

**Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte
der Heimefrontfjella (Westliches Dronning
Maud Land / Antarktika)**

**Structural Evolution and Cooling History of the
Heimefrontfjella (Western Dronning
Maud Land / Antarctica)**

Joachim Jacobs

**Ber. Polarforsch. 97 (1991)
ISSN 0176 - 5027**

Anschrift des Autors:
Joachim Jacobs
Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre
Georg-August-Universität Göttingen
Goldschmidtstr. 3
D-3400 Göttingen

Druckfassung einer Dissertation
Die mathematisch-naturwissenschaftlichen Fachbereiche der
Georg-August-Universität Göttingen

- 1 -
INHALT

Zusammenfassung	3
Summary	4
I Einleitung	6
1 Lage des Arbeitsgebietes, geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte	6
2 Zielsetzungen	12
II Die Geologie der Heimefrontfjella - Strukturgeologische Ergebnisse	13
1 Einleitung	13
2 Der Scharffenbergbotnen und die im NW vorgelagerten Nunataka	13
2.1 Lithologie	13
2.1.1 Vulkano-sedimentäre Abfolge	15
2.1.2 Metaplutonite	19
2.1.3 Hypabyssale Intrusiva	20
2.2 Tektonik	22
2.2.1 Schlingentektonik	20
2.2.2 Gebiete mit flach einfallenden oder nichtzylindrischen Faltenachsen	23
2.2.3 Scherzonen	27
3 NE-Sivorgfjella	34
4 Sivorgfjella-Mitte	37
5 SW-Sivorgfjella	43
6 S-Sivorgfjella	55
7 N-Tottanfjella	64
8 Kottasberge	69
9 Zusammenfassung der wichtigsten strukturgeologischen Beobachtungen	73
10 Zusammenfassende Interpretation der strukturgeologischen Beobachtungen	76
10.1 Deckenbau (D1)	76
10.2 Kollisions- bzw. Transpressionstadium (D2)	77
10.3 Spekulation über ein tektonisches Modell	79
III K/Ar- und ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Untersuchungen	82
1 Die K/Ar-Methode	82
2 Die ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-Methode	83
3 Die Interpretation von K/Ar-Altern	84
4 Probenaufbereitung	85
5 Ergebnisse der K/Ar und ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-Datierungen	86
5.1 Einleitung	86
5.2 Mylonite	86
5.3 Nebengestein	90
5.3.1 Gruppe mit hohen Altern	91
5.3.2 Gruppe mit niedrigen Altern	92
5.4 Andere Gesteine	92
6 Diskussion der Ergebnisse	94

IV	Apatit-Spaltspurenuntersuchungen	97
1	Die Spaltspurenmethode	97
1.1	Einleitung	97
1.2	Die Entstehung von Spaltspuren	97
1.3	Die Bestimmung des U-Gehaltes; Methodisches	99
1.4	Altersgleichung	100
1.5	Die Bestimmung von ρ_s und ρ_i mittels Populationsmethode	101
1.6	Neutronendosimetrie	102
1.7	Fehlerabschätzung	104
1.8	Probenaufbereitung für die Populationsmethode	105
1.8.1	Die Anreicherung von Apatit	105
1.8.2	Bearbeitung des Apatitkonzentrats	106
2	Geologische Anwendung der Spaltspurenmethode	108
2.1	Die Stabilität von Spaltspuren	108
2.2	Aussagefähigkeit von Spaltspuren-Längenverteilungen	110
2.2.1	Projizierte Spurenlängen	110
2.2.2	Wahre Spurenlängen	112
3	Ergebnisse und Interpretation	114
3.1	Einleitung	114
3.2	Probenlokation und Probenmaterial	115
3.3	Ergebnisse und Interpretation	115
4	Diskussion der Apatit-Spaltspurenergebnisse	123
4.1	Diskussion vertikaler Krustenbewegungen seit dem Perm	123
4.2	Der Gondwanazerfall und seine Bedeutung für die Entwicklung des Kontinentalrandes im Bereich der Heimefrontfjella	125
	Literaturverzeichnis	128
	Anhang	134
Tabellen:	A1: Ergebnisse der K/Ar-Datierungen	134
	A2: Ergebnisse der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen	136
	A3: Ergebnisse der Apatit-Spaltspurendatierungen	138
	A4: Ergebnisse der Längenmessungen von Apatit-Spaltspuren	139
	Abkürzungen und Darstellungskonventionen	140
	Danksagung	141

Zusammenfassung

Das Heimefrontfjella Gebirge im westlichen Dronning Maud Land, Antarktika, ist Teil eines kibarischen Gebirgsgürtels ($\approx 1000 - 1200$ Ma), der sich mit dem Namaqua-Natal Belt in Südafrika und vermutlich auch dem Kirwanveggen-Sverdrupfjella Belt sowie dem Mosambique Belt korrelieren läßt. Die strukturelle Entwicklung der Heimefrontfjella während der kibarischen Orogenese war bisher, ebenso wie die Abkühlungs- und Hebungsgeschichte, weitgehend ungeklärt.

Während drei Expeditionen in die Heimefrontfjella wurden deshalb detaillierte strukturelle Aufnahmen und Kartierungsarbeiten durchgeführt. Mit Hilfe von K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen sowie Apatit-Spaltspurenuntersuchungen wurde die postkibarische Abkühlungs- und Hebungsgeschichte untersucht.

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, daß sich das in der Heimefrontfjella vorliegende kibarische Orogen in einem W - E gerichteten Spannungsfeld entwickelte. Während einer frühen Deformationsphase (D_1) entstand ein E-gerichteter Deckenbau, der zu einer inversen metamophen Stapelung führte. Bei fortschreitender Einengung kam es zur Anlage einer NE-streichenden steilstehenden dextralen Transpressionszone, an der granulitfaziell geprägte Gesteinseinheiten neben amphibolitfazielle versetzt wurden (D_2). Im Verlauf dextraler Scherung entstand im Bereich der Scherzone eine ausgeprägte Schlingentektonik. Die Gebiete außerhalb der Scherzone sind um flach nach N oder NNE einfallende Faltenachsen SE-vergent verfaltet (D_2). Die jüngsten Scherzonen sind NNW-gerichtete, zumeist kataklastische Überschiebungen, die möglicherweise einem jüngeren Ereignis zuzuschreiben sind (D_3).

K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten von Proben aus der steilstehenden Scherzone, dem Nebengestein, sowie den jungen NNW-gerichteten Überschiebungen fallen in zwei Altersgruppen. Die meisten Daten gruppieren sich um ein Alter von 500 Ma. Proben von drei, am NW-Rand der Heimefrontfjella gelegenen Lokalitäten, ergaben Daten zwischen 800 und 1000 Ma. Die Daten der älteren Altersgruppe werden als teilweise überprägte kibarische Abkühlungsalter interpretiert. Die Interpretation der jüngeren Altersgruppe ist schwierig. Nicht deformierte Pegmatite und posttektonische Orthogneise hatten kibarische U/Pb-Zirkonalter ergeben, sodaß die jüngere Altersgruppe nicht als Indiz einer durchgreifenden pan-afrikanischen Deformationsphase gewertet werden kann. Möglicherweise indizieren die pan-afrikanischen Alter lediglich ein Hebungseignis, daß mit einer Deformationsphase in anderen Gebieten einhergeht.

Im Jura kam es im Bereich der Heimefrontfjella zur Extrusion voluminöser basaltischer Schmelzen. Mit Hilfe von Apatit-Spaltspurenuntersuchungen konnte gezeigt werden, daß der erhöhte geothermische Gradient während des initialen Gondwanazerfalls im mittleren Jura zur Temperung des aufgeschlossenen Basementniveaus auf Temperaturen von ≥ 100 °C geführt hat, und daß das Basement zu dieser Zeit von einer ca. 2 km mächtigen Basaltdecke überlagert gewesen sein muß. Weiterhin konnte gezeigt werden, daß es in der mittleren Kreide zu einer schnellen Heraushebung kam, die mit einer intensiven Blocktektonik mit relativen vertikalen Versätzen von bis zu 3 km verbunden war. Die absoluten Hebungsbeträge können bis zu 8 km betragen haben.

Summary

The Heimefrontfjella metamorphic complex in western Dronning Maud Land, Antarctica, is part of a Kibaran Mobile Belt (≈ 1000 - 1200 Ma), which correlates with the Namaqua-Natal Belt (S-Africa) and possibly with the Kirwanveggen-Sverdrupfjella Belt and the Mosambique Belt. The structural development during the Kibaran orogeny and the cooling and uplift history of the Heimefrontfjella has been investigated in this thesis.

The basement structure of the central part of the Heimefrontfjella has been examined by detailed geological mapping during three expeditions between 1987 and 1990, and K/Ar-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - and apatite fission-track dating methods have been used to evaluate the cooling and uplift history.

The Heimefrontfjella metamorphic complex comprises a thick sequence of metasediments, bimodal metavolcanics and numerous granitic and granodioritic intrusions. A wide, steeply dipping and NE trending dextral shear zone of high temperature origin separates rocks of amphibolite facies to the SE of the shear zone from rocks of granulite facies to the NW. The metamorphic complex is overlain by a sequence, up to 160 m thick, of Permo-Carboniferous sedimentary rocks of the Beacon Supergroup and Jurassic basalts.

Kibaran structures indicate that the Heimefrontfjella metamorphic complex developed within a E - W oriented compressional field. Early structures are large, flat lying isoclinal folds, sheath folds and eastward propagating thrusts (D_1) that caused inverse metamorphic stacking. During this stage a several km wide, steep, NE trending dextral transpression developed, causing the juxtaposition of granulite facies rocks in the NW of the shear zone and amphibolite facies rocks in the SE. The dextral transpression is associated with rotational tectonics and a pronounced 'Schlingen'-tectonic of the non-mylonitized areas in the vicinity of the shear zone. Areas not affected by the large shear zone are folded along N or NNE trending fold axes with dominantly SE facing folds (D_2). The youngest structures are some small discrete NNW-directed thrusts which may be the expression of a younger deformation phase.

K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data of muscovite and biotite from samples of the steep shear zone, the non mylonitized country rocks and of the young NNW directed thrusts fall into two age groups. Most samples revealed cooling ages of about 500 Ma. Samples from three localities on the NW side of the shear zone yielded ages of 800 to 1000 Ma. The older ages are interpreted as post-Kibaran cooling ages that have partially been reset. The interpretation of the younger age group is difficult. Undeformed pegmatites and post-tectonic orthogneisses revealed Kibaran U/Pb zircon ages, implying that the young K/Ar-ages do not record a second vigorous deformation phase. Therefore the Pan-African ages of about 500 Ma may indicate a phase of simple tectonic uplift that occurred at the same time as Pan-African deformation elsewhere.

Apatite fission-track ages and confined/projected track length distributions have been determined on basement samples of three vertical sections from elevations between 1000 and 2700 m. All apatite fission-track ages (effective closing temperature

≈100°C) yielded Mesozoic ages between 90 and 220 Ma. The ages fall into two groups, one having ages of around 100 Ma (Upper Cretaceous), the other having older ages of 130 to 220 Ma. The mean confined track length of ≈14,5 μm of the younger age group proves that these samples were lifted fairly rapidly during the Upper Cretaceous and thus must be interpreted as cooling ages. The reduced confined track length of the older age group indicates that these ages are mixed ages; temperatures were not sufficient to reset the apatite fission-track clock to zero.

The Palaeozoic erosion surface covered by some 100 m of fluvial and shallow marine sedimentary rocks is exposed at three localities in the northern part of the studied area, each locality at an elevation of ≈2100 m. This indicates that basement at the exposed level must have cooled to temperatures below 100°C before the dated Mesozoic event.

It is assumed that the Mesozoic rejuvenation of the apatite fission track system is due to a thermal event at the beginning of the Gondwana breakup and the subsequent burial by large volumes of Jurassic basalt. The Cretaceous uplift rate has been estimated as ≈100 m/Ma. Subsequent block faulting with relative vertical offsets of up to 3 km have been deduced, with the largest uplift rates concentrated in the now topographically highest regions. Such fast uplift implies a high sedimentation rate elsewhere.

The fast Upper Cretaceous uplift of the Heimefrontfjella mountains is consistent with the idea of a 'Cretaceous revolution', when East-Gondwana started to break up and the directions of plate motions changed and accelerated. Rising asthenosphere and partial melting of the lithospheric mantle during the ocean floor formation, extraction of these melts and associated thinning of the lithospheric mantle could have caused the uplift of the continental lithosphere in this part of Dronning Maud Land.

I Einleitung

I. 1. Lage des Arbeitsgebietes, geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte

Der antarktische Kontinent wird geologisch in die Ostantarktis und die Westantarktis unterteilt (Abb. I.-1). Die Ostantarktis oder Ostantarktische Plattform wird sowohl geomorphologisch als auch geologisch durch das 3500 km lange Transantarktische Gebirge von der Westantarktis getrennt.

Lediglich 2 % des antarktischen Kontinents sind aufgeschlossen, der Rest ist unter einer bis zu 4000 m mächtigen Eisschicht verborgen. Die meisten Aufschlüsse konzentrieren sich in der Westantarktis und dem Transantarktischen Gebirge. In der Ostantarktis gibt es lediglich einige in Küstennähe aufgeschlossene Gebirge, die meistens ein steiles Escarpment bilden und die sich am Übergang von den küstennahen Eisschelfs zum antarktischen Hochplateau befinden. Der größte Gebirgszug der Ostantarktis befindet sich im Bereich des Dronning Maud Land und erstreckt sich über mehr als 1000 km zwischen 15°W und 30°E (Abb. I.-1).

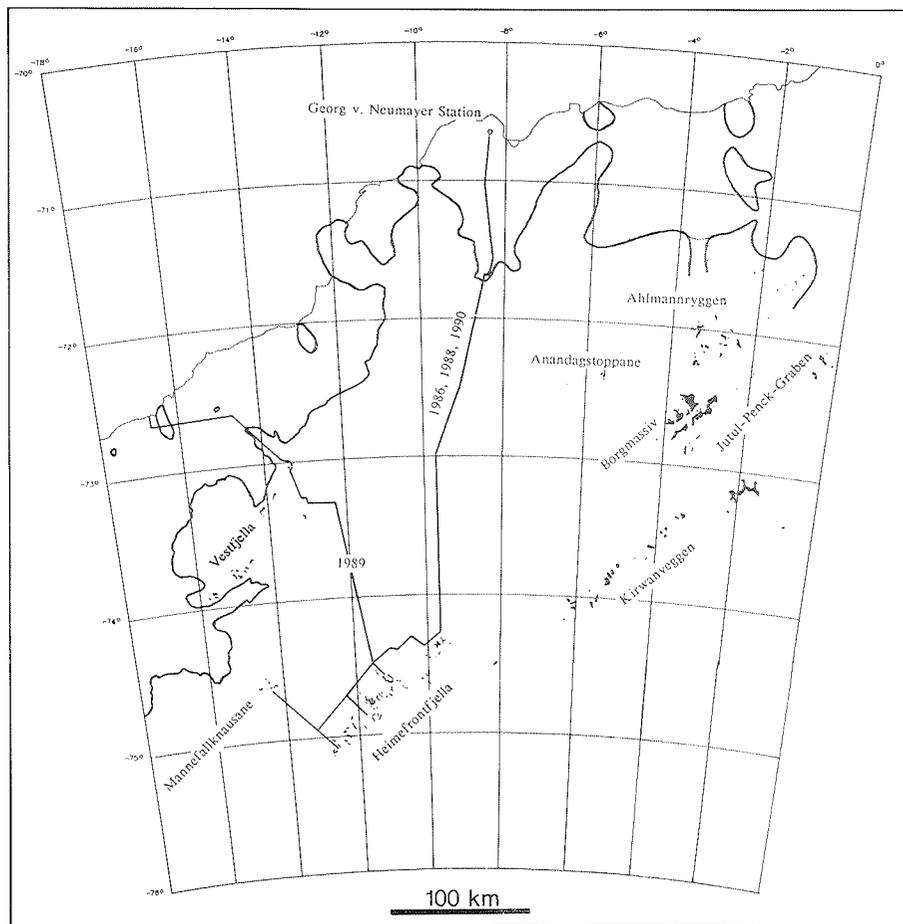
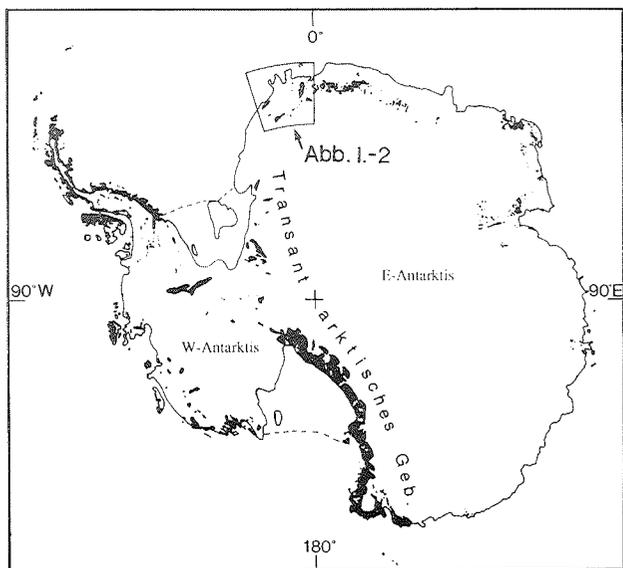
In der Ostantarktis stehen Basement-Gesteine mit proterozoischem bis archaischem Alter an. Die bisher ältesten Gesteine wurden im Enderby Land gefunden. Sie weisen U/Pb-Zirkonalter von 3900 Ma auf (BLACK et al. 1986). Die Westantarktis setzt sich demgegenüber aus paläozoischen bis känozoischen Gebirgsgürteln und Mikrokontinenten mit nach Westen abnehmendem Alter zusammen. Das Transantarktische Gebirge ist ein altpaläozoisches Faltengebirge, welches oberproterozoische Gesteine überprägt. Oberhalb einer Peneplain wird es von einer bis zu 2500 m mächtigen, nicht metamorphen Sedimentabfolge mit permokarbonem Alter überlagert. Diese wird wiederum von bis zu 2000 m mächtigen jurassischen Flutbasalten überlagert. Die gleiche Abfolge nichtmetamorpher Sedimente und Vulkanite findet sich stellenweise in geringerer Mächtigkeit im Bereich der E-Antarktis.

Das Arbeitsgebiet umfaßt das Gebirge der Heimefrontfjella. Es bildet einen der westlichsten Ausläufer von Dronning Maud Land und nimmt damit eine Randposition innerhalb der Ostantarktis ein. Die Heimefrontfjella bildet einen sich über 130 km in SW-NE Richtung erstreckenden Gebirgszug zwischen 9°W 74°15'S und 13°W 75°15'S, der die Form eines in sich stark gegliederten Escarpments aufweist. Er setzt sich aus vier, durch breite Gletscher getrennte Einzelblöcke zusammen: Tottanfjella, Sivorgfjella, XU-Fjella und Kottasberge (Milorgfjella) (Abb. I.-3). An der NW-Seite dieses Gebirges liegt die Eisoberfläche in einer Höhe von ca. 1200 m, im NW in einer Höhe von ca. 2200 m. Die höchsten Gipfel erreichen 2700 m.

Die nördlichen Ausläufer der Heimefrontfjella (Kottasberge) wurden während der deutschen Antarktisexpedition 1938/39 (RITSCHER 1942) vom Flugzeug aus entdeckt und als Kottasberge bezeichnet. Die norwegisch-britisch-schwedische Expedition führte in den Jahren 1949 bis 1952 (GLAEVER 1956; SWITHINBANK 1959) eine intensive Befliegung der Gesamtregion durch und entdeckte dabei den SW-Teil der Heimefrontfjella. Erst im Südsommer 1963/64 reisten zwei britische Geologen in die Heimefrontfjella und führten die ersten geologischen Untersuchungen durch. Ihre

Abb. I-2: Expeditionsrouten deutscher und schwedischer Antarktisexpeditionen in die Heimefrontfjella zwischen 1986 und 1990. ▶

Abb. I-1: Lage des Arbeitsgebietes: Die Heimefrontfjella bildet einen der westlichsten Ausläufer des westlichen Dronning Maud Lands (Kasten) und befindet sich damit am Westrand der Ostantarktis. Die schwarzen Flecken markieren die aufgeschlossenen Areale. ▼



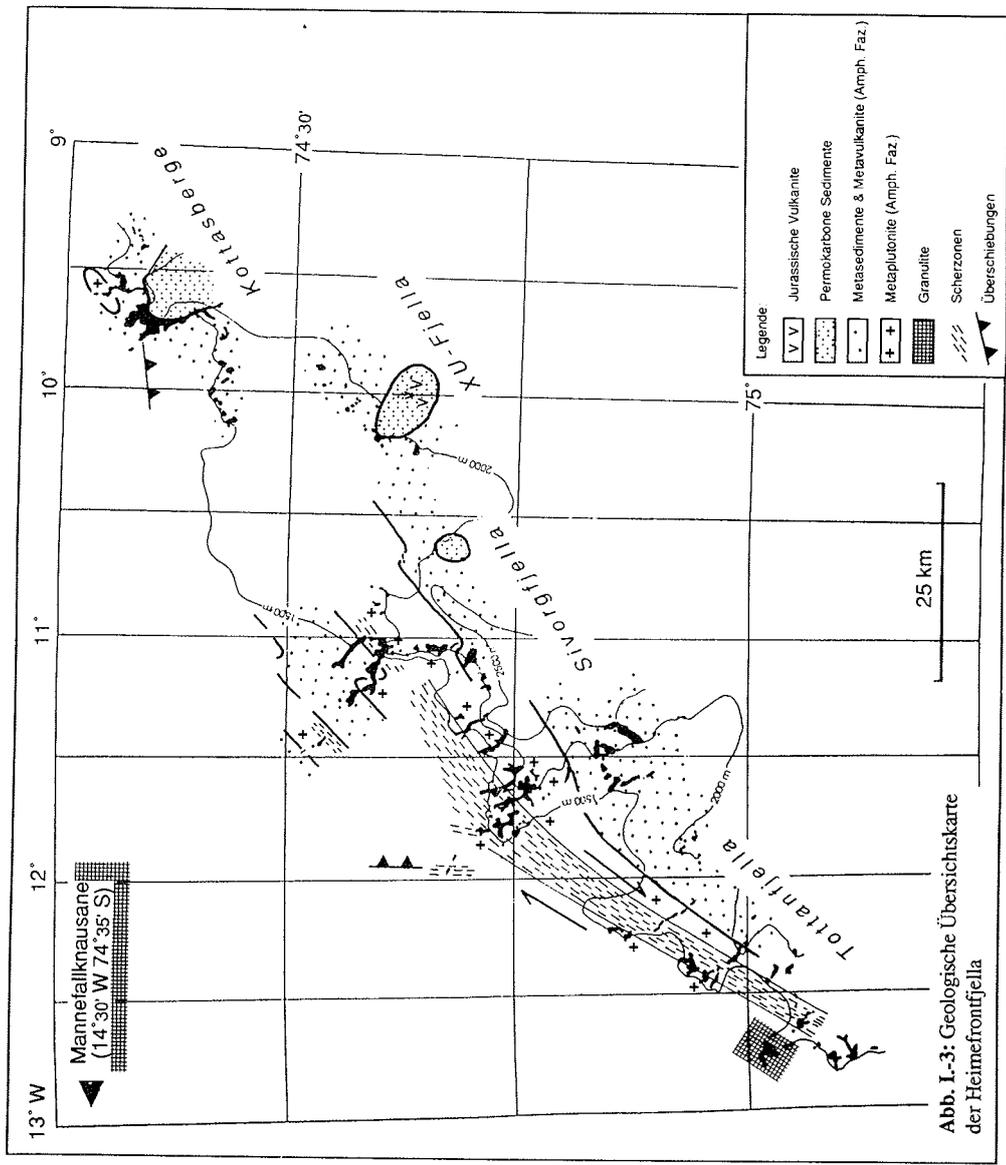


Abb. I-3: Geologische Übersichtskarte der Heimfrontfjella

Ergebnisse wurden in Form von Dissertationen publiziert (JUCKES 1972; WORSFOLD 1967). Juckes fand im nördlichen Teil eine mächtige Abfolge von Paragneisen vor, mit granitischen, pegmatoiden und basaltischen Intrusionen. Er beschrieb auch eine bis zu 160 m mächtige, nicht metamorphe und flachlagernde Sedimentabfolge, die das Basement an einer scharfen Erosionsoberfläche überlagert. Das Basement und die Sedimente werden von jüngeren mafischen Gängen und Sills durchschlagen, die REX (1971) mit ca. 170 Ma datiert hat (K/Ar; Gesamtgestein). Die Hauptarbeit Juckes bestand in der petrographischen und geochemischen Beschreibung der mafischen Intrusiva. Worsfold bearbeitete den südlichen Teil des Gebirges. Dort fand er eine größere metamorphe Gesteinsvielfalt vor als Juckes im nördlichen Teil und führte eine detaillierte petrographische Beschreibung der Gesteine durch. Einen weiteren Schwerpunkt seiner Arbeit bildeten geochemische Untersuchungen an den Basementgesteinen und den jungen mafischen Intrusiva.

