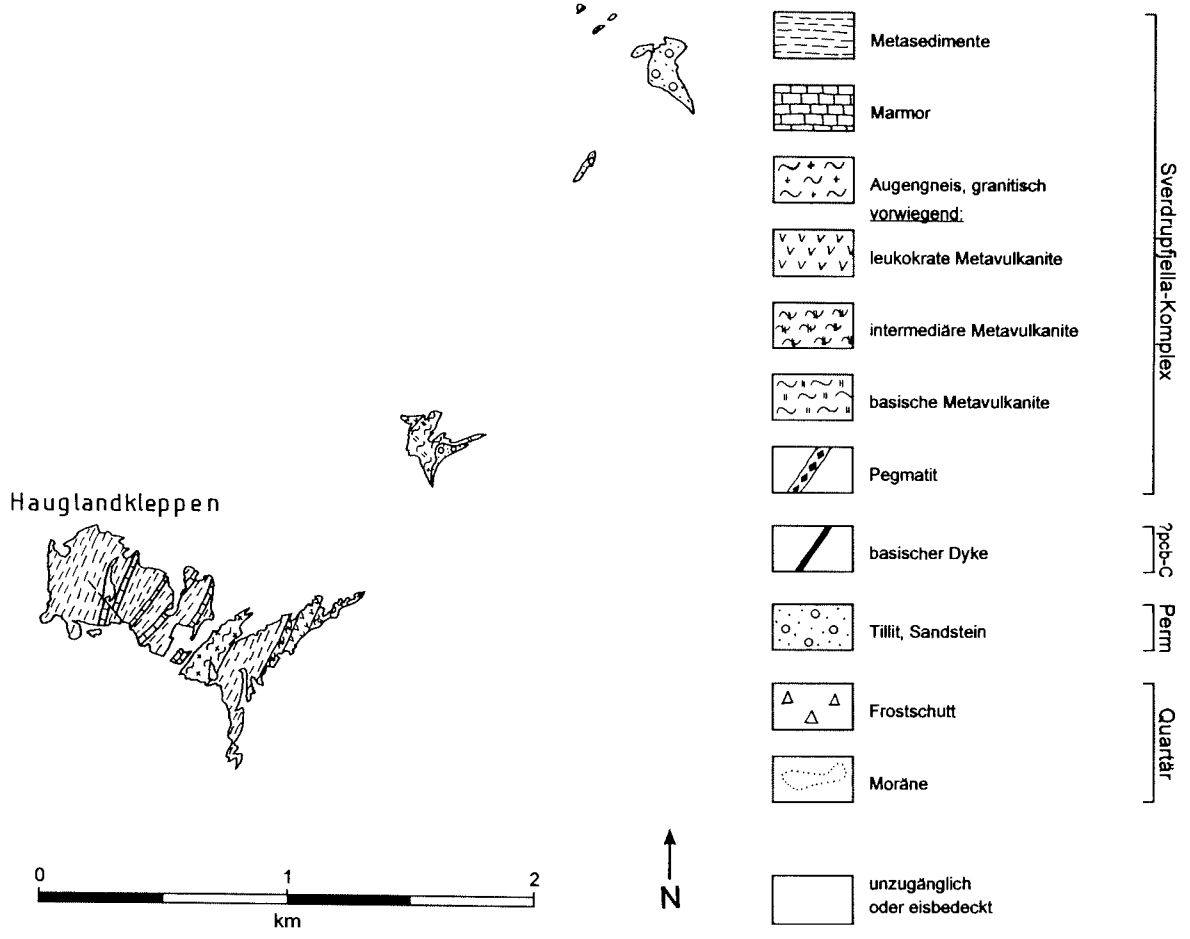


Abb. 2.-15: Geologische Karte der südlichen XU-Fjella.



3. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Gesteine von Milorgfjella

Die in diesem Kapitel angeführten Ergebnisse petrographischer Untersuchungen beruhen auf der polarisationsmikroskopischen Analyse von 190 Dünnschliffen. Ergänzend zur Durchlichtmikroskopie wurden von fünf Proben (KS 4, KF 7, KS 20b, KF 33, KF 64) polierte Anschliffe angefertigt, um mit Hilfe der Auflichtmikroskopie die Zusammensetzung der opaken Phasen zu bestimmen. Von 20 im Dünnschliffbereich homogenen Gesteinen, die repräsentativ für die jeweiligen lithologischen Gruppen sind, wurden Modalanalysen angefertigt (Tab. A.-2 bis A.-4). Hierzu wurden pro Dünnschliff ca. 1800 Punkte ausgezählt. In ungleichkörnigen Proben erfolgte eine separate Zählung von Matrix und Grobkomponenten. Mineralanteile von weniger als 0,5 Vol-% gingen in die Summenberechnung der o. g. Tabellen nicht ein.

In den folgenden petrographischen Beschreibungen wird die Korngrößenskala nach TEUSCHER (in WIMMENAUER 1985, S. 5) verwendet. Mineralphasen werden bei mehr als 20 Vol-% als Hauptgemengteile, bei 20 bis 5 Vol-% als Nebengemengteile und unter 5 Vol-% als Akzessorien bezeichnet.

3.1 Gesteine des präkambrischen Sverdrupfjella-Komplexes und ihre Mikrogefüge

Die Gesteine des Sverdrupfjella-Komplexes bilden die ältesten Bestandteile des kristallinen Basements der nördlichen Heimfrontfjella. Sie umfassen Parametamorphite, gebänderte Metavulkanite mit saurem, intermediärem und basischem Chemismus sowie Metaplutonite aus granitoiden Edukten, die die höhere Amphibolitfazies erreichten und lokal durch eine jüngere retrograde Metamorphose grünschieferfaziell überprägt worden sind.

3.1.1 Metamorphe vulkanosedimentäre Serie

3.1.1.1 Metasedimente

Die Metasedimente bilden eine petrographisch sehr heterogen zusammengesetzte Gruppe. Es dominieren im Verbreitungsgebiet dieser Gesteinsgruppe Paragneise. Quarzite, Kalksilikatfelse, Marmore und Glimmerschiefer sind nur in untergeordnetem Maße in der nördlichen Heimfrontfjella aufgeschlossen. Die Metasedimente wechsellagern häufig mit sauren und basischen Metavulkaniten und sind daher nur dort, wo sie dominieren, als "Metasedimente" kartiert worden.

Paragneise und, quantitativ stark zurücktretend, auch Glimmerschiefer sind im Osten des Arbeitsgebiets, d. h. in Arntzenrustene, in einem schmalen Band innerhalb des zentralen Massivs von Milorgfjella und vor allem in einigen der südwestlichen Nunataks verbreitet. Daneben lassen sich in den metamorphen bimodalen Vulkaniten und den Metatuffen und -tuffiten der Leabotnen-Formation immer wieder Metasedimente identifizieren, die auf der geologischen Karte nicht darstellbar waren.

Die **Paragneise** sind durch den wechselnden Biotitgehalt im cm-Bereich hell/dunkel gebändert. Sie spalten bevorzugt in den glimmerreichen Partien und bilden feinplattige, scharfkantige Bruchstücke. Je nach Biotitgehalt kann die Gesteinsfarbe zwischen grauschwarz und hellgrau variieren. Folgende Paragneistypen sind in Milorgfjella nachzuweisen:

- Biotit-Plagioklas-Gneis (KB 11, 22, KF 53, KJ 12, KS 54)
- Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis (KF 54, KF 56, KB 28c+e, 38)
- Biotit-Hornblende-Plagioklas-Gneis (KW 2)
- glimmerarmer Gneis (KF 49, KS 57, KJ 3)

Feinkörnige, equigranulare Biotit-Plagioklas-Gneise sind die am häufigsten aufgeschlossenen Paragneistypen. Der Plagioklas ist in diesen Gesteinen frisch und unverzwilligt. Der Biotit zeigt einen kräftigen Pleochroismus von X = gelb nach Y \approx Z = rotbraun oder braunoliv. In Schnitten senkrecht zur Schieferung erkennt man, daß der Biotit zusammenhängende Bahnen von straff in die Foliationsebene eingeregelt Kristallen bildet. Die Foliation ist parallel zu der - durch wenige Millimeter mächtige Quarzbändchen nachgezeichneten - sedimentären Schichtung orientiert. Die Quarze in den feinen Bändern sind vollständig rekristallisiert und bilden ideale Pflastergefüge mit 120°-Korngrößenwinkeln. In granatführenden Paragneisen ist als Nebengemengteil meist Muskovit vorhanden, in den Biotit-Plagioklas-Gneisen ist Muskovit nur akzessorisch vertreten oder fehlt völlig. Im Gegensatz zum Biotit ist der Muskovit nicht immer in die Foliationsebene eingeregelt, sondern ist häufig quergesproßt. Auch aufgrund seiner feinkörnigen Ausbildung wird eine vollständige, spätsynkinematische Rekristallisation des Muskovits angenommen. Die untersuchten Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise unterscheiden sich von den zuvor beschriebenen Paragneisen dadurch, daß sie 2-10 Vol-% mittelkörnigen, porphyroblastischen Granat ohne Interngefüge enthalten.

Die Gruppe der Biotit-Hornblende-Plagioklas-Gneise konnte nur durch eine Probe belegt werden. Das ungleichkörnige Gestein enthält mittelkörnige Hornblende-Porphyroblasten in einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, Plagioklas und Biotit. Die Hornblenden sind hypidiomorph und weisen einen Pleochroismus von X = gelb über Y = grün nach Z = blaugrün auf. Die Kopfflächen der Hornblenden wirken infolge ihres teilweise unvollständigen, zerlappten Aussehens korrodiert. Prismenflächen hingegen sind immer idiomorph entwickelt. Die grüne Hornblende ist nur unvollkommen eingeregelt. Da der Gneis nur kleine, isoliert auftretende Biotitkristalle enthält, ist kein schiefriges Gefüge entwickelt, sondern das Gestein zeigt eine nematoblastische Struktur.

Bei den glimmerarmen Paragneisen ist eine metamorphe Paralleltextur aufgrund des weitgehenden Fehlens schieferholder Minerale nur schwach ausgebildet. Die Struktur der Hauptgemengteile ist klein- bis mittelkörnig und nahezu gleichkörnig. Neben fast vollständig sericitisierten Plagioklas-Kristallen tritt in diesen Proben unverzwilligter Kalifeldspat als zweite Feldspat-Komponente hinzu. Der in den Gneisen aus Milorgfjella-Süd immer vorhandene Biotit wird in dem Paragneis aus Waglenabben (KJ 03) vollkommen durch Fe-Mg-Chlorit mit anomalen, entenblauen Interferenzfarben ersetzt. Im Gegensatz zu den granoblastischen Gefügen in den glimmerarmen Gneisen aus Milorgfjella-Süd, ist das Quarzteilgefüge in der Probe aus Waglenabben völlig anders

entwickelt. Die Quarze sind strähnig ausgelängt und löschen undulös aus. Randlich weisen die Quarzsträhnen Säume aus feinkörnigen Subkörnern auf. Die Deformation der Quarze erzeugte ein unruhiges, welliges S-Flächengefüge in diesem Gestein.

Glimmerschiefer wurden bei Buråsbotnen (KF 09), Rieber-Mohnnosa (KB 34) und Krogh-Johanssenberga (KW 04) beprobt. Hauptgemengteile dieser Gesteine sind Biotit und Quarz, in den Proben KB 34 und KW 04 auch Muskovit, der im Glimmerschiefer KF 09 quantitativ stark zurücktritt.

In den Proben KB 34 und KW 04 sind grobkörnige Granate (ϕ bis 0,5 cm) enthalten, die von einem weitmaschigen Rissnetz durchsetzt sind. Tektonisch erzeugte Bruchstücke werden durch feinkörnige Zwischenraumfüllungen aus Biotit, Quarz und Muskovit getrennt. Quarzkristalle bilden Linsen polygonaler Pflastergefüge oder, wenn sie allseitig von Phyllosilikaten umgeben werden, unregelmäßige Polyeder. Undulöses Auslöschen oder andere Deformationsindikatoren konnten nicht beobachtet werden. Akzessorisch enthalten diese Proben Plagioklas, Zirkon und eine innig mit Biotit verwachsene Opakphase mit faserigem Habitus (Graphit ?). Nur in Probe KB 34 findet man Staurolith und etwas Sillimanit. Diese Probe bildet das metapelitische Äquivalent zum St-Grt-Paragneis KF 54 aus dem gleichen Nunatak.

Die eingeregeltten Biotite bedingen in den Glimmerschiefern ein lepidoblastisches Gefüge, das nachträglich in Fältchen mit cm-Dimension gelegt wurde. Die Grt-Porphyrblasten werden von den Biotiten umflossen und zeigen kein Interngefüge, so daß eine präkinematische Blastese angenommen wird. Postkinematisch sind sternförmige Chlorit-Nester gewachsen, die einen Durchmesser bis zu 1,5 mm erreichen können.

Im Glimmerschiefer KF 09 fehlt Plagioklas als Mineralphase. Auch Granat findet man nur noch selten in Form 0,1-0,2 mm großer Splitter, die mit Klinozoisit und Biotit verwachsen sind. Runde, bis zu 1 mm große, aus feinkörnigem Klinozoisit bestehende Aggregate, werden als vollständig umgewandelte Granate gedeutet. Die Umwandlung in Klinozoisit infolge retrograder Überprägung wird auch von SCHULZE (1992) für Glimmerschiefer aus Imerlundryggen (Sivorgfjella) beschrieben. Die in KF 09 vorhandene Mineralparagenese Qz-Czo-Epi-Bt ist in der Biotit-Zone der Amphibolitfazies stabil (YARDLEY 1989). Das Gestein wurde bei diesem Metamorphosegrad mylonitisiert, was nur noch durch Relikte eines SC-Gefüges, im Sinne von PLATT (1984), im Dünnschliff zum Ausdruck kommt.

Quarzite sind im Arbeitsgebiet seltene Gesteine und konnten nur am Trapezberg, Rieber-Mohnnosa, Krogh-Johanssenberga und im innersten Teil des Buråsbotnen beprobt werden. Die Proben (KS 20b, KF 47, KF 58) stimmen nur hinsichtlich ihres Hauptgemengteils Quarz überein, zeigen ansonsten aber deutliche Unterschiede bezüglich weiterer Mineralphasen und ihres Gefüges. Probe KS 20b aus dem inneren Teil Buråsbotnens ist im Handstück dunkelgrau und plattig mit scharfkantigem, durchscheinendem Bruch. Das Gestein besteht zu etwa 70 Vol-% aus feinkörnigem, isometrischem Quarz in stabiler Ausbildung mit geraden Korngrenzen und 120°-Korngrenzenwinkeln. Lagen undulös auslöschender, plattiger Quarz-Alt Körner, die mit

ihrer Längsachse in die Foliation eingeregelt sind, machen etwa 10 Vol-% des Gesteins aus. Das häufigste Akzessorium ist farbloser Apatit, sehr selten treten stark saussuritisierte Plagioklas und klarer Mikroklin auf. Isolierte Biotitkriställchen sind über den Schliff gleichmäßig verteilt und foliationsparallel eingeregelt. Ebenfalls straff eingeregelt ist die opake Mineralphase, die leistenförmige Querschnitte mit einer Länge bis 1 mm aufweist. Die opaken Leisten können mittels der Auflichtmikroskopie als hellbraungrauer, stark bireflektierender und anisotroper Graphit identifiziert werden. An manchen Stellen ist Graphit mit Biotit verwachsen. Neben Graphit treten in diesem Quarzit außerdem sehr feine Körnchen von Sulfidzerzen auf. Am häufigsten ist der braunrosafarbene Pyrrhotin, der sowohl mit hellgelbem Pyrit, als auch mit gelbgrünlichem Markasit verwachsen ist. Die Mineralparagenese Graphit und kleine Mengen von Sulfidzerzen in Metasedimenten ist kennzeichnend für sedimentäre Edukte mit einem ursprünglich hohen Anteil organischen Materials. Das organische Material wurde bei der Metamorphose zu Graphit inkohlt. Die Sulfide sind bei der Sedimentation oder der beginnenden Diagenese mit bakteriell gebildetem H_2S aus dem Meerwasser gefällt worden.

Probe KF 58 vom Trapezberg ist ein feinkörniger, mittelgrauer, straff folierter Feldspat-Quarzit mit einer Wechsellagerung feldspatarmer und feldspatreicher Bänder im cm-Bereich. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die feldspatarmen Quarz-Bänder durch dünne, foliationsparallele Biotitlagen weiter untergliedert werden. Die Biotite weisen einen auffälligen Pleochroismus von X=hellgelb nach Y≈Z=schwarzbraun auf. Die Plagioklaskristalle sind unverzwilligt und im Kern stark saussuritisiert. Kalifeldspäte sind nur akzessorisch enthalten, sowohl Mikroklin als auch Mikroperthit ist vertreten. Ursprünglich besaß das Gestein einen höheren Kalifeldspatanteil, der durch Myrmekit verdrängt wurde.

Die an Ober- und Unterseite durch feine Biotitlagen gerade begrenzten Quarzbänder sind etwa zwei bis drei Kornquerschnitte mächtig (≈ 1 mm). Bereits durch Einschieben eines Gipsplättchens (Rot I) in den Strahlengang des Mikroskops erkennt man den hohen Regelungsgrad der Körner innerhalb eines Quarzbandes. Die Mißorientierung der c-Achsen zwischen benachbarten Körnern schwankt zwischen 8° und 15° . Nach der Definition von VOLL (1969) handelt es sich noch um Subkörner. Die Quarz/Quarz-Korngrenzen zwischen kristallographisch verschieden orientierten Subkorndomänen sind wellig suturiert, und zwar unabhängig von ihrer Orientierung zur S-Fläche. Die Einregelung der Quarze ist durch straininduzierte Korngrenzenmigration zu erklären, bei der günstig zum Stress orientierte Körner auf Kosten ungünstig orientierter Körner bevorzugt wachsen. BELL & ETHERIDGE (1976) fanden penetrative Subkornbildung in amphibolitfaziellen Quarziten.

Probe KF 47 von Krogh-Johanssenberga ist ein feinkörniger, rosafarbener, feldspatführender Quarzit mit felsischer Textur. Auch im Dünnschliff läßt sich aufgrund des sehr geringen Phyllosilikatanteils keine Foliation erkennen. Teilweise chloritisierte Biotit ist akzessorisch in Zwikkeln enthalten, Muskovit liegt nur als feinstkörnige Verwachsung im Plagioklas vor. Die Plagioklase sind stark bräunlich getrübt, Kalifeldspatkristalle sind hingegen klar und enthalten spindelförmige Albit-Entmischungslamellen.

Fundpunkte der Kalksilikatfelse und Marmore sind die Nunataks von Arntzenrustene und das Innerste Buråsbotnens. Die Gesteine sind weiß bis grünlichweiß und bilden maximal dm-mächtige Lagen, die z. T. boudiniert sein können, in Paragneisen.

Die gleichkörnigen, mittelkörnigen **Marmore** können im Handstück eine unregelmäßige, felsige Textur aufweisen, wenn Lagen mit Silikaten (Tremolit, Forsterit, Diopsid u.a.) fehlen. Durch Färbung mit einer Lösung aus Kaliumhexacyanoferrat (III) und Alizarin S war nachzuweisen, daß mehr als 90% der Karbonatminerale Dolomitkristalle sind. Die Marmore enthalten als Nebengemengteile feinstkörnigen Serpentin, der Pseudomorphosen nach Forsterit bildet (Abb. 3.-1). Als Akzessorien können Biotit und Opakminerale auftreten.

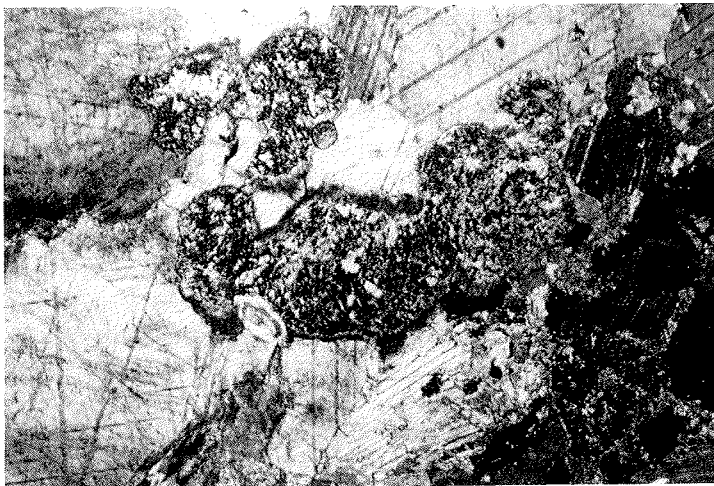


Abb. 3.-1: Dolomit-Marmor, KS 21, Buråsbotnen. Serpentin-Pseudomorphosen nach Forsterit. X Nicols, Länge der unteren Bildkante 3,2 mm.

Die **Kalksilikatfelse** enthalten Dolomit, Calcit und Tremolit als Hauptgemengteile. Im Handstückbereich ist eine ursprüngliche sedimentäre Schichtung anhand wechselnder Mengenanteile der Karbonat- und Silikatminerale zu erkennen. Der im Durchlicht farblose Tremolit tritt in stengeligen bis nadeligen, idiomorphen Kristallen in allen Kalksilikatfelsen auf. Diopsid ist in den meisten Kalksilikatfelsen noch enthalten, in einer Probe ist seine retrograde Umwandlung in Tremolit nachzuweisen.

Eine Probe vom östlichsten Nunatak von Arntzenrustene (KB 12) ist ebenfalls in die Gruppe der Kalksilikatfelse zu stellen, obwohl dieses Gestein keine Karbonatminerale enthält. Das gleichkörnige, feinkörnige Gestein besteht überwiegend aus den Mineralen Granat, Diopsid und Quarz. Mikrosondenanalysen (Kap. 4.2.1) ergaben, daß der Granat ein Grs-Sps-Mischkristall ist. Feinstkörniger Tremolit und Titanit bilden weitere Ca-führende Mineralphasen. Als Edukt dieses Gesteins ist ein Kalksandstein anzunehmen.

Die ungewöhnliche, Mn-reiche Zusammensetzung der Granate wird als Folge einer chemischen Beeinflussung durch die wenige Meter im Hangenden anstehenden Amphibolite mit tholeiitischem Chemismus interpretiert.

3.1.1.2 Saure und intermediäre Metavulkanite

Proben saurer Metavulkanite stammen vor allem vom Süd- und Südostende Laudalkammens, den inneren Teilen der Kare Leabotnen und Burásbotnen sowie vereinzelt von Arntzenrustene und den südwestlichen Nunataks.

Modalanalysen lassen eine Zuordnung der sauren Metavulkanite zu rhyolithischen bis dacitischen Edukten zu. Hauptgemengteile sind in allen Proben Quarz und Plagioklas, Kalifeldspat hingegen tritt meist untergeordnet auf. Nebengemengteile sind Biotit und dessen diaphthoritisches Umwandlungsprodukt Chlorit, der sowohl als Saum um Biotit als auch in Form einer eigenständigen Mineralphase auftritt. Ubiquitäre Akzessorien sind Apatit, Zirkon und opakes Erz. Einige Proben enthalten außerdem idiomorphen Titanit und Amphibole (z. T. tschermakitische Hornblende oder Aktinolith). Biotite zeigen häufig eine charakteristische Entmischung von Rutil in Form der Sagenit-Gitterung (Abb. 3.-2). Proben mit Sagenit-Gittern im Biotit und Titanit enthalten auch (mindestens als Relikt) Amphibol und weisen eine dacitische Zusammensetzung auf (KS 15, KS 37, KS 38, KS 56). Bei der retrograden Metamorphose wurden die Amphibole in Biotit umgewandelt, wobei in einigen Proben (KS 15, KS 37) fragmentierte tschermakitische Hornblende-Relikte in Biotitsträhnen als Kerne erhalten geblieben sind. In den aus Amphibolen entstandenen sekundären Biotiten fehlt das Sagenit-Gitter der ursprünglich Ti-reichen primären, vulkanogenen Biotite.

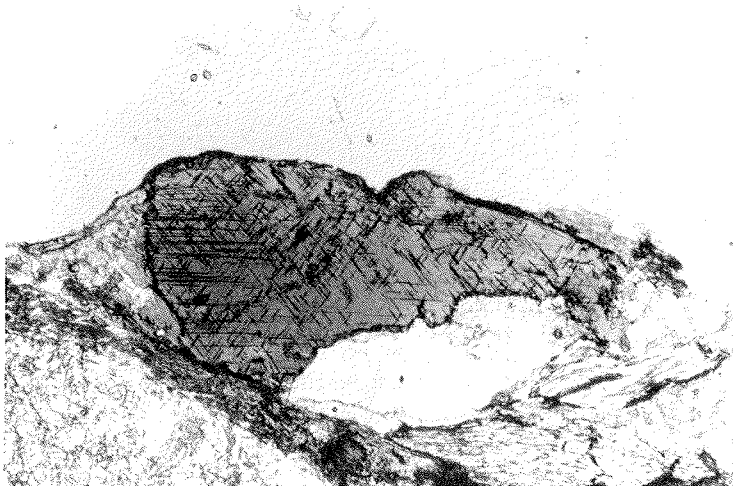


Abb. 3.-2: Biotit mit Sagenitgitter, KJ 16, parallel pol. Licht, Länge d. unt. Bildkante 1,3 mm.

Die Plagioklase der Metavulkanite sind durch Saussuritisierung immer deutlicher getrübt als in Metasedimenten mit ähnlichem Modalbestand. Dies weist auf einen normalen Zonarbau mit anorthitreichem Kern hin. Innerhalb von Plagioklasen sind Epidot, Klinozoisit, Serizit und Aktinolith enthalten, die kennzeichnend für eine im Gegensatz zur zentralen Heimefrontfjella (SCHULZE 1992) stärkere Auswirkung der retrograden Metamorphose in Milorgfjella-Nord sind. Der Anorthitgehalt von verzwillingten Plagioklasen wurde mittels der Auslöschungsschiefe auf 22-25% bestimmt.

Das Charaktergestein der Vikenegga am nordwestlichen Ausgang des Leabotnen sind graue Gneise mit andesitischer bis quarzandesitischer Zusammensetzung; dunkle Lagen sind als Amphibolite anzusprechen (KB 18, 19). Durchlichtmikroskopische Analysen zeigen, daß die Hauptbestandteile dieser Gneise Quarz und Plagioklas sowie grüne Hornblende sind. Variationen im Hornblendegehalt verursachen den deutlichen Farbwechsel. Nebengemengteile in diesen Gesteinen sind Biotite mit einem Pleochroismus von gelb nach rötlichbraun und in den hornblendereicherer Partien Titanit. Der Quarzgehalt in der hellen Varietät dieses Gesteins liegt bei über 20 Vol-%, in der dunklen Varietät fehlt Quarz, der Anteil der Hornblende steigt auf über 50 Vol-%. Die Gesteine zeigen eine granoblastische Struktur mit einer Einregelung der Biotite in die Foliationsebene. Eine Lineation durch die Einregelung der Hornblenden ist nur sehr schwach ausgeprägt.

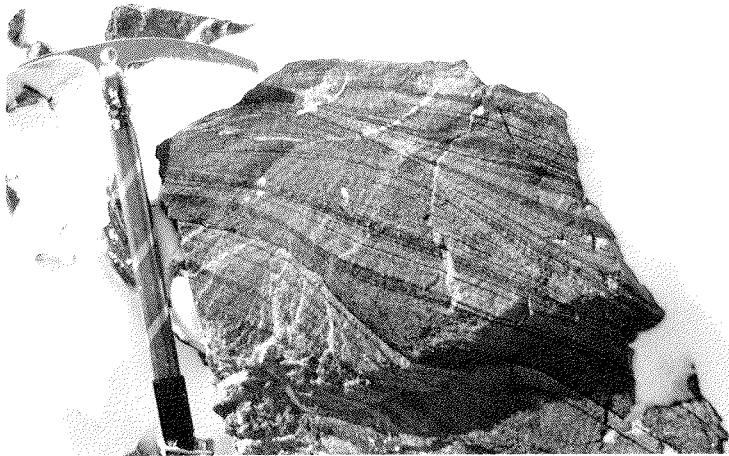


Abb. 3.-3: Metarhyolith mit Schrägschichtung, Trapezberg.

Die aus Milorgfjella-Süd stammenden Metavulkanite (KF 50, KF 55, KS 56) sind kaum retrograd alteriert. Neben Plagioklas und Quarz bildet Mikroklin in diesen Proben ein Hauptgemengteil, wohingegen mafische Bestandteile zurücktreten. Die Analyse der Zirkonpopulation (Kap. 3.6) belegt für Probe KF 55 eine Beimengung detritischer Zirkone, weshalb ein tuffitisches Edukt anzunehmen ist. Nur in diesem Metatuffit tritt zusätzlich Granat auf.

Für einen Teil der Metarhyolithe ist eine Ablagerung in Form von Glutwolken wahrscheinlich. Auf der Abb. 3.-3 ist der Anschnitt eines Metarhyoliths vom Trapezberg zu sehen, der die für *base surge*-Ablagerungen typische Schrägschichtung noch erkennen läßt.

3.1.1.3 Basische Metavulkanite

Die basischen Metavulkanite sind meist feinkörnige, seltener kleinkörnige Amphibolite von schwarzgrüner bis grüner Farbe. Sie bilden meist nur wenige dm-mächtige Lagen, die mit den sauren Gneisen der vulkanosedimentären Serie konkordant wechsellagern. Der Kontakt zum leukokraten Nebengestein ist meist scharf (Abb. 3.-4). Es existieren sowohl relativ homogene Amphibolite als auch feingebänderte Varietäten. Als Protolithe der feingebänderten Amphibolite werden Basalt-Tuffe oder -Tuffite angenommen. Die Bänderung wird durch den Wechsel von Hornblende-betonten und Plagioklasbetonten Amphiboliten hervorgerufen. Einlagerungen von Bt-Plg-Gneisen oder Bt-Glimmerschiefern sind aus der normalen aquatischen Sedimentation entstanden. Der homogene Amphibolit-Typ ist kleinkörnig (in bezug auf die Hauptgemengteile), weist ein relativ konstantes Verhältnis Hornblende/Plagioklas auf und kann aus Flows (oder Sills) hervorgegangen sein.

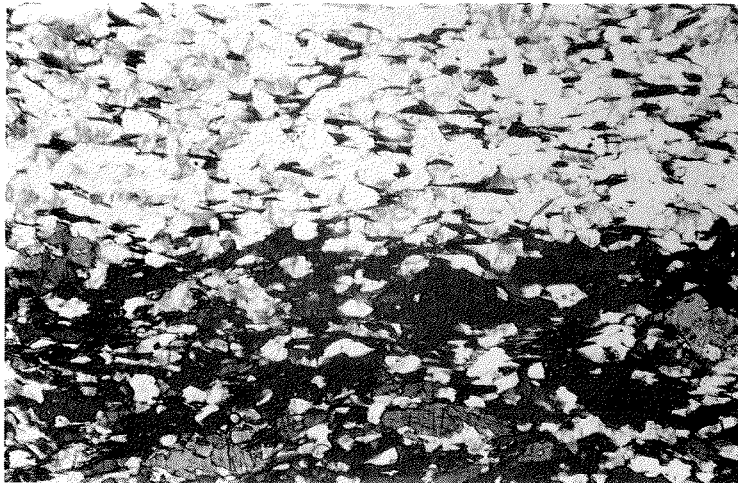


Abb. 3.-4: Grenze zwischen Paragneis und Amphibolit, KJ 13, parallel pol. Licht, Länge d. unt. Bildkante ca. 3,2 mm.

Neben den Hauptgemengteilen Plagioklas und Hornblende findet man in den meisten Proben bei der mikroskopischen Analyse Biotit, Epidot und Titanit als Nebengemengteile. Die Hornblende der Amphibolite ist im linear polarisiertem Licht deutlich pleochroitisch (X=hellgelb, Y=grüngelb-grün, Z=olivgrün-moosgrün) und nicht von Alterationen betroffen. Die Kornumrisse sind langprismatisch und weitgehend idiomorph;

kleinere Einschlüsse aus Erz, Apatit oder Plagioklas sind relativ selten. Plagioklas ist stark sericitisiert und nur selten verzwillingt, wobei an den wenigen verzwillingten Individuen neben dem Albit- und Periklingesetz auch die Kombination beider Gesetze beobachtet werden kann. Der Chemismus der Plagioklase aus den basischen Metavulkaniten ist, verglichen mit Plagioklasen aus Orthogneisen, etwas anorthitreicher; mit Hilfe der Auslöschungsschiefe wurden meist Anorthitgehalte zwischen 32 und 35 mol-% bestimmt. In der Probe KS 04 enthalten die stark zersetzten Plagioklase im Kern Calcit, der aus der Umwandlung der An-reichen Kerne hervorging.

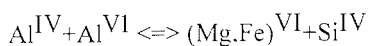
Die Amphibolite sind generell relativ erzeich, wobei das opake Erz als eigenständige Mineralphase auftreten oder mit Leukoxen umgeben sein kann. In der Probe KS 4 ergab die auflichtmikroskopische Analyse, daß die Erzkomponente aus Hämatit und Ilmenit besteht. Der Hämatit tritt in feinen Schüppchen zwischen den Spaltflächen der Chlorite auf. Die Ilmenite sind mit feinstkörnigen Umwandlungssäumen aus Rutil und Anatas umgeben (=Leukoxen).

Eine von der Zusammensetzung der übrigen Amphibolite abweichende Mineralparagenese weist Probe KS 40 auf. Diese Probe ist ein mittelkörniger Klinozoisit-Hornblende-Schiefer aus Arntzenrustene, der außer den namengebenden, idiomorphen Hauptgemengteilen noch Chlorit, von Leukoxen umsäumte Erzpartikel, Quarz und Granat enthält. Mittelkörnige Hornblenden zeigen einen kräftigen Pleochroismus von X = fast farblos über Y = gelbgrün nach Z = hellbraunoliv. Eine Deformationsbahn in einer monomineralischen Hornblendelage, die durch eine Zerlegung der Hornblenden in feinkörnige Spaltkörper gekennzeichnet ist, enthält farblose Kristalle mit der typischen 124°-Spaltbarkeit der Hbl-Gruppe. Die Entfärbung greift fleckenartig auf die mittelkörnigen Hornblenden über. An einem polierten Dünnschliff konnten mit REM-EDX neben dem Granat auch die Hornblenden analysiert werden. Zwei Einzelanalysen (OH-frei und auf 100% normiert) sind in Tab. 3.-1 wiedergegeben. Meßpunkt 8 liegt in einer grünen Hornblende, Punkt 9 wurde in einem farblosen Kristall gemessen.

Tab. 3.-1: REM-EDX-Analysen an Amphibolen der Probe KS 40. 8: farbige Hbl; 9: farbloser Amphibol.
* alles Fe als FeO.

Pkt	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO*
8	4.09	13.22	8.46	46.46	10.99	16.79
9	2.57	17.10	0.00	51.76	11.23	17.53

Nach der Klassifikation von LEAKE (1978) entspricht der Chemismus von Pkt. 8 einer Magnesio-Hornblende. Pkt. 9 zeigt die Zusammensetzung eines Aktinoliths. Der Übergang von einer Hbl (8) zu einem Act (9) kann durch den retrograden Ablauf der Tschermaks-Substitution erklärt werden (LEAKE 1978):



Diese Reaktion findet innerhalb der niedriggradigen Metamorphose (Grünschieferfazies) relativ druckunabhängig bei ca. 470°C statt (WINKLER 1979).

Wesentliches Gefügemerkmal aller zuvor beschriebenen Amphibolite ist die Einregelung der Hornblenden/Aktinolithe in die Foliationsebene. Neben dem nematoblastischen Gefügeanteil ist in Proben mit Biotit auch ein lepidoblastisches Teilgefüge entwickelt. Die unregelmäßig begrenzten, körnigen Plagioklase lassen aufgrund ihrer starken Sericitisierung keine internen Deformationserscheinungen erkennen.

Granatamphibolite treten bei Arntzenrustene, am Trapezberg und am Steenstruphorten in Wechsellagerung mit Metarhyolithen auf, die z. T. beginnende Migmatisierung zeigen. Im Handstück erscheinen die Granatamphibolite regellos. Grobkörnige, bis zu 1 cm große Granate liegen in einer mittelkörnigen Matrix aus überwiegend grünen Mineralen (Hornblende und Biotit).

Die petrographische Untersuchung von vier Proben dieses Gesteins (KB 13, 36, KF 60 und 60a) und eine Röntgenbeugungsanalyse der Probe KF 60 ergaben, daß Mg-Almandin, Magnesio-Hornblende und eisenbetonter Klinochlor die Hauptgemengteile dieser Gesteine bilden. Als Nebengemengteile treten Quarz und idiomorpher Apatit sowie in KF 60 und 60a Muskovit auf. Ungewöhnlich häufig sind die Schwerminerale Apatit und Zirkon enthalten, wohingegen kaum Plagioklas enthalten ist. Feinkörnige opake Erze sind sowohl in der Grundmasse als auch in Form orientierter Einschlüsse in Granaten enthalten. Die Einschlüsse sind auf parallelen oder schwach gegeneinander geneigten Bahnen angeordnet und zeichnen eine ältere Feinschichtung nach. Die Orientierung des Granat-Interngefüges ist von Granat zu Granat durch Kornrotation gegeneinander verstellt, so daß die Granatblastese i. w. präkinematisch erfolgt sein muß. Der äußere Saum der Granate ist klar und nahezu einschlußfrei. Der Quarz in der Matrix ist feinkörnig und weist isometrische Pflastergefüge auf. Die mittlere Zusammensetzung der Granate (Kap. 4.2.2) ist $\text{Alm}_{63} \text{Prp}_{09} \text{Grs}_{18} \text{Adr}_{05}$. TRÖGER (1969) gibt eine ähnliche Zusammensetzung für Granate aus gabbroidem oder mergeligem Edukt an. Der hohe Fe-, Zn- und Cu-Gehalt des Gesteins läßt mafische Sills oder basische Metavulkanite als wahrscheinliches Edukt erscheinen. Hierfür spräche auch der sehr hohe Gehalt an Frühkristallisaten (Zirkon und Apatit). Das weitgehende Fehlen von felsischen Mineralen und die Vergesellschaftung der Granatamphibolite mit metatektischen sauren Metavulkaniten deuten darauf hin, daß diese Gesteine eine restitische Zusammensetzung aufweisen, in denen mafische Bestandteile und Schwerminerale angereichert wurden.

3.1.2 Augengneise

Augengneise sind der in Milorgfjella am weitesten verbreitete Gesteinstyp. Von den "echten" Augengneisen, die als rötliche bis grünlichgraue Gesteine mit grobkörnigen Kalifeldspäten anzusprechen sind, kann man mylonitische Augengneise unterscheiden, deren meist polykristalline "Augen" Porphyroklasten in einer mylonitischen Matrix

sind. Diese "Augengneise" sind typische Störungszonengesteine (Kap. 5.2) und können aus allen Arten leukokrater Gneise hervorgegangen sein.

Die Augengneise im Sinne von Orthogneisen sind relativ glimmerarme, mittel- bis grobkörnige Gneise mit granitischem bis granodioritischem Modalbestand, die große, rosafarbene Kalifeldspat-Porphyrklasten enthalten. Sie lassen sich vereinfachend im Gelände in zwei Typen unterscheiden:

Ein hellerer Augengneis mit rötlicher bis hellgrauer Matrix von granitischer Zusammensetzung und ein dunklerer Augengneis mit graugrünliger Matrix und makroskopisch erkennbarer Hornblende- und Titanit-Führung.

Kalifeldspäte gehören in allen untersuchten Proben zu den Hauptgemengteilen. Nebeneinander treten Mikroklin und Mikroperthit auf, deren Korngröße maximal 3 cm erreichen kann. Albitische Entmischungsspindeln sind in den Perthiten zumeist gleichmäßig (aber orientiert) über einen Kristall verteilt. In Perthiten stärker tektonisch überprägter Augengneise sind Entmischungsstrukturen entwickelt, die sich vom Kornrand zum Zentrum fiederartig ausbreiten.

Die Kalifeldspäte zeigen häufig Anzeichen duktiler Deformation in Form von *kink bands*, die Mikroklingitterung versetzen. Diese Zonen erhöhten Strains sind in den Perthiten durch stufenartig versetzte Entmischungsspindeln gekennzeichnet.

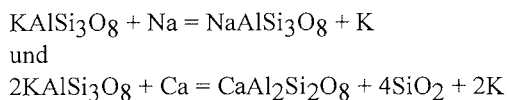


Abb. 3.-5: Verdrängung von Kalifeldspat durch Myrmekit. Zu beachten ist der helle Albitaum am Rand des Myrmekits. X Nicols, Länge d. unt Bildkante 1,3 mm.

Auffällig ist die Verdrängung der Kalifeldspäte durch Myrmekit (Abb. 3.-5). Zwischen dem Myrmekit und dem Kalifeldspat ist oft ein ungetrübter Albitrand ausgebildet. PRYER (1993) stellte an mylonitischen Gesteinen der Grenville Front einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Myrmekiten und dem Metamorphosegrad während

der Mylonitisierung fest; Myrmekite wurden in Gesteinen der beginnenden höheren Grünschieferfazies zunehmend bis in die mittlere Amphibolitfazies beobachtet.

PHILLIPS (1980) diskutierte die verschiedenen Modelle für die Bildung von Myrmekiten und schlägt als plausibles Modell für deformierte Metamorphite das Becke-Modell vor. Darin wird die Quarz-Plagioklas-Verwachsung als Resultat der Reaktion von Na- und Ca-"Lösungen" mit Kalifeldspat gedeutet:



Aus der Mischung von Ab und An resultiert ein Plagioklas (oft Oligoklas), und das entstandene SiO_2 bildet den vermicularen Quarz. Ein weiteres von PHILLIPS (1980) diskutiertes Modell bezieht die Bildung von Muskovit bei retrograden Bedingungen in das Becke-Modell ein. Aus der Kombination des metasomatischen Becke-Modells und des Schwantke-Entmischungsmodells läßt sich eine gleichzeitige retrograde Bildung von Muskovit erklären. Das in den eigenen Proben häufig zu beobachtende Nebeneinander von ungetrübten und getrübten Plagioklasen im Myrmekit kann daher auf Myrmekitbildung, beginnend beim amphibolitfaziellen Metamorphosemaximum, bis in den retrograden grünschieferfaziellen Bereich interpretiert werden.

Unter den Plagioklasen der Matrix dominieren stark getrübte Individuen, die keine Internstrukturen erkennen lassen. Wenige, relativ frische Kristalle mit Albit-Verzwilligungen weisen Auslöschungsschiefen von $16-18^\circ$ auf, die mit An-Gehalten von 30-34 mol-% korrelieren. Die gerade durchhaltende Verzwilligung ist offensichtlich primär magmatischen Ursprungs, da sie auch in Kombination mit anderen Zwillingsgesetzen (Karlsbad+Albit- sowie Albit+Periklin-Gesetz) auftritt. Davon zu unterscheiden sind spitz zulaufende Deformations- bzw. Gleitlamellen, die zudem oft schwach verbogen sind. Wie in den Kalifeldspäten sind in den Plagioklasen duktile kink bands zu erkennen, die Zwillingslamellen sigmoidal versetzen können (Abb. 3.-6). An Plagioklas/Plagioklas-Korngrenzen in Zonen erhöhten Strains sind feinstkörnige Plg-Rekristallite vorhanden.

Sekundäre Mineralphasen sind besonders aus dem Zerfall der Plagioklase hervorgegangen. Hierzu gehören feinkörnige Epidote, Klinozoisite und Hellglimmer, die sowohl mit Plagioklas verwachsen als auch in Form eigenständiger Mineralphasen auftreten. Der häufig enthaltene Titanit ist aus der Hornblende entmischt worden.

Das S-Flächen-Gefüge der Augengneise wird vor allem durch stark in der XY-Ebene des Deformationsellipsoids geplättete Quarze und die Einregelung der Biotite hervorgerufen. Die ausgewalzten Quarze besitzen suturierte Korngrenzen zu den Nachbarkörnern, und besonders intensiv interndeformierte Körner werden von Nachbarkörnern durch Korngrenzenmigration "aufgezehrt" (LISTER & SNOKE 1984). Sie sind an zapfenartigen und warzenförmigen Buchten der Korngrenzen zu erkennen.

In den protomylonitischen Augengneisen sind um die großen Kalifeldspatklasten Bahnen mit rekristallisiertem feinstkörnigem Quarz und Neubildungen wie Epidot, Klinozoisit und Albit entwickelt. In den Proben KS 12 und KS 23 bilden diskrete Lagen aus neugebildetem Muskovit, verwachsen mit Quarz, die protomylonitischen S-Flächen.

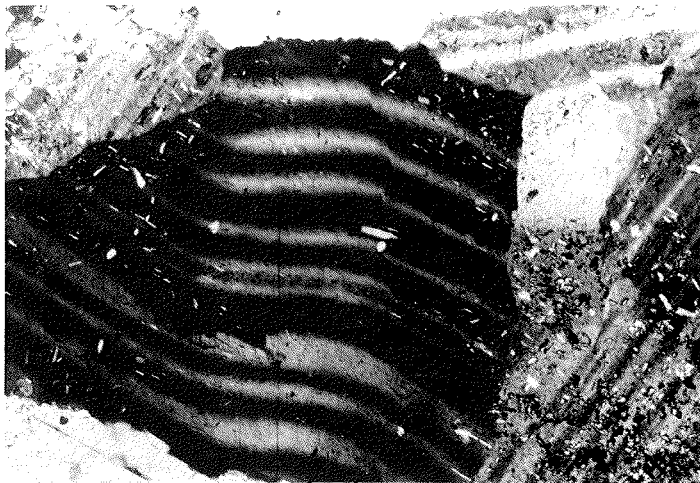


Abb. 3.-6: Duktil deformierter Plagioklas mit kink band, mylonitischer Augengneis KJ 17, Brandstornabben. X Nicols, Länge der unt. Bildkante 3,2 mm.

Der Biotit in diesen Protomyloniten ist immer grün und enthält meistens gitterartige Rutil-Entmischungen (Sagenit-Gitter). Da die Entmischung und die damit zusammenhängende Farbänderung der Biotite immer mit niedrigtemperierten Deformationserscheinungen auftritt. Mylonite und Gneise aus den südwestlichen Nunataks und Gesteinsproben aus einiger Entfernung zu deckenartigen Überschiebungsbahnen im Nordteil Milorgfjellas jedoch meist braune Biotite enthalten, gehören die grünen Biotite wahrscheinlich zu einer später gesprossenen Generation. Zwei Biotitgenerationen werden auch aus der H.U. Sverdrupfjella beschrieben (ALLEN 1991) und die jüngere, grüne Biotitgeneration mit der Ross-Orogenese in Verbindung gebracht.

In quarzreichen Gesteinspartien führte die Rekristallisation des Quarzes zur Bildung von Domänen polygonaler, gleichkörniger Kristalle mit typischen *triple junction*-Korngrenzen. Reliktisch sind *core and mantle*-Strukturen (WHITE 1976) mit zerlappten, undulös auslöschenden Altkörnern im Zentrum erhalten. Die Quarz-Rekristallite löschen innerhalb einer Domäne gleichzeitig aus, und der Test bei gekreuzten Nicols und eingeschobenem Gipsplättchen (Rot I) zeigt eine gleichmäßige Färbung, die einen hohen Regelungsgrad dieser Bereiche belegt.

Die Feldspäte in diesen Protomyloniten haben auf die gleiche mechanische Beanspruchung spröde reagiert. Antithetische Abschiebungen sind sehr häufig (Abb. 3.-7). Diese "Feldspat-Dominos" werden nach PRYER (1993) vor allem in Myloniten der mittleren Grünschieferfazies gebildet. In den Zwischenräumen der Bruchstücke von Feldspatklasten sind feine Quarze oder Hellglimmer neu kristallisiert.

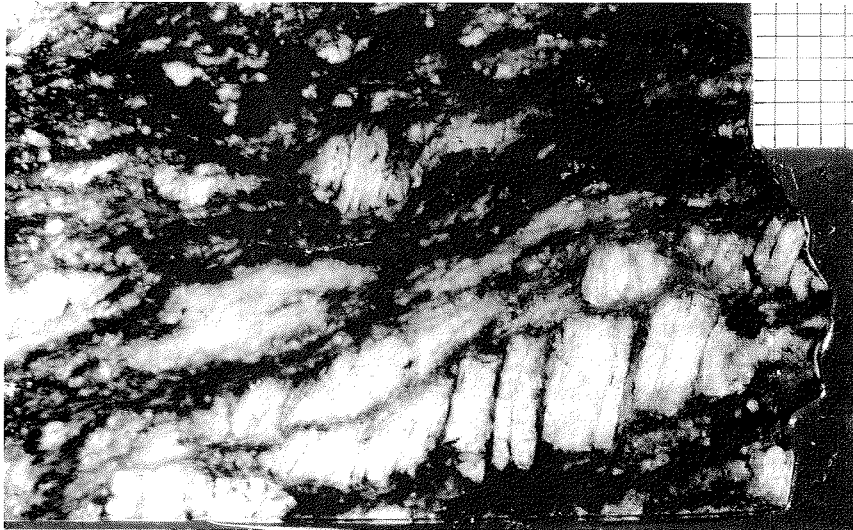


Abb. 3.-7: Antithetische Abschiebungen in einem Kalifeldspat-Klasten, protomylonitischer Augengneis KS 23, Brandstornpabben, Anschliff, Rasterabstände 1 mm.

Die Gefügeentwicklung in den Augengneisen ist zweiaktig abgelaufen. Die ältere, höher temperierte Deformation erzeugte duktile Deformationserscheinungen in den Feldspäten, verbunden mit Plg-Entmischung, kink bands, Rekristallisation von Feldspäten und in geringem Ausmaß auch undulösem Auslösen von Feldspäten. Protomylonitische Augengneise sind in einem jüngeren, tiefer temperierten Deformationsakt, wahrscheinlich in der mittleren Grünschieferfazies, erneut überprägt worden. Die Feldspäte reagierten spröde durch Brüche und Abschiebungen, während Quarz und Glimmer duktil durch Rekristallisation reagierten. Die protomylonitische Überprägung war auf Zonen erhöhten Strains in den Augengneisen beschränkt. Das Nebengestein, d. h. die Metaplutonite mit dem bei der vorangegangenen Deformation erworbenen Augengneisgefüge, waren nur noch in geringem Umfang von diesem Deformationsakt betroffen, da in diesen zumeist glimmerarmen Gesteinen nur noch Quarz duktil reagieren konnte. Anstelle der dynamischen Rekristallisation in den Quarzen der Protomylonite tritt hier kristallinternes Gittergleiten, das zu einem Höhen/Breiten-Verhältnis der Kristalle in der ZX-Ebene bis 1:5 geführt hat. Die retrograden Bedingungen führten außerdem zur Neubildung von Muskovit, Epidot und Klinozoisit aus Plagioklas sowie zur Entmischung der Titankomponente aus den Biotiten.

3.1.3 Migmatite

Migmatische Gesteine sind im Arbeitsgebiet vor allem bei Vikenegga, Waglenabben und den südwestlichen Nunataks von Milorgfjella verbreitet. Proben dieser Gesteine wurden bei Krogh-Johanssenberga (KS 55 und KF 51b) sowie am 'Trapezberg' (KF 59) entnommen. Die Proben unterscheiden sich untereinander darin, daß KS 55 ein Metatexit mit einem ausgeprägten stromatischen Gefüge ist, wohingegen KF 51b ein initialer Metatexit mit kleinen, nur wenige cm durchhaltenden Neosom-Linsen ist; KF 59 hingegen besitzt ein nebulitisches Gefüge. Die Modalzusammensetzung der Probe KS 55 ist in Tab. A.-2 wiedergegeben. Aufgrund der geochemischen und zirkontypologischen Untersuchungen konnten die Feldbefunde, daß die Proben aus Paragneisen hervorgegangen sind, bestätigt werden.

Der nebulitische Migmatit KF 59 ist feinkörnig und weist ein equigranulares Pflastergefüge aus Quarz, Feldspat und Plagioklas auf. Der Feldspat hat feinste Spindeln einer weiteren Feldspatphase entmischt. Aufgrund der geringen Größe der Spindeln und fehlender Spaltrisse ist nicht eindeutig feststellbar, ob hier Perthit oder Antiperthit vorliegt. Weitere Minerale sind nur als Akzessorien enthalten: Biotit, Epidot, Opaque, Zirkon. Eine post-anatektische Überprägung ist nicht festzustellen. Im Dünnschliff deuten nur die panxenomorphen Kristallumrisse auf eine anatektische Entstehung hin, im Handstück hat das Gestein einen granitähnlichen Habitus.

Die Metatexite KS 55 und KF 51b sind klein- bis mittelkörnige Gesteine mit deutlichem Wechsel heller und dunkler Gesteinspartien. Das dunkle Paläosom ist relativ straff foliiert und auf der Foliation ist eine deutliche Lineation entwickelt. Parallel zur Foliation sind helle Quarz-Feldspat-Bänder oder -Linsen mit sehr schmalen melanokraten Säumen eingeschaltet. Die leukokraten Bänder enthalten mittelkörnigen Quarz und Plagioklas. Das Paläosom besteht überwiegend aus Biotit, daneben lassen sich etwas Plagioklas und einzelne Hornblende-Nädelchen erkennen.

Innerhalb des Paläosoms der Probe KS 55 kam es zu einer intensiven Metablastese feinkörniger, idiomorpher Kalifeldspäte mit einer cremefarbenen Tönung. Die phänotypische Gesteinsansprache lautet Metablastit nach einem stromatischen Metatexit.

Das Leukosom der Probe KS 55 hat eine etwa granitische Modalzusammensetzung mit den Hauptgemengteilen Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und dem Nebengemengteil Muskovit. Die Quarzkörner sind isometrisch und etwa 0,1-0,3 mm groß, die Korngrenzen sind z. T. stark verzahnt, reliktsch können 120°-Korngrenzenwinkel eines stabilen Quarzgefüges erhalten sein. Plagioklas im Neosom ist relativ frisch und weist eine schwache bräunliche Trübung auf. Kalifeldspäte werden bis zu 1 mm groß und sind immer unverzwilligt; randlich werden die Kristalle oft durch schmale myrmekitische Säume verdrängt. Die Kalifeldspäte sind durchsetzt mit feinstkörnigen, spindelförmigen Albitmischungen (Mikroperthit). Im wesentlichen auf das Leukosom beschränkt sind feinkörnige Muskovite. Sie zeigen schwaches undulöses Auslöschen. Im Gegensatz zu den Biotiten im Paläosom sind sie unregelmäßig.

Das Melanosom wird von einem schmalen, nahezu monomineralischem Saum aus Biotit und etwas opakem Erz gebildet. Die Paralleltexur der Biotite stimmt mit der Textur im Paläosom überein.

Das Paläosom des im beginnenden Stadium der Metatexis befindlichen Gneises (KF 51b) entspricht weitgehend dem der glimmerarmen Paragneise (Kap. 3.1.1.1). Als quantitativ bedeutendstes Mineral des Paläosoms tritt Biotit auf, der stark pleochroitisch ausgebildet (X=gelb, Y≈Z = dunkelbraun) und oft randlich chloritisiert ist. Epidot und auch akzessorischer Klinozoisit bilden Bestandteile des Paläosoms. Idiomorphe, feinkörnige Kalifeldspatkristalle werden als Metablasten interpretiert. Meist saussuritierter Plagioklas ist sowohl feinkörnig im Melanosom verteilt als auch in Form feinkörniger Kristalle in einigen foliationsparallelen Lagen konzentriert. Diese Plagioklase werden von keilförmigen Biotitnestern umgeben; die Mittelachse der Nester ist foliationsparallel orientiert. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um ehemalige σ -Klasten, deren asymmetrische, überwiegend aus Biotit bestehende Druckschattenhöfe vollständig rekristallisiert sind. Die Plagioklaskristalle im Paläosom sind von einem klaren, niedriglichtbrechenden Saum aus Albit umgeben. Dieser Saum wird max. 0,01 mm breit, kann sich aber in Form feinsten Äderchen in den Kristall als Entmischung fortsetzen. Quarz ist im Paläosom nur akzessorisch als feinkörniges Rekristallinat in Zwickeln zwischen Plagioklasen enthalten.

Das Neosom ist reich an Quarz und saussuritisiertem Plagioklas. Als Nebengemengteil tritt auch Kalifeldspat (Mikroclin) auf. Die Quarze löschen undulös aus und sind durch Gleitlamellen gekennzeichnet. Dies deutet auf eine späte, tieftemperierte Deformation des Metatexits hin.

Die Bildung dieses Gesteins spiegelt einen komplexen polyphasen Prozeß wider. Das ursprünglich sedimentäre Ausgangsgestein wurde im Verlauf der kibarischen Orogenese plastisch deformiert (σ -Klasten). Im Höhepunkt der amphibolitfaziellen Metamorphose kam es zur partiellen Anatexis, die zur Bildung eines stromatischen metatektischen Gefüges führte. Parallel erfolgte im Paläosom eine Metablastese von Kalifeldspat. Im Laufe einer späteren grünschieferfaziellen tektonothermalen Überprägung wurden die Quarze des Neosoms noch deformiert. Darüberhinaus kam es zu einer intensiven Saussuritisierung und randlichen Albitisierung der Plagioklase und einer partiellen Chloritisierung der Biotite. Die vorliegende Mineralparagenese Klinozoisit-Chlorit-Quarz-Albit-Epidot ist bei Temperaturen zwischen 400 und 450°C stabil (WINKLER 1979).

3.2 Magmatite der Laudalkammen-Suite

Gemeinsames Merkmal der Gesteine der Laudalkammen-Suite ist die nur sehr schwach ausgeprägte metamorphe Foliation. Die Suite umfaßt granitische und dioritische Plutonite. Das Verbreitungsgebiet dieser Gesteine ist der nördliche Laudalkammen und zwei östliche Nunataks von Arntzenrustene.

Die **Granite** des Laudalkammen sind fein- bis mittelkörnig und von grauer bis rosa-grauer Farbe. Sie lassen trotz ihrer relativ feinen Körnung eine porphyrtartige Struktur erkennen. Rosafarbene Kalifeldspäte bilden mittelkörnige Einsprenglinge in der feinkörnigen Matrix. Die mikroskopische Untersuchung weist Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz als Hauptgemengteile aus. Als einziges Nebengemengteil war in dem Gestein idiomorphe Hornblende enthalten, die jedoch fast vollständig in Fe-Mg-Chlorit mit anomal entenblauen Interferenzfarben und Epidot umgewandelt wurde. Akzessorisch enthält der Granit idiomorphen Titanit, Apatit und Zirkon.

Die Quarze haben den Hauptanteil der Gesteinsdeformation aufgenommen. Sie löschen parkettartig undulös aus, wenn sie von einem korngestützten Gerüst aus Feldspäten umgeben sind, hingegen sind Aggregate mehrerer Quarzkörner zu unregelmäßigen Strähnen mit suturierten Korngrenzen ausgelängt. Die Deformation dieser Aggregate erzeugt die schwach ausgeprägte Schieferung der Granite.

Auch der Nunatak Møyenknatten wird von einem rosafarbenen, grobkörnigen Granit aufgebaut, der nur eine sehr schwach entwickelte Foliation zeigt. Seine Zugehörigkeit zur Laudalkammen-Suite wird im Folgenden diskutiert. Das Gestein wird von einem Kluftsystem und einem System mm-breiter Gängchen durchschlagen. Das ältere Kluftsystem besitzt ebene, mit Epidot besetzte Kluftflächen, die sich unter wechselnden Winkeln verschneiden. Das jüngere Gangsystem ist mit schwarzen, metallisch glänzenden Erzmineralen durchsetzt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung des Granits erkennt man eine hypidiomorph-körnige Struktur der Hauptgemengteile Oligoklas und Kalifeldspat (Mikroklin). Der Oligoklas ist in nur geringem Maße durch Serizitisierung getrübt, so daß die meist vorhandenen Zwillingslamellen gut zu erkennen sind. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt 11-15°. An einigen Individuen sind diese Zwillingslamellen durch kink bands leicht verstellt, was als erstes Anzeichen duktiler Deformation in Feldspäten zu deuten ist. Ansonsten beschränkt sich die Gesteinsdeformation vorwiegend auf die Deformation der Quarze. Grobkörnige Quarze des magmatischen Altbestandes löschen undulös aus; sie sind als Relikte in Domänen polygonaler, feinkörniger Quarz-Rekristallite enthalten (*core and mantle structure* nach WHITE 1976). Die metamorphen S-Flächen entstanden durch eine Plättung der Quarze in der XY-Ebene des Deformationsellipsoids. Der nur akzessorisch enthaltene Muskovit konzentriert sich in dünnen Säumen entlang dieser Quarz-Domänen.

In einem Anschliff einer Gesteinsprobe wurden die ca. 2-4 mm breiten Erzgängchen näher untersucht. Das Gangart-Mineral ist Quarz. Bei den Erzmineralen handelt es sich um idiomorphe, im Querschnitt leistenförmige Hämatitkristalle (Abb. 3.-8). Hämatit ist kein primäres Produkt der Hauptkristallisation eines Granits. Die bis zu 1 mm großen Kristalle sind aber auch eindeutig keine Martit-Pseudomorphosen nach Magnetit, die in pegmatitisch-pneumatolytischen Gängen häufig sind. Sie entstanden demzufolge mit dem umgebenden Quarz unter hydrothermalen Bedingungen (TRÖGER 1969).

Der Møyenknatten-Granit unterscheidet sich hinsichtlich Petrographie und Gefüge sowohl von den Graniten des Laudalkammen (Tab. 3.-2) als auch von den übrigen

Metaplutoniten Milorgfjellas. Aufgrund der stärkeren metamorphen Überprägung, die z. T. zu einer duktilen Deformation von Feldspäten geführt hat, muß für den Møyenknatten-Granit ein etwas höheres Alter als für die spätkibarischen Laudalkammen-Granite angenommen werden. Der sehr hohe Gehalt an felsischen Mineralen deutet auf ein hochdifferenziertes Magma hin. Seine Intrusion erfolgte wahrscheinlich spätsynkinematisch in bezug auf die kibarische Orogenese.

Tab. 3.-2: Unterschiede der Granite von Møyenknatten und Laudalkammen.

	Møyenknatten	Laudalkammen
Minerale	Mikroklin, Oligoklas Qz, kein Ap, Ti und Hbl	Mikroklin, Perthit Plg, Qz, Ap, Ti, Hbl (jetzt Chl)
Struktur	± gleichkörnig, grobkörnig	porphyrtartig, fein- bis mittelk.
Qz	z.T. rekristallisiert, core and mantle	stark gestraint, Deformationslamellen
Feldspäte	Zwillingslamellen durch kink bands versetzt	Risse
Deformation	hochtemperiert	niedrigtemperiert

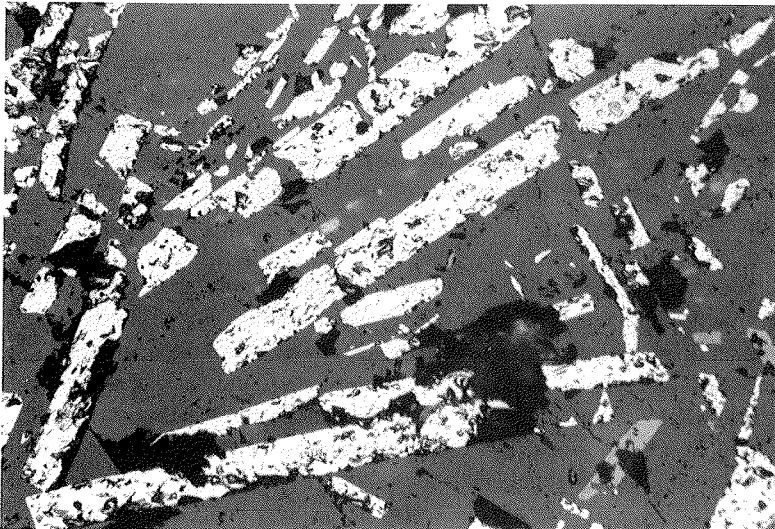


Abb. 3.-8: Hämatitkristalle in einem Quarzgängen, KF 64, Møyenknatten, Auflicht, X Nicols, Länge der unteren Bildkante 870 µm.

Die **Diorite** vom Nordende des Laudalkammen sind mittelgraue bis graugrüne Gesteine mit feinkörniger, gleichkörniger Struktur. Bereits mit bloßem Auge sind Hornblende, Plagioklas, Quarz und Biotit zu erkennen. Von der NE-Flanke Vikeneggas stammt ein feinkörniger Mikrodiorit aus einem Gang, der offenbar zur Ganggefolgschaft dieser Plutonite gehört. Die Diorite und dieses Ganggestein weisen eine nahezu identische Petrographie auf.

Die Modalzusammensetzung wurde für zwei Proben (KF 22, 26) bestimmt (Tab. A.-4); die Proben liegen im Streckeisen-Diagramm im Feld der Quarzdiorite. Die Hornblenden dieser Quarzdiorite sind stark pleochroitisch (X=gelb, Y=olivgrün, Z=blaugrün). Sie zeigen hypidiomorphe Kornumrisse und enthalten Einschlüsse von Apatit, opakem Erz und Orthit. Um letzteren sind braune pleochroitische Höfe entwickelt. Auffallend häufig ist in den Hornblenden eine Zwillingslamellierung nach (100) ausgebildet. Die Auslöschungsschiefe der Plagioklase liegt bei ca. 15°; die Kristalle liegen im Übergangsbereich Oligoklas/Andesin. Neben polysynthetischen Albit- und Periklin-Zwillingen findet man erstere auch in Kombination mit Zwillingen nach dem Karlsbader-Gesetz. In den untersuchten Proben sind die Plagioklase meist durch Serizitisierung getrübt. Diese schreitet vom Rand über Risse oder Spaltflächen in das Zentrum der Kristalle fort.

Die Quarze sind unregelmäßig begrenzt und passen sich in ihrer Kornform den Umrissen der Nachbarminerale an. Mit einem Modalanteil von <15% treten die Quarzkristalle meist isoliert auf. Die Körner löschen parkettartig aus, seltener enthalten sie ca. 0,02 mm breite Deformationslamellen. Subkornbildung konnte nur vereinzelt beobachtet werden.

Eine metamorphe Foliation ist nur in Bereichen stärkerer Biotit-Führung feststellbar, während das Gestein ansonsten sowohl im Handstück als auch im Dünnschliff nach der Textur seinen magmatogenen Charakter weitgehend bewahrt hat. Der Deformationsgrad ist gering und entspricht in seinen Auswirkungen im Mikrogefüge dem der benachbarten Granite. Quarz wurde bei relativ niedrigen Temperaturen an der Grenze zur Subkornbildung und Rekristallisation deformiert, während die übrigen Hauptgemengteile Plagioklas und Amphibol außer Ribbildung keine Anzeichen von Deformation erkennen lassen.

An den Südwestflanken der großen Kare Leabotnen und Burásbotnen sind überwiegend Augengneise aufgeschlossen. Diese werden an vielen Stellen von diskordanten Apliten und Pegmatiten durchschlagen, deren Mächtigkeit zwischen wenigen cm und einigen m differieren kann (Abb. 2.-6). Die sauren Ganggesteine sind in nur geringem Maße tektonisch überprägt worden, und daher wird eine genetische Beziehung zu den Laudalkammen-Graniten angenommen. Die Gänge werden durch die jüngsten mylonitischen und kataklastischen Überschiebungen abgeschnitten.

Zwei Proben aus der Generation der schwach vergneisten Aplite wurden petrographisch untersucht. Die Aplite sind feinkörnig und gleichkörnig, die metamorphen S-Flächen sind makroskopisch nur an wenigen eingeregelter Phyllosilikaten zu erkennen. Sie enthalten als Hauptgemengteile Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas. In bezug auf die

Hauptgemengteile sind die Aplite panxenomorph mit Ausnahme feinstkörniger Quarzeinschlüsse in Feldspäten. Kalifeldspat tritt vorwiegend als Mikroklin auf. Die Verzwillingung ist eine unverbogene, primäre Wachstumsverzwillingung. Die Plagioklasse sind stark saussuritisiert, nur reliktdisch ist an einigen Individuen eine polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz erhalten. Als Nebengemengteil enthalten die Proben Biotit, der randlich in Chlorit umgewandelt wurde. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Epidot und Titanit auf.

Die tektonische Überprägung äußert sich neben einer Einregelung von Biotit in die metamorphe S-Fläche vor allem in der Deformation der Quarzkristalle. Quarz/Quarz-Korngrenzen, die \pm parallel zu den metamorphen S-Flächen verlaufen, sind intensiv suturiert. Die unregelmäßigen Suturen sind Drucklösungssäume, die sich durch eine Anreicherung von feinsten Einschlüssen hervorheben. Demgegenüber sind die Quarz-Korngrenzen zu Feldspäten und Quarz/Quarz-Korngrenzen \pm senkrecht zu S nicht suturiert. Abhängig vom Kornverband lassen sich zwei verschiedene Typen von Deformationserscheinungen feststellen:

Quarz/Quarz-Kornkontakte normal zur Hauptspannungsrichtung führten zur Drucklösung und damit zu Quarzkörnern, deren Längsachse parallel S orientiert ist. Quarzkörner in einer überwiegend korngestützten Matrix aus Feldspäten reagierten auf den Stress durch Bildung von Strain-Höfen und Subkörnern an den Rändern.

Wenige Kalifeldspäte zeigen Anzeichen bruchhafter Deformation. Schwächezonen an KfP/KfP-Kontakten werden (selten) durch winzige Spindeln eines höher lichtbrechenden Feldspatminerals markiert. Diese Strain-induzierte Entmischung von Albit wurde erstmals von VOLL (1969) für Feldspäte in Gesteinen der höheren Grünschieferfazies beschrieben. Diese niedrigtemperierte tektonothermale Überprägung deutet auch auf ein spät- oder postkibarisches Alter dieser Gänge hin.

3.3 Prämesozoische metamorphe basische Dykes und Sills

Basische Gänge mit überwiegend N-S gerichtetem Streichen sind in allen Teilgebieten Milorgfjellas verbreitet. Vorwiegend wurden diskordante Dykes beobachtet, seltener treten konkordante Sills auf. Letztere lassen sich von basischen Metavulkaniten dann unterscheiden, wenn bei mächtigeren Sills schwache Kontakterscheinungen im Nebengestein nachweisbar sind. Bei alten, präkibarischen Sills sind solche Kontakterscheinungen infolge der amphibolitfaziellen Metamorphose verwischt worden, so daß nur diskordante Amphibolite eindeutig als Dykes zu identifizieren sind.

Die mafischen Gänge werden aufgrund petrographischer und textueller Merkmale in vier Gruppen aufgeteilt:

- a) amphibolitisierte, präkibarische Gänge mit nematoblastischem Gefüge.
- b) penetrativ geschieferte Gänge mit grünschieferfaziellem Mineralbestand, Alter wahrscheinlich postkibarisch und präpanafrikanisch. FIELITZ & SPAETH (1991) nehmen

mindestens zwei verschiedene Generationen mafischer Gänge für diese Zeitspanne an.

- c) schwach geschieferte Gänge, primärer magmatischer Mineralbestand unterschiedlich stark alteriert, altpaläozoisches (?) Alter.
- d) frische Dolerite der jurassischen Kirwanveggen-Formation (JUCKES 1972, WOLMARANS & KENT 1982, SPAETH & SCHUELL 1987). Diese Gruppe wird im Kap. 3.5 kurz behandelt.

Die wichtigsten Unterscheidungskriterien dieser Gänge sind in Tab. 3.-3 zusammengestellt.

Tab. 3.-3: Unterscheidungskriterien für die im Arbeitsgebiet verbreiteten Typen mafischer Gänge. Die Spalte "sekundäre Neubildungen" bezieht sich bei a) und b) auf retrograde Umwandlungen des metamorphen Mineralbestandes, bei c) und d) auf Alterationen des primärmagmatischen Mineralbestandes.

Gruppe	a	b	c	d
Hauptminerale	metam.: Bt, Act/Hbl	Ab, Qz, Epi Bt, magm. Hbl	Cpx, Plg	Plg, Ol, Titanaugit
sek. Neubildungen	Chl, Epi, Czo, Ab, Qz, Leukoxen	Chl, Leukoxen	Chl, Epi, Czo, Srp, Cc, Qz	Olivin etwas serpentinisiert
Struktur	lepidoblast. bis nematoblast.	lepidoblast., in Relikten porphyrisch	porphyrisch, z.T. ophit.	ophitisch
Textur	metam. Foliation	engständige Kristall.- schieferung	weitständige Scherungs- schieferung	regellos

Die Gesteine der Gruppe a) zeichnen sich dadurch aus, daß der magmatogene Mineralbestand bei der prograden Metamorphose vollständig umgewandelt wurde. Der dabei erworbene amphibolitfazielle Mineralbestand wird durch die retrograde Überprägung erneut verändert. Die vier hier beschriebenen Gänge (KF 10, 19, 39, 42) stammen von Vikenegga, Buråsbotnen und Arntzenrustene. Gang KF 42 gehört mit 10 m Mächtigkeit zu den mächtigsten tektonothermal überprägten Dykes, die anderen sind nur wenige dm bis 2 m mächtig.

Ganggestein KF 10 ist im Handstück als mittelkörniger Biotit-Amphibolschiefer mit engständiger, penetrativer Schieferung zu beschreiben. Im Dünnschliff erkennt man, daß der fuchsrote, mittelkörnige Biotit sehr gut in die Foliationsebene eingeregelt ist. Er ist nicht von retrograden Umwandlungen betroffen. Um Apatit- und Zirkon-Einschlüsse sind schwarzbraune pleochroitische Höfe ausgebildet. Der blaßgrüne, schwach

pleochroitische Amphibol besitzt eine Auslöschungsschiefe von 13-15° und ist als Mg-Aktinolith anzusprechen. Die Längsachsen der stengeligen Minerale liegen in der Foliationsebene. Idiomorphe Apatite (bis 0,5 mm Länge!) bilden das auffälligste Nebengemengteil. Schwach undulös auslöschender Quarz bildet meist keilförmige Individuen zwischen Biotitsträhnen und stengeligen Amphibolen. Die Plagioklase sind stark zersetzt. Die Struktur dieses Ganggesteins ist als nematoblastisch-lepidoblastisch zu beschreiben.

Die Ganggesteine KF 39 und KF 42 sind ähnlich Biotit-reich wie das zuvor beschriebene Gestein, ihre Struktur ist jedoch feinkörnig mit kleinkörnigen Hornblende-Blasten. Eine retrograde Umwandlung der Hornblenden in braunen Biotit ist weit fortgeschritten. Wo Biotit und Hornblende innig verwachsen sind, ist die Hornblende ausgebleicht und zeigt blaßgrüne Absorptionsfarben. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus einem Klinozoisit-Epidot-Albit-Quarz-Gemenge. Stark getrübe Relikte kleinkörniger Feldspateinsprenglinge sind selten erhalten. Skelettförmiger Ilmenit und körniger Magnetit bilden die Opakphase dieser Gesteine. Körner beider Erze sind von breiten Leukoxen-Säumen umgeben.

Eine andere Variante dieser Ganggeneration repräsentiert die Probe KF 19. Es handelt sich um einen fast monomineralischen, mittelkörnigen Aktinolith-Schiefer. Der schwach pleochroitische, blaßgrüne Mg-Aktinolith enthält Einschlüsse aus opaken Erzkörnchen und feinstkörnigem Apatit. In Zwickeln zwischen den idiomorphen Aktinolith-Kristallen sind brauner Biotit und kleine Domänen aus Pflastern polygonaler Quarze eingeschlossen.

Die mafischen Gänge der Gruppe b) (KF 16, 18, 27 und KS 24) werden als Vertreter einer post-kibarischen und prä-panafrikanischen Ganggeneration gedeutet. Die Proben stammen von der SW-Wand des Burásbotnen (KF 16, 18), Laudalkammen (KF 27) und den Burásbotnen vorgelagerten Nunatakkern (KS 24).

Die Gesteine enthalten fein- bis kleinkörnige Einsprenglinge relativ stark alterierter grüner Hornblenden. Diese werden durch braunen Biotit fleckenartig verdrängt. Kleinkörnige Aggregate aus Epidot, verwachsen mit wenig Chlorit und opakem Erz, lassen ein rechtwinkliges Netzwerk von Korngrenzen und Einschlüssen erkennen, die ein für Pyroxene typisches Spaltsystem nachzeichnen. Diese Aggregate werden als Pseudomorphosen nach Pyroxen gedeutet. Die feinstkörnige Grundmasse besteht aus Quarz, Biotit, Chlorit und Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe. Daß dieses Mineralgemisch überwiegend aus Plagioklas hervorgegangen ist, belegen stark zerlappte, poikilitisch durchwachsene Plagioklas-Reste. Die opake Mineralphase ist weitgehend in Leukoxen umgewandelt.

Die Mineralparagenese Quarz-Albit-Epidot-Biotit ist kennzeichnend für die Biotit-Zone der Grünschieferfazies (YARDLEY 1989, S.64). Chlorit ist über weite Temperaturbereiche neben Biotit stabil, so daß der pT-Bereich auf die untere Grünschieferfazies (320-450°C) eingegrenzt werden kann. Die z.T. sehr straffe Einregelung der Phyllosilikate war mit einer Rekristallisation der Kristalle verbunden. Die Längsachsen stengeliger

Hornblenden liegen in der Schieferenebene und die Leukoxen-Säume sind zu flachen Linsen deformiert. Bei der Alteration der Plagioklase wurde Quarz freigesetzt, der sich in unregelmäßigen Mikrorissen niederschlug. Im Ganggestein KF 27 sind diese Quarze noch einmal deformiert worden, wohingegen die Quarze in den übrigen Proben dieser Gruppe in Clustern mit fünf- oder sechseitigen Umrissen und 120°-Korngranzwinkeln ohne Anzeichen von Deformation auftreten.

Am Nordwestende von Vikenegga wurden drei N-S streichende mafische Gänge (Gruppe c) beprobt (KF 11, 14, 15), die Gesteine der metamorphen vulkanosedimentären Serie durchschlagen. Sie unterscheiden sich makroskopisch von den frischen jurassischen Doleriten (Kap. 3.5) dadurch, daß sie eine weitständige Schieferung aufweisen, die zum Rand der 20-40 cm mächtigen Gänge engständiger wird. Zwei weitere Gänge (KS 05, 06) sind ebenfalls dieser Ganggeneration zuzuordnen, jedoch so stark deformiert, daß sie als Mylonite nach basischen Gängen anzusprechen sind. Die Modalzusammensetzung verschiebt sich in ihnen im Vergleich zu den im folgenden beschriebenen Gesteinen mehr zu den Sekundärmineralen Chlorit, Serpentin und Calcit.

Die Gesteine besitzen eine ungleichkörnige, porphyrische Struktur mit bis zu 1 mm großen Augit-Einsprenglingen. Die Hauptgemengteile sind Klinopyroxen und Plagioklas, teilweise auch das Sekundärmineral Chlorit. Als Nebengemengteile sind der aus dem Olivin hervorgegangene Serpentin sowie ebenfalls sekundär gebildeter Serizit, Quarz, Epidot, Klinozoisit und Calcit enthalten. In den Proben KS 05 und KS 06 erreicht die opake Mineralphase deutlich mehr als 5 Vol-%. Die idiomorphen Augit-Einsprenglinge sind zonar gebaut und zeigen die für Augite charakteristische Sanduhrstruktur. Am Rand sind die Kristalle von ca. 0,05 mm breiten Aktinolith-Bärten unwachsen. Die in den Gesteinen ursprünglich vorhandenen 2-3 mm langen, idiomorphen Plagioklas-Leisten sind jetzt durch Pseudomorphosen aus einem feinstkörnigen Gemisch von Serizit, Klinozoisit, Calcit und Quarz ersetzt. Innerhalb dieser Pseudomorphosen werden bis zu 0,4 mm durchmessende Bereiche von Schachbrettalbiten eingenommen.

Mit Ausnahme weitständiger Schieferungsbahnen, an denen eine embryonale Scherungsschieferung stattfand, ist das magmatogene ophitische Gefüge erhalten geblieben. Die Pseudomorphosen nach Plagioklas sind genauso unregelmäßig angeordnet wie die Plagioklase in den jurassischen Doleriten. Die Schieferung in diesen Gesteinen betrifft vor allem die randlichen Bereiche der Gänge. Sie ist keinem Akt kompressiver Tektonik zuzuordnen, sondern entstand wahrscheinlich bei der Zerblockung der Heimefrontfjella während des Uplift im Mesozoikum. Die zu dieser Zeit bereits stark vergrüneten Gänge bildeten Schwächezonen, an denen Scherspannungen infolge differentieller Hebungsraten bevorzugt ausgeglichen werden konnten.

Die Gesteine der mylonitisierten mafischen Gänge KS 05 und KS 06 sind stark chloritisiert und enthalten weniger als 10 Vol-% Klasten mit Durchmessern $> 0,2$ mm (Abb. 3.-9). Die Chlorite sind straff in ein SC-Gefüge eingeregelt, das von einer weitständigeren Extensionsschieferung durchschnitten wird (SCC'-Gefüge, z. B. BARKER 1989, bzw. ecc-Gefüge nach PLATT & VISSERS 1980). Meistens sind die C'-Flächen durch eine

Rotation der Chlorite in diese Flächenschar gekennzeichnet, seltener findet man einen Calcit-Besatz auf dieser Flächenschar. In Probe KS 06 sind außerdem noch Umbiegungszonen von Mikrofältchen zu erkennen, die neben den SC-Gefügen Anzeichen einer primär kompressiven tektonischen Beanspruchung sind. Die mindestens zweiaktige Deformationsgeschichte läßt sich im Nebengestein (Paragneise) kaum nachweisen, da diese Gesteine für schwache Deformationsakte weitaus weniger sensitiv sind. Die chloritisierten mafischen Gänge bilden bevorzugte Schwächezonen für tektonische Ausgleichsbewegungen.



Abb. 3.-9: SCC'-Gefüge in einem mylonitisierten basischen Dyke (KS 05), X Nicols, Länge der unteren Bildkante 3,2 mm.

3.4 Gesteine der permischen Amelang-Plateau-Formation

Die in der Amelang-Plateau-Formation (WOLMARANS & KENT 1982) zusammengefaßten Gesteine des Deckgebirges umfassen permokarbone Klastika und eingeschaltete Kohlen. Die Klastite wurden bereits von JUCKES (1972) und POSCHER (1988, 1992) ausführlich bearbeitet, so daß auf eine umfassende lithologische Beschreibung verzichtet werden kann.

Am Schivestolen enthalten die Klastika ein etwa 40 cm mächtiges Steinkohlenflöz. Mehrere Proben dieses Flözes und eines Kaolinkohleltonsteins wurden am Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle an der RWTH Aachen von Prof. Dr. H. W. Hagemann untersucht. Nach den Reflexionswerten (Tab. 3.-4) handelt es sich um Hartbraunkohlen (subbituminous Coal C). Die Vitrinitreflexion ist nach den bisher veröffentlichten Daten (z.B. ROSE & MCELROY 1987) niedriger als bei anderen permischen Kohlevorkommen der Antarktis.

Tab. 3.-4: Mittlere Vitritreflexion (Rr) von 6 Proben aus dem Gipfelbereich des Schivestolen (Aufschluß 39).

Probe	Rr[%]	σ	Material
KS48	0.46	± 0.04	Kaolinkohlenstein
KS49	0.44	± 0.03	Kaolinkohlenstein
KS50	0.47	± 0.04	Kohle
KS51	0.41	± 0.02	Kohle
KS52	0.44	± 0.03	Kohle
KS53	0.45	± 0.04	Kohle

Die Ergebnisse der Reflexionsmessungen sind in Hinblick auf die postpermische Temperaturentwicklung der Heimefrontfjella interessant. JACOBS (1991) ermittelte mit Hilfe der Spaltspuren-Methode an Apatit Abkühlungsalter in Kristallin-Dropstones der permokarbonen Tillite um 100 Ma, d. h. erst zu diesem Zeitpunkt sind die permokarbonen Sedimentgesteine unter 100°C abgekühlt. Hätten die Temperaturen in den Sedimentiten während des Mesozoikums lange Zeiten oberhalb 100°C gelegen oder hätte eine kurzzeitige Erwärmung zu Temperaturen weit oberhalb 100°C geführt, müßte dies durch die Vitritreflexion widerspiegelt werden. Da die Reflexionswerte relativ niedrig sind, ist daraus zu schließen, daß eine Erhöhung des geothermischen Gradienten während des Gondwanazerfalls, verbunden mit dem Austritt jurassischer Basalte, nur zu Temperaturen wenig oberhalb 100°C in den permischen Sedimentgesteinen geführt haben kann.

3.5 Dolerite der jurassischen Kirvanveggen-Formation

Die jüngsten Gesteine im Arbeitsgebiet sind die auch aus anderen Teilgebieten der Heimefrontfjella bekannten nichtmetamorphen basischen Gänge. Sie stehen in engem genetischem Zusammenhang mit den reliktsch erhaltenen Basaltlaven von Bjørnuntane. Die Datierung (K/Ar; Gesamtgestein) von Basaltlaven erbrachte Alter um 170 Ma (JUCKES 1972).

Im Bereich der nördlichen Heimefrontfjella wurden frische basische Gänge (Dolerite) an folgenden Stellen beobachtet:

- Zwei Gänge in der südwestlichen Nunatakkette (Aufschlüsse 41 und 43),
- Erosionsreste von Sills bei der "Locality A" am Südende von Laudalkammen (Aufschluß 24) und bei Lauringrabben und
- ein Sill unterhalb des Schivestolen (Aufschluß 38).

Hinsichtlich Petrographie, Struktur und thermalem Überprägungsgrad weisen die untersuchten Dolerite der Heimefrontfjella deutliche Affinitäten zur Basaltgruppe I der nordwestlichen und nördlichen Shackelton Range auf, deren Alter (K/Ar; Plagioklas, Pyroxen und Gesamtgestein) auf 180 Ma datiert wurde (HOTTEN 1993). Das intensive

magmatische Geschehen zu dieser Zeit steht in engem Zusammenhang mit überregionalen Extensionsprozessen, die zum Zerfall Gondwanas mit ersten Andeutungen im mittleren Jura führten (SPAETH & SCHUELL 1987).

3.6 Zirkontypologie

Zur Charakterisierung der Zirkonpopulationen präkambrischer Metamorphite der nördlichen Heimefrontfjella wurden 15 Proben ausgewählt. Untersucht wurde eine Gruppe von acht "Metaplutonit"-Proben, in denen sowohl Augengneise als auch schwach vergneiste Granitoide enthalten sind (Tab. A.-1). Daneben wurden sieben Proben des metamorphen vulkanosedimentären Komplexes untersucht, um einerseits Vergleiche zwischen Zirkonen aus Metaplutoniten und Metavulkaniten zu ziehen und andererseits die Auswirkung der Metamorphose auf Zirkonpopulationen von Proben überprüfen zu können, die durch die Metamorphose am stärksten betroffen waren. Hierzu boten sich die metatektischen Paragneise KF 59 und KS 55 an.

3.6.1 Grundlagen und Methodik

In sauren Magmatiten ist der Zirkon eines der frühesten Kristallisationsprodukte (HOPPE 1963), und seine Tracht hängt von den physikochemischen Bedingungen während der Kristallisation ab. Gegenüber Verwitterung, sedimentärem Transport und Veränderungen durch schwach- bis mittelgradige Metamorphose erweist sich Zirkon als äußerst resistent (POLDERVAART 1955, 1956). In allen Proben saurer Orthogneise, Paragneise und Granitoide Milorgfjellas ist Zirkon als akzessorisches Gemengteil vorhanden. Da eine petrogenetische Charakterisierung der Protolithe mittels konventioneller geochemischer Untersuchungsmethoden wegen etwaiger Stoffverschiebungen während der Metamorphose mit Unsicherheiten behaftet ist, eignen sich zirkontypologische Untersuchungen für eine solche Charakterisierung im besonderen Maße.

Zu den etablierten Verfahren der Zirkonuntersuchungen gehört die Messung des Längen/Breiten-Verhältnisses (Elongation). POLDERVAART (1955, 1956) unterscheidet Zirkone in Sedimentgesteinen und daraus hervorgegangenen S-Typ-Graniten mit einer durchschnittlichen Elongation <2 von Zirkonen aus I-Typ-Graniten mit höherer Elongation.

Eine Unterscheidung zwischen Zirkonen plutonischer und vulkanischer Herkunft kann in günstigen Fällen über eine Analyse der Wachstumsbehinderungen und Einschlüsse erfolgen. Aufgrund höherer Kristallisationsgeschwindigkeiten sind in Zirkonen aus Vulkaniten häufiger Einschlüsse zu erwarten (HOPPE 1963).

Zur petrogenetischen Interpretation der Tracht idiomorpher Zirkone wurde die Trachtindizierung nach PUPIN (1980) herangezogen. Die tetragonalen Prismen $\{100\}$ und $\{110\}$ und die tetragonale Bipyramide $\{101\}$ sowie die ditetragonale Bipyramide

{211} sind die dominant ausgebildeten Flächenformen. Ihre verschiedenen Kombinationen legen den Haupttyp in der PUPIN-Klassifikation fest (PUPIN et al. 1978, PUPIN 1980). Die Flächenrelationen bestimmen den Nebentyp.

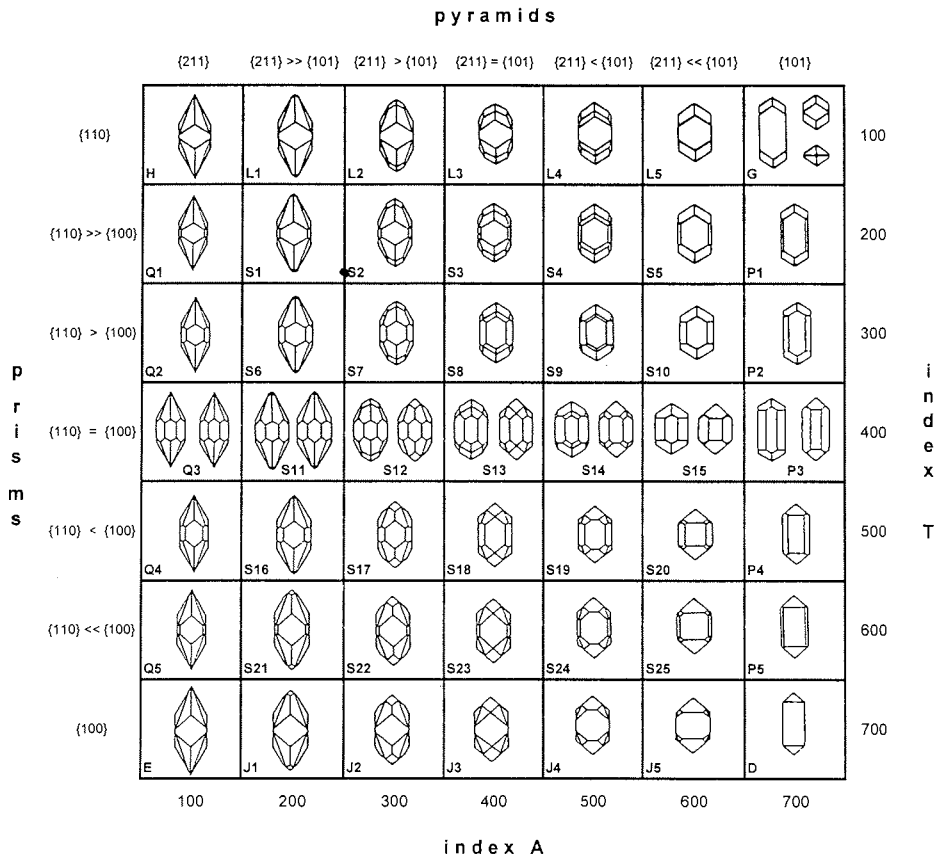


Abb. 3-10: Zirkontrachtendiagramm nach PUPIN (1980), modifiziert durch FINGER & HAUNSCHMID (1980).

PUPIN & TURCO (1972) konnten mit Hilfe temperaturkritischer Mineralparagenesen und thermometrischer Untersuchungen nachweisen, daß sich die Relation des {100}-Prismas zum {110}-Prisma (T-Index) mit steigender Temperatur vergrößert. Die Ausbildung der Pyramidenformen ist vom Verhältnis der Alkalien zum Aluminium ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) abhängig (A-Index). Das ursprüngliche Diagramm von PUPIN (1980) zur statistischen Auswertung der Trachten einer Zirkonpopulation wurde durch FINGER & HAUNSCHMID (1988) modifiziert (Abb. 3.-10), indem in der Natur nicht auftretende Formen weggelassen wurden.

Aus der Verteilung der Mittelwerte der A- und T-Indizes von Zirkonpopulationen variszischer Granitoide Frankreichs leitete PUPIN (1985) Trachtentwicklungspfade ab (Abb. 3.-11). SCHERMAIER et al. (1992) korrelieren diese Trachtentwicklungspfade mit der Klassifikation der Granitoide in S-, I-, A- und M-Typen (Abb. 3.-11).

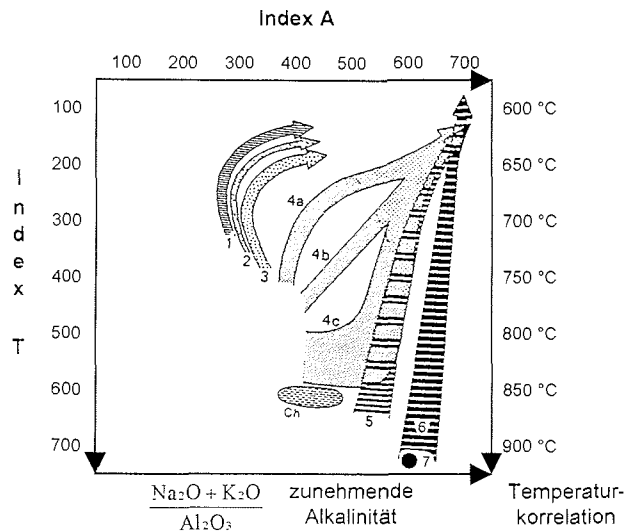


Abb. 3.-11: Trachtentwicklungspfade granitoider Schmelzen im mean point-Diagramm aus PUPIN (1985). Dargestellt sind Trachtentwicklungspfade für Granite krustaler Aufschmelzung (1-3), kalkalkalische (4a-c) und subalkalische Hybridgranite (5), alkalische (6) und tholeiitische (7) Manteldifferentiate und Charnockite (Ch).

Das Probenmaterial wurde in einem Backenbrecher auf Korngrößen < 2 mm gebrochen und drei Tage einer 32 %igen Salzsäure ausgesetzt. Dadurch blättern Phyllosilikate, die Zirkone umgeben auf, und das sehr häufige Schwermineral Apatit wurde aufgelöst. Nach einer Naßsiebung wurde die Fraktion < 250 μ m einer Schwerentrennung mit Bromoform unterzogen und magnetische Minerale mit einem Magnetscheider abgetrennt. Nach einer manuellen Auslese wurden Zirkonstreupräparate für Durchlichtuntersuchungen in Mountex (MERCK, $n_{\text{fest}} \approx 1,67$) eingebettet; für Trachtuntersuchungen am Raster-Elektronenmikroskop (REM) erfolgte eine Fixierung mit einer leitfähigen Klebefolie auf Objektträgern und eine Bedampfung mit Gold. Weitere Einzelheiten der Aufbereitung sind bei BÜCKSTEEG (1993) beschrieben.

3.6.2 Zirkone der metamorphen vulkanosedimentären Serie

Die mittlere Elongation der **Metavulkanit**-Zirkone (KF 28, KS 15, KJ 16, KF 55) liegt zwischen 1,99 und 2,50 (Tab. 3.-5). Die relativ homogene, kurzprismatische Ausbildung dieser Zirkone kann als Resultat abrupt durch ektiven oder explosiven Vulkanismus beendeter Kristallisation aus hochtemperierten Schmelzen interpretiert werden.

Den Zirkontrachten in den drei Metavulkanit-Proben KF 28, KJ 16 und KS 15 ist eine Korrelation mit hohen A- und T-Indizes gemeinsam (Abb 3.-14a-d). In der obigen Reihenfolge nimmt die Konzentration der Trachten auf wenige Typen zu. Bei KS 15 dominieren die Typen S25 und P5 mit der bevorzugten Ausbildung des {100}-Prisma und der {101}-Pyramide. Die T-Indizes zwischen 470 und 567 korrelieren mit Tempe-

raturen zwischen 780° und 830°C, womit die Temperaturverhältnisse zum Zeitpunkt der vulkanischen Förderung angezeigt werden.

Tab. 3.-5: Gemittelte Ergebnisse der Habitus- und Trachtuntersuchungen der Zirkonpopulationen Milorgfjellas.

Probe	Habitusuntersuchung				Trachtindizierung		
	n	Länge µm ±σ	Breite µm ±σ	Elongation	n	A-Index	T-Index
KF 41	111	184 48	69 17	2,72	121	448	479
KS 12	145	189 49	70 15	2,76	103	616	242
KS 36	213	247 63	92 22	2,72	102	578	450
KJ 08	154	206 49	72 17	2,93	109	293	583
KJ 15	136	240 56	86 16	2,85	114	592	520
KF 24	103	130 31	32 8	4,27	104	666	205
KF 64	190	262 63	102 24	2,64	132	563	427
KS 33	102	135 46	58 14	2,35	101	502	553
KF 28	106	189 66	79 25	2,41	113	546	470
KS 15	147	100 21	51 14	1,99	101	592	567
KJ 16	107	232 82	100 38	2,39	120	563	543
KF 55	229	173 56	72 18	2,50	107	449	321
KF 47	110	178 53	83 26	2,25	101	486	383
KF 59	117	151 34	89 20	1,77	60	315	377
KS 55	116	224 77	92 18	2,47	136	603	257

Die Metatuffitprobe KF 55 stellt einen Sonderfall dar, weil idiomorphen Zirkonen (Abb. 3.-12c) detritische Individuen beigemischt sind (Abb. 3.-12e). Die idiomorphen Individuen wurden indiziert, wobei die Kombination niedriger T-Indizes und breit gestreuten A-Indizes auf eine Kristallisation aus einer kalkalkalischen Schmelze bei Temperaturen um 700°C hinweist.

Die Farbe der Zirkone aus den Metavulkaniten ist meist hellbraun, stärker metamiktisierte Individuen sind dunkelbraun gefärbt. Ein ausgeprägter Zonarbau fehlt, was als Folge eines kurzzeitigen Kristallisationsprozesses unter konstanten physikochemischen Bedingungen zu interpretieren ist. Ein gemeinsames Merkmal der vulkanogenen Zirkone ist das häufige Auftreten von Einschlüssen. Man kann zwischen idiomorphen Fremdmineraleinschlüssen und blasen- oder schlauchförmigen Fluideinschlüssen unterscheiden. Der durch höhere Kristallisationsgeschwindigkeiten bedingte Einschlußreichtum ist gegenüber Tiefengesteinszirkonen ein wichtiges Unterscheidungskriterium (HOPPE 1963). Die Fremdmineraleinschlüsse zeigen oft die von FRASL (1963) beschriebene Einregelung nach der Korngestalt, die bei ausreichender Einschlußdichte frühere Wachstumsstadien des Zirkons nachzeichnet. Bei der durchlichtmikroskopischen Betrachtung der Metatuffit-Zirkone erkennt man sowohl einschlußreiche Zirkone ohne

Zonarbau als auch größere Zirkone mit Kern/Mantel-Struktur (Abb. 3.-12a,b), deren Kantenrundung als Hinweis auf eine detritische Herkunft zu deuten ist.

Die als **Paragesteine** angesprochenen Proben enthalten Zirkonpopulationen, deren Elongation nur bei einer Probe unter den Grenzwert von 2 fällt (KF 59). In den Proben KF 47 und KS 55 lieferten erst die Trachtuntersuchungen Hinweise auf das Edukt. Die metatektischen Paragneise KS 55 und KF 59 enthalten eine ausreichende Zahl idiomorpher Individuen, um eine Klassifikation im PUPIN-Diagramm vorzunehmen, wohingegen im Quarzit KF 47 nur gerundete, detritische Zirkone beobachtet wurden (Abb. 3.-12d).

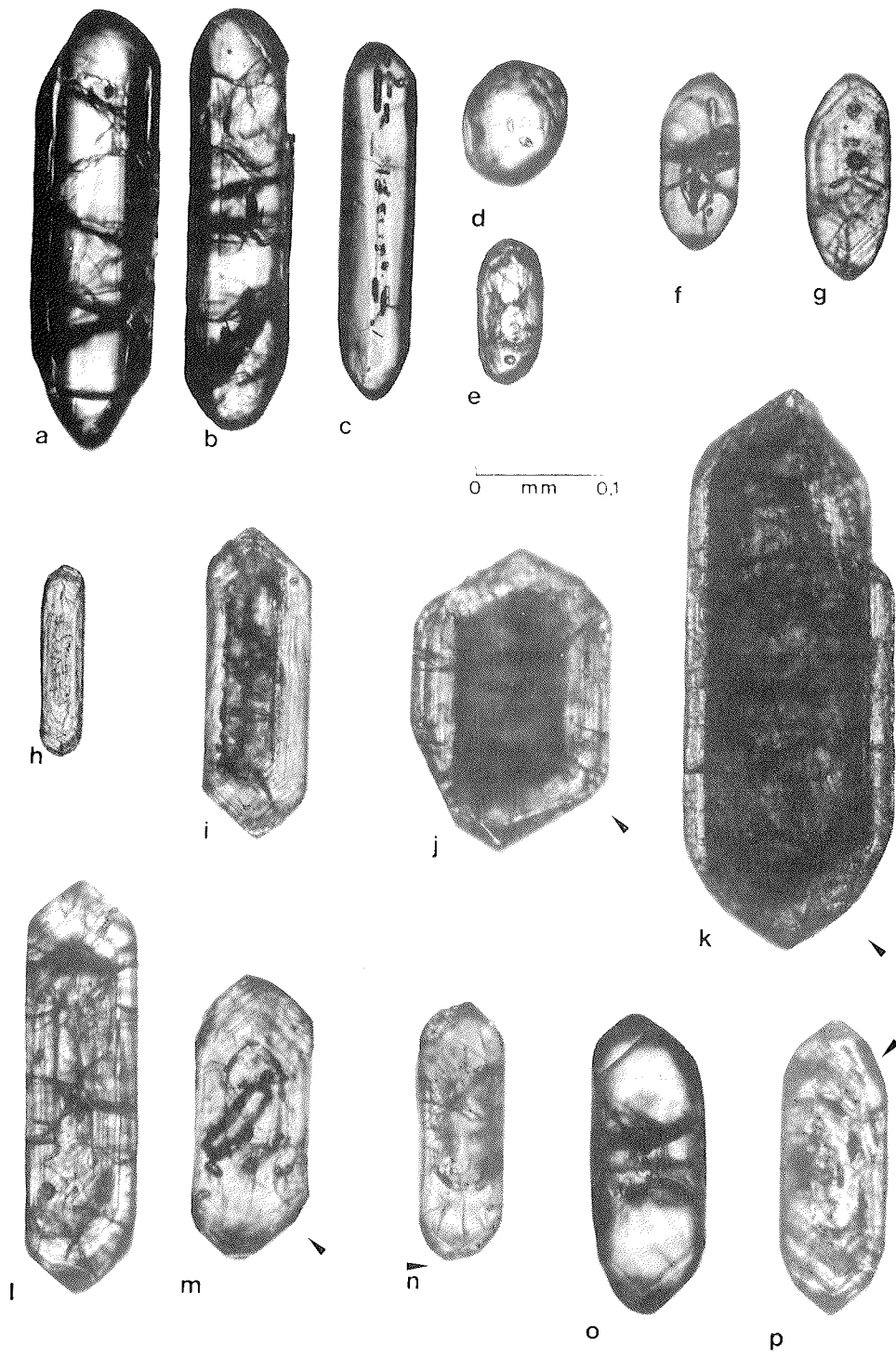
Die idiomorphen Zirkone des Metatexits KS 55 weisen eine Bevorzugung der Trachten G und S5 auf; diese sind mit Temperaturen um 600°-650°C korreliert. Auf den REM-Aufnahmen erkennt man, daß die vorliegenden Trachten durch Neukristallisation auf detritischem Zirkon-Altbestand erfolgte. Die Prismenflächen sind übersät mit Wachstumsbehinderungen in Form von kantig begrenzten Buchten, den Abformungen benachbarter Kristalle (Abb. 3.-13d).

Bei der Probe KF 59 konnte die Zirkonindizierung nur an 60 Individuen vorgenommen werden. Es dominiert die {211}-Pyramide, während die Ausbildung der Prismenflächen stark variiert. Der Mittelwert fällt in den Bereich der S-Typ-Granitoide. Ein Teil der Zirkone hat bereits die für diesen Granittyp charakteristische Tracht erworben, während die meisten Individuen noch ihre detritische Herkunft erkennen lassen. Die mit dem T-Index korrelierten Temperaturen liegen bei 650-750°C.

Bei den Metasedimentproben treten rosafarbene, hell- bis dunkelbraune und farblose Zirkone auf. Die Zirkone des Metatexits KS 55 zeigen ausgeprägte Kern/Mantel-Strukturen. Die Kerne sind in unterschiedlichem Grade zugerundet, während die Mäntel schwach zoniert und idiomorph sind. Die in den Kernen häufig zu beobachtenden Risse setzen sich nicht in die Mäntel fort.

3.6.3 Zirkone der Metaplutonite und schwach vergneisten Granitoide

Die statistische Auswertung der Längen/Breiten-Verhältnisse von Zirkonen aus den **Augengneisen** Milorgfjellas (KF 41, KS 12, 36, KJ 08, 15) ergab mittlere Elongationswerte zwischen 2,72 und 2,93 (Tab. 3.-5). Diese hohen Werte kennzeichnen nach dem Elongations-Kriterium von POLDERVAART (1955, 1956) Zirkonpopulationen orthogener Herkunft. Die Größe der Zirkone schwankt zwischen einer Länge von 130 bis 330 µm und einer Breite von 50 bis 150 µm bei mittleren Längen von 184 bis 247 µm und mittleren Breiten von 69 bis 92 µm je Probe (Tab. 3.-5).

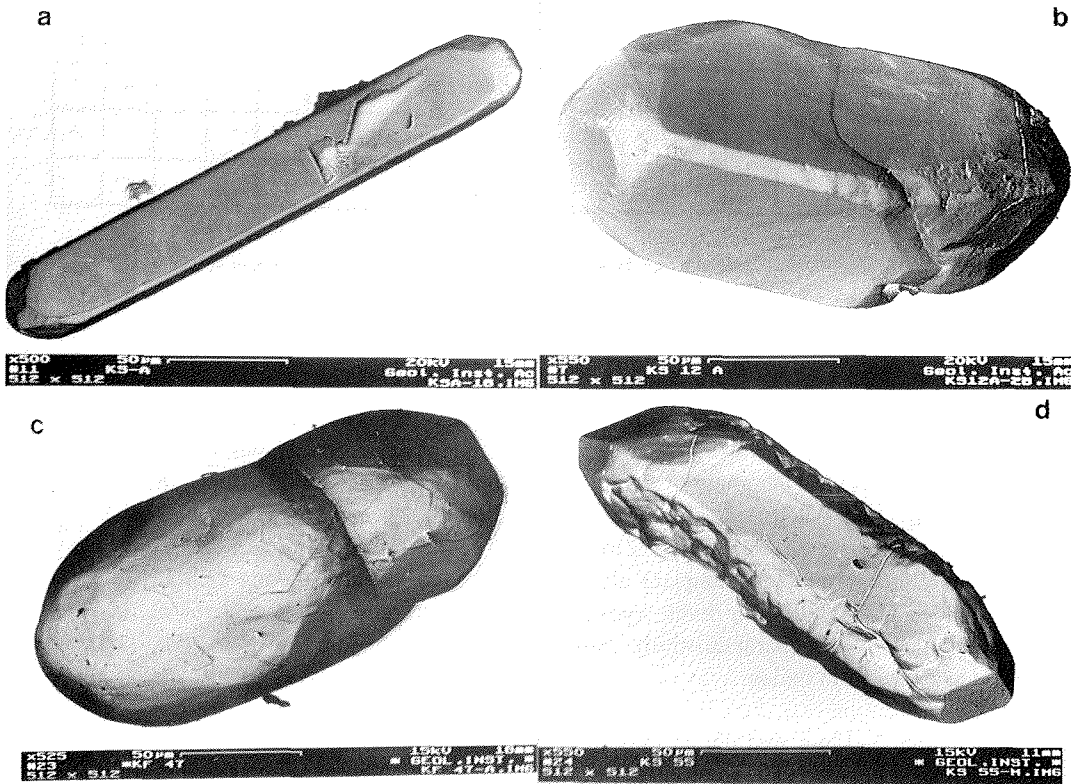


◀ Abb. 3.-12a-p: Durchlichtmikroskopische Aufnahmen; der Abbildungsmaßstab ist für alle Zirkone gleich.

- a: Zirkon mit reliktsicher Kern/Mantel-Struktur, KF 55;
- b: Zirkon mit abgerundeten Pyramiden, KF 55;
- c: idiomorpher Zirkon ohne Zonarbau, KF 55;
- d: detritischer Zirkon, KF 47;
- e: detritischer Zirkon, KF 55;
- f: Zirkon ohne Zonarbau, KS 33;
- g: idiomorpher Zirkon mit betontem Pyramidenwachstum, KS 33;
- h: idiomorpher Zirkon mit Einschlüssen, KF 24;
- i: metamikter Zirkon mit klarem Mantel, KF 64;
- j: Zirkon mit Trachtwechsel zwischen metamiktem Kern und transparentem Mantel, KF 64;
- k: wie i, sehr großes Individuum, Probe KF 64;
- l: idiomorpher Zirkon mit Zonarbau, KJ 15;
- m: einschlußreicher Zirkon mit Trachtwechsel zwischen Kern und Mantel, KJ 08;
- n: Zirkon mit Trachtwechsel zwischen Kern und Mantel, KS 36;
- o: zerbrochener und verheilter Zirkon, KS 36;
- p: Zirkon mit Zonarbau, äußere Schalen mit $\{211\}$ -Pyramide, KF 41.

Abb. 3.-13a-d: REM-Aufnahmen von Zirkonen:

- a: idiomorpher Zirkon Typ P1, KS 12;
- b: idiomorpher Zirkon Typ S24, der abgeplatzte Mantel rechts offenbart den Schalenbau des Kristalls, KS 12;
- c: detritischer Zirkon, KF 47;
- d: idiomorpher Zirkon Typ S4; Mantel neukristallisiert, mit Wachstumsbehinderungen an den Prismenflächen, KS 55.



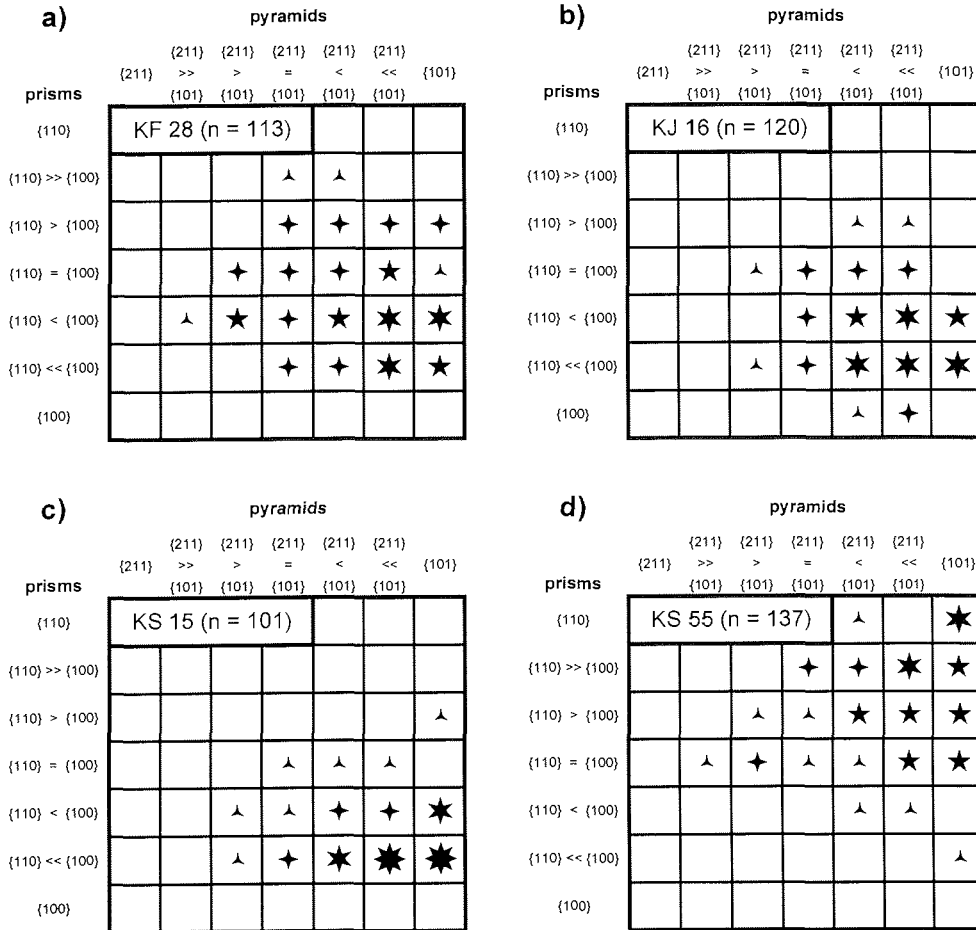


Abb. 3.-14a-d: Zirkontrachtendiagramme von Proben der vulkanosedimentären Serie. Legende siehe Abb. 3.-15.

Bei den Untersuchungen zur Kristalltracht wurden in allen Augengneisproben nebeneinander hypidiomorphe und idiomorphe Zirkone festgestellt. Die Rundung von Zirkonen in metamorphen Orthogesteinen ist ein seit langem bekanntes Phänomen (HOPPE 1963). MAGER (1981) nennt als Ursache der Rundung Resorptions-, Folierungs-, Rekristallisations- und Wachstumsvorgänge. Die hypidiomorphen Zirkone der Augengneise sind im Gegensatz zu detritischen Zirkonen nur unvollständig gerundet. Man findet sowohl kantengerundete Exemplare als auch Individuen, deren Rundung sich auf die Pyramiden beschränkt. Die durch aquatischen Transport verursachten und für detritische Zirkone als charakteristisch beschriebenen Schlag- und Abrasionsmarken (HAVERKAMP 1991) fehlen.

In den Abb. 3.-15a-c sind die an idiomorphen Zirkonen durchgeführten Trachtindizierungen nach PUPIN (1980) wiedergegeben. Die Zirkone der Augengneise zeigen in ihrer

Trachtausbildung im Vergleich zu ihrer relativ einheitlichen Kornform eine deutlich größere Variabilität. Bei der Prismenausbildung findet man sowohl (KS 12) die Bevorzugung der {110}- als auch (KJ 15) der {100}-Flächen. Bei den Zirkonpopulationen der Proben KS 12, KS 36 und KJ 15 dominiert die {101}-Pyramide. In der Probe KJ 08 wurde bei der Kristallisation vorrangig die {211}-Pyramide entwickelt. Die Mittelwerte der A- und T-Indizes der Zirkonpopulationen aus Augengneisen plotten in dem modifizierten Trachtdiagramm nach SCHERMAIER et al. (1992) im Feld der I-Typ-Granitoide (Abb. 3.-17). Nur der Mittelwert der Probe KJ 08 liegt im Feld der S-Typ-Granitoide.

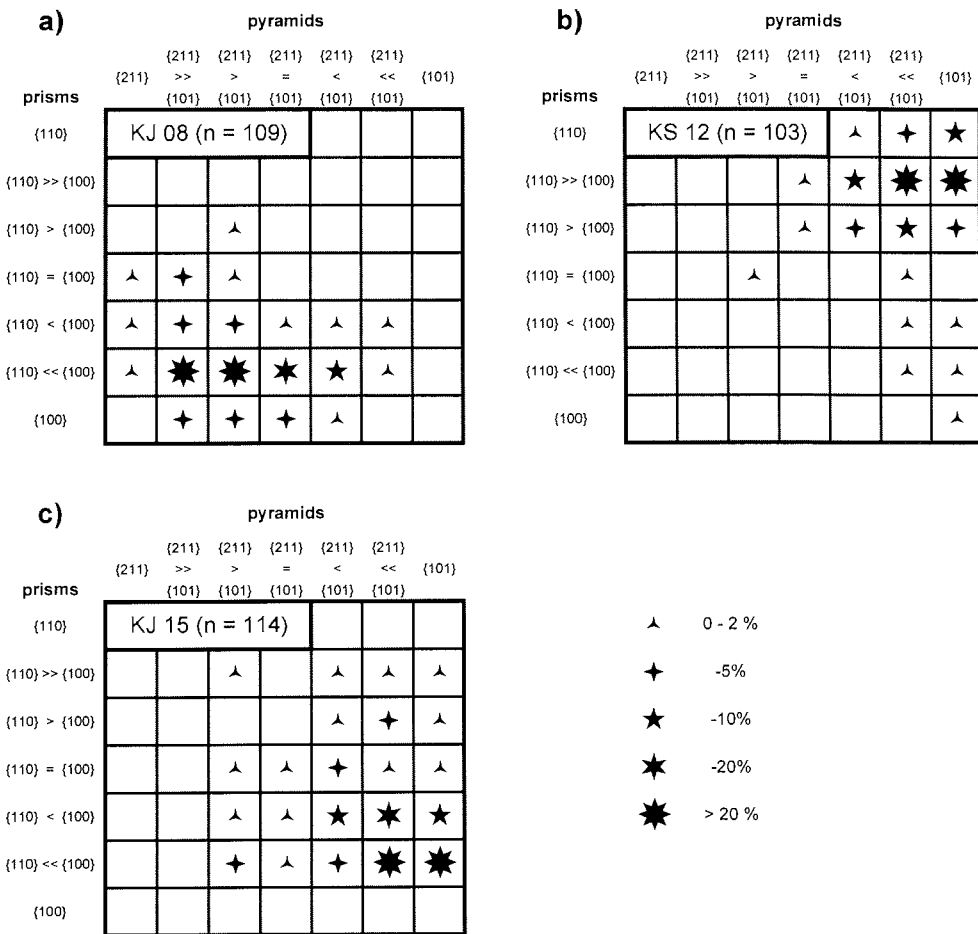


Abb. 3.-15a-c: Zirkontrachtdiagramme von Augengneis-Proben Milorgfjellas.

Hinsichtlich des inneren Aufbaus der Zirkone lassen sich bei allen Augengneis-Proben drei Gruppen unterscheiden:

Die erste Gruppe ist durch einen kontinuierlichen Zonarbau gekennzeichnet, der von MAGER (1981) als gemeinsames Merkmal der Tiefgesteinszirkone interpretiert wird.

Diese Form des Zonarbaus führt entweder zu regelmäßiger, allseitiger Zonierung oder zu bevorzugtem zonierten Wachstum der Pyramidenflächen (Abb. 3.-12 l).

In der zweiten Gruppe sind Zirkone mit einem deutlich erkennbaren Kern und einer Hülle zusammengefaßt. Der Kern ist meist idiomorph und unterscheidet sich von der Hülle durch seine abweichende Farbe oder den Metamiktisierungsgrad. Kern und Hülle weisen die gleiche Tracht auf, so daß der Kern ein frühes Kristallisationsstadium und keinen aus Fremdgesteinen übernommenen Altbestand repräsentiert.

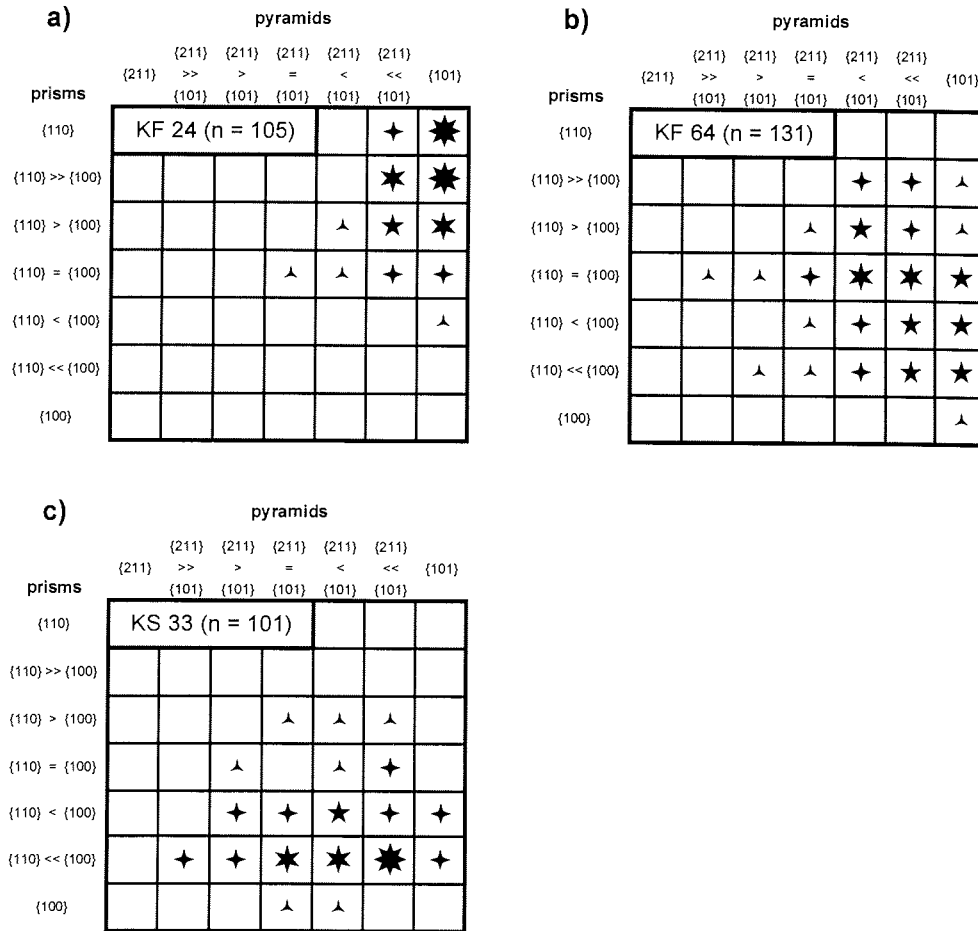


Abb. 3.-16a-c: Zirkontrachtogramme von Granitoid-Proben Milorgfjellas. Legende siehe Abb. 3.-15.

Die dritte Gruppe schließt Zirkone ein, die ebenfalls einen Kern aufweisen, deren Hülle jedoch eine vom Kern abweichende Tracht zeigt. In Folgenden wird bei abweichender Tracht der äußeren Hülle von einem "Mantel" gesprochen.

Die Ausbildung eines Mantels ist in den Augengneis-Zirkonen der häufigste Fall. Bei den Kernen ist ausschließlich die flache {101}-Pyramide entwickelt, während im Mantel zusätzlich die {211}-Pyramide ausgebildet ist (Abb. 3.-12m,n,p). Aus diesen Befunden läßt sich für die Augengneise ein mehrphasiges Zirkonwachstum ableiten. Aus einer alkalibetonten, I-Typ-granitischen Schmelze kristallisierten zunächst die Zirkonkerne. Um diese Kerne wurden in einem zweiten Stadium Hüllen mit gleicher Trachtausbildung angelagert. In einem spätmagmatischen Stadium kam es zu einer Veränderung des Magmenchemismus. Die Tracht der zuletzt abgeschiedenen Zirkonmütel zeigt einen Al-betonteren Chemismus an, der vermutlich auf eine Aufschmelzung krustalen Nebengesteins bei der Intrusion zurückzuführen ist. Dadurch wurde der A-Index der Probe KJ 08 soweit erniedrigt, daß der Mittelwert in das Feld der S-Typ-Granite fällt (Abb. 3.-17).

Die Elongation von Zirkonen aus der Gruppe der schwach vergneisten **Granitoide** (KF 24, 64, KS 33) ist variabel. Die Zirkone der Probe KF 24 weisen bei einer mittleren Elongation von 4,27 einen ausgesprochen langstengeligen Habitus auf. Sie stellen mit einer durchschnittlichen Länge von 130 µm und einer Breite von 32 µm zugleich die kleinsten Individuen aller untersuchten Proben (Tab. 3.-5).

Die Elongation von Zirkonen des grobkörnigen Møøyenknatten-Granits (KF 64) und des Aplits (KS 33) gleicht der Elongation von Zirkonen aus den Augengneisen. Mit einer durchschnittlichen Länge von 262 µm und einer mittleren Breite von 102 µm sind die Zirkone der Probe KF 64 aber deutlich größer als die Zirkone der Augengneise. Die mittlere Elongation der Proben KF 64 und KS 33 liegt bei 2,64 bzw. 2,35. Somit zeigen gerade die eindeutig orthogenen Zirkone des Aplits die niedrigsten Elongationen aller Metaplutonit- und Granitoid-Proben.

Die Trachtentwicklung der Zirkone aus den schwach vergneisten Granitoiden folgt dem von PUPIN (1985) beschriebenen Pfad kalkalkalischer Granitoide, bei denen die {101}-Pyramide bevorzugt ausgebildet ist. Probe KF 24 besitzt ein prägnantes Maximum bei den Zirkontrachten G und P1, die mit einer niedrigen Kristallisationstemperatur um 600°C korreliert werden (Abb. 3.-16a). Die Zirkone des Aplits KS 33 deuten auf höhertemperierte Kristallisationsbedingungen um 850°C hin. Es dominiert der Nebentyp S25, d.h. die {211}- und {101}-Pyramiden in Kombination mit dem {100}-Prisma sind bevorzugt entwickelt. Die von den Zirkonen der Probe KF 64 ausgebildeten Trachten weisen eine breite Streuung in der Prismenentwicklung auf, die eine Zirkonkristallisation über einen ausgedehnten Temperaturbereich zwischen 850 bis 650 °C anzeigt. Zirkon ist zwar ein Frühkristallit, in relativ wasserreichen Magmen kann sich jedoch der Kristallisationsprozeß bis in ein spätmagmatisches Stadium mit der Ausbildung von Hydrozirkonen fortsetzen (HOPPE 1963). Die Hydrozirkone sind aufgrund ihres hohen Gehaltes an radioaktiven Elementen instabil und werden stark metamikt.

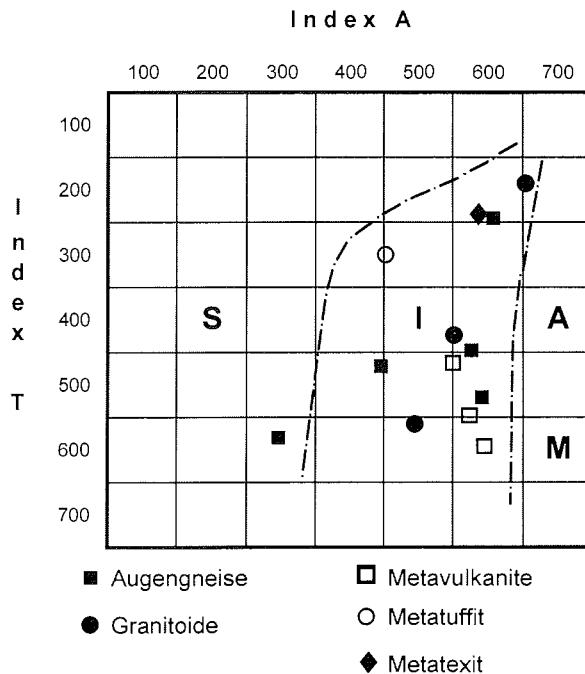


Abb. 3.-17: *mean point* Diagramm für die untersuchten Populationen idiomorpher Zirkone. Grenzen zwischen den Granitoid-Typen nach SCHERMAIER et al. (1992).

Außerdem offenbaren die großen Zirkone des Granits KF 64 eine zweiphasige Genese. Stark metamikte, fast undurchsichtige Kerne sind von transparenten, hellbraunen Mänteln umgeben (Abb. 3.-12i-k). Durch die fortgeschrittene Kristallgitterzerstörung sind kerninterne Strukturen mit Ausnahme von Rissen nicht mehr zu erkennen. Die Risse greifen nicht auf die Mäntel über. Zwischen den Kernen und den zonar aufgebauten Mänteln ist ein Trachtwechsel zu beobachten. Während der Kern nur {101}-Pyramiden aufweist, ist für den Mantel die zusätzliche Ausbildung der {211}-Pyramide charakteristisch (Abb. 3.-12j-k). Für dieses Gestein läßt sich zunächst ein Zirkonwachstum aus einer alkalibetonten, heißen Schmelze postulieren. In einem fortgeschrittenen Kristallisationsstadium änderte sich der Magmenchemismus, z. B. durch Kontamination mit Krustenmaterial, in Richtung auf eine kalkalkalische Schmelze.

3.6.4 Schlußfolgerungen aus den Zirkonuntersuchungen

Die Zirkone der Augengneise und schwach vergneisten Granitoide Milorgfjellas weisen den für Tiefengesteinszirkone typischen Zonarbau auf. Die idiomorphe Tracht und die in allen Fällen den Grenzwert von 2 übersteigende Elongation belegt auch für die tektonisch stark überprägten Augengneise eine plutonische Herkunft. Der Vergleich zwischen den Augengneis-Zirkonen und denen aus schwach vergneisten Granitoiden

zeigt, daß die amphibolitfazielle Metamorphose in Milorgfjella-Nord kaum Einfluß auf die Ausbildung der Zirkone hatte. Bemerkenswert ist allerdings der geringe Anteil kleiner Zirkone in diesen Populationen, da in wasserreichen, sauren Schmelzen eine Zirkonkristallisation, auch an neuen Keimen, bis ins spätmagmatische Stadium zu erwarten ist (PUPIN 1980). Während die kleinsten Zirkone in einem spätkribarischen Mikrogranit-Gang (KB 20, Kap. 3.8) nur etwa 40 µm lang sind, wurden bei Augengneis-Zirkonen Längen über 130 µm festgestellt. Theoretisch sind zwei Erklärungen für dieses Phänomen möglich:

- kleine Zirkone wurden bei der amphibolitfaziellen Metamorphose aufgezehrt und das Material in Form der Mäntel während der Abkühlung an große Individuen angelagert oder
- physikochemische Bedingungen der Magmen förderten ein Weiterwachstum vorhandener Kristallkeime eher als eine Neubildung von kleinen Zirkonen.

Da keine korrodierten Zirkone gefunden wurden und Zr als relativ immobil gilt, wird hier die zweite Erklärung bevorzugt.

Die Klassifikation der Zirkone nach der äußeren Tracht lieferte bei einigen Metaplutoniten nur Informationen über ein spätmagmatisches Stadium, da eine Magmenkontamination beim Aufstieg durch die Kruste zu einer Veränderung des Chemismus geführt hat, die mit einer Trachtänderung zwischen Zirkonkern und -mantel nachzuweisen ist. Berücksichtigt man nur die frühmagmatische Kerntracht, lassen sich alle Metaplutonite aus I-Typ-granitischen Schmelzen ableiten.

In den als Metavulkanite angesprochenen Proben findet man einschlußreiche idiomorphe Zirkone, deren Tracht auf eine Entstehung in einer hochtemperierten kalkalkalischen Schmelze hindeutet (Abb. 3.-17). Ein für Tiefengesteinszirkone charakteristischer Zonarbau fehlt diesen Zirkonen. Die Mittelwerte im PUPIN-Diagramm sind mit Temperaturen von 830-780°C korreliert. Die eng begrenzte Größenvariation und das Fehlen niedrig-T-indizierter Zirkone deutet auf ein abruptes Ende der Kristallisation, wahrscheinlich verbunden mit explosiver vulkanischer Fördertätigkeit, hin. Damit konnte die bei der Geländeaufnahme (ARNDT et al. 1987) vorgenommene Gesteinsansprache feingeschichteter Gneise als leptinitische Metavulkanite bestätigt werden.

Die Metasedimente enthalten gerundete, detritische Zirkone. In den metatexitischen Paragneisen ist es jedoch während der amphibolitfaziellen Metamorphose zu einer idiomorphen Ummantelung der detritischen Kerne in niedrigtemperatur-indizierter Tracht gekommen. Die mit dem T-Index der Mäntel korrelierten Temperaturen liegen bei 660°C und 720°C (± 50°), was den mit den Granat-Biotit-Geothermometern (Kap. 4.3) ermittelten Metamorphose-Peak Temperaturen entspricht.

3.7 Geochemie

Die Analyse von 70 Gesteinsproben Milorgfjellas auf Haupt- und Spurenelemente erfolgte mittels eines sequentiell arbeitenden Röntgenfluoreszenz-Spektrometers PW 1400 der Fa. Philips. Als Primär-Anregungsquelle diente eine Rh-Röhre. Das analysenfein gemahlene Probenmaterial wurde 24 Stunden bei 110°C getrocknet und anschließend ein Teil des Probenmaterials bei 1000°C geglüht, wobei die flüchtigen Bestandteile (LOI) entwichen. Zur Analyse der Hauptelemente wurde jeweils 1 Teil Probenmaterial mit 10 Teilen Spectromelt A12 (Merck) (66% Li₂B₄O₇ und 34% LiBO₂) versetzt. Das Gemisch wurde durch Aufschmelzen in Platintiegeln bei 1150°C homogenisiert. Bei der Bestimmung der Hauptelemente erfolgten die Korrekturen für Interelementeffekte mit Hilfe eines Rechenprogramms der Fa. Philips. Die erhaltenen Analysenwerte wurden unter Einbeziehung des Glühverlustes (LOI) auf die bei 110°C getrocknete Substanz umgerechnet. Zur Messung der Spurenelemente wurden 8 g des gemahlene, aber ungeglühten Probenmaterials mit dem Bindemittel Elvasit (MERCK) gemischt und unter 20 t Auflast zu Tabletten gepreßt. Matrixeffekte bei der Spurenelementanalyse wurden rechnerisch durch die Normierung mittels der Rh-Compton-Strahlung eliminiert. Tab. 3.-6 zeigt die Nachweisgrenzen der Haupt- und Spurenelemente.

Für einige Diskriminierungsdiagramme ist eine Aufteilung des Fe_{gesamt} in Fe₂O₃ und FeO nach folgenden Formeln (JENSEN 1976) erforderlich:

$$\%FeO = (\%Fe_2O_3 \text{ gesamt} - \%TiO_2 - 1,5) \times 0,8998 \text{ bzw. } \%Fe_2O_3 = \%TiO_2 + 1,5$$

Alle Meßdaten sind in den Tab. A.-5 bis 7 zusammengefaßt. Die Konzentrationen der gemessenen Spurenelemente As, Bi, Cd, Mo und Sb sowie von SO₃ liegen in allen Proben unterhalb der Nachweisgrenzen und sind in den Tabellen nicht dargestellt.

Tab. 3.-6: Nachweisgrenzen für Haupt- und Spurenelemente bei der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).

Hauptelemente (als Oxide)		Spurenelemente	
	Gew-%		ppm
SiO ₂	0,05	Pb	10
TiO ₂	0,02	Zn	20
Al ₂ O _{3,x}	0,20	Cu	20
Fe ₂ O ₃	0,01	Ga	10
MgO	0,15	Ba	50
MnO	0,01	Sr	10
CaO	0,02	Rb	10
Na ₂ O	0,10	Zr	20
K ₂ O	0,10	Y	10
P ₂ O ₅	0,05	Nb	5
V ₂ O ₅	0,005	Ni	20
Cr ₂ O ₃	0,005	Co	20

* alles Fe angegeben als Fe₂O₃

3.7.1 Geochemie der sauren Metamorphite

Als metamorphe Produkte saurer Magmatite werden im folgenden alle Orthogneise mit mehr als 56 Gew-% SiO_2 bezeichnet. Diese Gruppe setzt sich aus den mehr oder weniger metamorphen sauren Magmatiten s. str. (> 65 Gew-% SiO_2) und einem Teil der metamorphen intermediären Magmatite zusammen. Die Grenze von 56 Gew-% SiO_2 zu den basischen Metamorphiten ist aufgrund petrographischer Kriterien gewählt worden. Sie schließt alle Amphibolite und Hornblendegneise aus, wohingegen die basischeren Glieder der Augengneise noch zu den sauren Gesteinen gerechnet werden.

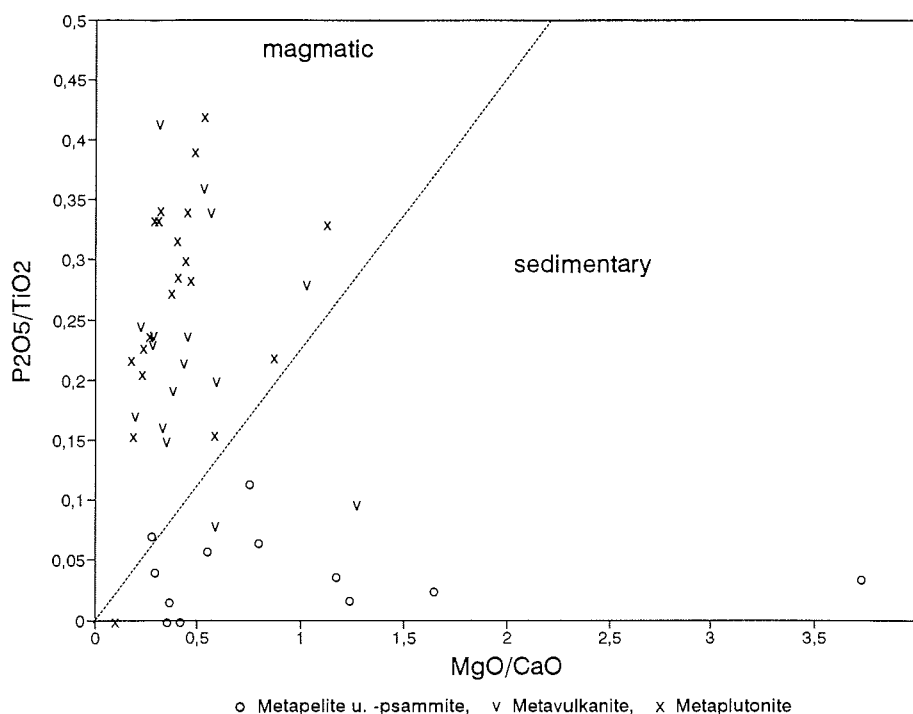


Abb. 3.-18: $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ - MgO/CaO -Diagramm nach WERNER (1987) zur Diskriminierung von Leukogneisen der nördlichen Heimfrontfjella nach sedimentärem oder magmatischem Ausgangsmaterial.

Die nach petrographischen Kriterien vorgenommene Einteilung in Paragneise und saure Metavulkanite wurde mit Hilfe geochemischer Analysendaten anhand des Diskriminierungsdiagramms nach WERNER (1987) überprüft. Es beruht auf den empirischen Beobachtungen, daß saure Vulkanite, genauso wie Granite, generell niedrige MgO- und P_2O_5 -Gehalte zeigen, hingegen Metasedimente, die ursprünglich Tonminerale enthielten, höhere MgO- und P_2O_5 -Gehalte aufweisen, verbunden mit niedrigen CaO-Konzentrationen. Der Anwendungsbereich dieses Diagramms reicht bis in die Granulitfazies (WERNER 1987). Zum Test wurden neben den Daten von Metavulkaniten

und Paragneisen auch Daten der Metaplutonite sowie diejenigen unvergneister Granite und Aplite geplottet (Abb. 3.-18).

Im WERNER-Diagramm werden die Ortho- und Paragneise gut voneinander getrennt. Zwei Metavulkanitproben, mit 49 und 53 Gew-% SiO_2 intermediäre Gesteine, für die dieses Diagramm wegen primär höherer Mg-Gehalte (Hornblende) offensichtlich nicht anwendbar ist, fallen in das Feld der Paragesteine. Nach diesem geochemischen Test kann die Ansprache von Para- und Orthogesteinen nach petrographischen Kriterien im wesentlichen bestätigt werden. Glimmerarme Mikroklin-Oligoklas-Gneise und die grauen, ebenfalls glimmerarmen Hornblende-Plagioklas-Gneise sind den sauren bis intermediären Metavulkaniten zuzuordnen.

Zur geochemischen Klassifikation von Granitoiden und Vulkaniten existiert eine umfangreiche Literatur (z.B. IRVINE & BARAGAR 1971, MANIAR & PICCOLI 1989, WINCHESTER & FLOYD 1977), jedoch gelten die meisten empirisch entwickelten Diagramme für frische, nicht metamorph überprägte Gesteine. Die petrographischen Untersuchungen zeigten, daß sekundäre, metamorph bedingte Stoffverschiebungen vor allem in den Störungszonengesteinen und basischen Metamorphiten sehr wahrscheinlich sind. Die häufig zu beobachtende Chloritisierung führt meist zu einer Verarmung an Rb (PEARCE et al. 1984). Außerdem sind Al_2O_3 , Na_2O , K_2O und CaO sowohl bei der Metamorphose als auch bei Verwitterungsprozessen mobil (PEARCE 1975).

Die geochemischen Analysen dreier Proben, die an einer 2 m mächtigen Mylonitzone am nordwestlichen Ausgang des Burásbotnens entnommen wurden, liefern Hinweise über die Quantität von Stoffverschiebungen. KF 01 ist ein Augengneis aus dem unmittelbar Hangenden der Mylonitzone, der aus einem Plutonit granodioritischer Zusammensetzung hervorging. Die zweite, direkt am Top der Mylonitzone entnommene Probe KF 02 zeigt eine protomylonitische Überprägung mit einem Porphyroklastenanteil von rund 50%. Die Probe KF 03 aus dem Zentrum der Mylonitzone ist ein Orthomylonit mit ca 10-20% Klasten. Es wird davon ausgegangen, daß sich der Mylonit aus dem Gesteinsmaterial des Nebengesteins entwickelt hat und die drei Proben ursprünglich eine relativ einheitliche chemische Zusammensetzung besaßen. Die Elementkonzentrationen sind beim Augengneis und beim Protomylonit nahezu identisch (Abb. 3.-19a,b). Offensichtlich ist die protomylonitische Überprägung überwiegend in Form mechanischer Beanspruchung spröder Minerale und der Rekristallisation von Quarz und Phyllosilikaten abgelaufen. Der Orthomylonit hingegen weist nur noch Relikte des ehemaligen Mineralbestandes auf. Es überwiegen Sekundärminerale (Chlorit, Epidot, Albit), die auf eine Wegsamkeit für fluide Phasen während der Mylonitisierung hindeuten. Die Elementverschiebungen sind in erster Linie auf retrograde Mineralumwandlungen zurückzuführen. Die besonders starke Anreicherung der Schwermetalle (Cr, Ni, Zn) kann durch Zufuhr hydrothermalen Lösungen während oder nach der Mylonitisierung gedeutet werden. Das Ausmaß der Stoffverschiebung in mylonitisch überprägten Gesteinen schließt diese von einer geochemischen Klassifikation aus.

Für alle Orthogneise (d. h. saure Metavulkanite, -plutonite und auch wenig vergneiste Granitoide) wurde in einem weiteren Schritt die Elementmobilität untersucht. Hierzu

wurden die Daten gegen Zr als Fraktionierungsindex geplottet (Abb. 3.-20). Spuren- und Hauptelemente, die häufig für Diskriminierungsdiagramme verwendet werden (z. B. Nb, Y, TiO₂), sind positiv mit Zr korreliert, wohingegen Alkalien keine Korrelation aufweisen. Daneben zeigen auch weitere Hauptelemente (Fe₂O₃, MgO, P₂O₅) eine positive Korrelation mit Zr, so daß für die Orthogneise und Granitoide eine im wesentlichen isochemische Metamorphose angenommen werden kann.

WINCHESTER & FLOYD (1977) gliedern Vulkanite über das Verhältnis von SiO₂ zu Zr/TiO₂. Empirische Beobachtungen zeigten, daß das Zr/TiO₂-Verhältnis mit zunehmender Magmendifferentiation ansteigt. Gleichzeitig ist das Zr/TiO₂-Verhältnis mit der Alkalinität positiv korreliert, so daß sich aus diesem Diagramm auch Aussagen über den geochemischen Charakter der Magmen treffen lassen.

In Abb. 3.-21 fallen die Werte für Orthogneise in die Felder der Andesite (3), Trachyandesite (4), Dacite/Rhyodacite (18) und Rhyolithe (4). Sie folgen dabei einem kalkalkalischen Trend. In der gleichen Abbildung wurden auch die Werte für die metamorphen basischen Vulkanite und Ganggesteine dargestellt. Sie fallen überwiegend in das Feld der subalkalinen Basalte und stehen damit am Beginn eines kalkalkalischen Trends (WINCHESTER & FLOYD 1977). WINCHESTER & FLOYD (1977) und FLOYD & WINCHESTER (1978) schlagen zur Diskriminierung alterierter oder metamorpher Vulkanite die Verwendung des Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramms vor. Das Zr/TiO₂-Verhältnis repräsentiert sowohl einen Alkalinitäts- als auch einen Differentiationsindex, während das Nb/Y-Verhältnis alleine mit der Alkalinität gekoppelt ist (PEARCE & CANN 1973). In diesem Diagramm (Abb. 3.-22) fallen die Vulkanite vorwiegend in das Feld der Dacite und Rhyodacite. Aus Vergleichsgründen wurden in diesem Diagramm auch die metamorphen Plutonite eingetragen. Da diese Gesteine als Granite und Granodiorite angesprochen wurden, plotten sie erwartungsgemäß in den Feldern der Rhyolithe und Rhyodacite.

Zur Bestimmung der plattentektonischen Position der Magmenbildung entwickelten PEARCE et al. (1984) empirische Diagramme für vier verschiedene Haupttypen von Granitoiden:

- Ozeanrücken-Granite (ORG) = ozeanische Plagigranite
- Vulkanbogen-Granite (VAG) = ozeanische bis kontinentale Granite mit M- bis I-Typ-Charakteristik
- Intraplatten-Granite (WPG) = meist kontinentale (alkaline) A-Typ-Granite
- Kollisionsgranite (COLG) = meist S-Typ-Granite.

Problematisch ist die Identifizierung von post-COLG, da diese nicht von I-Typ-Graniten vulkanischer Inselbögen zu unterscheiden sind. Außerdem sind auch posttektonische Intrusionen von S- und A-Typ-Graniten bekannt (PEARCE et al. 1984).