Eine zweite geologische Bearbeitungsperiode der Heimefrontfjella begann mit den neuen deutschen Aktivitäten zu Beginn der 80er Jahre. Im Südsommer 1982/83 war dieses Gebirge erstmals Ziel deutscher Geologen und Geophysiker. Ein Hubschrauberunfall am Beginn der Expedition vereitelte aber das Vorhaben, so daß in das küstennähere Vestfjella ausgewichen wurde (BEHR et al. 1983). 1985/86 gelang es dann das 420 km von der Schelfeiskante entfernt gelegene Gebirge der Heimefrontfjella von der Georg-von-Neumayer Station aus mit Hilfe schwerer Kettenfahrzeuge zu erreichen (ARNDT et al. 1987). Die Route wurde in Abständen von 500 m mit Bambusstangen ausgeflaggt, um einen sicheren Rückweg zur Küste zu gewährleisten. Der ersten deutschen Antarktisexpedition in die Heimefrontfjella im Südsommer 1985/86 folgten zwei weitere deutsche Expeditionen in den Jahren 1987/88 (PATZELT 1988; JACOBS 1988; JÄGER 1988; LARSSON & BYLUND 1988; POSCHER 1988) und 1989/90 (JACOBS et al. im Druck) auf der gleichen bewährten Route, sowie eine schwedische Expedition im Jahre 1988/89 auf einer weiter im Süden gelegenen Route (Abb. I.-2).

Während Worsfold und Juckes sich besonders mit den jungen Sedimenten, jurassischen Vulkaniten sowie der petrographischen Beschreibung der Metamorphite beschäftigt hatten, legten die deutschen Geologen den Schwerpunkt auf strukturgeologische und geochronologische Untersuchungen. Die strukturgeologischen Untersuchungen ergaben, daß in der Heimefrontfjella eine polyphase Deformationsgeschichte vorliegt, mit einer NE-gerichteten ersten Deformationsphase unter amphibolit- bis granulitfaziellen und einer NW-gerichteten zweiten Deformationsphase unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen. U/Pb-Alter an Zirkonen ergaben, daß die Heimefrontfjella nicht etwa ein paläozoisches Orogen ist, wie WORSFOLD (1967) und JUCKES (1972) annahmen, sondern daß dieses Gebirge im mittleren Proterozoikum vor ca. 1000 - 1100 Ma entstand (ARNDT et al. 1987; WEBER et al. 1990; ARNDT et al. in Vorb.; s. a. SPAETH & FIELITZ 1987). Dieses Alter entspricht dem Nimrod-Ereignis im Transantarktischen Gebirge und dem 'Kibaran Event' in Afrika (WEBER 1990). Ähnliche Alter ergaben Datierungen an Charnockiten von Mannefallknausane (ARNDT et al. in Vorb.).

In Annandagstoppane, ca. 200 km nordöstlich der Heimefrontfjella (Abb. I.-2) ist ebenfalls kristallines Basement aufgeschlossen, welches jedoch mit 3200 Ma datiert wurde (HALPERN 1970). Die Gesteine von Annandagstoppane sind damit die ältesten

Gesteine des westlichen Dronning Maud Lands. Nur 50 km weiter östlich, im Borgmassiv, stehen flachlagernde, proterozoische Vulkanite und liminische Sedimente an, die mittelproterozoische Alter aufweisen (NEETHLING 1970; PETERS 1989; KRYNAUW et al. 1991; WATTERS et al. 1991) und im Gegensatz zum kristallinen Basement der Heimefrontfjella nicht deformiert sind. WEBER (1990), MOYES & BARTON (1990) vermuten, daß die archaischen Gesteine von Annandagstoppane das Fragment eines Kratons repräsentieren und die proterozoischen Sedimente und Vulkanite vom Borgmassiv als Deckschichten des Kratons zu interpretieren sind. Nach der palinspastischen Gondwanarekonstruktion von WEBER et al. (1990), ARNDT et al. (in Vorb.) ist das Kratonfragment ein Teil des Simbabwe Kaapvaal Kratons und das Heimefrontfjella Orogen kann danach mit dem kibarischen Namaqua-Natal Belt des südlichen Afrika korreliert werden (Abb. I.-4). Schon MARTIN & HARTNADY (1986) hatten nach ihrer Gondwanarekonstruktion mit Hilfe magnetischer Anomalien des indischen Ozeanbodens vermutet, daß die Heimefrontfjella ein Verbindungsglied zum Namaqua-Natal Belt darstellen könnte. Mit Hilfe von U/Pb-Altersdatierungen (ARNDT et al. in Vorb.) konnte diese Korrelation schließlich bestätigt werden. Metamorphosealter von ca. 1100 Ma weisen außerdem die Gebirge von Kiwanveggen und Sverdrupfjella östlich des Jutul Penck Grabens auf (Abb. I.-2). Sie werden als nordöstliche Fortsetzung des Heimefrontfjella Orogens gedeutet (MOYES & BARTON 1990). Die Äquivalente der oberproterozoischen Borgmassiv-Vulkanite sind die Umkondo-Magmatite in SE-Afrika. Die Suture zwischen Kraton und kibarischem Orogen ist nicht aufgeschlossen. Es ist zu vermuten, daß sie im Osten entlang des Jutul Penck Grabens verläuft und im Westen zwischen Mannefallknausane und Vestfjella in das Weddell Meer streicht.

Innerhalb Gondwanas nahm die Antarktis eine zentrale Position ein. Im Bereich des Dronning Maud Lands grenzte das südliche Afrika an den antarktischen Kontinent. An der Wende vom Paläozoikum zum Mesozoikum begann Gondwana zu zerbrechen. Während des initialen Rifting kam es zur Effusion voluminöser Basaltabfolgen mit einer Konzentration der vulkanischen Tätigkeit zwischen 170 und 180 Ma (PETERS 1989; SPAETH & FIELITZ 1987). Die vollständige Trennung der Antarktis von Afrika war jedoch erst vor 130 Ma abgeschlossen (LAWVER et al. 1987). Jurassische Riftbasalte stehen in Vestfjella in einer Höhe von ca. 900 m an (HJELLE & WINSNES 1972; PETERS 1989). In der Heimefrontfjella gibt es eine 130 m mächtige jurassische Basaltabfolge, deren Basis in ca. 2450 m liegt. Am Kontinentrand fanden HINZ & KRAUSE (1982) mit Hilfe digitaleismischer Methoden unter einer ca. 3-4 km mächtigen Sedimentschicht eine mehrere km mächtige Gesteinsabfolge, die erhöhte v_p -Wellengeschwindigkeiten aufweist und die von ihnen ebenfalls als jurassische Vulkanite interpretiert wurden. Die unterschiedlichen Höhenlagen der jurassischen Flutbasalte zeigen, daß es vermutlich während des Gondwanazerfalls parallel zum Kontinentalrand zu einer intensiven Störungstektonik mit Verwerfungsbeträgen kam, die auf einer Entfernung von 300 km bis zu 10 km betragen haben könnten (WEBER et al. 1990). Bereits JUCKES (1972) hatte vermutet, daß das Escarpment der Heimefrontfjella durch eine parallel zum Gebirge verlaufende Störung mit nachfolgender rückschreitender Erosion entstanden ist.

Den in dieser Arbeit präsentierten Ergebnissen liegen die Geländearbeiten dreier Expeditionen der Südsommer 1987/88 bis 1989/90 zugrunde. Während dieser Zeit wurde der

zentrale Teil der Heimefrontfjella (Sivorgfjella) (Abb. I.-3) sowie N-Tottanfjella im Maßstab 1:25.000 kartiert und nach petrographischen, strukturgeologischen und geochronologischen Gesichtspunkten intensiv beprobt.

Einer ersten Übersichtskartierung lag eine norwegische Karte im Maßstab 1:250.000 des Norsk Polar Intitut (1988) zugrunde. 1985/86 hat das Institut für Angewandte Geodäsie (Frankfurt) eine photogrammetrische Befliegung der Heimefrontfjella durchgeführt. Die daraus entstandenen Schichtlinienpläne im Maßstab 1:25.000 dienen zusammen mit Ortholuftbildern als Grundlage für die geologische Kartierung.

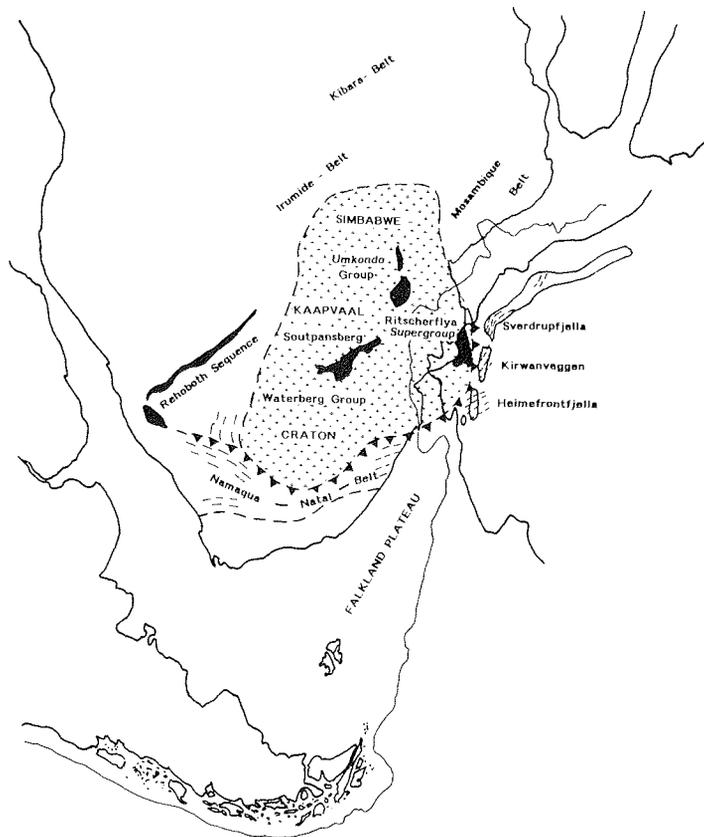


Abb. I.-4: Nach WEBER et al. (1990) ist das ca. 1100 Ma alte Heimefrontfjella-Gebirge ein Teil eines mehrere tausend Kilometer langen kibarischen Gebirgsgürtel, der sich am Süd- und Ostrand des Simbabwe-Kaapvaal entlangzieht. Die westliche Fortsetzung des Heimefrontfjella-Orogens ist im kibarischen Namaqua-Natal Belt zu sehen. Kirwanveggen und Sverdrupfjella bilden die nordöstliche Fortsetzung dieses Gebirgsgürtels. Ein Fragment des Simbabwe-Kaapvaal Kratons ist in Anandagstoppane (vgl. Abb. I.-2) aufgeschlossen.

I 2. Zielsetzungen

Strukturgeologische und geochronologische Untersuchungen haben gezeigt, daß in der Heimefrontfjella ein Teil eines polyphas deformierten Gebirges vorliegt, dessen Hauptdeformationsphase ein kibarisches Alter aufweist. Dieses Ereignis läßt sich nach einer entsprechenden Gondwanarekonstruktion mit dem durch eine ebenfalls kibarische Orogenese entstandenen Namaqua-Natal Belt in Südafrika korrelieren.

Die kibarischen Strukturen werden z. T. von Scherzonen versetzt, wobei aufgrund unterschiedlicher Bewegungsrichtungen angenommen wurde (WEBER et al. 1990), daß es sich hierbei möglicherweise um eine zweite, jüngere Überprägung handeln könnte. Da bisher keine Altersinformationen über die niedrige Temperatur- und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella vorlagen, ergaben sich daraus folgende Arbeitsansätze:

- 1: Geochronologischer Arbeitsansatz:
 - Wie alt ist die jüngere Deformationsphase?
 - Ist sie mit der K/Ar-Methode datierbar?
 - Ist die gesamte Heimefrontfjella von der jüngeren Überprägung betroffen?
- 2: Strukturgeologischer Arbeitsansatz:
 - Welche tektonischen Elemente charakterisieren die jüngere Überprägung und wie unterscheidet sich diese jüngere von der älteren Deformationsphase?
 - Welchen Schersinn weisen die Scherzonen auf?
 - Haben die Scherzonen eine überregionale Bedeutung?

Die Heimefrontfjella nimmt heute eine Kontinentrandposition ein. Als Gondwana an der Wende vom Paläozoikum zum Mesozoikum anfang zu zerbrechen, kommt es besonders im Jura (170 - 180 Ma) zur Effusion voluminöser mafischer Schmelzen. Obwohl das proterozoische Basement bereits im Paläozoikum bis auf Meeresspiegelhöhe abgetragen worden war, befindet sich die paläozoische Landoberfläche jetzt in etwa 2100 m Höhe, wobei sie an mindestens einer Lokalität durch eine jüngere Blocktektonik verstellt wurde (JUCKES 1972). Mit Hilfe der Spaltspurenmethode an Apatiten, die eine effektive Schließungstemperatur von nur 100°C aufweisen, sollte der Tief- temperatur- und Hebungsgeschichte dieses Gebirges unter folgenden Gesichtspunkten nachgegangen werden:

- 3: Apatit-Spaltspurenmethode:
 - Welchen Einfluß hat der jurassische Magmatismus auf die Temperaturgeschichte des Untersuchungsgebietes?
 - Lassen sich im Untersuchungsgebiet Phasen relativer tektonischer Ruhe von solchen beschleunigter Heraushebung unterscheiden und sind diese mit dem Gondwanazerfall korrelierbar?
 - Wie alt ist die Blocktektonik im Bereich der Heimefrontfjella und sind die Verwerfungsbeträge quantifizierbar?

II Die Geologie der Heimefrontfjella - Strukturgeologische Ergebnisse

II 1. Einleitung

Während der ersten deutschen Expedition in die Heimefrontfjella 1985/86 war dieser Gebirgszug als Teil eines polyphas deformierten Orogens identifiziert worden (ARNDT et al. 1987, WEBER et al. 1990). In den Kottasbergen (N-Heimefrontfjella) sind große NE-vergente Falten erhalten (Abb. II.-1), die dem oberproterozoischen, von ARNDT et al. (in Vorb.) mit ca. 1100 Ma datierten Deformationsereignis zugeschrieben werden. Ein jüngeres metamorphes Ereignis wird durch kataklastische bis mylonitische Scherzonen mit NW-gerichteten Scherbewegungen repräsentiert, die postmetamorphe Pegmatite und mafische Gänge versetzen (Abb. II.-2). Außerdem hat die Übersichtskartierung gezeigt, daß besonders der lithologisch und strukturell vielfältig aufgebaute zentrale Teil diese Gebirges (Sivorgfjella) ein interessantes Objekt für detailliertere strukturgeologische, geochronologische und petrologische Untersuchungen ist. Dort steht eine polyphas deformierte vulkano-sedimentäre Gesteinsabfolge an, die von zahlreichen granitischen bis granodioritischen Metaplutoniten intrudiert wird. Diese Abfolge wurde unter besonderer Berücksichtigung der mylonitischen Überprägung zwischen 1988 und 1990 untersucht und für strukturgeologische und geochronologische Zwecke eingehend beprobt.

Zur Darstellung des lithologischen und strukturellen Aufbaus des Arbeitsgebietes wurde Sivorgfjella und der nördliche Teil Tottanfjellas in 6 Bereiche aufgeteilt (Abb. II.-3). Jeder Teilbereich wird im einzelnen anhand von Kartenskizzen, Profilen etc. dargestellt, und hieraus zum Schluß ein regionalgeologisches Modell erstellt. Auf dieser Basis werden im Anschluß die geochronologischen Ergebnisse präsentiert. Die lithologischen Einheiten werden nur kurz beschrieben, da eine detaillierte petrographisch-petrologische Bearbeitung dieses Gebietes zur Zeit durch SCHULZE (in Vorb.) durchgeführt wird.

Die in dieser Arbeit verwendeten Kartenskizzen basieren auf den Kartierungsarbeiten, die zwischen 1986 und 1990 durchgeführt wurden. Sie sind als Gemeinschaftsprodukt der Expeditionsteilnehmer zu verstehen (ARNDT et al. 1987; JACOBS 1988; JACOBS et al. in Vorb.). Drei dieser Karten werden 1991 im Maßstab 1:25.000 in Zusammenarbeit mit dem Institut für Angewandte Geodäsie (Frankfurt a. M.) publiziert. Die hier verwendeten Kartenskizzen werden zugunsten der Übersichtlichkeit in einem kleineren Maßstab wiedergegeben. Es handelt sich um stark vereinfachte Karten, die für spezielle, meistens strukturgeologische Darstellungen angefertigt wurden. Eine geologische Übersichtskarte ist in Abb. I.-3 dargestellt.

II 2. Scharffenbergbotnen und die im NW vorgelagerten Nunataka (Abb. 4)

II 2.1 Lithologie

Im Bereich des *Scharffenbergbotnen* steht eine Abfolge bimodaler, dominant leukokrater Metavulkanite an, die mit geringmächtigen Metasedimenteinschaltungen

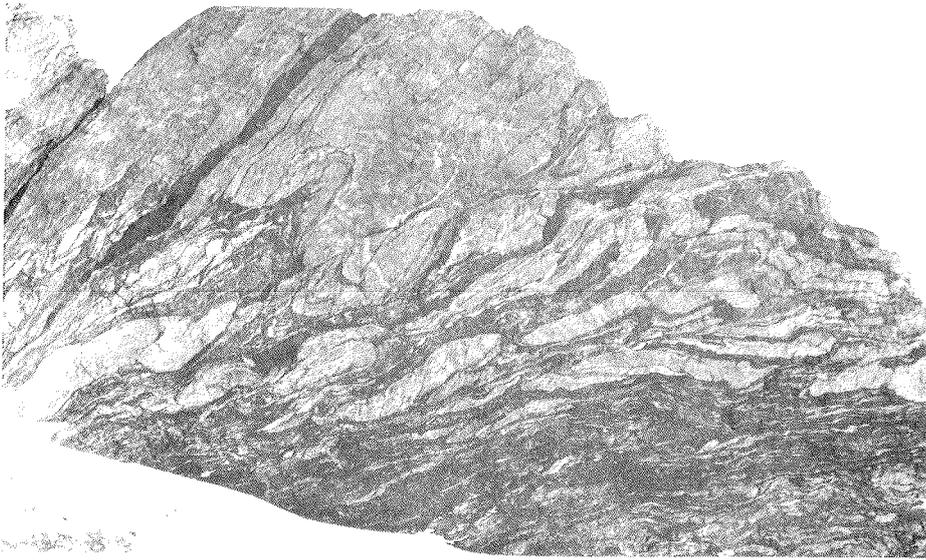


Abb. II.-1: Der NE-vergente Falten- und Schuppenbau in den Kottasbergen (N-Heimfrontfjella) wird dem von ARNDT et al. (in Vorb.) mit ca. 1100 Ma datierten oberproterozoischen Metamorphoseereignis zugeschrieben (WEBER et al. 1990); *Leabotnen*; Wandhöhe ca. 200 m; Blickrichtung: NW.

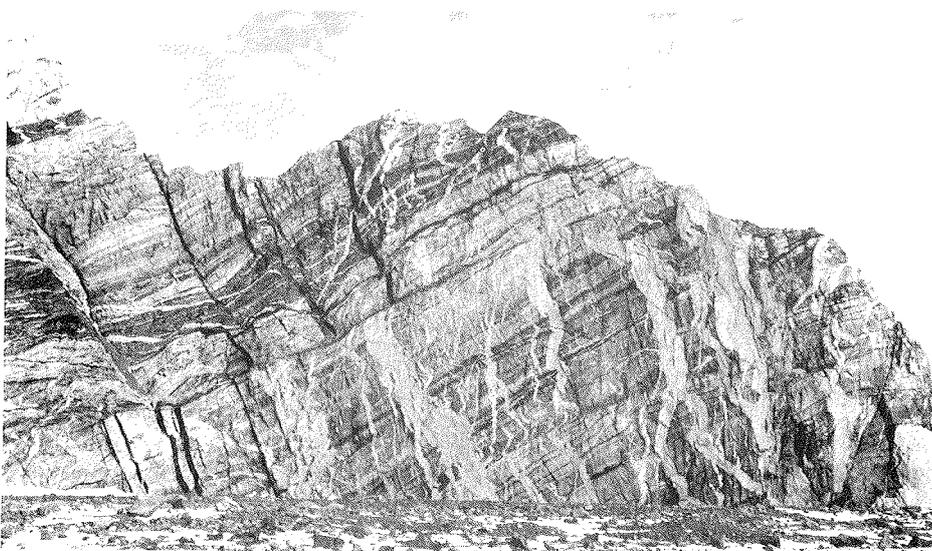


Abb. II.-2: Postmetamorphe Pegmatite und mafische Gänge werden an jungen Scherzonen mit NW-gerichtetem Schersinn versetzt; Kottasberge, NW-Ende von *Schivestolen*; Wandhöhe ca. 250 m; Blickrichtung: SW.

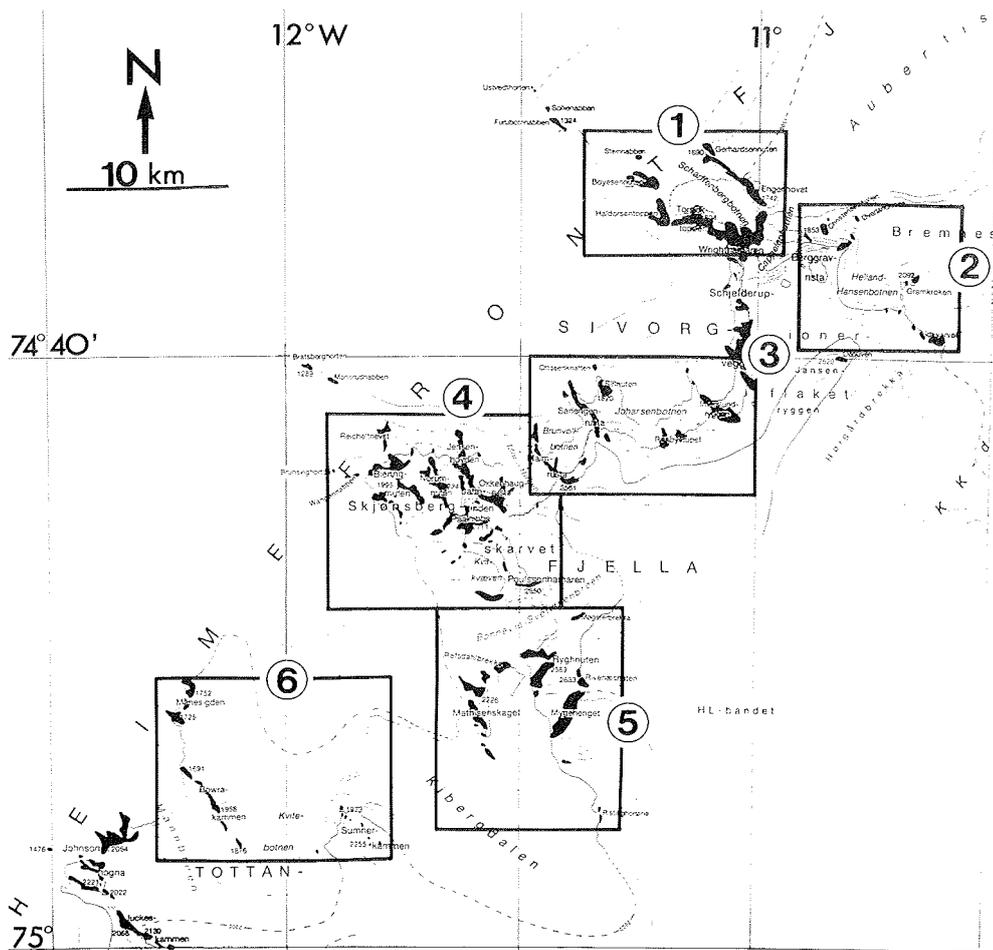


Abb. II.-3: Aufschlußkarte der zentralen Heimfrontfjella. Die Ausschnitte von 6 Kartenskizzen sind markiert. 1: N-Sivorgfjella (Scharffenbergbotnen), vgl. Abb. II.-4; 2: NE-Sivorgfjella, vgl. Abb. II.-25; 3: Zentrales Sivorgfjella, vgl. Abb. II.-28; 4: SW-Sivorgfjella, vgl. Abb. II.-34; 5: S-Sivorgfjella, vgl. II.-45; 6: N-Tottanfjella, vgl. Abb. II.-53.

wechsellagern und von mächtigen granitischen bis granodioritischen Orthogneisen intrudiert sind.