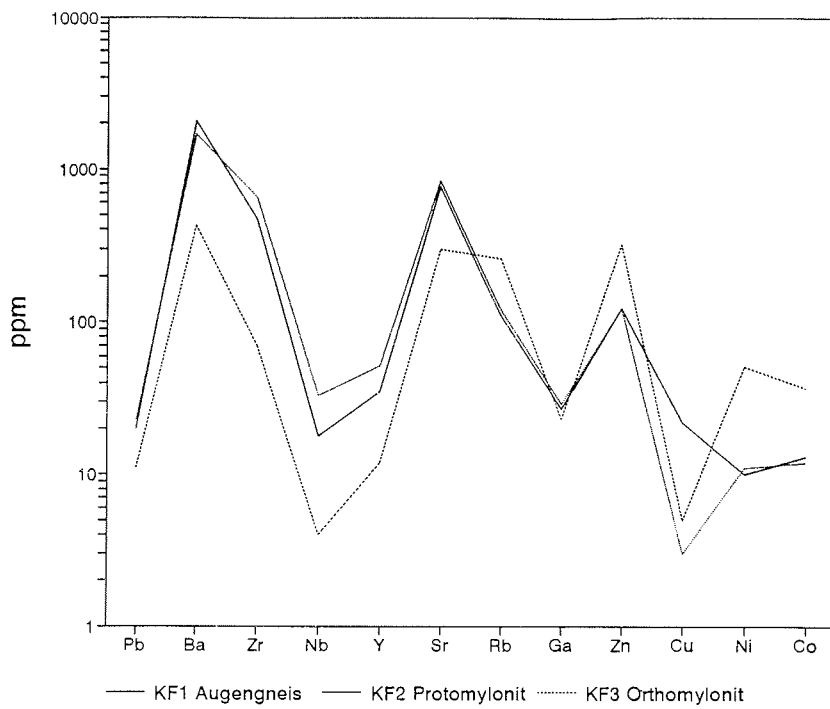
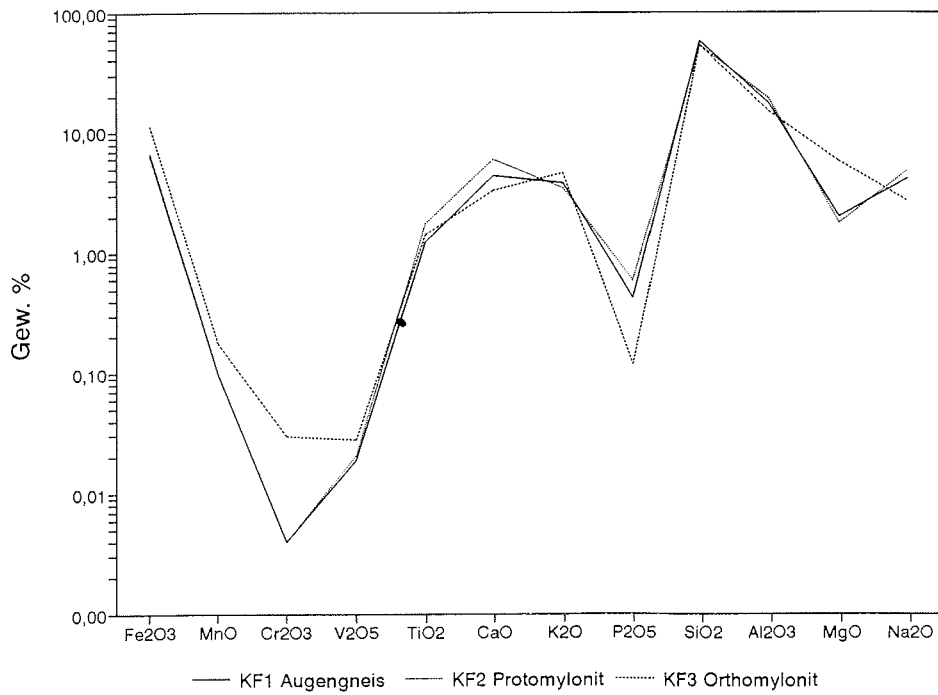


Abb. 3.-19a,b: Haupt- und Spurenelementvariationen zwischen einem Augengneis, einem Protomylonit und einem Orthomylonit aus einer Mylonitzone am NW-Ausgang von Buråsbotnen.

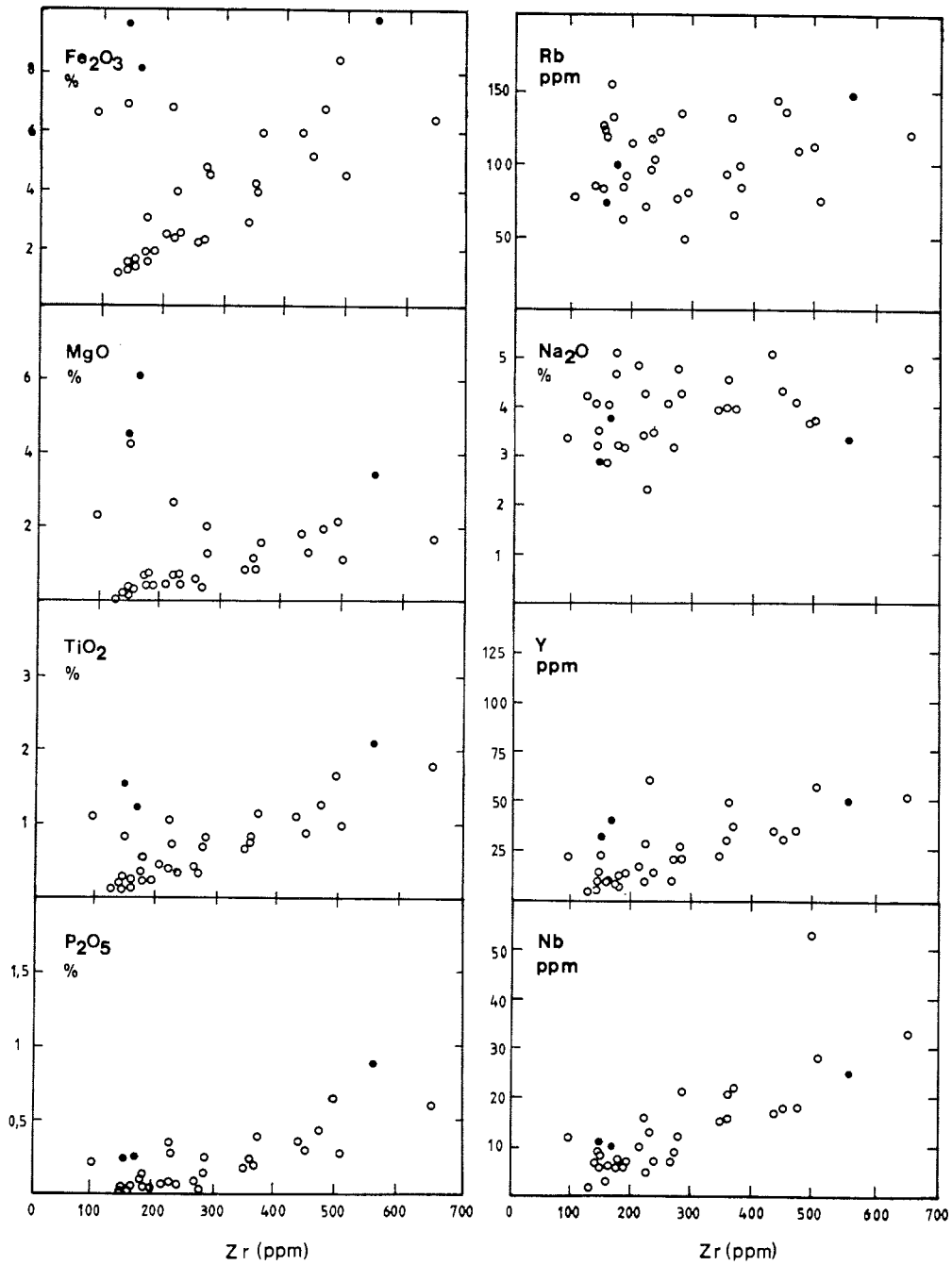


Abb. 3.-20: Abschätzung der Elementmobilität in Orthogneisen, Granitoiden (offene Kreise) und Dioriten (Punkte) durch die Korrelation ausgewählter Haupt- (in Gew-%) und Spurenelemente (in ppm) zu dem als immobil angenommenen Zr.

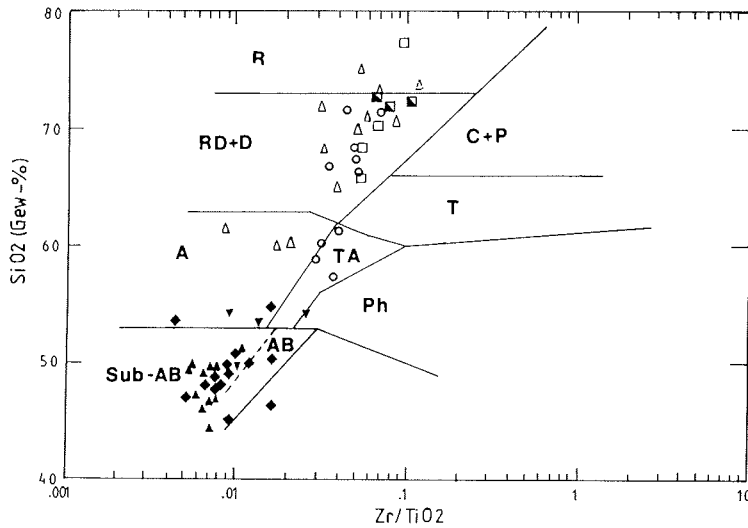


Abb. 3.-21: SiO_2 - Zr/TiO_2 -Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) zur geochemischen Klassifikation von orthogenen Metamorphiten Milorgfjellas. Offene Dreiecke: saure Metavulkanite; offene Quadrate: Granite; halboffene Quadrate: Aplite; Kreise: Augengneise; geschl. Rauten: bas. Dykes; geschl. Dreiecke n. unten: Diorite; geschl. Dreiecke n. oben: Amphibolite. R Rhyolith, RD Rhyodazit, D Dazit, A Andesit, Sub-AB Subalkaliner Basalt, C Commendit, P Pantellerit, T Trachyt, TA Trachyandesit, Ph Phonolith, AB Alkalibasalt.

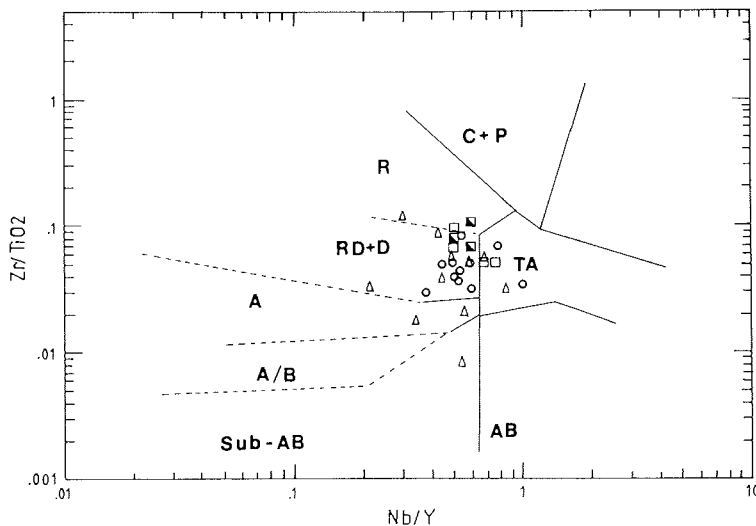


Abb. 3.-22: Zr/TiO_2 - Nb/Y -Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) für metamorphe saure Magmatite Milorgfjellas. Dreiecke: saure Metavulkanite; offene Quadrate: vergneiste Granite; halboffene Quadrate: Aplite; Kreise: Augengneise.

Im Diskriminierungsdiagramm Nb-Y (Abb. 3.-23) fallen die sauren Magmatite überwiegend in das Feld der VAG und syn-COLG. Daneben fallen einige Probenpunkte in das Feld der Intraplattengranite. Postkollisionale Granite können in allen Feldern außer dem der ORG erscheinen. Aufgrund von strukturellen Merkmalen kann für die sauren Metavulkanite und die Augengneise ein postkollisionales Environment ausge-

geschlossen werden. Die überwiegend etwas basischeren und im Vergleich zu den schwach vergneisten Graniten weniger differenzierten Augengneise sind deutlich zum Feld der Intraplattengranite verschoben. Ihr leicht alkalibetonter Chemismus und der durch spätmagmatische Kontamination mit krustalem Material hervorgerufene Trachtwechsel bei den Zirkonkristallen dieser Gesteine (Kap. 3.6.3) zeigen übereinstimmend eine krustale Beeinflussung dieser Magmatite an.

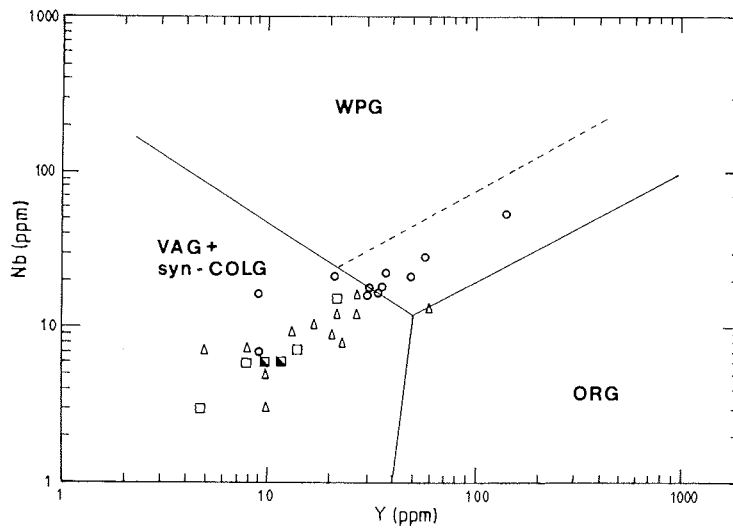


Abb. 3.-23: Nb-Y-Diskriminationsdiagramm nach PEARCE et al. (1984) zur Unterscheidung von Intraplatten-Graniten (WPG), Ozeanrücken-Graniten (ORG), Inselbogen-Graniten und syn-Kollisionszonen-Graniten (VAG+syn-COLG). Die gestrichelte Linie stellt die Obergrenze der chemischen Variation von Graniten anomaler Ozeanrücken-Bereiche (mit E-Typ-MORB) dar. Eingetragen wurden die Werte für Orthogneise und Granitoide Milorgfjellas. Erläuterung der Symbole bei Abb. 3.-21.

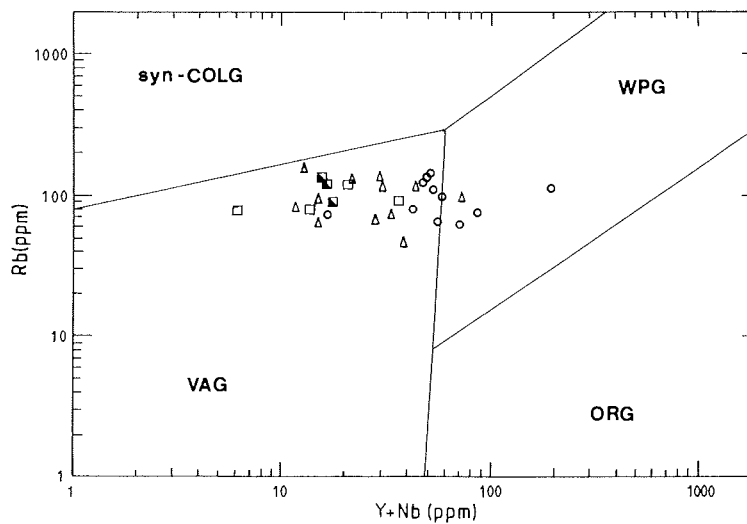


Abb. 3.-24: Rb-(Y+Nb)-Diagramm nach PEARCE et al. (1984) für Orthogneise und Granitoide Milorgfjellas. Erläuterung der Symbole bei Abb. 3.-21.

Zur Trennung der syn-COLG und VAG schlagen PEARCE et al. (1984) das Diagramm Rb-(Y+Nb) vor. Abb. 3.-24 zeigt eine Konzentration der untersuchten Proben im Feld der Inselbogengranite. Für die sauren Metavulkanite und die stark deformierten Metaplutonite ist also eine Magmenbildung in einem magmatischen Gürtel an einer aktiven Plattengrenze wahrscheinlich. Ob die schwach vergneisten Granitoide einem selbständigen magmatischen Zyklus angehören oder posttektonisch durch Schmelzen des Oberen Mantels infolge adiabatischer Dekompression beim Uplift entstanden sind, kann mit Hilfe von Diskriminierungsdiagrammen nicht abschließend geklärt werden.

3.7.2 Geochemie der basischen Metamorphite

Das petrographische Spektrum der Metabasite umfaßt Amphibolite, Metadiorite und untergeordnet Hornblendeschiefer und -gneise. Der SiO₂-Gehalt liegt zwischen 44 und 56 Gew-%. Neben basischen Gesteinen s. str. (<52 Gew-% SiO₂) fallen mit den Metadioriten auch intermediäre Gesteine in diese Gruppe. Die Amphibolite, die als basische Metavulkanite angesprochen wurden, stammen vorwiegend aus dem Verband mit Metasedimenten (KF 21a,b, 36, 38, KS 40, 41, KB 09), andere Proben aus bimodalen Metavulkanit-Serien (KF 48, 60, KS 54, 32, KB 13, 19, 23).

Vor einer weiteren Interpretation der Resultate werden die Metabasite in Hinblick auf ihre orthogene oder paragne Nature untersucht. Bei einigen Gesteinen existieren eindeutige geologische Hinweise auf ihre orthogene Bildung. Hierzu sind die metamorphen Dykes und Sills und die Plutonite (siehe Proben-tabelle, Anhang) zu zählen. Die übrigen beprobten Gesteine lagern konkordant in Metasedimenten und -vulkaniten. Die tektonothermale Überprägung verschleiert eine direkte Unterscheidung von basischen Metavulkaniten (Flows oder Tuffe), konkordanten metamorphen Gängen und Metasedimenten aus mergeligem Ausgangsmaterial.

Das Diskriminierungsdiagramm (Abb. 3.-25) nach WALKER et al. (1960) trennt Amphibolite aus sedimentären Edukten von solchen aus magmatischen Edukten. Drei Proben, die alle aus Dykes entnommen wurden und daher eindeutig orthogen sind, liegen außerhalb des Orthoamphibolit-Feldes, das von den Autoren offensichtlich etwas zu eng gezogen wurde. Zwei weitere Proben zeigen eine starke Anreicherung von FeO_{tot}. Beim Orthomylonit KF 34 wurde Fe in Form von Ilmenit und Magnetit sekundär angereichert. Die Genese des Granatamphibolits KF 60 ist nicht eindeutig herzuleiten. Das Spurenelementspektrum und die Petrographie dieser Probe sind ungewöhnlich, und es läßt sich vor allem wegen der hohen Schwermineralgehalte annehmen, daß dieses Gestein ein Restit eines metagabbroiden Ausgangsgesteins ist, d. h. im Zusammenhang mit einem Anatexis-Prozeß steht.

Im *c-mg*-Diagramm (Abb. 3.-26) nach LEAKE (1964) liegen die Metabasite relativ nahe dem als Beispiel eingezeichneten Differentiationstrend der Karroo-Dolerite. Bei Metamorphiten aus karbonatisch-siliciklastischen Mischgesteinen wäre eine starke Variation

in *c* zu erwarten. Für alle untersuchten Proben ist ein magmatisches Edukt anzunehmen, und es lassen sich deutlich hochdifferenzierte von eher primitiven Metabasiten unterscheiden. Das Diagramm darf allerdings nicht dahingehend interpretiert werden, daß für alle Metabasite der Heimfrontfjella ein einheitlicher Differentiationstrend aufgestellt werden könnte. Z. B. die zeitlich große Lücke zwischen der Bildung der präkambriarischen metamorphen basischen Dykes und der präpanafrikanischen vergrüneten Dykes würde, abgesehen von geochemischen Hinweisen, eine solche Aussage verbieten.

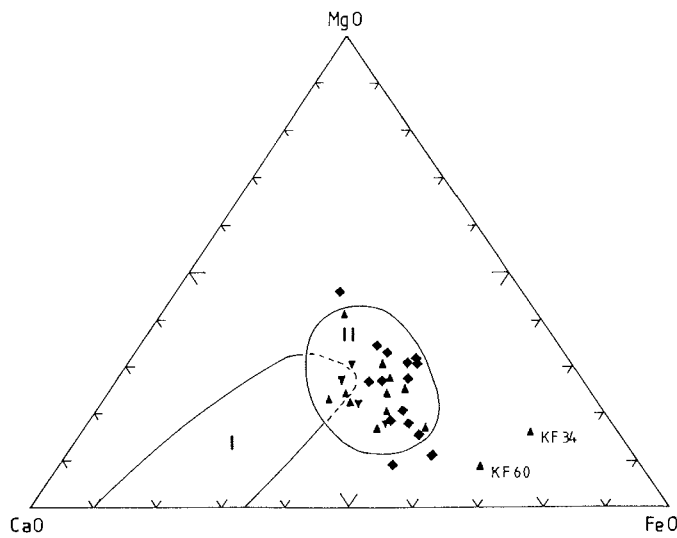


Abb. 3.-25: Diagramm nach WALKER et al. (1960) zur Unterscheidung paragener (I) und orthogener (II) Amphibolite Milorgfjellas. Rauten: Ganggesteine; Dreiecke n. unten: Diorite der Laudalkammen-Suite; Dreiecke n. oben: konkordante Amphibolite.

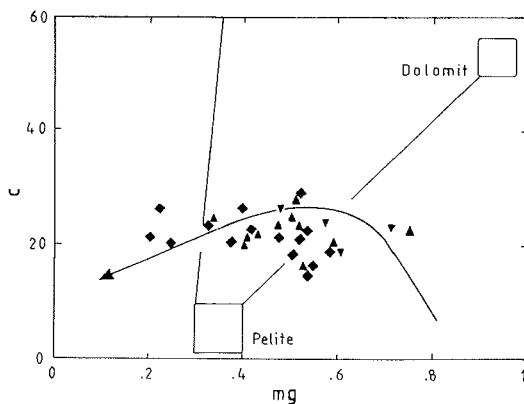


Abb. 3.-26: *c*-*mg*-Diagramm nach LEAKE (1964) für Amphibolite Milorgfjellas. Der eingezeichnete Differentiationstrend folgt dem der Karoo-Dolerite. Erläuterung der Symbole in Abb. 3.-25.

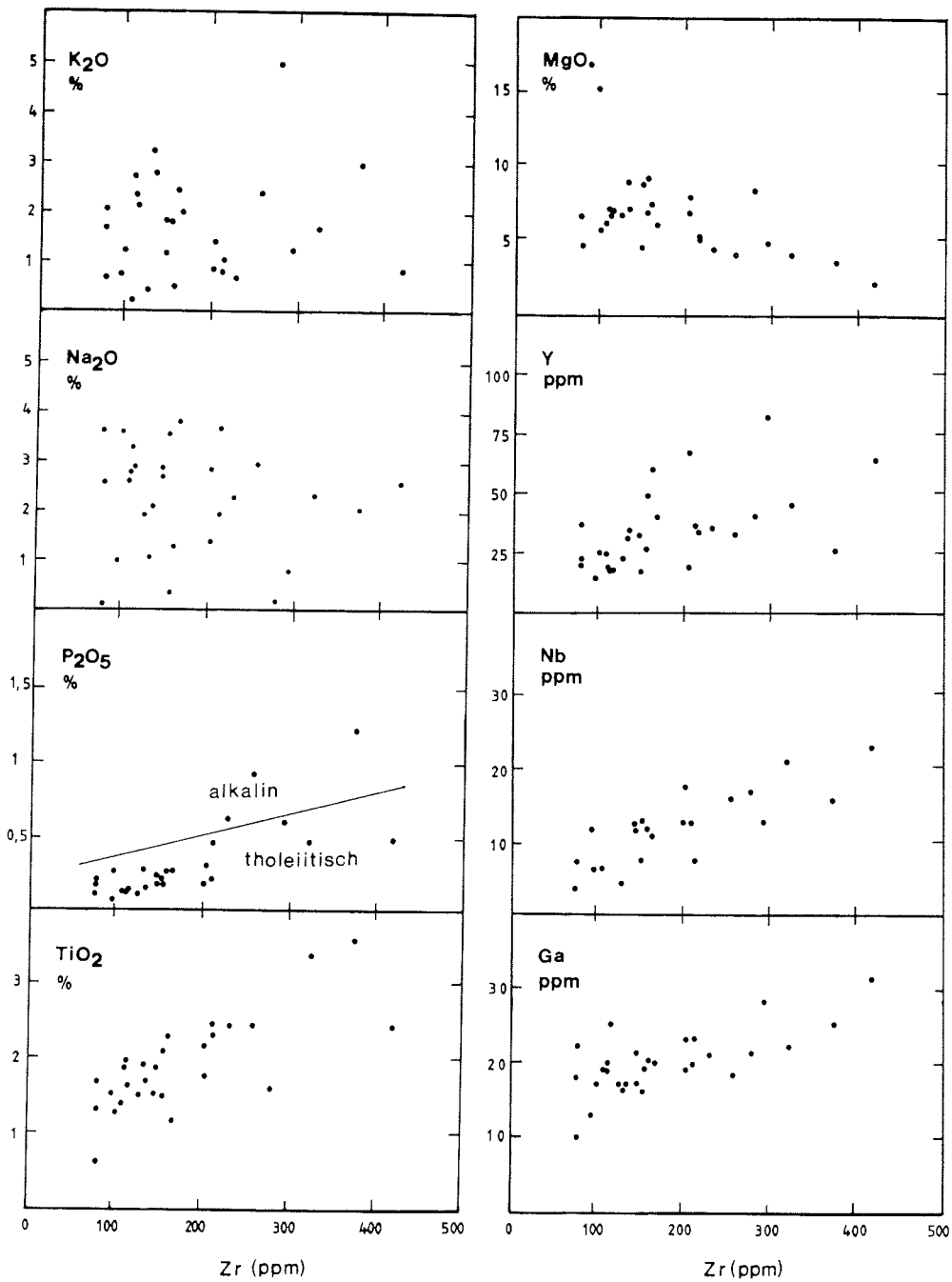


Abb. 3.-27: Abschätzung der Elementmobilität in Metabasiten Milorgfjellas durch Korrelation der Gehalte verschiedener Haupt- (in Gew-%) und Spurenelemente (in ppm) zu dem als immobil angenommene Element Zr (in ppm).

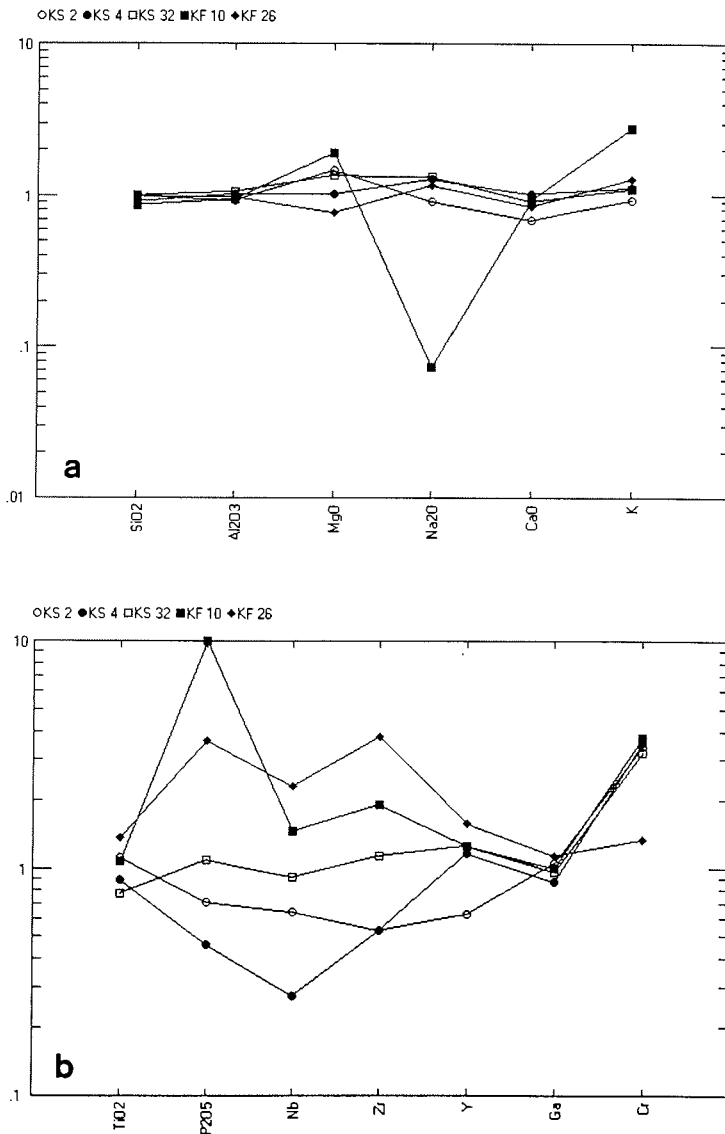


Abb. 3.-28a,b: Haupt(a)- und Spurenelemente(b) der Diorite, normiert auf die Zusammensetzung des unvergneisten Diorits KF 22 aus der Laudalkammen-Suite.

Bei basischen Magmatiten ist in wesentlich höherem Maße mit sekundären Stoffverschiebungen zu rechnen, als bei den zuvor besprochenen sauren Metamorphiten. Dies betrifft sowohl die Möglichkeit prämetamorpher Alterationen (Verwitterung, Spilitisierung) als auch Überprägungen durch die Metamorphose selbst. Zur Abschätzung von Stoffverschiebungen wurden die wichtigsten Haupt- und Spurenelemente, die in Diskriminierungsdiagrammen basischer Magmatite verwendet werden, gegen Zr als Fraktionierungsindex aufgetragen (Abb. 3.-27). Aufgrund seines hohen Ionenpotentials gehört Zr zu den HFS-Elementen (high field strength) und ist nahezu immobil. Ähnli-

che Eigenschaften weisen auch Ti, Y und Nb auf, weshalb diese Elemente, gegeneinander aufgetragen, eine positive Korrelation zeigen sollten (CANN 1970). Breite Streuung bei den genannten Elementen würde auf Mobilität hindeuten und solche von der Verwendung für Diskriminierungsdiagramme ausschließen. In den Fraktionierungsdiagrammen zeigen die Elemente Y, Ti, Nb, P und Ga eine positive Korrelation mit dem Zr-Gehalt (Abb. 3.-27).

Bei der Dünnschliffanalyse der unvergneisten Diorit-Probe KF 22 sind keine Anzeichen sekundärer Mineralveränderungen zu erkennen. Aus diesem Grund wurden die chemischen Analysen der übrigen Metadiorite auf diese Probe genormt (Abb. 3.-28a,b). Die Variationen gegenüber der Probe KF 22 sind in erster Linie auf normale magmatische Differentiation zurückzuführen. Im Ganggestein KF 10 ist das inkompatible Element P in Form von Apatit stark angereichert. In einigen Metadiorit-Proben ist Cr deutlich angereichert (Abb. 3.-28b). Ursache hierfür könnten die im Vergleich mit Durchschnittsgehalten basischer Gesteine (Beispiele bei PEARCE et al. 1984) hier generell geringen Cr-Konzentrationen sein. Die Anreicherung mit Cr aus der fluiden Phase bis zur Erreichung eines Gleichgewichts kann während der Metamorphose erfolgen (GREENOUGH & PAPEZIK 1985).

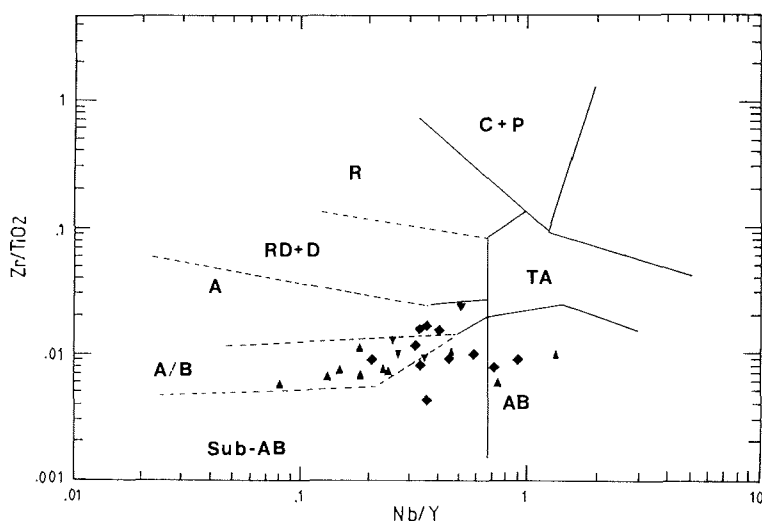


Abb. 3.-29: Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977) zur Diskriminierung alterierter Vulkanite. Dargestellt sind Amphibolite und Metadiorite Milorgfjellas; Symbolerläuterung bei Abb. 3.-25.

Das Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1977) wird auch zur Klassifikation von alterierten Vulkaniten verwendet. Die Metabasite Milorgfjellas streuen überwiegend im Andesit/Basalt-Übergangsfeld (Abb. 3.-29) und sind aufgrund ihres niedrigen Nb/Y-Verhältnisses als subalkalin zu charakterisieren.

Im Zr/TiO₂-Ga-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978) fallen fast alle Proben in das nicht weiter untergliederbare Basaltfeld (Abb. 3.-30). Bei der Analysenauswertung der sauren Vulkanite wurde bereits festgestellt, daß sich aus dem Nb/Y-Verhältnis ein

subalkaliner Differentiationstrend entwickeln läßt, an dessen Beginn die basischen Metavulkanite stehen. Die subalkalinen Vulkanite lassen sich nach IRVINE & BARAGAR (1971) in eine tholeiitische und eine kalkalkalische Serie aufteilen, an deren basischen Ende Tholeiitbasalt bzw. high-alumina-Basalt stehen, wobei sich kalkalkalische Magmensuiten auch durch Differentiation aus tholeiitischen Ausgangsschmelzen entwickeln können. Echte high-alumina-Basalte kommen als Edukte der Metabasite kaum in Frage, da die Al_2O_3 -Gehalte deutlich unter dem Grenzwert von 17 Gew-% liegen.

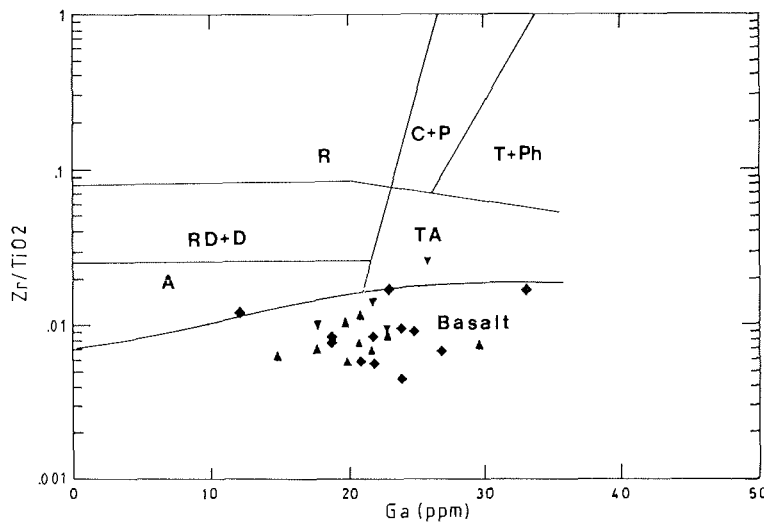


Abb. 3.-30: Zr/TiO₂-Ga-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978) zur Diskriminierung alterierter und metamorpher Vulkanite, hier angewandt auf Amphibolite Milorgfjellas. Symbolerläuterung bei Abb. 3.-25.

Für die Mehrzahl der Proben läßt sich nach Abb. 3.-31 (WINCHESTER & FLOYD 1976) ein alkaliner Charakter der Metabasite ausschließen. Die mit * gekennzeichnete Probe eines konkordanten Amphibolits wird von einer schmalen Vererzungszone mit Titanomagnetit durchzogen. Aus diesem Grunde ist der Wert für TiO₂ zu hoch, wodurch die Probe (KS 54) in diesem Diagramm ins Feld der Alkalibasalte gerät. Auch einige Ganggesteine weisen nach diesem Diagramm einen alkalischen Charakter auf (siehe auch Abb. 3.-21). Die geochemische Zusammensetzung belegt die bereits nach petrographischen Kriterien vorgenommene Gliederung der basischen Dykes in mehrere voneinander unabhängig gebildete Gruppen. Auch im P₂O₅-Zr-Diagramm (WINCHESTER & FLOYD 1976) der Abb. 3.-27 liegen die meisten Metabasite unterhalb der Trennlinie zwischen alkalinen und tholeiitischen Basalten.

Kalkalkalische Vulkanite und Tholeiite können im AFM-Diagramm getrennt werden (IRVINE & BARAGAR 1971). Nur für die wenig veränderten Metadiorite können relativ zuverlässige Werte für die mobilen Hauptelemente erwartet werden. In Abb. 3.-32 fallen die Daten der Metadiorite in das Feld der kalkalkalischen Magmatite. Mit den zusätzlich eingetragenen Werten der sauren Metamorphite erhält man einen kalkalkalischen Differentiationstrend für die Magmatite der Laudalkammen-Suite und die sauren Ganggesteine. Augengneise und intermediäre tonalitisches-trondhjemitische Gneise

besetzen die Lücke zwischen diesen postkabarischen Magmatiten. Die basischen Metavulkanite fallen überwiegend in das Feld der tholeiitischen Suiten.

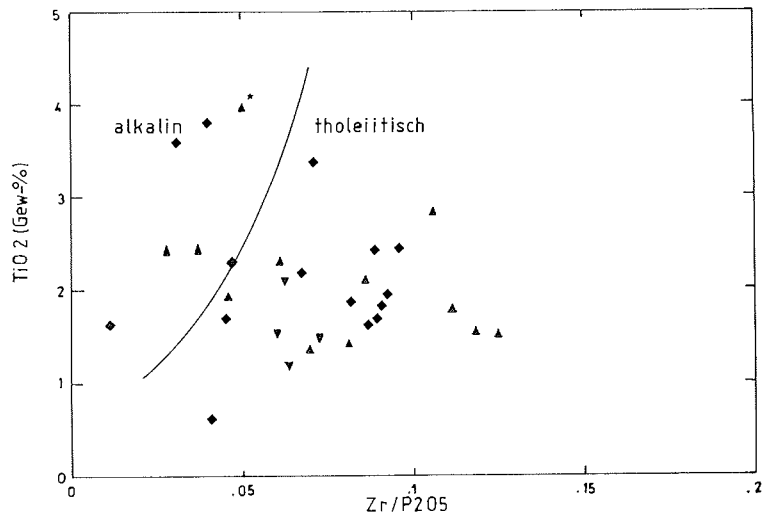


Abb. 3.-31: TiO₂-Zr/P₂O₅-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1976) zur Unterscheidung alkaliner und tholeiitischer Magmatypen, angewandt auf Metabasite Milorgfjellas. Symbolerläuterung bei Abb. 3.-25.

In einem n-Typ-MORB normierten Diagramm stimmen die Metadiorite in hohem Maße mit dem Konzentrationsmuster der kalkalkalischen Inselbogenbasalte (VAB) überein (Abb. 3.-33). Die größten Abweichungen bestehen bei den mobilen Elementen K, Rb und Ba.

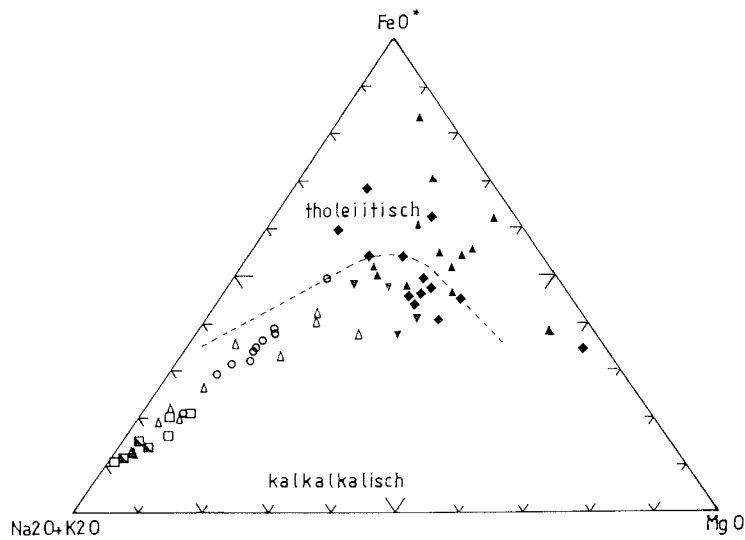


Abb. 3.-32: AFM-Diagramm zur Unterscheidung tholeiitischer und kalkalkaliner Magmatite (IRVINE & BARAGAR 1971) für Metamorphite und Granitoide Milorgfjellas. Symbolerläuterung bei Abb. 3.-21.

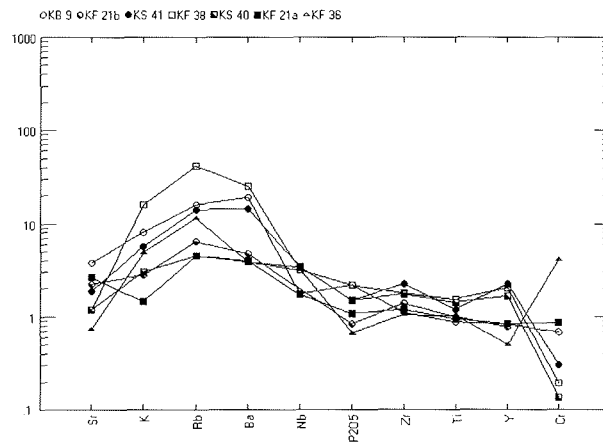


Abb. 3.-33: Spurenelementverteilung von Dioriten der Laudalkammen-Suite, normiert auf die Zusammensetzung eines n-MORB.

Die Werte der basischen Metavulkanite wurden ebenfalls gegen einen tholeiitischen MORB normiert. Während die basischen Metavulkanite aus bimodalen Sequenzen wenig Unterschiede gegenüber der Elementverteilung der Metadiorite zeigen, gleichen die Verteilungsmuster basischer Metavulkanite aus überwiegend metasedimentär betonten Sequenzen eher n-MORB-Verteilungsmustern (Abb. 3.-34). Die immobilen Spurenelemente streuen nur unwesentlich um den Wert 1, jedoch ist auch bei diesen Gesteinen eine Anreicherung der LILE zu beobachten. Da es sich bei den meisten basischen Metavulkaniten nur um dm mächtige Lagen in Paragneisen handelt, deren Gehalte an LILE erheblich höher sind, können die Anreicherungen dieser Elemente in diesen Metabasiten durch einen dem Konzentrationsgefälle folgenden Stofftransport erklärt werden. Als Edukte der mit Metasedimenten wechsellagernden basischen Metavulkanite sind aufgrund der Spurenelementkonzentrationen tholeiitische Basalte anzunehmen, wohingegen die Metadiorite ein relativ undifferenziertes Ausgangsgestein einer kalkalkalischen Magmensuite bilden.

Das von PEARCE et al. (1975) entwickelte Diagramm $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (Abb. 3.-35) dient der Unterscheidung frischer Basalte in kontinentale und ozeanische Typen. Durch verschiedene sekundäre Einflüsse (Spilitisierung, submarine Verwitterung, Metamorphose) können ozeanische Basalte dahingehend verändert werden, daß ihre Probenpunkte in das Feld der kontinentalen Basalte verschoben werden (Pfeil), was im vorliegenden Fall offensichtlich in großem Umfang geschehen ist.

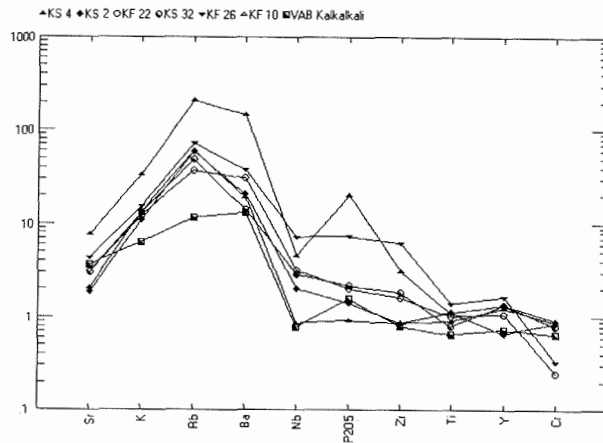


Abb. 3.-34: Auf n-MORB normierte Spurenelementverteilung von Amphiboliten Milorgfjella.

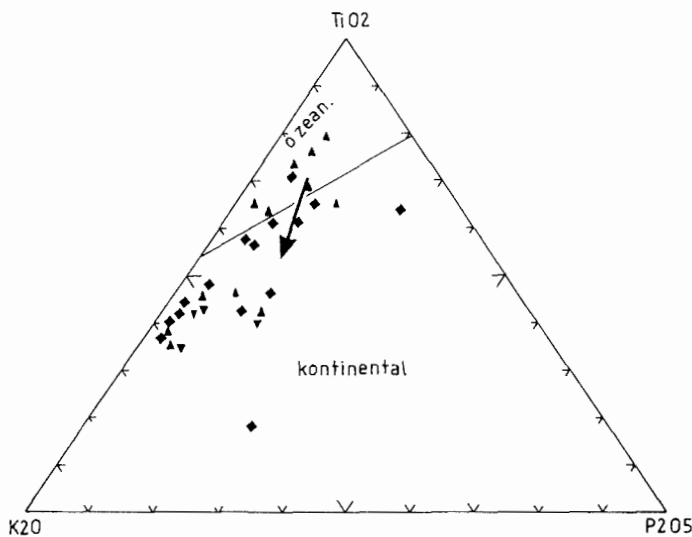


Abb. 3.-35: K_2O - TiO_2 - P_2O_5 -Diagramm nach PEARCE et al. (1975) zur Unterscheidung zwischen Basalten ozeanischer und kontinentaler Provenienz, angewandt auf Metabasite Milorgfjella. Der Pfeil zeigt die Verschiebungsrichtung der Werte bei sekundären Prozessen (Spilitisierung, Metamorphose usw.) an. Symbolerläuterung bei Abb. 3.-25.

Das $Ti/100$ - Zr - $Y \times 3$ -Diskriminierungsdiagramm (Abb. 3.-36) nach PEARCE & CANN (1973) unterscheidet anhand immobiler Spurenelemente Low-K-Tholeiite (A,B), Kalkalkali-Basalte (B,C), Ozeanboden-Basalte (B) und Intraplattenbasalte (D). HOLM (1982) weist darauf hin, daß kontinentale Tholeiite in den Feldern A, B und C plotten und nur alkaline Intraplattenbasalte in das Feld D fallen. Außerdem gilt die Einschränkung, daß dieses Diagramm nur für Gesteine mit $12\% < (CaO+MgO) < 20\%$ angewandt werden soll. Dieser Vorschrift genügen nur 12 basische Metavulkanite und 10 basische Ganggesteine. In der Abb. 3.-36 wird zwischen den basischen Metavulkaniten aus bimodalen

Sequenzen und solchen aus vorwiegend metasedimentären Folgen unterschieden. Die basischen Ganggesteine fallen vorwiegend ins Feld D und die mit Metasedimenten wechsellagernden Metavulkanite ins Feld B. Basische Metavulkanite aus bimodalen Sequenzen liegen hingegen häufiger im Feld D. MESCHEDE (1986) schlägt zur Ergänzung des Diagramms von PEARCE & CANN (1973) vor, anstelle des Ti das weitaus sensitivere Nb zur Diskriminierung der Basalte nach ihrem Bildungsmilieu zu verwenden. Auch hier gilt die Einschränkung, daß die Summe von CaO und MgO zwischen 12 und 20 Gew-% liegen soll. Die entsprechend verbleibenden Metavulkanite plotten in den Feldern C und D der N-Typ-MORB bzw. VAB (Abb. 3.-37), wobei basische Metavulkanite aus bimodalen Serien stärker streuen. Wahrscheinlich ist dies auf eine fortgeschrittenere magmatische Differentiation zurückzuführen, was auf VAB als Edukte hindeuten würde. Die heute mehr oder weniger metamorphisierten Ganggesteine lassen sich anhand dieses Diagramms als tholeiitische und alkaline Gangbasalte interpretieren.

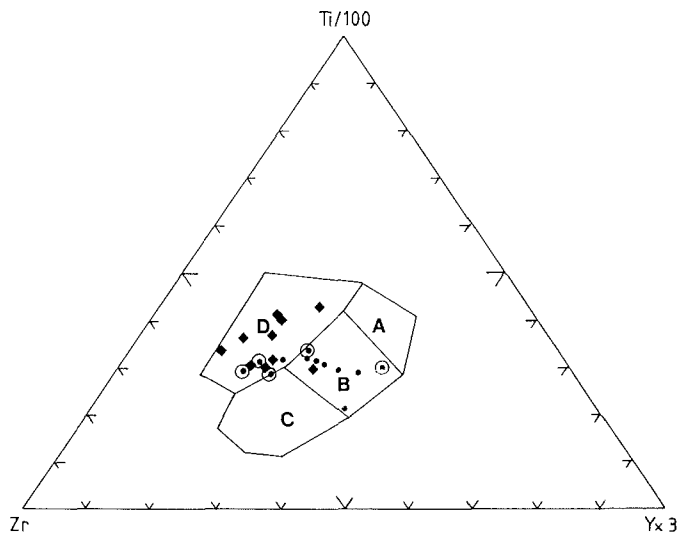


Abb. 3.-36: Zr-Ti/100-Yx3-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973) zur Unterscheidung von Basalten (angewandt auf Amphibolite Milorgfjellas) nach geotektonischen Environments. WPB: D; OFB: B, LKT: A, B; CAB: B, C. Punkte: bas. Metavulkanite aus metased. Serien, Punkte mit Ring: bas. Metavulk. aus bimodalen Sequenzen; Rauten: metam. bas. Dykes. Für alle eingetragenen Proben gilt $12\% < (CaO + MgO) < 20\%$.

Zur Unterscheidung zwischen tholeiitischen MORB und VAB kann das V-Ti/1000-Diagramm von SHERVAIS (1982) herangezogen werden. Ein Ti/V-Verhältnis kleiner 20 kennzeichnet Inselbogenbasalte, MORB weisen Ti/V-Verhältnisse zwischen 20 und 50 auf. Alle basischen Metavulkanite zeigen Verhältniszahlen >20 , so daß auch durch dieses Diagramm für basische Metavulkanite in metasedimentär betonten Serien ein tholeiitischer MOR-Basalt als Edukt nicht ausgeschlossen wird (Abb. 3.-38). Auch hier zeigen Metavulkanite aus bimodalen Sequenzen keinen eindeutigen Trend.

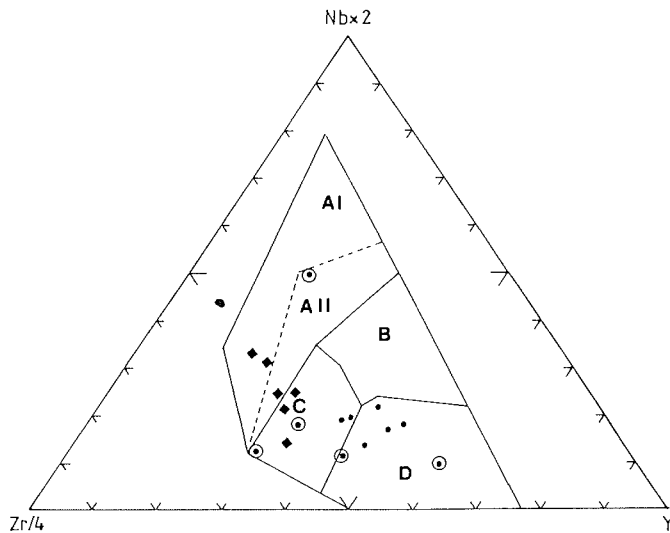


Abb. 3.-37: Nb_x2-Y-Zr/4-Diagramm nach MESCHEDE (1986) zur Unterscheidung von Basalten (angewandt auf Metabasite Milorgfjellas) nach geotektonischen Environments - AI, II: within-plate alkali basalts; AII, C: within-plate tholeiites; B: P-type MORB; C, D: volcanic arc basalts; D: N-type MORB. Symboleerläuterung siehe Abb. 3.-36.

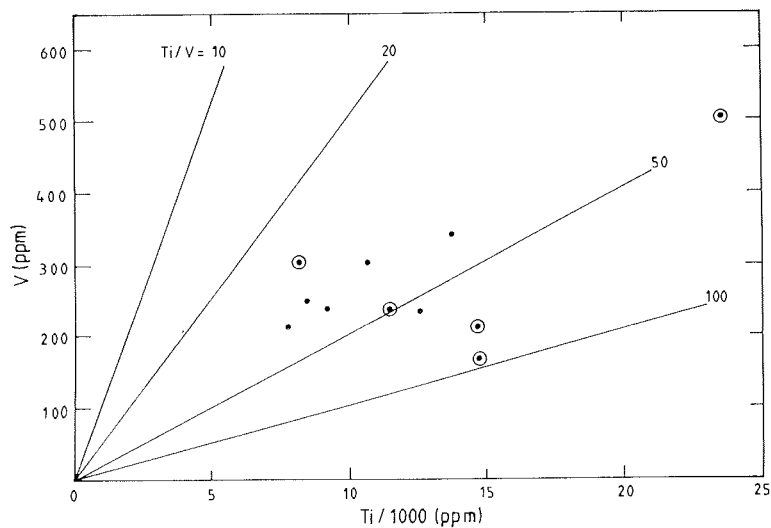


Abb. 3.-38: V-Ti/1000-Diagramm nach SHERVAIS (1982) zur Unterscheidung von VAB und OFB, angewandt auf Amphibolite Milorgfjellas. Punkte m. Ring: bas. Metavulkanite aus bimodalen Sequenzen; Punkte: bas. Metavulk. aus metasedimentären Serien. $12\% < (CaO + MgO) < 20\%$.

Wichtigstes Resultat der geochemischen Untersuchungen an basischen Metavulkaniten der nördlichen Heimfrontfjella ist der Nachweis des MORB-Charakters einiger Proben. Die mit Metasedimenten wechsellagernden Amphibolite können nicht wie die

sauren Metavulkanite und Metaplutonite auf subduktionsbezogenen Magmatismus zurückgeführt werden. MOR-Basalte und marine Sedimente in direkter Nachbarschaft zu einem magmatischen Bogen mit sauren und intermediären Plutoniten und Vulkaniten sind am ehesten in einem Akkretionskeil an einer Subduktionszone zu erwarten. Die basischen Metavulkanite der bimodalen Sequenzen zeigen z. T. geochemische Affinitäten zu Intraplatten- und Inselbogenbasalten und können beispielsweise mit Vulkanismus an Extensionszonen im *back arc*-Bereich im Zusammenhang stehen.

3.8 Geochronometrie

Zur zeitlichen Eingrenzung der kibarischen Orogenese in der nördlichen Heimefrontfjella wurden Zirkone aus zwei Gesteinsproben mit konventioneller U/Pb-Methodik (KROGH 1973) datiert. Hierzu wurde je eine Probe von einem quarzandesitischen Metavulkanit (KB 18) aus dem nördlichen Teil Vikeneggas und ein schwach vergneister Mikrogranit (KB 20) aus der gleichen Region ausgewählt. Der Metavulkanit KB 18 ist während der kibarischen Orogenese durchgreifend foliiert worden.

Aus der Probe KB 18 wurden drei Fraktionen allesamt schwach rosa gefärbter Zirkone nach Korngrößen separiert. Die Fraktion 100-88 μm ist idiomorph, die Fraktionen 88-63 μm und <63 μm sind subidiomorph. Die auftretenden Rundungserscheinungen an den Pyramidenspitzen, z. T. auch an den Prismenkanten, sind wahrscheinlich auf Resorptionsvorgänge bei der amphibolitfaziellen Metamorphose zurückzuführen, da sie nur bei den kleineren Zirkonen mit großen Oberflächen/Volumen-Relationen beobachtet werden. Zirkone aller drei Fraktionen enthalten eine Vielzahl farbloser Einschlüsse, die für das schnelle Zirkonwachstum in Vulkaniten charakteristisch ist.

KB 20 lieferte zwei unterschiedliche Fraktionen: leicht rosa gefärbte Zirkone mit deutlicher Ausbildung beider Prismen- und Pyramidenformen sowie eine Fraktion sehr kleiner, langstengeliger, milchweißer Zirkone.

Der Aufschluß der Zirkone und die Isotopenanalytik wurden durch Dr. W. P. Loske am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München durchgeführt. Das Analyseverfahren ist bei LOSKE (1992) ausführlich beschrieben. Die Isotopenzusammensetzung von gewöhnlichem, ererbtem Blei (Common Pb) wurde nach dem Modell von STACEY & KRAMERS (1975) für den Zeitpunkt von 1.100 Ma bestimmt. Die Analysenergebnisse und die berechneten Alter sind in Tab. 3.-7 wiedergegeben; die Berechnung der Diskordia (Abb. 3.-39) erfolgte nach der Methode der kleinsten Quadrate (YORK 1969).

Unzufriedenstellende Resultate lieferte die Analyse der Zirkone aus Probe KB 18. Wahrscheinlich nicht nur aufgrund der sehr geringen Probeneinwaagen (Tab. 3.-7) wird der relative Fehler sehr groß. Da die Zirkonpopulation dieser Probe wegen ihrer ähnlichen Tracht-, Farb- und Elongationsmerkmale nur nach Siebkorngrößen unterteilt wurde, können genetisch nicht zusammengehörige Zirkone in diesen Fraktionen enthalten sein. In diesem Zusammenhang ist auch die unsystematische Diskordanz der

Fractionen in bezug auf die Korngröße beachtenswert. Die mit 62% höchste Diskordanz weist die Fraktion mit den mittleren Korngrößen (88-63 µm) auf. Dies deutet auf ein während des Kristallisationsprozesses der Zirkone wechselndes U-Angebot in der Schmelze hin. Daß Zirkone in der Größenklasse von 88-63 µm genau jenen Zirkonen mit erhöhtem U-Gehalt entsprechen, ist eher unwahrscheinlich.

Aus dem oberen Schnittpunkt der Diskordia mit der Concordia (Abb. 3.-39) wurde ein Kristallisationsalter von 1087 ±285 Ma für Zirkone aus der Probe KB 18 ermittelt. Die Pb 207/206-Alter liegen zwischen 1109 und 1070 Ma, wobei hier mit geringeren Korngrößen eine Abnahme der Alter erfolgt (Tab. 3.-7). Der quarzandesitische Metavulkanit KB 18 ist dem Mzombe-Gneis Natal's petrographisch sehr ähnlich, dessen Alter auf ca. 1.200 Ma bestimmt wurde (THOMAS & EGLINGTON 1990).

Tab. 3.-7: Ergebnisse konventioneller isotopengeochemischer Analysen an Zirkonfraktionen der Proben KB 18 und KB 20.

Probe	Einwaage (g)	U ppm	Comm Pb ppm	206/204 (raw)	206/204 (corr.)
KB20 rosa	.000142	943	5.15	1397	1434
KB20 weiß	.000071	3198	63.1	241.2	242.7
KB18 100-88	.000198	411	2.42	1664	1734
KB18 88-63	.000131	1057	1.76	2456	2646
KB18 <63	.000049	656	2.51	2176	2526
	206/238 (rad.)	207/238 (rad.)	207/206 (rad.)	206/238 Age(Ma)	207/235 Age(Ma)
KB20 rosa	.12803	1.2832	.072695	777	838
KB20 weiß	.073724	0.68742	.067626	459	531
KB18 100-88	.16707	1.7627	.076519	996	1032
KB18 88-63	.072306	0.75066	.075295	450	569
KB18 <63	.15893	1.6444	.075043	951	987
	207/206 Age(Ma)	U %err.	Pb 204 %err.	Pb 206 %err.	206/204 %err.
KB20 rosa	1006	.196	1.73	.205	1.72
KB20 weiß	857	.174	0.371	.208	0.307
KB18 100-88	1109	.166	4.15	.205	4.14
KB18 88-63	1076	.331	5.63	.204	5.63
KB18 <63	1070	.304	10.3	.204	10.3
	206/238 %err.	207/235 %err.	207/206 %err.		
KB20 rosa	.18	.23	.13		
KB20 weiß	.15	.27	.20		
KB18 100-88	.14	.42	.37		
KB18 88-63	.32	.42	.24		
KB18 <63	.29	.44	.30		

Das "Kristallisationsalter" der Zirkone aus dem Mikrogranit KB 20 ist im Concordia-Diagramm (Abb. 3.-39) auf 1059 ±4 Ma ermittelt worden. Eine Interpretation der Diskordia ist jedoch nicht alleine wegen ihrer nur durch zwei Meßpunkte bestimmten

Lage, sondern auch aufgrund der sehr unterschiedlich ausgebildeten Zirkonfraktionen nur eingeschränkt möglich. Beide Zirkonpopulationen sind diskordant; die weißen Zirkone weisen mit 3198 ppm U den höchsten bisher in Zirkonen Heimefrontfjellas gemessenen U-Gehalt auf (vgl. ARNDT et al. 1991) und sind mit 72% sehr deutlich diskordant. Der obere Schnittpunkt mit der Concordia ist vergleichbar mit dem Alter eines Pegmatits (Nr. 3.1/2) von der gleichen Lokalität, das von ARNDT et al. (1991) mit 1060 ± 8 Ma angegeben wird. Der untere Schnittpunkt der Diskordia ergibt einen Zeitpunkt von 188 ± 3 Ma, der mit dem Beginn des basischen Magmatismus im unteren Jura zusammenfällt und wahrscheinlich eine damit in Verbindung stehende thermische Überprägung widerspiegelt. Die Pb 207/206-Alter des Mikrogranits liegen bei 1006 bzw. 857 Ma. Auch diese Werte sind mit den Alterszahlen des Pegmatits vergleichbar. Aus geologischen Feldbefunden ist ein geringfügig jüngeres Intrusionsalter der Pegmatite belegt, da letztere die Mikrogranitgänge im Bereich von Vikenegga durchschlagen (Abb. 2.-6).

Mit den U/Pb-Datierungen an Zirkonen konnte das Ende der kibarischen Orogenese in der Heimefrontfjella auf ca. 1050 Ma eingegrenzt werden. Die hier und bei ARNDT et al. (1991) vorliegenden U/Pb-Alter belegen auch für die jüngsten sauren Intrusiva (Pegmatite und Mikrogranit-Gänge) ein spätkibarisches Alter. Das Ende des kibarischen Magmatismus fällt zeitlich mit dem Ende der kibarischen Deformation zusammen, denn die Ganggesteine sind nur noch sehr schwach deformiert (möglicherweise erst panafrikanisch!). Die Alter von penetrativ foliierten, metamorphen Magmatiten in der Heimefrontfjella liegen zwischen 1150 und 1060 Ma. Jüngere, panafrikanische Magmatite mit saurem Chemismus sind in der Heimefrontfjella nicht nachgewiesen.

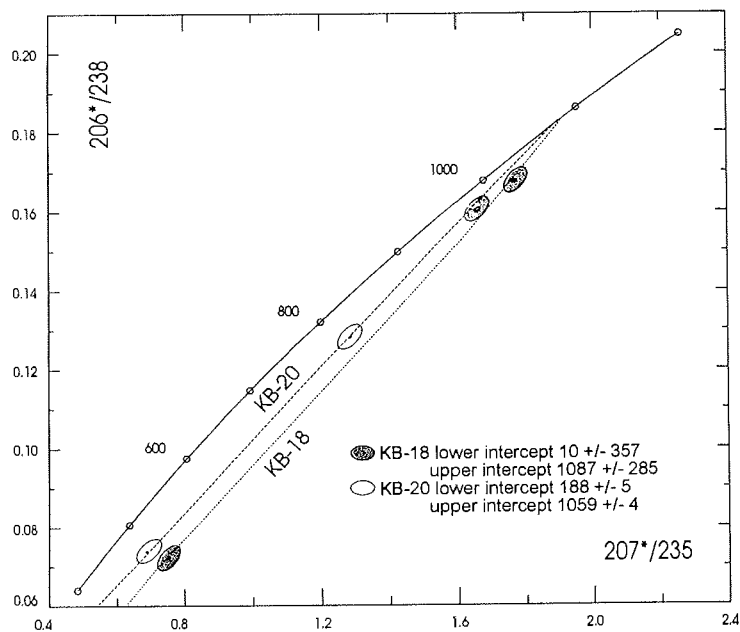


Abb. 3.-39: Concordia-Diagramm für Zirkonfraktionen der Proben KB 18 und KB 20 von Vikenegga (zentrale Milorgfjella).

4. Metamorphosebedingungen - Mineralparagenesen, Mineralchemie und Geothermobarometrie

Abschätzungen der Druck/Temperatur-Bedingungen für die amphibolitfazielle Metamorphose können nur an wenigen Proben vorgenommen werden, weil die meisten Metamorphite aus sauren Magmatiten hervorgegangen sind, die keine fazieskritischen Mineralparagenesen enthalten. Aus diesem Grunde wurden zusätzlich umfangreiche mineralchemische Analysen zur Berechnung von p und T mit Geothermo- und Geobarometern durchgeführt.

4.1 Fazieskritische Mineralparagenesen

Zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen eignen sich die Metasediment-Proben KB 34 und KF 54 von Rieber-Mohnnosa und die unreinen Marmore KF 20a, KS 20a und KS 21 aus dem inneren Sporn des Buråsbotnen.

Die Metapelite von Rieber-Mohnnosa enthalten die Paragenese Quarz+Plagioklas+Biotit+Muskovit+Granat+Staurolith. Außerdem findet man in der Probe KB 34 Sillimanit und etwas neugesproßten Chlorit. WINKLER (1979) nennt als diagnostisches Merkmal für das Erreichen der Amphibolitfazies (medium grade) das erste Auftreten von Staurolith. Staurolith kann durch folgende Reaktionen (WINKLER 1979) gebildet werden (Reaktionen mit Chloritoid sind aufgrund der geochemischen Zusammensetzung der Metasedimente auszuschließen):

- (1) $\text{Chl} + \text{Mc} + \text{Alm} \Leftrightarrow \text{St} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$
- (2) $\text{Chl} + \text{Mc} \Leftrightarrow \text{St} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$.

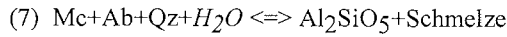
Anhand der mineralchemischen Analysen der Granate in den Staurolith-führenden Proben ist eine Verminderung der Almandin-Komponente an den Kristallrändern nicht nachzuweisen, so daß Reaktion (1) zur Bildung von Staurolith ausgeschlossen werden kann. Daher wird angenommen, daß sich Staurolith gemäß Reaktion (2) gebildet hat. Die von HOSCHEK (1969) experimentell ermittelte Gleichgewichtskurve markiert in Abb. 4-1 die untere Grenze der amphibolitfaziellen Metamorphose in den südwestlichen Nunataks von Milorgfjella.

Das Auftreten von Sillimanit in der Probe KB 34 grenzt die Zahl möglicher Reaktionen ein, die zum Verschwinden von Staurolith (3-5) und Muskovit (6) führen und damit das Metamorphosemaximum markieren (WINKLER 1979):

- (3) $\text{St} + \text{Mc} + \text{Qz} \Leftrightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$
- (4) $\text{St} + \text{Mc} + \text{Qz} \Leftrightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Alm} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$
- (5) $\text{St} + \text{Na-Mc} + \text{Qz} \Leftrightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bt} + \text{K-Mc} + \text{Ab} + \text{Alm} + \text{H}_2\text{O}$
- (6) $\text{Mc} + \text{Qz} \Leftrightarrow \text{KFp} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$.

Gleichzeitiges Auftreten von Staurolith und Sillimanit ist auf den jeweiligen univarianten Gleichgewichtskurven möglich (Abb. 4-1). Granulitfazielle Metamorphosebedingungen, die durch das Verschwinden von primärem Muskovit angezeigt werden (6), wurden nicht erreicht. Da in den südwestlichen Nunataks an vielen Stellen Migmatite

auftreten, ist das Überschreiten folgender Reaktionsisograde wahrscheinlich (STORRE & KAROTKE 1971):



Diese Reaktion erlaubt das Nebeneinander von Al_2SiO_5 -Polymorphen und Staurolith in einem begrenzten Druck- und Temperaturfeld. Damit können die Maximaltemperaturen der mit der kibarischen Orogenese verbundenen Metamorphose auf ca. 670°C abgeschätzt werden. Im Gegensatz zur zentralen Heimfrontfjella tritt in Milorgfjella kein Disthen, dafür jedoch Sillimanit auf. Dies belegt eine Abnahme der Metamorphosedrucke in der nördlichen Heimfrontfjella.

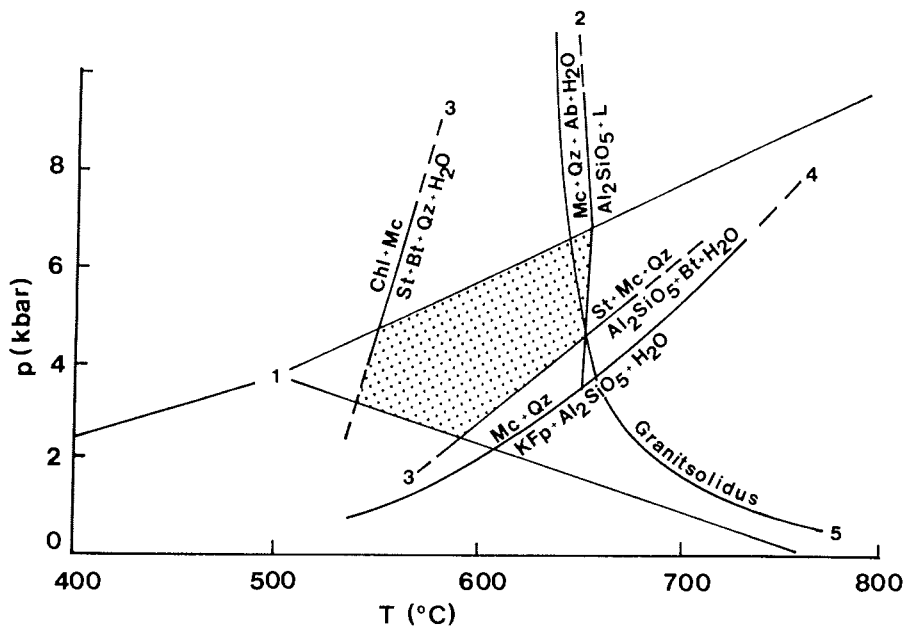
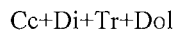
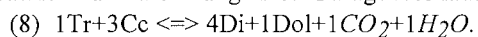


Abb. 4.-1: Eingrenzung der pT-Bedingungen für staurolithführende Metasedimente Milorgfjellas mittels univarianter Gleichgewichtskurven. 1: Al_2SiO_5 -Invarianzpunkt nach HOLDAWAY (1971); 2: STORRE & KAROTKE (1971); 3: HOSCHEK (1969); 4: CHATTERJEE & JOHANNES (1974); 5: THOMPSON & ALGORE (1977).

Die Kalksilikatfelse von Buråsbotnen sind Quarz-freie Gesteine, die als unreine Marmore überwiegend Karbonatminerale führen. In Probe KS 20a ist folgende Paragenese zu beobachten:



Die Reaktion zur Darstellung dieser Paragenese lautet:



Im isobarischen T- X_{CO_2} -Diagramm für 5 kbar verläuft die Reaktionskurve zwischen 600° und 675°C (Abb. 4.-2).

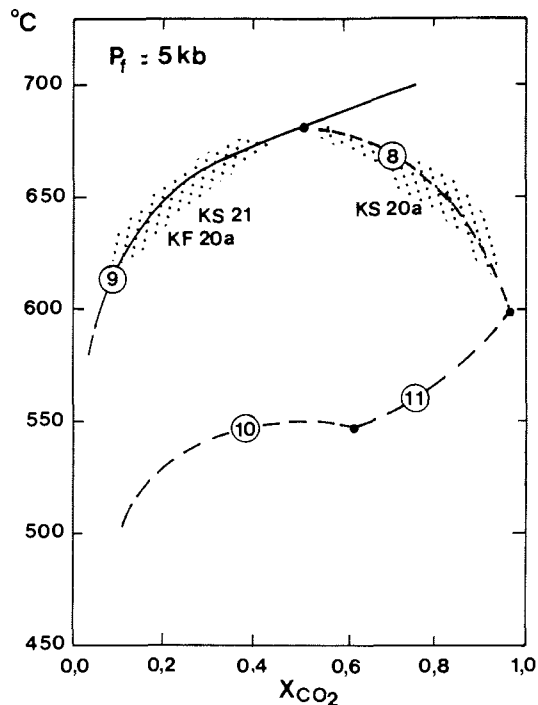
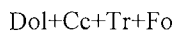
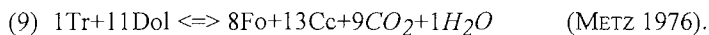


Abb. 4.-2: Isobarisches T- X_{CO_2} -Diagramm bei 5 kbar für Gleichgewichtsreaktionen in SiO_2 -führenden Dolomiten (nach WINKLER 1979) mit den Feldern kritischer Mineralparagenesen der Proben KS 20a, 21 und KF 20a.

KF 20a und KS 21 sind Dolomarmore mit folgender Mineralparagenese:

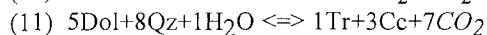


(Forsterit ist in der Probe KF 20a nur noch in Form reliktsicher Kerne in Serpentin-Pseudomorphosen erhalten.) Diese Paragenese resultiert aus dem Reaktionsgleichgewicht:



In Abb. 4.-2 liegt die Reaktionskurve bei geringeren CO_2 -Partialdrucken ebenfalls zwischen 600° und 675°C. Damit entsprechen die aus den Mineralparagenesen von Dolomarmoren abzuleitenden maximalen Metamorphosetemperaturen den aus Abb. 4.-1 ermittelten Maximaltemperaturen.

In den quarzfreien Dolomarmoren ist Tremolit und Dolomit aus folgenden Reaktionen abzuleiten (WINKLER 1979):



Diese Reaktion markieren in Abb. 4.-2 die Minimaltemperaturen für die Metamorphose dieser Gesteine.

In der Probe KB 12 aus Arntzenrustene liegt eine Paragenese mit
Qz+Gt+Di+Tr+Cc

vor. Der Granat ist ein Grossular-Spessartin-Mischkristall, und auch der Diopsid enthält mit 3 bis 8 Gew-% MnO außergewöhnlich hohe Mangangehalte. Die erhöhten Mangangehalte sind wahrscheinlich auf eine chemische Beeinflussung durch die mit den Metasedimenten wechsellagernden Metabasite mit tholeiitischem Charakter zu erklären. Durch das Auftreten von Diopsid ist auch für den östlichsten Teil Milorgfjella eine amphibolitfazielle Mineralparagenese nachzuweisen.

Wie bereits aus dem 3. Kapitel hervorgeht, sind die Gesteine der nördlichen Heimefrontfjella von einer jüngeren, grünschieferfaziellen Metamorphose betroffen, die in Abhängigkeit von der jeweiligen Lithologie und der Wegsamkeit für Fluide zu einer Veränderung der ursprünglichen Mineralzusammensetzung geführt hat.

4.2 Mineralchemie

Mit den Daten mineralchemischer Analysen werden mit Geothermo- und Geobarometern p und T berechnet. Darüber hinaus sind aus dem Zonarbau von Mineralen Informationen über den Metamorphoseverlauf zu gewinnen. Die Analyseergebnisse sind im Anhang in den Tabellen A.-8 bis A.-31 zusammengestellt.

4.2.1 Methodik

Die mineralchemischen Analysen wurden mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde (Typ ARL-SEM-Q) an polierten Dünnschliffen durchgeführt. Die Dünnschliffe wurden mit einer Kohlenstoffschicht von 20 nm Dicke leitfähig gemacht. Gemessen wurde bei einer Anregungsspannung von 15 kV, einem Probenstrom von 20 nA und Meßzeiten von jeweils 10 s (Untergrundmessungen 4 s). Der relative Fehler der Analysen liegt im Mittel bei $\pm 2\%$. Mit einem Computerprogramm wurde die Matrixkorrektur nach BENCE & ALBEE (1968) berechnet.

Für zusätzliche Analysen von Granatprofilen wurde ein ZEISS Rasterelektronen-Mikroskop mit energiedispersiver Röntgenanalytik-Einrichtung (REM-EDX) der Firma TRACOR NORTHERN eingesetzt. Die Anregungsspannung betrug 10 kV, der Abnahmewinkel $34-37^\circ$. Zur Berechnung der Elementgehalte wurde das *Standardless Quantitative Analysis Program* (SQ) der Fa. TRACOR NORTHERN verwendet. Sowohl für Elektronenstrahl-Mikrosonde als auch für REM-EDX wurden die gleichen Präparate verwendet. Der Vergleich von Analysen gleicher Meßpunkte ergab signifikante, systematische Abweichungen zwischen beiden Methoden bei dem Element Mg (Tab. 4.-1).

Der Vorteil von REM-EDX besteht in einer Zeitersparnis gegenüber der Mikrosondenanalytik, nachteilig ist die geringere Genauigkeit dieser Methode.

Aufgrund der größeren Ungenauigkeit des REM-EDX-Verfahrens wurden seine Daten nur zur Erstellung von Mineralprofilen verwendet. Zur Berechnung der Metamorphosetemperaturen und -drücke wurden ausschließlich Mikrosonden-Analysen herangezogen.

Tab. 4.-1: Vergleichsbeispiel von Mikrosonden-Analyse und REM-EDX Analyse.

Probenpkt. 62	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO	MnO
Mikrosonde:	3,25	22,33	38,66	1,21	33,90	1,16
REM-EDX:	6,89	23,12	34,23	1,19	33,40	1,18

4.2.2 Granat

Untersucht wurden die Granate von neun Proben, die von den südwestlichen Nunataks von Milorgfjella stammen. Außerdem wurden Granate der Proben KF 09 aus dem Buråsbotnen, KS 40 und KB 12 von Arntzenrustene und KB 06 aus XU-Fjella analysiert. Die Proben KB 06, 12, 28e, 34, KF 09, 54, 55, KS 57 und KW 04 sind Metasedimente; für die Probe KF 55 läßt sich eine Beimengung orthogenen Materials nachweisen (Kap. 3.6), daher wurde sie als Metatuffit angesprochen. Bei den Proben KF 60 und KJ 13 handelt es sich um basische Metavulkanite, bei KF 50 um einen sauren Metavulkanit; KS 40 ist ein retrograd überprägter Klinozoisit-Amphibolfels.

Die Mineralformel des Granat $X_3Y_2[ZO_4]_3$ wurde auf der Basis von 24 Sauerstoffatomen berechnet. Die mol-% der Endglieder können nur abgeschätzt werden, da weder Mikrosonde noch REM-EDX zwischen Fe^{2+} und Fe^{3+} unterscheiden können. Die Abschätzung des Fe^{3+} -Gehaltes erfolgte nur bei einer Überbesetzung von X (>6). In diesen Fällen wurde das überschüssige Eisen in Fe^{3+} umgerechnet und der Oktaederposition Y zugeschlagen. Die Endglieder wurden in der Reihenfolge Andradit $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$, Grossular $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$, Almandin $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, Spessartin $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ und Pyrop $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ berechnet. Voruntersuchungen hatten ergeben, daß der Cr_2O_3 -Gehalt der Granate unterhalb 0,1 % liegt, so daß die Uwarowit-Komponente zu vernachlässigen ist.

Die Zusammensetzung der Granate aus den Paragesteinen Milorgfjellas liegt nahe dem Almandin-Endglied der Mischkristallreihe (Abb. 4.-3 und 4.-4). Innerhalb der Paragneis-Granate ist ein Zonarbau nur schwach ausgeprägt. Der Almandin-Gehalt ist am Rand geringfügig höher als im Kern. Dabei ist der Begriff "Kern" als Mittelpunkt eines Granatanschnitts zu verstehen; nur in günstigen Anschnitten fällt dieser mit dem Kristallmittelpunkt zusammen. Der Anstieg im FeO-Gehalt vom Kern zum Rand liegt bei max. 1,5 Gew.-%, was einem Anstieg von ca. 4 mol-% Almandin entspricht. In einigen Proben bleibt der Almandingehalt nahezu konstant oder nimmt zum Rand leicht ab. In diesen Fällen wird die Almandin-Komponente durch Grossular oder/und Spessartin

vertreten. Für fast alle analysierten Granate kann eine Abnahme der Pyrop-Komponente zum Rand hin festgestellt werden.

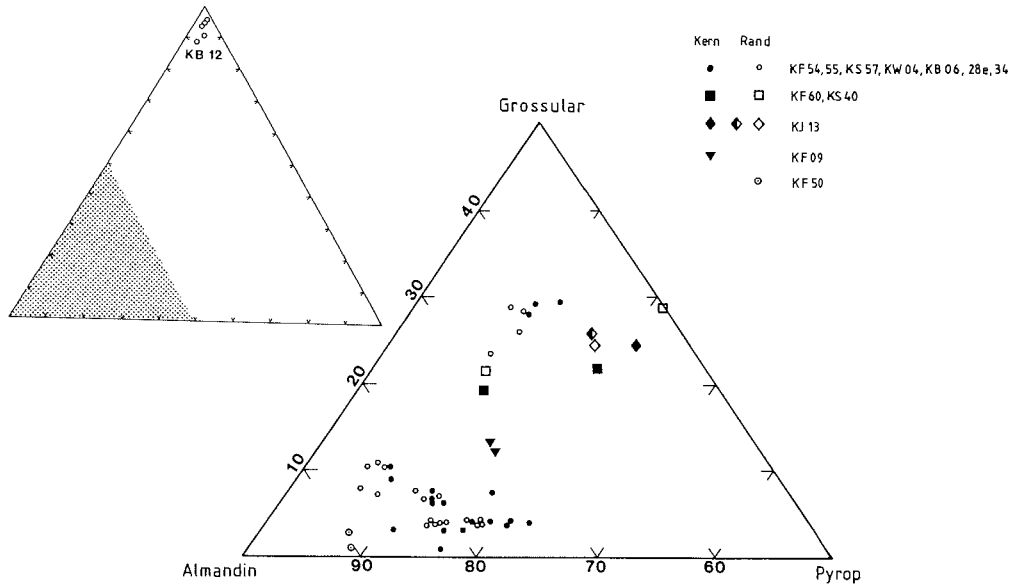


Abb. 4.-3: Zusammensetzung von Granaten aus Metamorphiten der nördlichen Heimefrontfjella im Dreistoffdiagramm alm-grs-prp. Die schraffierte Fläche im Nebendiagramm entspricht dem im Hauptdiagramm dargestellten Ausschnitt.

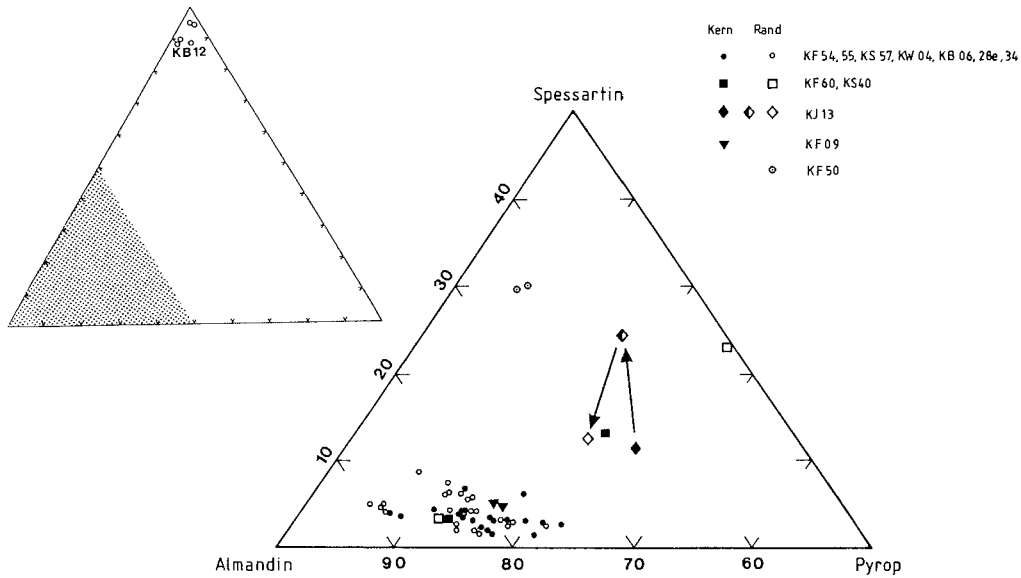


Abb. 4.-4: Zusammensetzung von Granaten aus Metamorphiten der nördlichen Heimefrontfjella im Dreistoffdiagramm alm-sps-prp. Die schraffierte Fläche im Nebendiagramm entspricht dem im Hauptdiagramm dargestellten Ausschnitt.

Die Granate der Amphibolite/Amphibolfelse (KF 60, KJ 13, KS 40 in Abb. 4.-3 und 4.-4) weisen eine deutlich abweichende Zusammensetzung auf. Die Abweichungen sind auf grundlegende Unterschiede der chemischen Eduktzusammensetzung zurückzuführen. Die basischen Metavulkanite KF 60 und KJ 13 enthalten Granate mit erhöhtem Grossular- (max 23,2 mol-%) und Spessartin-Anteil (max. 19,4 mol-%) sowie einem ausgeprägten, bereits durch Einschlußsäume deutlich erkennbaren Zonarbau. Die Zusammensetzung der Kerne liegt in KJ 13 bei grs 22%, alm 49%, sps 9%, prp 19%, in Probe KF 60 bei adr 5%, grs 20%, alm 63%, sps 3%, prp 9%. Der Klinozoisit-Amphibolfels enthält Granate, deren Kerne ähnlich denen des Metavulkanits KJ 13 zusammengesetzt sind: grs 19%, alm 53%, sps 11%, prp 17%. Die Säume sind um fast 15 mol-% an Almandin verarmt. Im alm-grs-prp-Dreieck (Abb. 4.-3) fallen die Analysen der Granate des Paragneises KB 06 nicht mit den Granatanalysen der übrigen Paragneise zusammen, sondern zeigen deutlich erhöhte grs-Gehalte bis ca. 27 mol-%; eine Zonierung der grs-Komponente ist nicht nachzuweisen. Relativ hoch (bis 11 mol-%) ist auch der grs-Gehalt in den Granaten der Proben KB 28e und KF 09. Im alm-sps-prp-Diagramm zeigen die Granate dieser Proben keine signifikante Abweichung gegenüber den Paragneis-Granaten. Der Einbau von CaO in das Granatgitter zeigt in Paragneisen meist Bedingungen einer Hochdruckmetamorphose an (WINKLER 1979). Das Fehlen typischer Hochdruckminerale in den Gesteinen Milorgfjellas und XU-Fjellas sowie die relativ konstante CaO-Konzentration in den untersuchten Granatprofilen deuten jedoch nicht auf Hochdruck-Bedingungen während des Metamorphosemaximums hin.

Die Granat-Zusammensetzung der Probe KB 12 ist in den Nebendiagrammen der Abb. 4.-3 und 4.-4 eingezeichnet. Das sedimentäre Edukt dieses Gesteins war wahrscheinlich ein Kalksandstein. Der Grossular-Anteil der Granate liegt jedoch nicht, wie bei Marmor und Kalksilikatfelsen zu erwarten wäre, zwischen 90 und 70 mol-% (TRÖGER 1969), sondern die mittlere Zusammensetzung ist $\text{Grs}_{42}\text{Sps}_{47}\text{Adr}_5\text{Rest}_6$. Dieser ungewöhnliche Mischkristall ist vermutlich auf eine Beeinflussung durch Mobilisate aus den metamorphen Amphibolfelsen wenige Meter oberhalb der Kalksilikatfelse zurückzuführen. In der Probe KS 40 wurde mit 0,73 Gew-% MnO der höchste Mangengehalt aller Metabasite nachgewiesen. Auch die Pyroxene der Probe KB 12 weisen für Diopside relativ hohe Mn- und Fe-Konzentrationen auf. Da Biotit in der Probe KB 12 fehlt, konnte der Mangengehalt nur im Granat und Pyroxen eingebaut werden.

Legt man REM-EDX-Meßprofile über die Granate, ergeben sich charakteristische Elementverteilungsmuster, von denen fünf, für granatführende Paragesteine und basische Metavulkanite repräsentative Beispiele vorgestellt werden.

Typisch für Granate in Metasedimenten sind die Elementverteilungskurven der Granate in Probe KW 04 (Abb. 4.-5) und KF 54 (Abb. 4.-6).

In Granaten aus der Probe KW 04 (Abb. 4.-5) weisen CaO und Al_2O_3 über das gesamte 440 μm lange Profil allenfalls Schwankungen in der Größe der Meßgenauigkeit auf. In den ca. 40 μm breiten Rändern fällt der Mg-Gehalt von max. 8,1 Gew-% auf etwa 5,4 Gew-% ab (Mikrosonden-Daten). Dies wird durch Anstiege der Fe-Gehalte von 32,5 auf max. 36,0 Gew-% sowie der Mn-Gehalte von 0,4 auf 1,2 Gew-% kompensiert.

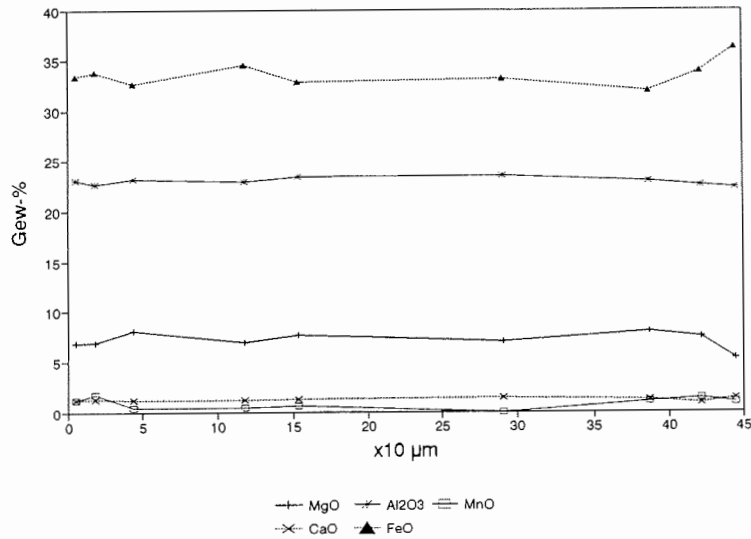


Abb. 4-5: Elementverteilungskurven über einen Granat der Probe KW 04.

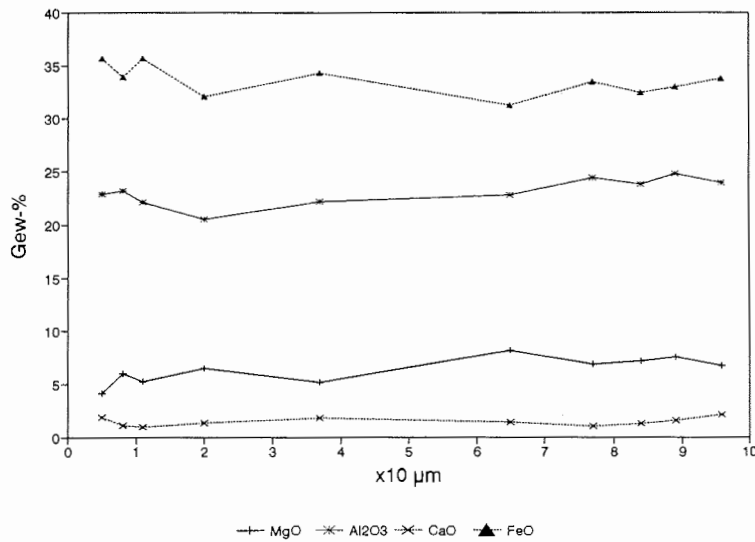


Abb. 4-6: Elementverteilungskurven über einen Granat der Probe KF 54.

In den Granaten der Probe KF 54 (Abb. 4.-6) variiert der Gehalt an CaO um 1 Gew-% und steigt zum Rand auf max. 1,8 Gew-% an. In dieser Randzone, deren Breite weniger als 10 µm beträgt, fällt am linken Rand der MgO-Gehalt von 6,0 auf 4,2 Gew-% und von 7,5 auf 6,7 % am rechten Rand ab. Derartige Konzentrationsgefälle innerhalb der Randzone sind an fast allen untersuchten Granaten zu beobachten. Die Ursache für diese Schwankungen sind wahrscheinlich primäre chemische Inhomogenitäten der Kristalle, wohingegen Austauschreaktionen mit benachbarten Mineralphasen zu einer relativ gleichmäßigen Anreicherung oder Verarmung von Komponenten gegenüber dem

Kern führen. Parallel zur Abnahme des Pyrop-Anteils am Rand steigt der Anteil der Almandin- und Grossular-Komponente an.

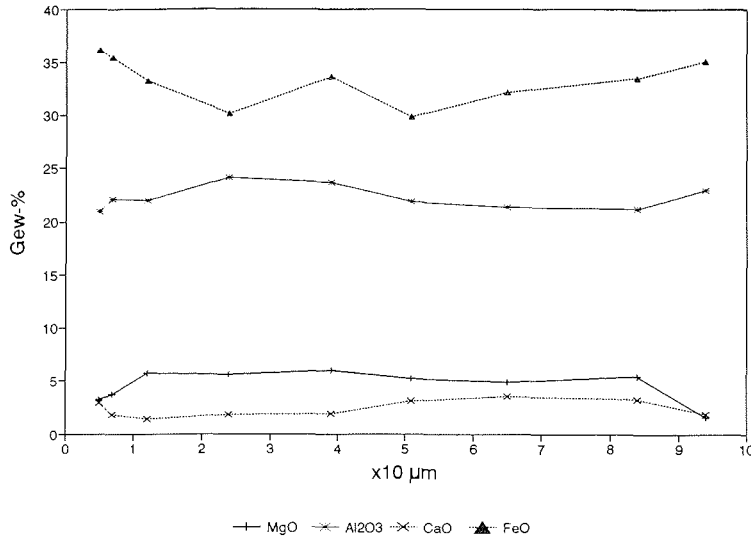


Abb. 4-7: Elementverteilungskurven über einen Granat der Probe KS 57.

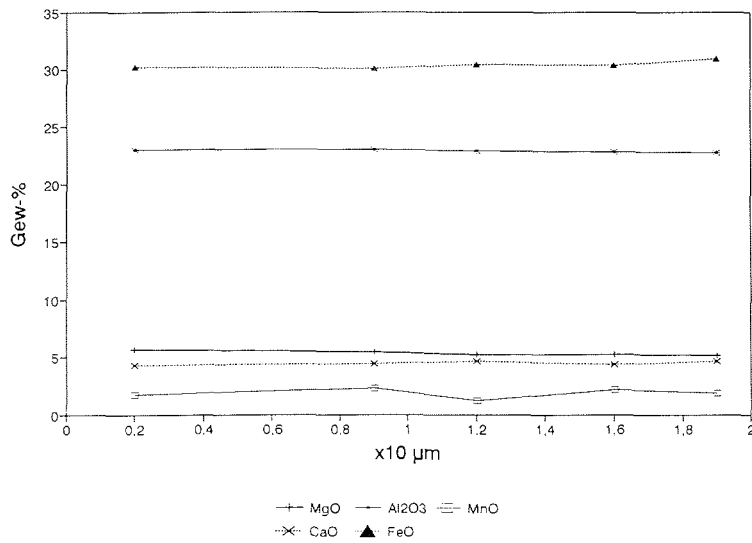


Abb. 4-8: Elementverteilungskurven über einen Granat der Probe KF 09.

Interessante Elementverteilungskurven weisen die Granate der Probe KS 57 auf (Abb. 4.-7). Die nahezu konstante MgO-Verteilung (≈ 6 Gew-%) fällt in einer $10 \mu\text{m}$ breiten Randzone auf unter 4 Gew-% ab. Ebenso ist ein kontinuierlicher FeO-Anstieg zum Rand festzustellen. Die Meßwerte für MnO schwanken in den Granaten unsystematisch

zwischen 0 und 1 Gew-%, so daß deren Verteilungskurve nicht wiedergegeben wurde. Das dichtgerasterte, etwa 90 µm lange Profil zeigt in der 70 µm breiten Kernzone keine relevanten Schwankungen des CaO- und MgO-Gehaltes. Das Fehlen einer Elementzonierung im Kern und ein unter retrograden Bedingungen entstandener Rand kennzeichnen die Granate dieser Probe. Stabile Elementverhältnisse wie in der Kernzone dieser Granate werden von TRZCIENSKI (1977) für Granate oberhalb der Staurolith-Biotit-Isograden beschrieben.

Die sehr kleinen Granate des Glimmerschiefers KF 09 (Abb. 4.-8) zeigen hinsichtlich ihrer Elementverteilung keinerlei Abweichungen vom Mittelwert. Auf Grund der scherbigen Umrisse der Körner wurden diese Granate als Klaster angesprochen. Nach der Granat-Kataklase reichten die Temperaturen offensichtlich nicht mehr für Austauschreaktionen zwischen dem Granat und dem reichlich vorhandenen Biotit aus, so daß sich keine chemische Zonierung am Rand entwickeln konnte.

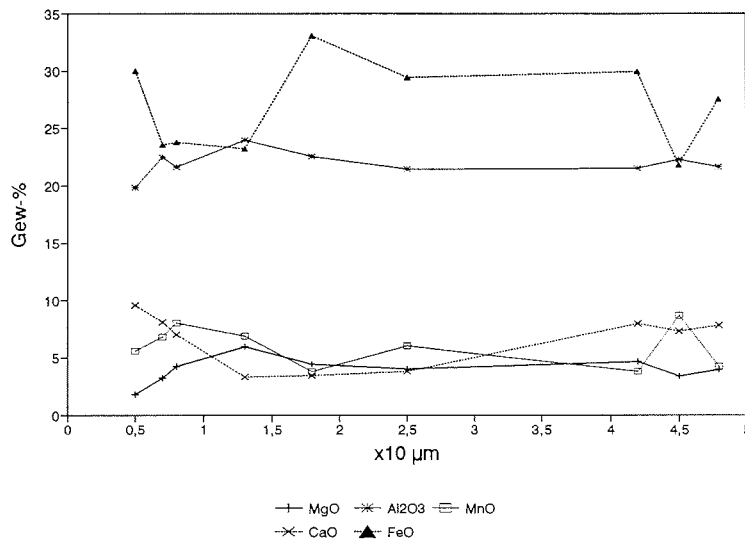


Abb. 4.-9: Elementverteilungskurven über einen Granat der Probe KJ 13.

Die Probe des basischen Metavulkanits KJ 13 enthält idiomorphe Granate mit deutlichem Zonarbau. Die Zonen können unterschiedlich breit entwickelt sein, wie das abgebildete Profil (Abb. 4.-9) zeigt. Der Kern weist eine Zusammensetzung mit ca. 4,5 % MgO, 21,5 % Al₂O₃, 32,5 % SiO₂, 7,5 % CaO, 30,0 % FeO und 4,0 % MnO auf. Dies entspricht einer Zusammensetzung von Grs₂₂Alm₅₅Sps₁₀Prp₁₇. Die 10-15 µm schmale Randzone ist zweigeteilt. Vom Kern nach außen nimmt zunächst der Fe-Gehalt von 33 Gew-% auf 23 Gew-% ab. Parallel dazu steigt der Mn-Gehalt von 3,8 auf 8,0 Gew-% an. Im äußersten Saum kehren sich bei den genannten Komponenten diese Trends wieder um, so daß die Zusammensetzung annähernd wieder der des Kerns entspricht. Der Kurvenverlauf von CaO ist in der gesamten Randzone nur als ansteigend und bei MgO als abnehmend zu beschreiben. Der Beginn einer jüngeren Granat-Wachstumsphase wird durch einen Saum feiner opaker Partikel markiert (Abb.

4.-10). Der gegenüber den Granaten aus Metasedimenten erhöhte Ca-Gehalt ist auf ein primär höheres Ca-Angebot in dem basischen Metavulkanit zu erklären. Weitere Ca-führende Phasen sind Hornblende, Apatit und Plagioklas.

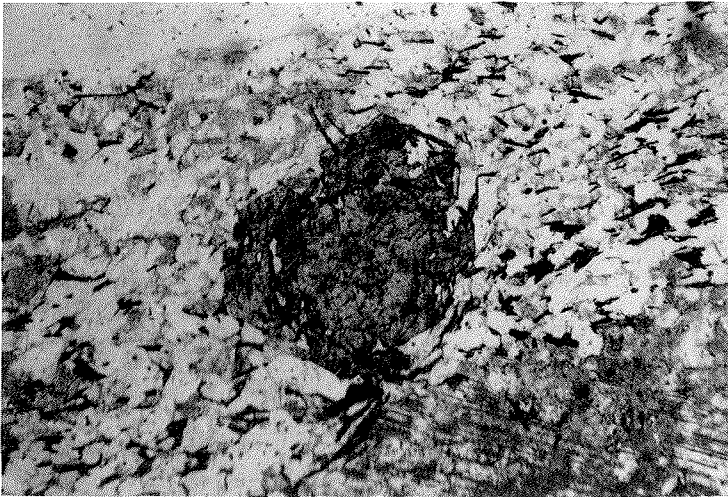


Abb. 4.-10: Saum feiner, opaker Partikel um den Granatkern. Er markiert den Beginn einer jüngeren Granatblastese, Probe KJ 13. Parallel pol. Licht, Länge der unteren Bildkante 1,3 mm.

Zusammenfassend lassen sich die Granate der untersuchten Paragesteine als stark almandinbetonte Kristalle mit einem auf den äußersten Rand beschränkten Zonarbau beschreiben. Die Granate aus Proben mit basischem Gesteinschemismus zeichnen sich durch einen deutlich höheren Grossular- und Spessartin-Gehalt gegenüber Granaten aus Metasedimenten aus. Die randliche Zonierung der Kristalle ist auf einen bei der retrograden Metamorphose ablaufenden Diffusionsprozess zurückzuführen, bei dem es vor allem zu einer Abgabe von Mg an retrograd neuspessende Biotite und Chlorite kommt. Diese Randzone ist unabhängig von der Größe des Granatkristalls zwischen 10 und 20 μm breit.

4.2.3 Biotit

An allen Proben, die Granat enthalten, wurden auch Biotitanalysen durchgeführt, eine Ausnahme bildet der biotitfreie Kalksilikatfels KB 12. Die Berechnung der Formel erfolgte auf der wasserfreien Basis von 22 Sauerstoffatomen. Biotit gehört zur Gruppe der trioktaedrischen Glimmer, seine Idealformel lautet $\text{K}_2\text{R}^{2+}_6[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}/(\text{OH})_4]$. Die Differenzen zwischen den Analysensummen und 100% sind auf den Einbau mehrerer, nicht mit der Mikrosonde analysierbaren Elemente zurückzuführen. So wird neben den OH-Gruppen auch das diadoch eingebaute F nicht erfaßt. Da primär geothermo/barometrische Untersuchungen im Vordergrund stehen, wurde auf eine

systematische und vollständige Erfassung aller Elemente verzichtet. Nicht berücksichtigt wurden BaO, CaO, Cr₂O₃ und MnO, da bei Voruntersuchungen mit REM-EDX diese Oxide in den Biotiten nicht oder nur in sehr geringen Mengen nachgewiesen wurden.

Auf der Oktaederposition des Biotit-Gitters sind Mg und Fe²⁺ unbegrenzt diadoch mischbar. Die Oktaederposition kann anstelle zweiwertiger Kationen (R²⁺) auch mit Kationen anderer Valenzzustände (R³⁺: Fe, Al^{VI}, Ti^{VI}, Cr, Li¹⁺) besetzt werden oder unbesetzt bleiben. FOSTER (1960) erstellte auf der Grundlage der jeweiligen Besetzung der Oktaederposition ein Variationsdiagramm (Abb. 4.-11). Die analysierten Biotite fallen mehrheitlich in das Lepidomelan-Feld. Dabei zeigt sich keine Abhängigkeit vom Gesamtgesteinschemismus, d.h. die Biotite der Amphibolite KJ 13 und KF 60 weisen ähnliche Zusammensetzungen wie Paragneis-Biotite auf. Nur vier Proben (KB 06, 34, KF 54 und KW 04) enthalten Biotite mit einer Zusammensetzung im Grenzbereich Lepidomelan/Meroxen. Die Biotite Milorgfjellas weisen ein praktisch deckungsgleiches Verteilungsmuster der chemischen Zusammensetzung wie die Glimmerschiefer-Biotite aus Sivorgfjella auf (SCHULZE 1992, Abb. 3.-6a).

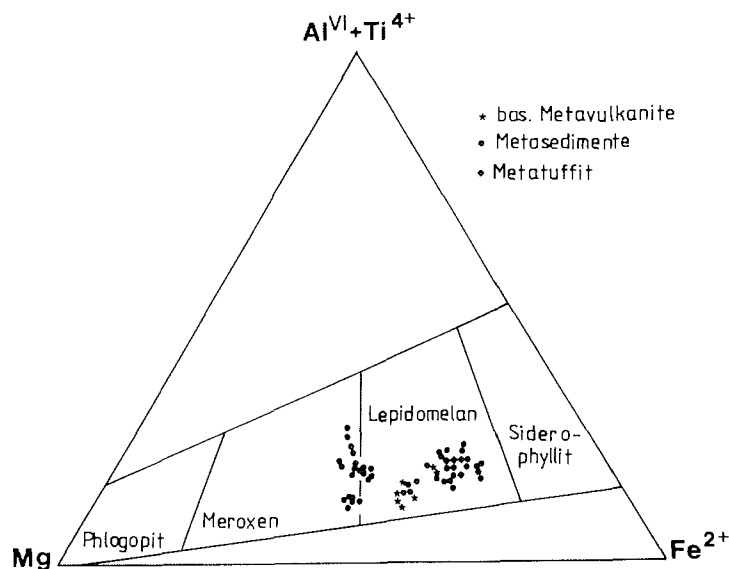


Abb. 4.-11: Variationsdiagramm nach FOSTER (1960) für Biotite Milorgfjellas.

Die Beteiligung von oktaedrisch koordiniertem Al ist in Abb. 4.-12 gegen den Fe²⁺-Molenbruch aufgetragen. Die Zusammensetzung von Biotiten muskovitführender, amphibolitfazieller Metapelite variiert nach GUIDOTTI (1984) im $X(Fe)$ von 0,0 bis 0,7 pfu und bei der Al^{VI} -Konzentration zwischen 0,7 und 1,0 pfu. In dieses Feld fallen nur einige Biotite der Glimmerschiefer KB 34 und KW 04 und Biotite des Paragneises KF 54. Andere metapelitische oder Al-reiche Paragesteine zeigen Al^{VI} -Konzentrationen unter 0,7 pfu. Außerhalb des Feldes plotten zwei weitere Proben, die sowohl Biotit als auch Muskovit führen. Der Glimmerschiefer KF 09 besteht aus 51,3 Vol-% Biotit und

enthält noch ca. 25 Vol-% weiterer Al-führender Mineralphasen (Epi, Gt, Zo), die den Al-Einbau in Biotit puffern können. Im Metatuffit KF 55 steht der nur mit 5-10 Vol-% enthaltene Biotit ebenfalls einer Vielzahl weiterer Al-Führender Phasen gegenüber (Feldspäte, Granat, Muskovit), außerdem ist ein Eintrag magmatisch gebildeten Biotits in den Metatuffit nicht auszuschließen.

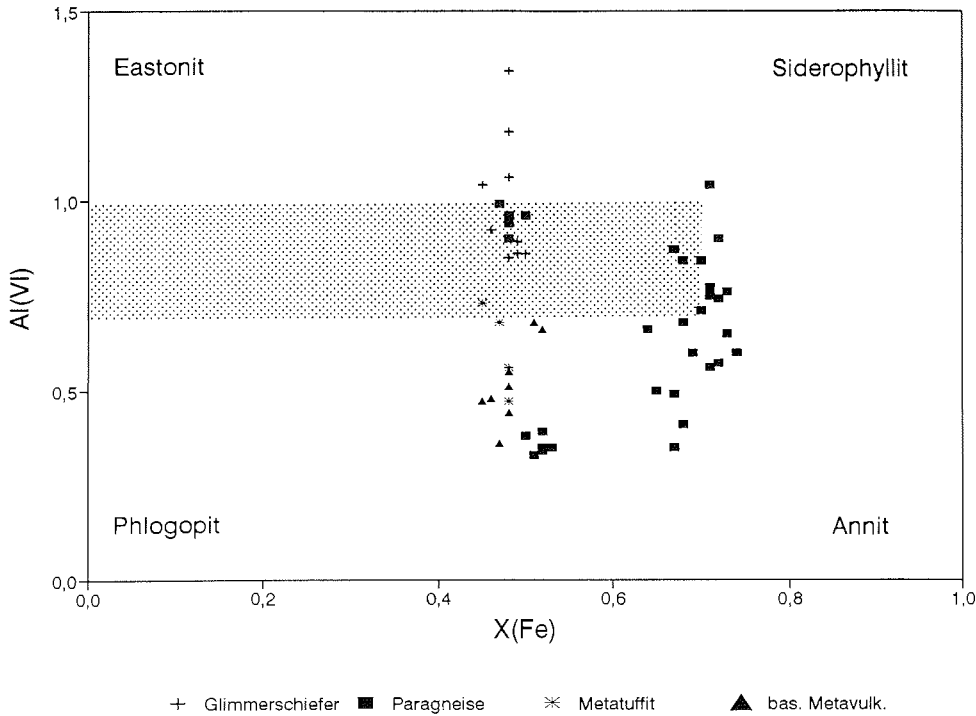


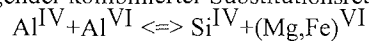
Abb. 4.-12: Chemismus der Biotite der nördlichen Heimefrontfjella in der 'idealen Biotitebene'; gerastert: Feld der nach GUIDOTTI (1984).

Da die Proben mit unterschiedlicher Biotit-Mineralchemie z. T. aus den gleichen Aufschlüssen stammen, deutet dies sicherlich eher auf Variationen im Ausgangsmaterial, als auf unterschiedliche Metamorphosebedingungen hin. Für die geothermo/barometrischen Berechnungen wird zu berücksichtigen sein, daß diese Methoden an Metapeliten entwickelt wurden. Nur Biotite der Proben KB 34, KF 54 und KW 04 weisen die von GUIDOTTI (1984) beschriebene Zusammensetzung von Biotiten muskovitführender Metapelite auf. Genau diese Biotite liegen im Übergangsbereich Meroxen/Lepidomelan, während es sich bei fast allen anderen Biotiten um deutlich Fe-reichere Lepidomelane handelt.

4.2.4 Muskovit

Mikrosondenanalysen wurden an den Muskoviten der Proben KB 34, KF 54, 55 und KW 04 durchgeführt. Alle übrigen granatführenden und somit für geothermo/barometrische Zwecke geeigneten Proben enthalten keine primären Muskovite. Die Berechnung der Formel erfolgte auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen.

Muskovit gehört zur Gruppe der dioktaedrischen Hellglimmer mit der Idealformel $KAl_2[Si_3AlO_{10}/(OH)_2]$. Mit steigendem Druck erfolgt ein verstärkter Einbau von Si, Fe und Mg nach folgender kombinierter Substitutionsreaktion:



Dies äußert sich in der Bildung einer Seladonit-Komponente: $K(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al)[Si_4O_{10}/(OH)_2]$ oder Phengit-Komponente: $KAl_{1,5}(Mg, Fe^{2+})_{0,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}/(OH)_2]$ (GUIDOTTI 1984). Paragonit ist das Na-Endglied der dioktaedrischen Hellglimmer: $NaAl_2[Si_3AlO_{10}/(OH)_2]$.

Die Berechnung der Endglieder aus den Mikrosonden-Analysen erfolgte nach dem Schema von SCHLIESTEDT (1980):

$$\text{Paragonit (Pg)} = Na/(Na+K) \times 100$$

$$\text{Seladonit (Cel)} = (Si-6) \times 50$$

$$\text{Muskovit (Mc)} = 100 - (Pg + Cel)$$

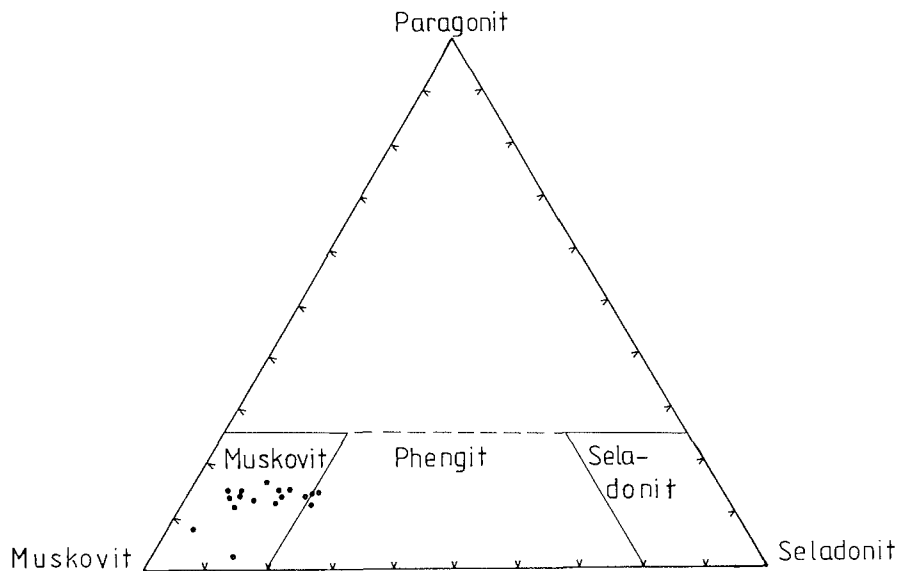


Abb. 4.-13: Zusammensetzung von Muskoviten aus Paragesteinen Milorgfjellas im Diagramm Mc-Pg-Cel nach SCHLIESTEDT (1980).

Die Hellglimmer der untersuchten Proben fallen überwiegend in das Feld der Muskovite s. str. (Abb. 4.-13). Einige Analysen zeigen eine Besetzung der Si-Position < 6 pfu. Für diese Hellglimmer errechnet man einen negativen Seladonit-Anteil. Vor allem in der Probe KF 55 tritt die Unterbesetzung der Si-Position in Verbindung mit einer starken Überbesetzung der Oktaederposition und einem sehr hohen Ti-Gehalt bis 0,088 pfu

auf. Der Ti-Gehalt im Muskovit nimmt mit steigender Metamorphosetemperatur zu, wobei allerdings andere Ti-enthaltende Mineralphasen den Einbau abpuffern können (GUIDOTTI 1984). Das Vorhandensein von Ilmenit in den untersuchten Proben verhindert eine Korrelation der Metamorphosetemperatur mit dem Ti-Gehalt im Muskovit.

4.2.5 Plagioklas

Für geobarometrische Untersuchungen wurde an den Proben KB 34, KF 54, 55 und KW 04 die chemische Zusammensetzung der Plagioklase analysiert. Bezogen auf eine Basis von 8 Sauerstoffatomen ist die A-Position der Plagioklase (Na, Ca, K) nicht immer ideal besetzt ($\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}=1$). Die Werte schwanken zwischen 0,929 und 1,007, wobei Unterbesetzungen häufiger auftreten. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß die A-Position auch durch Ba besetzt werden kann, dessen Gehalt nicht bestimmt wurde. Die A-Position kann auch teilweise mit Fe^{2+} besetzt werden, während Fe^{3+} und ein Teil des Fe^{2+} gewöhnlich tetraedrisch koordiniert sind (RIBBE 1983). Eine Stichprobenmessung des FeO_{tot} in einem Albit der Probe KF 55 ergab einen Wert von 0,24 Gew-%, während der Ba-Gehalt unterhalb der Nachweisgrenze lag.

Der An-Anteil der analysierten Plagioklase liegt zwischen 38 und 24 mol-%. Dies entspricht einer Zusammensetzung Andesin-Oligoklas, die für amphibolitfaziale Feldspäte typisch ist. Diese Ergebnisse stimmen mit den Resultaten polarisationsoptischer Bestimmungen des An-Gehaltes mit der Auslöschungsschiefe überein.

Die feinkörnigen Plagioklase der Proben KB 34, KF 54 und KW 04 weisen keinen Zonarbau auf. Der An-Gehalt ist über das gesamte Mineralkorn nahezu konstant bei 37, 35 und 38 mol-%. Die Plagioklase der Probe KF 55 weisen eine etwas heterogenere Zusammensetzung mit An-reicheren Kernen und An-ärmeren Rändern auf. Die Kerne sind mit An_{33} den Plagioklasen der Metasedimente vergleichbar, hingegen sind die Ränder mit An_{25} deutlich Albit-betonter. Probe KF 55 stammt aus dem gleichen Aufschluß wie KF 54, so daß dieser Unterschied nicht auf retrograde Albitisierung zurückzuführen ist. Da es sich bei dieser Probe nach den Ergebnissen der Zirkonanalyse um einen Metatuffit handelt, ist diese Zonierung auf primärmagmatische Variationen zurückzuführen.

4.3 Geothermometrie

Zur Ermittlung der Temperatur- und Druckverhältnisse während der Metamorphose existiert inzwischen eine große Zahl von Geothermo- und Geobarometern, die auf temperatur- bzw. druckabhängigen Austauschreaktionen zwischen verschiedenen Mineralphasen beruhen. Bei der Anwendung dieser Verfahren ist zu beachten, daß Geothermobarometer für die gleichen Lithologien und Metamorphosegrade angewandt werden, wie in den Originalarbeiten angegeben. Weiterhin müssen polarisationsoptische Untersuchungen klären, ob durch retrograde Mineralreaktionen überlagernde Verschiebungen der Gleichgewichte zwischen den Reaktionspartnern

stattgefunden haben. Bei Berücksichtigung dieser Faktoren ist mit der heutigen Analysetechnik (Elektronenstrahl-Mikrosonde) eine Genauigkeit von $\pm 50^{\circ}\text{C}$ und ± 1 kbar zu erreichen.

Die überwiegend durch orthogene metamorphe Gesteinsassoziationen gekennzeichnete Milorgfjella liefert nur wenige Proben, die fazieskritische Mineralparagenesen zur Druck- und Temperaturbestimmung enthalten. Auch mit Hilfe mineralchemischer Analysen lassen sich nur wenige Daten gewinnen, aus denen Temperatur und Druck mit Geothermo- und Geobarometern berechnet werden können. Im folgenden sind die für geothermometrische und geobarometrische Untersuchungen verwandten Proben aufgelistet:

KB 34 Sil-St-Grt-Glimmerschiefer, Rieber-Mohnnosa;
KF 54 Paragneis, Rieber-Mohnnosa;
KF 55 Metatuffit, Rieber-Mohnnosa;
KW 04 St-Grt-Glimmerschiefer, Krogh-Johanssenberga.

Berechnungen zur Geothermometrie wurden außerdem auch an Proben mit Mineralparagenesen durchgeführt, die zusätzliche Fe-, Mg-, Ca- und Ti-führende Mineralphasen (z.B. Hornblende und Titanit), aber keinen Muskovit enthalten. Dies sind

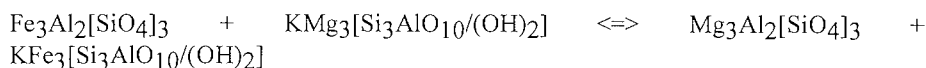
KB 06 Paragneis, Bergslienfallet/XU-Fjella;
KB 28e Paragneis, Buråsbotnen;
KF 09: Grt-Czo-Glimmerschiefer, Buråsbotnen;
KF 56: Paragneis, Rieber-Mohnnosa;
KF 60: Granat-Amphibolit, Trapezberg;
KJ 13: Metavulkanit, Trapezberg
KS 57: Paragneis, Krogh-Johanssenberga.

Alle Proben mit Ausnahme von KF 09 und KB 28e stammen aus Milorgfjella-Süd und XU-Fjella, weil in Milorgfjella-Nord eine kräftige Diaphthorese meist zur retrograden Umwandlung der Granate in Sekundärminerale geführt hat.

Die in den o. g. Proben vorhandene Paragenese Granat-Biotit und die Paragenese Granat-Biotit-Muskovit-Plagioklas in den Proben KB 34, KF 54, 55 und KW 04 ließ die Anwendung folgender Geothermometer und Geobarometer zu:

- Granat-Biotit-Geothermometer (FERRY & SPEAR 1978, INDARES & MARTIGNOLE 1985)
- Muskovit-Biotit-Geothermometer (HOISCH 1989)
- Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit-Geobarometer (GHENT & STOUT 1981, POWELL & HOLLAND 1988).

Das Granat-Biotit-Geothermometer beruht auf einer Kationen-Austauschreaktion von Fe und Mg zwischen Biotit und Granat:



Bei prograder Metamorphose steigt im Granat das Mg/Fe-Verhältnis und im Biotit das Fe/Mg-Verhältnis. Das Geothermometer wurde von FERRY & SPEAR (1978) experimentell kalibriert und ist daher empirischen Geothermometern vorzuziehen.

Die Berechnung der Temperatur erfolgt mit der Formel:

$$T[^\circ\text{C}] = ((12454 + 0,057P[\text{bar}])/(4,662 - 3R \ln K_D)) - 273$$

$$R = 1,9872 \text{ calK}^{-1}\text{mol}^{-1}$$

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

Die Bestimmung von K_D erfolgte an Biotiten, die an Granate angrenzen, und an Granatsäumen sowie an Matrixbiotiten und Granatkernen. INDARES & MARTIGNOLE (1985) empfehlen bei retrogradem Zonarbau der Granate die Verwendung von Matrixbiotiten und Granatkernen zur Abschätzung der Maximaltemperaturen, wohingegen Granatsäume und angrenzende Biotite Werte für retrograde Metamorphosetemperaturen liefern. Bei den mineralchemischen Analysen konnten weder ein Zonarbau der Biotite noch systematische Unterschiede zwischen Matrix- und Kontaktbiotiten festgestellt werden, so daß für die Temperaturberechnungen alle Biotitdaten herangezogen wurden.

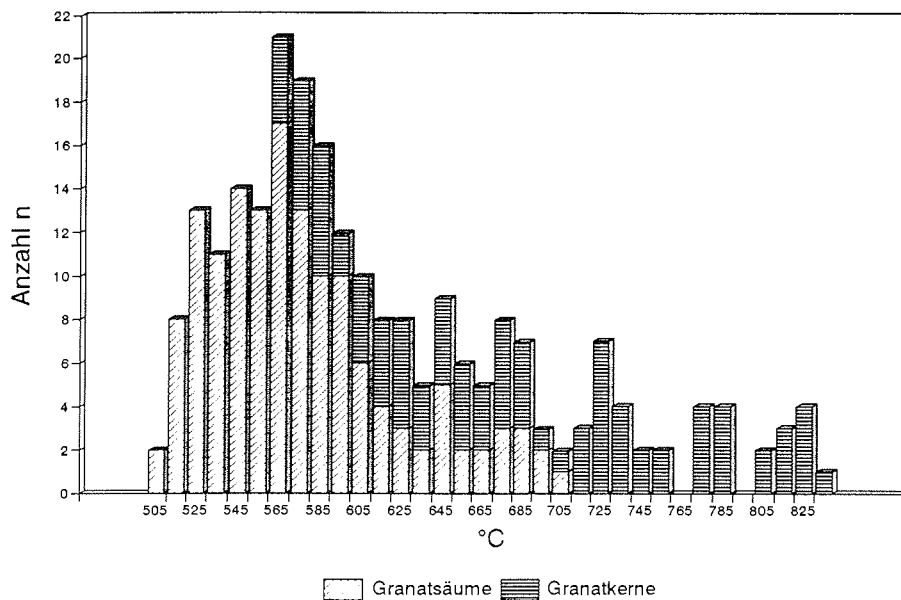


Abb. 4.-14: Metamorphosetemperaturen für die nördliche Heimefrontfjella, berechnet mit dem Granat-Biotit-Geothermometer nach FERRY & SPEAR (1978) für einen Druck von 6 kbar.

Abb. 4.-14 zeigt die Temperaturverteilung, die nach der Methode von FERRY & SPEAR (1978) für einen Druck von 6 kbar berechnet wurde. Es ergibt sich ein Temperaturmittel für die Granatsäume bei 560°C, während die Temperaturen für die Kerne zwischen 560°C und 750°C schwanken. Die Ursache für die breite Streuung ist vor allem der Schnittlageneffekt. Obwohl die Analysen der Granatkerne vom Mittelpunkt des jeweils angeschnittenen Individuums stammen, kann es sich bei tangentialen Anschnitten um randnahe Bereiche des Granats handeln. Da die Berechnung der Metamorphosetemperaturen für die Granatkerne immer höhere Werte als für die jeweiligen Ränder ergeben hat, liegt ein retrograder Zonarbau der Granate vor.

Die Proben KF 09, 55, und 60 sind in der Abb. 4.-14 nicht berücksichtigt. Sie enthalten z.T. weitere Fe- und Mg-führende Mineralphasen wie Hornblende und Klinozoisit und weisen eine abweichende Biotitchemie auf. Dies hat in allen Fällen zu einer Verringerung des Mg/Fe-Verhältnisses geführt, woraus unrealistisch hohe Metamorphosetemperaturen bis 840°C berechnet wurden.

Auf den störenden Einfluß von Ti und Al^{VI} im Biotit sowie Ca und Mn im Granat weisen schon FERRY & SPEAR (1978) hin. HODGES & SPEAR (1982) verbesserten das Geothermometer, indem sie den Einfluß von Ca bei der Temperaturberechnung berücksichtigten. Basierend auf diesen Arbeiten schlugen INDARES & MARTIGNOLE (1985) ein Granat-Biotit-Geothermometer vor, das bei der Berechnung auch Ti und Al^{VI} im Biotit berücksichtigt. INDARES & MARTIGNOLE (1985) erstellten ein Modell (A) aufgrund thermodynamischer Daten, ein weiteres Modell (B) wurde aus der Kombination thermodynamischer und empirischer Daten entwickelt. Daraus ergeben sich folgende Formeln zur Berechnung der Metamorphosetemperaturen:

$$(A) \quad T[^\circ\text{C}] = ((12454 + 0,057P[\text{bar}] - 1362X_{\text{Al}^{\text{VI}}}[\text{Bt}] - 20301X_{\text{Ti}}[\text{Bt}] + 9900X_{\text{Ca}}[\text{Grt}]) / (4,662 - 3R \ln K_D + 4,5X_{\text{Ca}}[\text{Grt}])) - 273$$

$$(B) \quad T[^\circ\text{C}] = ((12454 + 0,057P[\text{bar}] - 4770X_{\text{Al}^{\text{VI}}}[\text{Bt}] - 22353X_{\text{Ti}}[\text{Bt}] + 9000(X_{\text{Ca}}[\text{Grt}] + X_{\text{Mn}}[\text{Grt}])) / (4,662 - 3R \ln K_D)) - 273$$

Abb. 4.-15 zeigt die nach Modell A berechnete Temperaturverteilung der untersuchten Proben. Die mit Modell B berechneten Temperaturen weichen $\pm 10^\circ$ von den mit Modell A berechneten Temperaturen ab.

Die mit dem INDARES & MARTIGNOLE-Geothermometer berechneten Metamorphosetemperaturen liegen im Mittel ca. 40° unter den mit dem FERRY & SPEAR-Geothermometer ermittelten Werten. Nur in den Grossular-reichen Granaten der Probe KB 06 wirkt sich der Term zur Korrektur des Ca-Gehalts so aus, daß sich die berechneten Temperaturen um $0-15^\circ$ gegenüber den Berechnungen nach FERRY & SPEAR (1978) erhöhen. Nach dem Modell A läßt sich ein Gleichgewicht zwischen den Matrixbiotiten und den Granatsäumen für Temperaturen von 428°C bis 642°C mit einem breiten Maximum bei 510°C berechnen. Die höchsten Temperaturen oberhalb 570°C lieferte der Sillimanit-führende Glimmerschiefer KB 34. Die berechneten Temperaturen für Granatkerne reichen von 530°C bis 725°C.

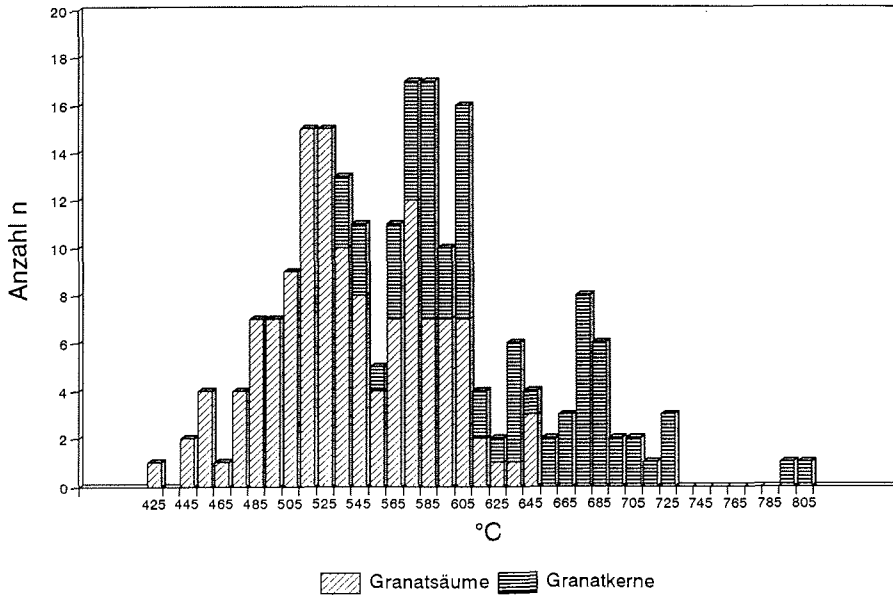
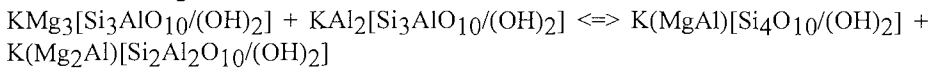


Abb. 4.-15: Metamorphosetemperaturen für die nördliche Heimefrontfjella, berechnet mit dem Granat-Biotit-Geothermometer nach INDARES & MARTIGNOLE (1985) für einen Druck von 6 kbar.

Für die Proben KB 34, KF 54, 55 und KW 04 konnte auch das Muskovit-Biotit-Geothermometer nach HOISCH (1989) angewandt werden. Das Geothermometer beruht auf dem Austausch der Mg-Tschemmaks-Komponente ($MgSiAl_2$) zwischen Muskovit und Biotit in folgender Reaktion:



Die Metamorphosetemperaturen werden mit folgender Formel berechnet:

$$T[^\circ C] = ((500,11 + 0,014789P[\text{bar}] - 878,745(X_{Mg}[\text{Bt}] - X_{Al^{VI}}[\text{Bt}]) - 4532,67X_{Mg}[\text{Mc}](X_{Mg}[\text{Mc}] - 2))/(1 + 0,19749\ln K_{R1})) - 273$$

$$K_{R1} = 27(Mg/Al^{VI})_{Mc}/(Mg/Al^{VI})_{Bt}$$

$$X_{Mg}[\text{Bt}] = Mg/(\text{Summe der Elemente in Oktaederposition})$$

$$X_{Al^{VI}}[\text{Bt}] = Al^{VI}/(\text{Summe der Elemente in Oktaederposition})$$

$$X_{Mg}[\text{Mc}] = Mg/(\text{Summe der Elemente in Oktaederposition})$$

Die Temperaturen der untersuchten Proben liegen zwischen 490° und 560°C (Abb. 4.-16). Nur für den Metatuffit KF 55, der aus dem gleichen Aufschluß wie der Paragneis KF 54 stammt, errechneten sich Temperaturen über 640°C! Die chemische Zusammensetzung der Biotite dieser Probe weicht stark von den Biotiten ab, mit denen HOISCH (1989) das Geothermometer kalibrierte.

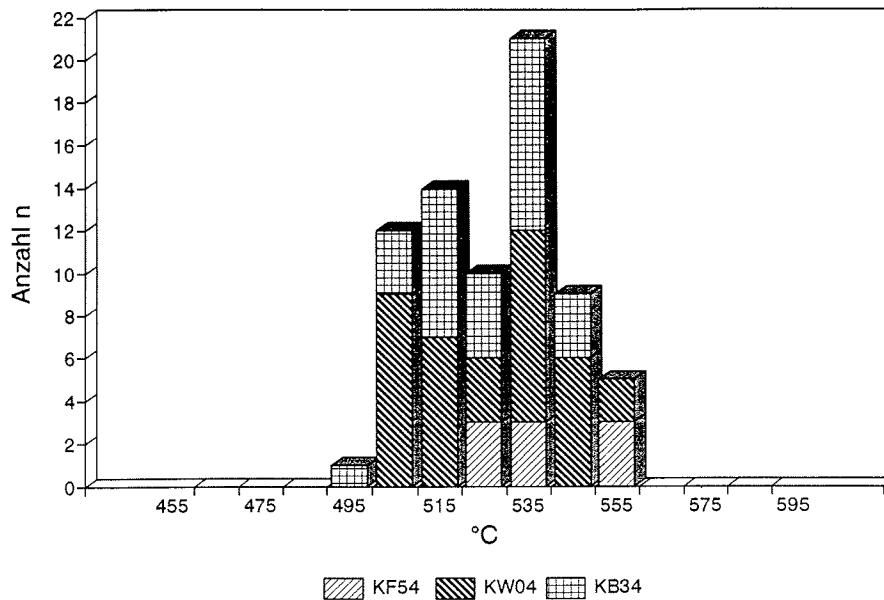
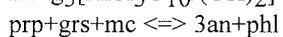
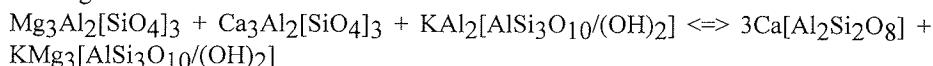


Abb. 4.-16: Metamorphosetemperaturen für die nördliche Heimefrontfjella, berechnet mit dem Muskovit-Biotit-Geothermometer nach HOISCH (1989) für einen Druck von 6 kbar.

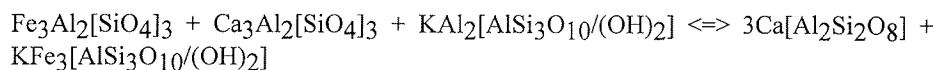
4.4 Geobarometrie

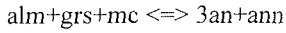
Das sehr seltene Auftreten von Al_2SiO_5 -Polymorphen in Proben aus Milorgfjella schränkt die Verwendung von Geobarometern stark ein. Das einzig anwendbare Geobarometer von GHENT & STOUT (1981) bzw. seine spätere Modifikation durch POWELL & HOLLAND (1988) beruht auf Gleichgewichtsreaktionen zwischen den Mineralphasen Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit. In die ursprüngliche Kalibration des Barometers flossen nicht nur inzwischen veraltete thermodynamische Daten für den Almandin ein, sondern die Kalibration selbst erfolgte auf indirektem Wege aus der Kombination von Felddaten und anderen unabhängigen Geobarometern. POWELL & HOLLAND (1988) benutzten einen intern konsistenten Datensatz zur Rekalibration, merkten allerdings an, daß die volle Anwendbarkeit bessere Kenntnisse über die Aktivitätskoeffizienten der Reaktionsendglieder voraussetzt. Trotzdem ist in der Praxis die Übereinstimmung mit Barometern, die auf Gleichgewichtsreaktionen beruhen, in die eine Al_2SiO_5 -Phase einbezogen ist, hoch (ESSENE 1989).

Die Druckabhängigkeit der von GHENT & STOUT (1981) verwendeten Gleichgewichtsreaktionen



und





beruht auf einem Wechsel der oktaedrischen Al-Koordination im Pyrop, Grossular und Muskovit in die Tetraederkoordination im Anorthit sowie dem Wechsel der hexaedrischen Mg-Fe-Koordination im Pyrop und Almandin in die Oktaederkoordination im Phlogopit und Annit. Aus den Gleichgewichtsreaktionen lassen sich zwei Gleichungen zur Druckberechnung ableiten:

$$P[\text{bar}] = (8888,4 + 16,675T[^\circ\text{K}] - RT[^\circ\text{K}]\ln Ks(1)) / 1,738$$

$$P[\text{bar}] = (-4124,4 + 22,061T[^\circ\text{K}] - RT[^\circ\text{K}]\ln Ks(2)) / 1,802$$

$$R = 1,9872 \text{ calK}^{-1}\text{mol}^{-1}$$

$$Ks(1) = ([X_{\text{an}}\text{Plg}]^3 [X_{\text{phl}}\text{Bt}]^3) / ([X_{\text{K}}\text{Mc}] [X_{\text{Al}}\text{viMc}]^2 [X_{\text{prp}}\text{Grt}]^3 [X_{\text{grs}}\text{Grt}]^3)$$

$$Ks(2) = ([X_{\text{an}}\text{Plg}]^3 [X_{\text{ann}}\text{Bt}]^3) / ([X_{\text{K}}\text{Mc}] [X_{\text{Al}}\text{viMc}]^2 [X_{\text{alm}}\text{Grt}]^3 [X_{\text{grs}}\text{Grt}]^3)$$

Die Druckverteilung dreier Proben aus Milorgfjella-Süd nach dem Modell von GHENT & STOUT (1981) ist in Abb. 4.-17 wiedergegeben. Die große Datenmenge beruht auf der Kombination der mineralchemischen Analyseergebnisse der beteiligten Phasen. Der Mittelwert für den Metamorphosedruck der Proben KF 54 und KW 04 liegt bei ca. 3,6 kbar, der Sil-St-Grt-Gneis weist höhere Drucke mit einem Mittelwert um 4 kbar auf. Die Drucke wurden für eine Temperatur von 500°C berechnet. Aus den Temperaturdaten nach dem Modell von HOISCH (1989) ist der Mineralchemismus der Glimmer bei dieser Temperatur im Gleichgewicht. Die Drucke korrelieren demnach mit den Temperaturen, die für den retrograden Ast der amphibolitfaziellen Metamorphose errechnet wurden.

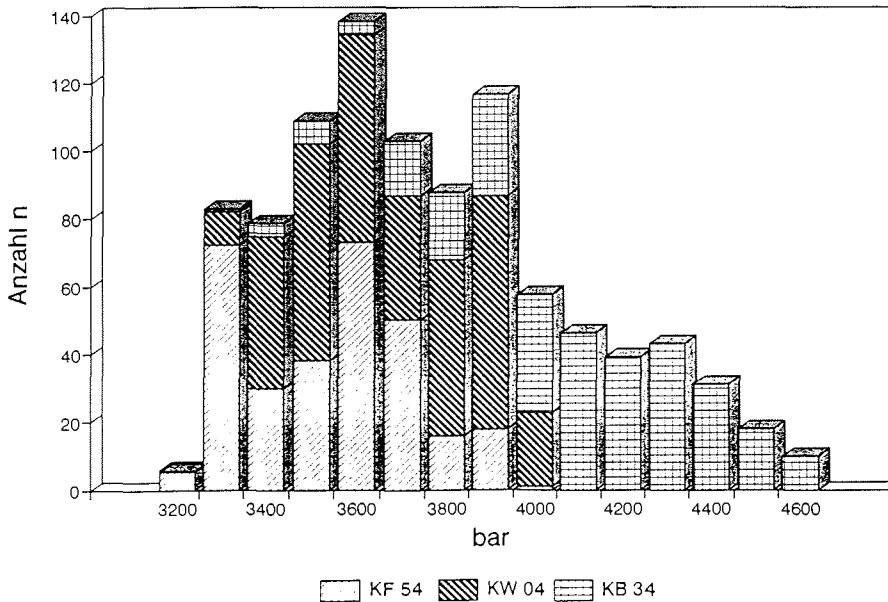


Abb. 4.-17: Metamorphosedrucke für die nördliche Heimefrontfjella, berechnet mit dem Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit-Geobarometer nach GHENT & STOUT (1985) für eine Temperatur von 500°C.

Die Gleichung für das durch POWELL & HOLLAND (1988) neukalibrierte Geobarometer lautet:

$$P[\text{bar}] = 2330 + 14,55T[^\circ\text{K}] - 1,214T[^\circ\text{K}]\ln Ks(1)$$

Die mit den Analysedaten für Granatsäume berechneten Drucke wurden in Abb. 4.-18 dargestellt. Die Einzelwerte sind gegenüber dem Modell von GHENT & STOUT (1981) um etwa 400 bar zu höheren Drucken verschoben.

In den Abb. 4.-19 bis 4.-21 sind Drucke und Temperaturen, die mit verschiedenen Geothermo- und Geobarometern für die Proben KB 34, KF 54 und KW 04 berechnet wurden, innerhalb der anhand der Streuung mineralchemischer Analysedaten ermittelten Variationsbreiten dargestellt. Die Ergebnisse gelten für Granatsäume und angrenzende Biotite. Für die gerasterten Felder liefern die Methoden von GHENT & STOUT (1981) und INDARES & MARTIGNOLE (1985) übereinstimmende Ergebnisse. Am Ende der amphibolitfaziellen Metamorphose in Milorgfjella-Süd sind demzufolge Temperaturen von 480-580°C und Drucke zwischen 3,3-4,0 kbar realistische Annahmen. In der bislang einzigen Probe mit Sillimanit (KB 34) sind etwas höher metamorphe Bedingungen im Chemismus der Minerale konserviert. Aufgrund des kleinen Diffusionskoeffizienten werden hohe Temperaturen oder lange Zeiträume zur chemischen Homogenisierung von Granaten benötigt (TRZCIENSKI 1977). Der retrograde Zonarbau der Granate setzt demzufolge relativ lang andauernde pT-Bedingungen der amphibolitfaziellen Metamorphose voraus, bei denen der Zonarbau des prograden Metamorphosepfades ausgelöscht wurde. Für das Metamorphosemaximum können Temperaturen um 700°C (Abb. 4.-15) aufgrund der Analysedaten aus Granatkernen angenommen werden.

SCHULZE (1992) untersuchte anhand der oben beschriebenen und einer Anzahl weiterer Geothermobarometer die Metamorphosebedingungen in Sivorgfjella und Tottanfjella-Nord. Die dabei festgestellten Trends lassen sich durch eigene Daten fortsetzen (Tab. 4.-2). Die Metamorphosetemperaturen nehmen zwischen Sivorgfjella-Nord und Milorgfjella-Süd nur wenig ab. Für die dazwischenliegende XU-Fjella wurde an der Probe KB 06 eine mittlere Temperatur von 550°C berechnet. Auffällig ist der sprunghafte Abfall der Metamorphosedrucke in Milorgfjella. Gegenüber der zentralen Heimefrontfjella wirkte im Norden eine primär temperaturbetonte Regionalmetamorphose, die lokal bis zur Anatexis der Metamorphite führte. Die an Granatsäumen und angrenzenden Biotiten gemessenen Temperaturen zwischen ca. 500° und 550°C sind als Resultat einer durchgreifenden retrograden Metamorphose im Grenzbereich "untere Amphibolitfazies/höhere Grünschieferfazies" am Ende der kibarischen Orogenese zu interpretieren.

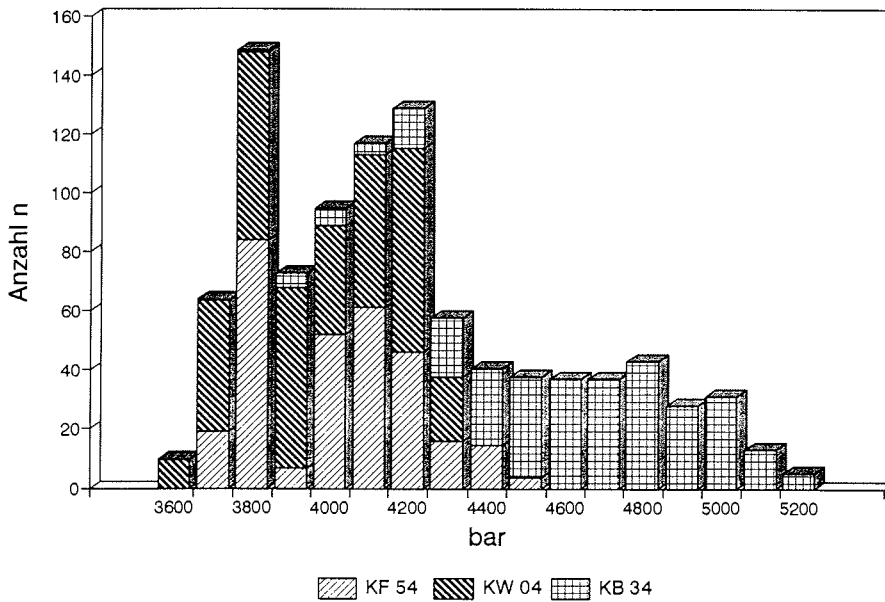


Abb. 4-18: Metamorphosedrucke für die nördliche Heimefrontfjella, berechnet mit dem Plagioklas-Granat-Biotit-Muskovit-Geobarometer nach POWELL & HOLLAND (1988) für eine Temperatur von 500°C.

Tab. 4-2: Zusammenstellung der mit verschiedenen Geothermo- und Geobarometern in Teilgebieten der Heimefrontfjella ermittelten p-T-Daten. Temperaturwerte berechnet für 6 kbar, Drucke für 600°C. Daten von Tottanfjella und Sivorgfjella nach SCHULZE (1992).