II 2.1.1 Vulkano-sedimentäre Abfolge

Die Bändergneise der Metavulkanit-Serie (Abb. II.-5) setzen sich aus einer Wechselfolge leukokrater sowie melanokrater Metavulkanite mit kontrastreichen, scharfen Materialgrenzen zusammen. Die leukokraten Metavulkanite sind epigranulare, fein- bis mittelkörnige, Magnetit (Mt)-führende Kfsp-Plag-Bio-Gneise. In einigen Bereichen tritt eine Feldspatblastese auf. Besonders auffällig ist die fast stets auftretende disperse Mt-

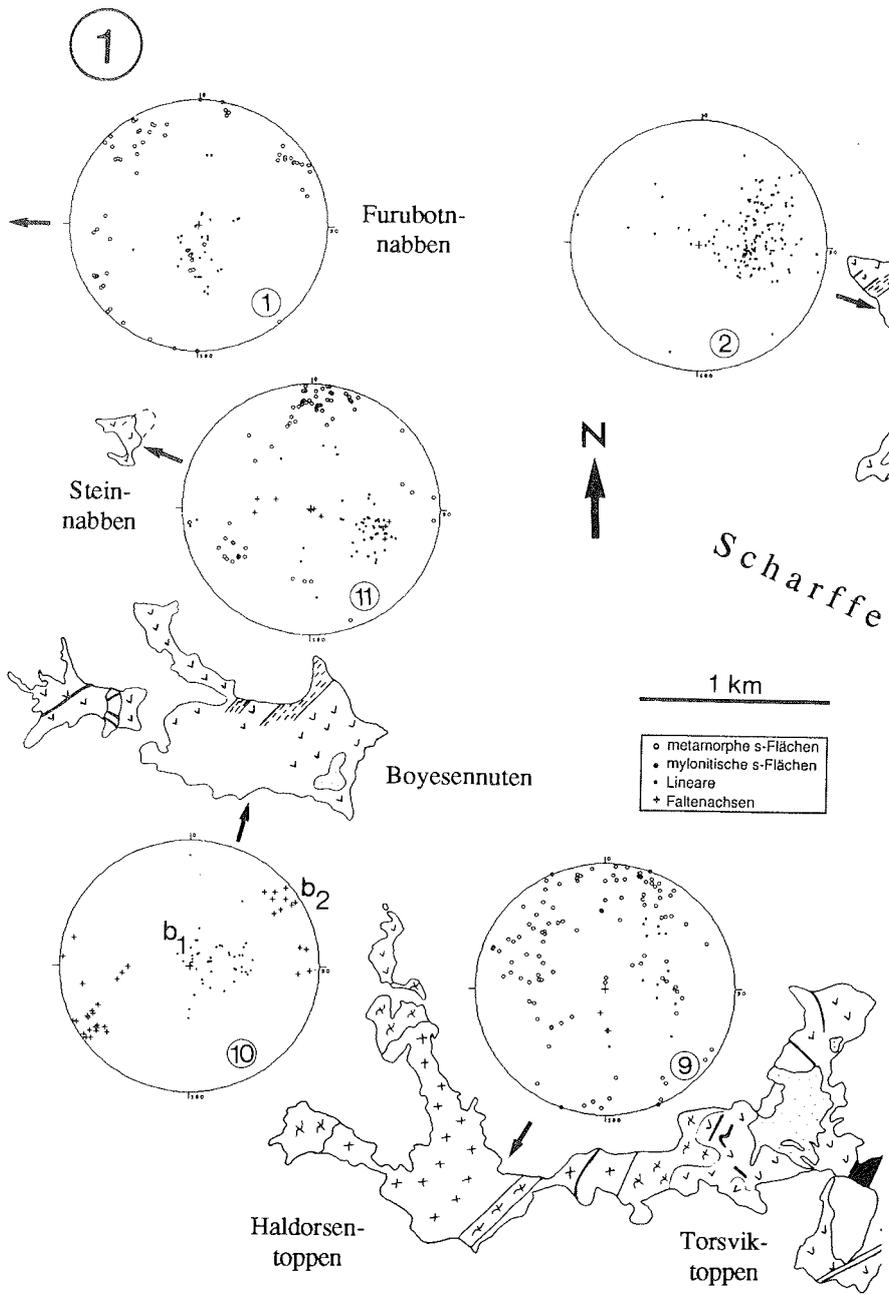
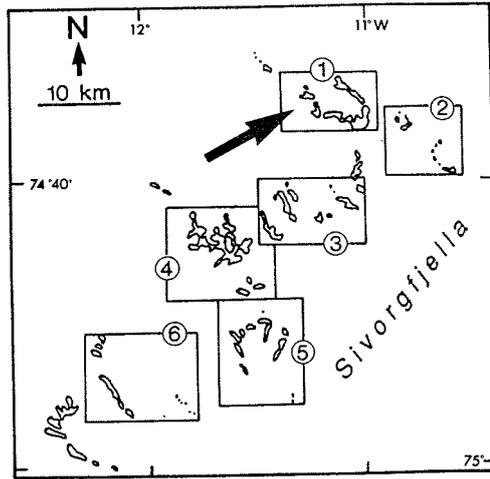
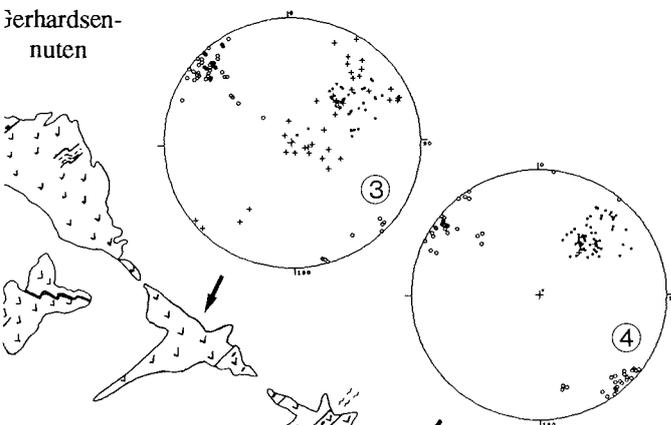


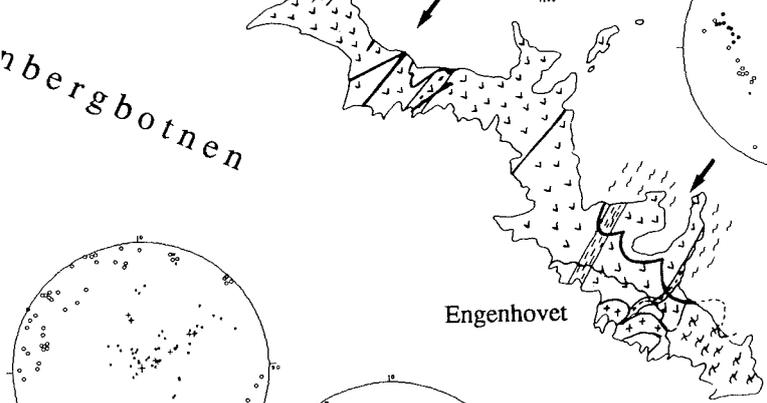
Abb. II-4: Geologische Übersichtskarte N-Sivorgfjellas.



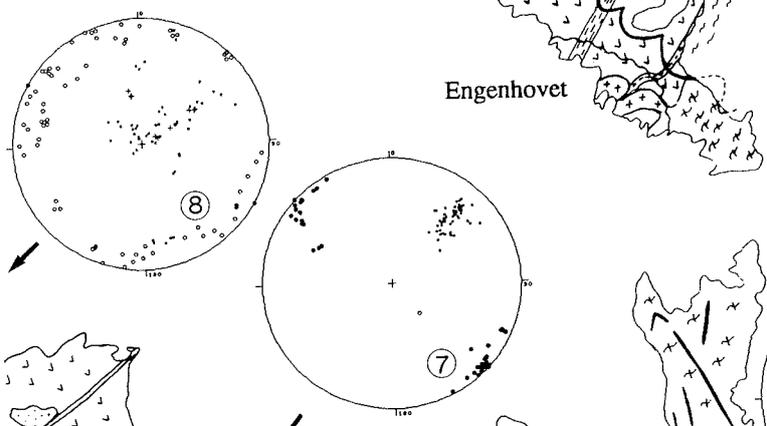
Berhardsen-
nuten



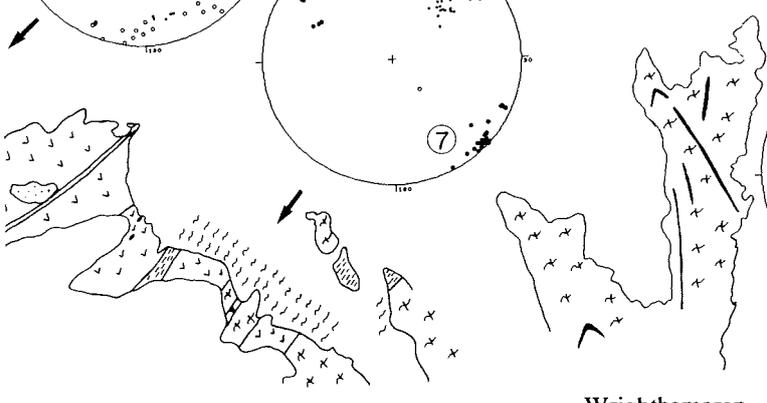
Engbergbotnen



Engenhovet



Wrightthamaren



	Bändergneise (dominant leukokrate Metavulkanite)
	Paragneise mit Einschaltungen von Glimmerschiefer, Quarziten, Kalksilikaten
	verschiedene Orthogneise
	diskordante Amphibolitgänge
	mylonitische Überprägung

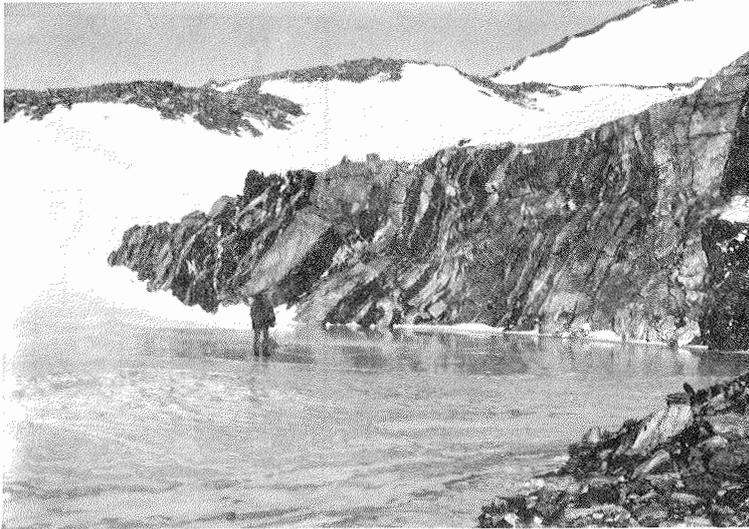


Abb. II-5: Steilstehende Abfolge von Bändergneisen, die als Sequenz bimodaler Vulkanite interpretiert wird; *W-Boyesenuten*; Blickrichtung: NE.

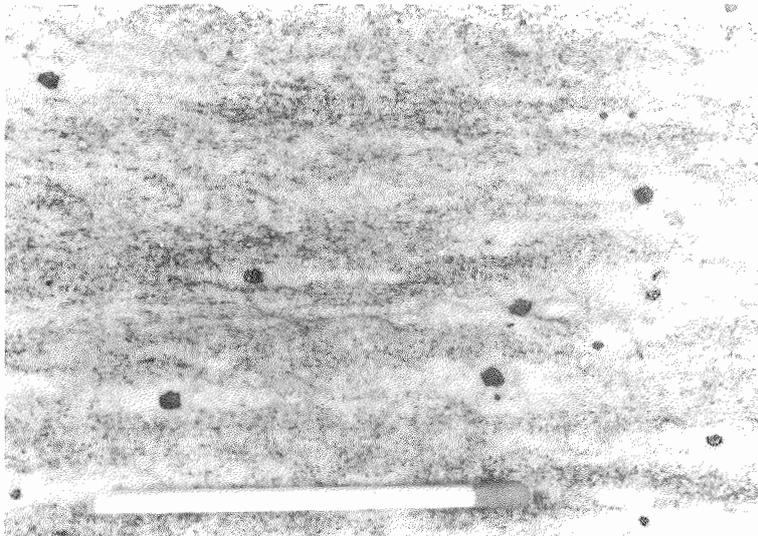


Abb. II-6: Typisch für die leukokraten Metavulkanite ist die disperse Magnetit-Verteilung. Der leukokrate Saum um die Magnetite könnte darauf hindeuten, daß dieser durch Sammelkristallisation der dunklen Gemengteile entstanden ist.

Führung (Abb. II.-6). Die idiomorphen Mt-Körner sind zumeist ca. 1-2 mm, manchmal bis zu 1 cm groß. Sie weisen einen leukokraten Saum auf. Dies deutet darauf hin, daß der Magnetit vermutlich sekundär durch eine Sammelkristallisation beim Zerfall der mafischen Gemengteile entstanden ist. s-parallele Konzentrationen von Qz-Fsp-Schlieren und nebulitische Texturen innerhalb der leukokraten Metavulkanitbänder deuten auf eine beginnende Migmatisierung hin.

Die melanokraten Zwischenlagen sind fein- bis mittelkörnige Amphibolite, Gt-Amphibolite oder Hbl-Bio-Plag \pm Gt \pm Qz-Gneise.

Als sedimentäre Einschaltungen in die Metavulkanit-Abfolge treten Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite, Kalksilicate und Marmore, meistens nur in geringen Mächtigkeiten von 1 bis 2 m auf. Im Gegensatz zu den Bändergneisen der Metavulkanit-Serie tritt in diesen Gesteinen häufig Ms und Gt auf.

Am *Ustvedthorten* stehen von Pegmatiten intrudierte Quarzite an, bei denen die Schrägschichtung noch erhalten ist. Der splittrige Bruch und porphyroblastische Muskovite deuten auf eine T-dominierte späte Metamorphosephase hin.

Marmore treten in zwei kleinen Linsen am Fuß des *Wrightthamaren* auf. Am SE-Fuß des Engethovet tritt eine ca. 50 m lange und 3 m breite Marmorlinse als Xenolith in der Peripherie eines Orthogneiskörpers auf. Dieser Marmor weist im Randbereich Paragenesen von Aktinolith, Zoisit und Talk auf.

II 2.1.2 Metaplutonite

Die vulkano-sedimentäre Abfolge wird von verschiedenen, jetzt vergneisten plutonischen Gesteinen intrudiert. Der Verband zum Nebengestein ist häufig tektonisch, so daß der intrusive Charakter nicht immer eindeutig nachweisbar ist. Jedoch weist sie das zumeist zahlreiche Auftreten von Xenolithen als Metaplutonite aus. Alle plutonischen Gesteine haben granitische bis granodioritische Zusammensetzung. Basische Äquivalente fehlen.

Der Wrightthamaren-Augengneis (WORSFOLD 1967) ist ein Metaplutonit, der im südöstlichen Talschluß des *Scharffenbergbotnen* ansteht und den gesamten Bereich des *Wrightthamaren* einnimmt (Abb. II.-4). Seine NW-Begrenzung ist tektonisch, der südöstliche Kontakt ist nicht aufgeschlossen. Er weist bis zu 10 cm große Plag-Megakristalle in einer Grundmasse von Kfsp, Bio, Hbl und Gt auf. Gt-Symplektite treten in der Randpartie dieses Orthogneiskörpers auf. WORSFOLD (1967) beschreibt Einschlüsse von Opx im Fsp und leitet daraus einen primär charnockitischen Ursprung dieses Plutonits ab. Im Randbereich geht der Wrightthamaren-Augengneis in Augengneismylonite mit stark reduzierter Korngröße über.

Der Fischgneis (WORSFOLD 1967), der seinen Namen durch seine Vielzahl von Xenolithen bekommen hat, nimmt den gesamten Bereich des *Holdorsentoppen* ein (Abb. II.-4). Er weist die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie der Wrightthamaren-Augengneis auf, ist aber feinkörniger ausgebildet. Deshalb wird er als

randliches Äquivalent des Wrighthamaren-Augengneises interpretiert. Seine NW- und SE-Begrenzungen sind stark mylonitisiert, so daß auch hier die Kontaktverhältnisse zum Nebengestein verwischt sind. Es treten eine Vielzahl eingeregelter und gelängter Xenolithe auf, die eine deutliche Kontaktmetamorphose aufweisen und mehrere 10er Meter lang sein können. Die Xenolithe weisen eine ältere Metamorphose auf. Im Gipfelbereich des *Holdorsentoppen* treten viele Quarzit-Xenolithe auf. Erstaunlicherweise ist in ihnen eine reliktsche Schrägschichtung manchmal noch erhalten (Abb. II-7). Der Fischgneis ist z. T. nur relativ schwach deformiert, so daß die Platznahme dieses Plutonits spätektotonisch stattgefunden haben muß.

Im Bereich des *Furubotnabben* und *Soliennabben* steht ein dunkler Augengneis an. Im SE grenzt dieser an eine vulkano-sedimentäre Abfolge bestehend aus Quarziten, Kalksilikaten, Bio-Gneisen und Amphiboliten. Eine Kontaktmetamorphose wurde nicht beobachtet. Die nordwestliche Begrenzung ist nicht aufgeschlossen. In einer Grundmasse von Bio, Hbl und Gt schwimmen weiße oder grünlich gefärbte, z. T. gesäumte, mesoperthitische Feldspäte, die auf hohe Bildungstemperaturen hinweisen. Der Gehalt an Gt nimmt nach N zu. Am *Soliennabben* tritt Opx in diesem Orthogneis auf (Probe J 253.1).

Die Xenolithe weisen im Gegensatz zu den Einschlüssen im Fischgneis keine Kontaktmetamorphose auf. Stattdessen ist der Übergangsbereich von Xenolith zum Augengneis von einer intensiven hochtemperierten Mylonitisierung betroffen. Möglicherweise ist die Mylonitisierung dieses Kontaktbereichs aufgrund des hohen Kompetenzkontrasts zwischen Augengneis und Xenolith während der Verfaltung entstanden.

Am SE-Fuß des *Engethovet* (Abb. II.-4) steht ein Augengneis an, der im Nebengestein eine ca. 100-200 m breite Kontaktaureole mit erhöhtem Migmatierungsgrad hervorgehoben hat. Diese Zone ist etwa senkrecht zur metamorphen Streichrichtung des Nebengesteins orientiert (Abb. III.-4), so daß man annehmen muß, daß es sich um eine spättektonische Intrusion handelt.

Bei weiteren kleineren Augengneisvorkommen ist es aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht immer eindeutig, ob es sich um Metaplutonite handelt.

II 2.1.3 Hypabyssale Intrusiva

Im Bereich des *Furubotnabben* und *Soliennabben* treten zahlreiche, ca. 1 bis 3 m mächtige, eingefaltete Bio-Fsp-Qz-Gänge mit riesenkörnigem Mineralwachstum (< 10 cm) von Bio und Fsp auf. Qz und Fsp weisen häufig orientierte Verwachsungen auf. Feinkörnigere Pegmatitgänge treten im südwestlichen Bereich des *Scharffenbergbotnen* auf.

Mafische Gänge sind häufiger als Pegmatite. Der Wrighthamaren-Augengneis wird von zahlreichen, scheinbar nicht deformierten mafischen Gängen durchzogen. Diese Gänge haben eine weißlich verwitternde Kontaktaureole im Augengneis erzeugt (Abb. II.-8). Obwohl diese Gänge den Augengneis diskordant durchschlagen und nicht verfaltet sind, liegen sie nun als Amphibolite oder Gt-Amphibolite vor.

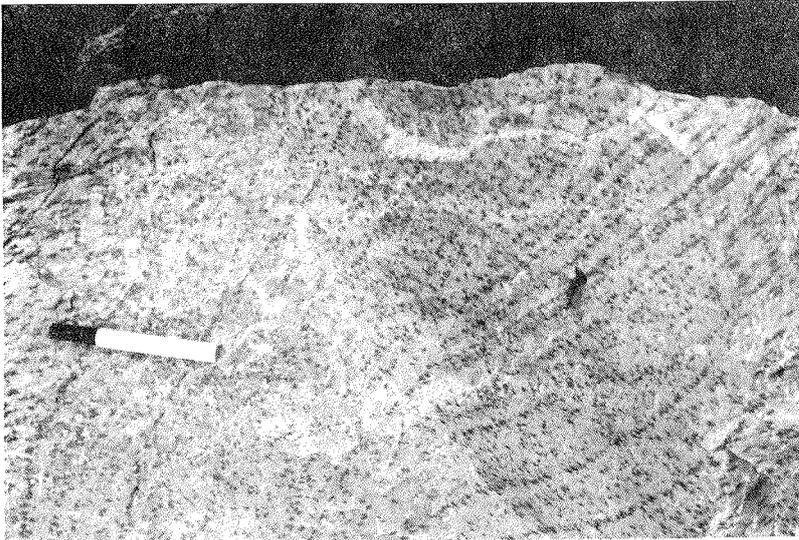


Abb. II.-7: In Quarzit-Xenolithen innerhalb des Fischgneises ist die Schrägschichtung noch erhalten; Gipfelbereich des *Holdorsentoppen*.



Abb. II.-8: Zahlreiche undeformierte, überwiegend flachlagernde mafische Gänge durchschlagen den Wrighthamaren-Augengneis und haben weißlich verwitternde Kontaktzonen erzeugt. Obwohl sie undeformiert sind, liegen sie jetzt als Amphibolite oder Gt-Amphibolite vor; Steilwand nördlich des *Wrighthamaren*; Wandhöhe ca. 200 m; Blickrichtung: E.

II 2.2 Tektonik

Die metamorphen s-Flächen stehen in den meisten Bereichen steil und ihre Hauptstreichrichtung ist NE-SW, also parallel zur Längserstreckung des Gebirges orientiert.

Der gesamte Bereich ist intensiv verfaltet. An einigen Lokalitäten treten Falteninterferenzen um meistens subparallele Faltenachsen auf. Alle Falten überfalten stets einen präexistenten metamorphen Lagenbau. Im südöstlichen Bereich des Scharffenbergbotnen tritt eine mehrere hundert Meter breite, mylonitische Scherzone auf. Die mylonitischen s-Flächen sind ebenfalls überfaltet. Die entstandenen Faltungstypen sind stark vom Anisotropiekontrast und damit von der Lithologie abhängig. Unterschiedliche Faltenarten und somit Bereiche mit sehr unterschiedlichem tektonischen Baustil sind in abhängig vom Gesteinstyp, der tektonischen Prägung der Gesteine vor der Faltung sowie der Orientierung der Anisotropieflächen entstanden:

- a) Bereiche mit Schlingentektonik: Faltung um steilstehende Faltenachsen mit meistens großen Amplituden
- b) Bereiche, die um flach bis mittelsteil nach NE einfallende zylindrische oder nicht zylindrische Faltenachsen verfaltet sind

II 2.2.1 Schlingentektonik

Bereiche mit Schlingentektonik weisen steilstehende Faltenachsen und große Faltenamplituden auf, die häufig nur eine Deformationsphase erkennen lassen. Dies sind die Gebiete von *Torsviktoppane*, *Furubotnabben*, *Steinabben* und *Ustvedhorten* (Abb. II.-4).

Am *Torsviktoppane* (Abb. II.-4/8) sind dickbankige Bändergneise (dominant leukokrate Metavulkanite) um steile Faltenachsen im m- bis 100 m-Bereich verfaltet. Diskordante Amphibolitgänge sind mitverfaltet. In den Amphiboliten ist eine Schieferung ausgebildet, die parallel zu den NE-SW streichenden FAF orientiert ist. Der mylonitisch ausgebildete Kontakt zum Fischgneis im NW ist ebenfalls um steilstehende Faltenachsen verfaltet. Zu den steilstehenden Faltenachsen ist eine flachliegende ac-Klüftung ausgebildet. Die Bändergneise sind an einigen schmalen, diskreten Zonen z.T. mylonitisch ausgebildet, womit ein flacheres, NE-streichendes Mineralstreckungslinear assoziiert ist.