	Tottanfjella -Nord	-Süd	Sivorgfjella -Mitte	-Nord	Milorgfjella -Süd
FERRY & SPEAR (1978)	600-620°C	540-600°C	380-560°C	600-640°C	510-680°C
HOISCH (1989)	500-580°C	520-540°C		560-580°C	490-560°C
INDARES & MARTIGNOLE (1985)					480-610°C
PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983)	600-620°C	540-600°C	380-560°C	600-640°C	
GHENT & STOUT (1981) [kbar]	5,5-6,0	5,5-6,0		5,0-5,5	3,3-4,4
POWELL & HOLLAND (1988) [kbar]	6,5-7,0	6,5-7,0		6,0-6,5	3,7-5,0

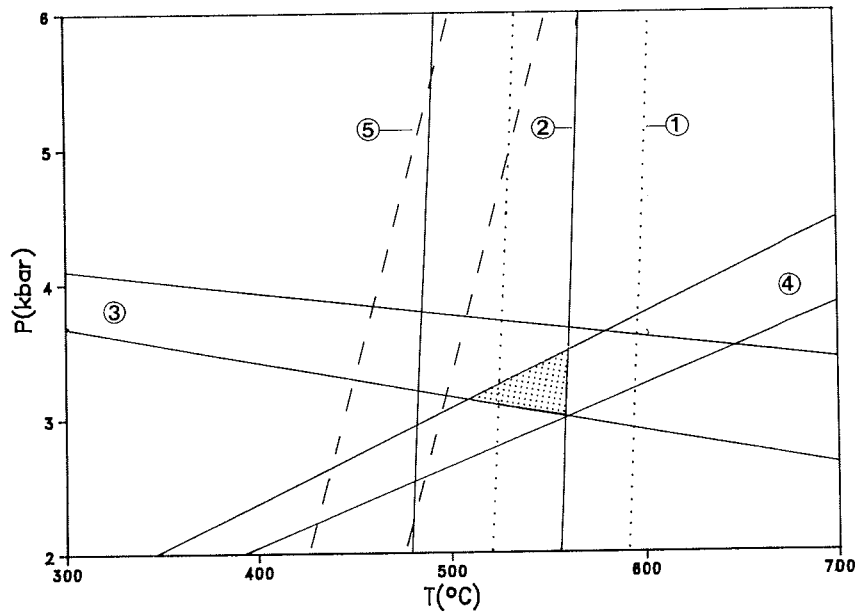


Abb. 4-19: Druck- und Temperaturbedingungen für koexistierende Biotite, Granatsäume, Muskovite und Plagioklase des Glimmerschiefers KW 04. Die angegebenen Ober- und Untergrenzen wurden aus Max/Min-Werten der mineralchemischen Analysen berechnet. 1: Grt-Bt-Geothermometer, FERRY & SPEAR (1978); 2: Grt-Bt-Geothermometer, INDARES & MARTIGNOLE (1985); 3, 4: Plg-Bt-Grt-Mc-Geobarometer, GHENT & STOUT (1981); 5: Mc-Bt-Geothermometer, HOISCH (1989).

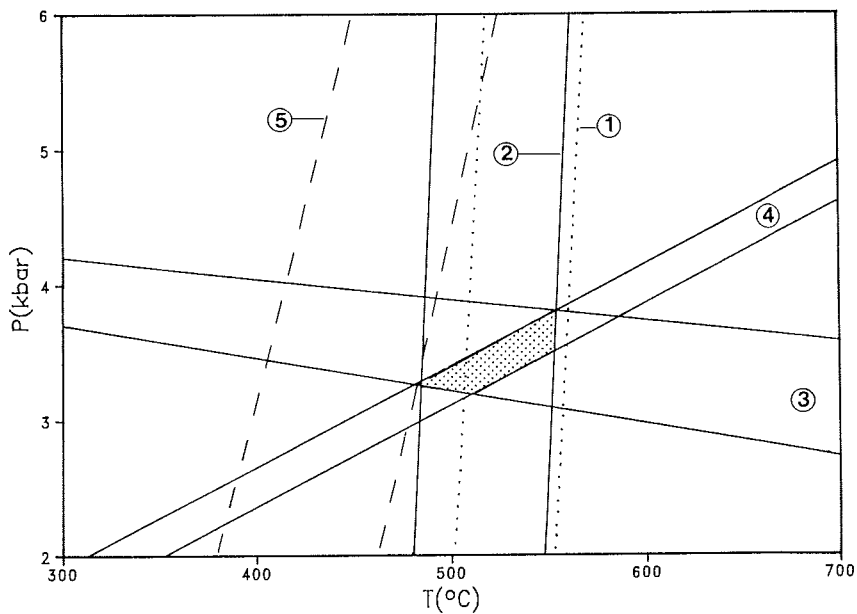


Abb. 4-20: Druck- und Temperaturbedingungen für koexistierende Biotite, Granatsäume, Muskovite und Plagioklase des Paragneises KF 54. Erläuterungen siehe Abb. 4-19.

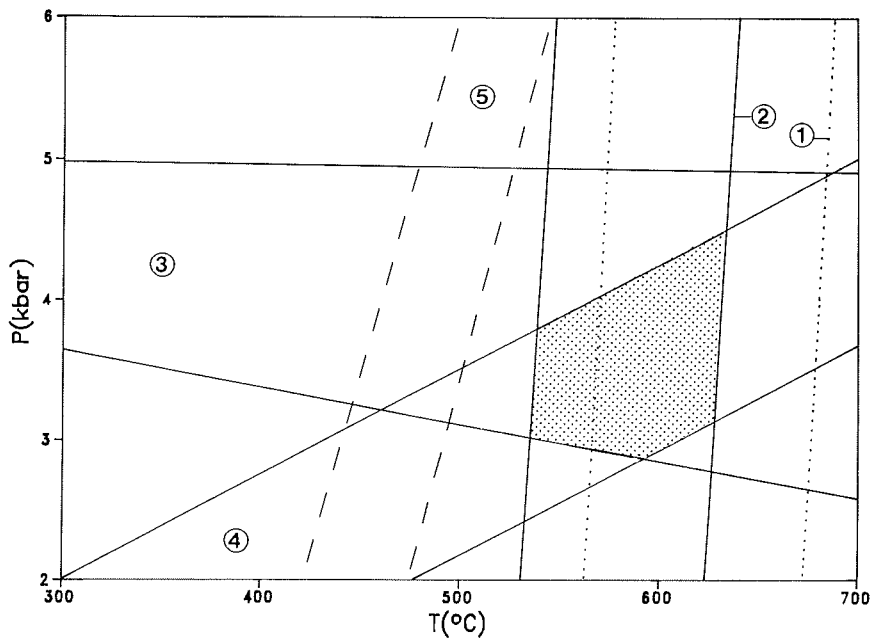


Abb. 4.-21: Druck- und Temperaturbedingungen für koexistierende Biotite, Granatsäume, Muskovite und Plagioklase des Glimmerschiefers KB 34. Erläuterungen siehe Abb. 4.-19.

5. Struktureller Bau der nördlichen Heimefrontfjella

Bereits durch frühere Arbeiten über die Heimefrontfjella (z. B. ARNDT et al. 1987, SPAETH & FIELTZ 1987, JACOBS 1991) sind dort mehrere Faltungsgenerationen sowie flache Überschiebungen mit ultramylonitischen bis kataklastischen Störungszonengesteinen bekannt. Ziel der eigenen Untersuchungen war die Beschreibung der tektonischen Elemente und ihre Zuordnung zu verschiedenen Deformationsphasen. Aussagen zu den pT-Bedingungen, dem Verformungsregime und der Kinematik bei der Bildung von Scherzonen beruhen auf mikroskopischen Gefügeuntersuchungen an Störungszonengesteinen und der Analyse von Quarzteilgefügen an einer Auswahl orientierter Proben von Myloniten und ihrer Nebengesteine.

5.1 Falten tektonik

In der nördlichen Heimefrontfjella lassen sich Bereiche mit vorwiegend flachachsiger Faltung (XU-Fjella und zentrale sowie nordöstliche Milorgfjella) von Bereichen mit vorherrschend steilachsiger Falten tektonik (im Südwesten Milorgfjellas) unterscheiden. Die verschiedenen Baustile sind wahrscheinlich auf Unterschiede im lithologischen Aufbau dieser Regionen zurückzuführen. Auch ein Einfluß der dextralen Heimefront-Scherzone (JACOBS 1991) auf den tektonischen Baustil benachbarter Gebiete ist, z. B. während einer panafrikanischen Reaktivierung dieser Scherzone, möglich.

5.1.1 Gebiete mit flach abtauchenden Faltenachsen

In Milorgfjella sind relativ enge Falten mit Amplituden von einigen 10er Metern bis zu Handstücksgröße zu beobachten, jedoch ist die Falten tektonik im wesentlichen auf die gebänderten Paragneise und Metavulkanite in diesem Gebiet beschränkt. Die Augengneise, als Metaplutonite zeigen eine konstant mittelsteil nach SE einfallende Hauptfoliation ohne erkennbare Spezialfaltung (Abb. 5.-1a und 5.-2c). Erschwert wird die Interpretation verschiedener Faltungsgenerationen durch Intrafolialfalten und Schlepplalten (*drag folds*), die mit der Anlage flacher Störungszonen verbunden sind.

In der südlichen XU-Fjella ist bei Hauglandkleppen kein kleindimensionierter Faltenbau zu erkennen. Wahrscheinlich wird eine Spezialfaltung durch die kompetente Orthogneisplatte in diesem Nunatak verhindert (Abb. 2.-15). In Bergslienfaller und Storsveenfelllet ist ein enger Spezialfaltenbau in den vorwiegend vulkanogenen Metamorphiten vorhanden. Die Paragneise und sauren Metavulkanite sind z.T. metatektisch ausgebildet. Qz-Plg-Leukosome sind mit cm-Amplituden um Kleinfaltenachsen verfal tet, die parallel zu den in der Karte erkennbaren Spezialfalten orientiert sind. Die Metatexis ist der Faltung vorangegangen, da die Quarzkörner im Leukosom deutliche Anzeichen einer postmetatektischen Deformation zeigen. B-Achsen und achsenparallele Lineare tauchen flach bis mittelsteil nach SW ein. Die verfalteten S-Flächen streichen NE-SW und fallen überwiegend steil nach SE und NW ein. Einige S-Flächen mit flacherem Einfallen stammen aus den Umbiegun gsbereichen von Kleinfalten. Die S-

Flächen besetzen einen zum Maximum der B-Achsen tautozonalen Großkreis. Eine Vergenz läßt sich weder an Einzelfalten im Gelände, noch anhand der Auswertung aller Gefügemessungen im Schmidt'schen Netz feststellen. Anzeichen polyphaser Deformation wurden in XU-Fjella nicht gefunden, so daß nur diese Abfolge rekonstruiert werden kann:

- 1.) Entwicklung einer Foliation parallel zum stofflichen Lagenbau und Metatexis
- 2.) Faltung um flach SW eintauchende B-Achsen

Die neben den plattenförmigen Orthogneisen der zentralen Milorgfjella auftretenden Metatuffite, -vulkanite und Paragneise sind im mittleren Buråsbotnen und am Süden des Leabotnen um B2-Achsen mit flachem, SE-gerichtetem Eintauchen gefaltet. Die Falten weisen Amplituden von mehreren Metern und eine deutliche NE-Vergenz auf.

In den intermediären Metavulkaniten am Nordende Vikeneggas sind bei straffem SE-Fallen der S-Flächen wenige intrafoliale Falten entwickelt, deren flach nach SE eintauchende Achsenraumlage mit den B2-Falten aus dem Inneren des Leabotnen und Buråsbotnen übereinstimmt. Die in der gleichen Polfigur (Abb. 5.-1a) wiedergegebenen, sehr flach nach SW bis nahezu W eintauchenden Faltenachsen wurden im Bereich der mächtigen Scherzone am Nordende Vikeneggas gemessen. Hierbei handelt es sich um *drag folds* innerhalb der Scherzone, die eine NW-Vergenz aufweisen und somit auch den Schersinn dieser Überschiebungszone indizieren. Häufig sind bei diesen Falten nur noch die Umbiegungsbereiche erhalten und die Faltenschenkel überdehnt und zerrissen.

In dem nach N offenen Kar zwischen Laudalkammen und Lütkenknuppen sind nur mittelsteil nach ESE bis SE abtauchende B2-Kleinfaltenachsen in der Leabotnen-Formation zu beobachten (Abb. 5.-1b). Diese relativ offenen Kleinfalten (B2) überfalten fast homoaxial isoklinale Kleinfalten (B1). Sehr deutlich entwickelte, ebenfalls überfaltete Lineare sind zu B1 gehörige Runzellineare, die durch die Überfaltung etwas steiler als die B2-Achsen nach SE eintauchen. Nur an dieser Lokalität konnte die Existenz von B1-Falten nachgewiesen werden. Durch die nahezu homoaxiale Überfaltung (B2), die auch anderenorts in Milorgfjella anzunehmen ist, werden im Gelände B1 und B2 meist nicht zu unterscheiden sein. Es kann nicht belegt werden, daß D1 tatsächlich die älteste Deformation ist. Zumindest ist ein mehraktiges D1 anzunehmen, das in einem frühen Akt eine zum stofflichen Lagenbau parallele Foliation hervorrief.

D2 hat in der Heimefrontfjella zu einem NE-vergenten Faltenbau um NW-SE orientierte Achsen geführt. Während einer jüngeren Deformation D3 wurden die Gesteine um NE-SW orientierte Achsen in Milorgfjella steilachsiger oder NW-vergent gefaltet, in SW-Sivorgfjella sogar SE-vergent (JACOBS 1991), und in zentralen Bereichen, wie der XU-Fjella, weisen die Falten eine rhombische Symmetrie auf.

In Waglenabben tauchen die B2-Achsen flach nach NW und SE ein, die S-Flächen fallen vorwiegend mittelsteil nach SW ein. Am Nordrand Waglenabbens wurden außerdem einige nach W eintauchende Achsen von Kleinfalten mit cm-Amplituden eingemessen. Diese Kleinfalten sind einige Meter unter, d. h. im Liegenden, einer bis zu 3 m

mächtigen kataklastischen Scherzone entwickelt (Kap. 5.2). Diese kataklastische Scherzone reaktivierte eine ältere, mylonitische Scherzone, bei deren Anlage die flach nach W eintauchenden Kleinfalten als intrafoliale Falten oder *drag folds* entstanden sein könnten. Für diese Interpretation spricht vor allem, daß an einem kleinen Aufschluß an der NW-Ecke Waglenabbens, der sich ca. 15 m im Liegenden der Scherzone befindet, wieder 'normale' NW-SE orientierte Kleinfaltenachsen auftreten (Abb. 2.-7).

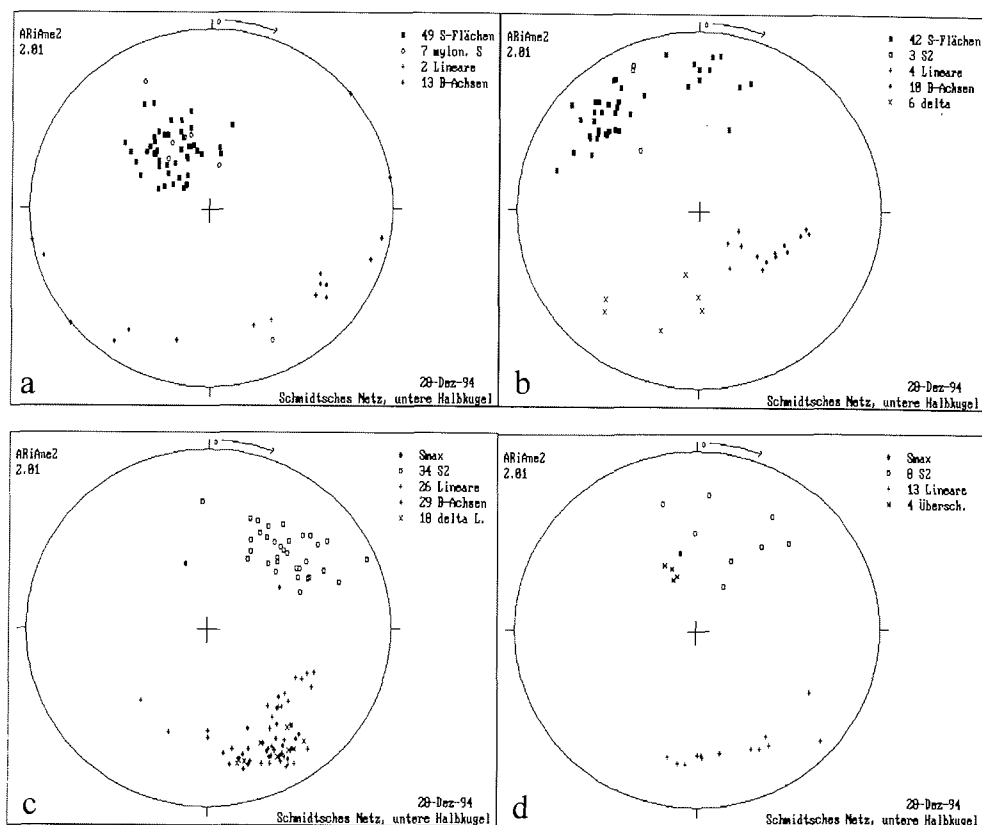


Abb. 5.-1: Polpunkt diagramme ausgewählter Bereiche von Milorgfjella: a) Vikenegga (Aufschlüsse 5-7); b) Laudalkammen, Südteil (Aufschl. 30, 31); c) Buråsbotten, Mittelsporn (Aufschl. 14-16); d) Leabotten, Südteil (Aufschl. 33-36).

Die mindestens zweiphasige Faltung von Gesteinen Milorgfjellas kommt am deutlichsten in den Nunataks von Arntzenrustene zum Ausdruck. Die S-Flächen fallen steil bis mittelsteil nach SSE bis SW ein. Eine Schar enger Kleinfalten mit vorwiegend flach nach SE eintauchenden B2-Faltenachsen gehört zu der älteren NE-vergente Faltung. Offene Kleinfalten (B3) mit steilen, wenig straff orientierten Achsen, deren Eintauchen zwischen W und SSW variiert, überfallen die flachen B2-Falten. (Durch die Streuung der B2-Achsen bei der Faltung um B3 fallen in der Polfigur für Arntzenrustene (Abb. 2.-10) einige B2-Achsen auch in den SW-Sektor.) Der tektonische Baustil Arntzen-

rustenes bildet eine Übergangsform zur steilachsigen Tektonik der südwestlichen Nunataks von Milorgfjella.

Die wichtigsten tektonischen Gefügeelemente aller Gebiete mit flach abtauchenden Faltenachsen sind auf Abb. 5.-2a,c wiedergegeben. Abb. 5.-2c zeigt das ausgeprägte Maximum bei den mittelsteil nach SSE einfallenden S1-Flächen. Die Auswertung aller B-Achsen (B2 und B3 in Abb. 5.-2a) zeigt ein Vorherrschen von flach nach SE eintauchenden Achsen; die wenigen steilstehenden oder nach SW bis W eintauchenden B-Achsen stammen vorwiegend aus Arntzenrustene. Die Unterscheidung von B2 und B3 konnte an geeigneten Aufschlüssen mit Überfaltungsstrukturen vorgenommen werden (Kap. 5.1.2).

5.1.2 Gebiete mit Schlingentektonik

In den Nunataks im Süden und Südwesten Milorgfjellas sind die Gesteine um steilstehende B-Achsen verfaltet. Offene Kulissenfalten besitzen Dimensionen ihrer Wellenlänge zwischen einigen 100 m und Handstückmaßstab. Bereiche mit Schlingentektonik werden auch aus angrenzenden Gebieten der zentralen Heimefrontfjella von JACOBS (1991) beschrieben. Die Tektonik der Nunataks zwischen Haneborg-Hansenveggen und Steenstruphorten setzt sich demnach in den Nunataks von Ustvedthorten, Furubotnaben und Torsviktoppen in Sivorgfjella-Nord fort.

In den Nunataks von Steenstruphorten bis Haneborg-Hansenveggen überwiegen Metamorphite aus sedimentären und vulkanischen Edukten. Sie bilden eine deutlich faltungsfreudigere Lithologie als die Metaplutonite im zentralen Teil Milorgfjellas. Das Auftreten der Schlingentektonik beginnt am Nordende von Haneborg-Hansenveggen. Die direkt nördlich gelegenen Nunataks von Hasselknippenova werden von stark mylonitisierten Augengneisen aufgebaut, die lithologisch den Orthogneisen des Schivestolens entsprechen. Die steilstehenden bimodalen Metavulkanite von Haneborg-Hansenveggen enthalten keine prägnanten Bezugshorizonte, so daß die Faltenamplitude nicht zu rekonstruieren ist. Auf der zugehörigen Polfigur (Abb. 2.-14) sind steil nach E abtauchende B3-Achsen und B-parallele Lineare zu erkennen. Dieses steilstehende B3 überfaltet ein älteres, flaches B2 und dessen zugehöriges Streckungslinear L2.

Am Hanssonhorna sind die Aufschlußverhältnisse günstig, so daß auch aufgrund des Wechsels zwischen Metasedimenten und sauren Metavulkaniten ein enger Spezialfaltenbau mit mittelsteil nach E abtauchenden B3-Achsen erkennbar ist (Abb. 2.-14).

Am Trapezberg konnten besonders viele Kleinfaltenachsen mit steilem, vor allem nach SW gerichtetem Abtauchen eingemessen werden (Abb. 2.-13). Die Metarhyolithe des Trapezberges finden ihre Fortsetzung im Ostteil des Magnussonknausen, wo das Abtauchen der steilen Achsen wieder mehr in NE-Richtung tendiert. Auch in diesen Aufschlüssen überfaltet das steile B3 ein älteres B2, das dadurch in seinem Azimut in alle Richtungen streut, aber meist flach abtaucht.

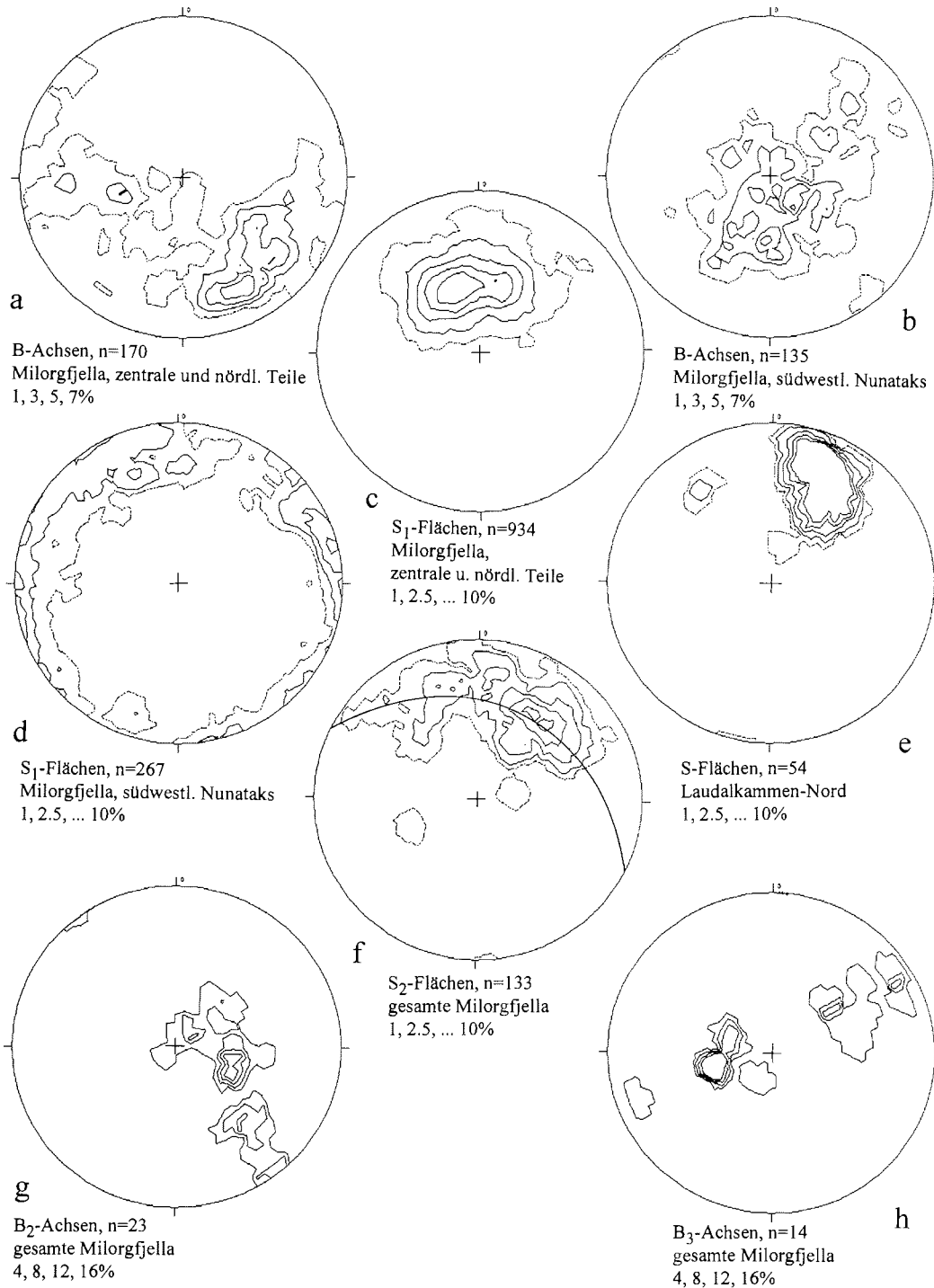


Abb. 5-2: Auswertung tektonischer Gefügeelemente Milorgfjellas in Belegungsdichtediagrammen. Erläuterungen im Text.

Besonders deutlich wird der tektonische Baustil der südwestlichen Nunataks bei Krogh-Johanssenberga und Rieber-Mohnnosa. Die Polfigur (auf Abb. 2.-13) zeigt steile, sehr straff orientierte B3-Achsen und zugehörige Runzellinare, die nach SW abtauchen. Ein Mineralstreckungslinear ist in dem eingefalteten Metaplutonit im Ostteil von Rieber-Mohnnosa besonders gut entwickelt. Es verläuft spitzwinklig zu dem B-parallelen Runzellinear und taucht steil nach SE ein. Im Gelände lassen sich in vielen Fällen Streckungs- und Runzellinear nicht unterscheiden, da beide annähernd parallel verlaufen. Mikrogefüge-Untersuchungen zeigten eine Abhängigkeit der Lineare von der Lithologie. In glimmerreichen Paragesteinen ist häufiger ein Runzellinear, in den felsischen Orthogesteinen meist ein Mineral-Streckungslinear ausgebildet. Die steilen S1-Flächen streichen vorwiegend NNW; in den feinkörnigen, glimmerreichen Paragesteinen sind häufig steile, SSE fallende S2-Flächen entwickelt.

Bei Steenstruphorten sind ebenfalls steil nach SW abtauchende Faltenachsen und zugehörige parallele Lineare eingemessen worden. Nichtzylindrische Falten (u. a. *sheath folds*) sind als älteres Strukturelement häufig zu beobachten (Abb. 2.-11). In den übrigen Nunataks der südwestlichen Kette sind B2-Falten meist zylindrisch ausgebildet. Nichtzylindrische und zylindrische B2-Falten treten nie zusammen auf, sie werden jedoch beide durch jüngere, steilachsige Falten überfaltet. Diese zweiphasige Deformation konnte von JACOBS (1991) auch in Sivorgfjella-Nord festgestellt werden:

- 1) Entwicklung der Foliation, Anlage von *sheath folds*
- 2) Überfaltung um steile Faltenachsen.

Sheath folds treten vor allem bei Steenstruphorten an Stelle der sonst verbreiteten zylindrischen B2-Falten und markieren Bereiche einer intensiveren, z. T. mylonitischen Interdeformation. Die spätere, steilachsige Tektonik ist durch Faltung um steilstehende B3-Achsen entstanden, nicht durch Rotation ursprünglich flacher B-Achsen in eine steile Position.

Die Auswertung der tektonischen Gefügeelemente in den Gebieten mit steilachsiger Tektonik zeigt eine Anordnung der S-Flächenpole an der Peripherie des Schmidt'schen Netzes (Abb. 5.-2d) und steil einfallende B-Achsen (Abb. 5.-2b). Zur Klärung der Altersabfolge verschiedener B-Achsen-Generationen eignen sich Aufschlüsse, in denen Faltenachsen-Vergitterung zu beobachten ist. An wenigen Stellen konnten überfaltete Falten eingemessen werden. Die älteren B2-Achsen tauchen nach E bis SE ein, wohingegen jüngere B3-Achsen SW-NE orientiert sind (Abb. 5.-2g,h). Die Abtauchwinkel von B3 sind sehr unterschiedlich, weil einige Werte aus dem Gebiet steilachsiger Tektonik im SW Milorgfjellas stammen.

Faßt man alle in Milorgfjella gemessenen S2-Flächen in einer Polfigur zusammen, zeigt sich eine Anordnung auf einem Großkreis mit einem Maximum bei den mittelsteil nach SW fallenden Flächen (Abb. 5.-2f). Der π -Pol dieses Großkreises (208/54) liegt in der Nähe des Maximums der B3-Achsen in den südwestlichen Nunataks (197/63). Die Faltung um B3 ist offensichtlich jünger als die Anlage der S2-Flächen, die um diese Achsen verfaltet wurden. Vor allem die S2-Werte aus dem zentralen Teil Milorgfjellas erzeugen das Maximum der nach SW einfallenden Flächen um 215/60. Das S-Flächen-

Maximum für die Magmatite der Laudalkammen-Suite (Abb. 5.-2e) liegt bei 220/65 und stimmt auffallend gut mit dem S2-Maximum überein. Die während der vermutlich panafrikanischen D3-Phase entstandenen Transversalschieferungsflächen S2 entwickelten sich parallel zu den Faltenachsenflächen von B2. Sie bilden die einzige Flächenschar innerhalb der spätkaribischen Laudalkammen-Granite. Ihr steiles SW-Fallen paßt zu einem NE-SW gerichteten Spannungsplan, der auch die NE-vergenten Falten erzeugt hat. In den südwestlichen Nunataks wurden S2-Flächen während D3 mitgefaltet, wohingegen S2-Flächen in den relativ starren Orthogneis-Körpern vorwiegend ihre prä-D3-Raumlage beibehalten haben.

5.2 Scherzonen

5.2.1 Verbreitung und Raumlage von Scherzonen

Die im Untersuchungsgebiet aufgenommenen Scherzonen können aufgrund struktureller und petrologischer Kriterien in drei Gruppen unterschieden werden:

- I) mittelsteil nach SE bis S einfallende mylonitische bis kataklastische Scherzonen von dm- bis m-Mächtigkeit;
- II) mittelsteile bis flache mylonitische Scherzonen, vorwiegend nach SW einfallend, meist einige dm mächtig;
- III) 10er bis 100er m breite Zonen steilstehender mylonitischer Gneise, meist NE-SW streichend.

Der erste Scherzontyp ist besonders im Norden Milorgfjellas verbreitet. Die vorwiegend kataklastischen, bis zu mehrere Meter mächtigen Störungszonen weisen eine nach NW bis NNW überschiebende Kinematik auf. Die mächtigsten, auf Deckentektonik hindeutenden Scherzonen sind mit Überschiebungssignatur in den geologischen Karten dargestellt (z. B. Abb. 2.-4). Da dieser Scherzontyp vor allem in den relativ massigen Augengneisen und Granitoiden von Laudalkammen, Vikenegga und Burásbotnen auftritt, ersetzt er dort offensichtlich die NW-vergenten Falten.

Weit weniger auffällig ist der zweite Scherzontyp, da er häufiger in den gebänderten Gneisen Milorgfjellas auftritt und speziell an materielle Inhomogenitäten gebunden ist. Innerhalb der Leabotnen-Formation sind besonders die quarzreichen Metarhyolithe mylonitisiert, während benachbarte Amphibolite und intermediäre Metavulkanite praktisch nicht mylonitisiert sind. Diese intraformationalen Scherzonen fallen vorzugsweise nach SW ein und zeigen eine NE gerichtete, duktile Überschiebung des Hangenden an. Sie sind z.T. durch den jüngeren, NW-vergenten Faltenbau mit verstellt worden und streuen daher relativ stark in ihrer Einfallrichtung (Abb. 5.-3).

Der gesamte Aufschlußbereich von Lauringrabben gehört zu einer mylonitischen Scherzone des dritten Typus, deren Begrenzung vom Eis verdeckt ist. Vergleichbar stark mylonitisierte Orthogneise treten weiter im Westen bei Hasselknippenova wieder auf. An beiden Lokalitäten streichen die mylonitischen S-Flächen ENE-WSW und das

Linear taucht mittelsteil nach Süden ein. Aus den σ -Klasten in den Augengneisen läßt sich ein nach Norden aufschiebender Schersinn rekonstruieren. Berücksichtigt man die Unterschiede in der Lithologie und dem tektonischen Baustil zwischen dem nördlichen bis zentralen Teil Milorgfjellas und den Nunataks im E und SW, könnten die Aufschlußbereiche von Hasselknippenova und Lauringrabben Teil einer regional bedeutsamen, NE-SW streichenden Scherzone sein, die eventuell mit der großen, transpressiven Heimefront-Scherzone (JACOBS 1991) von Sivorgfjella und Tottanfjella in Verbindung zu bringen wäre. Da Aufschlüsse zwischen Sivorgfjella und den südwestlichen Nunataks von Milorgfjella fehlen, läßt sich der weitere Verlauf der Heimefront-Scherzone nach N oder NE nur vermuten. Die sich in den Aufschlüssen Hasselknippenova und Lauringrabben andeutende Scherzone ist wahrscheinlich nur ein Zweig dieser Scherzone.

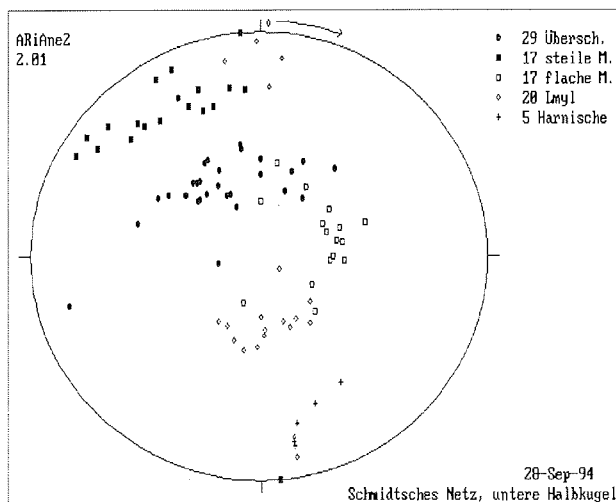


Abb. 5.-3: Synoptische Darstellung von Scherzonen Milorgfjellas. Übersch.: kataklastische Überschiebungen (hierzu Harnische); M.: Mylonite, Lmyl: mylonitisches Streckungslinear auf mylonit. S-Flächen.

Bei Rieber-Mohnnosa und Steenstruphorten ist eine Zunahme der Deformation von Bereichen mit normalem Gneisgefüge in unscharf begrenzte mylonitische Störungszonen festzustellen. Diese Mylonite werden durch die steilen B3-Falten mitverfaltet und sind daher D2 zuzuordnen. Innerhalb der Mylonite ist bei Steenstruphorten die Ausbildung von *sheath folds* in den feingebänderten Gneisen zu erkennen (Abb. 2.-11). Anhand von σ -Klasten und der steil nach SE eintauchenden Lineation läßt sich eine steil nach NW aufschiebende Kinematik dieser Scherzonen erkennen.

Aus der Parallelisierung von Faltenvergenz und Überschiebungsrichtung ergibt sich folgende zeitliche Reihenfolge für die Ausbildung von Störungszonen:

- 1) flach SW-fallende, mylonitische Störungszonen ersetzen NE-vergente (B2) Klein- und Spezialfalten;

- 2) steilstehende, nach NW aufschiebende Mylonitzonen mit *sheath folds* entstanden gleichzeitig mit der transpressiven Scherzone in der zentralen Heimefrontfjella ("Typ 4c-Scherzonen" nach JACOBS 1991) und sind wahrscheinlich auch D2 zuzurechnen;
- 3) mittelsteil SE-fallende Überschiebungsbahnen, die mit zunehmender Mächtigkeit immer deutlicher kataklastisch werden und alle älteren Strukturen durchschlagen, vertreten weitgehend die relativ offenen, NW-vergenten B3-Falten.

Tab. 5.-1: Deformationsphasen, zugehörige tektonische Elemente und ihr (wahrscheinliches) Alter.
Alter:

D1	B1; S1; Deckenbau?	kibarisch
D2	B2 verfaltet S1; Mylonitzonen analog zum Typ 4c (s.o.), S2, SW-fallende Mylonite	spätkibarisch
D3	B3 verfaltet S2; SE-fallende Mylonit- und Kataklastiziten	panafrikanisch
D4	steilstehende Störungen (Blocktektonik)	phanerozoisch

Gegenüber dem Modell von JACOBS (1991) für die gesamte Heimefrontfjella ergeben sich zwei Unterschiede. Einerseits wurde für dessen D1-Deckenstapel kein Beleg in der nördlichen Heimefrontfjella gefunden, so daß ein solcher hier bei der Abfolge der Deformationsstadien mit einem Fragezeichen versehen wurde. Außerdem wurde die Deformation während der grünschieferfaziellen Metamorphose, die zur Anlage der NW-gerichteten Überschiebungen und wahrscheinlich auch der SW-NE-orientierten Falten geführt hat, von JACOBS (1991) in zwei Ereignisse D2 und D3 getrennt. Diese Trennung ist in der nördlichen Heimefrontfjella nicht nachzuvollziehen, weil NW-vergente B3-Falten nicht zusammen mit NW-gerichteten Überschiebungen auftreten. Daher wird angenommen, daß diese Überschiebungen und die B3-Falten einem einzigen Ereignis zugeordnet werden können (Tab. 5.-1). Aufgrund der K/Ar-Alterszahlen von neugebildeten Hellglimmern (JACOBS 1991, S. 88) ist ein panafrikanisches Alter dieses Ereignisses (D3) wahrscheinlich.

Für die Zerblockung des Gebirges an steilen Störungen sind mehrere Phasen anzunehmen. Eine ältere bruchtektonische Phase ist unter grünschieferfaziellen Bedingungen abgelaufen und daher dem Ende des panafrikanischen Ereignisses (D3) zuzuordnen. Hierbei wurden Schwächezonen im Grundgebirge wie z.B. Aufstiegswege basischer Dykes als Bewegungshorizonte reaktiviert und dabei Dykes phyllonitisiert (Abb. 3.-9). Das heutige Makrorelief mit dem steilen Escarpment am NW-Rand der Heimefrontfjella und der quer verlaufenden Gliederung ist das Ergebnis von Vertikalbewegungen in der Oberkreide (D4), die mit der Öffnung des Südpolarmeeres zwischen Ostantarktika und Afrika zusammenhängen (JACOBS et al. 1992).

5.2.2 Scherzonengesteine und ihre Mikrogefüge

Bei der Beschreibung der Scherzonen- oder Störungszonengesteine wird auf die Nomenklatur von HEITZMANN (1985) zurückgegriffen. Die kataklastischen Gesteine der deckenartigen Überschiebungszonen konnten besonders gut am Nordende Vikeneggas und am Nordrand von Waglenabben untersucht werden. Die Gesteine bilden einen festen, gegenüber ihren Ursprungsgesteinen jedoch leichter zu erodierenden Verband. Am Nordende Vikeneggas erreicht die Scherbahn eine Mächtigkeit von ca. 6 m (Abb. 5.-4a). Im Querprofil erkennt man, daß sich die gesamte Scherbahn in einen Komplex sigmoidaler Scherkörper ("Scherfische") gliedert, die bis zu 0,5 m mächtig und teilweise mehr als 1 m lang werden (Abb. 5.-4b). In den ausgelängten Enden der Scherkörper und an den Grenzen zwischen benachbarten Scherkörpern nimmt das Gestein einen phyllonitischen Habitus an. Die Scherflächen sind dicht mit Chlorit besetzt, der retrograd aus den im metavulkanitischen Ausgangsgestein enthaltenen Mineralen Bt und Hbl hervorgegangen ist. Die Geometrie der Scherkörper zeigt einen Transport des Hangenden nach NNW an. *Drag folds* in gebänderten, weniger gescherten Gesteinspartien besitzen nahezu horizontale, WSW-ENE orientierte Achsen und sind N-vergent. Die Kerne größerer "Scherfische" enthalten kompakte, quarzreiche Gneise, deren harte Oberflächen eine Harnischstriemung zeigen, die mittelsteil nach 150-170° eintaucht.

Petrographisch handelt es sich bei diesen weniger stark deformierten Kernen um KFP-Plg-Qz-Gneise, die außer den genannten Gemengteilen nur noch opake Erzpartikel in kubischer Tracht enthalten. Der fein- bis feinstkörnige Quarz ist zu dünnen Strähnen ausgelängt, die eine interne Subkorn-Felderung zeigen. An spitzwinklig zu den äußeren Korngrenzen der in S gelängten Quarzdomänen verlaufenden Subkornengrenzen hat die Bildung von Quarz-Rekristalliten begonnen. Erkennbar wird dies beim Einschieben des Gipsplättchens (Rot I) in den Strahlengang des Mikroskops, weil die neuorientierten Rekristallite von ihrer Umgebung aus gestrainten Altkörnern abweichende Farben zeigen.

Die Feldspäte sind überwiegend zerbrochen und die Bruchstücke verdriftet. In den Zwischenräumen ist feinkörniger Quarz neukristallisiert. Die Scherzonengesteine von Vikenegga sind offensichtlich bei einem einaktigen Überschiebungsvorgang gebildet worden, da sich keine älteren, höher temperierten mylonitischen Reliktstrukturen erkennen lassen. Hierin unterscheiden sich diese Gesteine vom Kataklastit am N-Rand Waglenabbens.

Der Kataklastit aus der Störungszone am N-Rand Waglenabbens ist etwa 3 m mächtig. Sigmoidale Scherkörper sind nicht ausgebildet; das Gestein ist ein Orthokataklastit mit cm-großen Porphyroklasten. In der feinstkörnigen Grundmasse überwiegt Epidot, der dem Gestein eine grünliche Färbung verleiht. Daneben enthält die Matrix Quarz, Feldspäte, Chlorit und Titanit. Abschnitte von einigen cm Mächtigkeit zeigen Wechsel zwischen Ortho- und Ultrakataklastiten, wodurch Lagen mit Feinlamination entstanden sind. Die Porphyroklasten bestehen aus Bruchstücken der metavulkanitischen Edukte und einzelnen Quarz- und Feldspat-Bruchstücken. Die polymineralischen Porphyroklasten lassen ein typisch mylonitisches Gefüge mit Schrägquarzen und duktil deformierten Feldspäten erkennen. Die letzte Scherung aktivierte offensichtlich eine ältere

mylonitische Störungszone, und das dabei entstandene Gestein ist als Orthokataklastit nach einem Mylonit anzusprechen. Wegen der Rotation der Porphyroklasten können keine Rückschlüsse auf die Kinematik der älteren Störungszone gewonnen werden. Fragmentzüge an porphyroklastischen Feldspäten indizieren für die jüngere, kataklastische Scherzone einen "Top nach NNW"-gerichteten Schersinn.

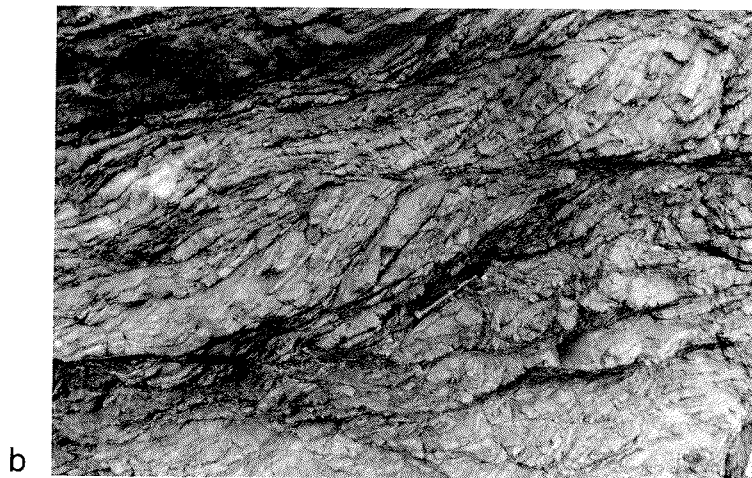
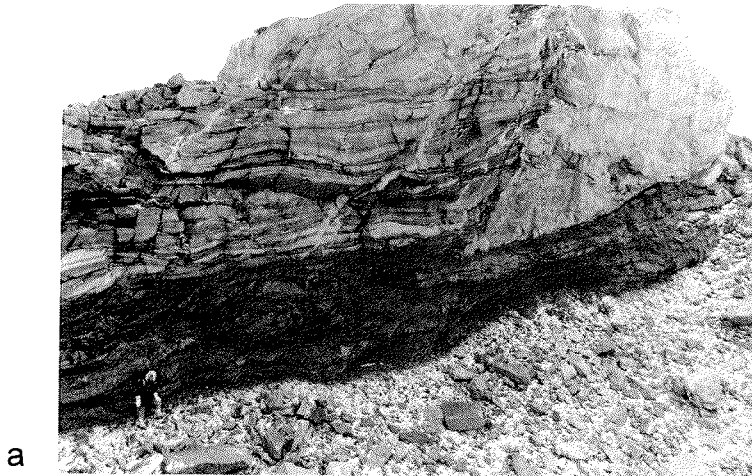


Abb. 5.-4: a) Kataklastische Überschiebungszone, Nordende Vikenegga, Blick nach SW. b) Detailaufnahme; sigmoidaler Scherkörper in der Überschiebungsbahn, Schersinn des Hangenden nach NW (rechts).

Gesteine der 1,0 - 1,5 m mächtigen Scherzone im Liegenden des Diorits von Laudalkammen zeigen ein ähnliches ortho- bis ultrakataklastisches Mikrogefüge wie die Störungszonengesteine von Waglenabben. Möglicherweise bildet diese Störungszone vom Laudalkammen die südliche, durch subvertikale Abschiebungen versetzte Fortset-

zung der Störungszone von Waglenabben. Solche steilen, NE-SW streichenden Abschiebungen, die jünger als die flachen Überschiebungsbahnen sind, treten im nördlichen Teil Laudalkammens an mehreren Stellen auf (Abb. 2.-7).

Die relative Altersabfolge von Myloniten, die auf einem retrograden Metamorphoseast gebildet wurden (Kap. 4), läßt sich anhand der Mikrogefüge duktil auf Deformation reagierender Minerale erstellen. Im Folgenden sollen die wichtigsten Gefügemerkmale, beginnend bei den tiefsttemperierten, jüngsten Störungszonengesteinen, beschrieben werden.



Abb. 5.-5: Probe KJ 01, protomylonitischer Augengneis, Leabotnen. Stark geplättete Quarzkristalle mit einsetzender Rekrystallisation an den Korngrenzen (Pfeil). X Nicols, Länge der unteren Bildkante 1,3 mm.

Bereits unterhalb seiner Rekrystallisationstemperatur (ca. 280°C) kann Quarz bei Anwesenheit von Wasser kalt deformiert werden. Die hierzu notwendigen Mindesttemperaturen betragen 150-200°C (VOLL 1969). Die bei der Kaltdeformation entstehenden Gleitflächen sind Basis- und Prismenflächen des Quarzgitters. Bewegungen auf diesen Flächen führen zum undulösen Auslöschen der Quarze. Dieser tiefsttemperierte und relativ schwache Interndeformation anzeigende Gefügetyp ist nur im Nebengestein von Mylonitzonen (und generell in den schwach deformierten spätkibarischen Magmatiten der Laudalkammen-Suite) überliefert; bei höheren Verformungsraten entstehen die zuvor beschriebenen Kataklasite.

Bei höheren Temperaturen führt die Gitterleitung auf Basis- und Prismenflächen der Quarze zu extrem deformierten Kornformen (Abb. 5.-5). Die Körner sind in einem plättenden Verformungsregime sowohl in X-, als auch in Y-Richtung des finiten Verformungsellipsoids gelängt. Feldspäte reagieren in diesem Temperaturbereich bruchhaft. Dieser Gefügetyp ist meist im Nebengestein von Mylonitzonen und z. T. auch in protomylonitischen Augengneisen entwickelt.



Abb. 5.-6: Probe KS 23, protomyl. Augengneis, Brandstornabben. Fortgeschrittene Verdrängung von Qz-Altkörnern durch Rekristallisate (*core and mantle*). X Nicols, Länge der unteren Bildkante 3,2 mm.

Bei ca. 280°C setzt die Rekristallisation von Quarz ein (VOLL 1969). Die dynamische Rekristallisation beginnt an den Rändern der Körner und führt zunächst zur Bildung von Subkörnern $<10\ \mu\text{m}$ (Abb. 5.-5). Durch Korngrenzenmigration wachsen die günstiger zum lokalen Stressfeld orientierten Subkörner in benachbarte Altkörner ein (WHITE 1976). Dabei entstehen *core and mantle*-Strukturen (Abb. 5.-6), deren Endstufe bei geringen Verformungsraten polygonale Pflastergefüge sind. VOLL (1969) nimmt Temperaturen oberhalb 440-480°C für die Polygonisation des Quarzes an. Bei höheren Verformungsraten werden auch die Rekristallisate in Richtung der X-Achse des Strainellipsoids gelängt, was nur partiell durch intrakristallines Gittergleiten kompensiert werden kann. Durch fortgesetzte Rekristallisation stellt sich auf Dauer eine von der Verformungsrate (bei unveränderten Temperaturen und ausreichendem Wasserangebot) abhängige Korngröße ein (LISTER & SNOKE 1984). Die dabei entstehenden Schrägquarzgefüge (Abb. 5.-19) sind kennzeichnend für Orthomylonite Milorgfjellas. Diese Mylonite enthalten, sofern sie keine ältere, höher temperierte Mylonitzone reaktivierten, kataklastisch beanspruchte Feldspäte. Kalifeldspäte zeigen allerdings an Kontaktstellen zu anderen Sprödmineralen eine vermehrte, straininduzierte Albitentmischung. Perthitbildung und das geschilderte Verformungs- und Rekristallisationsverhalten der Quarze sind kennzeichnend für die mittlere Grünschieferfazies (PRYER 1993). Anzeichen höher temperierter Deformation sind in den als panafrikanisch interpretierten Myloniten nicht beobachtet worden.

Das Mikrogefüge des Orthomylonits KS 19 (siehe auch Kap. 5.2.3.2) wurde unter Bedingungen der tiefsten Amphibolitfazies deformiert (D2 ?) und später nicht mehr überprägt. Er enthält Quarzbänder (Abb. 5.-7a), deren Einzelkörner polygonale Korngrenzen aufweisen. Interessant sind die Deformationserscheinungen an den Feldspäten:

Sowohl Plagioklas als auch Kalifeldspat zeigen ausgeprägtes undulöses Auslöschen und eine beginnende Subkornbildung. Die Plagioklase enthalten oft spitz zur Kornmitte auslaufende Deformationslamellen (Abb. 5.-7b). Die duktile Verformung von Plagioklas setzt bei ca. 450°C ein (PRYER 1993). Aufgrund der relativ intensiven Verformung der Feldspäte werden mindestens Bedingungen der unteren Amphibolitfazies bei der Bildung diese Mylonits angenommen.

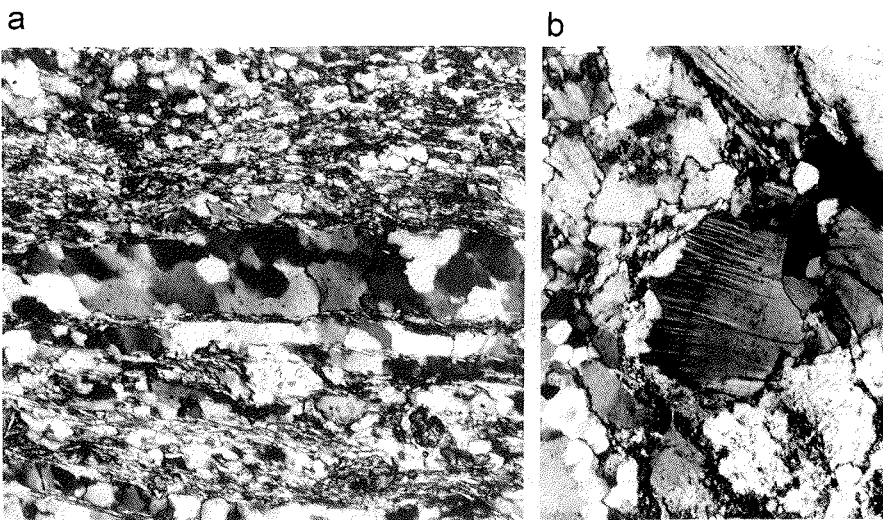


Abb. 5.-7: Probe KS 19, Orthomylonit, Buråsbotnen. X Nicols, Länge der vertikalen Bildkanten 0,9 mm.
a) Bänderquarze Typ B2 (BOULLIER & BOUCHEZ 1978);
b) Deformationslamellen in einem Plagioklas.

Durch das Erreichen von Metamorphosebedingungen an der Granit-Solidus-Kurve im Verlaufe der kibarischen Orogenese entstanden vor allen aus den Quarz-Feldspat-Gneisen Migmatite (Kap. 3.1.3). Mikrogefüge aus dem prograden Metamorphoseast sind dadurch ausgelöscht worden, so daß zur frühkibarischen Strukturentwicklung keine Aussagen möglich sind. Da die Heimefrontfjella während der kibarischen Orogenese die Rekristallisationstemperaturen von Quarz, Feldspäten und Glimmern überschritten hat, können auch ältere, getemperte Mylonite dieser Orogenese granoblastische Pflastergefüge zeigen. Die spätere Beanspruchung während der panafrikanischen Orogenese macht sich in einer Kaltdeformation (Gleitlamellen) der Quarze bemerkbar. Getemperte Gefüge sind in den Vergleichsproben aus der zentralen Heimefrontfjella mehrfach beobachtet worden (Kap. 5.2.3).

Mylonitische Gefüge konnten auch in den Amphiboliten beobachtet werden. Die Proben KF 21a und b stammen aus einer 4-5 m mächtigen Amphibolit-Lage im Südteil von Vikenegga. Das Gestein ist konkordant in die Leabotnen-Formation eingeschaltet, weist aber von den S-Flächen im Nebengestein abweichende interne S-Flächen auf. Größere und feinere Gesteinspartien innerhalb dieses Amphibolits wurden beprobt und

durchlichtmikroskopisch untersucht. Die größeren Gesteinspartien enthalten bis zu 1 mm große Hbl-Porphyroblasten. Die schwach pleochroitischen, hellgrünen Hornblenden sind randlich zunächst in grünen Biotit, dieser weiter außen in Mg-Fe-Chlorit mit anomal lederbraunen Interferenzfarben umgewandelt worden. Die Umwandlung von Biotit in Chlorit zeigt die grünschieferfaziellen Bedingungen der Mylonitisierung an, die deshalb als Ereignis der panafrikanischen Orogenese (D3) eingeordnet werden kann. Die Hornblenden bilden σ -Klasten, deren Druckschattenhöfe aus den genannten Phyllosilikaten bestehen. Als Anzeichen für *simple shear* und als Schersinnindikatoren sind neben den σ -Klasten auch "V-pull-apart"-Mikrostrukturen (HIPPERTT 1993) in Hornblenden entwickelt, in deren Zwischenräumen Chlorit quergesproßt ist (Abb. 5.-9). Die feinstkörnige mylonitische Matrix besteht aus Klinozoisit, etwas Epidot, Chlorit und dynamisch rekristallisiertem Albit. Der Klastenanteil der gröberkörnigen Variante liegt bei 40-50 %, d. h. das Gestein ist als Protomylonit nach einem Metabasit anzusprechen. Das feinkörnigere Gestein KF 21b enthält Pophyroblasten mit Durchmesser bis 0,5 mm. Außer Hornblende bilden auch relativ frische tafelige Plagioklase gleicher Größe Pophyroblasten. Die Hbl- σ -Klasten enthalten wie in der gröberkörnigen Variante Biotit im Klasten-nahen Bereich, der weiter außen in Chlorit umgewandelt ist. Auch die feinkörnige Gesteinsvariante ist als Protomylonit anzusprechen; sie unterscheidet sich vom gröberkörnigen Protomylonit nur durch die Größe der Klasten.

Die postkibarischen basischen Dykes (Abb. 3.-9) wurden während der panafrikanischen Orogenese z. T. intensiv deformiert. Außerdem waren sie von einer Umwandlung ihres ursprünglichen Mineralbestandes betroffen. Vor allem die Neubildung von Chlorit aus Biotit und Hornblende sowie die mit der Saussuritisierung der Plagioklase verbundene Neubildung von Hellglimmern, führten zu einer idealen Zusammensetzung für die Entwicklung einer phyllonitischen Textur.

In Störungszonegesteinen sind aus der räumlichen Beziehung von Mineralen, die unter den jeweiligen pT -Bedingungen spröde, duktil oder auch durch weitgehende Rekristallisation reagieren, Schersinnbestimmungen möglich. In sauren Störungszonegesteinen Milorgfjellas sind häufig Plagioklasklasten zu beobachten, die in der XZ-Schnittlage des finiten Strainellipsoids asymmetrische Druckschattenhöfe aufweisen. In dem abgebildeten Beispiel (Abb. 5.-8) bestehen die Druckschattenhöfe aus etwa 5-10 μm durchmessenden Quarzkörnern. Die gedachten Mittellinien der keilförmigen Druckschattenhöfe treffen sich im Mittelpunkt des Plagioklas-Klasten, so daß nach der Nomenklatur von PASSCHIER & SIMPSON (1986) ein σ_a -Klast vorliegt. Vergleichbare Strukturen wurden mit Druckschattenhöfen aus neukristallisiertem Muskovit beobachtet; in mylonitisierten Amphiboliten findet man Titanit- und Erz-Klasten mit Druckschattenhöfen aus Biotit oder Chlorit.

Weitere, relativ häufige Schersinnindikatoren sind SC-Gefüge. Hierbei sind in Gesteinen Milorgfjellas SC-Gefüge mit sigmoidalen Glimmerfischen (Typ II-SC, LISTER & SNOKE 1984) seltener, als die bereits makroskopisch im Aufschluß zur Schersinnbestimmung verwendbaren SC-Gefüge vom Typ I. Sie zeigen zwei Foliationssysteme, die aus Mikroscherbahnen (C) und sigmoidal verschleppten S-Flächen bestehen.

Schrägquarzgefüge sind nach LISTER & SNOKE (1984) Sonderformen von SC-Gefügen, die in monomineralischen Quarziten und Quarzlagen zur Identifikation der Schersinns herangezogen werden können (Abb. 5.-19). Neben dem Schersinn zeigen diese Gefügetypen auch Verformung unter einfach scherenden Bedingungen an, während Druckschattenhöfe auch bei koaxial deformierten Metamorphiten auftreten.

Aus der Anordnung von Bruchstücken spröder Kristalle in einer duktilen Matrix läßt sich häufig der Schersinn bestimmen, wenn diese Bruchstücke gegeneinander verdriftet wurden. Kleine Fragmentzüge an größeren Klasten zeigen direkt die Kinematik der Scherung an. Sehr häufig treten antithetische Mikroscherbrüche (*bookshelf*-Gefüge) in den protomylonitischen Augengneisen Milorgfjellas auf (Abb. 3.-7). Diese Abschiebungen führen einerseits zu einer Längung des fragmentierten Korns in X-Richtung und andererseits wird durch den Versatz der einzelnen Bruchstücke der Schersinn angezeigt. Als eine Sonderform des *bookshelf*-Gefüges sind "*V-pull-apart*"-Strukturen (HIPPERT 1993) aufzufassen. Durch die Rotation von Fragmenten um eine Achse parallel Y öffnen sich keilförmige Spalten, die mit Neukristallisaten gefüllt werden (Abb. 5.-9).

Die Ergebnisse der Schersinnbestimmungen an orientiert entnommenen Proben sind in Abb. 5.-23 synoptisch dargestellt.

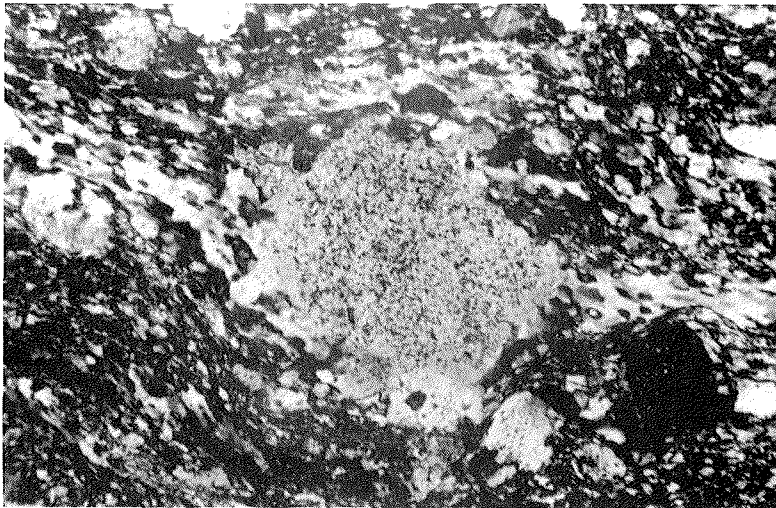


Abb. 5.-8: Feldspat- σ -Klast in einem Orthomylonit (KJ 18). Kinematik: Top nach links (NW); X Nicols, Länge der unteren Bildkante 1,3 mm.

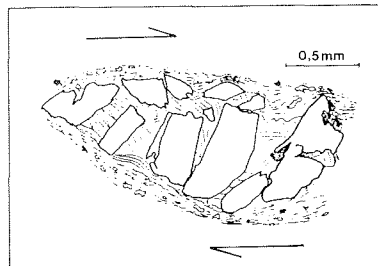


Abb. 5.-9: 'V-pull-apart'-Mikrostrukturen (HIPPERT 1993) in einem Amphibolit (KF 21a). Klasten: Hornblende; Zwickelfüllung: anomal lederbrauner Chlorit.

5.2.3 Quarz-Teilgefüge von Scherzonengesteinen und ihren Nebengesteinen

5.2.3.1 Grundlagen und Methodik

Quarzkristalle weisen in quarzreichen Tektoniten und somit auch in Myloniten in aller Regel eine Vorzugsorientierung (Textur) auf. Die Untersuchungen der kristallographischen Vorzugsorientierung von Quarzen wird durchgeführt, um aus dem Vergleich gemessener Quarztexturen mit Regelungsmustern von Tektoniten mit bekannter Deformationsgeschichte, mit Texturen experimentell verformter Quarzite sowie rechnerisch simulierten Texturen einerseits Informationen über Verformungsregime und -kinematik (z.B. LAW et al. 1984, SCHMID & CASEY 1986), andererseits über Deformationsmechanismen (z.B. LISTER et al. 1978) zu erhalten. Quarz ist vor allem wegen seines häufigen Auftretens in krustalen Gesteinen und seiner empfindlichen Reaktion auf Stress für diese Untersuchungen geeignet. Aus diesen Gründen wurde die Vorzugsorientierung von Quarz häufiger als von allen übrigen Mineralen untersucht (KRUHL 1991).

Prozesse, die zur Texturbildung führen können, sind:

- Dislokationsgleiten auf Kristallgitterebenen
- dynamische Rekristallisation
- Korngrenzengleitung
- Verzwillingung

Wie diese Prozesse bei der Texturbildung zu wichten sind, wird z. Zt. noch diskutiert. Temperatur, Druck und Wassergehalt sind die wichtigsten Parameter, die die plastische Deformation von Quarz beeinflussen. In geologisch relevanten Druck- und Temperaturbereichen ist das Dislokationsgleiten offenbar der vorherrschende Prozeß. Bei homogener Verformung sind dazu fünf unabhängige Gleitsysteme erforderlich, um die Kohärenz zu wahren (VON MISES-Kriterium). Folgende Gleitsysteme im Quarzgitter sind bekannt (NICOLAS & POIRIER 1976, S. 200ff, LAW et al. 1990):

Basis {001}	Gleitrichtung:	$\langle a \rangle$
Prismen {100} m		$\langle a \rangle$, $\langle c \rangle$ oder $\langle c+a \rangle$
Prismen {110} a		$\langle c \rangle$
pos. Rhomboeder r {101}		$\langle a \rangle$ oder $\langle c+a \rangle$
neg. Rhomboeder z {011}		$\langle a \rangle$ oder $\langle c+a \rangle$
steile Rhomboeder $+\pi$ {102}		$\langle a \rangle$ oder $\langle c+a \rangle$
steile Rhomboeder $-\pi$ {012}		$\langle a \rangle$ oder $\langle c+a \rangle$
trig. Dipyramiden {212}		$\langle c+a \rangle$

(Zur Vereinfachung wird nur die hkl-Schreibweise der Miller-Bravais-Indizes angegeben.)

Nur die Basis-, Prismen- und pos./neg. Rhomboeder- $\langle a \rangle$ -Gleitsysteme, bei höheren Temperaturen auch die Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung, sind bei der plastischen Deformation des Quarzes von Bedeutung (MAINPRICE et al. 1986).

Die Rolle der dynamischen Rekristallisation bei der Texturbildung wurde lange unterschätzt. LISTER & PRICE (1978) und PRICE (1985) verneinten eine wesentliche Rolle der

dynamischen Rekristallisation, und bei den computersimulierten Quarztexturen von LISTER & HOBBS (1980) und LISTER (1981) war den Kristallen von Modellquarziten nur intrakristallines Dislokationsgleiten auf verschiedenen Gitterebenen erlaubt. Häufig ist jedoch, wie auch das vorliegende Probenmaterial der Heimefrontfjella zeigt, ein nicht unerheblicher Teil des Quarzes rekristallisiert. Ein an den Beobachtungen natürlicher Mikrostrukturen orientiertes Simulationsmodell, das die dynamische Rekristallisation berücksichtigte, ergab Texturen, die den natürlichen Quarztexturen besser entsprachen (JESSEL & LISTER 1990). LLOYD & FREEMAN (1994) unterscheiden vier Prozesse der dynamischen Rekristallisation: 1.) Subkorn-Rotation; 2.) Subkorn-Wachstum; 3.) Korngrenzenmigration; 4.) Kornwachstum.

Die Punkte 2.) bis 4.) bilden verschiedene Endglieder von Stoffmigrationsvorgängen und werden unter dem Begriff "Migration" der "Rotation" gegenüber gestellt. Der prinzipielle Unterschied für die Texturbildung besteht darin, daß bei der Rotation die Orientierung des neuen (Sub-)Korns aus der Orientierung seines Ursprungskorns abzuleiten ist, bei der Migration hingegen die Orientierung der Nachbarkörner auf das neue (Sub-)Korn übertragen wird.

Kornrenzengleitung ist in Phyllosilikat-führenden Gesteinen ein wichtiger Prozeß; in reinen Quarziten wird die Kornrenzengleitung erst bei hohen Temperaturen und Korngrößen zwischen 1 und 10 μm zum dominierenden Prozeß der plastischen Deformation. An der Grenze zum Granit-Liquidus-Bereich kann sie zur Superplastizität führen. Eine Vorzugsorientierung geht durch das Kornrenzengleiten verloren (LAW 1990).

Die Verzwillingung nach dem Dauphiné-Gesetz hat keinen Einfluß auf die Orientierung der Quarz-c-Achse; durch die 180°-Gitterrotation werden allerdings die Gleitebenen r und z vertauscht, was einen Einfluß auf die Texturbildung hat (PRICE 1985).

Durch eigene Untersuchungen an Myloniten und ihren Nebengesteinen sollen Aussagen zu Deformationsbedingungen, d. h. Verformungsregimen sowie Kinematik, und indirekt auch zu p-T-Bedingungen gewonnen werden. Vor allem für die Texturen von a- und c-Achsen natürlich deformierter Quarzite stellten LAW et al. (1984) und SCHMID & CASEY (1986) Zusammenhänge zwischen bestimmten Texturmustern und dem Verformungsregime fest, die in Diagrammen für reine Scherung (*pure shear*) und einfache Scherung (*simple shear*) resultierten (Abb. 5.-10a,b). In der Folgezeit wurden diese Ergebnisse durch Analysen vollständiger Quarztexturen (z.B. LAW 1990 und weitere Referenzen darin) und neue Computersimulationen bestätigt (JESSEL 1988, JESSEL & LISTER 1990).

Die Untersuchungen zur Gefügeregelung der Quarze wurden sowohl mit einem U-Tisch als auch mit einem Röntgentexturgoniometer der Fa. SIEMENS vorgenommen. Röntgentexturgoniometrische Aufnahmen ermöglichen die Ermittlung vollständiger Quarztexturen. Zur Charakterisierung des Verformungsregimes ist neben der Quarz-c-Achsen- besonders die -a-Achsen-Textur zu interpretieren.

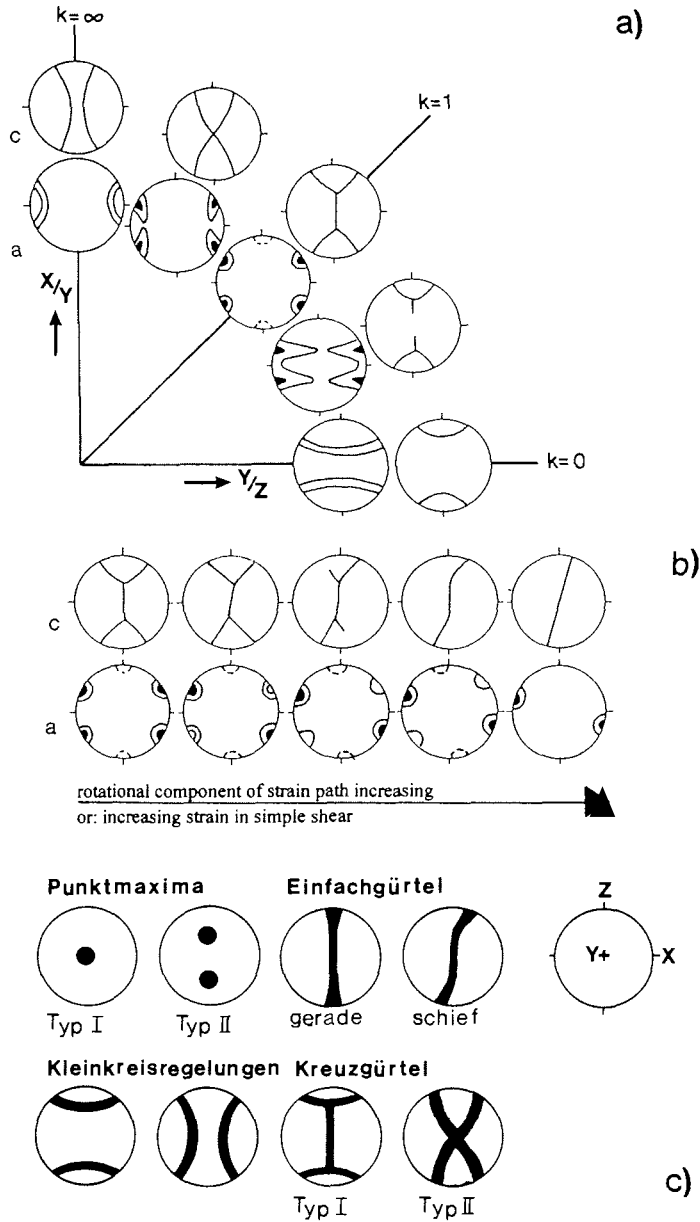


Abb. 5.-10a-c: Regelungsmuster der c- und a-Achsen von Quarz im *pure shear*- (a) und *simple shear*- (b) Regime (SCHMID & CASEY 1986); c) wichtige Regelungstypen von Quarz-c-Achsen.

Mit dem Röntgentexturgoniometer wurden die Reflexe $\{110\}$ und $\{112\}$ gemessen (Tab. 5.-2), deren genaue 2Θ -Positionen vorher mit Beugungsaufnahmen ermittelt wurden. Die Auswahl der genannten Reflexe erfolgte unter dem Aspekt hoher Intensität und fehlender Überlagerung durch Reflexe anderer Minerale. Mit den Rechenprogram-

men RGAX (SIEMES 1967) und MENTEX (SCHAELEN & SIEMES 1991) wurden die gemessenen Polfiguren vervollständigt und die Polfiguren des überlagerten Reflexes {100} und des nicht direkt meßbaren Reflexes (001) berechnet. Weitere Gitterebenen r und z wurden nur an einer Probe (Quarzit 1608B) gemessen, da dieser kombinierte Reflex ansonsten von Feldspatreflexen überlagert ist.

Die Darstellung der Daten erfolgt in bezug auf die Koordinaten des Verformungsellipsoids XYZ. Soweit bei den einzelnen Proben keine weiteren Angaben erfolgen, liegt X parallel zur Streckungslineation und Z senkrecht zur Foliation, Y steht senkrecht zu diesen beiden Achsen. Mit den gemessenen und berechneten Daten mußten jeweils zwei Rotationsoperationen durchgeführt werden:

- da zur Messung YZ-Probenschnitte wegen der günstigeren Orientierung der Quarzprismen verwendet wurden, erfolgte eine 90°-Rotation in die XZ-Schnittlage, und
- weil die vom Rechenprogramm vorgegebene Darstellung in der oberen Halbkugel des Schmidtschen Netzes erfolgte, wurden die Polfiguren 180° um Y rotiert, wodurch eine einheitliche Darstellung auf der unteren Halbkugel für röntgenometrische und lichtoptische Messungen erreicht wurde.

Bei der Röntgentexturgoniometer-Methode beträgt der Meß- und Rechenaufwand pro Probe netto ca. 24 Stunden. Die Messung von 200-300 Quarz-c-Achsen mit dem U-Tisch dauert ca. 5 Stunden, die Eingabe in den Rechner und Verarbeitung der Daten mit dem Programm ARiAne (ADAM 1989) zusätzlich 1,5 Stunden. Neben dem geringeren Zeitaufwand ist die selektive Meßmöglichkeit ein wichtiger Vorteil der U-Tisch-Methode; allerdings ist optisch nur die c-Achse meßbar. Das Röntgentexturgoniometer integriert über die Probenfläche, und alle überlagerungsfreien Gitterebenscharen mit ausreichender Reflexintensität können gemessen und vollständige Polfiguren berechnet werden.

Tab. 5.-2: Aufnahmebedingungen für Röntgentexturgoniometer-Aufnahmen der Quarzgefüge.

Strahlung	Cr-K α (2,28972 Å)		
Röhrenspannung	30 kV		
Stromstärke	16 mA		
Zählrohrfilter	Vanadium		
Zählrohrblende	-Höhe	1.0 cm	
	-Breite	1.0 cm	
Detektor	Szintillationszähler Na(Tl)J		
Reflex	{110}	{112}	r+z
Zählrohrstellung (2 θ)	30.9°	77.8°	40.5°
Untergrund 1 (2 θ)	29.0°	75.0°	43.5°
Untergrund 2 (2 θ)	-	81.0°	-
Aperturblenden	-Höhe	10 mm	
	-Breite	1.5 mm	3.4 mm 2.0 mm

5.2.3.2 Ergebnisse vollständiger Quarztexturanalysen

Die Ergebnisse von 10 mit dem Röntgentexturgoniometer und dem U-Tisch sowie weiteren 12 mit dem U-Tisch untersuchten Proben werden in den folgenden Ausführungen erläutert. Zusätzliche in Tab. A.-1 angeführte Proben entsprechen i. w. den hier dargestellten Resultaten, mit einer Ausnahme: Quarz zeigte in allen untersuchten Proben abgesehen vom Bt-Amphibolschiefer KF 10 eine Vorzugsorientierung. Offenbar hat der hohe Gehalt an Phyllosilikaten in KF 10 eine Quarzregelung verhindert, und der vorherrschende Prozeß der Gefügebildung war die Korngrenzgleitung (PRICE 1985).

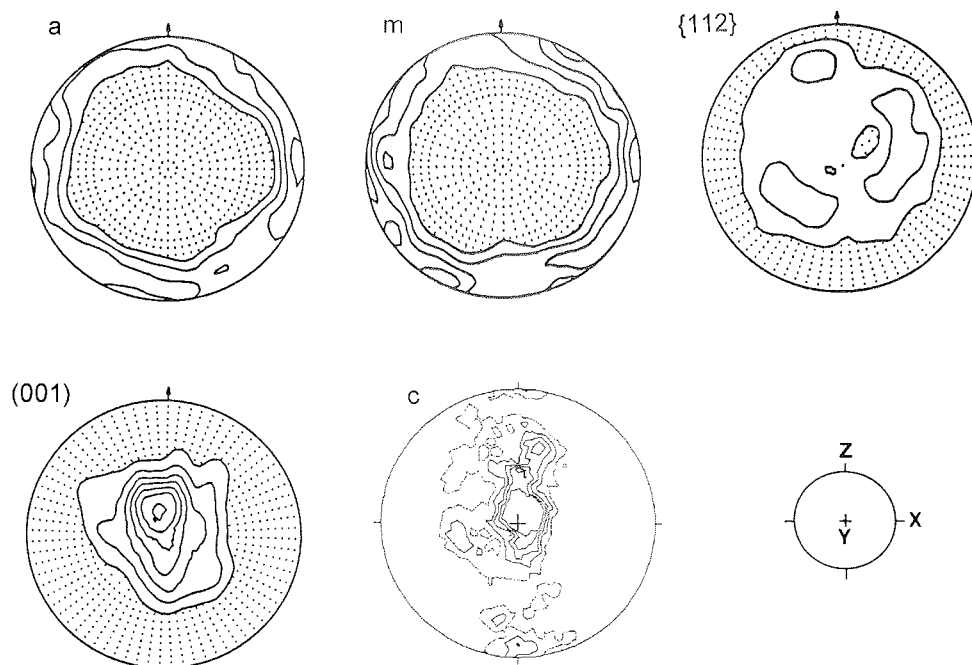


Abb. 5.-11: Probe KS 14, S 204/38, L 168/25. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 250 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Blickrichtung westlich; Kinematik: Top nach NNW (348°).

KS 14 ist ein heller, feinkörniger **Orthomylonit** aus einem sauren Gneis vom Buråsbotten. Die Mylonitisierung erfolgte in der unteren Grünschieferfazies, was durch die Stabilität von Epidot und die Neubildung von Serizit auf den mylonitischen S-Flächen belegt wird. Kalifeldspat und Plagioklas wurden bruchhaft verformt; sie bilden Porphyroklasten mit Korngrößen bis 0,5 mm. Quarz zeigt *core and mantle*-Strukturen (WHITE 1976) mit stark undulös auslöschenden Altkörnern und Säumen rekristallisierter,

polygonaler Subkörner. Auch die Subkörner löschen schwach undulös aus und sind während der letzten Deformationsinkremente plastisch deformiert worden.

KS 14 zeigt eine atypische Quarztextur mit deutlichen Unterschieden zwischen der optisch (c) und der röntgengoniometrisch (001) bestimmten Polfigur (Abb. 5.-11). In beiden Polfiguren ist zwar ein ausgeprägtes Maximum bei Y auszumachen, doch ergab die lichtoptische Untersuchung einen schiefen Einfachgürtel, der für Deformation unter Bedingungen der einfachen Scherung typisch ist. Dieser Gürtel deutet sich bei der Darstellung von (001) nur in einer leichten Streckung des Y-Maximums nach Z an. Die Messung mit dem U-Tisch erfaßt Einzelkörner, unabhängig von ihrer Größe, dagegen integriert die röntgengoniometrische Methode über die Fläche, so daß größere Körner überproportional berücksichtigt werden.

Einfachmaxima von Quarz-c-Achsen wurden ausführlich von SCHMIDT & CASEY (1986) beschrieben. Sie nehmen an, daß sich diese Texturen bei Temperaturen der höheren Amphibolitfazies entwickelten, besaßen aber zu wenig Proben mit ähnlichen Mustern, um daraus eine eigene Klasse von Quarztexturen zu definieren. MANCKTELOW (1987) zeigt eine Anzahl von Quarztexturen aus der grünschieferfaziellen Simplon-Störungszone, welche die gleichen Merkmale wie die Textur der Probe KS 14 aufweisen. Das Maximum der c-Achsen bei Y zeigt ein vorrangiges Gleiten auf den {100}-Prismenflächen in <a>-Richtung an. Die rotationssymmetrisch streuende Anordnung von a, m und {112} an bzw. nahe der Peripherie (Abb. 5.-11) ist ungewöhnlich. Dislokationsgleiten auf den {100}-Flächen sollte sich z. B. für a und m in je drei deutlichen Maxima in der XZ-Ebene mit Abständen von 120° widerspiegeln, was hier nicht der Fall ist. MANCKTELOW (1987) deutet diese Texturen mit einem Maximum der c-Achsen bei Y in Verbindung mit rotationssymmetrisch gestreuten Anordnungen der übrigen Flächenpole als Resultat einer späten Überprägung, die durch Gitterflexuren und Knickungen an ausgelängten Altkörnern hervorgerufen werden. Dadurch tritt als Gefügeelement eine kristallexterne Rotationsachse parallel c auf, um die die Kristallflächen rotiert werden. Da diese geknickten Altkörner überproportional bei der Röntgentexturanalyse berücksichtigt werden, verschleiern sie die ursprüngliche Einfachgürtel-Textur. Daß diese Hypothese einer späten Überprägung für rotationssymmetrische Texturen zutreffen kann, wird durch das undulöse Auslöschen der rekristallisierten, polygonalen Subkörner gestützt.

Die Probe **KS 19** ist ein **Orthomylonit** aus einem Paragneis vom Süden des Buräsbotten. Quarz bildet das häufigste Hauptgemengteil, außerdem enthält die feinkörnige, mylonitische Grundmasse Muskovit, rekristallisierten Plagioklas, Biotit und Klinozoisit, der aus der Umwandlung von Granat hervorging. Letzterer ist nur noch reliktmäßig enthalten. Die Deformation lief in der tieferen Amphibolitfazies ab. Undulöses Auslöschen und die Bildung von Deformationszwillingen sind ein häufige Phänomen bei den Plagioklas-Porphyrklasten. Diese Deformationsstrukturen sind typisch für die höhere Grünschieferfazies (PRYER 1993). Der Quarz ist als Bänderquarz (*ribbon quartz*) des Typs B2 sensu BOULLIER & BOUCHEZ (1978) anzusprechen. Die Kornränder sind innerhalb der Bänder gerade bis schwach gebogen, und Deformationslamellen erzeugen das undulöse Auslöschen der Quarzkörner.

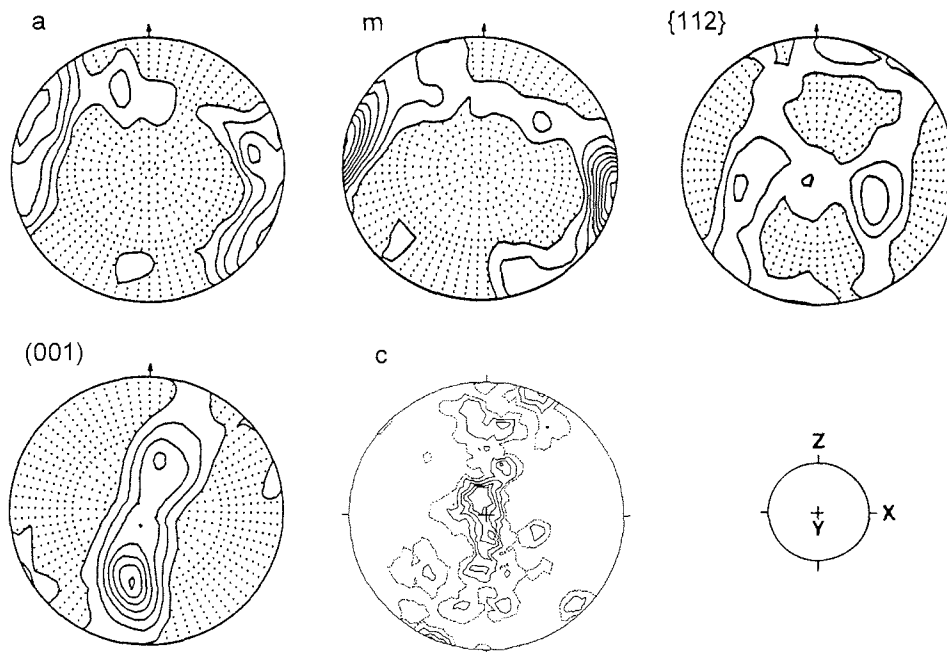


Abb. 5.-12: Probe KS 19, S 130/30, L 165/25. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 200 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Blickrichtung westlich; Kinematik: Top nach NNW (345°).

Die Textur der optisch gemessenen c-Achsen und des berechneten (001)-Reflexes (Abb. 5.-12) weisen schiefe Einfachgürtel auf, die einen in westlicher Blickrichtung dextralen Schersinn indizieren. Flächenpole von a- und m-Prismen sind in der XZ-Ebene in einem Winkel von 25° resp. 10° zu X orientiert. Das Prisma erster Ordnung m besitzt eine etwas schärfere Vorzugsorientierung als das Prisma zweiter Ordnung a. Die Quarztextur gleicht den bei SCHMID & CASEY (1986, z. B. R405, P248) wiedergegebenen Einfachgürtel-Texturen, die als Resultat einer Deformation mit einfacher Scherung gedeutet werden. Unabhängig von diesem charakteristischen Texturmuster deuten auch die Plagioklas- σ -Klasten dieser Proben auf Verformung bei einfacher Scherung hin.

In Quarzkristallen mit c-Achsen nahe Z ist das Basis- $\langle a \rangle$ -Gleiten der vorherrschende Mechanismus. Regelungsmuster mit c-Achsen-Maxima oberhalb und unterhalb Y (Maxima II nach LISTER & DORNSIEPEN 1982) werden auf Dislokationsgleiten auf den positiven (101) und negativen (011) Rhomboedern in $\langle a \rangle$ -Richtung zurückgeführt (LISTER & DORNSIEPEN 1982). SCHMID & CASEY (1986) nehmen Bedingungen mindestens der höheren Grünschieferfazies an, die zur Entwicklung schiefer Einfachgürtel führen.

KJ 14 ist ein gleichkörniger **saurer Metavulkanit** von Vikenegga. Das Gestein stammt aus den gebänderten Gneislagen im Hangenden der kataklastischen Störungszone auf Abb. 5.-4a. Die Hauptbestandteile Quarz, Mikroklin und stark getrübler Plagioklas weisen Korndurchmesser um 0,3 mm auf. Die Foliation zeichnet sich nur durch wenige, aber straff eingeregelt Biotitkristalle ab. Das Gestein wurde bei relativ hohen Temperaturen (mindestens untere Amphibolitfazies) deformiert, wie aus undulös auslöschenden Kalifeldspäten und straininduzierten Albitentmischungen an KFP/KFP-Kornkontakten deutlich wird. Deformationserscheinungen an Plagioklasen sind aufgrund starker sekundärer Veränderungen nicht mehr zu beobachten. Die Quarzkörner zeigen nur schwaches undulöses Auslöschchen.

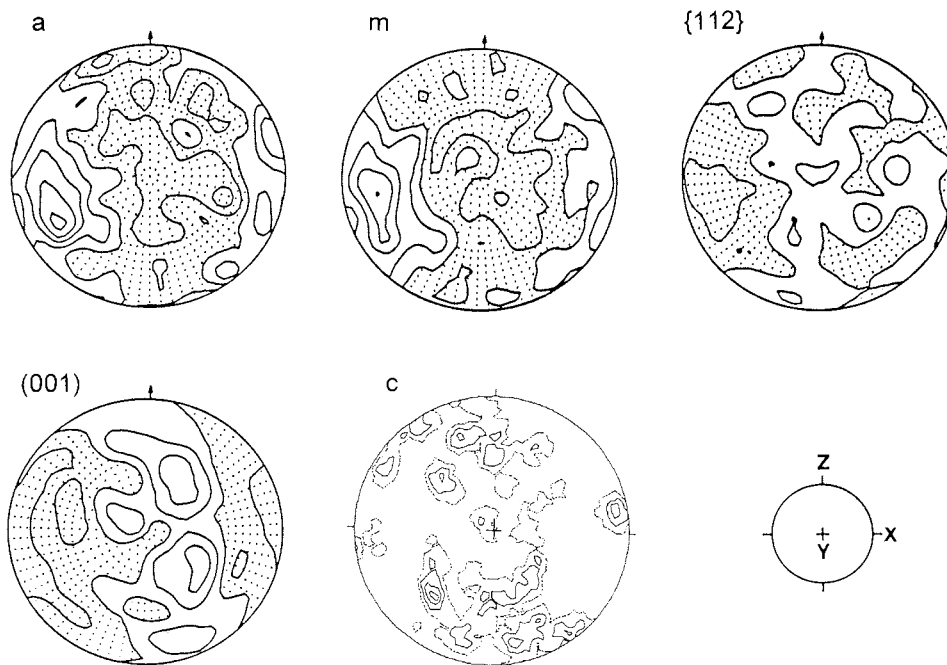


Abb. 5.-13: Probe KJ 14, S 086/30, L 041/23. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 0.6, 0.8, 1.0, 1.2, ...; (001): 0.5, 1.0, 1.5, 2.0; 200 c-Achsen: 1, 2, 3, 4%; Blickrichtung nordwestlich; Kinematik: Top nach SW (221°).

In bezug auf die jüngeren Kataklastite im Liegenden wurde dieser Metamorphit im Gelände als Nebengestein angesprochen. Da non-koachsiale Scherung meist auf diskrete Scherzonen beschränkt ist (LISTER & WILLIAMS 1979), wurde ein Quarzgefüge mit einem für koachsial deformierte Gesteine typischen symmetrischen Regelungsmuster erwartet. Die gemessene Quarztextur zeigte jedoch ein völlig anderes Bild. Die Quarzregelung von KJ 14 und KS 19 zeigen überraschend viele Übereinstimmungen.

Die Maxima der Flächenpole von a- und m-Prismen (Abb. 5.-13) sind nahe X orientiert, weisen aber bezüglich der äquatorialen Foliationsebene eine sinistrale Abweichung von ca. 20° auf. Die berechnete Polfigur für den Basisreflex (001) zeigt einen breiten, verschmiert wirkenden Einfachgürtel, der um den gleichen Betrag von ca. 20° nach links geneigt ist. Die Hauptmaxima des Einfachgürtels liegen unweit der YZ-Ebene bei mittelsteil einfallenden Flächenpolen (Maxima II nach LISTER & DORNSIEPEN 1982). Dieses Regelungsmuster wird durch Gleitung auf den positiven (101) und negativen (011) Rhomboedern in <a>-Richtung bei mindestens höher grünschieferfaziellen Bedingungen gedeutet (SCHMID & CASEY 1986). Dieser Befund bestätigt die aufgrund mikrostruktureller Merkmale festgestellten höher temperierten Bedingungen bei der Deformation dieses Metamorphites.

Im Gegensatz zum Orthomylonit KS 19 weist der saure Metavulkanit KJ 14 keine mylonitische Mikrotexur auf, die sich als Resultat von *simple shear*-Deformation deuten läßt. Die gemessene Quarztextur ist jedoch so charakteristisch für Mylonite, die unter einfach scherenden Bedingungen entstanden sind, daß ein früheres derartiges Deformationsstadium in der Orientierung der Quarzkristalle überliefert sein muß. Eine postkinematische Temperung, verbunden mit statischer Rekristallisation oder Sammelkristallisation hat das erworbene Quarzgefüge nicht verändert (LISTER & PRICE 1978). Eine jüngere Deformation führte zu einer relativ schwachen Überprägung, die zur Entwicklung von Subkörnern führte. Die durch die Subkornbildung gegenüber den Ausgangskristallen bis zu 7° abweichende Gitterorientierung (BELL & ETHERIDGE 1973) führte zu der beobachteten "Verschmierung" des c/(001)-Gefügemusters.

Die **Orthomylonit-Probe KF 17** aus dem Burásbotnen weist einen granodioritischen Modalbestand auf und ging aus einem Metavulkanit hervor. Äquigranularer, polygonaler Quarz tritt in lentikularen Domänen auf; undulöse Altkörner sind nicht enthalten. In dem Gestein ist außer der Hauptfoliation S1 (113/20) eine jüngere Flächenschar S2 (215/36) entwickelt, die mit Serizit besetzt ist.

Das Quarzteilgefüge ist durch a- und m-Flächenpole auf einem Großkreis, der in den I. Quadranten einfällt, gekennzeichnet (Abb. 5.-14). Die Submaxima sind, den kristallographischen Winkelbeziehungen folgend, in 60° Abständen auf dem Großkreis verteilt. Die c-Achsen liegen überwiegend im III. Quadranten, allerdings ohne ein scharfes Einzelmaximum zu bilden. Die Textur der c- und (001)-Polfigur kann als dezentriertes Einfachmaximum beschrieben werden. Daneben deutet sich ein YZ-Einfachgürtel an, der zu den Gefügekoordinaten "normal" orientiert ist und tieftemperiertes Basis-<a>-Gleiten anzeigt.

Die XY-Ebene wird in Abb. 5.-14 durch die jüngere Flächenschar S2 dargestellt, da generell angenommen wird, daß sich bereits kleine Änderungen des Spannungsfeldes, die z. B. zur Anlage einer neuen Flächenschar führen können, schnell in einer Änderung der Quarztextur bemerkbar machen (LISTER & HOBBS 1980, KRÜHL 1986). Es wurde erwartet, daß die S2-Fläche mit der XY-Ebene des finiten Verformungsellipsoids zusammenfällt. Da der Großkreis, der durch a- und m-Flächenpole gebildet wird, annähernd deckungsgleich mit der Raumlage des Großkreises der älteren S1-Flächen

ist, ist zu folgern, daß die ursprüngliche Quarztextur, bei der eine ältere XY-Ebene mit S1 zusammenfällt, durch die Anlage von S2 kaum betroffen wurde. Auf den S2-Flächen ist vor allem Hellglimmer kristallisiert, der auf Verformung vorwiegend durch Korngrenzengleitung reagiert. Dieser Deformationsmechanismus verhindert kristallinterne plastische Verformung beim Quarz (PRICE 1985).

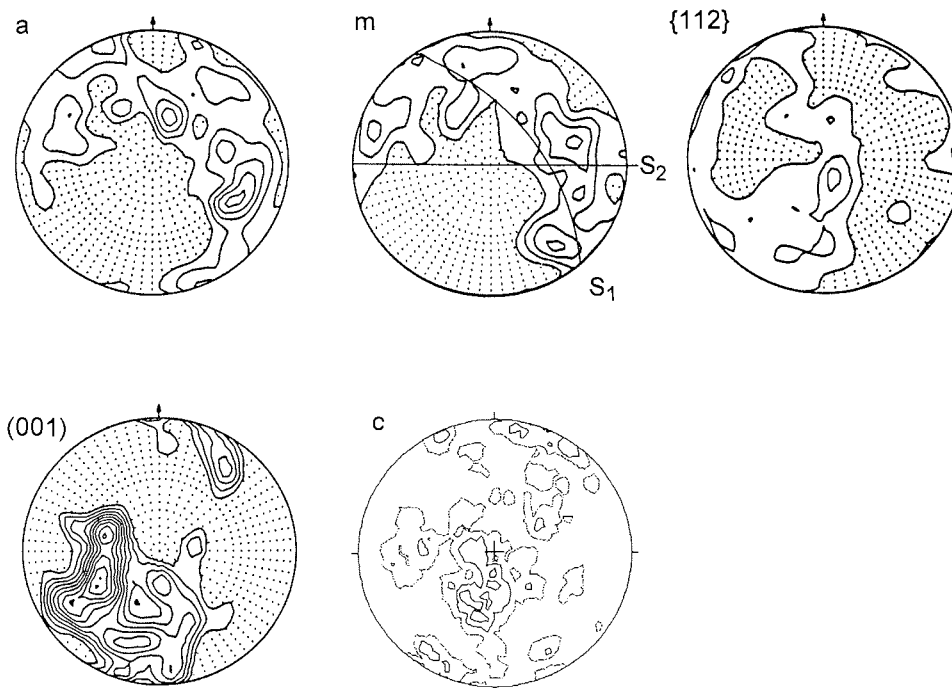


Abb. 5.-14: Probe KF 17, S1=113/20 S2=215/36. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 300 c-Achsen: 1, 2, 3%. Blickrichtung westlich.

In der Nunatakgruppe von Brandstorpnabben (Abb. 2.-4) sind verschiedene Mylonite aufgeschlossen, deren finite Gefüge bei unterschiedlichen Verformungsregimen und Metamorphosebedingungen gebildet wurden. Daraus wird bei den folgenden drei Proben eingegangen. Bezieht man die mächtigen kataklastischen Überschiebungsbahnen mit in diese Betrachtungen ein, so ist der Nordwestrand Milorgfjellas eine über lange Zeit wirksame und mehrfach reaktivierte Bewegungszone.

Der **protomylonitische Augengneis KS 23** von Brandstorpnabben ist sehr quarzreich und bietet sich daher zur Untersuchung des Quarzteilgefüges im diesem Hauptgesteinstyp Milorgfjellas an. Aus antithetischen Abschiebungen in großen Feldspatklasten und aus σ -Klasten ist eine einfachscherende Deformation mit einer Bewegung des Hangenden nach NW (336°) abzuleiten.

Quarz bildet große, in der Foliationsebene ausgewalzte Körner mit Subkorn-Säumen aus polygonalen Quarzrekristalliten. Die Altkörner löschen im Gegensatz zu den

Subkörnern undulös aus und zeigen dabei Deformationslamellen und unregelmäßige Felderung. Die letzten Deformationsinkremente waren mit einer Diaphthorese verbunden, die zur Saussuritisierung der Plagioklase und zur Neubildung von Epidot geführt hat.

Die Polfiguren für (001) und c zeigen übereinstimmend eine dem Typ I-Kreuzgürtel (LISTER 1977) ähnliche Regelung (Abb. 5.-15). Die c-Achsen sind auf Kleinkreisen mit Öffnungswinkeln von ca. 90° um Z angeordnet, wobei die Bereiche direkt bei Z nicht polfrei sind. Der verbindende Gürtel über Y ist nur schwach besetzt. Die m-Flächenpole haben ein Maximum genau bei X, zusätzlich sind Flächenpole auf Kleinkreisen um Z geregelt. Dem m-Maximum bei X entspricht ein polfreier Bereich der a-Pole, hingegen sind hier die Kleinkreise um Z deutlich stärker besetzt. Auffällig ist die relativ starke Vorzugsregelung der trigonalen Dipyramiden {112} mit einem Maximum bei Z, das aufgrund der Konzentration der c-Achsen in der XZ-Ebene ausgebildet ist.

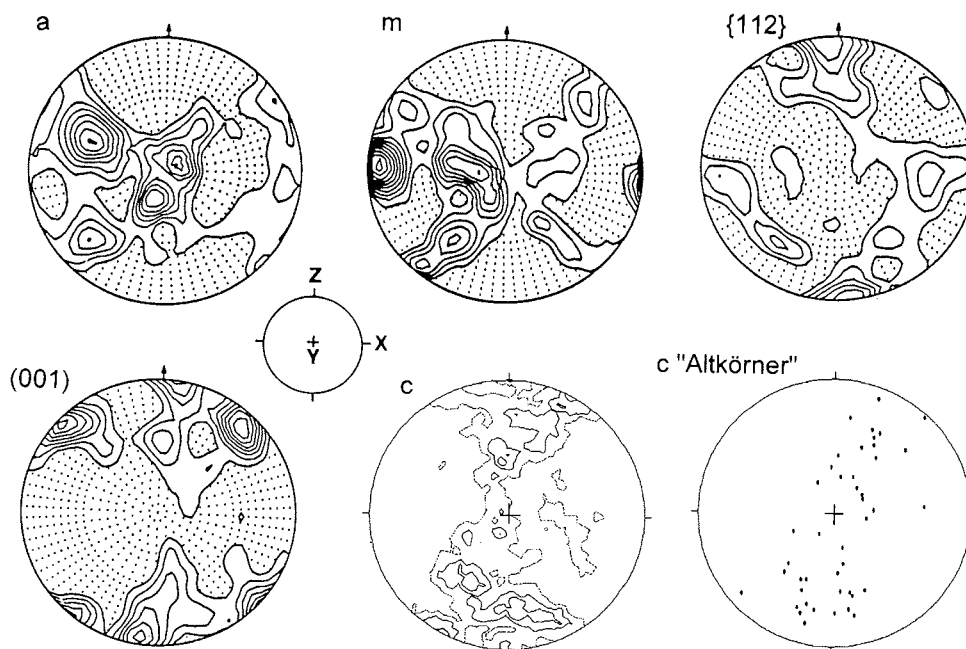


Abb. 5.-15: Probe KS 23, S 155/20, L 156/20. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 250 c-Achsen: 1, 2, 3%; 44 c-Achsen von Altkörnern; Blickrichtung westlich; Kinematik: Top nach NNW (336°).

Regelungsmuster mit Typ I-Kreuzgürteln, deren zentrale Verbindung unterbesetzt ist, entwickeln sich bei koachsialer Verformung im Plättungsfeld (Abb. 5.-10). Zu den bei SCHMID & CASEY (1986) beschriebenen Texturen aus diesem Feld besteht der Unterschied, daß c-Achsen nicht direkt bei Z auftreten und daher auch a- und m-Flächenpole

kein Submaximum bei Y haben. Bei der Auswertung der separat mit dem U-Tisch eingemessenen Altkörner zeigten diese eine Anordnung der c-Achsen auf einem geneigten Einfachgürtel, der typisch für Verformung bei einfacher Scherung ist. Aus der Textur der Altkörner und derjenigen der aus ihnen hervorgegangenen Rekristallisate läßt sich ein Wechsel der Deformationsbedingungen von einfacher zu reiner Scherung feststellen. Sowohl σ -Klasten als auch antithetische Abschiebungen in Porphyroklasten sind dem älteren Deformationsinkrement bei einfacher Scherung zuzuordnen. Typ I-Kreuzgürtel konnten an Modellquarziten mit bevorzugter Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung simuliert werden, die bei relativ niedrigen Metamorphosetemperaturen vorherrscht (LISTER & HOBBS 1980). Aus Analysen natürlich verformter Quarzite mit c-Achsen-Maxima in der XZ-Ebene und Kreuzgürteltexturen leiten LISTER & DORNSEIPEN (1982) zusätzlich eine Gleitung auf den trigonalen Dipyramiden $\{2\bar{1}2\}$ nach $\langle c+a \rangle$ ab.

Da Feldspäte während der älteren, einfachen Scherung spröde reagierten (antithetische Abschiebungen), kann der Wechsel zur koachsialen Deformation nicht mit einem Wechsel von amphibolitfaziellen zu grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen verbunden sein. Beide Deformationsschritte erfolgten in der mittleren bis unteren Grünschieferfazies.

Der leukokrate **Augengneis-Mylonit KJ 19** stammt aus dem südlichsten Aufschluß der Brandstornabben-Nunataks. Der Modalbestand weist auf einen granitischen Metaplutonit als Ausgangsgestein hin. Quarz, Mikroklin, Mesoperthit und Plagioklas bilden die Hauptbestandteile. Das finite Gefüge des Augengneis-Mylonits läßt eine zweiphasige Entwicklung erkennen. Deformationslamellen, geknickte Zwillingslamellen und unduloses Auslöschchen der Feldspäte deuten auf eine frühe, höher temperierte Deformation hin, die mindestens unter Bedingungen der unteren Amphibolitfazies ablief. Quarz weist vorwiegend isometrische Pflastergefüge mit stabilen 120° -Korngrenzenwinkeln auf. Dieses ältere Augengneisgefüge wurde auf diskreten Scherbahnen erneut duktil verformt; Feldspäte reagierten bruchhaft. Diese Überprägung fand unter retrograden grünschieferfaziellen Bedingungen statt.

Die zweiphasige Deformationsgeschichte kommt auch in den Quarz-Gefügediagrammen zum Ausdruck (Abb. 5.-16). Mit dem U-Tisch wurden 200 c-Achsen von Quarzkörnern aus isometrischen Pflastergefügen eingemessen. Ihre Korngröße liegt relativ einheitlich bei ca. 0,05 mm. In den jüngeren Scherbahnen sind die Korngrößen auf unter $5 \mu\text{m}$ reduziert und daher nicht mehr lichtoptisch einzumessen. Die mit dem U-Tisch gemessenen c-Achsen sind in Form eines symmetrischen Kreuzgürtels angeordnet. Gegenüber den häufig beschriebenen Typ-II-Kreuzgürteln (LISTER 1977) sind mittelsteil nahe der YZ-Ebene eintauchende Achsen unterrepräsentiert. Vergleicht man die c-Achsen mit der aus der Regelung der $\{112\}$ - und a-Flächenpole berechneten (001)-Polfigur, ist diese Kreuzgürteltextur nicht mehr erkennbar. Bei der Röntgentexturanalyse wurden auch die kleinen Quarze der Scherbahnen erfaßt. Deshalb spiegelt sich in den Diagrammen der Röntgentexturanalyse das Überlagerungsmuster zweier Deformationsphasen wider.

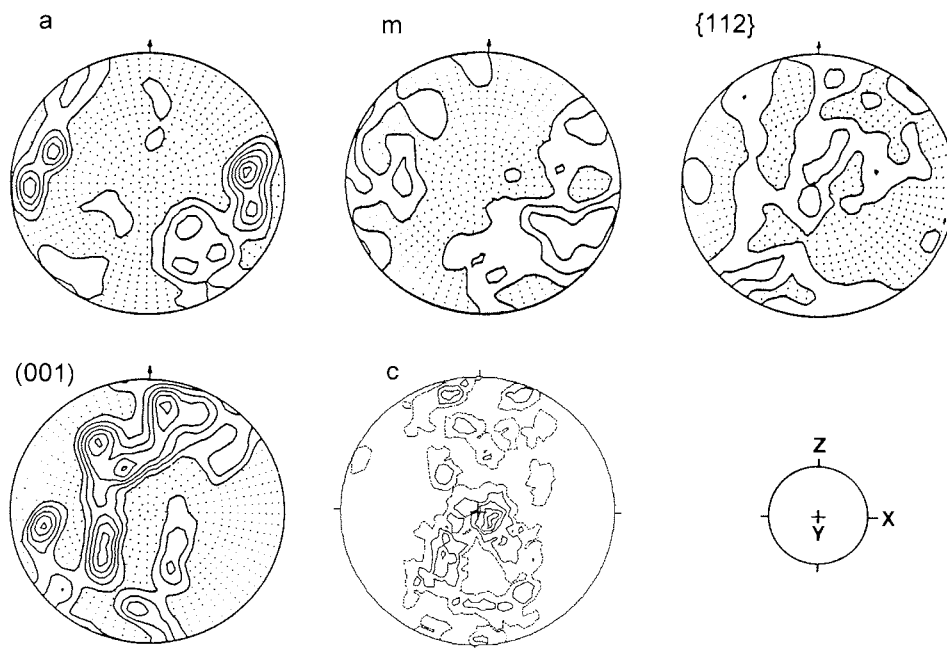


Abb. 5.-16: Probe KJ 19, S 171/32, L 146/28. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.2, 1.4, ...; 200 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Blickrichtung südwestlich; Kinematik: Top nach NW (326°).

Das Kreuzgürtelmuster des c-Achsen-Diagramms ist in der (001)-Polfigur eher als offene Kleinkreisregelung um X zu deuten. Dementsprechend sind die a-Flächenpole auf Kleinkreisen um X angeordnet (Abb. 5.-16). Nebenmaxima von a sind dextral in Richtung Z verschoben und gehen wahrscheinlich auf die Quarzorientierung innerhalb der diskreten Scherbahnen zurück. Dadurch wird das symmetrische Regelungsmuster mit einem Kreuzgürtel oder weit offenen Kleinkreisen um X durch eine asymmetrische Regelung überlagert. Aus dem Vergleich mit Quarzregelungen tieftemperierter Mylonite (KS 26, Abb. 5.-17) und der asymmetrischen Anordnung der a-Flächenpole ist in den Scherbahnen eine schiefe Einfachgürtel-Textur der Quarz-c-Achsen zu erwarten. Das Quarzgefüge der jüngeren Scherbahnen indiziert die für Milorgfjella vielfach bestätigte Bewegung hangender Partien nach NW.

Der **Orthomylonit KS 26** von Brandstornabben entwickelte sich aus intermediären Metavulkaniten. Die Deformation erfolgte unter retrograden, grünschieferfaziellen Bedingungen. Biotit wurde z. T. in Chlorit umgewandelt, und im Druckschatten spröder Porphyroklasten (Feldspat, Titanit) kristallisiert Chlorit neu. Quarzkörner lassen eine intensive kristalloplastische Verformung erkennen. Quarz/Quarz-Korngrenzen sind suturiert; sehr stark undulös auslöschende Individuen werden von Nachbarkörnern mit günstiger Orientierung "aufgezehrt". Nur vereinzelt sind auf dynamische Rekristallisa-

tion zurückzuführende Quarz-Pflastergefüge vorhanden. Für die (001)-Pole und c-Achsen (Abb. 5.-17) ergibt sich ein gerader Einfachgürtel mit Maxima zwischen Y und Z. Bezogen auf das bereits mesoskopisch erkennbare SC-Gefüge, bei dem die S-Fläche der XY-Ebene des Verformungsellipsoids entspricht, ist der Gürtel um ca. 30° dextral gegen X geneigt. Die Flächenpole der Prismen a und m sind um X angeordnet, wobei sich aufgrund von Submaxima Kleinkreise um Z andeuten.

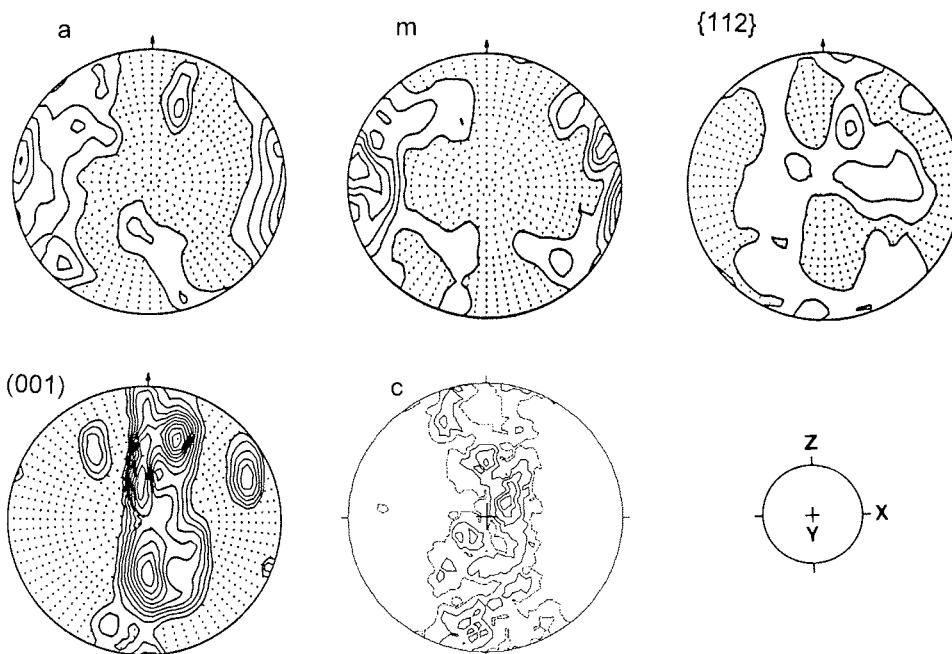


Abb. 5.-17: Probe KS 26, S 170/30, L 160/26. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 200 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Blickrichtung westlich; Kinematik: Top nach NNW (340°).

In Verbindung mit einer Regelung der c-Achsen auf YZ-Gürteln mit unterbesetztem Mittelabschnitt werden asymmetrisch besetzte Kleinkreise der a-Flächenpole um Z von KREUTZER (1992) als Hinweis auf transpressive Verformung gedeutet. Unter Berücksichtigung der Textur von Probe KS 23 aus dem südlichsten Aufschluß der Brandstornabben-Nunataks wird für die Textur dieser Mylonite (KS 23, 26) eine mehraktige Entstehung angenommen. Eine ältere, einfach scherende Verformung wird durch eine jüngere, plättende Deformation überprägt, wobei ältere Texturen kaum oder unvollständig ausgelöscht wurden.

Der **Grt-Bt-Gneis KJ 12** vom Trapezberg weist eine nach SE einfallende Foliation (140/41) und ein nach ESE abtauchendes Streckungslinear (111/35) auf. Einige quarzische Bänder innerhalb der Probe sind intensiv um flach nach S eintauchende Achsen

gefältelt. Die Faltenschenkel sind extrem ausgedünnt oder zerrissen. Es sind bis zu 1 cm mächtige Scherbänder entwickelt, die Gegenstand der Untersuchung waren. Scherbänder und Nebengestein sind aus Quarz, rekristallisiertem Biotit, etwas Plagioklas mit Deformationslamellen sowie Granat und Muskovit als Übergemengteile zusammengesetzt. Quarz ist überwiegend rekristallisiert, in S gelängte Altkörner mit undulösem Auslöschen sind nur noch als Relikte erhalten. Biotit zeichnet in den Scherbändern ein Typ II-SC-Gefüge (LISTER & SNOKE 1984) nach, bei dem die S-Flächen einen Winkel von 15°-20° zu den C-Flächen bilden.

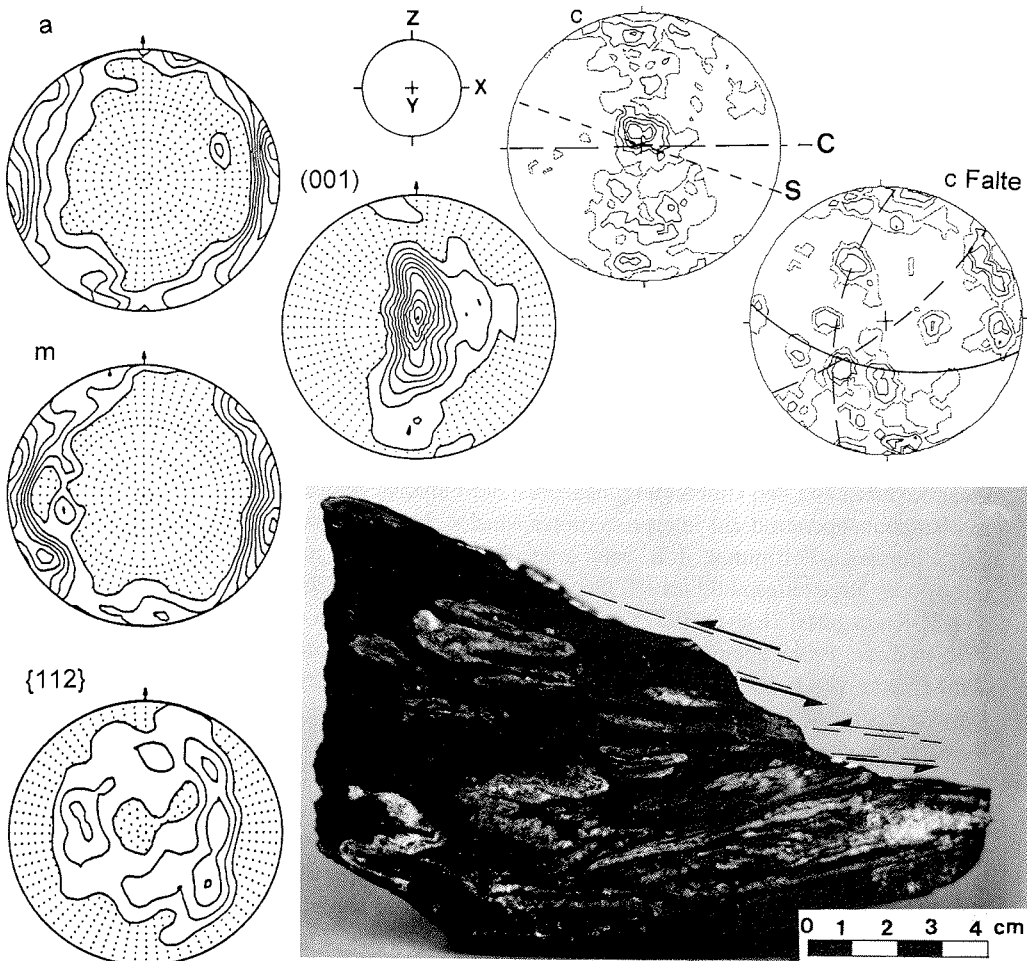


Abb. 5.-18: Probe KJ 12, S 140/41, L 111/35. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; a) Scherzone 250 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Blickrichtung nördlich, Kinematik: Top nach WNW (291°); b) Faltenumbiegung 300 c-Achsen: 1, 2, 3%, Blickrichtung westlich.

Die Polfiguren für c und (001) sind gekennzeichnet durch eine Einfachgürtel-Textur mit einem Maximum bei Y. Prägnante Submaxima auf dem YZ-Gürtel wie bei KS 19

sind nicht entwickelt. Aus der Asymmetrie der Gürtel (Abb. 5.-18) läßt sich eine Scherung des Hangenden nach WNW (291°) ableiten. (Die optisch gemessene c-Achsen-Polfigur des Fältchens ist in Blickrichtung 291°, die Polfigur der Scherbahn in Blickrichtung 21° dargestellt.) Außer der Hauptfoliationsfläche C ist in der Polfigur der c-Achsen auch die Spur der S-Fläche eingezeichnet. Die XY-Ebene des Strainellipsoids fällt mit der S-Fläche zusammen, während C-Flächen Zonen intensiver Scherverformung oder Versetzungs-Diskontinuitäten sind (LISTER & SNOKE 1984).

Während m-Flächenpole relativ nahe an X angeordnet sind, liegt das Maximum der a-Flächenpole etwa 25° von X in der XZ-Ebene entfernt. Bevorzugter Dislokationsmechanismus war die <a>-Gleitung auf den Prismenflächen. Der Deformationsprozeß lief bei Temperaturen ab, die eine duktile Verformung von Plagioklas erlaubten und bei denen Granat stabil blieb. Damit entstanden diese Mikroscherzonen bei relativ hohen Temperaturen von mehr als 450-500°C. Eine postkinematische Überprägung ist nicht feststellbar. Mikrostrukturen und c-Achsen-Gefügemuster deuten auf einfache Scherung als vorherrschendes Verformungsregime hin.

Die Relativbewegung des Hangenden in KJ 12 war aufschiebend nach WNW und steht wahrscheinlich mit dem lokalen Stressfeld bei der Anlage der Schlingentektonik in den südwestlichen Nunataks in Verbindung. Die hier auftretenden flachen B2-Faltenachsen sind älter als die Scherzonen, so daß die Scherung dem D3-Ereignis zugeordnet werden kann.

Quarzstrukturen von den Umbiegungszonen der Fältchen zeigen erst nach einer weiteren Rotationsoperation ein interpretierbares Muster. In der Darstellung senkrecht zu X der Scherzonen-Polfiguren, d. h. nach einer Rotation von 90° um die Z-Achse, ist ein mit seinem Kreuzungspunkt im III. Quadranten liegender Kreuzgürtel zu erkennen. Der Typ II-Kreuzgürtel (LISTER 1977) ist an die Gefügekoordinaten der W-vergente Fältchen in dieser Probe gebunden. Die XY-Ebene des Strainellipsoids fällt mit der Faltenachsenfläche (FAF 100/40) und X hier mit der Faltenachse der Fältchen zusammen. Das Gefügemuster von Kreuzgürteln des Typ II wird durch koachsiale extensionale Verformung erzeugt (LAW et al. 1984, SCHMID & CASEY 1986).

Der **KFp-Mc-Plg-Qz-Ultramyonit KJ 18** von einem Aufschluß der Brandstornabben-Nunataks entstand aus der Deformation eines granitischen Ausgangsgesteins. Er enthält eine Vielzahl besonders gut ausgeprägter Mikrostrukturen, die für Mylonite charakteristisch sind. Die Feldspat-Porphyroblasten sind duktil verformt und weisen Deformationszwillinge, z. T. durch Knickbänder versetzt, und von kristallinternen Dislokationsflächen ausgehende feinstkörnige Rekrystallisate auf. Bei den wenigen Mikroklinkristallen ist am Rand Albitentmischung zu beobachten. Die Feldspäte bilden σ -Klasten, in deren Druckschatten Plagioklas und Quarz kristallisierten. In unregelmäßigen Abständen wird das Gestein von bis zu 0,4 mm mächtigen Quarzbändchen durchzogen, die von Schrägquarzen gebildet werden (Abb. 5.-19). Die Längsachse der Körner weist einen Winkel von ca. 25° zur Foliation auf. Der Korndurchmesser der Quarze beträgt außerhalb der Schrägquarz-Bänder etwa 0,1-0,2 mm; er sinkt bei den Schrägquarzen bis auf 0,01 mm, an den Ober- und Untergrenzen der Bänder auch auf

unter 0,01 mm. Diese Schrägquarzbänder sind Zonen intensivster Scherverformung. Die C-Flächen bilden Versetzungsdiskontinuitäten, während die S-Flächen, deren Spur durch die Längsachsen der Schrägquarze verläuft, der XY-Ebene des finiten Strainellipsoids entsprechen.

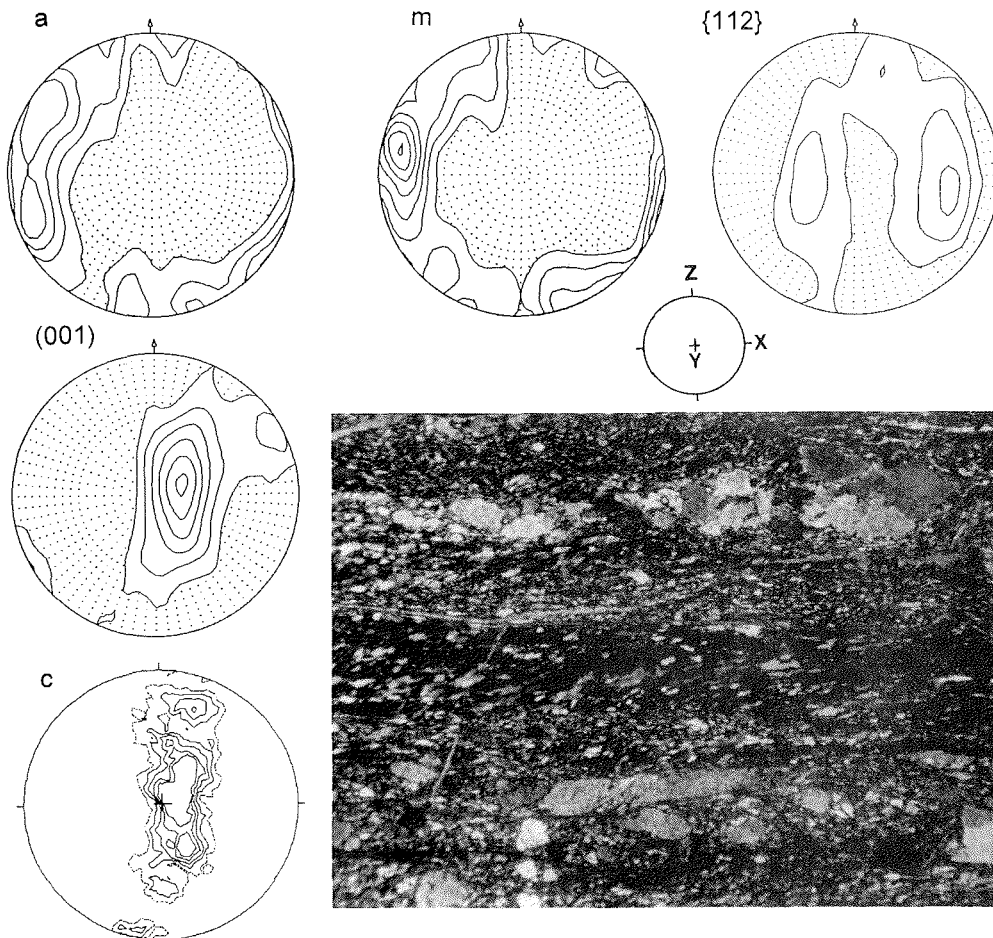


Abb. 5.-19: Probe KJ 18, S 228/56, L 153/21. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 200 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Blickrichtung südwestlich; Kinematik: Top nach NW (333°); Dünnschliffphoto: X Nicols, Länge d. unt. Bildkante 1,3 mm.

Weil die Korngröße der Quarze auf den C-Flächen unter 10 μm liegt und außerdem bei der Deformation die Temperaturen oberhalb der Rekristallisationstemperatur des Plagioklases (ca. 450°C) gelegen haben, hat auf den C-Flächen wahrscheinlich Korngrenzgleitung vorgeherrscht (LAW 1990). Da Korngrenzgleitung nicht zu einer Vorzugsregelung führt, sollte sich durch die Röntgentexturgoniometer-Untersuchung ein schwacher Regelungsgrad zeigen, da sie im Gegensatz zu U-Tisch-Messungen auch Körner < 25 μm berücksichtigt.

Mit einem Maximum bei Y von 11,5 % pro 1% des Schmidt'schen Netzes weist KJ 18 einen sehr hohen Regelungsgrad der c-Achsen auf. Das berechnete Poldiagramm für die Basis (001) zeigt (z. B. im Vergleich zur Einfachgürteltextur KJ 12) eine geringe Maximalintensität bei Y von 3,63 (Abb. 5.-19). Die m- und a-Prismenpole sind in der XZ-Ebene konzentriert und haben ein Maximum bei X. Sowohl die Neigung der a-Flächennormalen als auch die Schiefe des c-Achsen-Gürtels indiziert einen dextralen (Top nach 333°) Schersinn. Der vorherrschende Gleitmechanismus ist die Prismen-<a>-Gleitung; die Deformation ist mindestens der höheren Grünschieferfazies zuzuordnen.

Der **quarzitische Mylonit 1608B** stammt von Bowrakammen aus der Heimefront-Scherzone (JACOBS 1991) von Tottanfjella-Nord. Es handelt sich um einen orthomylonitischen, gelblichen Quarzit mit geringfügigen Beimengungen von Biotit, Granat und Plagioklas (insgesamt < 10%). Während der Mylonitisierung herrschten Bedingungen der höchsten Grünschiefer- oder tiefsten Amphibolitfazies (Granat-Biotit-Zone). Granat wurde fragmentiert und seine Klaster parallel X verdriftet; sie zeigen jedoch keine Anzeichen retrograder Umwandlung.

Quarz bildet ein polygonales Pflastergefüge mit 120°-Korngrenzenwinkeln und meist scharfer Auslöschung. Ein Wechsel zwischen feinkörnigen und mittelkörnigen Quarzlagen erfolgt parallel zu der durch eingeregelt Quarze vorgezeichneten Foliation. Diese Mikrostruktur entspricht einer Abfolge von Quarzbändern Typ B2 nach BOULLIER & BOUCHEZ (1978). Wie die stabile Korngrenzenkonfiguration, das Fehlen kristallinterner Deformationsstrukturen und die Korngröße von bis zu 3 mm zeigen, wurde der Mylonit postkinematisch getempert. Die zuvor erworbene Quarztextur ging nicht verloren.

Sowohl die optische c-Achsen- als auch die röntgenographische (001)-Polfigur zeigen einen Kreuzgürtel mit zwei ungleich besetzten Ästen und einem Maximum nahe Y (Abb. 5.-20). Die Prismenpole in den Polfiguren für a und m sind in der XZ-Ebene konzentriert, wobei die Maxima dieser Flächen um 30° gegeneinander versetzt sind. Eine ähnliche Anordnung auf einem Kleinkreis mit Y als Mittelpunkt zeigen die positiven und negativen Rhomboeder r und z. Dieser identische Charakter der positiven und negativen Formen ist durch zwei Quarz-Einkristalle mit c-Achsen subparallel Y darstellbar, von denen einer in positiver, ein anderer in negativer Orientierung vorliegt. Das vorherrschende Gleitsystem ist das Prismen-<a>-Gleiten; Basis-<a>-Gleitung spielt offenbar keine große Rolle, da ansonsten eine stärkere Besetzung von Kleinkreisen um Z zu erwarten wäre. JESSEL (1988) konnte solche Texturen mit einer Konzentration der c-Achsen um Y bei vorherrschender Prismen-<a>-Gleitung simulieren.

Die asymmetrische Besetzung der Polfiguren für (001) und c belegt einen nach WNW aufschlagenden Charakter der Scherzone bei Bowrakammen. (Die Blickrichtung bei den Polfiguren ist entgegengesetzt: bei c SSW, bei (001) NNE). Dies stimmt mit Feldbeobachtungen überein, die mit anderen Schersinnindikatoren im südlichen Abschnitt der Heimefront-Scherzone eine dominierend WNW aufschlagende Komponente erbrachten (JACOBS 1991).

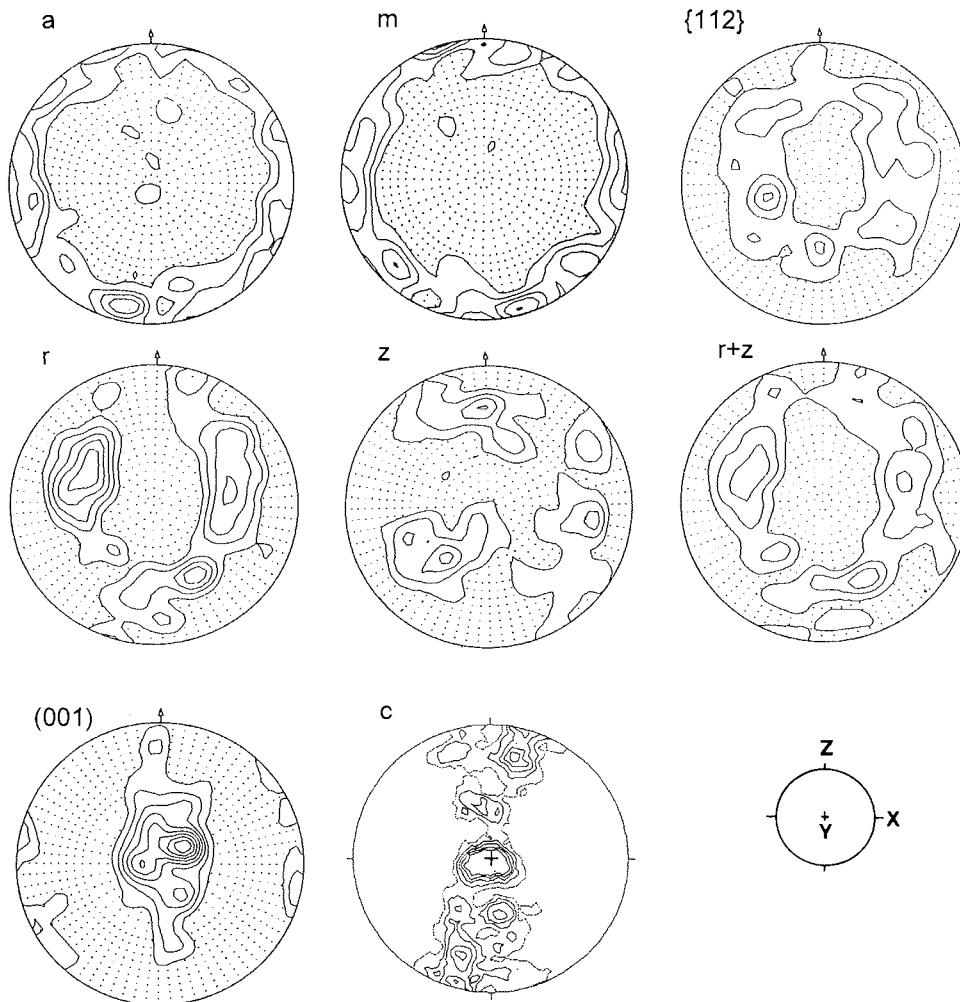


Abb. 5.-20: Probe 1608B, S 144/45, L 100/32. Zurückgerechnete Polfiguren der Basis (001), des Prismas erster Ordnung m, des Prismas zweiter Ordnung a, der Rhomboeder r+z sowie der Dipyramide {112}; relative Intensitäten a, m, r, z, {112}: 1.0, 1.2, 1.4 ...; (001): 1.0, 1.5, 2.0, ...; 300 c-Achsen: 1, 2, ...5%; Kinematik: Top nach WNW (285°).

Weitere Quarztexturanalysen von Proben der zentralen und südlichen Heimefrontfjella mit dem U-Tisch (Abb. 5.-21) belegen eine mit Annäherung an die Heimefront-Scherzone (Abb. 1.-2) zunehmende Regelungsschärfe und eine Änderung der Regelungsmuster der c-Achsen.

Der quarzitische Grt-Hbl-Gneis (Abb. 5.-21a) von Bieringmulen ist durch ein äquigranulares, granoblastisches Pflastergefüge gekennzeichnet. Junge intrakristalline Deformationserscheinungen sind an keiner Mineralphase nachzuweisen; die postkinematische Rekristallisation war offensichtlich vollständig. Die Textur der Quarz-c-Achsen ist als Typ-II-Regelungsmuster anzusprechen. Dieser symmetrische Regelungstyp ist in

Rahmengesteinen mylonitischer Scherzonen häufig beobachtet worden (z. B. GARCIA CELMA 1982). Die Quarztextur eines boudinierten Paragneises vom Nordrand der Heimefront-Scherzone (Norumnuten/Sivorgfjella) zeigt einen geraden Einfachgürtel (Abb. 5.-21b). Die Hauptmaxima ober- und unterhalb Y deuten auf ein Vorherrschen der Rhomboeder- $\langle a \rangle$ -Gleitung in den Quarzen hin. Im Vergleich zu dem symmetrischen Regelungsmuster auf Abb. 5.-21a ist hier eine schwach ausgeprägte Asymmetrie zu erkennen, die eine SW-gerichtete Scherbewegung indiziert.

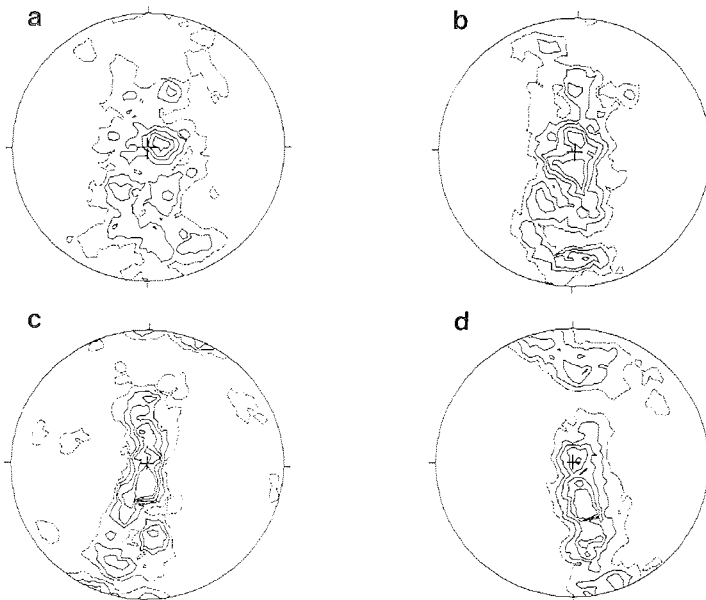


Abb. 5.-21: Quarztexturanalysen, c-Achsen-Polfiguren, Abstufung 1, 2, 3, ... %.

a) quarzit. Grt-Hbl-Gneis (Probe 345), S 130/87, L 055/13, Bieringmulen/Sivorgfjella, n=300, Blickrichtung nordwestlich;

b) boudinierter Paragneis (P. 417), S 250/53, L 295/43, Norumnuten/Sivorgfjella, n=200, Blickrichtung nordwestlich. Kinematik: Top nach SW (238°);

c) Grt-Bt-Gneis (getemperter Mylonit, P. 1608) S 103/80, L 058/28, Bowrakammen/Tottanfjella, n=200, Blickrichtung südöstlich. Kinematik: Top nach SW (238°);

d) Orthomylonit (P. 984), S 124/45, L 139/42, Scharffenbergbotnen/Sivorgfjella, n=300, Top nach SE (139°).

Von der südöstlichen Seite der Heimefront-Scherzone am Süden des Bowrakammen/Tottanfjella stammt eine Probe, deren Quarztextur einen Schersinn nach SW aufweist (Abb. 5.-21c). Das Gestein ist fein- bis kleinkörnig und zeigt nur durch die Typ-II-SC-Anordnung der Phyllosilikate seinen ehemals mylonitischen Charakter. Wie Probe 1608B vom gleichen Nunatak hat hier postkinematische Temperung durch eine Sammelkristallisation zur Kornvergrößerung der Quarze unter Beibehaltung der Gitterregelung geführt (statische Rekristallisation).

Ein Orthomylonit (Pr. 984) vom Scharffenbergbotnen/Sivorgfjella stammt direkt aus der Heimefront-Scherzone. Das sehr feinkörnige Gestein ist feinlaminiert und zeigt eine ausgeprägte Lineation auf den S-Flächen. Im Dünnschliff ist erkennbar, daß das

Verformungsfließen das gesamte Gesteinsvolumen betroffen hat im Gegensatz zu den tieftemperierten Myloniten Milorgfjellas, die meist diskrete Scherbahnen aufweisen (Abb. 5.-19). Das im gesamten Dünnschliffbereich von Probe 984 entwickelte Schrägquarzgefüge zeigt einen SE-gerichteten Schersinn. Dieses Ergebnis wird durch die Analyse der Quarz-c-Achsen bestätigt (Abb. 5.-21d). Der schiefe Einfachgürtel weist eine hohe Besetzungsdichte nahe Y und an der Peripherie auf. Aktive Gleitsysteme im Quarz waren die positiven und negativen Rhomboeder sowie wahrscheinlich auch die trigonalen Dipyramiden (LISTER & DORNSIEPEN 1982).

Diese Quarztexturanalysen belegen durch ihre asymmetrischen Quarz-c-Achsenmuster den dextralen Charakter der Heimefront-Scherzone, der aufgrund anderer mikrotextureller Indikatoren schon von JACOBS (1991) angenommen wurde. Im Vergleich zu den Myloniten Milorgfjellas fand die Deformation in dieser Zone unter deutlich höheren Temperaturen statt. Im Süden Sivorfjellas und in Tottanfjella hat eine postkinematische Temperung viele mikrotexturelle Gefügemerkmale ausgelöscht, wobei allerdings die Vorzugsorientierung der Quarzkristalle erhalten blieb.

5.2.3.3 **Schlußfolgerungen aus den Quarztexturanalysen**

Charakteristisches Regelungsmuster der Quarz-c-Achsen in Scherzonengesteinen Milorgfjellas ist ein schiefer Einfachgürtel, dessen Bildung auf eine Kombination von Prismen- $\langle a \rangle$ - und Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung zurückzuführen ist. Kräftige Maxima bei Y (Abb. 5.-22a,b) werden durch Vorherrschen der Prismengleitung hervorgerufen (LISTER & HOBBS 1980); KRUHL (1986) nimmt bei Temperaturen unterhalb 280° ausschließlich Basis- $\langle a \rangle$ -Gleiten als intrakristallinen Deformationsmechanismus an. Dabei werden die Quarz-c-Achsen um Z angeordnet. Untersuchungen der Quarztexturen in "Scherfischen" aus der kataklastischen Überschiebungszone am Nordende Vikeneggas (Abb. 5.-4b) belegen diese tieftemperierte Interdeformation des Quarzes, der innerhalb dieser sigmoidalen Körper noch duktil deformiert wurde (Abb. 5.-22c,d). Die im Dünnschliff zu beobachtenden Deformationslamellen sind nach VOLL (1969) ein Anzeichen von Kaltdeformation im Temperaturintervall zwischen 200°C und der Rekristallisationstemperatur des Quarzes bei etwa 280°C.

In Nebengesteinen mylonitischer Scherzonen Milorgfjellas zeigen die Quarz-c-Achsen eine Anordnung in Form von Kreuzgürtelmustern. KJ 03, 09 und 16 (Abb. 5.-22e-g) zeigen teilweise unvollständig entwickelte Typ-I-Kreuzgürtel, allein in Probe KJ 05 (Abb. 5.-22h) sind die c-Achsen in einem Typ-II-Kreuzgürtel orientiert. LAW et al. (1984) interpretieren diese Regelungstypen als Resultat ebener koachsialer Deformation. Mit zunehmend oblater Verformung regeln sich die c-Achsen auf Kleinkreisen um Z ein und das zentrale Gürtelsegment über Y verschwindet. Dieses Regelungsmuster von Quarzen der Proben KJ 03 und KJ 09 deutet auf ein koachsiales Deformationsregime im Plättungsfeld hin.

Zusammenfassend lassen sich folgende Resultate aus der Analyse der Quarztexturen von Proben Milorgfjellas ableiten:

- 1) Die Deformation, die zur Entstehung der Mylonite und somit auch ihrer Quarzteilgefüge geführt hat, verlief auf einem retrograden Metamorphoseast von der Grenze Amphibolit-zur Grünschieferfazies bis in die tiefste Grünschieferfazies.
- 2) Im Vergleich mit Myloniten der zentralen Heimefront-Scherzone sind die Quarze in Myloniten Milorgfjellas schwächer geregelt und bei niedrigeren Temperaturen deformiert worden.
- 3) Zwischen den Myloniten und ihren Nebengesteinen läßt sich ein Wechsel des Verformungsregimes anhand der Quarzgefügemuster nachweisen. Im Nebengestein dominieren symmetrische Kreuzgürteltexturen, in den Myloniten asymmetrische Kreuzgürtel- bis Schiefgürteltexturen.
- 4) Einfache Scherung spielte innerhalb der Tektonite Milorgfjellas eine untergeordnete Rolle und ist nur auf diskrete Scherzonen beschränkt.
- 5) In den Nebengesteinen der Mylonite sind c-Achsen-Muster zu beobachten, die auf koachsiale Verformung zurückzuführen sind. In den Mylonitzonen selbst dominieren Regelungsmuster, die auf ein einfach scherendes Verformungsregime hindeuten.
- 6) Das bevorzugte Basis-<a>-Gleiten in Quarzen vieler Mylonite deutet auf hohe Strain-Raten und niedrige Temperaturen hin (NICOLAS & POIRIER 1976).
- 7) Die Asymmetrie der Quarzgefügemuster stimmt immer mit den Angaben zur Kinematik aus anderen mikroskopischen Schersinnindikatoren überein, so daß beim Fehlen üblicherweise verwendeter Schersinnindikatoren die Regelungsmuster der Quarz-c-Achsen und -a-Achsen zur Schersinnbestimmung verwendet werden können.
- 8) An den mylonitischen Scherzonen fand vorwiegend eine Überschiebung des Hangenden nach NNW statt (Abb. 5.-23). Mylonite mit nach NE überschiebender Kinematik werden der älteren Deformation D1 zugeordnet.
- 9) Für die Heimefront-Scherzone wurde mit Hilfe von Quarztexturanalysen ein dextraler Schersinn bestätigt.

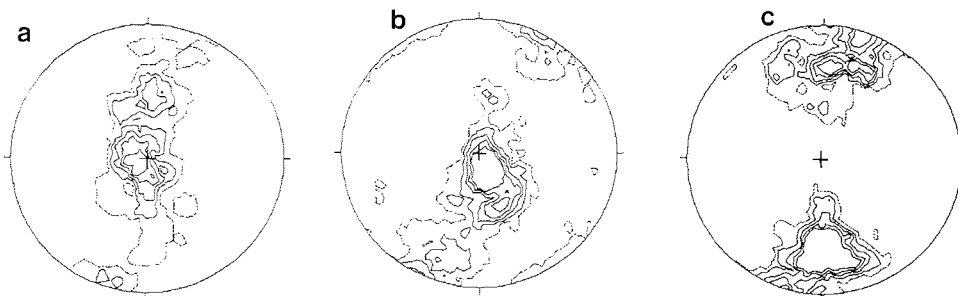


Abb. 5.-22a-c: Quarztexturanalysen mit dem U-Tisch an Proben aus Milorgfjella, c-Achsen-Polfiguren; Abstufung 1, 2, 3, ... %.

a) KJ 04, Orthomylonit, n=106, S 372/09, L 352/08, Blickrichtung westlich, Kinematik: Top nach N (352°);

b) KB 12, quarzit. Kalksilikatfels, n=300, S 175/44, L 170/43, Blickrichtung westlich, Kinematik: Top nach NNW (350°);

c) KB 15, quarzit. Mylonit, n=157, S 138/36, L 148/34, Blickrichtung südwestlich, Kinematik: Top nach NW (328°);

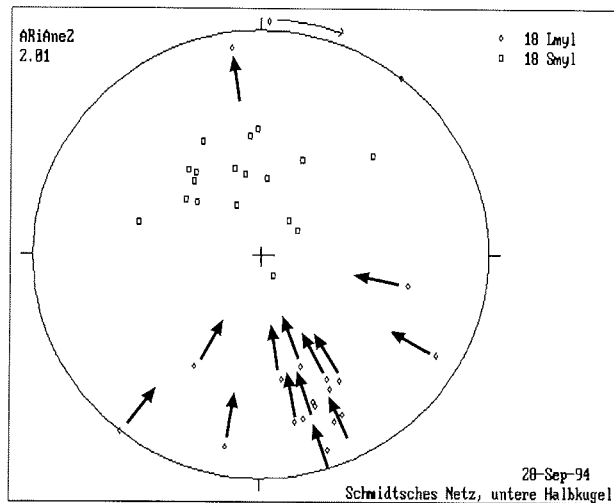


Abb. 5.-23: Raumlage des mylonitischen S und L aller untersuchten Mylonite Milorgfjella. Die Pfeile geben die Kinematik des Hangenden an.

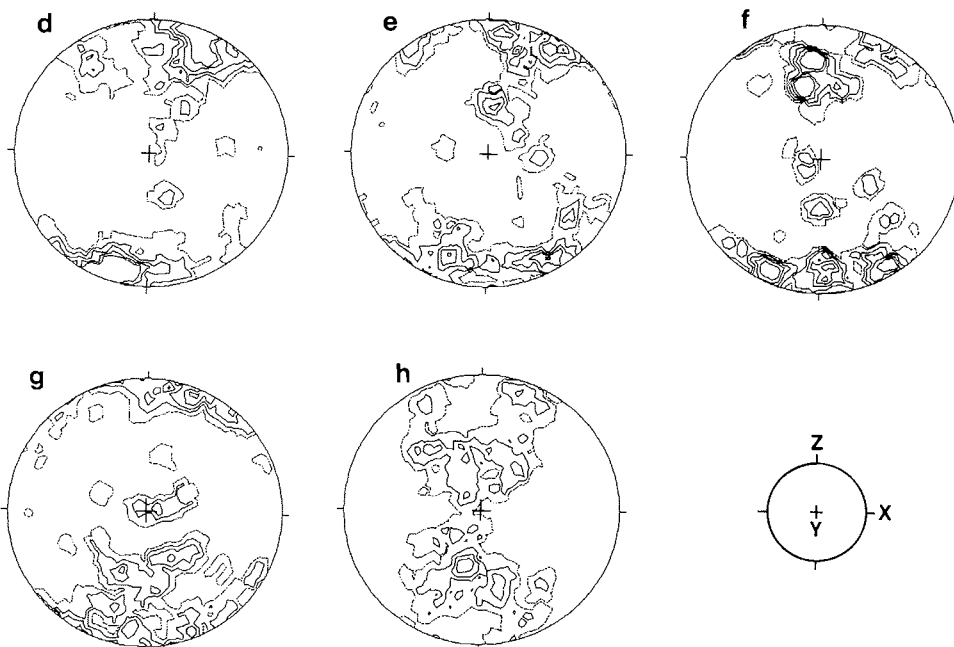


Abb. 5.-22d-h: Quarztexturanalysen mit dem U-Tisch an Proben aus Milorgfjella, c-Achsen-Polfiguren; Abstufung 1, 2, 3, ... % (Fortsetzung).