Am *Steinabben* (Abb. II.-4/11) steht ebenfalls eine Wechsellagerung von hellen und dunklen, schlierig-migmatisch ausgebildeten Metavulkaniten an. Die Abfolge ist um steil bis mittelsteil nach SE abtauchende Faltenachsen im 10er bis 100er m-Maßstab verfaltet. Neben den b-parallelen Runzellinearen sind auch spitzwinklig zu letzteren orientierte Streckungslineare ausgebildet, die mit 'sheath folds' assoziiert sind. Daraus läßt sich folgende Deformationsabfolge ableiten:

1. Parallelschieferung; 'sheath folds'
2. Überfaltung um steile Faltenachsen

Der dunkle Augengneis im NW-Teil des *Furubotnabben* (Abb. II.-4/1) sowie die nach

SE angrenzende vulkano-sedimentäre Abfolge sind um mittelsteil bis steil nach S einfallende Faltenachsen verfaultet. Im Aufschußmaßstab sind die Falten stets zylindrisch und ältere Gefügeelemente wurden nicht vorgefunden. Anders als am *Torsviktoppane* läßt sich aus dem Großschlingenbau hier eine NW-SE streichende Lage der Faltenachsenflächen ableiten.

Die Nunataka von *Ustvedthorten* (Abb. II.-3) werden von steilachsigt verfaulteten Quarziten aufgebaut. Die Quarzite weisen einen geringeren Metamorphosegrad als die vulkano-sedimentäre Abfolge weiter im S auf. Die Schrägschichtung ist z. T. noch erhalten. Eine Parallelschieferung ist nicht ausgebildet. Die Falten haben konzentrische Scharniere und ihre Achsen (Abb. II.-9) fallen steil nach NE ein. Ähnlich wie am *Torsviktoppane* streichen die steilstehenden FAF NE-SW. Die Quarzite weisen porphyroblastischen Ms und Orthoklas auf. Sie werden von Pegmatiten intrudiert und zusammen mit diesen verfaultet. Dies könnte darauf hindeuten, daß eine Intrusion im Untergrund zu einer Temperung und K-Zufuhr des Quarzits geführt hat.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß in vier einzelnen und zumeist durch mylonitische Scherzonen begrenzten Bereichen eine Schlingentektonik ausgebildet ist, die sich durch offene Falten mit großen Amplituden auszeichnet. Die Lage der Faltenachsenflächen ist nicht einheitlich.

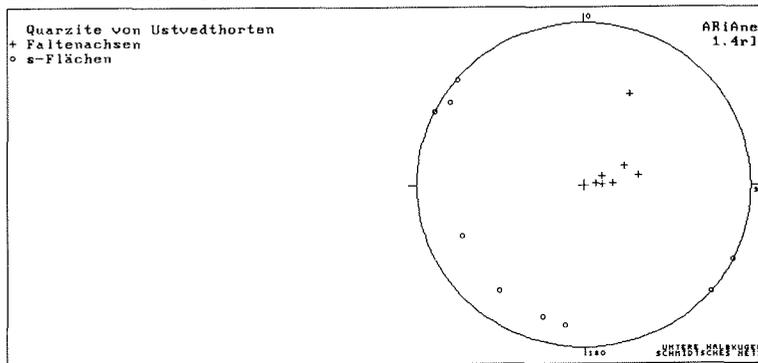


Abb. II.-9: Orientierung von s-Flächen und Faltenachsen steilachsigt verfaulteter Quarzite am *Ustvedthorten*.

III 2.2.2 Gebiete mit flach einfallenden oder nichtzylindrischen Faltenachsen

Der *NE-Kamm des Scharffenbergbotnen* setzt sich aus einer Abfolge von Bändergneisen mit geringmächtigen Metasedimenteinschaltungen zusammen. Im SE grenzt diese an den *Wrightamaren-Augengneis*. Die meisten Bereiche sind um flach bis mittelsteil nach NE einfallende Faltenachsen verfaultet. Jedoch ist eine Änderung der Faltenarten entlang dieses Profils von SE nach NW feststellbar (Abb. II.-4/2-5).

Am *Engethovet*, im SE dieses Aufschlußbereichs, grenzt die Paragneis-Metavulkanit-Wechsellagerung an den *Wrightamaren-Augengneis*. Der Kontakt ist mylonitisch

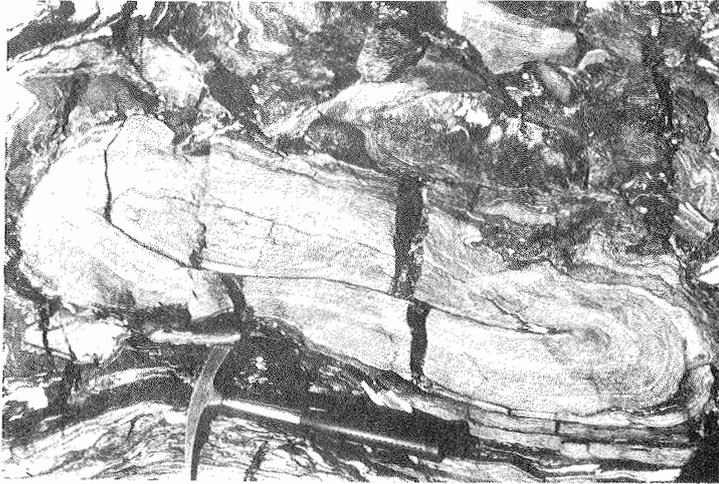


Abb. II-10: 'Sheath fold' in migmatischen Paragneisen; Gipfelbereich des *Gerhardsenuten*.



Abb. II-11: Kofferfalten innerhalb eines Paragneises im Gipfelbereich des *Gerhardsenuten*; steile Faltenachsen.

überprägt. Die vulkano-sedimentäre Wechsellagerung und der mylonitische Grenzbereich des Wrighthamaren-Augengneis ist um offene, homoaxiale und asymmetrische Falten mit Faltenamplituden im m- bis 10 m Bereich verfaltet (Abb. 4/5). Die Falten weisen einen langen NE-SW streichenden Schenkel und einen kürzeren und ausgedünnten NW-SE streichenden Faltschenkel bei mittelsteil nach NE einfallenden Faltenachsen auf. Parallel zur Faltenachse ist ein Runzellinear entwickelt.

200 m weiter nordwestlich des *Engethovet* stehen sehr dickbankige Bändergneise an. In ihnen sind lediglich einige isoklinale Falten entwickelt, so daß die s-Flächen ein konstantes steiles Einfallen aufweisen (Abb. II.-4/4).

Die Aufschlüsse südöstlich des *Gerhardsenuten* (Abb. II.-4/3) setzen sich aus einer dünnbankigen Wechselfolge von Bändergneisen mit einigen Metasediment-Einschaltungen zusammen. In diesen dünnbankigen Einheiten sind zahlreiche enge bis isoklinale und extrem nichtzylindrische Falten im cm- bis dm-Maßstab entwickelt. Diese Falten überfalten z. T. spitzwinklig ein älteres Mineralstreckungslinear. Die Lage der b-Achsen streut auf einem Großkreis, der in etwa der mittleren metamorphen s-Flächelage entspricht.

Am *Gerhardsenuten* treten dann in einer stark variierenden und dünnbankigen vulkano-sedimentären Abfolge 'sheath folds' (Abb. II.-10), Kofferfalten (Abb. II.-11) und homoaxial überfaltete Falten zumeist mit relativ kleinen Amplituden auf. Die b-Achsen zeigen wiederum eine angenäherte Großkreisverteilung. Hier läßt sich erstmalig auch eine ältere Falten-generation von einer jüngeren unterscheiden, die sich spitzwinklig überlagern (Abb. II.-12). Die älteren NNE-streichenden Faltenachsen werden von jüngeren NE-streichenden überfaltet.

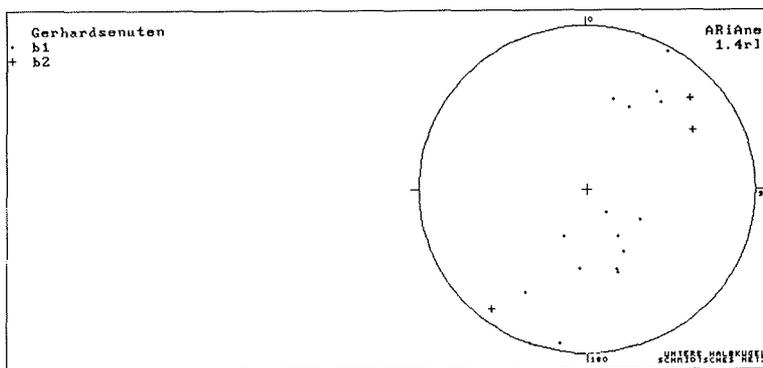


Abb. II.-12: Orientierungen von b-Achsen zweier sich spitzwinklig überlagernder Falten-generationen am *Gerhardsenuten*. Eine jüngere NE-streichende Falten-generation überfaltet eine ältere NNE streichende.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß im Bereich des *NE-Kamms des Scharffenbergbotnen* der Deformationsgrad von SE nach NW zunimmt. Aus homoaxialen und offenen Falten im SE entwickeln sich isoklinale und nichtzylindrische Falten im mittleren Kammabschnitt und schließlich sogar 'sheath folds' im nordwestlichsten Aufschlußbereich. Die Einfallrichtung der Lineare ändert sich dabei von SE

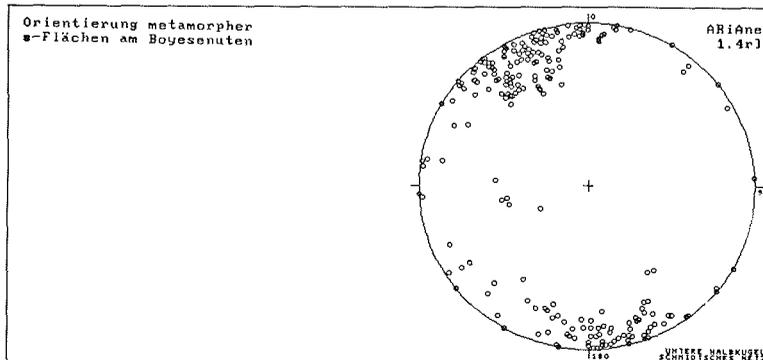
nach NW in dextraler Rotationsrichtung um ca. 50° (vgl. Abb. II.-4/2-5). Während die Lineare im SE flach nach NE einfallen, fallen sie am *Gerhardsenuten* mittelsteil nach E ein. Die dextrale Rotation der Einengungsrichtung ist auch im Aufschlußbereich belegbar.

Im Bereich des *Boyesenuten* steht ebenfalls eine polyphas deformierte vulkano-sedimentäre Wechselfolge mit zumeist steil bis mittelsteil einfallenden, nichtzylindrischen Faltenachsen an. Duktile Scherzonen sind ebenfalls um diese steilen Faltenachsen verfaltet. Sowohl die steilen als auch die flacheren Faltenachsen überfalten ältere Lineare. Die s-Flächen streuen auf einem Großkreis senkrecht zum Maximum der steilstehenden b-Achsen (Abb. II.-13), wobei deutlich wird, daß die steilen b-Achsen dominanter sind. Untergeordnet treten jüngere, NE-SW streichende b-Achsen auf, die die steilen Achsen überprägen (Abb. II.-4/10). Diese werden teilweise wiederum homoaxial überfaltet (Abb. II.-14).



Abb. II.-14: Die flach einfallenden, NE-streichenden Faltenachsen am *Boyesenuten* sind teilweise homoaxial überfaltet; N-Wand des *Boyesenuten*; Blickrichtung: SSW.

Abb. II.-13:



III 2.2.3 Scherzonen

Im Bereich des *Scharffenbergbotnen* treten zwei deutlich unterscheidbare Mylonitisierungsereignisse auf:

1. Hochtemperatur (HT)-Mylonite treten in mächtigen, steilstehenden Scherzonen mit dextralem Schersinn auf.
2. Kataklasite und Tieftemperatur (LT)-Mylonite sind an geringmächtigen, nach SE einfallenden Scherzonen mit nach NW aufschiebendem Schersinn entwickelt.

HT-mylonitische Gesteine treten bevorzugt im Kontakt zwischen Augengneisen plutonischen Ursprungs und vulkano-sedimentärer Abfolge auf, vereinzelt aber auch intraformationell. Die Mächtigkeit der Scherzonen variieren von einigen cm bis zu ca. 500 m. Eine besonders mächtige Scherzone mit ca. 500 m Ausstrichsbreite tritt im südwestlichen Talschluß des *Scharffenbergbotnen* auf (Abb. II.-15). Sie trennt den Wrighthamaren-Augengneis im S von steilachsigt verfalteten Metavulkaniten im NW. Von der Mylonitisierung sind sowohl die Augengneise (Abb. II.-16) als auch die Metavulkanite betroffen. Es treten alle Mylonitisierungsgrade von Proto- bis zu Ultramyloniten auf. Eine 'strain'-Konzentration im zentralen Teil der Mylonitzone ist nicht festzustellen. Über die gesamte Breite der Scherzone treten immer wieder große und kleinere Linsen verschonter Bereiche auf.

Sowohl die HT-mylonitischen als auch die verschonten Bereiche werden von Amphibolitgängen diskordant intrudiert. Die gesamte Abfolge wird dann um NE-streichende Faltenachsen verfaultet (Abb. II.-17).

Die HT-Mylonite weisen eine strenge, mittelsteil bis flach nach NE einfallende Streckungslineation auf, die subparallel zu den jüngeren Faltenachsen orientiert ist (Abb. II.-4/7). Im Grenzbereich von Gesteinen mit starkem Kompetenzkontrast (z. B. Augengneis-Amphibolit) ist es parallel L zur Ausbildung einer Intrafolial-Boudinage gekommen (Abb. II.-18). Die Zwischenräume der Boudins ('necks') sind teilweise mit Qz-Seggregaten mineralisiert. Das Auftreten schiefer Boudinage ist an geschonte Bereiche gebunden. Sie indizieren einen dextralen Schersinn innerhalb der steilstehenden Scherzone (Abb. II.-19). Der Schersinn läßt sich an Mikrogefügen nicht eindeutig bestimmen, da die Überfaltung und eine postmylonitische Temperung das geregelte mylonitische Gefüge größtenteils ausgelöscht hat.

An einer Lokalität innerhalb der breiten Scherzone im SE biegt das Mineralstreckungslinear auf einer mylonitischen s-Fläche parabelförmig um (Abb. II.-20). Außerdem treten einige elliptische Faltenquerschnitte im Schnitt senkrecht zum Linear auf. Diese Strukturen deuten darauf hin, daß die steilstehenden Mylonite mit 'sheath folds' assoziiert sind.

Die HT-Mylonite sind grobkörnig rekristallisiert. Von der Rekristallisation sind auch Kfsp und Plag betroffen. Sie weisen ebenso wie Qz ein equilibriertes Pflastergefüge auf, was für eine hochtemperierte Mylonitisierung spricht (Abb. II.-21, 22).



Abb. II.-15: Die breite Scherzone im südöstlichen Talschluß des *Scharffenbergbotnen* streicht NW-SE und nimmt die tief eingekerbten Aufschlüsse im linken Bildbereich ein (SZ). Im Hintergrund ist die über 500 m hohe Abbruchkante des Escarpments zu sehen; Blickrichtung: S.

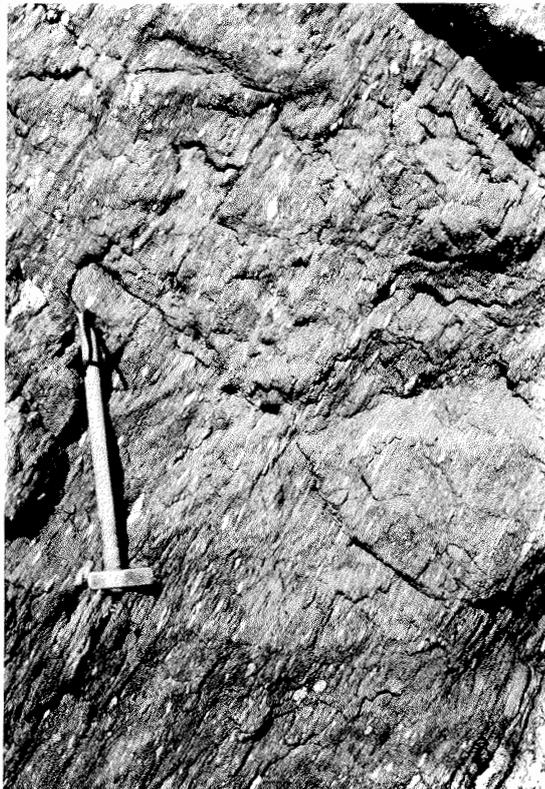


Abb. II.-16: Mylonitischer Augengneis aus der steilstehenden Scherzone im WNW des *Wrightamaren*; Blickrichtung: parallel zum mylonitischen Streckungslinear = SW.



Abb. II.-17: Hochtemperaturmylonite werden diskordant von mafischen Gängen durchschlagen und zusammen mit diesen um NE-streichende Faltenachsen verfaltet. Die Faltenachsen sind subparallel zum mylonitischen Streckungslinear orientiert; Scherzone im WNW des *Wrightamaren*; Blickrichtung: N.

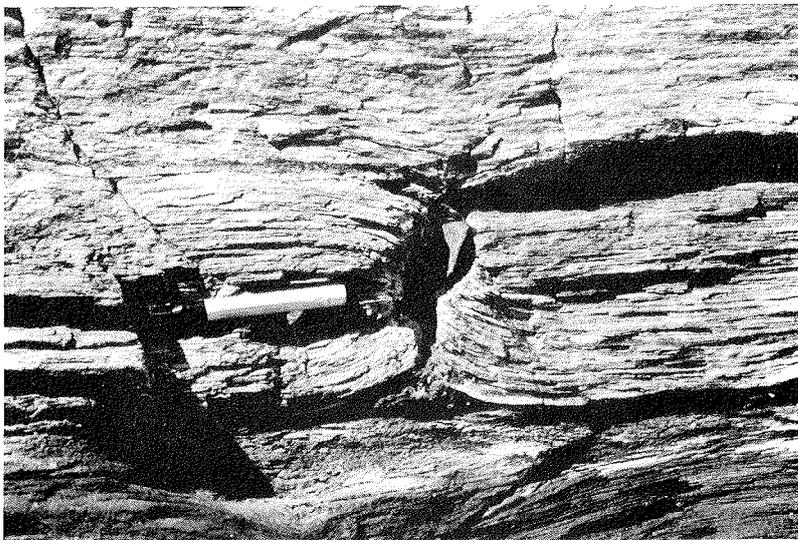


Abb. II.-18: Parallel zum mylonitischen Streckungslinear kommt es im Bereich von Kompetenzkontrasten (mylonitischer Augengneis/Amphibolit) zur Ausbildung einer Intrafolial-Boudinage. Die 'necking'-Achse (Blickrichtung) ist senkrecht zum mylonitischen Streckungslinear orientiert; Scherzone im WNW des *Wrightamaren*.



Abb. II.-19: Die asymmetrische Boudinage eines geschonten Bereichs innerhalb der steilstehenden Scherzone indiziert einen dextralen Schersinn; Scherzone im WNW des *Wrightamaren*; Blickrichtung: senkrecht zum mylonitischen Streckungslinear.

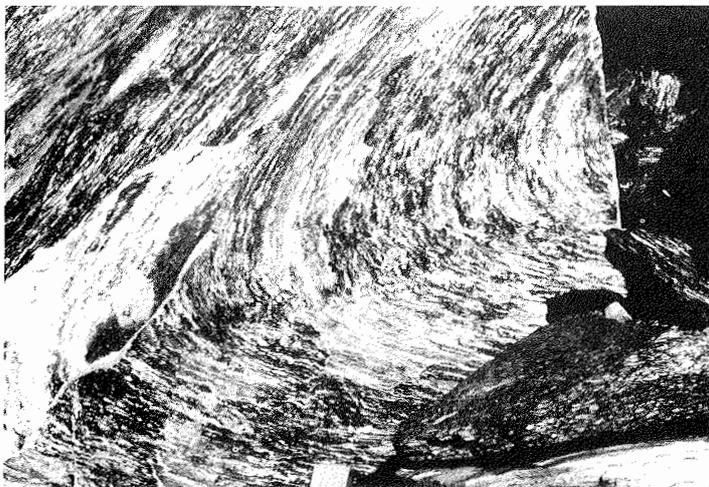


Abb. II.-20: Das mylonitische Streckungslinear biegt auf einer steil einfallenden mylonitische s-Fläche parabelförmig um. Außerdem treten elliptische Faltenquerschnitte senkrecht zum Streckungslinear auf (in dieser Blickrichtung nicht erkennbar). Dies deutet darauf hin, daß die Mylonite mit 'sheath folds' assoziiert sind; Kompaß als Maßstab; Scherzone im WNW des *Wrightamaren*; Blickrichtung: SE.



Abb. II.-21: Mylonitischer Augengneis aus der steilstehenden Scherzone westlich des *Wrightamaren* (J 25.1./9 // L). Plagioklas ist grobkörnig rekristallisiert und zeigt Erholungsgefüge. Die Korngrenzen sind gerade und weisen 120° -Tripelpunkte auf; untere Bildkante: ca. 4 mm.

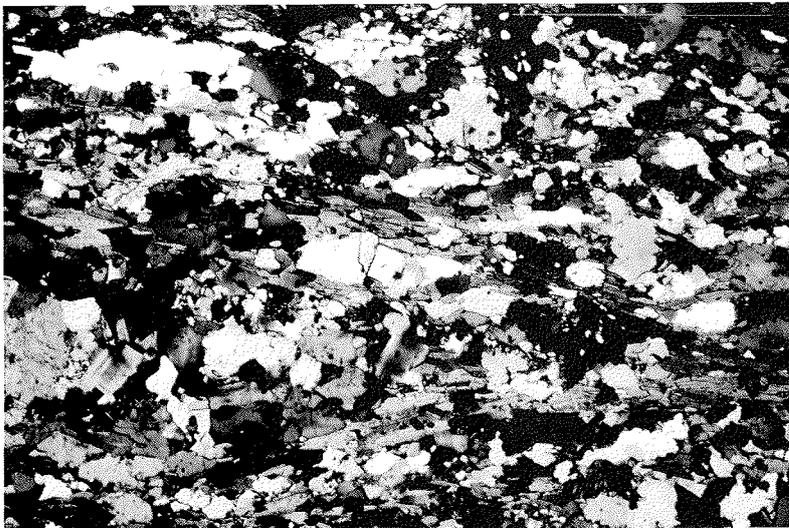


Abb. II.-22: Mylonitischer Augengneis aus der steilstehenden Scherzone westlich des *Wrightamaren* (J 25.1./2 // L). Ein Orthoklas-Klast (linker Bildrand) weist einen rekristallisierten Streckungshof auf. Das Rekristallisat zeigt eine Mikroklinvergitterung; untere Bildkante: ca. 4 mm.

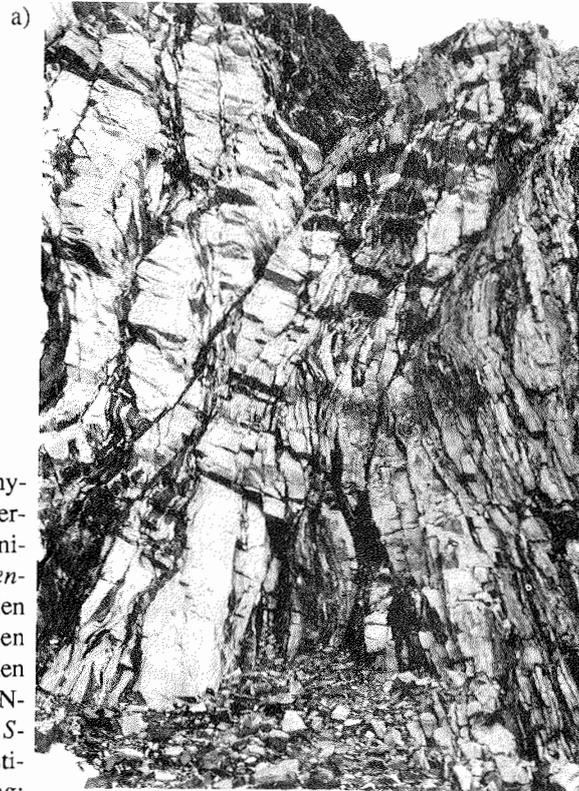


Abb. II.-23: Tieftemperierte mylonitische bis kataklastische Scherzonen sind die jüngsten tektonischen Elemente, die im *Scharffenbergbotnen* auftreten. Sie fallen meisten nach SE ein und weisen einen nach NW aufschiebenden Schersinn auf; a) *Boyesenuten* N-Wand; Blickrichtung: SW; b) *S-Boyesenuten*; KSZ = Kataklastische Scherzone; Blickrichtung: SW.