- d) KB 17, quarzit. Mylonit, n= 155, S 105/46, L 160/31, Blickrichtung westlich, Kinematik: Top nach NNW (340°);
- e) KJ 03, Plg-Bt-Gneis, n=150, S 153/47, L 160/46; Blickrichtung südwestlich;
- f) KJ 09, Qz-Hbl-Schiefer, n=104, S 142/38, L 152/37, Blickrichtung südwestlich;
- g) KJ 16, saurer Metavulkanit, n=130, S 185/28, L 120/12, Blickrichtung südwestlich;
- h) KJ 05, Orthomylonit (getempert), n=200, S 220/16, L 161/09, Blickrichtung südwestlich.

6. Zur Entwicklung der Heimefrontfjella und ihrer geotektonischen Stellung innerhalb Gondwanas

Das Grundgebirge der Milorgfjella und XU-Fjella wird aus amphibolitfaziellen, polyphas tektonisierten Metamorphiten aufgebaut. In der zentralen und nördlichen Milorgfjella dominieren Metaplutonite, in den östlichen und südlichen Nunataks von Milorgfjella sowie in XU-Fjella stehen vorwiegend Metavulkanite und Metasedimente an. Mit Hilfe petrographischer, geochemischer, geochronometrischer und zirkontypologischer Untersuchungen konnte folgendes Modell der präkibarischen, kibarischen und postkibarischen Entwicklung der nördlichen Heimefrontfjella erarbeitet werden.

Die zeitliche Abfolge des magmatischen Geschehens beginnt nach geologischen und geochemischen Befunden mit der Ablagerung tholeiitischer Basalte und saurer bis intermediärer Vulkanite im Wechsel mit Sedimenten. In die vulkanosedimentäre Serie intrudierten kurz vor oder während eines Frühstadiums der kibarischen Orogenese alkalibetonte Granite und Granodiorite (Augengneise) und in einem Spätstadium der Orogenese Granite, Diorite und deren Gangfolgschaft (Laudalkammen-Suite). Die prä- und synkinematischen Magmatite der kibarischen Orogenese datieren zwischen ca. 1150 und 1060 Ma, die letzten spätkibarischen Pegmatite und Mikrogranitgänge weisen Alter zwischen 1060 und 1000 Ma auf. Der jüngste saure Intrusivkörper des präkambri-schen Grundgebirges ist ein unvergneister Granit aus Tottanfjella, dessen Muskovite ein K/Ar-Alter von 886 ± 19 Ma aufweisen (JACOBS pers. Mitt.). Eine große Zahl basischer Gänge, durchschlug zwischen der kibarischen und der panafrikanischen Orogenese das metamorphe Basement. Eine genauere zeitliche Zuordnung mit isotopengeochemischer Altersbestimmung ist durch die meist durchgreifende Diaphthorese nicht möglich. Die jüngsten basischen Intrusiva sind jurassische Dykes und ein mächtiger Sill, die als erste Anzeichen des Gondwana-Zerfalls gedeutet werden (SPAETH & SCHÜLL 1987).

Anhand der Spurenelement-Konzentrationen sind die Edukte einiger Amphibolite als N-Typ-MORB anzusprechen. Diese metamorphen Basalte sind mit Paragneisen, Kalksilikatfelsen und Graphitquarziten vergesellschaftet und treten im Osten Milorgfjellas bei Arntzenrustene sowie in einem vermutlich eingeschuppten oder eingefalteten Zug im Inneren des Buråsbotnen auf. Innerhalb dieser Folgen aus Amphiboliten und Metasedimenten fehlen die sonst z. B. in den südwestlichen Nunataks häufigen Metarhyolithe, so daß für die bimodalen Metavulkanite und die Amphibolit/Metasedimentfolgen unterschiedliche Bildungsräume angenommen werden müssen. Diese Trennung nahm, aufgrund petrographischer Kriterien, bereits JUCKES (1972) vor, indem er die "Amphibolite mit Quarz-Feldspat-Gneisen" in Arntzenrustene von seinen gebänderten "Paragneisen mit Amphiboliten" unterschied.

Der Spurenelementchemismus der sauren Orthogneise (intermediäre und saure Vulkanite, alkalibetonte saure Plutonite) weist auf eine Genese an einem destruktiven Plattenrand innerhalb eines magmatischen Gürtels hin. Als Modell wird hierfür ein Inselbogen mit einem ozeanwärtigen Akkretionskeil vorgeschlagen (Abb. 6.-1). Eine Kontamination mit Krustenmaterial deutet sich durch äußere Zirkonmäntel mit einer für S-Typ-Granite charakteristischen Tracht und eine Verarmung an Nb und Y im Chemismus der

Magmatite an. Daher werden unterhalb des Inselbogens Bestandteile älterer kontinentaler Kruste vermutet. Durch die kibarische Orogenese wurden die kalkalkalischen Magmatite des magmatischen Gürtels mit den MOR-Basalten und Sedimenten räumlich eng verzahnt. Die basischen Vulkanite mit MORB-Charakteristik treten neben Sedimenten im Akkretionskeil an der Subduktionszone auf und sind dort durch den Subduktionsvorgang verschuppt worden. Im *fore arc basin* und innerhalb des magmatischen Bogens sammelten sich Sedimente, Tuffite und kalkalkalische Vulkanite. Dieser Bereich wird heute in tektonisierter Form durch Aufschlüsse mit vorwiegend Metavulkaniten und Metatuffiten (Leabotnen-Formation) in der zentralen Milorgfjella eingenommen. Durch die kibarische Orogenese werden diese Gesteinstypen zusammen mit dem tieferen plutonischen Stockwerk des *magmatic arc* (Kottas-Arc in Abb. 6.-1) gefaltet und metamorphosiert. Heute schließen sich im Süden (rezent) bei den südwestlichen Nunataks von Milorgfjella und in Sivorgfjella Bereiche mit bimodalen Vulkaniten und untergeordnet sauren Intrusiva an.

Zwischen Milorgfjella und der zentralen und südlichen Heimefrontfjella bestehen hinsichtlich Petrographie und Metamorphosebedingungen deutliche Unterschiede. Im Süden der Heimefrontfjella, im westlichen und südwestlichen Tottanfjella sind granulitfazielle Metamorphite aufgeschlossen. Diese Metamorphite sind vorwiegend magmatischen Ursprungs. Als älteste Intrusiva wurden Diorite und Quarzdiiorite identifiziert, die in Sedimentgesteine intrudierten. Ob diese Metadiiorite mit Metasedimenten, die bei Vardeklettane, am Cottontoppen und bei Worsfoldfjellet aufgeschlossen sind, in situ oder nur als große Xenolithe in den jüngeren Metaplutoniten vorliegen, läßt sich an den Aufschlüssen nicht sicher bestimmen. Nachfolgend intrudierten voluminöse, grobkörnige Granite, die heute über weite Strecken entlang des NW-Randes der zentralen und südlichen Heimefrontfjella aufgeschlossen sind (vgl. Abb. 1.-2). Die jüngsten, kibarisch noch tektonisierten Gesteine sind dunkle Monzonorite. Der gesamte Gesteinskomplex erlebte eine granulitfazielle Metamorphose, wobei es zur partiellen Charnockitisierung kam. Das Metamorphosealter der südlichen Heimefrontfjella wurde von ARNDT et al. (1991) auf ca. 1100 Ma datiert.

In der zentralen Heimefrontfjella (Tottanfjella-Nord, Sivorgfjella, XU-Fjella) dominieren Metasedimente und bimodale Metavulkanite, vergneiste Granite und Granodiorite nehmen im Vergleich zur nördlichen Heimefrontfjella deutlich weniger Raum ein. JACOBS & WEBER (1993) unterschieden dominant melanokrate und dominant leukokrate bimodale Sequenzen.

Da bisher keine geochemischen Daten von Gesteinen der zentralen und südlichen Heimefrontfjella vorliegen, ist ein plattentektonisches Modell für diese Region sehr spekulativ. Die Verbreitung der bimodalen Metavulkanite in der zentralen Heimefrontfjella ist in diesem Zusammenhang allerdings beachtenswert. BEST (1982) weist darauf hin, daß es noch kein völlig schlüssiges Modell für die Entwicklung von bimodalen Vulkaniten gibt. Aufgrund seiner Beobachtungen im Yellowstone-Gebiet schlägt er jedoch ein Szenario vor, bei dem der Aufstieg heißen Mantelmateriale in sich dehnende Krustenareale zur Produktion saurer Schmelze in darüber liegenden Krustenniveaus führt. Diese sauren Schmelzen steigen auf, bilden Batholithe und erreichen teilweise die Erdoberfläche (Ignimbrite, saure Tuffe). Nach Abkühlung von Magmenkammern, die

die sauren Vulkanite speisten, können durch weitere Dehnung Aufstiegswege für die dichteren basischen Schmelzen geschaffen werden.

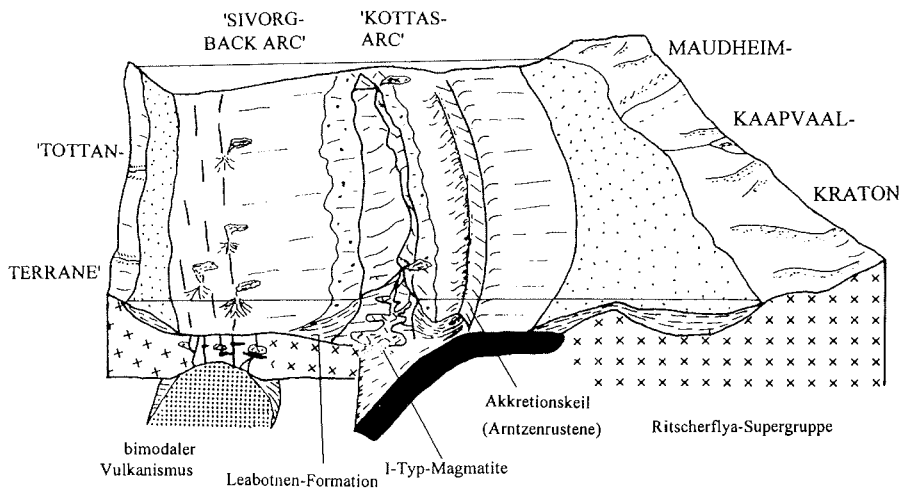


Abb. 6.-1: Modell für die Heimfrontfjella vor ca. 1200 Ma. Der Maudheim-Kraton liegt (rezent) nordwestlich bis nördlich der Heimfrontfjella.

Eine zeitliche oder räumliche Wiederholung dieses Prozesses könnte das Auftreten und die wechselnde Dominanz basischer und saurer Vulkanite erklären. Wenn die Deutung Milorgfjellas als magmatischer Gürtel an einer Subduktionszone richtig ist, könnte die zentrale Heimfrontfjella ein sich intrakontinental entwickelndes *back arc basin* gewesen sein (Abb. 6.-1), denn einerseits wäre Dehnung in dieser plattentektonischen Situation zu erwarten, andererseits würde es die in der zentralen Heimfrontfjella relativ weite Verbreitung von Metasedimenten zwischen vulkanogenen Metamorphiten erklären.

Die von ARNDT et al (1991) publizierten ϵNd -Werte von Gesteinsproben der Heimfrontfjella stützen die Deutung dieses Gebirges als ehemaligen aktiven Kontinentalrand. Die ϵNd -Werte für Milorgfjella liegen zwischen +2 und +4 ($t=1100$ Ma). Sie zeigen damit eine Magmenbildung aus verarmtem Mantelmaterial unter geringer Beteiligung älteren kontinentalen Krustenmaterials an. Nach Süden nehmen die ϵNd -Werte kontinuierlich ab und liegen in Vardeklettane (westliche Tottanfjella) nur noch um -1. Dies indiziert eine zunehmende Beimengung älterer Kruste. Die in der gleichen Arbeit veröffentlichten U/Pb-Datierungen von Zirkonen weisen für Tottanfjella auch bis zu 2000 Ma alte detritische Zirkone nach, während die Daten aus Sivorgfjella und vor allem Milorgfjella belegen, daß die dortige Kruste zwischen 1100 und 1050 Ma weitgehend neugebildet wurde.

An Zirkonen syntektonischer Orthogneise und posttektonischer Granitoide konnte unter Einbeziehung der Daten von ARNDT et al. (1991) ein Alter von ca. 1.050 Ma für die kibarische Orogenese ermittelt werden. Das tektonothermale Geschehen in der Heimefrontfjella kann mit einem pTD-Pfad (Abb. 6.-2) dargestellt werden. Während des Metamorphosemaximums wurde die Granitsoliduskurve erreicht (Feld A, Abb. 6.-2), so daß es bei günstigem Gesteinschemismus zur Bildung von Migmatiten kam. Die schichtungsparelle Foliation S1 der Tektonite und wahrscheinlich der von JACOBS (1991) postulierte Deckenbau in der Heimefrontfjella sind das Resultat dieser frühen kibarischen Deformationsphase D1. In Migmatiten kristallisierten Zirkonmängel um detritische Zirkone, deren Tracht mit Temperaturen um 660°C korreliert. Aus der Grt-Bt-Geothermometrie an Granatkernen lassen sich Temperaturen bis ca. 700°C ableiten.

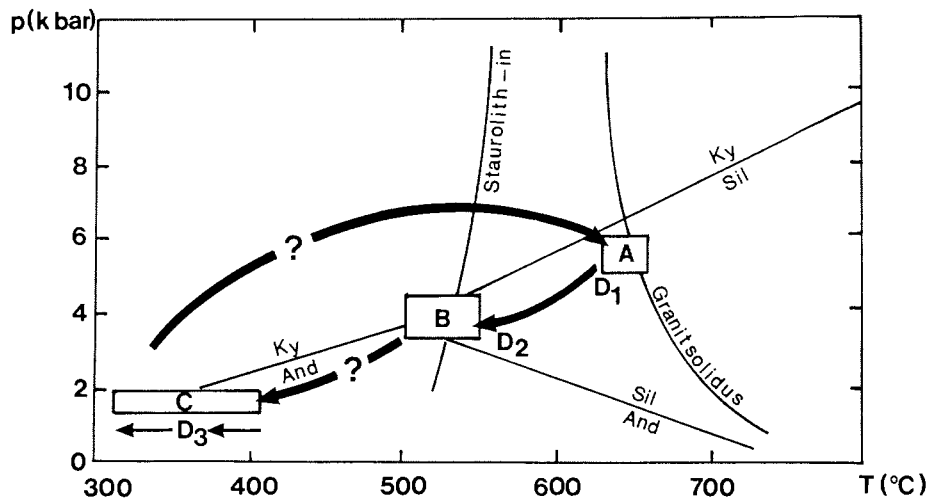


Abb. 6.-2: Ein pTD-Pfad für die nördliche Heimefrontfjella. Feld A ca. 1.100 Ma, Feld B ca. 1.050 Ma (ARNDT et al. 1991); Feld C ca. 500 Ma (JACOBS 1991).

Im Feld B (Abb. 6.-2) sind die besser eingrenzbaren Metamorphosebedingungen am Ende der kibarischen Orogenese umrissen. Unter diesen Bedingungen im Grenzbereich von unterer Amphibolit- und höherer Grünschieferfazies entstanden die Mylonite mit NE-gerichteter Kinematik und die Gesteine wurden um NW-SE-orientierte Achsen verfaltet (D2). Zum Ende der kibarischen Orogenese intrudierten die Magmatite der Laudalkammen-Suite, die durch den NE-SW-gerichteten Spannungsplan ihre steil nach SW einfallende, schwach ausgeprägte Foliation erhielten. In Gesteinen des Sverdrupfjella-Komplexes ist diese relativ steile S2-Foliation als zweite, weitständigere Flächenschar entwickelt.

Eine große zeitliche Lücke klafft zwischen den Feldern B und C der Abb. 6.-2. Die Datierung von Biotiten mit der K/Ar-Methode ergab Krustenabkühlungsalter (<300°C)

von ca. 500 Ma (JACOBS 1991, S. 88). In einem NW-SE-orientierten Spannungsplan entstanden Überschiebungszonen mit NW-gerichteter Kinematik. Die Störungszonengesteine zeigen Mikro- und Quarzgefüge, die auf eine Entstehung zwischen der höheren Grünschieferfazies bis zur Grenze zwischen duktiler und spröder Gesteinsdeformation in der unteren Grünschieferfazies hinweisen. Auch die meist steilen B3-Faltenachsen können auf diesen Spannungsplan zurückgeführt werden. Mit dem tektonothermalen Ereignis um 500 Ma war eine kräftige, aber nicht durchgreifende Diaphthorese in der zentralen und nördlichen Milorgfjella verbunden. Neben dieser intensiveren retrograden Überprägung läßt sich das 'Milorgfjella-Terrain' von der nördlichen Sivorgfjella durch sprunghaft verringerte Metamorphosedrucke während der kibarischen Orogenese (Tab. 4.-2) abgrenzen. Wahrscheinlich verlaufen zwischen Sivorgfjella und Milorgfjella steile Störungszonen mit großem vertikalem Versatz, die auch die Grenze zwischen dem ehemaligen, als Kottas-Arc bezeichneten Inselbogen und seinem rückwärtigen Raum markieren. Eine E-W- bis NE-SW-streichende Störungszone südlich des Hauptmassivs von Milorgfjella bei Lauringrabben und Hasselknippenova enthält duktil deformierte Mylonite, die darauf hindeuten, daß nicht nur die oberkretazische Zerböckung, sondern auch eine ältere Störungszone die heute zutage tretenden Unterschiede der metamorphen Überprägung zwischen Milorgfjella und Sivorgfjella verursacht hat. Dabei ist die angesprochene Störungszone südlich des Hauptmassivs nicht die Grenze zwischen den temperaturbetonten, amphibolitfaziellen Metamorphiten Milorgfjellas (Sillimanit) und den druckbetonten, amphibolitfaziellen Metamorphiten Sivorgfjellas (Disthen). Zwar sind die Metamorphite der südwestlichen Nunataks von Milorgfjella den Gesteinen Sivorgfjellas und XU-Fjellas ähnlicher als denen der übrigen Milorgfjella, aber die pT-Daten mit den gegenüber Sivorgfjella um 1-2 kbar verminderten Metamorphosedrucken stammen aus den südwestlichen Nunataks von Milorgfjella, die schon südlich der Hasselknippenova-Lauringrabben-Störungszone liegen. Die Hauptstörungszone verläuft wahrscheinlich unterhalb des Haugebreen-Gletschers (Abb. 6.-3), der diese alte tektonische Schwächezone vermutlich Durchbruch genutzt hat. In Abb. 6.-3 wurde der vermutete Verlauf der Störungszone eingetragen. Hierbei ist allerdings unklar, ob XU-Fjella zu den Gebieten mit druck- oder temperaturbetonten Metamorphiten gehört, da dort bisher keine Al_2SiO_5 -Polymorphe gefunden wurden.

Mit den kurz umrissenen Resultaten der eigenen Ergebnisse und den daraus gezogenen Schlußfolgerungen soll im Folgenden die Stellung der Heimefrontfjella bei der Bildung "Proto-Gondwanas" oder "Rodinias" (MCMENAMIN & MCMENAMIN 1990) diskutiert werden. In den letzten Jahren stand die Rolle des pazifischen Randes von Ostantarktika, an dessen atlantischseitigem Nordende die Heimefrontfjella liegt, im Mittelpunkt von Hypothesen zur Existenz eines neoproterozoischen Superkontinents (Zusammenfassung bei STOREY 1993). Nach der SWEAT-Hypothese (MOORES 1991, DALZIEL 1991, HOFFMAN 1991) existierte im Neoproterozoikum ein Superkontinent, der die Kontinente Afrika, Laurentia, Sibiria, India, Australia, Ostantarktika und Südamerika umfaßte. Die pazifische Seite Ostantarktikas, die etwa dem Verlauf des Transantarktischen Gebirge entspricht, soll mit dem pazifischen Rand Laurentias verbunden gewesen sein. In diesem Falle wäre die Heimefrontfjella die antarktische Fortsetzung des Grenville-Belts (Abb. 6.-4). Nach dem Modell von HOFFMAN (1991) sind die kibarischen Strukturen der Heimefrontfjella zwar bei der Kollision mit dem Kaapvaal-Kraton vor 1100 Ma

entstanden, jedoch an seinem heute nördlichen Rand, weil der Kaapvaal-Kraton gegenüber seiner heutigen Position um 180° gedreht war. In diesem Falle könnte der Namaqua-Natal-Belt nicht die afrikanische Fortsetzung der kibarischen Orogene Ostantarktikas sein. Vergleicht man jedoch die Strukturen und Lithologien der Heimefrontfjella mit denen Natals, so kann man nicht nur aus dem tektonischen Baustil ein 1100 Ma altes Kollisionsorogen um einen südlichen Vorsprung des Kaapvaal-Kratons schlüssig rekonstruieren (JACOBS et al. 1993), sondern es sind auch direkt petrographisch-geochemisch vergleichbare Gesteinstypen in beiden Regionen vorhanden. Hierzu zählen vor allem die Mzumbe-Gneise Natals (JACOBS & THOMAS 1994), als deren antarktische Äquivalente die grauen, intermediären Metavulkanite der nördlichen Vikenegg aufzufassen sind. Die gut untersuchten Anteile des kibarischen Belts, die sich südöstlich um einen südlichen Sporn des Kaapvaal-Kratons und seines antarktischen Bruchstücks herumziehen, sind als angefaltete Inselbögen zu identifizieren. Das amphibolitfazielle Mzumbe-Terrane in Natal und das südlich daran anschließende granulitfazielle Margate-Terrane (JACOBS & THOMAS 1994) entsprechen bezüglich der Petrographie und des Metamorphosegrades dem 'Kottas-Arc' und dem 'Tottan-Terrane' der Heimefrontfjella (Abb.6.-1). Ob, wie in Natal angenommen, auch in der Heimefrontfjella eine weitere ehemalige Subduktionszone zwischen dem 'Kottas-Arc' und dem 'Tottan-Terrane' nachzuweisen ist, müssen weitere geochemische Untersuchungen an Gesteinen Sivorgfjellas und Tottanfjellas klären. Aufgrund der voluminösen, vergneisten Magmatite in Tottanfjella und Teilen der südlichen Sivorgfjella ist diese Hypothese nicht auszuschließen.

Unabhängig von den vorgeschlagenen Proto-Gondwana-Rekonstruktionen ist als stabiles Vorland für die kibarischen Gebirgsgürtel von Heimefrontfjella, Kirwanveggen und H.U. Sverdrupfjella die Grunehogna-Provinz (GROENEWALD et al. 1991), die den 3000 Ma alten Maudheim-Kraton und das auf diesem Stabilbereich nahezu undeformiert aufliegende Jungproterozoikum der Ritscherflya-Supergruppe umfaßt, im Norden der Heimefrontfjella identifiziert worden. Wäre die Heimefrontfjella die Fortsetzung des Grenville-Belts, sollte im Gegensatz hierzu ihr Vorland im Südosten liegen. Aufgrund der tektonischen Vergenzen, die generell in nordwestliche bis nordöstliche Richtungen weisen, kann ein stabiles Vorland auf der polwärtigen Seite der Heimefrontfjella in unmittelbarer Nachbarschaft des aufgeschlossenen Gebirgszuges mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Nachdem der Superkontinent Rodinia bis vor etwa 570 Ma (oder 700 Ma) stabil blieb, soll nach MOORES (1991), DALZIEL (1991) und HOFFMAN (1991) der Kontinent zerbrochen und ein Mozambique-Ozean zwischen Ostantarktika und Afrika subduziert worden sein. Durch die Kollision zwischen Ostantarktika und Afrika wurde der kibarische Mozambique-Belt vor ca. 500 Ma panafrikanisch überprägt.

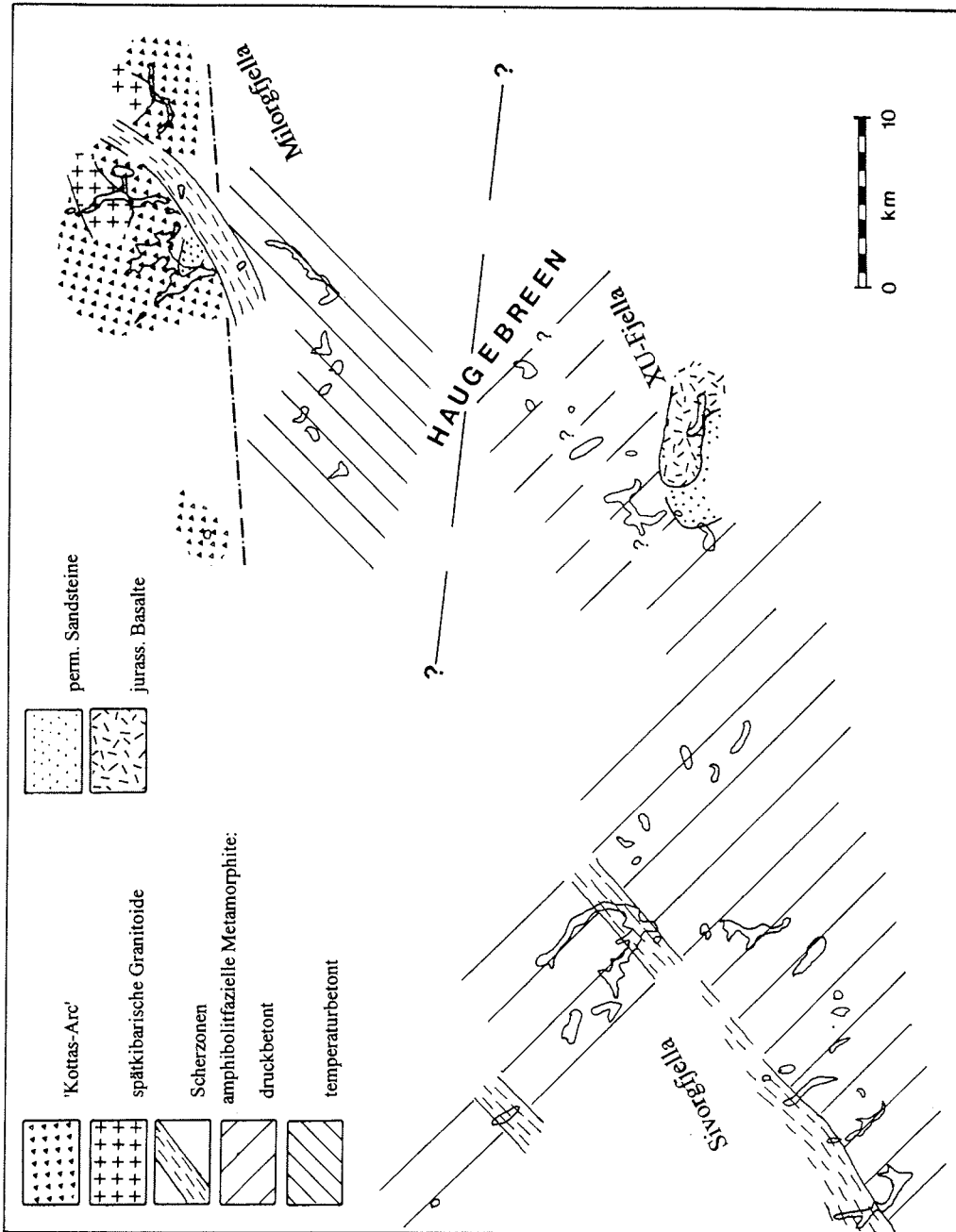


Abb. 6.-3: Vereinfachte geologische Übersichtskarte der nördlichen Heimfrontfjella. Eingetragen wurden die Südgrenze (strichpunktirt) der zum 'Kottas-Arc' gehörenden Lithofazies und der vermutete Verlauf einer Störung zwischen den temperaturbetonten, amphibolitfaziellen Metamorphiten der südlichen Milorgfjella und den druckbetonten, amphibolitfaziellen Metamorphiten der zentralen Heimfrontfjella.

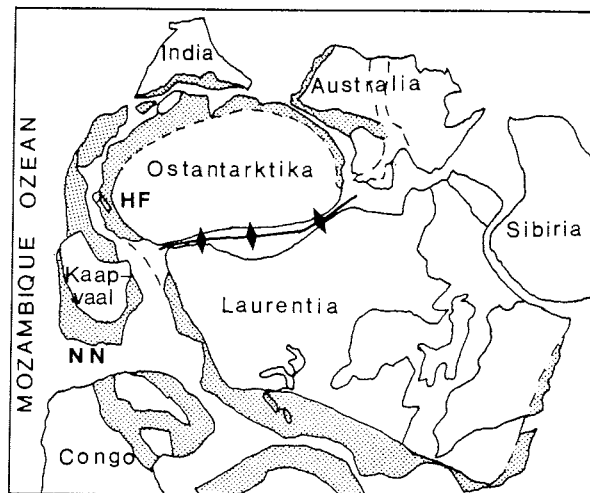


Abb. 6.-4: Rekonstruktion einer jungproterozoischen Pangäa vor ca. 700 Ma (verändert nach HOFFMAN 1991). Schattiert: grenvillisch-kibarische Gebirgsgürtel; NN = Namaqua-Natal-Belt, HF = Heimefrontfjella; ◆◆— jungproterozoisch-kambrische Riftzone.

Abgesehen von der für die Subduktion des riesigen Mozambique-Ozeans sehr knappen Zeit (max. 70 oder 130 Ma), fehlen zum Beleg dieser Hypothese Sedimente dieses Ozeans und subduktions- und kollisionsbezogene Magmatite zwischen Afrika und Ostantarktika. Weitere Argumente gegen die SWEAT-Hypothese sind aufgrund der geologischen Verhältnisse auf der pazifischen Seite Ostantarktikas geäußert worden (TESSENHORN et al. 1991, STOREY 1993, ROWELL et al. 1993), so daß die SWEAT-Rekonstruktion für den in den Originalarbeiten genannten Zeitraum angezweifelt werden kann. Allerdings existieren auch Hinweise für eine Trennung zwischen Ostantarktika und dem südlichen Afrika im jüngsten Präkambrium und Kambrium. In der Heimefrontfjella können zahlreiche grünschieferfazielle basische Dykes dem Zeitabschnitt zwischen dem Ende der kibarischen und dem Beginn der panafrikanischen Orogenese zugeordnet werden. Diese streichen relativ einheitlich um NNE-Richtungen und stehen meist steil. Auch aus anderen Teilen des pazifischen Randes von Ostantarktika sind basische, präpanafrikanische Dykes bekannt (PETERS & SPAETH 1988), die eine oder mehrere Phasen mit etwa E-W gerichteter Krustendehnung am atlantikseitigen Nordende Ostantarktikas zwischen dem Ende der kibarischen und dem Beginn der panafrikanischen Orogenese belegen. Auch wurden für Ost- und Westgondwana scheinbare Polwanderkurven erstellt (MCWILLIAMS 1981), die sich erst ab 500 Ma überschneiden, d. h. erst durch die panafrikanische Orogenese wurden Ost- und Westgondwana verschweißt.

Für die panafrikanische Orogenese in der Heimefrontfjella ist festzustellen,
- daß Überschiebungen mit NW-gerichteter Kinematik und offene Falten damit verbunden sind,

- daß eine kräftige Diaphthorese in der Umgebung von Überschiebungen festzustellen ist und
- daß ältere, kibarische Strukturen teilweise reaktiviert wurden.

In weiter östlich liegenden Regionen, in den Gebirgen des zentralen und östlichen Dronning Maud Landes, nimmt das Ausmaß der panafrikanischen Überprägung kontinuierlich zu (RAVICH & KRYLOV 1964, RAVICH & KAMENEV 1982). Die Metamorphose in der Amphibolit-, lokal auch der Granulitfazies und ein intensiver saurer Magmatismus sind auf ca. 500 Ma zu datieren. Die nur schwache tektonothermale Überprägung in der Heimefrontfjella (wie auch in Kirwanveggen und H.U. Sverdrupfjella) weist den Gebirgen des westlichen Dronning Maud Landes eine periphere Lage während der panafrikanischen Orogenese zu.

Ursache für die panafrikanische tektonothermale Überprägung ist nach Vorstellungen von MOYES et al. (1993) magmatisches *underplating* in großem Maßstab. Dadurch wären *uplift*, saure A-Typ-Granite (ein kleinerer A-Typ-Granitpluton existiert in Kirwanveggen), schwache Metamorphose und Bildung von Scherzonen zu erklären. Sollte jedoch die Haupttektogenese im zentralen Dronning Maud Land panafrikanisches Alter haben, könnte die Heimefrontfjella die Außenzone eines sich vom zentralen Dronning Maud Land nach SW fortsetzenden, panafrikanischen Kollisionsorogens sein. Dann wäre eine *underplating*-Hypothese zur Erklärung des tektonothermalen Ereignisses vor 500 Ma im westlichen Neuschwabenland nicht unbedingt erforderlich. JACOBS (1991) veröffentlichte K/Ar-Alter zwischen 800 und 1000 Ma von den westlichsten Nunataks der Heimefrontfjella und vom 60 km westlich der Heimefrontfjella gelegenen Mannefallknausane, die belegen, daß westlich der Heimefrontfjella vor 500 Ma Temperaturen oberhalb 350° nicht mehr erreicht wurden.

In diesem Zusammenhang ist die Frage nach der Fortsetzung des panafrikanischen Mozambique-Belts von großem Interesse. Sollte dieses Kollisionsorogen im zentralen Dronning Maud Land seine Fortführung in den antarktischen Kontinent finden, bleibt fraglich, ob das panafrikanische Orogen blind innerhalb Ostantarktikas endet oder südöstlich der Heimefrontfjella eine Verbindung zum Ross-Orogen aufweist. Nach dem bisherigen Kenntnisstand kann diese Frage noch nicht geklärt werden.

7. Literaturverzeichnis

- ADAM, J.F. (1989): Methoden und Algorithmen axialer 3-D-Richtungsdaten und ihrer Belegungsdichten.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., **40**: 1-100.
- ALLEN, A.R. (1991): The tectonic and metamorphic evolution of H.U. Sverdrupfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A. & CRANE, J.A. [Hrsg.]: Geological Evolution of Antarctica, 53-60, Cambridge.
- ARNDT, N., DRÜCKER, C., FIELTZ, W., HUNGELING, E., LIPPMANN, H., MILLER, H., PATZELT, G., SÄLZLE, A., SPAETH, G., TAPPER, M., WALTER, C. & WEBER, K. (1987): Die 2. Neuschwabenland-Expedition in die Kottas-Berge.- Ber. Polarf., **33**: 134-158.
- ARNDT, N.T., TODT, W., CHAUVEL, C., TAPPER, M. & WEBER, K. (1991): U-Pb zircon age and Nd isotopic composition of granitoids, charnockites and supracrustal rocks from Heimefrontfjella, Antarctica.- Geol. Rundsch., **80**: 759-777.
- AUCAMP, A.P.H., WOLMARANS, L.G. & NEETHLING, D.C. (1972): The Urfjell Group, a deformed (?)early Palaeozoic sedimentary sequence, Kirwanveggen, western Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. [Hrsg.]: Antarctic Geology and Geophysics. 557-562, Oslo.
- BARKER, A.J. (1989): Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures.- 162 S., Blackie, Glasgow, London.
- BARTON, J.M. & 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.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. (1973): Microstructure of mylonites and their descriptive terminology.- Lithos, **6**: 337-348.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. (1976): The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, central Australia.- Tectonophysics, **32**: 235-267.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides.- J. Geol., **76**: 382-403.
- BEST, M.G. (1982): Igneous and Metamorphic Petrology.- 630 S., Freeman, San Francisco.
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. (1978): Le quartz en rubans dans les mylonites.- Bull. Soc. géol. France, **20**: 253-262.
- BRUNK, K. (1986): Kartographische Arbeiten und deutsche Namengebung in Neuschwabenland, Antarktis.- Dt. Geodät. Kommission, Reihe E, **24/I**: 1-42.
- BÜCKSTEEG, A. (1993): Zirkontypologische sowie begleitende petrographische und geochemische Untersuchungen an Gneisen und Granitoiden der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Neuschwabenland, Antarktika).- 68 S., unveröff. Dipl. Arb., RWTH Aachen.
- CANN, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., **10**: 7-11.
- CHATTERJEE, N.D. & JOHANNES, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-muscovite KAl₂[AlSi₃O₁₀(OH)₂].- Contrib. Mineral. Petrol., **48**: 89-114.

- DAZIEL, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica - Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent.- *Geology*, **19**: 598-601.
- ESSENE, E.J. (1989): The current status of thermobarometry in metamorphic rocks.- In: DALY, J.S., CLIFF, R.A. & YARDLEY, B.W.D. [Hrsg.]: *Evolution of Metamorphic Belts*. Geol. Soc. Spec. Publ., **43**: 1-44, London.
- FAURE, G., BOWMAN, J.R. & ELLIOT, D.H. (1979): The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Kirwan volcanics of Dronning Maud Land: comparison with the Kirkpatrick Basalts, Transantarctic Mountains.- *Chem. Geol.*, **26**: 77-90.
- 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.
- FIELITZ, W. & SPAETH, G. (1991): A structural survey of Precambrian rocks, Heimefrontfjella, western Neuschwabenland, with special reference to the basic dykes.- In: THOMSON, M.R.A., CRANE, J.A. & THOMSON, J.W. [Hrsg.]: *Geological Evolution of Antarctica*, 67-72, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nord-östlichen oberösterreichischen Moldanubikum.- *Jb. Geol. B.-A.*, **131**: 255-266.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements.- *Chem. Geol.*, **21**: 291-306.
- FOSTER, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas.- *Geol. Survey Prof. Paper*, **354-B**: 24-29.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **108**: 405-428.
- GARCIA CELMA, A. (1982): Domainal and fabric heterogenities in the Cap de Creus quartz mylonites.- *J. Struct. Geol.*, **4**: 443-455.
- GHENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**: 92-97.
- GREENOUGH, J.D. & PAPEZIK, V.S. (1985): Chloritization and carbonatization of Cambrian rocks in eastern Newfoundland and southern New Brunswick, Canada.- *Chem. Geol.* **53**: 53-70.
- 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.*, **148**: 1115-1123.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks.- In: BAILEY, S.W. [Hrsg.]: *Micas*. Min. Soc. Am., *Reviews in Mineralogy*, **13**: 357-467.
- HALPERN, M. (1970): Rubidium-Strontium date of possibly three billion years for a granite rock from Antarctica.- *Science*, **169**: 977-978.

- HARRIS, C., MARSH, J.S., ERLANK, A.J. & DUNCAN, A.R. (1987): Jurassic basalts of Dronning Maud Land and their significance for Gondwana reconstruction.- Proc. 5th Int. Symp. Antarct. Earth Sci., S. 62, Cambridge.
- HAEVERKAMP, J. (1991): Detritusanalyse unterdevonischer Sandsteine des Rheinischen-Ardennischen Schiefergebirges und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der sedimentliefernden Hinterländer.- 195 S., Diss. RWTH Aachen.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- *Eclogae geol. Helv.*, **78**: 273-286.
- HIPPERTT, J.F.M. (1993): 'V'-pull-apart microstructures: a new shear-sense indicator.- *J. Struct. Geol.*, **15**: 1393-1403.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.- *Am. Mineral.*, **67**: 1118-1134.
- HOFFMAN, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? - *Science*, **252**: 1409-1412.
- HOISCH, T.D. (1989): A muscovite-biotite geothermometer.- *Am. Mineral.*, **74**: 565-572.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the alumo-silicate phase diagram.- *Am. J. Sci.*, **271**: 97-131.
- HOLM, P.E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**: 308-310.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen.- *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin*, **1**: 1-131.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**: 208-232.
- HOTTEN, R. (1993): Die mafischen Gänge der Shackelton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik.- *Ber. Polarf.*, **118**: 1-225.
- 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.
- IRVINE, N.T. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- *Canad. J. Earth Sci.*, **8**: 523-548.
- JACOBS, J. (1991): Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimfrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika).- *Ber. Polarforsch.*, **97**: 1-141.
- JACOBS, J., HEJL, E., WAGNER, G.A. & WEBER, K. (1992): Apatite fission track evidence for contrasting thermal and uplift histories of metamorphic basement blocks in western Dronning Maud Land.- In: YOSHIDA, Y. et al. [Hrsg.]: *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. 323-330.
- JACOBS, J. & KREUTZER, S. (1990): Geological mapping and structural investigations on basement rocks of Sivorgfjella.- In: KARLKVIST, A. [Hrsg.]: *Swedisch Antarctic Research Programme - A Cruise Report*: 32-33, Stockholm.

- JACOBS, J., KREUTZER, S., SCHNELLBACH, U., SCHULZE, P., SPAETH, G. & ZARSKE, G. (1991): Geologische Kartierung in der Heimefrontfjella.- Ber. Polarf., **89**: 93-102.
- JACOBS, J. & THOMAS, R.J. (1994): Oblique collision at about 1.1 Ga along the southern margin of the Kaapvaal continent, south-east Africa. Geol. Rundsch., **83**: 322-333.
- JACOBS, J., THOMAS, R.J. & WEBER, K. (1993): Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal craton during the Kibaran (Grenville) orogeny.- Geology, **21**: 203-206.
- JACOBS, J. & WEBER, K. (1993): Geologische Karte (Luftbildkarte) 1:25000 Scharffenbergbotnen 11 18 W 74 37.- Hrsg. IfAG, Frankfurt/M.
- JENSEN, L.S. (1976): A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks.- Ontario Div. Mines, MP **66**: 1-22.
- JESSEL, M.W. (1988): Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates - I. Description of the model.- J. Struct. Geol., **10**: 771-778.
- JESSEL, M.W. & LISTER, G.S. (1990): A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics.- In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. [Hrsg.]: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., **54**: 353-362, London.
- JUCKES, L.M. (1972): The geology of north-eastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- Brit. Ant. Surv. Sci. Rep., **65**: 1-44.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals.- Am. Mineral., **68**: 277-279.
- KREUTZER, S. (1992): Zur Geologie des östlichen Thurntaler Quarzphyllitkomplexes und zu seiner tektonischen Einbindung in das Ostalpin der südöstlichen Deferegger Alpen, Osttirol.- 166 S., Diss. RWTH Aachen.
- KROGH, T.E. (1973): A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations.- Geochim. Cosmochim. Acta, **37**: 485-494.
- KRUHL, J.H. (1986): Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine "Root Zone" (Western Alps).- Geol. Rundsch., **75**: 601-623.
- KRUHL, J.H. (1991): Why always quartz? - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1991**: 123-137.
- LARSSON, K. & BYLUND, G. (1988): Sedimentology, stratigraphy and paleomagnetism in the Heimefrontfjella Range.- Ber. Polarf., **58**: 174-180.
- LAW, R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology.- In: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. [Hrsg.]: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., **54**: 335-352, London.
- LAW, R.D., KNIPE, R.J. & DAYAN, H. (1984): Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland.- J. Struct. Geol., **6**: 477-497.
- LAW, R.D., SCHMID, S.M. & WHEELER, J. (1990): Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland.- J. Struct. Geol., **12**: 29-45.

- LEAKE, B.E. (1964): The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites.- J. Petrol., **5**: 238-254.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles.- Am. Mineral., **63**: 1023-1052.
- LISTER, G.S. (1977): Discussion: Crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear.- Tectonophysics, **39**: 51-54.
- LISTER, G.S. (1981): The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite.- J. Struct. Geol., **3**: 67-75.
- LISTER, G.S. & DORNSIEPEN, U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulite terrain.- J. Struct. Geol., **4**: 81-92.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history.- J. Struct. Geol., **2**: 355-370.
- LISTER, G.S. & PRICE, G.P. (1978): Fabric development in a quartz-feldspar mylonite.- Tectonophysics, **49**: 37-78.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1984): S-C Mylonites.- J. Struct. Geol., **6**: 617-638.
- LISTER, G.S., PATERSON, M.S. & HOBBS, B.E. (1978): The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model.- Tectonophysics, **45**: 107-158.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena.- J. Struct. Geol., **1**: 283-297.
- LLOYD, G.E. & FREEMAN, B. (1994): Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions.- J. Struct. Geol., **16**: 867-881.
- LOSKE, W.P. (1992): Sedimentologie, Herkunft und geotektonische Entwicklung paläozoischer Gesteine der Präkordillere West-Argentiniens.- Münchner Geol. Hefte, **7**: 1-155.
- MAGER, D. (1981): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Zirkonen des altkristallinen Augengneises von Sand in Taufers (Südtirol) und einiger benachbarter Gesteine.- N. Jb. Miner. Mh., **1981**: 385-397.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.L., BLUMENFELD, P. & TUBIA, J.M. (1986): Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature.- Geology, **14**: 819-822.
- MANCKTELOW, N.S. (1987): Atypical textures in quartz veins from the Simplon Fault Zone.- J. Struct. Geol., **9**: 995-1005.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids.- Geol. Soc. Am. Bull., **101**: 635-643.
- McMENAMIN, M.A.S. & McMENAMIN, D.L.S. (1990): The Emergence of the Animals - The Cambrian Breakthrough.- Columbia University Press, 271 S., New York.
- McWILLIAMS, M.O. (1981): Palaeomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwana.- In: KRÖNER, A. [Hrsg.]: Precambrian Plate Tectonics, 649-688, Elsevier, Amsterdam.

- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.- *Chem. Geol.*, **56**: 207-218.
- METZ, P. (1976): Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**: 137-148.
- MILLER, H. & OERTER, H. [Hrsg.]. (1991): Tiefenseismische Untersuchungen entlang eines Profils in der Heimefrontfjella.- *Ber. Polarf.*, **86**: 103-123.
- MOORES, E.M. (1991): Southwest U.S. - EastAntarctica (SWEAT) connection: A hypothesis.- *Geology*, **19**: 425-428.
- MOYES, A.B. & BARTON, J.M. (1990): A review of isotopic data from western Dronning Maud Land, Antarctica.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1/2**: 19-31.
- MOYES, A.B., BARTON, J.M. & GROENEWALD, P.B. (1993): Late Proterozoic to Early Palaeozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: supercontinental fragmentation and amalgamation.- *J. Geol. Soc.*, **150**: 833-842.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976): Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks.- 444 S., Wiley, London, New York, Sidney, Toronto.
- PAECH, H.J., LAIBA, A.A., SHULYATIN, O.G., ALEKSASHIN, N.D. & TRAUBE, V.V. (1991): Contribution to the geology of Western Dronning Maud Land: Present knowledge, latest results and unsolved problems.- *Z. Geol. Wiss.*, **19**: 127-143.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators.- *J. Struct. Geol.*, **8**: 831-843.
- PEARCE, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.- *Tectonophysics*, **25**: 41-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.*, **25**: 956-983.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975): The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**: 419-426.
- PERCHUK, L.L. & LAVRENT'ÉVA, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite.- In: SAXENA, S.K. [Hrsg.]: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. 199-239, Springer, New York.
- PETERS, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen.- *Ber. Polarf.*, **61**: 1-186.
- PETERS, M. & SPAETH, G. (1988): Basische Gänge in der Shackelton Range.- *Ber. Polarf.*, **58**: 222-227.
- PHILLIPS, E.R. (1980): On polygenetic myrmekite.- *Geol. Mag.*, **117**: 29-36.
- PLATT, J.P. (1984): Secondary cleavage in ductile shear zones.- *J. Struct. Geol.*, **6**: 439-442.

- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks.- *J. Struct. Geol.*, **2**: 397-410.
- PLUMSTEAD, E.P. (1975): A new assemblage of plant fossils from Milorgfjella, Dronning Maud Land.- *Brit. Ant. Surv. Sci. Rep.*, **83**: 1-30.
- POLDERVAART, A. (1955): Zircons in rocks 1: Sedimentary rocks.- *Am. Jour. Sci.*, **253**: 433-461.
- POLDERVAART, A. (1956): Zircons in rocks 2: Igneous rocks.- *Am. Jour. Sci.*, **254**: 521-554.
- POSCHER, G. (1988): Fazielle Untersuchungen in den jungpaläozoischen Sedimenten der Heimelfrontfjella und der Kraulberge.- *Ber. Polarf.*, **58**: 180-183.
- POSCHER, G. (1992): Mikrotexturelle, sedimentpetrographische und geochemische Vergleichsuntersuchungen an jungpaläozoischen Diamiktiten der Ostantarktis, präkambrischen Diamiktiten Schottlands und glazialen Sedimenten der Ostalpen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135**: 493-511.
- 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.
- PRICE, G.P. (1985): Preferred orientations in quartzites.- In: WENK, H.R. [Hrsg.]: Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis, 385-406, Academic Press; Orlando [u. a.].
- PRYER, L.L. (1993): Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada.- *J. Struct. Geol.*, **15**: 21-36.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 207-220.
- PUPIN, J.P. (1985): Magmatic zoning of Hercynian granites in France based on zircon typology.- *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **9**: 29-56.
- PUPIN, J.P. & TURCO, G. (1972): Le zircon accessoire en géothermometrie.- *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, **274**: 2121-2124.
- PUPIN, J.P., BONIN, B., TESSIER, M. & TURCO, G. (1978): Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la caractérisation du zircon dans les granitoïdes.- *Bull. Soc. géol. France*, **5**: 721-725.
- RAVICH, M.G. & KAMENEV, E.N. (1982): Crystalline Basement of the Antarctic Platform.- 574 S., Wiley, New York.
- RAVICH, M.G. & KRYLOV, A.J. (1964): Absolute ages of rocks from East Antarctica.- In: ADIE, R.J. [Hrsg.]: Antarctic Geology. 579-589, North Holland Publishing Company, Amsterdam.
- RIBBE, P.H. (1983): The chemistry, structure and nomenclature of feldspars.- In: RIBBE, P.H. [Hrsg.]: Feldspar Mineralogy. 2. Aufl., Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, **2**: 1-19.
- RITSCHER, A. (1942): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39.- 304 S., Koehler & Amelang, Leipzig.

- ROSE, G. & MCELROY, C.T. (1987): Coal potential of Antarctica.- Dpt. Resources & Energy, Resource Rep. **2**: 1-19, Canberra.
- ROWELL, A.J., REES, M.N., DUEBENDORFER, E.M., WALLIN, E.T., SCHMUS, W.R. VAN & SMITH, E.I. (1993): An active Neoproterozoic margin: evidence from the Skeleton Glacier area, Transantarctic Mountains.- *J. Geol. Soc.*, **150**: 677-682.
- SCHAEUBEN, H. & SIEMES, H. (1991): MENTEX for quantitative texture analysis.- *Geodata*, **1**: 21-25.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B., SCHUBERT, G. & FRASL, G. (1992): Diskriminierung von S-Typ und I-Typ Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen.- *Frankfurter geowiss. Arb., Serie A*, **11**: 149-153.
- SCHLIESTEDT, M. (1980): Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland.- Unveröff. Diss., 143 S., TU Braunschweig.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns.- *Geophys. Monograph.*, **36**: 263-286.
- SCHULZE, P. (1992): Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontjella (westliches Dronning Maud Land/ Antarktis).- *Ber. Polarf.*, **117**: 1-321.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**: 101-118.
- SIEMES, H. (1967): Ein Rechenprogramm zur Auswertung von Röntgen-Texturgoniometer-Aufnahmen.- *N. Jb. Miner. Mh.*, **1967**: 49-60.
- SPAETH, G. & FIELTIZ, W. (1987): Structural investigations in the Precambrian of Western Neuschwabenland, Antarctica.- *Polarforsch.*, **57**: 71-92.
- SPAETH, G. & SCHÜLL, P. (1987): A survey of Mesozoic dolerite dikes from Western Neuschwabenland and their geotectonic significance.- *Polarforsch.*, **57**: 93-113.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead evolution by a two-stage-model.- *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **26**: 207-221.
- STOREY, B.C. (1993): The changing face of late Precambrian and early Paleozoic reconstructions.- *J. Geol. Soc.*, **150**: 665-668.
- STORRE, B. & KAROTKE, E. (1971): Experimentelle Anatexis von Glimmerschiefern in Modellsystemen.- *Fortschr. Mineral.*, **49**: 56-58.
- SWITHINBANK, C. (1959): Glaciology. I. The morphology of the inland ice sheet and nunatak areas of western Dronning Maud Land.- *Norw.-Br.-Swed. Ant. Exped. Scient. Results*, **3D**: 97-117.
- TESSENHORN, F., PAECH, H.J. & KLEINSCHMIDT, G. (1991): Laurentia as a fragment of Gondwana: Evidence against the hypothesis from an Antarctic viewpoint.- *Geol. Soc. America Abstr. Progr.* **23** (5): A304.
- THOMAS, R.J. & EGLINGTON, B.M. (1990): A Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic study of the Mzumbe Suite, the oldest intrusive granitoid in southern Natal, South Africa.- *South Afr. J. Geol.*, **93**: 761-765.

- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks.- *Amer. J. Sci.*, **276**: 401-454.
- THOMPSON, A.B. & ALGORE, J.R. (1977): Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O .- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**: 247-269.
- TRÖGER, W.E. (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*.- 2. Aufl., 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- TRZCIENSKI, W.E. (1977): Garnet zoning - product of a continuous reaction.- *Canad. Miner.*, **15**: 250-256.
- VOLL, G. (1969): *Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose*.- 206 S., Habil. Schrift, TU Berlin.
- WALKER, K.R., JOPLIN, G.A., LOVERING, J.F. & GREEN, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of north-western Queensland.- *J. geol. Soc. Australia*, **6**: 149-177.
- WEBER, K., ARNDT, N., 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.
- WERNER, C.D. (1987): Saxonian granulites - igneous or lithogenous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes.- *ZfS-Mitteilungen*, **133**: 221-250.
- WHITBY, K.J., ROSE, G. & MCELROY (1983): Formational mapping of the Beacon Supergroup type area with special reference to the Weller coal measures, South Victoria Land, Antarctica.- In: OLIVER, R.L. & JAMES, P.R. [Hrsg.]: *Antarctic Earth Science*, 228-232, Cambridge University Press, Cambridge.
- WHITE, S. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites.- *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, **283**: 69-86.
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*.- 382 S., Enke, Stuttgart.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**: 459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- *Chem. Geol.*, **20**: 325-343.
- WINKLER, H.G.W. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*.- 5. Aufl., 348 S., Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- WOLMARANS, L.G. & KENT, L.E. (1982): Geological investigations in Western Dronning Maud Land, Antarctica - a synthesis.- *South Afr. J. Antarct. Res.*, *Suppl.* **2**: 1-93.
- WORSFOLD, R.J. (1967): *The Geology of southern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land*.- Ph. D. thesis., 176 S., Univ. Birmingham [unveröff.].

- YARDLEY, B.W.D. (1989): An Introduction to Metamorphic Petrology.- 248 S., Longmann, Harlow.
- YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors.- Earth Planet. Sci. Lett., 5: 320-324.

Probe	Lokalität	Aufschluß	Alter	Gestein	Untersuchungsmethoden
KF 01	Burasbotnen	1	pcb	Augengneis	1, 3
KF 02	Burasbotnen	1	pcb	protomylonitischer Augengneis	1, 3
KF 03	Burasbotnen	1	pcb	Ultramylonit	1, 3
KF 04	Burasbotnen	1	pcb	Mylonit	1, 3
KF 05	Burasbotnen	1	pcb	mylonit. Pegmatit	1
KF 06	Burasbotnen	2	pcb	Ultramylonit	1
KF 07	Burasbotnen	2	pcb	Orthomylonit	1, 3
KF 08	Burasbotnen	2	pcb	Augengneis	1, 3
KF 09	Burasbotnen	3	pcb	Glimmerschiefer	1, 2, 3, 4
KS 01	Burasbotnen	4	pcb	Ultramylonit	1
KS 07	Burasbotnen	4	pcb	Mylonit	1, 3
KS 09	Burasbotnen	4	pcb	Orthomylonit	1, 3
KF 10	Leabotnen	5	pcb	Bt-Amphibolschiefer	1, 2, 3, 5, 6
KF 11	Leabotnen	5	pcb-?Altpaläoz.	alteriertes bas. Ganggestein	1, 3
KF 14	Leabotnen	5	pcb-?Altpaläoz.	alteriertes bas. Ganggestein	1, 3
KF 15	Leabotnen	5	pcb-?Altpaläoz.	alteriertes bas. Ganggestein	1, 3
KS 05	Leabotnen	6	pcb-?Altpaläoz.	mylonitisiertes bas. Ganggestein	1, 3
KS 06	Leabotnen	6	pcb-?Altpaläoz.	mylonitisiertes bas. Ganggestein	1, 3
KS 02	Leabotnen	7	pcb	Amphibolit (bas. Metavulkanit)	1, 2
KF 12	Waglenabben	9	pcb	Kataklasit	1
KS 03	Waglenabben	9	pcb	Kataklasit	1
KS 04	Waglenabben	9	pcb	Amphibolit (bas. Metavulkanit)	1, 2, 3
KF 13	Waglenabben	10	pcb	Granit	1, 3, 7
KS 12	Burasbotnen	11	pcb	Augengneis	1, 3, 7
KS 13	Burasbotnen	11	pcb	Kataklasit	1
KF 16	Burasbotnen	11	pcb-?Altpaläoz.	bas. Ganggestein	1, 3
KF 17	Burasbotnen	11	pcb	Orthomylonit	1, 5, 6
KS 14	Burasbotnen	12	pcb	Orthomylonit	1, 5, 6
KS 15	Burasbotnen	12	pcb	saurer Metavulkanit	1, 2, 3, 7
KS 17b	Burasbotnen	12	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3
KF 18	Burasbotnen	13	pcb-?Altpaläoz.	bas. Ganggestein	1, 3
KF 19	Burasbotnen	13	pcb	Aktinolith-Schiefer	1, 3
KS 18	Burasbotnen	15	pcb	Augengneis	1
KS 19	Burasbotnen	16	pcb	Orthomylonit	1, 5, 6
KS 20a	Burasbotnen	16	pcb	Kalksilikatfels	1
KS 20b	Burasbotnen	16	pcb	Quarzit	1

Tab. A.-1: Probenliste. Die Aufschlußnummern wurden überwiegend bei der Expedition 1985/86 vergeben; 1994 besuchte Aufschlüsse erhielten Nummern ab 50 (Abb. A.-1). Untersuchungsmethoden: 1 Petrographie, 2 Modalanalysen, 3 Geochemie, 4 Mineralchemie, 5 U-Tisch (Qz-c-Achsen), 6 Röntgentexturanalyse, 7 Zirkontypologie, 8 Vitrinitreflexion.

Probe	Lokalität	Aufschluß	Alter	Gestein	Untersuchungsmethoden
KS 21	Burasbotnen	16	pcb	Dolomitmarmor	1
KS 22	Burasbotnen	16	pcb	Kalksilikatfels	1, 2
KF 20a	Burasbotnen	16	pcb	Kalksilikatfels	1
KF 20b	Burasbotnen	16	pcb	Kalksilikatfels	1
KF 21a	Burasbotnen	16	pcb	Amphibolit	1, 3
KF 21b	Burasbotnen	16	pcb	Amphibolit	1, 3
KS 23	Brandstornabben	17	pcb	Augengneis, protomyl.	1, 5, 6
KS 24	Brandstornabben	17	pcb-?Altpaläoz.	vergrüntes bas. Ganggestein	1, 3
KS 25	Brandstornabben	17	pcb	bas. Ultramylonit	1
KS 26	Brandstornabben	17	pcb	Orthomylonit	1, 5, 6
KF 22	Laudalkammen	18	pcb	Metadiorit	1, 2, 3
KF 23	Laudalkammen	18	pcb	Kataklasit	1
KF 24	Laudalkammen	19	pcb	Granit	1, 2, 3, 7
KF 25	Laudalkammen	19	pcb	Metadiorit	1
KF 26	Laudalkammen	19	pcb	Metadiorit	1, 2, 3
KS 27	Laudalkammen	19	pcb	Metadiorit	1, 3
KF 27	Laudalkammen	19	pcb-?Altpaläoz.	alteriertes bas. Ganggestein	1, 3
KF 28	Laudalkammen	24	pcb	Metarhyolith	1, 2, 3, 7
KS 31	Laudalkammen	24	Perm	Tillit	1
KF 34a	Leabotnen	25	pcb	Epidotfels	1
KS 32	Leabotnen	25	pcb	Amphibolit (bas. Metavulkanit)	1, 3
KS 33	Leabotnen	25	pcb	Granitaplit	1, 2, 3, 7
KS 34	Leabotnen	26	pcb	Ultramylonit	1
KF 33	Leabotnen	26	pcb	Mylonit	1
KF 34	Leabotnen	26	pcb	Ultramylonit	1, 3
KS 35	Leabotnen	27	pcb	Granitaplit	1, 3
KS 36	Leabotnen	27	pcb	Augengneis	1, 2, 3, 7
KS 37	Arntzenrustene	28	pcb	saurer Metavulkanit	1, 2, 3
KS 38	Arntzenrustene	28	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3
KS 39a	Arntzenrustene	28	pcb	Kalksilikatfels	1
KS 40	Arntzenrustene	28	pcb	Zoisit-Amphibolit	1, 2, 3, 4
KS 41	Arntzenrustene	28	pcb	Amphibolit	1, 2, 3
KF 35	Arntzenrustene	28	pcb	Kalksilikatfels	1
KF 36	Arntzenrustene	28	pcb	Amphibolit	1, 3
KF 38	Arntzenrustene	28	pcb	Amphibolit	1, 3
KF 39	Arntzenrustene	28	pcb-?Altpaläoz.	alteriertes bas. Ganggestein	1, 3

Tab. A.-1: Probenliste, Fortsetzung.

Tab. A-1: Probenliste, Fortsetzung.

Probe	Lokalität	Aufschluß	Alter	Gestein	Untersuchungsmethoden
KF 41	Laudalkammen	30	pcb	Augengneis	1, 3, 7
KS 42	Laudalkammen	30	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3
KS 43	Laudalkammen	30	pcb	saurer Metavulkanit	1
KS 44	Laudalkammen	30	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3
KS 45	Leabotnen	35	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3
KS 46	Leabotnen	36	pcb	Augengneis	1, 3
KF 42	Arntzenrustene	37	pcb-?Altpaläoz.	bas. Ganggestein	1, 3
KS 48	Schivestolen	39	Perm	Kaolinkohlenstein	1, 8
KS 49	Schivestolen	39	Perm	Kaolinkohlenstein	1, 8
KS 50	Schivestolen	39	Perm	Kohle	1, 8
KS 51	Schivestolen	39	Perm	Kohle	1, 8
KS 52	Schivestolen	39	Perm	Kohle	1, 8
KS 53	Schivestolen	39	Perm	Kohle	1, 8
KF 47	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	Quarzit	1, 2, 7
KF 48	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	Amphibolit	1, 3
KF 49	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	Paragneis	1
KF 50	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3, 4
KS 54	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	Amphibolit	1, 2, 3
KS 55	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	metatekt. Paragneis	1, 2, 3, 7
KS 56	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	saurer Metavulkanit	1
KS 57	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	Paragneis	1, 3, 4
KS 58	Krogh-Johanssenberga	40	pcb	metatekt. Amphibolit	1
KS 59	Krogh-Johanssenberga	41	Jura	Dolerit	1, 3
KF 51b	Rieber-Mohnnosa	42	pcb	Paragneis	1, 3
KF 53	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Paragneis	1, 3
KF 54	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Paragneis	1, 3, 4
KF 55	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Metatuffit	1, 3, 4, 7
KF 56	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Paragneis	1, 4
KF 57	Rieber-Mohnnosa	43	Jura	Dolerit	1, 3
KF 58	Trapezberg	44	pcb	Quarzit	1
KF 59	Trapezberg	44	pcb	metatekt. Paragneis	1, 7
KF 60	Trapezberg	44	pcb	Granat-Amphibolit	1, 3, 4
KF 60a	Trapezberg	44	pcb	Granat-Amphibolit	1
KF 61a	Trapezberg	44	pcb	Aktinolith-Schiefer	1
KF 62	Trapezberg	44	pcb	Quarzit	1, 3
KF 64	Möyenknatten	45	pcb	vergneister Granit	1, 3, 7

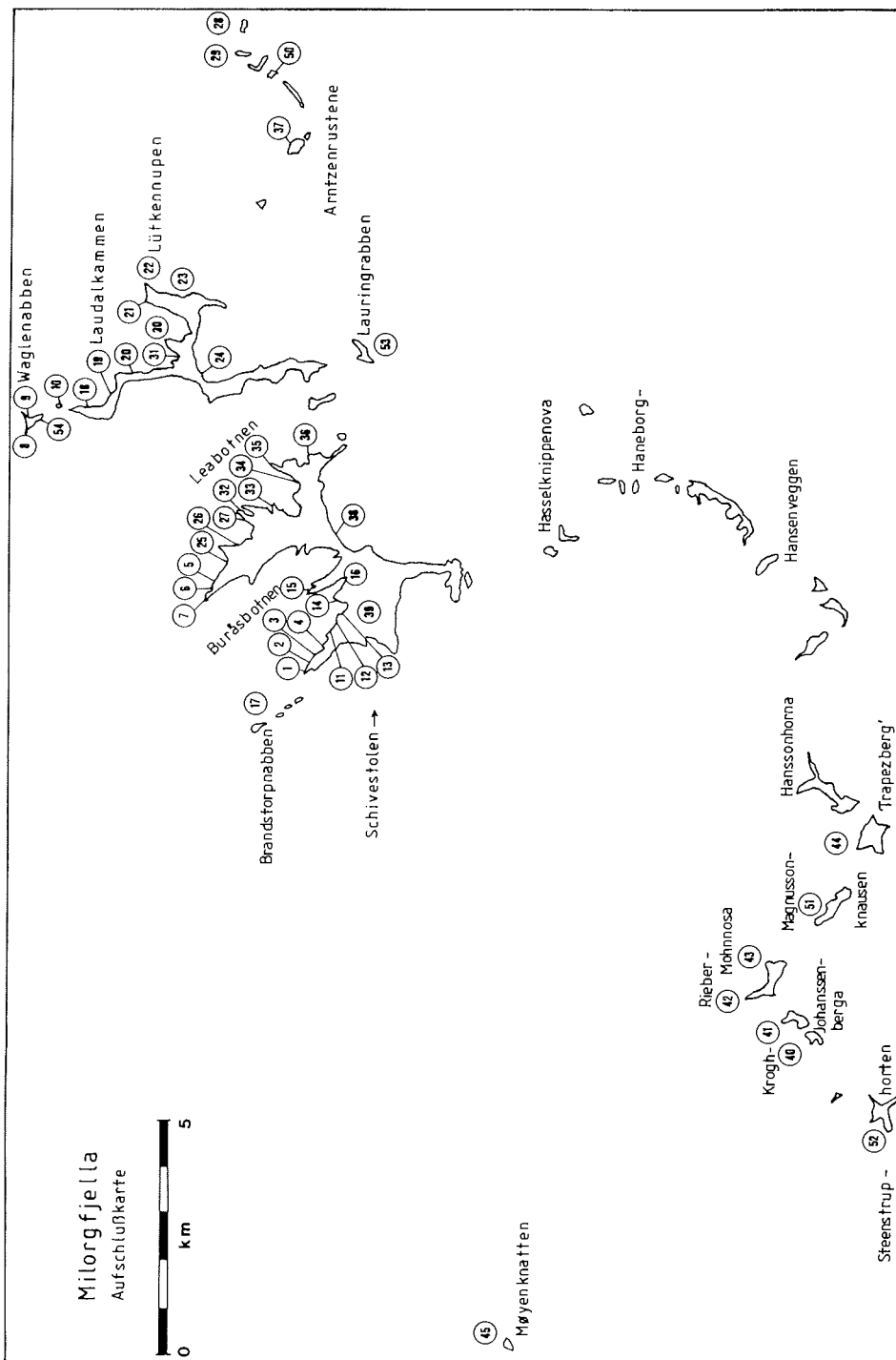
Tab. A.-1: Probenliste, Fortsetzung.

Probe	Lokalität	Aufschluß	Alter	Gestein	Untersuchungsmethoden
KJ 01	Leabotnen	7	pcb	protomyl. Augengneis	1, 5
KJ 02	Brandstorpnabben	17	pcb	protomyl. Augengneis	1, 5
KJ 03	Waglenabben	8	pcb	Plg-Bt-Gneis	1, 5
KJ 04	Burasbotnen	1	pcb	Orthomylonit	1, 5
KJ 05	Burasbotnen	1	pcb	Orthomylonit	1, 5
KJ 06	Burasbotnen	1	pcb	Augengneis	1
KJ 07	Burasbotnen	3	pcb	Pegmatit	1
KJ 08	Burasbotnen	3	pcb	Augengneis m. Pegmatit	1, 3, 5, 7
KJ 09	Burasbotnen	3	pcb	Qz-Hbl-Schiefer	1, 5
KJ 10	Burasbotnen	4	pcb	Ultramytonit	1
KJ 11	Burasbotnen	4	pcb	Orthomylonit	1, 5, 6
KJ 12	Trapezberg	44	pcb	Grt-Bt-Plg-Gneis	1, 2, 3, 5, 6
KJ 13	Trapezberg	44	pcb	bas. Metavulkanit/Paragneis	1, 4, 5
KJ 14	Leabotnen	27	pcb	Metarhyolith	1, 2, 3, 5, 6
KJ 15	Leabotnen	27	pcb	protomytonit. Augengneis	1, 3, 5, 7
KJ 16	Brandstorpnabben	17	pcb	saurer Metavulkanit	1, 3, 5, 7
KJ 17	Brandstorpnabben	17	pcb	myl. Augengneis	1
KJ 18	Brandstorpnabben	17	pcb	Ultramytonit	1, 5, 6
KJ 19	Brandstorpnabben	17	pcb	mylonit. Augengneis	1, 5, 6
KW 01	Leabotnen	33	pcb	mylonit. Metarhyolith	1
KW 02	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Hbl-Plg-Gneis	1, 3
KW 03	Trapezberg	44	pcb	Grt-Plg-Qz-Gneis	1
KW 04	Krogg-Johanssenberga	42	pcb	Glimmerschiefer	1, 3, 4
KB 03	Hauglandkleppen/XU-Fj.		pcb	Metarhyolith	1
KB 04	Bergslienfallet/XU-Fjella		pcb	Grt-Bt-Paragneis	1
KB 05	Bergslienfallet/XU-Fjella		pcb	Kalksilikatfels	1
KB 06	Bergslienfallet/XU-Fjella		pcb	Grt-Plg-Paragneis	1, 4
KB 09	Armtzenrustene	28	pcb	Amphibolit	1, 3
KB 11	Armtzenrustene	28	pcb	Zweiglimmergneis	1
KB 12	Armtzenrustene	28	pcb	Kalksilikatfels	1, 4, 5
KB 13	Armtzenrustene	50	pcb	Grt-Hornblendegneis	1, 3
KB 15	Leabotnen	7	pcb	Mylonit, quarzit.	1, 5
KB 17	Leabotnen	7	pcb	Mylonit, quarzit.	1, 5
KB 18	Leabotnen	5	pcb	Metatronhjemit	1, 3
KB 19	Leabotnen	5	pcb	Metaandesit	1, 3
KB 20	Leabotnen	5	pcb	Mikrogranit	1, 3

Probe	Lokalität	Aufschluß	Alter	Gestein	Untersuchungsmethoden
KB 22	Leabotnen	34	pcb	Metakonglomerat	1
KB 23	Leabotnen	34	pcb	Hbl-Gneis	1, 3
KB 24	Leabotnen	32	pcb	Amphibolit	1, 3
KB 25	Leabotnen	27	pcb-?Altpaläoz.	mylonit. bas. Ganggestein	1
KB 26	Brandstornabben	17	pcb	Mylonit	1
KB 27	Laudalkammen	30	pcb	Metatuffit	1
KB 28a	Burasbotnen	15	pcb	Marmor	1
KB 28c	Burasbotnen	15	pcb	Grt-Hbl-Paragneis	1
KB 28d	Burasbotnen	15	pcb	Marmor	1
KB 28e	Burasbotnen	15	pcb	Grt-Bt-Paragneis	1, 4
KB 28f	Burasbotnen	15	pcb	Aktinolith-Schiefer	1
KB 29	Leabotnen	34	pcb	Metarhyolith	1, 3
KB 31	Magnussonknausen	51	pcb	Bt-Glimmerschiefer	1
KB 32	Rieber-Mohnnosa	42	pcb	Amphibolit	1
KB 34	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Sil-St-Grt-Glimmerschiefer	1, 4
KB 35	Rieber-Mohnnosa	43	pcb	Monzogranit-Gneis	1
KB 36	Steenstruphorten	52	pcb	Granatamphibolit	1
KB 37	Lauringrabben	53	pcb	Metagabbro	1
KB 38	Steenstruphorten	52	pcb	Grt-Plg-Gneis	1
KB 39	Waglenabben	54	pcb	Monzogranit	1, 3
KB 40	Waglenabben	54	pcb	Amphibolit	1
KB 41	Waglenabben	54	pcb	Metagabbro	1
KB 42	Waglenabben	54	pcb	Quarzdiorit, vergneist	1
345	Bieringmulen/Sivorgfjella		pcb	Grt-Hbl-Gneis	1,5
417	Norumnuten/Sivorgfjella		pcb	Paragneis	1,5
984	Scharffenbergbotnen/Siv.		pcb	Orthomylonit	1,5
1608	Bowrakammen/Tottanfjella		pcb	Grt-Bt-Gneis, mylonit.	1,5
1608B	Bowrakammen/Tottanfjella		pcb	Quarzit, mylonit.	1,5,6

Tab. A.-1: Probenliste, Fortsetzung.