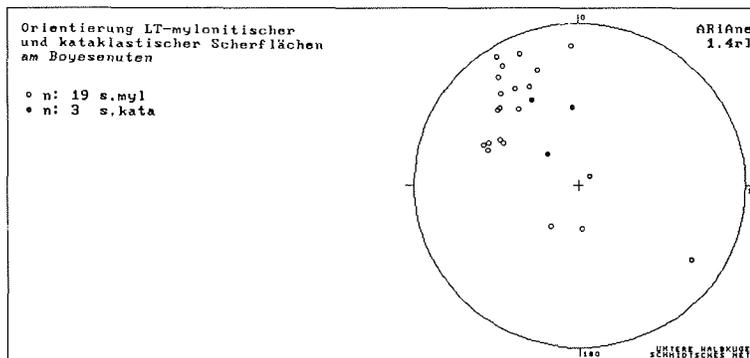
b)



Flach bis mittelsteil nach SE einfallende Scherzonen schneiden alle anderen Strukturen (Abb. II.-23). An sie sind Kataklastite und tieftemperierte Mylonite gebunden. Im Bereich des *Boyesenuten* sind diese kataklastischen Scherzonen durch die Mineralisation mit Epidot stark vergrünt. Ihr Schersinn ist NW-gerichtet (Abb. II.-24).

Am *Holdorsentoppen* stehen geringmächtige tieftemperierte Mylonite an, die ein steileres Einfallen aufweisen. Rotierte Felspatklasten und SC-Strukturen indizieren aber ebenfalls einen NW-gerichteten Schersinn.

Abb. II.-24:



Zusammenfassung:

Im *Scharffenbergbotnen* ist eine stark deformierte vulkano-sedimentäre Gesteinsabfolge aufgeschlossen, die von z. T. schwächer deformierten syn- bis postmetamorphenen Metaplutoniten und hypabyssalen Intrusiva intrudiert wird. Der Kontakt ist häufig mylonitisch überprägt. Strukturell lassen sich Gebiete mit einer ausgeprägten Schlingentektonik von Bereichen unterscheiden, die um flach bis mittelsteil nach NE einfallende Faltenachsen verfaltet werden. Der Deformationsgrad kann senkrecht zur Hauptstreichrichtung stark variieren, was zu sehr unterschiedlichen Faltentypen führt. Im SE des *Scharffenbergbotnen* ist eine breite, steilstehende hochtemperierte Scherzone mit dextralem Schersinn entwickelt. Die Scherzone wird posttektonisch von zahlreichen mafischen Gängen und Pegmatiten intrudiert. Diese postmylonitischen Intrusiva sind zusammen mit den Myloniten um flach nach NE einfallende Faltenachsen verfaltet. Als älteste strukturelle Elemente treten sowohl in der mylonitischen Scherzone, als auch im nichtmylonitischen Nebengestein 'sheath folds' auf. Die jüngsten tektonischen Elemente sind kataklastische und tieftemperierte mylonitische Scherzonen mit NW-gerichtetem Schersinn.

II 3. NE-Sivorgfjella

In NE-Sivorgfjella schwenkt der sonst in nordöstlicher Richtung verlaufende Escarpmentrand nach SE um. An seinem Rand nahe von XU-Fjella sind einige kleinere Aufschlüsse in Höhen zwischen 1800 und 2320 m vorhanden. Zumeist steilstehende, NE-streichende Metamorphite werden hier von einer ausgeprägten Erosionsoberfläche in einer Höhe von 2300 m abgeschnitten und von nicht metamorphen permokarbonen Sedimenten der Beacon Supergroup überlagert. Die hier nur 2 bis 3 m mächtigen Sedimente sind schlecht sortierte Sand- und Siltsteine. Dropstones deuten auf glazigene Sedimentationsbedingungen hin. Weitere, unerreichbar in der steilen Escarpmentwand liegende Aufschlüsse lassen bis zu 50 m mächtige Sedimente erkennen.

In den südöstlichen Aufschlüssen von *Lidkvarvet* steht eine Wechselfolge von Bändergneisen (leukokrate und mafische Metavulkanite) mit Einschaltungen von Gt- und Ms-führenden Paragneisen, Glimmerschiefern, Kalksilikaten (eine Marmorlinse) und konkordanten Amphiboliten an. Diese Abfolge wird von zahlreichen kleinen diskordanten Pegmatitadern durchschlagen. Die steilstehenden metamorphen s-Flächen werden hier um flach nach NNE abtauchende Faltenachsen im m bis 10 m Bereich verfaltet (Abb. II.-25/4). Der Faltenbau ist schwach NW-vergent. Ältere Gefüge sind nicht erkennbar.

Am *Gramkroken* werden die nördlichen Aufschlüsse von einem Gt-freien, dunklen Augengneis eingenommen. Nach S schließt sich eine Folge von Bändergneisen und Gt-führenden Paragneisen an. Der Grenzbereich zwischen den Augengneisen und der vulkano-sedimentären Abfolge ist mylonitisch ausgebildet, wobei eine intensive Verschuppung beider Gesteinseinheiten entstanden ist. Die Paragneise weisen z. T. eine Fsp-Blastese auf. In einer Ms-freien Glimmerschiefereneinschaltung treten Ky-Porphroblasten auf, die zum großen Teil pseudomorph in Sillimanitfarben umgewandelt sind (J923; Abb. II.-26). Außerdem tritt Fibrolith auf (Abb. II.-27). In den südlichen Aufschlußbereichen sind die Paragneise zunehmend migmatisch ausgebildet. Das Leukosom ist ptygmatisch verfaltet und weist Gt auf. Die Paralleltexur des Melanosoms ist, vermutlich bedingt durch porphyroblastische Prozesse, entregelt. Die südlichen Aufschlüsse werden wieder von nicht migmatischen Paragneisen und Glimmerschiefern eingenommen. Sowohl der nördliche als auch der südliche Kontakt der Migmatite ist mylonitisch ausgebildet. Strukturell nehmen die Migmatite jetzt den Kern einer steil nach NE abtauchenden Mulde ein. Die Mylonite werden gemeinsam mit den anderen Gesteinseinheiten verfaltet, so daß die Mylonitisierung mindestens genauso alt wie die Faltung sein muß. Die gesamte Abfolge ist um in ihrer Richtung variierende, zumeist nach NE einfallende Faltenachsen verfaltet (Abb. II.-25/3), die jedoch wie im Bereich des Scharffenbergbotnens auf einem Großkreis orientiert sind, so daß eine Verfaltung um nichtzylindrische Faltenachsen angenommen wird. Dies konnte jedoch im Aufschlußbereich nicht nachgewiesen werden. Ähnliche Raumlagen weisen Runzel- und Streckungslineare auf.

Am *Overlandnosa* steht eine Wechselfolge von dunklen Augengneisen mit Bändergneisen und Paragneisen an. Die Bändergneise zeichnen sich hier durch eine schlierige Hell-Dunkel-Bänderung im cm- bis dm-Bereich aus. Die Paragneise sind metablastisch ausgebildet. Im nördlichen Aufschlußbereich sind die Gesteine intensiv

Abb. II-25: Geologische Übersichtskarte NE-Sivorgfjellas.

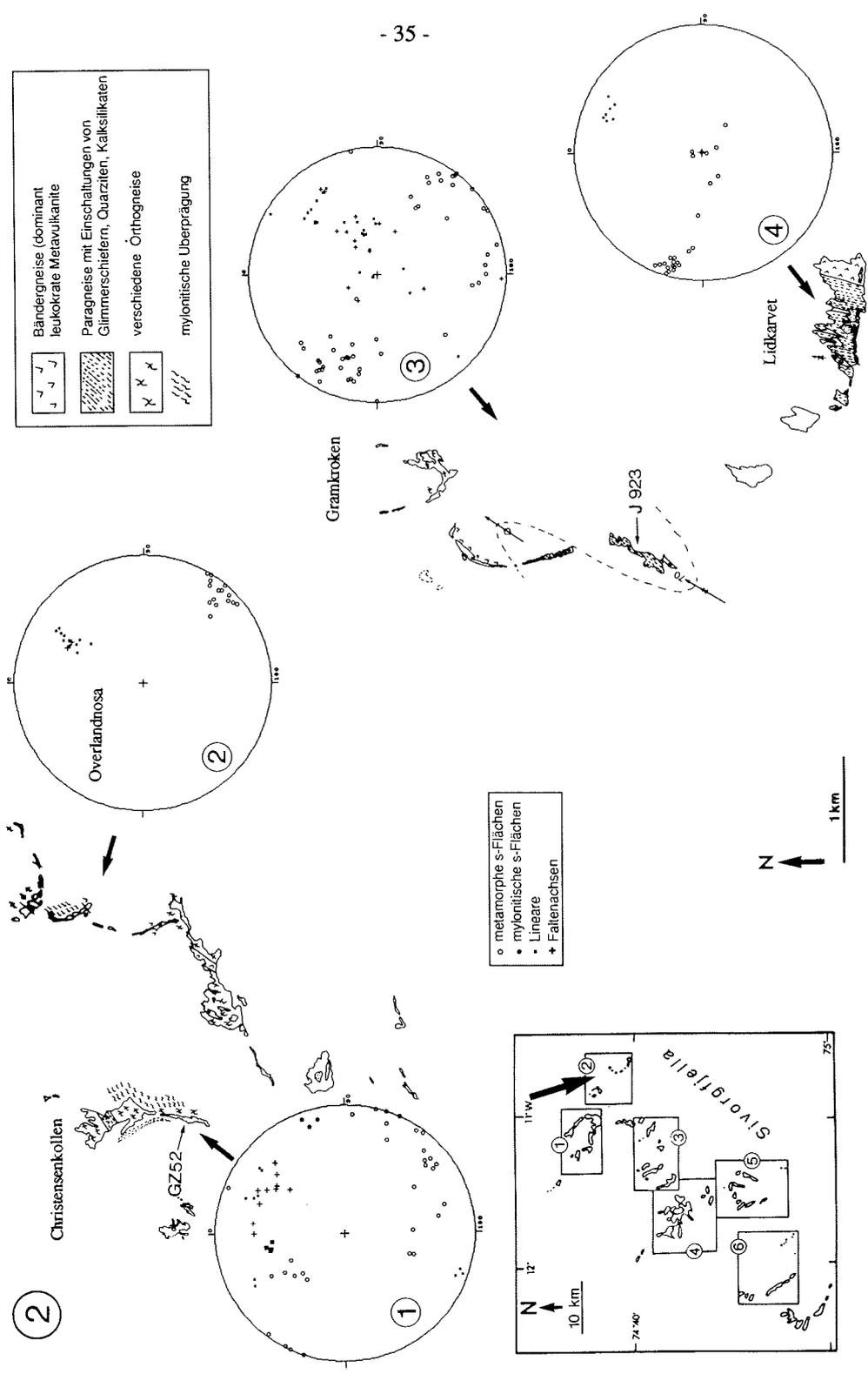




Abb. II.-26: Sillimanitgarben (Pfeil) ersetzen pseudomorph Disthen in einem Metapelit am *Gramkroket* (J 963); untere Bildkante: ca. 4 mm.

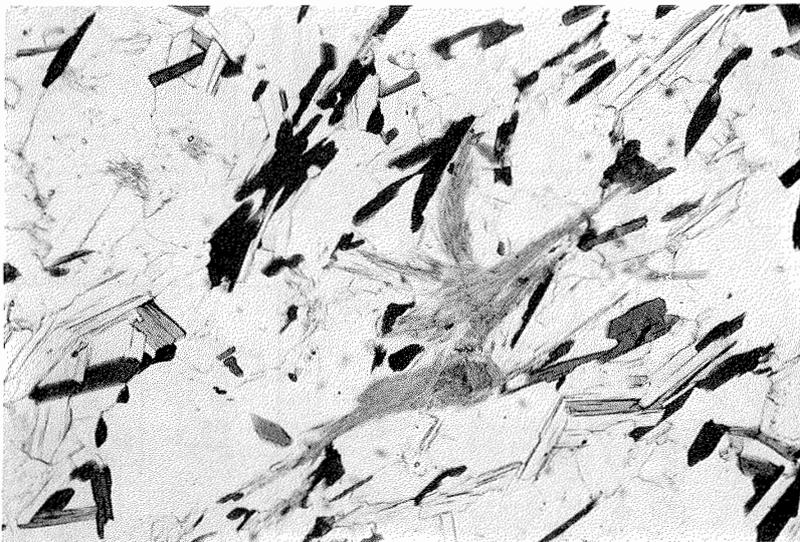


Abb. II.-27: Fibrolith in einem Metapelit am *Gramkroket* (J963); untere Bildkante: ca. 2mm.

mylonitisiert und eng, teilweise in nur dm-mächtigen Lagen miteinander verschuppt. Amphibolite und Gt-Amphibolite finden sich als bis zu 15 m mächtige konkordante Einschaltungen. Die Abfolge ist um flach nach NE einfallende Faltenachsen verfaultet, dabei ist der Faltenbau schwach SE-vergent (Abb. 1/2). In den südwestlichen Aufschlüssen gehen die Augengneise in nahezu undeformierte Granitoide mit großen, idiomorphen Fsp-Augen über.

Auch beim *Christensenkollen* nimmt der dunkle Augengneis den größten Teil der aufgeschlossenen Fläche ein. Im mittleren Teil des Aufschlusses wird er von einer Abfolge wechsellagernder dunkler Metavulkanite und Paragneise abgelöst. In den höchstgelegenen Teilen treten dunkle und helle Gt-führende Augengneise auf. Ein Xenolith weist körnigen Sillimanit auf (GZ 52). Der dunkle Augengneis ist im N- und Mittelteil stark mylonitisch ausgebildet. Die mylonitischen Streckungslineare streichen NE-SW (Abb. II.-25/1). Die Mylonitzone läßt sich zum *Overlandnosa* weiterverfolgen. Die dunklen Metavulkanite sind isoklinal verfaultet.

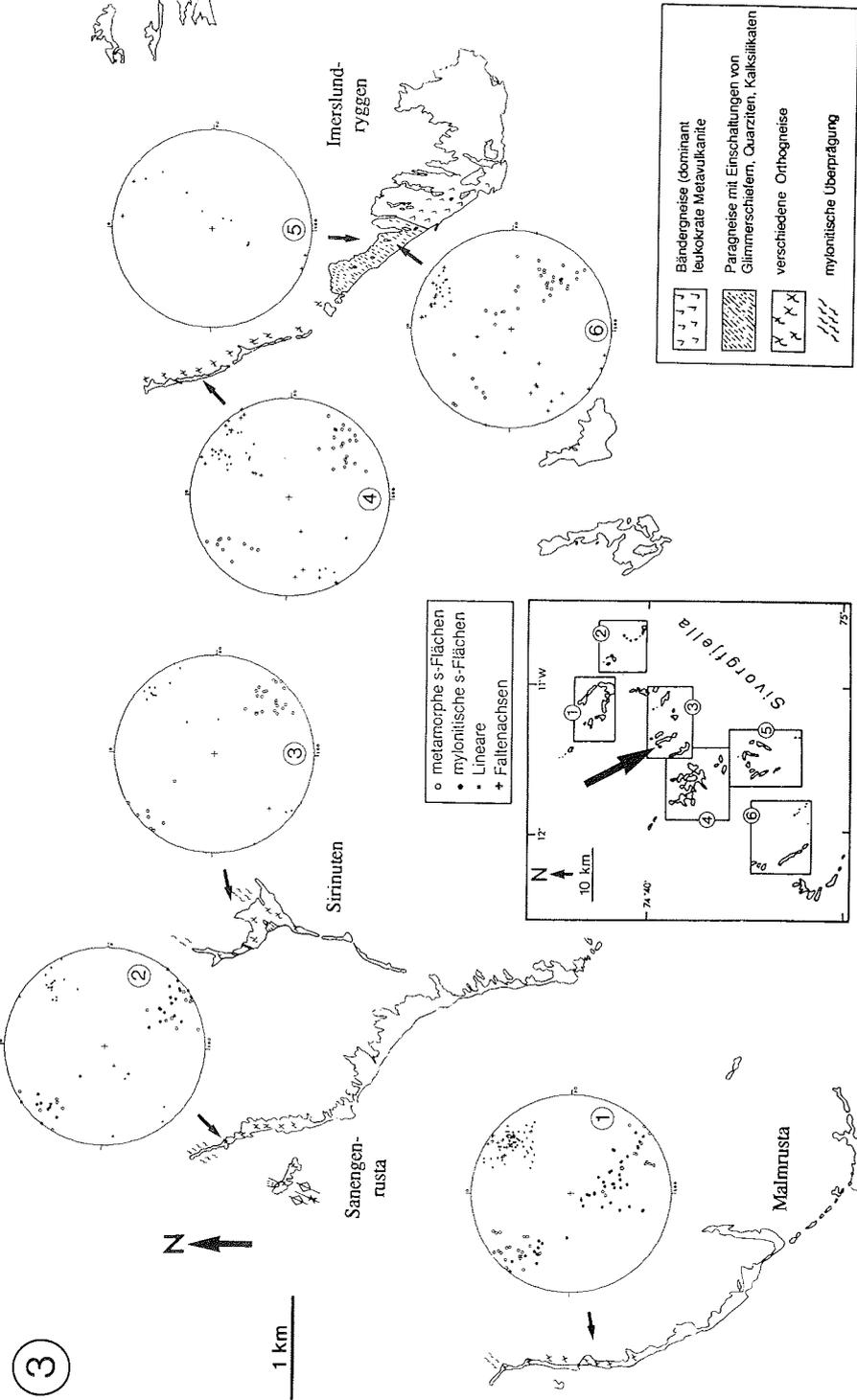
Zusammenfassend ist festzustellen, daß im Vergleich zum *Scharffenbergbotnen* hier höhermetamorphe Gesteine mit einem einfacheren strukturellen Aufbau anstehen. Der gesamte Bereich ist um flach nach NNE-einfallende Faltenachsen verfaultet. Hervorzuheben ist das Auftreten von Disthen in Ms-freien Metapeliten. Disthen ist zum großen Teil in garbenförmigen Sillimanit umgewandelt.

II 4. Zentral-Sivorgfjella

Im zentralen Teil von Sivorgfjella treten Gesteinsaufschlüsse in Form langer, schmaler, sich in nordwestlicher Richtung erstreckender Kämmen auf, bei denen meistens nur die NW-Enden zugänglich sind. Einige hoch in der Escarpmentwand liegende Aufschlüsse sind unerreichbar. Am besten läßt sich der lithologisch-strukturelle Aufbau dieses Bereichs am *Immerslundryggen* und *Malmrusta* studieren (Abb. II.-28).

Die NW-Spitze *Immerslundryggens* (Abb. II.-28) wird von einem dunklen Augengneis aufgebaut. Er weist Xenolithe auf, was seine plutonische Herkunft unterstreicht und ist z.T. mylonitisch ausgebildet. Weiter im S schließt sich eine vulkano-sedimentäre Wechselfolge an. Die vulkano-sedimentäre Sequenz ähnelt der der zuvor beschriebenen Gebiete. Leukokrate Metavulkanite und Paragneise sind die dominanten Gesteine. Untergeordnet treten basische Metavulkanite und Glimmerschiefer auf. Quarzite und Kalksilikate fehlen. In einigen Bereichen tritt eine Fsp-Blastese auf. Diese Gesteinseinheiten werden von Amphibolit-Gängen und Kfsp-Qz-Bio-Gängen durchzogen. Die Gesamtabfolge wird von einem SE-vergenten Großfaltenbau geprägt (Abb. 1/4/6). In einer eingefalteten und mylonitisierten Glimmerschiefer-Paragneis-Lage innerhalb des Augengneis wird das mylonitische s und das Streckungslineare spitzwinklig von flach nach NE einfallenden Faltenachsen überfaultet (Abb. 1/5). Die Beobachtung, daß mylonitische Streckungslineare von subparallel zu den Linearen orientierten Faltenachsen überfaultet werden, konnte in vielen Teilen des Arbeitsgebietes gemacht werden und hat eine wichtige Bedeutung für das in Kap. II.11 vorgestellte strukturelle Model.

Abb. II.-28: Geologische Übersichtskarte Zentral-Sivorgfjellas



Am *Sirinuten* steht ein dunkler, Gt-führender Augengneis an. Er weist helle, granitische Xenolithe vom Typ Leukogneis auf (s. a. *Malmrusta*). Bereichsweise geht der Augengneis in schwächer deformierte Partien über, die große porphyroblastische Feldspäte aufweisen (Abb. II.-29). 1 bis 2 m mächtige Amphibolitgänge haben den Augengneis sowohl s-parallel als auch diskordant intrudiert. Bei den s-parallel intrudierten Amphiboliten ist der Kontakt Augengneis-Amphibolit zumeist stark mylonitisiert. Der gesamte Gesteinskomplex ist auch hier um flach nach NE einfallende Faltenachsen verfaltet. Die Falten treten im m bis 100 m Maßstab auf und sind SE-vergert. Innerhalb eines stärker mylonitischen Bereichs ist parallel zur mylonitischen s-Fläche ein Pseudotachylit intrudiert (Abb. II.-30). Dies ist das einzig bekannte Pseudotachylitvorkommen in der Heimefrontfjella.

Am *Sanengenrusta* (Abb. II.-28/2) ist nur die nordwestlichste Spitze des Aufschlußbereichs zugänglich. Hier stehen mylonitisierte Gt-führende Augengneise an, die von zahlreichen z. T. ebenfalls Gt-führenden Amphibolitgängen intrudiert werden. Weiter im S nimmt der Grad der Mylonitisierung ab. Die dort anstehenden Augengneise weisen riesenkörnige Feldspäte (< 10 cm) auf. Der Augengneis ähnelt dem des Wrighthamaren-Augengneis. Auch hier läßt sich eine prämylonitische Ganggeneration von einer postmylonitischen unterscheiden. Beide Generationen sind zusammen mit den mylonitisierten Augengneisen um flach nach NE einfallende Faltenachsen SE-vergert verfaltet. Die mylonitisierten Amphibolite weisen häufig eine Knickschieferung auf. In den mylonitischen Augengneisen ist ein flach nach NE einfallendes Streckungslinear entwickelt. Die Bestimmung des Schersinns ist aufgrund des Einflusses der Überfaltung häufig nicht möglich. Vereinzelt sind die Mylonite aber auch um ungewöhnlich steile, senkrecht zur Streckungslineation orientierte Faltenachsen, die vermutlich synmylonitisch angelegt wurden, überfaltet (Abb. II.-28/2). Zusammen mit rotierten Fsp-Klasten deuten diese Falten auf einen dextralen Schersinn in diesem Bereich der Scherzone hin.

Am *Malmrusta* (Abb. II.-28/1) ist eine vielfältige magmatische Gesteinssuite mit deutlichen relativen Altersunterschieden aufgeschlossen. Deshalb ist dieser Bereich als Typlokalität für die meisten Metaplutonite der zentralen Heimefrontfjella gut geeignet. Die NW-Spitze *Malmrustas* wird von einem xenolitreichen, riesenkörnigen, Gt-führenden Augengneis vom Typ des Wrighthamaren-Augengneis (Kap. II 2) eingenommen. Im SE schließt sich ein leukokrater, mittelkörniger, Gt-führender Augengneis an, der sich durch seinen leukokraten Charakter auszeichnet, in dem Xenolithe jedoch nicht gefunden wurden. Dieser 'Leukogneis' ist stellenweise migmatisch ausgebildet. Noch weiter im S schließt sich ein schwächer vergneister, mittelkörniger granodioritischer Gneis an, der sowohl den grobkörnigen Augengneis intrudiert, als auch Xenolithe des Leukogneises aufweist, also jünger als die beiden anderen Gneise sein muß. Die Leukogneis-Xenolithe sind stärker vergneist als der granodioritische Gneis und weisen eine deutliche Kontaktmetamorphose auf (Abb. II.-31), so daß anzunehmen ist, daß der 'Leukogneis' bereits vor der Intrusion des Granodiorits vergneist war. Das relative Alter zwischen den beiden anderen Augengneisen ist in diesem Aufschlußbereich nicht klar. Am *Reicheltnevet* (Kap. II 5) wird jedoch deutlich, daß der Leukogneis den Augengneis vom Typ des Wrighthamaren-Augengneis intrudiert. Im Bereich des *Malmrusta* ist der Kontakt der



Abb. II.-29: Dunkler, relativ schwach deformierter Augengneiss mit großen Plag-Augen; ca. 100 m nördlich des Gipfels vom *Sirinuten*.

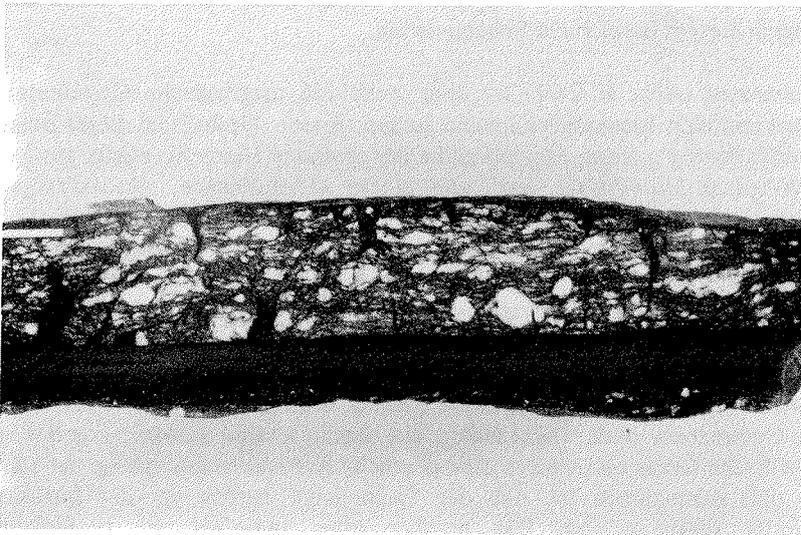


Abb. II.-30: Ein Pseudotachylitgang intrudiert einen orthomylonitischen Augengneiss; NW-Spitze des *Sirinuten*.



Abb. II.-31: Die Leukogneis-Xenolithe in einem Granodiorit weisen eine deutliche Kontaktmetamorphose und ein älteres metamorphes Gefüge auf; mittlere Kammabschnitt des *Malmrusta*.

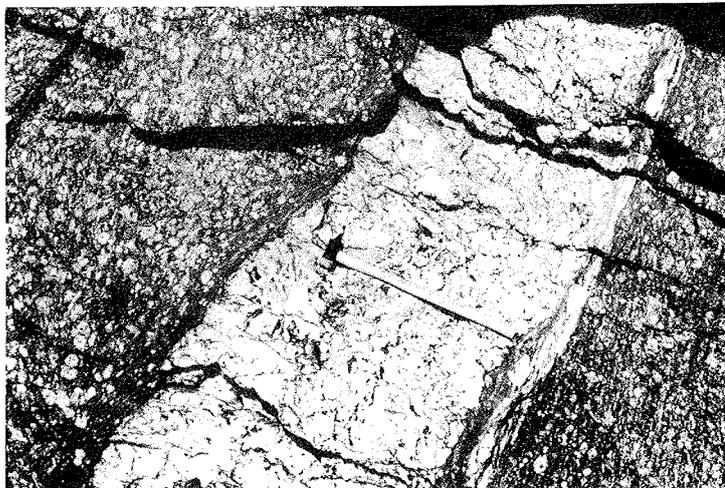


Abb. II.-32: Parallel zur mylonitischen s-Fläche intrudierter grobkörniger Kfsp-Bio-Qz-Pegmatit; NW-Spitze von *Malmrusta*; Blickrichtung: SW.

drei Hauptgesteinstypen mylonitisiert oder/und wird von hypabyssalen Gesteinen eingenommen. Die gesamte Abfolge ist an diskreten Scherzonen mylonitisiert. Das mylonitische Streckungslinear fällt flach nach NE ein. Parallel zu den mylonitischen s-Flächen sind sehr grobkörnige Pegmatitgänge intrudiert (Abb. II.-32). Eine postmylonitische Überfaltung hat um flach nach NE einfallende Faltenachsen die Mylonite überprägt (Abb. II.-33).

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß im mittleren Teil der Sivorgfjella mindestens drei verschiedene Orthogneistypen mit deutlichen relativen Altersunterschieden auftreten. Der älteste Orthogneis ist ein Augengneis der dem Wrighthamaren-Augengneis des *Scharffenbergbotnen* ähnelt. Dieser wird von einem Leukogneis intrudiert und der Leukogneis wiederum von einem Granodiorit.

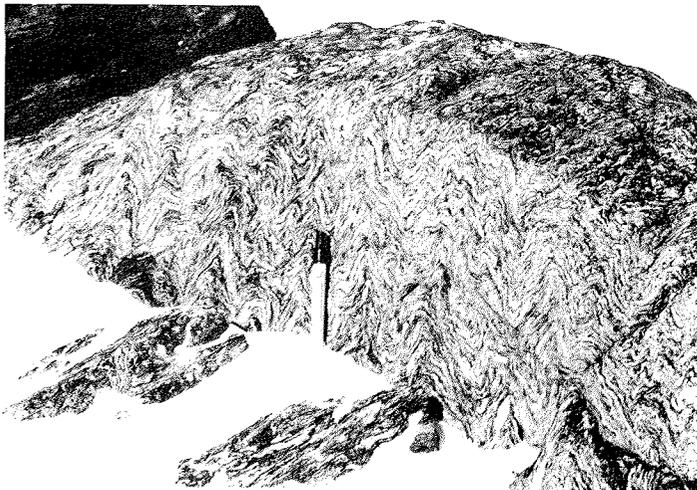


Abb. II.-33: Überfaltetes orthomylonitisches Gefüge in einem grobkörnigen Augengneis vom Typ des Wrighthamaren-Augengneis; Blickrichtung SW; mittlerer Kammabschnitt von *Malmrusta*.

II 5. SW-Sivorgfjella

In *SW-Sivorgfjella* (Abb. II.-34) stehen verschiedene Metaplutonite an. Eingefaltet finden sich z. T. mächtige Metasediment- und Metavulkaniteinschaltungen. Der nördliche Bereich ist Teil der steilstehenden Scherzone. Die Darstellung des strukturellen Aufbaus beginnt im SW, in den von der mylonitischen Überprägung wenig betroffenen Gebieten.

Am *Bonneviekammen* (Abb. II.-34/7) treten ähnlich wie am *Malmrusta* (Zentral-Sivorgfjella; Kap. II 4) mindestens drei unterscheidbare Metaplutonite mit deutlichen Altersunterschieden auf. Diese Augengneise sind durch einen SE-vergenten Großfaltenbau miteinander verfaultet (Abb. II.-35). Der älteste dieser Augengneise ähnelt dem *Wrightthamaren-Augengneis*. Er steht in der südlichen Hälfte des *Bonneviekammen* an. Weiter im S geht er ohne markante Grenze in einen relativ undeformierten Granitoid über, der sich durch seine Orthoklasleisten und porphyroblastischen Ms auszeichnet. Dieser Augengneis wird im NW von einem hellen Augengneis vom Typ 'Leukogneis' begrenzt und intrudiert. Beide weisen am Kontakt eine extrem Gt-reiche Zone von ca. 50 m Breite auf. Der Gt-Anteil kann stellenweise über 20% des Mineralbestands einnehmen. Diese beiden Augengneise werden wiederum von einem Granodiorit intrudiert. Der Granodiorit bildet jetzt den Kern einer Synform. Der Kontakt zum Leukogneis wird von einem Amphibolitgang eingenommen. Auch an der NW-Spitze des *Bonneviekammen* steht der Leukogneis an. Sein Gt-Anteil nimmt nach WNW zu, was vermuten läßt, daß der Kontakt zum dunklen Augengneis nicht fern ist.

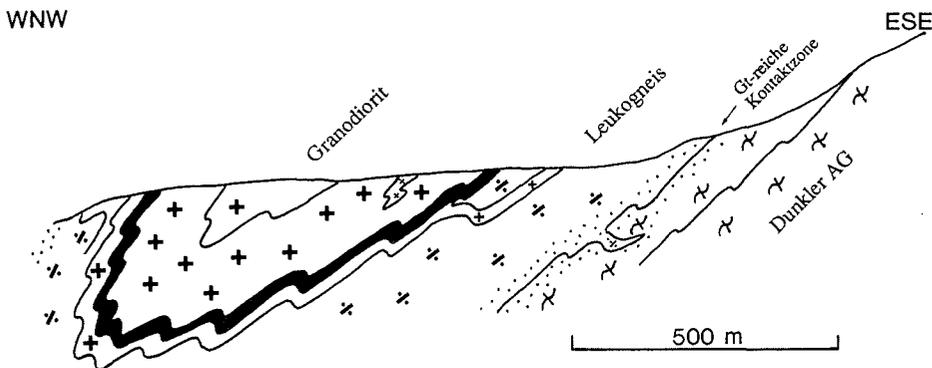


Abb. II.-35: SE-vergente Verfaltung von drei verschiedenen Orthogneisen am *Bonneviekammen*. Ähnlich wie am *Malmrusta* wird der dunkle Augengneis vom Typ des *Wrightthamaren-Augengneises* sowohl vom Leukogneis als auch vom deutlich jüngeren Granodiorit intrudiert. Der Granodiorit intrudiert außerdem den Leukogneis. Leukogneis und dunkler Augengneis weisen eine ca. 50 m breite Kontaktzone mit sehr großem Gt-Gehalt auf.

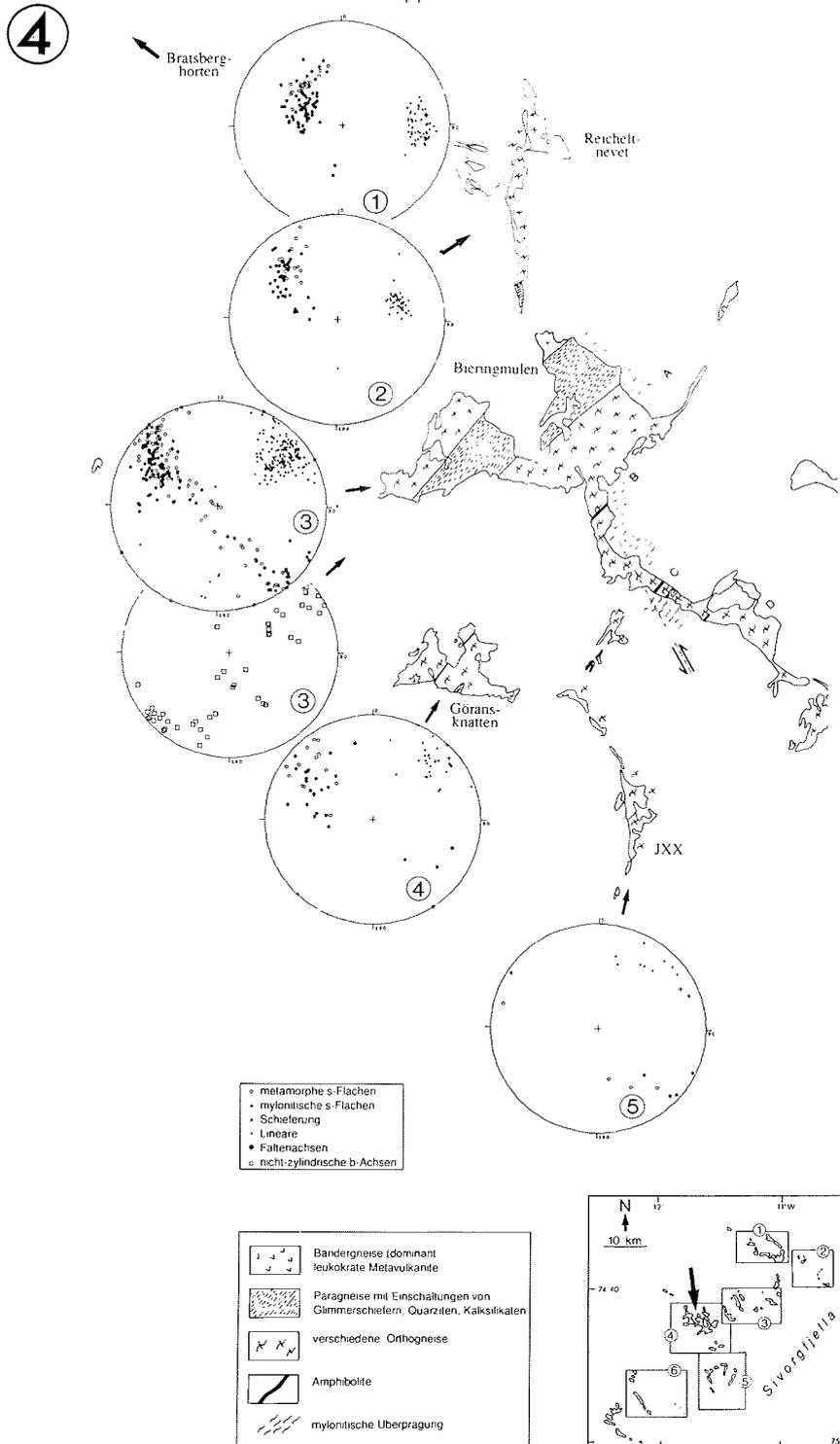
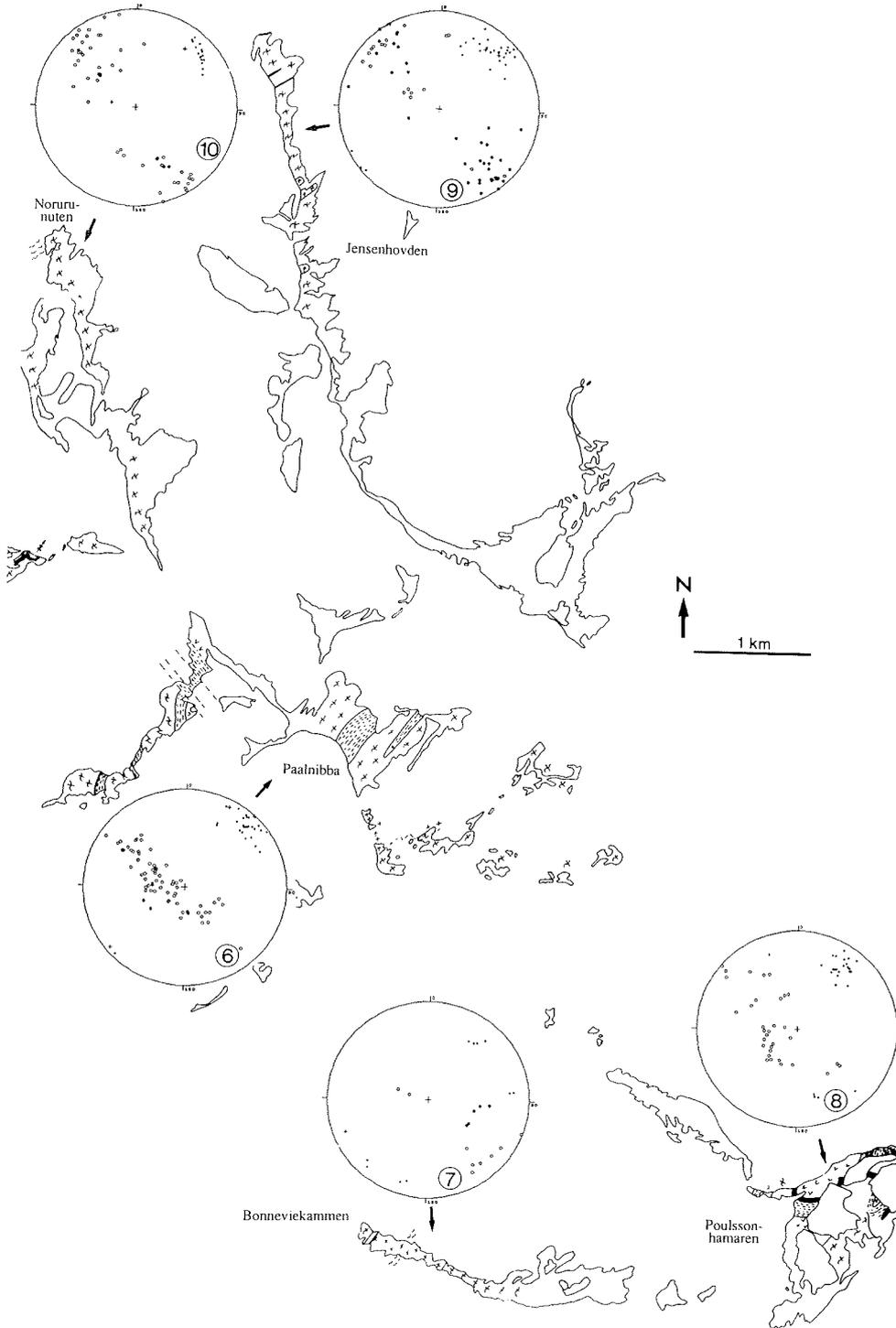


Abb. II-34: Geologische Übersichtskarte SW-Sivorgfjellas

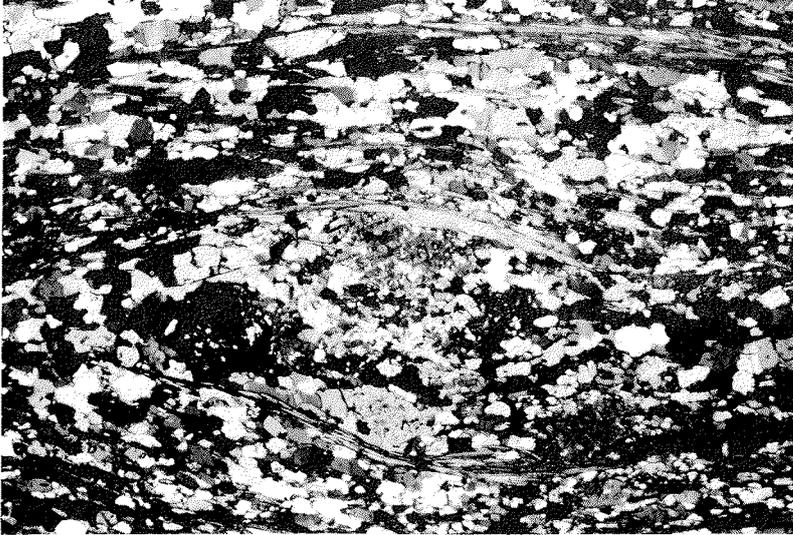


Am *Bratsberghorten* (nordwestlich der geologischen Übersichtskarte; Abb. II.-34/1) stehen mylonitische Bändergneise und Augengneise an. Ihre mylonitischen s-Flächen fallen ebenso wie die mylonitischen Streckungslineare flach bis mittelsteil nach E ein. Die Mylonite sind häufig als SC-Mylonite ausgebildet und weisen einen nach W bis WNW gerichteten Schersinn auf. Die Mylonite werden gelegentlich von einer ebenfalls WNW vergentem Mikrofältelung überprägt, deren Faltschenkel jedoch häufig abgeschert werden. Dieser Aufschlußbereich ist einer der wenigen, wo die Überfaltung so schwach ausgebildet ist, daß die Bestimmung des Schersinns unproblematisch ist. Parallel zur mylonitischen Streckungslineation sind die Phyllosilikate streng geregelt. Manche Ms sind postmylonitisch gesproßt (Abb. II.-36). Plag und Kfsp treten als große Klaster auf, kleinere Plag-Kristalle rekristallisieren. Bio ist häufig chloritisiert. Der mylonitische Lagenbau wird im mittleren Aufschlußbereich von einer ca. 1 m breiten, steil nach NW einfallenden (s:325/75) kataklastischen Scherzone abgeschnitten (Abb. II.-37).

Am *Bonneviekammen* im äußersten SE SW-Sivorgfjellas und am *Bratsberghorten*, dem nordwestlichsten Aufschlußbereich, ist der strukturelle Aufbau relativ einfach. Während im S ein SE-vergenter Großfaltenbau vorliegt, wird der NW-Bereich durch flach einfallende Mylonite mit nach WNW aufchiebendem Charakter gekennzeichnet. Die meisten Bereiche, die sich zwischen diesen Gebieten befinden, sind durch eine komplizierte Kombination von Scherzonen und Falten gekennzeichnet:

Der *Jensenhovden* (Abb. II.-34/9) setzt sich fast ausschließlich aus Augengneis-Myloniten mit verschiedenem Mylonitisierungsgrad zusammen. Zahlreiche stark geschieferte Amphibolit- und Pegmatitgänge sind darin eingefaltet. Der Großteil der Amphibolitgänge muß syn- bis postmylonitisch intrudiert sein, da sie schwächer oder gar nicht mylonitisch überprägt sind. Die mylonitischen Augengneise weisen ein strenges Streckungslinear auf, welches flach nach NE einfällt. An verschiedenen Lokalitäten wird das Linear spitzwinklig um nahezu horizontale, NE-streichende Faltenachsen meistens isoklinal verfaltet (Abb. II.-38). Diese spitzwinklige Überfaltung erzeugt dabei eine schwache Streuung der sonst sehr konstant orientierten mylonitischen Streckungslineare (Abb. II.-34/9). Mit der Faltung ist ein wesentlich schwächer ausgebildetes Minerallinear assoziiert. Die intensive Überfaltung hat eindeutige Schersinnindikatoren innerhalb der Mylonite zerstört. Im NW-Teil des Jensenhovden ist eine ca. 100 m breite Zone sehr offener Falten mit großen Amplituden ausgebildet. Abb. II.-39 zeigt eine große NW-vergente Falte innerhalb von mylonitischen Augengneisen, deren Faltschenkel von Ultramyloniten abgeschnitten wird. Dieser ultramylonitische Augengneis ist wie die Großfalte wiederum um NE-streichende Faltenachsen verfaltet. Nur wenige Meter weiter südöstlich stehen steilstehende mylonitische Augengneise an, die im S von Stengelgneisen begrenzt werden. Eindeutige Schersinnindikatoren wurden nicht gefunden. Der oben beschriebene Baustil setzt sich im NW und SE des in Abb. II.-39 dargestellten Aufschlußbereichs für einige Meter fort und wird dann auf beiden Seiten durch relativ konstante, meistens steil nach NW einfallende, schwächer überfaltete mylonitische Augengneise begrenzt. Das Auftreten überfalteter Mylonite, zerscherter überfalteter Mylonite, verfalteter zerscherter überfalteter Mylonite, etc. deutet darauf hin, daß Mylonitisierung und Faltung vermutlich subsequente Ereignisse sind.

a)



b)

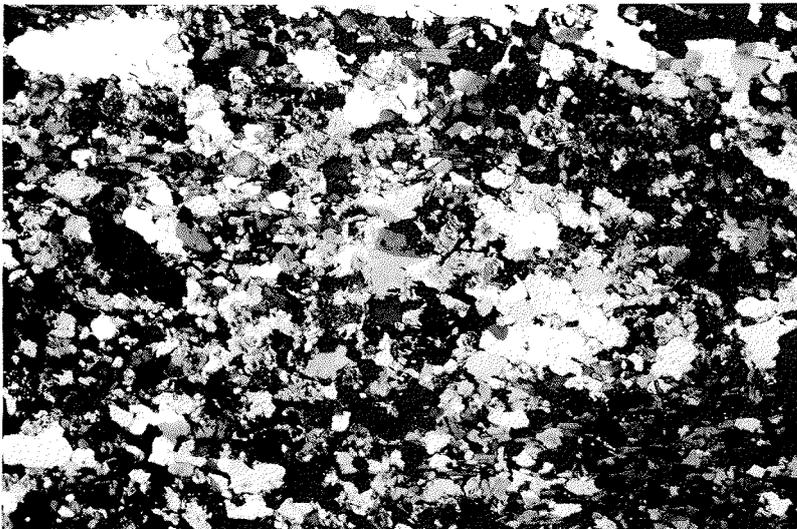


Abb. II.-36: Dünnschliff eines Mylonits vom *Bratsberghorten* (J 10.2./1), x Nicols, lange Bildkante ca. 4 mm; a) Blickrichtung: NNE, // L, ein stark rekristallisierter Plag- σ -Klast indiziert einen WNW gerichteten Schersinn; b) \perp L, einige Ms sind postmylonitisch gesproßt.



Abb. II.-37: Eine steil nach NW einfallende, ca. 1 m mächtige kataklastische Scherzone durchschlägt die mylonitischen Augengneise am *Bratsberghorten*. Der Schersinn ist unbekannt; Blickrichtung: SW.



Abb. II.-38: Isoklinal überfalteter mylonitischer Augengneis am *Jensenhovden*. Stifte markieren das mylonitische Streckungslinear auf den beiden Faltenschenkeln. Die Faltenachse ist nahezu parallel zur unteren Bildkante orientiert; Blickrichtung: SE.