Abb. A.-1: Aufschlußkarte.



Tab. A.-2: Modalanalysen von Paragesteinen Milorgfjellas. Zu den Darstellungskonventionen dieser und aller folgenden Tabellen siehe Anmerkungen in Tab. A.-32 C.

	KF 9		KF 47		KF 54		KS 22		KS 55		KJ 12	
		+/-		+/-		+/-		+/-		+/-		+/-
Plg			13,6	0,8	36,7	1,1	< 0,5		16,5	0,9	27,6	1,1
KFp			6,8	0,6					26,9	1,0		
Qz	18,0	0,9	77,0	1,0	25,3	1,0	1,4	0,3	40,6	1,2	53,1	1,2
Bt	51,3	1,1			26,2	1,1			8,4	0,7	15,1	0,8
Chl			1,3	0,3								
Mc	5,2	0,5			2,0	0,3			2,2	0,3	1,2	0,3
Epi	15,7	0,8	0,7	0,2			0,6	0,2	0,6	0,2		
Grt	< 0,5				1,5	0,3					2,5	0,4
Zrn	< 0,5		< 0,5		< 0,5				< 0,5		< 0,5	
Erz	4,4	0,5	0,6	0,2	2,7	0,4	0,6	0,2	3,0	0,4	< 0,5	
Hbl							64,2	1,1	0,6	0,2		
Sonst.	5,3	0,5			5,4	0,5	33,2	1,1	0,9	0,2		
Summe	99,9		100,0		99,8		100,0		99,7		99,5	

Tab. A.-3: Modalanalysen von Orthogneisen Milorgfjellas. KF 28 bis KJ 14 Metavulkanite, KF 24 bis KS 36 schwach vergneiste Granitoide.

	KF 28		KS 15		KS 37		KJ 14		KF 24		KS 33		KS 36	
		+/-		+/-		+/-		+/-		+/-		+/-		+/-
Plg	38,2	1,3	35,5	1,1	36,1	1,4	32,2	1,1	29,9	1,1	31,4	1,1	14,5	1,1
KFp	23,1	1,0	8,9	0,7	2,7	0,5	29,3	1,1	22,8	1,0	25,6	1,0	57,5	1,6
Qz	30,1	1,2	21,8	1,0	26,7	1,3	33,8	1,1	36,0	1,1	32,1	1,2	22,8	1,3
Bt	3,4	0,4	5,2	0,5	24,2	1,6	3,9	0,5			7,9	0,6	5,1	0,7
Chl	2,1	0,3	18,6	0,9	< 0,5		< 0,5		3,8	0,5			< 0,5	
Epi			4,4	0,5	< 0,5				6,1	0,5	2,3	0,4	< 0,5	
Zo			3,5	0,4	6,0	0,5							< 0,5	
Ttn			1,3	0,3	1,0	0,3			< 0,5				< 0,5	
Ap	< 0,5		< 0,5		1,0	0,3	< 0,5		< 0,5		< 0,5		< 0,5	
Zrn	< 0,5		< 0,5				< 0,5		< 0,5		< 0,5		< 0,5	
Erz	1,4	0,3	< 0,5		< 0,5		< 0,5		< 0,5		< 0,5		< 0,5	
Sonst.	1,6	0,3	< 0,5		1,9	0,4			< 0,5		< 0,5		< 0,5	
Summe	99,9		99,2		99,6		99,2		98,6		99,3		99,9	

Tab. A.-4: Modalanalysen von Metabasiten Milorgfjellas.

Probe:	KF 10	KF 22	KF 26	KS 2	KS 4	KS 40	KS 41
Plg	26,1	44,1	41,8	19,5	42,3	0,6	< 0,5
Hbl	6,4	31,9	19,3	41,4	20,7	88,9	49,9
Qz	14,8	13,5	12,3	9,4	< 0,5	3,6	10,3
Bt	42,3	5,2	17,5	3,9	12,7	< 0,5	10,3
Chl		0,9	< 0,5		2,8		3,1
Epi	< 0,5	1,6	2,5		2,0	3,1	9,8
Zo					< 0,5		11,1
Ttn	3,2	1,6	3,3		2,0	< 0,5	
Ap	6,4	< 0,5	1,4		< 0,5		
Zrn	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,7	< 0,5	< 0,5	
Erz	< 0,5	< 0,5	1,5	9,1	13,6	1,0	5,2
Cc				0,7	3,1	0,2	
Sonst.				15,3	2,5	2,4	
Summe	99,2	98,8	99,6	100,0	99,7	99,6	99,7

Tab. A.-5: Geochemische Daten von Metabasiten der nördlichen Heimefrontfjella. Zu Darstellungskonventionen dieser und aller folgenden Tabellen siehe Anmerkungen in Tab. A.-32 C.

Sample	KF 15	KF 16	KF 18	KF 21b	KF 27	KF 39	KF 42	KB 24
SiO ₂	49.83	48.08	49.11	49.49	54.89	50.84	50.94	45.14
TiO ₂	2.20	2.47	3.38	1.51	3.82	3.62	2.44	2.32
Al ₂ O ₃	14.40	13.05	12.27	14.15	12.77	14.83	16.37	15.77
Fe ₂ O ₃ *	11.20	15.04	15.76	11.95	11.56	11.53	13.53	13.26
MnO	0.16	0.23	0.24	0.19	0.11	0.15	0.20	0.24
MgO	6.71	5.19	3.99	6.60	1.95	3.59	2.05	5.14
CaO	8.32	9.84	8.25	10.76	5.63	6.44	8.82	7.63
Na ₂ O	2.88	1.94	2.34	1.95	4.32	2.08	2.62	3.69
K ₂ O	1.37	0.79	1.64	0.42	0.53	2.95	0.81	0.98
P ₂ O ₅	0.30	0.22	0.45	0.10	1.58	1.20	0.47	0.45
Total	97.37	96.85	97.43	97.12	97.16	97.23	98.25	94.62
LOI	2.08	1.72	1.39	1.63	1.72	1.28	0.51	1.95
Mg #	54.26	40.60	33.39	52.24	25.04	38.14	23.08	43.43
Cr	-	-	-	-	-	-	-	55
Ni	115	46	17	67	19	14	12	23
Co	40	45	48	46	18	35	30	40
V	-	-	-	-	-	-	-	123
Cu	38	122	19	97	2	11	29	5
Pb	3	8	9	4	8	18	3	14
Zn	122	129	161	98	158	203	142	191
K	11373	6558	13614	3487	4400	24489	6724	8135
Rb	41	36	55	14	33	76	23	30
Ba	301	136	404	108	94	2663	222	258
Sr	615	228	256	269	150	1453	326	319
Ga	24	23	24	18	20	25	29	25
Nb	16	11	20	6	27	16	22	7
Zr	170	175	271	113	509	299	342	212
Ti	13189	14808	20263	9052	22901	21702	14628	13908
Y	21	32	38	23	64	24	54	34

Sample	KS 2	KF 22	KS 32	KF 26	KF 10	KS 5	KS 6	KS 24
SiO ₂	53.66	54.26	53.58	54.33	46.47	49.65	47.21	48.82
TiO ₂	1.71	1.53	1.18	2.09	1.63	1.89	1.96	1.69
Al ₂ O ₃	14.16	15.28	15.98	14.92	14.32	14.77	14.34	14.66
Fe ₂ O ₃ *	11.08	9.51	8.00	9.65	10.56	11.10	11.69	13.35
MnO	0.21	0.17	0.13	0.14	0.23	0.12	0.13	0.22
MgO	6.61	4.52	6.10	3.46	8.47	6.96	6.62	7.12
CaO	5.17	7.66	6.94	6.43	7.04	5.72	7.69	6.96
Na ₂ O	2.62	2.89	3.80	3.33	0.21	2.84	3.29	2.12
K ₂ O	1.65	1.80	1.96	2.27	4.93	2.69	2.30	2.74
P ₂ O ₅	0.17	0.24	0.26	0.88	2.39	0.12	0.12	0.15
Total	97.04	97.86	97.93	97.50	96.25	95.86	95.35	97.83
LOI	2.26	1.36	1.07	1.31	2.02	2.30	3.79	1.46
Mg #	54.16	48.49	60.16	41.52	61.37	55.39	52.86	51.37
Cr	212	62	198	82	233	-	-	-
Ni	93	10	104	19	146	106	109	44
Co	41	26	35	27	37	46	46	51
V	168	202	140	196	151	-	-	-
Cu	49	15	18	23	74	-	5	4
Pb	6	13	14	17	9	8	7	8
Zn	132	113	90	175	248	113	108	125
K	13697	14942	16271	18844	40925	22330	19093	22746
Rb	119	73	98	146	419	217	184	115
Ba	411	621	282	759	2902	417	309	564
Sr	224	358	359	515	931	278	345	294
Ga	24	23	22	26	23	19	22	16
Nb	7	11	10	25	16	5	6	7
Zr	77	146	165	553	277	95	101	120
Ti	10251	9172	7074	12530	9772	11331	11750	10132
Y	20	32	40	50	40	13	14	29

Tab. A.-5: Geochemische Daten von Metabasiten der nördlichen Heimefrontfjella (Forts.).

Sample	KF 19	KF 36	KF 21a	KF 48	KS 40	KF 38	KS 41	KS 54
SiO2	50.13	47.06	49.49	46.04	44.42	49.01	51.29	46.79
TiO2	0.63	1.54	1.42	1.92	2.10	2.31	1.79	3.95
Al2O3	6.32	9.95	16.29	14.22	11.16	12.02	11.34	12.17
Fe2O3*	10.67	11.66	11.00	12.97	18.42	15.32	14.15	18.69
MnO	0.27	0.16	0.19	0.23	0.73	0.23	0.21	0.30
MgO	16.83	15.02	6.24	8.90	9.14	7.36	7.92	4.92
CaO	10.16	10.64	11.42	8.19	11.94	8.26	8.75	9.15
Na2O	0.15	1.01	2.61	1.10	0.40	1.34	1.39	0.80
K2O	0.66	0.73	0.22	3.17	0.45	2.42	0.84	1.20
P2O5	0.19	0.08	0.13	0.28	0.18	0.26	0.18	0.58
Total	96.01	97.85	99.01	97.02	98.94	98.53	97.86	98.55
LOI	2.06	1.11	1.66	2.26	1.96	1.13	1.93	0.67
Mg #	75.75	71.84	52.91	57.61	49.56	48.76	52.57	34.27
Cr	1375	1013	212	246	34	48	75	123
Ni	334	671	59	142	33	37	30	46
Co	65	70	41	65	39	51	45	57
V	185	241	252	235	235	342	303	504
Cu	20	17	98	9	26	32	76	27
Pb	5	6	6	12	13	9	9	14
Zn	181	90	86	163	165	163	152	217
K	5479	6060	1826	26315	3736	20089	6973	9962
Rb	28	23	9	164	9	84	28	58
Ba	100	78	80	386	77	506	289	224
Sr	35	88	322	81	144	141	225	110
Ga	12	15	21	18	21	22	21	30
Nb	7	11	6	4	12	11	12	12
Zr	78	95	106	131	155	159	201	292
Ti	3777	9232	8513	11510	12589	13848	10731	23680
Y	22	15	25	31	49	60	67	82

Sample	KB 13	KB 23	KB 9	KB 19	KF 11	KF 14	KF 60	KS 4
SiO2	50.33	51.21	49.91	50.21	48.10	47.87	49.53	49.34
TiO2	2.45	2.46	1.30	1.50	1.65	1.87	2.82	1.35
Al2O3	15.42	15.14	16.10	15.96	15.09	13.89	11.98	15.45
Fe2O3*	13.02	11.44	10.69	9.58	11.49	11.89	21.54	11.74
MnO	0.22	0.17	0.19	0.16	0.18	0.16	0.45	0.21
MgO	4.35	4.01	5.66	6.75	6.89	8.68	2.85	4.61
CaO	9.35	6.44	9.40	9.10	5.20	7.18	7.21	7.75
Na2O	2.31	2.95	3.62	3.57	2.93	2.72	0.03	3.64
K2O	0.68	2.35	1.21	1.77	2.11	1.16	0.90	2.02
P2O5	0.61	0.91	0.26	0.21	0.13	0.18	1.70	0.11
Total	98.74	97.08	98.34	98.81	94.77	95.60	99.01	96.22
LOI	1.28	1.00	0.88	0.86	5.02	3.27	0.57	3.07
Mg #	39.82	40.97	51.19	58.25	54.29	59.11	20.76	43.75
Cr	27	62	171	219	-	-	21	219
Ni	37	37	29	58	112	146	23	109
Co	42	29	36	37	42	44	33	47
V	213	168	213	191	-	-	106	303
Cu	10	18	33	12	-	19	241	41
Pb	3	12	8	9	7	3	4	11
Zn	130	150	103	93	194	122	353	107
K	5645	19508	10045	14693	17516	9630	7471	16769
Rb	20	60	32	74	95	38	50	120
Ba	151	918	379	302	704	292	295	383
Sr	276	608	457	376	292	305	64	250
Ga	23	20	19	18	25	18	38	20
Nb	45	15	6	7	7	12	42	3
Zr	228	255	98	153	100	125	1801	77
Ti	14688	14748	7793	8993	9892	11211	16906	8093
Y	35	33	25	26	17	18	217	37

Tab. A-6: Geochemische Daten von Orthogneisen und Granitoiden der nördlichen Heimfrontfjella.

Sample	KJ 8	KS 12	KF 24	KF 41	KS 36	KS 33	KS 35	KF 64	KS 45
SiO2	66.80	68.43	70.42	71.37	71.58	72.00	72.69	77.43	73.34
TiO2	0.81	0.73	0.34	0.38	0.80	0.22	0.13	0.13	0.23
Al2O3	15.36	14.54	14.41	14.53	13.08	14.39	13.76	12.62	13.96
Fe2O3*	4.44	3.84	2.44	2.13	4.13	1.46	1.27	1.15	1.84
MnO	0.06	0.06	0.04	0.03	0.07	0.02	0.02	0.01	0.03
MgO	1.27	0.92	0.48	0.59	1.18	0.47	0.22	0.05	0.42
CaO	3.19	1.96	2.05	2.23	2.66	1.94	1.15	0.50	1.07
Na2O	4.24	4.56	3.47	4.06	3.98	3.20	3.18	4.19	3.14
K2O	2.16	2.90	4.41	2.60	2.08	4.50	5.37	3.85	4.79
P2O5	0.26	0.21	0.07	0.09	0.24	0.05	0.02	-	0.05
Total	98.59	98.15	98.13	98.01	99.80	98.25	97.81	99.93	98.87
LOI	0.78	0.97	0.77	0.91	0.58	0.56	0.43	0.33	0.74
Mg #	36.16	32.18	28.04	35.42	36.14	38.93	25.54	7.93	31.13
Cr	14	14	7	7	27	-	7	-	7
Ni	6	4	3	3	6	2	-	-	3
Co	9	5	3	4	10	3	5	2	5
V	62	56	45	28	73	17	-	22	28
Cu	11	2	15	6	9	-	-	2	1
Pb	16	22	18	12	15	23	25	19	22
Zn	92	107	42	45	82	28	20	9	33
K	17931	24074	36609	21583	17267	37356	44578	31960	39763
Rb	79	65	120	75	131	90	125	84	112
Ba	572	940	1140	1227	555	1446	721	521	1050
Sr	431	210	373	451	395	352	198	125	245
Ga	27	20	18	19	21	16	14	16	16
Nb	21	21	7	7	16	6	6	2	7
Zr	281	358	235	263	356	179	143	128	190
Ti	4856	4376	2038	2278	4796	1319	779	779	1379
Y	21	49	14	9	30	12	10	4	13

Sample	KF 22	KS 32	KF 26	KF 2	KF 1	KS 27	KS 46	KF 8	KF 13
SiO2	54.26	53.58	54.33	52.98	57.45	58.76	60.23	61.18	66.12
TiO2	1.53	1.18	2.09	1.78	1.25	1.66	1.13	1.08	0.65
Al2O3	15.28	15.98	14.92	19.20	17.52	15.35	16.26	16.60	16.65
Fe2O3*	9.51	8.00	9.65	6.33	6.67	8.32	5.83	5.87	2.81
MnO	0.17	0.13	0.14	0.10	0.10	0.15	0.11	0.09	0.04
MgO	4.52	6.10	3.46	1.75	1.99	2.21	1.60	1.87	0.88
CaO	7.66	6.94	6.43	5.98	4.35	4.52	4.97	1.65	2.33
Na2O	2.89	3.80	3.33	4.80	4.09	3.68	3.97	5.04	3.92
K2O	1.80	1.96	2.27	3.45	3.77	1.67	2.75	4.29	4.42
P2O5	0.24	0.26	0.88	0.59	0.43	0.65	0.39	0.36	0.18
Total	97.86	97.93	97.50	96.96	97.62	96.97	97.24	98.03	98.00
LOI	1.36	1.07	1.31	0.94	0.71	1.79	0.95	0.90	1.00
Mg #	48.49	60.16	41.52	35.38	37.14	34.47	35.21	38.68	38.28
Cr	62	198	82	27	27	21	14	14	-
Ni	10	104	19	11	10	8	10	9	3
Co	26	35	27	12	13	16	10	9	5
V	202	140	196	118	106	151	101	90	34
Cu	15	18	23	3	22	30	12	1	16
Pb	13	14	17	23	20	13	21	9	15
Zn	113	90	175	123	122	189	110	130	54
K	14942	16271	18844	28639	31296	13863	22829	35613	36692
Rb	73	98	146	120	109	111	98	144	93
Ba	621	282	759	1697	2093	503	904	1058	2032
Sr	358	359	515	838	765	390	645	227	570
Ga	23	22	26	29	27	32	25	22	23
Nb	11	10	25	33	18	53	22	17	15
Zr	146	165	553	650	469	492	366	432	343
Ti	9172	7074	12530	10671	7494	9952	6774	6475	3897
Y	32	40	50	52	35	141	37	34	22

Tab. A-6: Geochemische Daten von Orthogneisen und Granitoiden der nördlichen Heimefrontfjella (Forts.).

Sample	KB 20	KF 55	KS 38	KF 28	KS 17b	KJ 14	KJ 16	KS 37	KS 44
SiO ₂	72.89	71.69	61.48	73.47	59.95	73.79	69.82	60.18	70.98
TiO ₂	0.23	0.70	1.06	0.20	0.81	0.13	0.41	1.02	0.38
Al ₂ O ₃	14.36	13.36	16.09	13.89	14.89	13.68	15.62	16.25	15.00
Fe ₂ O ₃ *	1.54	3.86	6.52	1.25	6.87	1.31	2.45	6.74	2.30
MnO	0.02	0.08	0.11	0.03	0.12	0.02	0.03	0.12	0.04
MgO	0.33	0.73	2.37	0.31	4.30	0.27	0.46	2.69	0.68
CaO	1.83	2.29	5.43	0.87	4.15	0.95	2.28	4.73	1.50
Na ₂ O	4.03	2.33	3.36	4.05	2.83	2.87	4.84	3.42	4.24
K ₂ O	3.59	3.19	2.33	4.10	3.20	5.55	2.75	2.88	3.42
P ₂ O ₅	0.05	0.29	0.23	0.03	0.23	0.03	0.07	0.35	0.09
Total	98.87	98.52	98.98	98.20	97.35	98.60	98.73	98.38	98.63
LOI	0.37	0.52	1.01	0.61	1.12	0.61	1.04	0.81	0.76
Mg #	29.79	27.25	41.86	32.94	55.35	28.99	27.10	44.15	36.93
Cr	-	7	48	-	294	14	-	75	7
Ni	2	7	27	2	124	1	1	22	1
Co	2	5	19	2	22	4	5	17	4
V	6	39	106	22	129	11	28	118	22
Cu	-	5	26	-	5	2	-	13	2
Pb	21	38	14	28	23	28	25	16	10
Zn	31	57	92	32	140	43	65	110	54
K	29802	26481	19342	34035	26564	46072	22829	23908	28390
Rb	131	100	76	82	117	153	70	116	94
Ba	1461	878	508	458	662	904	529	781	979
Sr	310	156	501	252	428	226	340	531	347
Ga	16	18	20	22	19	15	24	22	21
Nb	6	13	12	7	8	3	10	16	5
Zr	160	228	95	141	148	155	211	222	223
Ti	1379	4197	6355	1199	4856	779	2458	6115	2278
Y	10	60	22	5	23	10	17	28	10

Sample	KS 15	KJ 15	KB 18	KB 29	KF 13b	KS 18	KS 42	KB 39
SiO ₂	65.01	67.46	68.25	75.15	67.47	66.48	70.83	68.39
TiO ₂	0.69	0.88	0.53	0.26	0.73	0.97	0.31	0.33
Al ₂ O ₃	14.76	15.02	16.53	12.50	16.32	14.74	14.19	16.08
Fe ₂ O ₃ *	4.68	5.07	3.00	1.42	3.17	4.44	2.23	1.86
MnO	0.08	0.09	0.03	0.02	0.05	0.07	0.03	0.02
MgO	2.03	1.32	0.76	0.31	1.12	1.13	0.41	0.71
CaO	3.42	2.51	3.42	0.80	2.47	2.78	1.22	2.28
Na ₂ O	4.74	4.31	5.05	3.49	4.10	3.72	3.16	4.67
K ₂ O	1.81	1.46	1.58	4.67	4.23	3.88	4.77	2.99
P ₂ O ₅	0.14	0.31	0.13	0.05	0.23	0.28	0.05	0.11
Total	97.36	98.43	99.28	98.67	99.89	98.49	97.20	97.44
LOI	1.24	1.27	0.42	0.64	0.11	0.87	0.69	0.99
Mg #	46.21	34.02	33.41	30.18	41.17	33.51	26.69	43.05
Cr	27	34	-	-	-	-	14	-
Ni	12	7	2	1	5	5	3	2
Co	13	10	6	5	1	7	4	4
V	84	73	34	17	45	67	22	28
Cu	8	4	-	-	1	5	1	2
Pb	17	14	12	17	16	20	22	21
Zn	77	130	57	28	54	106	51	36
K	15025	12120	13116	38767	35115	32209	39597	24821
Rb	47	135	61	123	84	75	134	83
Ba	607	435	424	344	2146	1437	1328	946
Sr	267	346	603	124	532	478	206	466
Ga	21	26	22	17	20	22	18	18
Nb	12	18	7	9	15	28	9	6
Zr	277	445	176	144	369	502	269	175
Ti	4137	5276	3177	1559	4376	5815	1858	1978
Y	27	31	8	13	21	57	21	8

Tab. A-7: Geochemische Daten von Paragesteinen der nördlichen Heimefrontfella.

Sample	KF 50	KF 53	KW 04	KF 51b	KF 55	KJ 12	KS 55	KS 57	KW 02	KF 49
SiO2	72.08	79.65	64.26	73.67	71.69	74.84	85.22	66.99	64.49	68.42
TiO2	0.61	0.81	1.12	0.39	0.70	0.61	0.24	0.56	1.22	0.73
Al2O3	12.38	8.93	15.41	11.73	13.36	10.63	5.95	15.82	13.11	14.46
Fe2O3*	4.76	4.00	9.24	3.22	3.86	4.33	2.39	4.35	8.08	7.18
MnO	0.15	0.05	0.10	0.04	0.08	0.06	0.02	0.15	0.13	0.32
MgO	0.62	1.12	2.87	0.56	0.73	0.98	0.26	0.63	3.02	0.81
CaO	1.68	0.95	0.77	0.34	2.29	1.21	0.62	2.20	3.97	2.69
Na2O	2.39	0.96	0.65	1.28	2.33	1.88	0.75	2.89	2.47	2.69
K2O	3.03	2.20	3.67	7.44	3.19	3.40	2.41	4.25	1.93	1.54
P2O5	0.01	0.03	0.04	0.01	0.29	0.04	-	0.04	0.14	0.03
Total	97.71	98.70	98.13	98.68	98.52	97.98	97.86	97.88	98.56	98.87
LOI	0.76	0.59	1.45	0.42	0.52	0.45	0.21	0.73	0.59	0.40
Cr	14	68	123	-	7	62	14	27	62	7
Ni	6	19	47	3	7	23	1	9	36	6
Co	6	8	21	3	5	11	4	5	22	5
V	34	90	151	28	39	56	22	34	157	45
Cu	-	-	19	2	5	5	-	12	20	9
Pb	20	14	17	44	38	26	18	29	25	17
Zn	60	62	109	168	57	123	37	48	139	64
Rb	136	79	137	192	100	138	74	155	102	85
Ba	1155	442	930	987	878	552	547	1460	300	447
Sr	156	81	94	53	156	108	78	265	154	210
Ga	19	11	23	18	18	17	9	24	22	23
Nb	14	10	15	25	13	17	3	14	9	22
Zr	578	291	301	593	228	282	235	432	278	676
Y	109	20	52	51	60	77	11	67	38	160

Tab. A.-8: Mikrosondenanalysen von Granaten des Glimmerschiefers KW 04. Zu den Darstellungskonventionen dieser und aller folgenden Tabellen siehe Anmerkungen in Tab. A.-32 C.

	61 core	62 rim	63 rim	64 core	65 rim	66 rim
SiO ₂	39,92	38,66	39,15	40,12	37,93	39,33
Al ₂ O ₃	21,78	22,33	22,11	22,07	20,51	21,01
FeO*	33,90	34,60	33,98	32,32	34,48	34,16
MnO	0,73	1,16	1,08	0,61	0,88	0,95
MgO	4,09	3,25	3,44	4,94	3,26	3,66
CaO	1,14	1,21	1,08	1,29	1,39	1,42
Summe	101,56	101,21	100,84	101,35	98,45	100,53
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:						
Si	6,197	6,070	6,141	6,190	6,149	6,204
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(Z)	6,197	6,070	6,141	6,190	6,149	6,204
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,100
Al	3,986	4,132	4,087	4,013	3,919	3,906
(Y)	3,986	4,132	4,087	4,013	3,919	4,006
Mg	0,946	0,761	0,804	1,136	0,788	0,861
Ca	0,188	0,204	0,182	0,213	0,241	0,240
Mn	0,097	0,154	0,143	0,080	0,121	0,127
Fe ²⁺	4,401	4,543	4,457	4,170	4,674	4,506
(X)	5,632	5,662	5,586	5,599	5,824	5,734
adr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6
grs	3,3	3,6	3,3	3,8	4,1	1,6
alm	78,1	80,2	79,8	74,5	80,3	78,6
sps	1,7	2,7	2,6	1,4	2,1	2,2
prp	16,8	13,4	14,4	20,3	13,5	15,0

Tab. A-9: Mikrosondenanalysen von Granaten des Glimmerschiefers KB 34.

	1 core	3 rim	4 rim	13 core	14 rim	15 rim	17 core	18 rim	19 rim
SiO ₂	38,65	37,69	38,09	38,44	37,55	37,53	37,66	38,74	37,98
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	22,33	22,29	22,49	22,37	22,49	22,62	22,12	22,31	22,12
FeO*	32,08	33,88	34,06	32,28	33,05	32,27	34,06	33,45	34,25
MnO	1,19	1,17	1,37	1,27	1,39	1,21	1,43	1,29	1,76
MgO	5,47	4,36	4,12	4,96	4,64	5,05	4,23	4,38	3,54
CaO	1,38	1,35	1,40	1,38	1,38	1,37	1,46	1,44	1,33
Summe	101,11	100,77	101,55	100,72	100,50	100,07	100,98	101,62	101,00
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:									
Si	6,013	5,947	5,965	6,014	5,926	5,922	6,034	6,204	6,204
Al	0,000	0,053	0,035	0,000	0,074	0,078	0,000	0,000	0,000
(Z)	6,013	6,000	6,000	6,014	6,000	6,000	6,034	6,204	6,204
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,004	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002
Al	4,095	4,092	4,116	4,125	4,109	4,129	4,096	4,061	4,118
(Y)	4,096	4,096	4,118	4,127	4,109	4,131	4,098	4,062	4,120
Mg	1,269	1,026	0,962	1,157	1,092	1,188	1,017	0,996	0,834
Ca	0,230	0,228	0,235	0,231	0,233	0,232	0,240	0,247	0,225
Mn	0,157	0,156	0,182	0,168	0,186	0,162	0,170	0,191	0,235
Fe ²⁺	4,174	4,471	4,461	4,224	4,362	4,259	4,357	4,497	4,525
(X)	5,830	5,881	5,840	5,780	5,873	5,841	5,784	5,931	5,819
adr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
grs	3,9	3,9	4,0	4,0	4,0	4,0	4,1	4,2	3,9
alm	71,6	76,0	76,4	73,1	74,3	72,9	75,3	75,8	77,8
sps	2,7	2,7	3,1	2,9	3,2	2,8	2,9	3,2	4,0
prp	21,8	17,4	16,5	20,0	18,6	20,3	17,6	16,8	14,3

Tab. A.-10: Mikrosondenanalysen von Granaten des Kalksilikatfelsens KB 12.

	3	4	6	7	10	12
SiO ₂	36,25	38,70	37,82	38,03	37,42	36,73
TiO ₂	0,10	0,13	0,07	0,02	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	20,79	22,23	22,56	22,30	22,81	22,71
FeO*	2,67	2,62	3,85	2,88	4,63	2,57
MnO	21,52	20,94	25,07	21,05	21,60	20,94
MgO	0,27	0,86	0,35	0,31	0,44	0,33
CaO	16,85	17,73	13,75	18,25	16,59	18,96
Summe	98,45	103,21	103,47	102,84	103,56	102,31
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:						
Si	5,866	5,912	5,843	5,860	5,762	5,709
Al	0,134	0,088	0,157	0,140	0,238	0,291
(Z)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Fe ³⁺	0,296	0,142	0,135	0,202	0,249	0,285
Ti	0,012	0,001	0,008	0,005	0,007	0,007
Al	3,830	3,915	3,951	3,909	3,869	3,869
(Y)	4,138	4,058	4,094	4,116	4,125	4,161
Mg	0,065	0,196	0,081	0,071	0,101	0,076
Ca	2,921	2,902	2,276	3,013	2,737	3,158
Mn	2,949	2,710	3,281	2,747	2,817	2,757
Fe ²⁺	0,065	0,192	0,362	0,169	0,345	0,049
(X)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,040
adr	7,4	3,6	3,4	5,1	6,2	7,1
grs	41,3	44,8	34,6	45,2	39,4	45,2
alm	1,1	3,2	6,0	2,8	5,8	0,8
sps	49,2	45,2	54,7	45,8	47,0	45,6
prp	1,1	3,3	1,4	1,2	1,7	1,3

Tab. A.-11: Mikrosondenanalysen von Granaten des Paragneises KB 28e.

	2 core	3 rim	4 rim	5 core	6 rim	10 rim
SiO ₂	37,46	37,88	37,30	38,30	37,93	37,53
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	21,69	21,38	21,60	21,89	21,77	21,03
FeO*	36,17	36,39	37,00	36,15	36,01	34,81
MnO	1,54	1,96	1,90	1,64	1,72	1,90
MgO	1,95	1,28	1,43	1,80	1,59	1,43
CaO	3,72	3,57	3,67	3,56	3,56	3,60
Summe	102,53	102,49	102,90	103,37	102,58	100,31
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:						
Si	5,926	6,004	5,913	5,990	5,985	6,047
Al	0,074	0,000	0,087	0,010	0,015	0,000
(Z)	6,000	6,004	6,000	6,000	6,000	6,047
Fe ³⁺	0,082	0,000	0,121	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,001
Al	3,970	3,944	3,948	4,033	4,033	3,993
(Y)	4,052	3,948	4,069	4,037	4,033	3,994
Mg	0,460	0,302	0,338	0,420	0,374	0,343
Ca	0,631	0,606	0,623	0,597	0,602	0,621
Mn	0,206	0,263	0,255	0,217	0,230	0,259
Fe ²⁺	4,703	4,823	4,784	4,728	4,752	4,690
(X)	6,000	5,994	6,000	5,962	5,958	5,913
adr	2,1	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0
grs	8,5	10,1	7,4	10,0	10,1	10,5
alm	78,4	80,5	79,7	79,3	79,8	79,3
sps	3,4	4,4	4,3	3,6	3,9	4,4
prp	7,7	5,0	5,6	7,0	6,3	5,8

Tab. A.-12: Mikrosondenanalysen von Granaten des Paragneises KB 06.

	2 core	3 rim	4 rim	6 core	7 rim	8 rim	9 core	10 rim
SiO ₂	39,29	38,41	39,25	38,56	37,87	38,17	38,07	38,22
TiO ₂	0,06	0,01	0,07	0,04	0,06	0,06	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	22,09	22,26	21,90	21,25	21,10	21,07	20,57	19,62
FeO*	27,77	27,43	27,64	27,17	27,37	29,28	25,37	26,79
MnO	1,60	2,10	1,94	1,20	1,96	2,19	1,00	1,78
MgO	2,58	2,41	2,58	2,52	2,02	2,19	2,98	2,48
CaO	9,84	9,83	10,22	10,74	10,48	9,06	9,97	8,52
Summe	103,23	102,45	103,60	101,48	100,86	102,02	97,98	97,46
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:								
Si	6,018	5,946	6,005	6,019	5,983	5,988	6,102	6,201
Al	0,000	0,054	0,000	0,000	0,017	0,012	0,000	0,000
(Z)	6,018	6,000	6,005	6,019	6,000	6,000	6,102	6,201
Fe ³⁺	0,000	0,012	0,052	0,088	0,128	0,167	0,000	0,000
Ti	0,007	0,001	0,008	0,005	0,007	0,007	0,002	0,006
Al	3,988	4,008	3,949	3,909	3,911	3,883	3,886	3,752
(Y)	3,995	4,021	4,009	4,002	4,046	4,057	3,888	3,758
Mg	0,589	0,556	0,588	0,586	0,476	0,512	0,712	0,600
Ca	1,615	1,630	1,675	1,796	1,774	1,523	1,712	1,479
Mn	0,208	0,275	0,251	0,159	0,262	0,291	0,136	0,245
Fe ²⁺	3,557	3,539	3,486	3,459	3,488	3,674	3,401	3,635
(X)	5,969	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,961	5,959
adr	0,0	0,3	1,3	2,2	3,2	4,2	0,0	0,0
grs	27,1	26,9	26,6	27,7	26,4	21,2	28,7	24,8
alm	59,6	59,0	58,1	57,7	58,1	61,2	57,1	61,0
sps	3,5	4,6	4,2	2,7	4,4	4,9	2,3	4,1
prp	9,9	9,3	9,8	9,8	7,9	8,5	11,9	10,1

Tab. A.-13: Mikrosondenanalysen von Granaten der Paragneise KF 55 und KF 56.

	KF55	KF55	KF55	KF55	KF56	KF56	KF56	KF56	KF56
	56 core	57 rim	58 core	59 rim	40 rim	43 core	44 rim	45 core	41 rim
SiO ₂	38,34	37,63	37,98	37,04	37,87	38,74	37,89	37,25	37,97
Al ₂ O ₃	21,11	20,43	21,22	21,14	21,61	20,45	20,96	19,96	18,92
FeO*	35,11	34,02	34,37	34,28	33,99	35,40	34,92	35,82	35,37
MnO	1,69	1,65	1,60	1,69	1,25	1,57	1,29	1,85	2,24
MgO	3,24	3,33	3,37	2,88	3,20	3,03	3,20	2,51	2,12
CaO	2,09	2,19	2,14	2,20	3,18	3,05	2,66	2,88	2,99
Summe	101,58	99,25	100,68	99,23	101,10	102,24	100,92	100,27	99,61
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:									
Si	6,059	6,080	6,041	5,998	5,995	6,103	6,032	6,035	6,190
Al	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
(Z)	6,059	6,080	6,041	6,000	6,000	6,103	6,032	6,035	6,190
Fe ³⁺	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,100	0,036	0,213	0,168
Al	3,932	3,890	3,978	4,033	4,027	3,797	3,933	3,811	3,635
(Y)	3,932	3,894	3,978	4,033	4,027	3,897	3,969	4,024	3,803
Mg	0,763	0,802	0,799	0,695	0,755	0,712	0,759	0,606	0,515
Ca	0,354	0,379	0,365	0,382	0,539	0,515	0,454	0,500	0,522
Mn	0,226	0,226	0,216	0,232	0,168	0,209	0,174	0,254	0,309
Fe ²⁺	4,640	4,593	4,572	4,643	4,500	4,564	4,613	4,640	4,654
(X)	5,983	6,000	5,952	5,952	5,962	6,000	6,000	6,000	6,000
adr	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	2,5	0,9	5,3	4,2
grs	5,9	6,2	6,1	6,4	9,0	6,1	6,7	3,0	4,5
alm	77,6	76,6	76,8	78,0	75,5	76,1	76,9	77,3	77,6
sps	3,8	3,8	3,6	3,9	2,8	3,5	2,9	4,2	5,2
prp	12,8	13,4	13,4	11,7	12,7	11,9	12,7	10,1	8,6

Tab. A.-14: Mikrosondenanalysen von Granaten der Paragneise KF 54 und KS 57.

	KF54	KF54	KF54	KF54	KF54	KF54	KS57	KS57	KS57	KS57	KS57
	16 core	18 rim	19 rim	25 rim	26 core	27 rim	50 rim	51 core	53 core	54 rim	55 rim
SiO ₂	37,81	38,16	38,65	39,44	39,12	39,13	38,54	38,47	38,62	38,83	38,01
Al ₂ O ₃	21,12	21,47	21,32	18,85	18,89	19,35	20,58	21,03	19,90	19,74	19,36
FeO*	35,84	35,08	35,91	35,73	36,01	35,76	34,35	33,78	31,71	33,94	33,35
MnO	1,04	1,26	0,89	1,11	0,97	1,13	3,59	2,92	2,57	3,07	2,97
MgO	3,82	3,58	3,84	3,28	3,89	3,42	1,78	2,92	4,13	2,39	2,47
CaO	1,40	1,36	1,34	1,32	1,36	1,35	2,29	2,52	2,71	2,30	2,47
Summe	101,03	100,91	101,95	99,73	100,24	100,14	101,13	101,64	99,64	100,27	98,63
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:											
Si	6,009	6,046	6,065	6,339	6,266	6,266	6,152	6,078	6,172	6,231	6,207
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(Z)	6,009	6,046	6,065	6,339	6,266	6,266	6,152	6,078	6,172	6,231	6,207
Fe ³⁺	0,047	0,000	0,000	0,000	0,118	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000
Al	3,956	4,009	3,943	3,571	3,381	3,652	3,872	3,916	3,748	3,733	3,726
(Y)	4,003	4,009	3,943	3,571	3,499	3,652	3,872	3,916	3,782	3,733	3,726
Mg	0,905	0,846	0,898	0,786	0,929	0,816	0,424	0,688	0,984	0,572	0,601
Ca	0,238	0,231	0,225	0,227	0,233	0,232	0,392	0,427	0,464	0,395	0,432
Mn	0,140	0,169	0,118	0,151	0,132	0,153	0,485	0,391	0,348	0,417	0,411
Fe ²⁺	4,717	4,648	4,713	4,802	4,706	4,789	4,586	4,464	4,204	4,554	4,554
(X)	6,000	5,894	5,954	5,966	6,000	5,990	5,887	5,970	6,000	5,938	5,998
adr	1,2	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
grs	2,8	3,9	3,8	3,8	0,9	3,9	6,7	7,2	6,9	6,7	7,2
alm	78,6	78,9	79,2	80,5	78,4	79,9	77,9	74,8	70,1	76,7	75,9
sps	2,3	2,9	2,0	2,5	2,2	2,6	8,2	6,5	5,8	7,0	6,9
prp	15,1	14,4	15,1	13,2	15,5	13,6	7,2	11,5	16,4	9,6	10,0

Tab. A.-15: Mikrosondenanalysen von Granaten der Gneise KF 09 und KF 50.

	KF09	KF09	KF09	KF50	KF50	KF50
	1	10	11	36	37	38
SiO ₂	38,25	37,81	38,09	37,50	37,75	37,48
Al ₂ O ₃	19,47	20,12	20,79	18,49	17,22	18,73
FeO*	29,78	30,88	31,13	27,70	28,66	27,83
MnO	1,86	1,86	2,00	11,97	11,58	11,82
MgO	3,50	3,58	3,43	1,40	1,17	1,24
CaO	5,12	5,08	5,20	2,55	2,42	2,62
Summe	97,98	99,33	100,64	99,61	98,80	99,72
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:						
Si	6,198	6,075	6,040	6,172	6,289	6,161
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
(Z)	6,198	6,075	6,040	6,172	6,289	6,161
Fe ³⁺	0,139	0,135	0,091	0,276	0,350	0,237
Al	3,718	3,810	3,886	3,587	3,381	3,628
(Y)	3,857	3,945	3,977	3,863	3,731	3,865
Mg	0,846	0,858	0,811	0,344	0,291	0,304
Ca	0,889	0,875	0,883	0,450	0,432	0,461
Mn	0,255	0,253	0,269	1,669	1,634	1,646
Fe ²⁺	4,010	4,014	4,037	3,537	3,643	3,589
(X)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
adr	3,5	3,4	2,3	6,9	8,8	5,9
grs	11,3	11,2	12,4	0,6	0,0	1,8
alm	66,8	66,9	67,3	59,0	60,7	59,8
sps	4,3	4,2	4,5	27,8	27,2	27,4
prp	14,1	14,3	13,5	5,7	4,9	5,1

Tab. A.-16: Ausgewählte Mikrosonden-/REM-EDX-Analysen von Granaten der Amphibolite KS 40, KJ 13 und KF 60.

	----- EDX -----						
	KS40 1 rim	KS40 3 core	KJ13 7 core	KJ13 8 rim	KJ13 9 rim	KF60 29 rim	KF60 30 core
SiO ₂	35,03	36,02	32,23	36,72	34,87	38,51	39,35
Al ₂ O ₃	21,15	22,31	21,50	22,28	21,63	18,72	18,82
FeO*	22,72	25,81	29,95	21,74	27,50	30,30	30,08
MnO	7,85	4,73	3,81	8,63	4,23	1,17	1,21
MgO	5,09	4,31	4,62	3,40	3,97	2,45	2,31
CaO	8,16	6,81	7,89	7,25	7,79	8,44	8,70
Summe	100,00	99,99	100,00	100,02	99,99	99,59	100,47
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 24:							
Si	5,626	5,735	5,285	5,840	5,513	6,197	6,258
Al	0,000	0,036	0,072	0,160	0,407	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,374	0,229	0,159	0,000	0,080	0,000	0,000
(Z)	6,000	6,000	5,516	6,000	6,000	6,197	6,258
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,280	0,193
Al	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,550	3,527
(Y)	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,830	3,720
Mg	1,219	1,022	1,133	0,802	0,943	0,588	0,548
Ca	1,407	1,162	1,391	1,241	1,337	1,455	1,482
Mn	1,067	0,636	0,529	1,164	0,577	0,159	0,163
Fe ²⁺	2,307	3,18	2,947	2,793	3,143	3,798	3,807
(X)	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
adr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	4,8
grs	23,5	19,4	23,2	20,7	22,3	17,3	19,9
alm	38,5	53,0	49,1	46,6	52,4	63,3	63,5
sps	17,8	10,6	8,8	19,4	9,6	2,7	2,7
prp	20,3	17,0	18,9	13,4	15,7	9,8	9,1

Tab. A.-17: Mikrosondenanalysen von Muskoviten der Paragneise KF 54 und KF 55.

	KF54	KF54	KF54	KF54	KF54	KF55	KF55	KF55	KF55
	1	4	5	8	9	1	2	3	4
SiO ₂	45,57	45,61	43,01	43,17	45,56	44,73	46,32	43,20	41,22
TiO ₂	0,39	0,34	0,46	0,42	0,36	0,55	0,58	0,57	0,87
Al ₂ O ₃	33,49	37,92	38,33	38,55	35,35	36,10	34,82	35,98	35,66
FeO*	1,17	1,12	1,24	1,21	1,20	2,62	2,74	2,81	2,69
MgO	0,60	0,74	0,63	0,61	0,90	0,78	0,77	0,81	1,04
BaO	0,49	0,30	0,42	0,51	0,36	0,32	0,29	0,16	0,28
Na ₂ O	1,21	1,16	1,31	1,15	1,01	0,32	0,34	0,37	0,25
K ₂ O	10,07	9,85	9,85	10,37	9,75	11,88	11,63	11,57	11,95
Summe	92,99	97,04	95,25	95,99	94,49	97,30	97,49	95,47	93,96
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):									
Si	6,243	5,961	5,764	5,757	6,177	5,947	6,125	5,859	5,719
Al(IV)	1,757	2,039	2,236	2,243	1,823	2,053	1,875	2,141	2,281
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	3,650	3,802	3,818	3,816	3,703	3,604	3,552	3,609	3,550
Ti	0,040	0,033	0,046	0,042	0,036	0,055	0,058	0,058	0,091
Fe ²⁺	0,134	0,122	0,139	0,135	0,133	0,291	0,303	0,319	0,312
Mg	0,123	0,144	0,126	0,121	0,178	0,155	0,152	0,164	0,215
(O)	3,947	4,101	4,129	4,114	4,050	4,105	4,065	4,150	4,168
Ba	0,026	0,015	0,022	0,027	0,019	0,017	0,015	0,009	0,015
Na	0,321	0,294	0,340	0,297	0,260	0,082	0,087	0,097	0,067
K	1,760	1,642	1,684	1,764	1,650	2,015	1,962	2,002	2,115
(A)	2,107	1,951	2,046	2,088	1,929	2,114	2,064	2,108	2,197
X(Fe)	0,034	0,030	0,034	0,033	0,033	0,071	0,075	0,077	0,075

Tab. A.-18: Mikrosondenanalysen von Muskoviten der Glimmerschiefer KB 34 und KW 04.

	KB34 8	KB34 9	KB34 10	KB34 11	KB34 12	KW04 1	KW04 4	KW04 5	KW04 6	KW04 7	KW04 8
SiO ₂	47,41	46,41	47,71	47,08	47,48	47,59	47,70	47,30	45,86	47,74	48,73
TiO ₂	0,60	0,28	0,53	0,55	0,49	0,43	0,46	0,39	0,40	0,36	0,42
Al ₂ O ₃	36,23	37,35	36,56	36,79	36,96	33,27	33,17	33,68	33,13	33,25	35,64
FeO*	1,32	0,87	1,01	1,01	0,95	1,37	1,20	2,51	4,52	1,60	1,22
MnO	0,10	0,00	0,02	0,04	0,04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,63	0,54	0,63	0,63	0,55	0,62	0,64	0,71	0,57	0,53	0,70
BaO	0,60	0,28	0,54	0,57	0,64	0,45	0,46	0,54	0,46	0,50	0,48
Na ₂ O	0,84	0,99	0,81	1,08	1,02	0,96	1,00	0,87	0,85	0,82	0,98
K ₂ O	7,94	9,17	9,06	9,29	9,42	9,39	9,44	9,03	8,99	9,33	9,23
Summe	95,67	95,89	96,87	97,04	97,55	94,08	94,07	95,03	94,78	94,13	97,40
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):											
Si	6,208	6,088	6,195	6,127	6,147	6,391	6,404	6,318	6,220	6,409	6,299
Al(IV)	1,792	1,912	1,805	1,873	1,853	1,609	1,596	1,682	1,780	1,591	1,701
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	3,799	3,862	3,790	3,770	3,786	3,658	3,653	3,620	3,512	3,670	3,729
Ti	0,059	0,028	0,052	0,054	0,048	0,043	0,046	0,039	0,041	0,036	0,041
Fe ²⁺	0,145	0,095	0,110	0,110	0,103	0,154	0,135	0,280	0,512	0,180	0,132
Mn	0,011	0,000	0,002	0,004	0,004						
Mg	0,123	0,106	0,122	0,122	0,106	0,124	0,128	0,141	0,115	0,106	0,135
(O)	4,137	4,091	4,076	4,060	4,047	3,979	3,962	4,080	4,180	3,992	4,037
Ba	0,031	0,014	0,027	0,029	0,032	0,024	0,024	0,028	0,024	0,026	0,024
Na	0,213	0,252	0,204	0,273	0,256	0,250	0,260	0,225	0,223	0,213	0,246
K	1,326	1,534	1,501	1,542	1,556	1,609	1,617	1,539	1,554	1,598	1,522
(A)	1,570	1,800	1,732	1,844	1,844	1,883	1,901	1,792	1,801	1,837	1,792
X(Fe)	0,035	0,023	0,027	0,027	0,025	0,039	0,034	0,069	0,122	0,045	0,033

Tab. A.-19: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen des Glimmerschiefers KB 34.

	2	3	4	5 core	5 rim	6 core	6 rim
SiO ₂	58,24	58,86	58,90	60,78	59,40	58,20	57,27
Al ₂ O ₃	26,74	26,87	26,28	26,26	25,59	27,03	27,10
CaO	7,76	8,14	7,75	7,50	6,98	7,87	8,30
Na ₂ O	6,92	6,82	6,54	6,94	7,40	6,86	6,54
K ₂ O	0,07	0,07	0,07	0,08	0,05	0,02	0,06
Summe	99,73	100,76	99,54	101,56	99,42	99,98	99,27
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:							
Si	2,606	2,607	2,633	2,660	2,659	2,597	2,578
Al	1,410	1,403	1,385	1,354	1,350	1,422	1,438
(T)	4,016	4,010	4,018	4,014	4,009	4,019	4,016
Ca	0,372	0,386	0,371	0,352	0,335	0,376	0,400
Na	0,600	0,586	0,567	0,589	0,642	0,594	0,571
K	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,001	0,003
(A)	0,976	0,976	0,942	0,945	0,980	0,971	0,974
Anorthit	38,1	39,5	39,4	37,2	34,2	38,7	41,1
Albit	61,5	60,0	60,2	62,3	65,5	61,2	58,6
Orthoklas	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,3

Tab. A.-20: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen des Metatuffits KF 55.

	1 rim	3 rim	4 rim	9 core	10 core
SiO ₂	62,23	62,13	62,58	59,23	59,80
Al ₂ O ₃	23,19	22,53	23,10	25,40	25,82
CaO	5,73	5,26	4,95	6,91	6,87
Na ₂ O	8,35	8,48	8,28	6,67	6,80
K ₂ O	0,24	0,18	0,17	0,22	0,22
Summe	99,74	98,58	99,08	98,43	99,51
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von					
Si	2,768	2,791	2,790	2,671	2,668
Al	1,216	1,193	1,214	1,343	1,357
(T)	3,984	3,984	4,004	4,014	4,025
Ca	0,273	0,253	0,236	0,334	0,328
Na	0,720	0,739	0,716	0,583	0,588
K	0,014	0,010	0,010	0,013	0,013
(A)	1,007	1,002	0,962	0,930	0,929
Anorthit	27,1	25,2	24,5	35,9	35,3
Albit	71,5	73,8	74,4	62,7	63,3
Orthoklas	1,4	1,0	1,0	1,4	1,4

Tab. A.-21: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen des Paragneises KF 54.

	2 rim	6 core	8 rim	11 core	16 rim
SiO ₂	62,86	59,56	62,48	60,15	60,12
Al ₂ O ₃	24,41	26,05	22,97	26,04	25,48
CaO	7,35	6,60	7,21	4,31	7,17
Na ₂ O	7,31	6,97	7,00	5,92	7,00
K ₂ O	0,06	0,82	0,10	2,26	0,06
Summe	101,99	100,00	99,76	98,68	99,83
•					
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:					
Si	2,734	2,654	2,775	2,702	2,676
Al	1,252	1,368	1,206	1,379	1,337
(T)	3,986	4,022	3,981	4,081	4,013
Ca	0,342	0,316	0,342	0,213	0,342
Na	0,617	0,603	0,603	0,515	0,604
K	0,003	0,046	0,005	0,130	0,003
(A)	0,962	0,965	0,950	0,858	0,949
Anorthit	35,6	32,7	36,0	24,8	36,0
Albit	64,1	62,5	63,5	60,0	63,6
Orthoklas	0,3	4,8	0,5	15,2	0,3

Tab. A.-22: Mikrosondenanalysen von Plagioklasen des Glimmerschiefers KW 04.

	1	2	3	6	7
SiO ₂	58,77	59,27	58,78	59,60	59,53
Al ₂ O ₃	26,44	26,10	26,13	26,44	26,43
CaO	8,00	7,68	7,73	8,02	8,00
Na ₂ O	7,13	6,94	6,90	7,09	6,95
K ₂ O	0,10	0,05	0,03	0,07	0,10
Summe	100,44	100,04	99,57	101,22	101,01
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 8:					
Si	2,614	2,639	2,631	2,628	2,629
Al	1,386	1,378	1,378	1,374	1,376
(T)	4,000	4,017	4,009	4,002	4,005
Ca	0,381	0,366	0,371	0,379	0,379
Na	0,615	0,599	0,599	0,606	0,595
K	0,006	0,003	0,002	0,004	0,006
(A)	1,002	0,968	0,972	0,989	0,980
Anorthit	38,0	37,8	38,2	38,3	38,7
Albit	61,4	61,9	61,6	61,3	60,7
Orthoklas	0,6	0,3	0,2	0,4	0,6

Tab. A.-23: Mikrosondenanalysen von Biotiten der Amphibolite KF 60 und KJ 13.

	KF60	KF60	KJ13	KJ13	KJ13	KJ13	KJ13	KJ13
	4	5	5	10	12	13	14	16
SiO ₂	34,12	33,19	31,63	31,69	31,14	32,57	31,64	31,09
TiO ₂	3,80	3,64	2,50	3,54	3,06	2,93	3,61	2,84
Al ₂ O ₃	18,75	19,16	18,05	17,68	18,26	18,80	18,86	18,80
FeO*	23,76	24,68	22,00	21,47	21,99	22,53	21,67	21,76
MgO	6,94	7,09	9,92	9,46	9,71	9,70	9,08	9,98
Na ₂ O	0,15	0,14	0,01	0,09	0,07	0,03	0,06	0,07
K ₂ O	7,94	7,24	8,18	8,45	8,10	8,32	7,70	8,25
Summe	95,46	95,14	92,29	92,38	92,33	94,88	92,62	92,79
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):								
Si	5,267	5,153	5,067	5,070	4,991	5,067	5,019	4,953
Al(IV)	2,733	2,847	2,933	2,930	3,009	2,933	2,981	3,047
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,678	0,660	0,475	0,400	0,440	0,516	0,545	0,483
Ti	0,441	0,425	0,301	0,430	0,369	0,343	0,431	0,340
Fe ²⁺	3,067	3,205	2,947	2,870	2,947	2,931	2,875	2,899
Mg	1,597	1,641	2,369	2,260	2,320	2,250	2,147	2,370
(O)	5,783	5,931	6,092	5,960	6,076	6,040	5,998	6,092
Na	0,045	0,042	0,003	0,030	0,022	0,009	0,018	0,022
K	1,564	1,434	1,672	1,730	1,656	1,651	1,558	1,677
(A)	1,609	1,476	1,675	1,760	1,678	1,660	1,576	1,699
X(Fe)	0,530	0,540	0,484	0,482	0,485	0,485	0,479	0,476

Tab. A-24: Mikrosondenanalysen von Biotiten der Gneise KF 50 und KF 55.

	KF50	KF50	KF50	KF50	KF50	KF55	KF55	KF55	KF55	KF55
	1	2	3	4	10	3	4	5	7	9
SiO ₂	34,49	34,62	35,50	35,77	34,90	36,24	37,30	33,23	32,17	31,27
TiO ₂	4,13	4,45	2,59	4,17	3,40	4,70	3,71	3,83	3,46	6,48
Al ₂ O ₃	15,86	15,87	17,30	17,89	16,31	16,99	17,05	16,56	20,43	19,56
FeO*	24,73	24,30	25,18	25,02	24,72	24,16	24,39	24,71	24,26	21,76
MgO	6,56	6,63	6,56	6,36	6,77	5,97	6,12	6,00	6,46	5,77
Na ₂ O	0,05	0,08	0,00	0,08	0,10	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06
K ₂ O	8,50	9,51	8,52	8,75	8,86	9,21	8,86	8,65	9,72	8,32
Summe	94,32	95,46	95,65	98,04	95,06	97,33	97,49	93,03	96,57	93,22
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):										
Si	5,453	5,427	5,510	5,408	5,474	5,513	5,637	5,349	4,989	4,948
Al(IV)	2,547	2,573	2,490	2,592	2,526	2,487	2,363	2,651	3,011	3,052
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,408	0,359	0,674	0,596	0,489	0,559	0,674	0,491	0,724	0,596
Ti	0,491	0,525	0,302	0,474	0,401	0,538	0,422	0,464	0,404	0,771
Fe ²⁺	3,270	3,186	3,268	3,164	3,243	3,074	3,083	3,326	3,147	2,880
Mg	1,546	1,549	1,518	1,434	1,583	1,354	1,379	1,440	1,494	1,361
(O)	5,715	5,619	5,762	5,668	5,716	5,525	5,558	5,721	5,769	5,608
Na	0,015	0,024	0,000	0,023	0,030	0,018	0,018	0,016	0,021	0,018
K	1,730	1,902	1,687	1,688	1,773	1,787	1,714	1,776	1,923	1,680
(A)	1,745	1,926	1,687	1,711	1,803	1,805	1,732	1,792	1,944	1,698
X(Fe)	0,572	0,567	0,567	0,558	0,567	0,556	0,555	0,581	0,546	0,514

Tab. A.-25: Mikrosondenanalysen von Biotiten der Gneise KF 09 und KF 56.

	KF9	KF9	KF9	KF9	KF9	KF56	KF56	KF56
	15	16	17	18	20	5	6	7
SiO ₂	34,68	37,07	36,67	37,21	33,59	34,07	35,17	36,26
TiO ₂	1,47	1,48	1,44	1,60	1,57	2,99	3,06	2,88
Al ₂ O ₃	16,47	15,50	16,47	16,27	16,72	16,34	16,60	17,61
FeO*	22,37	22,41	22,34	22,27	22,54	26,01	26,01	25,84
MgO	8,60	8,88	8,66	8,44	8,63	5,18	5,26	5,38
Na ₂ O	0,07	0,07	0,07	0,09	0,06	0,07	0,01	0,06
K ₂ O	8,63	8,28	8,54	8,56	8,59	8,29	8,30	8,72
Summe	92,29	93,69	94,19	94,44	91,70	92,95	94,41	96,75
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):								
Si	5,537	5,772	5,692	5,751	5,420	5,494	5,559	5,574
Al(IV)	2,463	2,228	2,308	2,249	2,580	2,506	2,441	2,426
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,636	0,617	0,705	0,715	0,599	0,601	0,657	0,762
Ti	0,177	0,173	0,168	0,186	0,190	0,362	0,361	0,332
Fe ²⁺	2,987	2,918	2,900	2,878	3,041	3,509	3,440	3,322
Mg	2,047	2,061	2,004	1,945	2,076	1,244	1,245	1,227
(O)	5,847	5,769	5,777	5,724	5,906	5,716	5,703	5,643
Na	0,022	0,021	0,021	0,027	0,019	0,021	0,004	0,016
K	1,758	1,704	1,691	1,688	1,768	1,705	1,673	1,709
(A)	1,780	1,725	1,712	1,715	1,787	1,726	1,677	1,725
X(Fe)	0,511	0,506	0,502	0,503	0,515	0,614	0,603	0,589

	KF54	KF54	KF54	KF54	KF54	KS57	KS57	KS57	KS57	KS57
	1	10	16	17	18	5	8	9	13	14
SiO ₂	36,86	33,59	36,68	36,27	36,52	35,47	36,53	35,88	34,79	36,83
TiO ₂	1,37	1,36	1,46	1,46	1,09	4,42	4,43	4,81	3,78	3,46
Al ₂ O ₃	18,60	20,19	19,52	19,66	19,63	17,56	18,76	17,80	16,73	17,53
FeO*	17,87	18,32	17,82	17,79	17,65	25,38	24,67	25,34	23,48	23,31
MgO	10,76	11,24	11,01	10,87	11,30	5,78	5,68	5,62	7,19	7,31
Na ₂ O	0,21	0,17	0,22	0,21	0,23	0,12	0,16	0,12	0,12	0,12
K ₂ O	7,62	7,76	7,71	7,99	7,53	9,10	8,38	9,17	9,05	8,88
Summe	93,29	92,63	94,42	94,25	93,95	97,83	98,61	98,74	95,14	97,44
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):										
Si	5,604	5,211	5,508	5,470	5,502	5,404	5,449	5,407	5,425	5,549
Al(IV)	2,396	2,789	2,492	2,530	2,498	2,596	2,551	2,593	2,575	2,451
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,937	0,902	0,963	0,964	0,988	0,557	0,747	0,568	0,500	0,662
Ti	0,157	0,136	0,165	0,166	0,124	0,506	0,497	0,545	0,443	0,392
Fe ²⁺	2,272	2,377	2,238	2,244	2,224	3,234	3,077	3,193	3,062	2,937
Mg	2,439	2,599	2,465	2,444	2,538	1,313	1,263	1,262	1,671	1,642
(O)	5,805	6,014	5,831	5,818	5,874	5,610	5,584	5,568	5,676	5,633
Na	0,062	0,051	0,064	0,061	0,067	0,035	0,046	0,035	0,036	0,035
K	1,478	1,536	1,477	1,537	1,447	1,769	1,595	1,763	1,800	1,707
(A)	1,540	1,587	1,541	1,598	1,514	1,804	1,641	1,798	1,836	1,742
X(Fe)	0,391	0,395	0,384	0,386	0,379	0,576	0,551	0,573	0,539	0,521

Tab. A.-26: Mikrosondenanalysen von Biotiten der Paragneise KF 54 und KS 57.

Tab. A.-27: Mikrosondenanalysen von Biotiten des Glimmerschiefers KW 04.

	KW04	KW04	KW04	KW04	KW04	KW04	KW04
	1	8	9	10	12	15	16
SiO ₂	36,56	37,36	36,50	35,54	35,69	36,44	36,64
TiO ₂	1,47	1,48	1,46	1,61	1,46	1,58	1,47
Al ₂ O ₃	18,98	18,64	18,99	18,88	18,72	18,44	18,76
FeO*	19,06	18,15	18,82	17,88	18,38	18,22	18,31
MgO	10,77	10,87	10,79	10,98	10,73	10,98	11,05
Na ₂ O	0,25	0,25	0,17	0,21	0,24	0,20	0,16
K ₂ O	8,14	8,07	7,85	8,34	8,03	7,77	7,81
Summe	95,23	94,82	94,58	93,44	93,25	93,63	94,20
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):							
Si	5,497	5,604	5,509	5,440	5,476	5,544	5,537
Al(IV)	2,503	2,396	2,491	2,560	2,524	2,456	2,463
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,860	0,899	0,887	0,846	0,861	0,850	0,878
Ti	0,166	0,167	0,166	0,185	0,168	0,181	0,167
Fe ²⁺	2,397	2,277	2,375	2,289	2,358	2,318	2,314
Mg	2,414	2,431	2,428	2,506	2,454	2,490	2,489
(O)	5,837	5,774	5,856	5,826	5,841	5,839	5,848
Na	0,073	0,073	0,050	0,062	0,071	0,059	0,047
K	1,561	1,544	1,511	1,629	1,572	1,508	1,506
(A)	1,634	1,617	1,561	1,691	1,643	1,567	1,553
X(Fe)	0,411	0,394	0,406	0,393	0,404	0,397	0,396

Tab. A.-28: Mikrosondenanalysen von Biotiten des Glimmerschiefers KB 34.

	KB34	KB34	KB34	KB34	KB34	KB34
	20	21	22	23	25	26
SiO ₂	35,93	35,57	36,60	37,20	36,73	35,65
TiO ₂	1,65	1,32	1,49	1,14	1,12	1,73
Al ₂ O ₃	20,50	20,11	20,84	21,53	19,67	19,34
FeO*	17,08	17,28	16,53	16,10	16,42	16,73
MgO	10,13	10,42	10,13	9,79	11,31	11,14
Na ₂ O	0,11	0,15	0,13	0,19	0,19	0,21
K ₂ O	8,03	8,12	8,12	7,81	8,07	8,24
Summe	93,43	92,97	93,84	93,76	93,51	93,04

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):

Si	5,444	5,435	5,496	5,552	5,541	5,441
Al(IV)	2,556	2,565	2,504	2,448	2,459	2,559
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	1,105	1,056	1,185	1,339	1,038	0,920
Ti	0,188	0,152	0,168	0,128	0,127	0,199
Fe ²⁺	2,164	2,208	2,076	2,010	2,071	2,135
Mg	2,288	2,373	2,268	2,178	2,543	2,535
(O)	5,745	5,789	5,697	5,655	5,779	5,789
Na	0,032	0,044	0,038	0,055	0,056	0,062
K	1,552	1,583	1,555	1,487	1,553	1,604
(A)	1,584	1,627	1,593	1,542	1,609	1,666
X(Fe)	0,377	0,381	0,364	0,355	0,358	0,369

Tab. A.-29: Mikrosondenanalysen von Biotiten des Paragneises KB 28e.

	KB28e	KB28e	KB28e	KB28e	KB28e	KB28e	KB28e
	1	2	3	4	7	8	9
SiO ₂	35,21	35,83	35,16	34,40	35,23	35,54	35,25
TiO ₂	2,50	2,28	2,27	2,07	1,41	2,00	2,06
Al ₂ O ₃	18,19	18,25	17,08	17,95	19,00	18,33	18,06
FeO*	23,59	23,62	25,31	25,75	24,33	25,26	24,52
MgO	6,25	6,43	5,98	5,89	5,59	5,99	6,29
Na ₂ O	0,07	0,05	0,07	0,05	0,02	0,07	0,09
K ₂ O	8,69	8,62	8,70	8,42	8,48	8,67	8,42
Summe	94,50	95,08	94,57	94,53	94,06	95,86	94,69
Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):							
Si	5,494	5,542	5,540	5,430	5,525	5,501	5,505
Al(IV)	2,506	2,458	2,460	2,570	2,475	2,499	2,495
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,839	0,869	0,712	0,769	1,037	0,844	0,829
Ti	0,293	0,265	0,269	0,246	0,166	0,233	0,242
Fe ²⁺	3,078	3,055	3,335	3,399	3,191	3,269	3,203
Mg	1,454	1,483	1,405	1,386	1,307	1,382	1,464
(O)	5,664	5,672	5,721	5,800	5,701	5,728	5,738
Na	0,021	0,015	0,021	0,015	0,006	0,021	0,027
K	1,730	1,701	1,749	1,695	1,697	1,712	1,678
(A)	1,751	1,716	1,770	1,710	1,703	1,733	1,705
X(Fe)	0,543	0,539	0,583	0,586	0,560	0,571	0,558

Tab. A.-30: Mikrosondenanalysen von Biotiten des Paragneises KB 06.

	KB06	KB06	KB06	KB06	KB06	KB06
	12	13	14	15	18	19
SiO ₂	36,50	36,28	35,76	35,36	36,68	35,56
TiO ₂	3,30	3,56	3,47	3,46	3,58	3,90
Al ₂ O ₃	15,48	15,36	15,70	15,81	15,43	14,91
FeO*	19,97	20,45	21,21	20,87	20,51	20,51
MgO	11,15	10,82	10,65	10,67	10,77	10,49
Na ₂ O	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09
K ₂ O	7,88	8,16	7,42	8,00	8,36	8,36
Summe	94,37	94,72	94,28	94,26	95,42	93,82

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 22 (wasserfrei):

Si	5,585	5,558	5,505	5,462	5,579	5,527
Al(IV)	2,415	2,442	2,495	2,538	2,421	2,473
(T)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(VI)	0,377	0,332	0,354	0,340	0,345	0,258
Ti	0,380	0,410	0,402	0,402	0,409	0,456
Fe ²⁺	2,556	2,620	2,731	2,696	2,609	2,666
Mg	2,544	2,471	2,444	2,457	2,442	2,430
(O)	5,857	5,833	5,931	5,895	5,805	5,810
Na	0,027	0,027	0,021	0,027	0,040	0,027
K	1,538	1,595	1,457	1,576	1,492	1,622
(A)	1,565	1,622	1,478	1,603	1,532	1,649
X(Fe)	0,436	0,449	0,460	0,457	0,449	0,459

Tab. A.-31: Mikrosondenanalysen von Pyroxenen des Kalksilikatfelses KB 12.

	px1	px8	px9	px15	px16
SiO ₂	52,42	53,07	53,21	50,83	51,28
TiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	0,06	0,30	0,08	0,01	0,17
FeO*	7,64	8,27	7,66	8,11	8,26
MnO	5,63	4,04	3,13	5,09	7,97
MgO	9,16	10,12	10,38	8,48	7,95
CaO	26,18	25,90	26,69	25,63	25,04
Summe	101,13	101,70	101,15	98,19	100,67

Zahl der Kationen bezogen auf eine Sauerstoffbasis von 6:

Si	1,992	1,992	1,999	1,994	1,982
Al	0,003	0,008	0,001	0,001	0,008
(T)	1,995	2,000	2,000	1,995	1,990
Al	0,000	0,005	0,003	0,000	0,000
Ti	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,243	0,260	0,241	0,266	0,267
Mn ²⁺	0,181	0,128	0,100	0,169	0,261
Mg	0,519	0,566	0,581	0,496	0,458
Ca	1,066	1,042	1,074	1,077	1,037
(M1, M2)	2,010	2,001	1,999	2,009	2,023

Tab. A.-32: Verzeichnis der Abkürzungen
und Darstellungskonventionen

A) Abkürzungen von Mineralnamen

Die verwendeten Abkürzungen wurden im
wesentlichen der Arbeit von KRETZ (1983)
entnommen. Davon abweichende
Abkürzungen sind *kursiv* geschrieben.

Act	Aktinolith
Ab	Albit
Adr	Andradit
Alm	Almandin
Ann	Annit
An	Anorthit
Ap	Apatit
Bt	Biotit
<i>Cc</i>	Calcit
Cel	Seladonit
Chl	Chlorit
Czo	Klinozoisit
Di	Diopsid
Dol	Dolomit
<i>Epi</i>	Epidot
Fo	Forsterit
<i>Fp</i>	Feldspat
Grt	Granat
Gr	Graphit
Grs	Grossular
Hbl	Hornblende
Ilm	Ilmenit
<i>KFp</i>	Kalifeldspat
Ky	Disthen
Mag	Magnetit
<i>Mc</i>	Muskovit
Ol	Olivin
Or	Orthoklas
Opx	Orthopyroxen
Pg	Paragonit
Phl	Phlogopit
<i>Plg</i>	Plagioklas
Py	Pyrit
Prp	Pyrop
<i>Qz</i>	Quarz
Rt	Rutil
Sil	Sillimanit
Srp	Serpentin
Sps	Spessartin
St	Staurolith
Tlc	Talk
Ttn	Titanit
Tr	Tremolit
Zrn	Zirkon
Zo	Zoisit

B) Sonstige Abkürzungen

CAB	continental arc basalt
HFSE	high field strength element
LILE	large ion lithophile element
LKT	low-kali tholeiite
LOI	Glühverlust
MORB	mid ocean ridge basalt
OFB	ocean floor basalt
ORG	ocean ridge granite
pcb	Präkambrium
pfu	per formula unit
syn-COLG	syn-collisional granite
VAG	volcanic arc granite
WPB	within plate basalt
WPG	within plate granite

C) Darstellungskonventionen

Tab. A.-2 bis A.-4:

Werte in Vol-%, je ca. 1800 Meßpunkte,
Standardabweichung $\pm \sigma = \{P(100-P)n\}^{1/2}$

Tab. A.-5 bis A.-7:

Werte der Oxide in Gew-%, Spuren-
elemente in ppm; $Fe_2O_3^*$ = alles Fe als
 Fe_2O_3 angegeben.

Tab. A.-8 bis A.-31:

Werte der Oxide in Gew-%, Mischkristall-
komponenten in mol-%. FeO^* = alles Fe
als FeO angegeben.

in Kap. 2 und 5:

Alle tektonischen Flächen und Lineare
sind als Projektionen in der unteren Halb-
kugel des Schmidt'schen Netzes darge-
stellt. Polpunktdiagramme und Belegungs-
dichtediagramme (für tekton. Elemente
und Quarz-c-Achsen) wurden mit dem
Programm ARiAne2 (ADAM 1989) erstellt.
Für die Belegungsdiagramme wurde
das Kleinkreiszahlungs-Verfahren (1% der
Halbkugelfläche) verwendet (ADAM 1989).