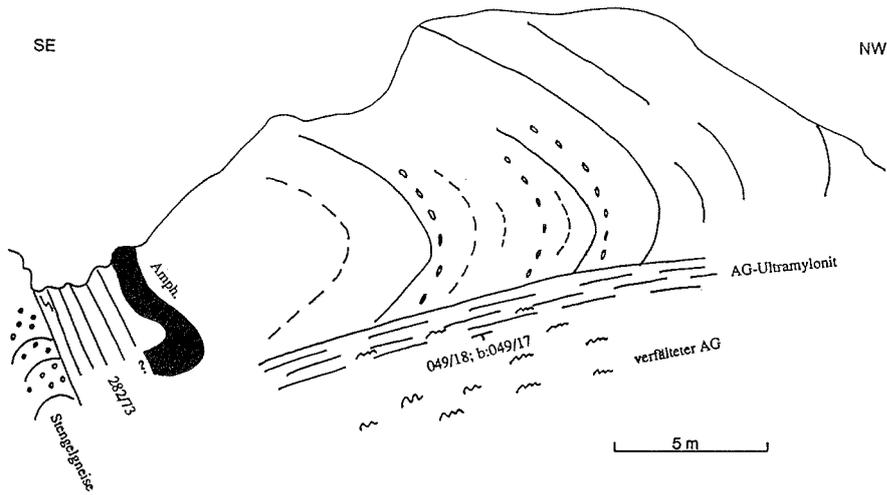


Abb. II.-39: Komplexe Anordnung von Myloniten, überfalteten Myloniten, mylonitischen überfalteten Myloniten und Stengelgneisen am *Jensenhovden*. Die mylonitischen Streckungslineare und die Faltenachsen fallen überwiegend flach nach NE ein.

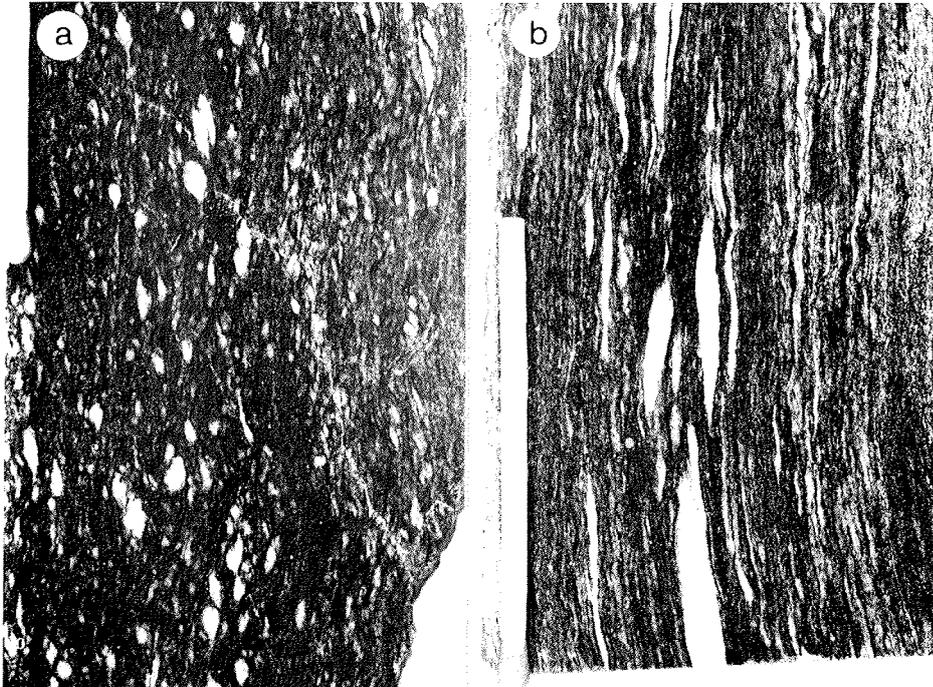


Abb. II.-40: Die Mylonite aus der steilstehenden Scherzone sind durch eine extreme Mineralstreckung parallel L gekennzeichnet; a) Schnitt senkrecht zum Streckungslinear; b) Schnitt parallel zum Streckungslinear: Plagioklas (weiß) ist duktil verformt.

Am *Reicheltnevet* (Abb. II.-34/2) steht ebenfalls der grobkörnige Wrighthamaren-Augengneis an, der hier von dem Leukogneis intrudiert und zusammen mit diesem verfaltet wird. Im SE ist der Kontakt zu Paragneisen aufgeschlossen.

Am *Bieringmulen* (Abb. II.-34/3) ist die steilstehende Scherzone in einer Breite von mehreren 100 Metern aufgeschlossen. Aufgrund der guten Zugänglichkeit dieses Gebietes kann sie hier deshalb am besten untersucht werden. Die mylonitischen Äquivalente des hier anstehenden Wrighthamaren-Augengneises sowie des Leukogneises sind allerdings nicht immer voneinander zu unterscheiden. Die mylonitischen Streckungslineare fallen flach nach NE ein. Plag ist duktil verformt und parallel L extrem gelängt (Abb. II.-40). Im nördlichen Teil ist ein ca. 500 m mächtiges Paragneisband in den mylonitischen Augengneis eingefaltet. Diese Paragneise sind im Gegensatz zu den angrenzenden Augengneisen z. T. schwächer oder gar nicht mylonitisiert, weisen aber eine enge Verfaltung auf. Die Falten sind häufig nichtzylindrisch ausgebildet und ihre Faltenachsen streuen ähnlich wie am *Engethoveit* (Kap II 2) auf einem nach SE einfallenden Großkreis (Abb. II.-34/3). Die mylonitischen Augengneise sind zumeist um zylindrische NE-streichende Faltenachsen verfaltet. Sowohl in den mylonitischen Augengneisen als auch in den Paragneisen ist bereichsweise eine transversale Schieferung entwickelt (Abb. II.-41), die mittelsteil nach ESE einfällt. Auffällig ist, daß diese Schieferung eine ähnliche Orientierung aufweist, wie die mylonitischen s-Flächen vom *Bratsberghorten* (vgl. Abb. II.-40 mit Abb. II.-34/1). Die Orientierung dieser Schieferung korreliert nicht mit den Falten mit NE-streichenden Faltenachsen. Für die Schieferung würde man Falten mit NNE-streichenden Faltenachsen erwarten (sinistrale Rotation). Die Schieferung hat zur Einregelung der grobkörnigen Phyllosilikate geführt (Abb. II.-41). Qz und Fsp zeichnen die ältere Foliation nach. Im mittleren Kammabschnitt des Bieringmulen (B) gibt es eine Zone extremer Stengelgneisbildung (Abb. II.-42a). Die Stengelachsen sind streng orientiert und fallen ebenso wie die mylonitischen Streckungslineare flach nach NE ein. Diese Stengelgneise könnten das Ergebnis gleichzeitiger Mylonitisierung parallel L und Verfaltung um L sein, bzw. eine subsequente Abfolge von Scherbewegungen und Überfaltungsphasen. Im Aufschlußbereich C kommt es schließlich ähnlich wie am *Jensenhovden* in einer ca. 100 m mächtigen Zone zu einer Melange von Falten, Myloniten, abgescherten Falten, überfalteten Myloniten, abgescherten verfalteten Myloniten, usw. (Abb. 42b). Die mylonitischen Streckungslineare und die Faltenachsen fallen wiederum flach nach NE ein. Der Baustil ist exemplarisch und simplifiziert in Abb. II.-43 dargestellt. Gelegentlich finden sich auch einige steile Faltenachsen, die die jüngsten tektonischen Elemente darstellen und auf einen dextralen Schersinn hindeuten. Im Aufschlußbereich D steht wieder der relativ schwach mylonitisierte Augengneis an und bildet damit die SE-Begrenzung der mächtigen Scherzone. Ab hier treten nur noch geringmächtige Scherzonen auf.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Mylonite hat sich gezeigt, daß sowohl Qz als auch Plag durchgreifend rekristallisiert sind. Beide weisen ein equilibriertes Gefüge auf. Dies deutet darauf hin, daß die Mylonitisierung bei $T > 500^{\circ}\text{C}$ stattgefunden hat, und daß konstant hohe Temperaturen bis zum Ende der Deformation vorherrschten. Einige Mylonitbänder sind sogar von einer schwach ausgebildeten, postmylonitischen Fsp-Blastese betroffen. An einer anderen Lokalität zeigt der mylonitische Augengneis (J 9.2./5), daß Fsp rekristallisiert bzw. neokristallisiert (s. a. JACOBS 1987), wobei K und Ca frei wird und syn- bis postmylonitischer, blastischer Ms entsteht (Abb. II.-44). Aus

der Ca-Komponente entsteht Calcit. Qz weist relativ große Korngrößen, meistens gerade Korn- und Subkorn Grenzen sowie 120°-Tripelpunkte auf. Diese Rekristallisations- und Erholungsgefüge deuten im Zusammenhang mit den vorher beschriebenen Gefügen darauf hin, daß die Mylonitisierung bei relativ hohen Temperaturen stattgefunden hat und daß die Mylonite unter anhaltend erhöhten Temperaturen eine bedeutende Temperung erfahren haben.

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß SW-Sivorgfjella im SE von einem ausgeprägten SE-vergenten Großfaltenbau gekennzeichnet ist und in den nördlichen Aufschlüssen flach einfallende Mylonite mit WNW gerichtetem Bewegungssinn anstehen. An die Mylonite schließt sich weiter im S ein Bereich steilstehender, überfalteter Mylonite an, die im Gipfelbereich des Bieringmulen in eine tektonische Melange von verfalteten Myloniten, mylonitischen überfalteten Myloniten, überfalteten mylonitischen überfalteten Myloniten, etc. übergehen. Diese tektonische Melange, die in einer Mächtigkeit von ca. 100-200 m auftritt, läßt sich an mehreren Kämmen wiederfinden. Dies ist eine Besonderheit in der Heimefrontfjella, da sich sonst lithologische und strukturelle Einheiten sehr selten in der streichenden Verlängerung wiederfinden lassen.

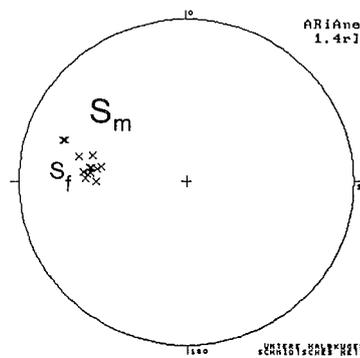
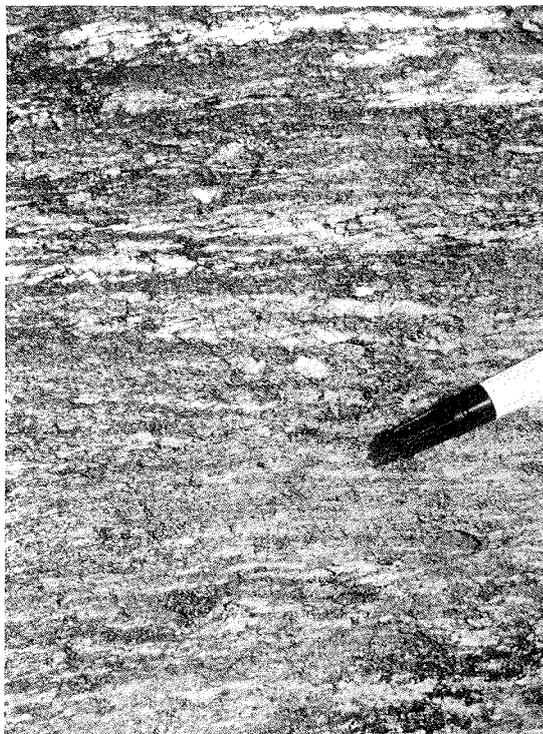
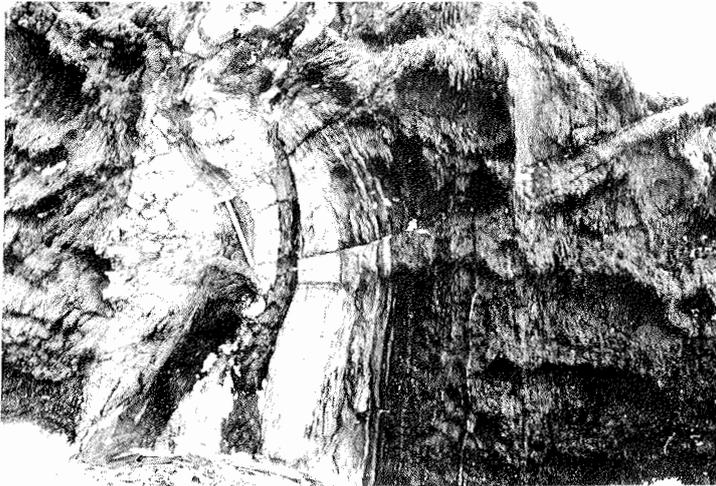


Abb. II.-41: a) Ausbildung einer transversalen Schieferung (parallel zum Maßstab) in einem mylonitischen Augengneis am *Bieringmulen*; mylonitische s-Flächen sind parallel zur kurzen Bildkante orientiert; b) Orientierung der Schieferungsflächen (s_f); s_m : mittlere Polpunktage der mylonitischen s-Flächen.



a)

b)

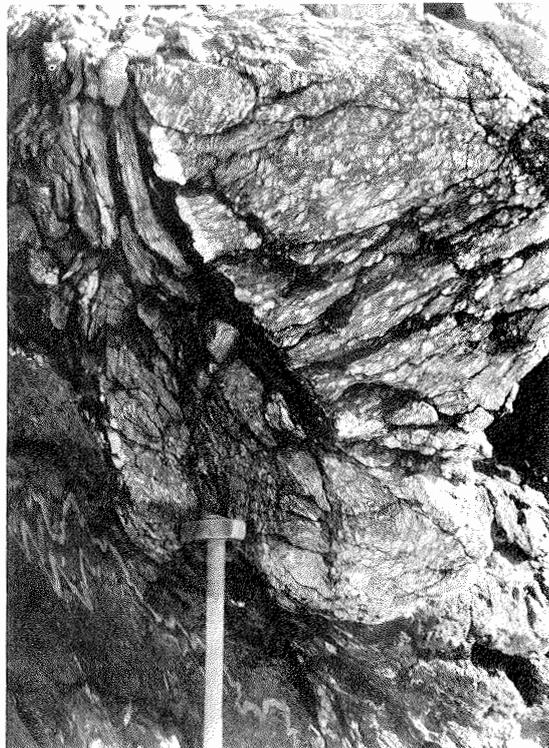


Abb. II.-42: Scherzone am *Bieringmulen*, Blickrichtung: SE; a) Stengelaugengneise mit einem eingefalteten Pegmatitgang; b) ein mylonitischer Orthogneise wird an einer Scherzone abgeschnitten, wobei die jüngeren Mylonite um die gleichen Faltenachsen verfaltet sind wie die älteren Mylonite.

SE

NW

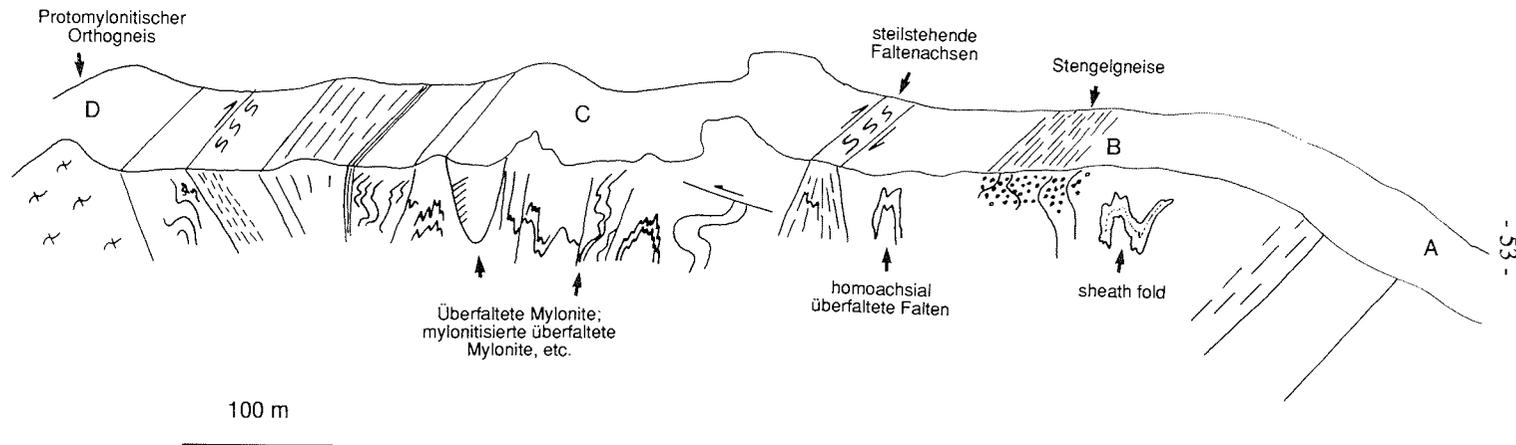


Abb. II.-43: Schematisches Profil durch die Mylonitzone am *Bieringmulen*; nicht maßstabgetreu. Zur Verdeutlichung des allgemeinen Charakters der Mylonitzone sind alle Strukturen vergrößert dargestellt. Die Mylonitzone ist durch eine tektonische Melange von mylonitischen Augengneisen, überfalteten mylonitischen Augengneisen, mylonitischen überfalteten mylonitischen Augengneisen und komplexeren Strukturen gekennzeichnet. Die Streckungslineare von Stengelgneisen, 'sheath folds' und mylonitischen Augengneisen fallen flach nach NE ein. Um steilstehende Faltenachsen verfaltete Mylonite indizieren einen dextralen Schersinn; Bereiche A, B, C, D indizieren die Lokalitäten auf der geologischen Übersichtskarte in Abb. II.-34.

a)

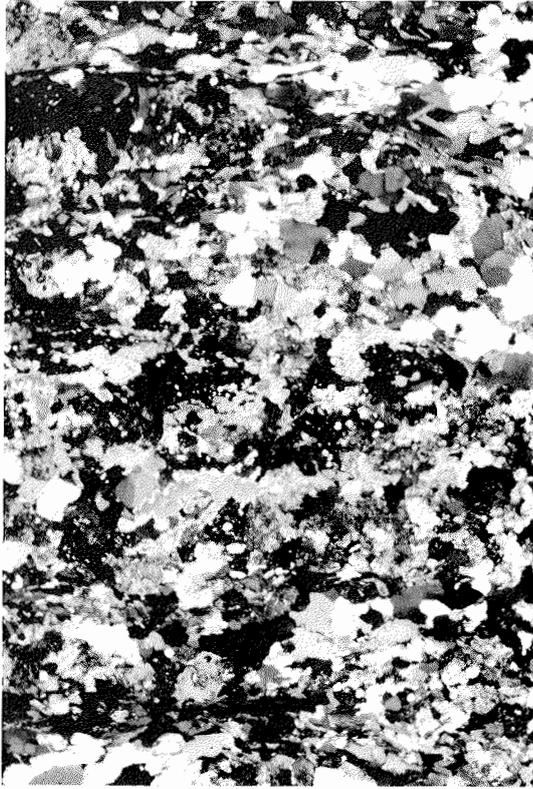


Abb. II.-44: a) Rekristallisierter und neokristallisierter Plag-Klast in einem mylonitischen Augen-
gneis am *Bieringmulen*, Ms ist postmylonitisch gesproßt (J 9.2./5 \perp L), untere Bildkante: ca. 2,5 mm;
b) duktil deformierter und in die mylonitische Foliation eingeregelter Mikroklin (J 9.2./5 // L) innerhalb einer überwiegend aus Plag, Bio und Ms bestehenden Matrix, Plag weist ein Pflastergefüge auf; untere Bildkante: ca. 1,5 mm.

b)



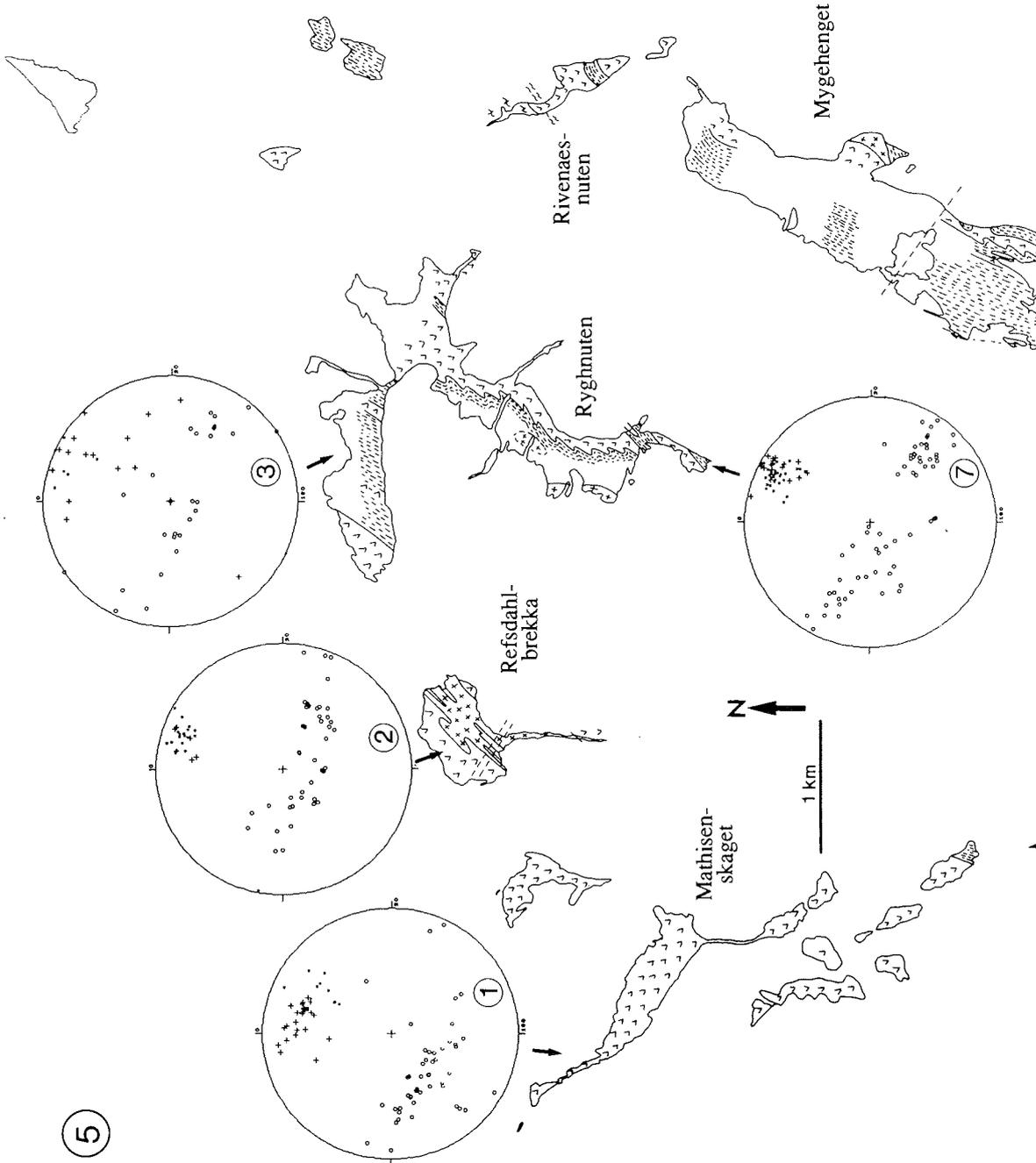
III 6. S-Sivorgfjella

In S-Sivorgfjella (Abb. II.-45) steht eine Wechselfolge von dominant leukokraten Metavulkaniten mit Metasedimenten an, die von einem xenolithreichen Granodiorit intrudiert wird. Diese Gesteine werden um NNE-streichende, meistens SE-vergente Faltenachsen verfaltet.

Ristinghortane (Abb. II.-45/6) wird von einem glimmerführenden Quarzit mit Einschaltungen von grobkörnigen Amphiboliten, Tremolit-Gneisen und Gt-Ky-Stau-Gneisen aufgebaut. Gt-Amphibolite, in denen z.T. Xenolithe zu finden sind, durchschlagen den metamorphen Lagenbau diskordant. Diese Abfolge wird um NNE-streichende Faltenachsen verfaltet. Parallel zu diesen Faltenachsen ist eine strenge Lineation entwickelt. Eine steilstehende, Faltenachsen-parallele Schieferung ist lokal ausgebildet. Die Gt-Ky-Stau-Gneise weisen poikilitische, syntektonisch gewachsene Gt mit sigmoidal verbogenen Einschlußreihen auf. Der Gt-Rand hat posttektonische Anwachsäume (Abb. II.-46). Stauolith ist idiomorph ausgebildet und überwächst ein älteres Gefüge (Abb. II.-47). Außerdem tritt Disthen auf. Die Paragenese Ky-Stau zeigt, daß die Peakmetamorphose 550°C und 5 kb überschritten haben muß. Die Glimmer in den Quarziten weisen parallel zur Lineation eine starke parallele Einregelung und senkrecht dazu eine rotationale Verteilung auf. Die Gefüge der Quarzite sind von NEUMANN (1990) eingehend untersucht worden. Dabei stellte sich heraus, daß die Faltungsum NNE-streichende Faltenachsen mit der Anlage steilstehender Schieferungsflächen verbunden war, die makroskopisch jedoch nicht immer erkennbar sind. An den Schieferungsflächen ist es möglicherweise zu Scherbewegungen mit strike-slip Charakter in Richtung des NE-streichenden Linears gekommen. Der relative Bewegungssinn ist unbekannt.

Am *Mygehenget* (Abb. II.-45/5) steht eine Wechsellagerung von Glimmerschiefern, Paragneisen, Marmoren, Amphiboliten und Bändergneisen an, die von mächtigen Pegmatiten und von einem Granodiorit intrudiert werden. Der südöstliche Bereich weist z. T. eine starke Fsp-Blastese auf. Die größten Aufschlußbereiche werden von Paragneisen und Gt-Glimmerschiefern eingenommen. Im äußersten SW *Mygehengets* steht ein ca. 30 m mächtiges Marmorband an, in das geringmächtige Amphibolitlagen eingeschaltet sind. T-Abschätzungen mit dem Cc-Dol-Thermometer ergaben Metamorphosetemperaturen von ca. 500-600°C (PUHAN mündl. Mittl.). Mächtige Ms-, Bio-, Gt-führende Pegmatite sind parallel zum Lagenbau intrudiert und zusammen mit den übrigen Gesteinseinheiten um NE-streichende Faltenachsen verfaltet. Die Falten sind eng, treten mit Amplituden im cm- bis m-Bereich auf und sind SE-vergent. Die FAF fallen zumeist mittelsteil nach NW ein (Abb. 4). Die Faltenachsen werden z.T. von mylonitischen Scherzonen abgeschert.

Am *Mathisenskaget* (Abb. II.-45/1) ist eine mächtige Abfolge von Bändergneisen aufgeschlossen. Fein- bis mittelkörnige leptinitische Gneise überwiegen. Diese Bändergneise werden von mächtigen diskordanten Amphibolitgängen intrudiert und zusammen mit diesen verfaltet. In der steil abfallenden W-Wand *Mathisenskagets* (Abb. II.-49) ist eine liegende isoklinale Falte im 100 m-Maßstab aufgeschlossen. Ein diskordanter Amphibolitgang wird hier zusammen mit Bändergneisen um Faltenachsen mit unbekannter Raumlage verfaltet. Ähnliche diskordante und verfaltete Amphibolitgänge



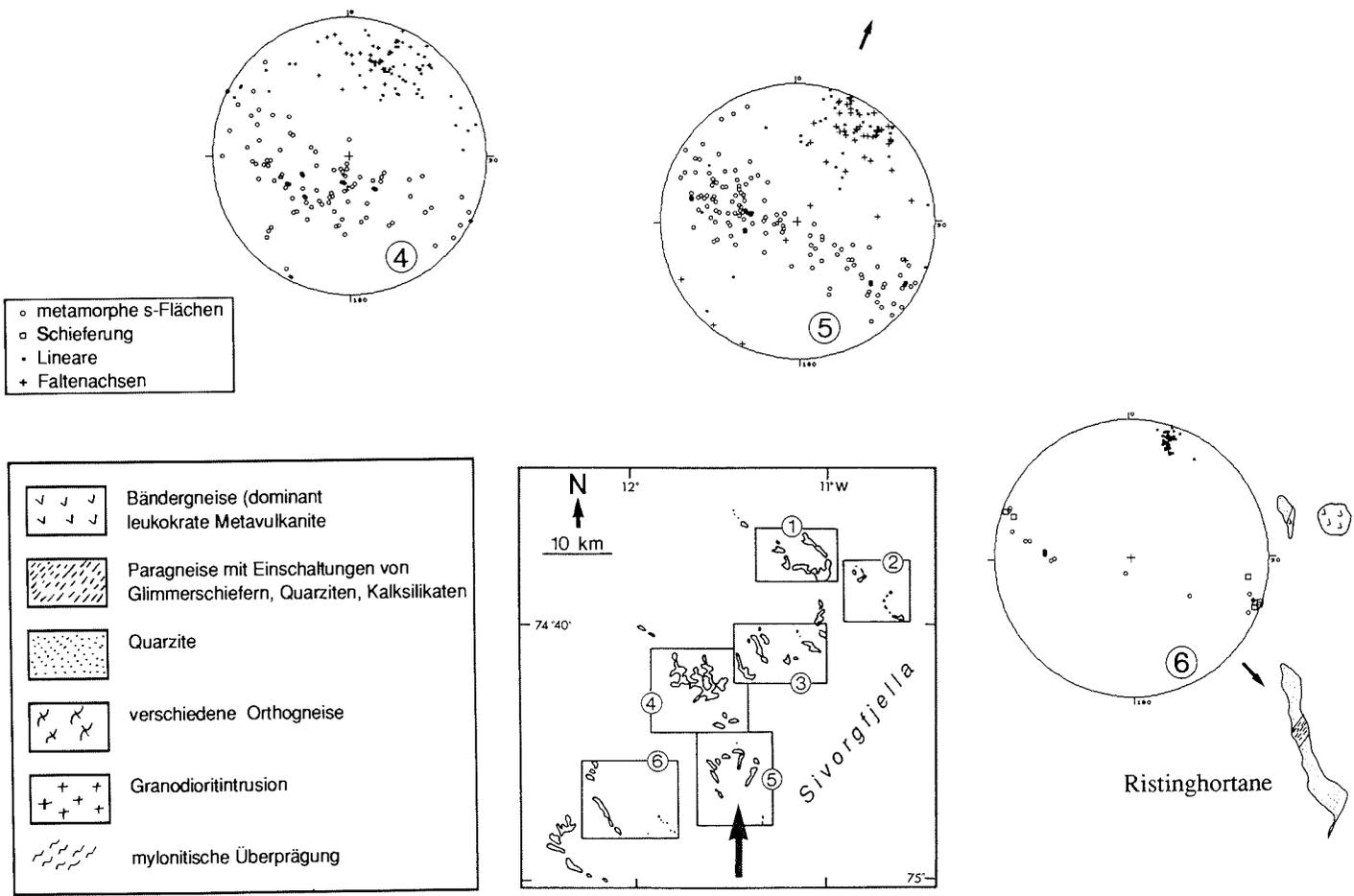


Abb. II.-45: Geologische Übersichtkarte von S-Sivorgfjella

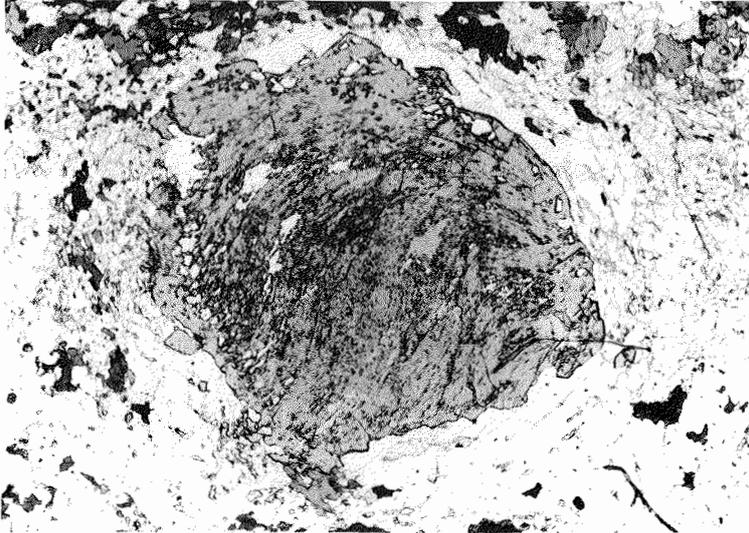


Abb. II.-46: Syntektonisch gewachsener Gt-Kristall mit sigmoidal gewachsenen Einschlußreihen in einem Metapelit von *Ristinghortane*. Der Rand ist stärker deformiert als das Zentrum des Kornes. Der äußerste Saum ist posttektonisch gewachsen; J 1004 \perp L; untere Bildkante ca. 3,5 mm.

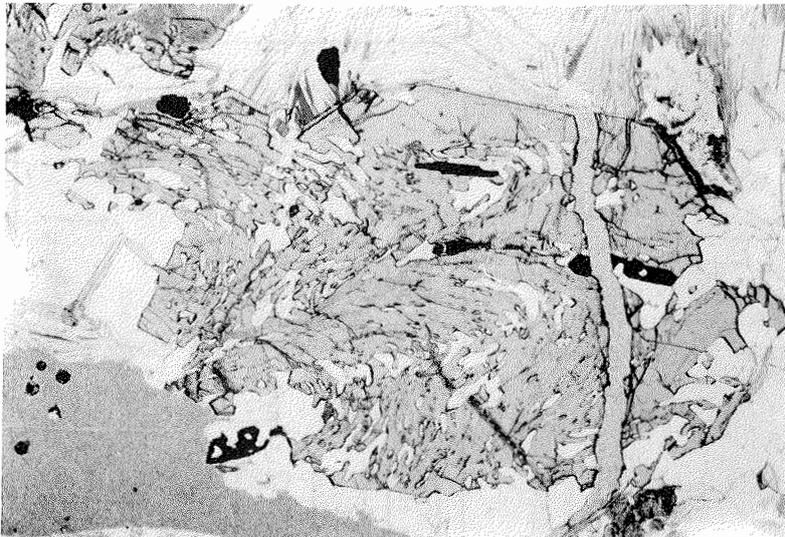


Abb. II.-47: Idiomorpher Staurolith überwächst ein älteres Gefüge; Metapelit von *Ristinghortane*; J 1004 \perp L; untere Bildkante ca. 3,5 mm.



Abb. II.-48: Der gesamte Bereich von S-Sivorgfjella wird von einem SW-vergenten Faltenbau geprägt; *Mygehenget*; Blickrichtung: NE.

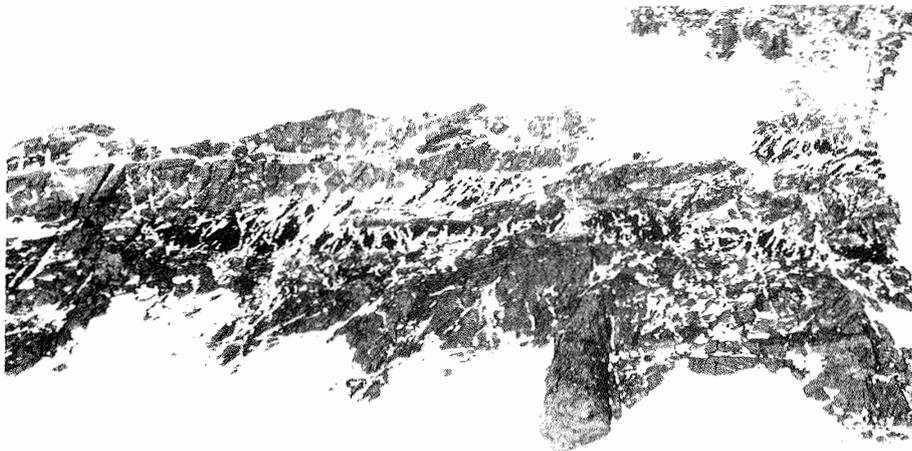


Abb. II.-49: Isoklinal verfalteter Amphibolitgang mit subhorizontaler FAF in der W-Wand des *Mathisenskaget*; Wandhöhe ca. 200 m.

sind im zugänglichen Teil *Mathisenskagets* aufgeschlossen. Hier ist die großmaßstäbliche isoklinale Verfaltung weniger offensichtlich, da die Isoklinalfalten meistens unvollständig aufgeschlossen sind und von einer intensiven homoaxialen SE-vergenten Überfaltung betroffen sind. Die Überfaltung der Isoklinalfalten tritt mit Faltenamplituden im m-Maßstab auf. Außerdem ist eine intensive Spezialfältelung entwickelt. Innerhalb der mafischen Partien der Bändergneise ist ein älteres Linear erhalten, welches im stumpfen Winkel von den jüngeren Falten überfaltet wird. Unklar ist, ob dieses Linear einen Bezug zu den Isoklinalfalten hat oder sogar älter ist. Die jüngere SE-vergente Überfaltung tritt bevorzugt in dünnbankigen Bändergneisen auf (Abb. II.-50), die dickbankigen leukokraten Bänder sind davon nicht betroffen. Der Falten Spiegel der jüngeren Falten ist subhorizontal orientiert oder fällt flach nach SE ein und entspricht in etwa der Raumlage der isoklinale Falten schenkel. In einigen eng verfalteten Bereichen ist eine FAF-parallele Schieferung ausgebildet, die in Bereichen mit einer Feldspatblastese zu einer sf-parallelen Einregelung der Feldspatblasten geführt hat. In mafischen Bändern kommt es zur sf-parallelen Einregelung der Hbl.

Am *Refsdahlbrekka* (Abb. II.-45/2) wird eine Bändergneisabfolge von einem Granodiorit intrudiert und zusammen mit diesem um NNE-streichende Faltenachsen verfaltete. Die ältesten erkennbaren Strukturen in den Bändergneisen sind NNE-SSW streichende 'sheath folds' (Abb. 51), deren elliptische Querschnitte an zahlreichen Lokalitäten aufgeschlossen sind. Diese 'sheath folds' werden von einer jüngeren Falten generation um NNE-streichende Faltenachsen verfaltete. Die Falten werden z. T. von mylonitischen Scherzonen abgeschnitten. Auf den mylonitischen s-Flächen ist ein NNE-streichendes Streckungslinear entwickelt, welches teilweise von quersprossenden Hbl-Garben überwachsen wird. Der Granodiorit weist an seinem Rand zahlreiche mafische Xenolithe auf. Sein Kontakt zu den Bändergneisen ist stark zerschert, der Deformationsgrad nimmt jedoch schnell zum Zentrum der Intrusion ab, wo er eine nahezu rein magmatische Textur aufweist. Im SE *Refsdahlbrekka*s ist der Granodiorit offen mit den Bändergneisen verfaltete. Dabei nimmt der Granodiorit stets die Muldenpositionen ein, so daß angenommen werden kann, daß der Granodiorit als Sill intrudiert ist. Die magmatische Textur im Zentrum der Granodioritintrusion einerseits, und die intensive randliche Verfaltung um NNE-streichende Faltenachsen zusammen mit den Bändergneisen andererseits, lassen vermuten, daß die Platznahme des Granodiorits syn- bis posttektonisch erfolgt ist. Unklar ist, ob die Intrusion syntektonisch mit den Isoklinalfalten oder mit der jüngeren homoaxialen Überfaltung, wie sie in *Mathisenskaget* angetroffen wurde, einhergeht.

Der *Rhyhgnuten* (Abb. II.-45/7) ist ähnlich wie *Mathisenskaget* und *Refsdahlbrekka* aufgebaut. In einer flach bis mittelsteil nach SE oder NW einfallenden metamorphen Abfolge von Bändergneisen und Paragneisen tritt ebenfalls die oben genannte Granodioritintrusion auf und ein enger bis isoklinale Faltenbau mit großen Amplituden wird von jüngeren SE-vergenten Falten homoaxial überprägt (Abb. II.-52). Die jüngeren Falten weisen z. T. kataklastisch deformierte Falten scharniere auf.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich S-Sivorgfjella aus einer Wechselagerung von Bändergneisen und Paragneisen zusammensetzt, die von einem Granodiorit intrudiert und gemeinsam mit diesem verfaltet wird. Die Paragenese Kystau deutet auf eine Peakmetamorphose $> 550^{\circ}\text{C} / 5 \text{ kb}$ hin. Die gesamte Abfolge ist durch einen großen, flachliegenden isoklinalen Faltenbau geprägt. Die Isoklinalfalten werden von einer jüngeren kleinmaßstäblichen, homoaxialen und SW-vergenten Falten generation überprägt. In den jüngeren Falten ist häufig eine FAF-parallele Schieferung ausgebildet, die schiefwinklig zur FAF der Isoklinalfalten orientiert ist.

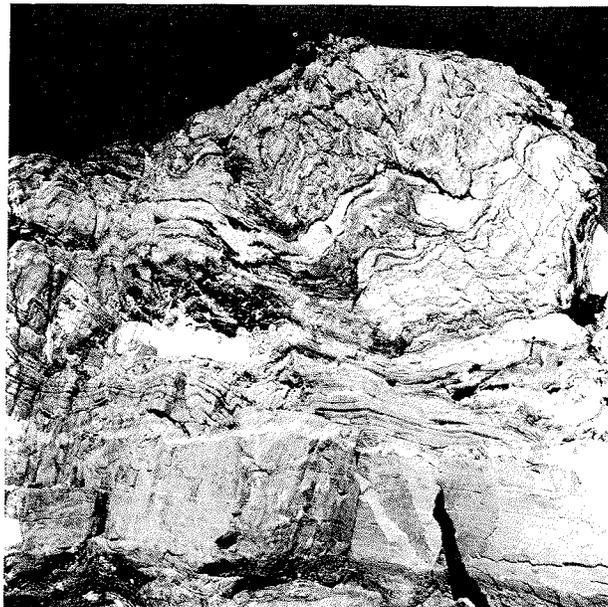


Abb. II.-50: SW-vergente Verfaltung dünnbankiger Bändergneise; mächtige leukokrate Bänke sind nicht verfaltet; NW-Spitze von *Mathiesenskaget*; Aufschlußhöhe: ca. 5 m; Blickrichtung: SE.

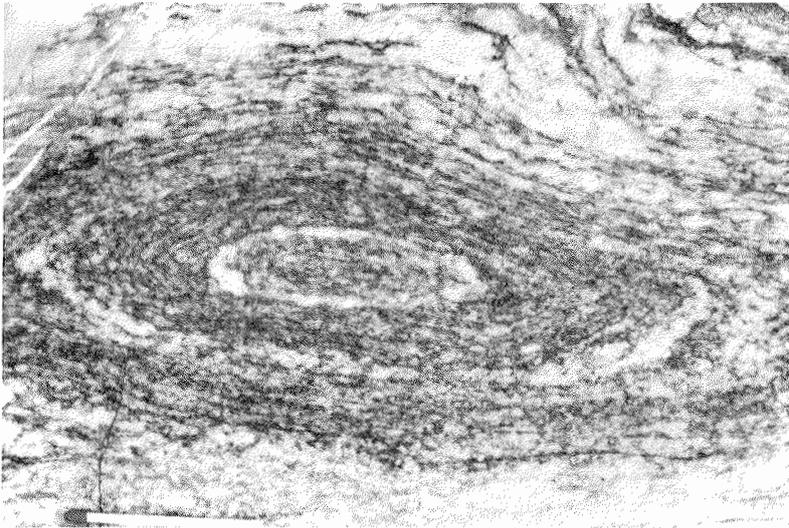


Abb. II-51: Die ältesten erkennbaren Strukturen in S-Sivorgfjella sind NNE-SSW orientierte 'sheath folds', die von einer jüngeren NW-SE einengenden Faltung überprägt werden; Refsdahlbrekka; b) Blickrichtung: SW.

NW



SE

SE



NW

Abb. II.-52: Die flachliegenden Isoklinalfalten am *Ryghnuten* werden von einer SE-vergenten Falten-generation überfaltet.

III 7. N-Tottanfjella

In N-Tottanfjella sind einige schmale, sich in nordwestlicher Richtung und damit senkrecht zur Hauptstreichrichtung erstreckende Gebirgskämme aufgeschlossen, die ein Profil durch eine Abfolge von Metasedimenten im S (*Sumnerkammen*) über eine Metavulkanit-Wechselagerung im mittleren Teil und einem Orthogneis im nördlichen Abschnitt (*Manesigden*; Abb. II.-53) bilden.

Am *Sumnerkammen* steht eine Abfolge von Gt-führenden Paragneisen und Glimmerschiefern an, die von grobkörnigen, sehr Turmalin-reichen Pegmatiten intrudiert werden. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von Quarziten, Kalksilikaten und Amphiboliten. Probe J 1554 weist eine Mineralparagenese mit Ky-Sill auf, welche auf eine frühe HP-Geschichte dieser Gesteine hindeutet (Abb. II.-54). Auf eine vermutlich spätere HT-Geschichte deutet Sill, porphyroblastischer Plag und junger Gt hin. In Probe W 29.1./11 tritt Stau in einem Glimmerschiefer neben Turmalin auf. Als weitere petrologische Besonderheiten aus diesem Gebiet sind Skapolith und Cpx-Amph-Felse zu erwähnen. Skapolithführende Glimmerschiefer sind auf eine ca. 50 m breite Kontaktzone der Pegmatite begrenzt. Ähnliches gilt für kleine neugebildete Gt-Körner. Der Skapolith in Probe W 29.1./6 überwächst alle anderen Minerale und Gefüge (Abb. II.-55).

Die gesamte Abfolge wird um NNE streichende, zylindrische Faltenachsen verfaltet (Abb. II.-53/1). Die Falten sind asymmetrisch und zumeist SE-vergent. Lediglich im äußersten NW von *Sumnerkammen* ist ein NW-vergenter Faltenbau zu beobachten. Die Faltscharniere sind häufig spezialgefaltet. Manchmal ist eine FAF-parallele Schieferung ausgebildet. Parallel zu b ist eine ausgeprägte Lineation vorhanden, deren Orientierung etwas stärker streut als die der b-Achsen. An mehreren Stellen treten 'sheath folds' auf (Abb. II.-56). Die elliptischen Anschnitte dieses extrem nichtzylindrischen Falten Typs sind senkrecht zu den Streckungslinearen orientiert, so daß die Bildung dieser Streckungslineare als a-Streckungslineare mit einer NE-SW gerichteten Einengungsrichtung gedeutet werden. Später kommt es dann zu einer WNW-ESE gerichteten Einengung, die die dominante zumeist ESE-vergente Faltung erzeugt. Dabei werden die 'sheath folds' überfaltet, wobei die neuen Faltenachsen subparallel zu den alten Streckungslinearen zu liegen kommen.

Der *Bowrakammen* (Abb. II.-53/2) setzt sich aus einer steil nach SE einfallenden vulkano-sedimentären Abfolge mit eingefalteten Augengneisen und Pegmatiten zusammen. Bis auf das Südende ist die gesamte Sequenz stark zerschert. Die südlichsten Aufschlüsse setzen sich aus dominant leukokraten Metavulkaniten zusammen, der mittlere Aufschlußbereich aus einer mylonitisierten Wechselfolge von Paragneisen und Augengneisen. Im nördlichen Drittel dieses Kammes weisen die Paragneise eine ausgeprägte Feldspatblastese auf. An der nördlichen Spitze schließlich grenzen die Paragneise an einen mylonitisch überprägten riesenkörnigen Augengneis. Der Augengneis weist fleischrote und bis zu 10 cm große, z.T. idiomorphen Kfsp- und Plag-Kristalle auf. Feinschuppiger Muskovit und Chlorit belegt die mylonitischen s-Flächen und zeichnet ein steil nach NE einfallendes Linear nach. Dieses Linear weist deutliche Unterschiede zu den herkömmlichen Streckungslinearen der Scherzone auf. Es ist viel

schwächer ausgebildet und fällt steiler als das herkömmliche Streckungslinear der Scherzone ein. Die mylonitischen Scherzonen die mit diesem Linear assoziiert sind, sind meistens nicht mächtiger als ca. 1 m. Kfsp und Plag weisen bevorzugt bruchhafte Verformung auf, lediglich einige kleine Plag sind duktil deformiert. Auffällig sind bis zu cm-breite, eng begrenzte Qz-Bänder, in denen deutliche Schrägquarze mit gezahnten Korngrenzen entwickelt sind (Probe J 1668.1, J 1674; Abb. II.-57). Hierbei könnte es sich um extrem ausgewalzte große Quarzkörner oder um deformierte Qz-Gängchen handeln. Unabhängig davon deuten die Schrägquarze zusammen mit asymmetrischen Fsp-Klasten auf einen dextralen Schersinn hin. Im Anschnitt parallel zur Streckungslineation und senkrecht s weisen viele der Schrägquarze parallel zur Blickrichtung orientierte c-Achsen auf. Daraus läßt sich ableiten, daß der vorherrschende Deformationsmechanismus im Quarz Prismengleitung gewesen sein muß, und daß die Temperaturen bis zum Schluß der Deformation relativ hoch waren. Epidot und Chlorit erscheinen als relativ spät- bis posttektonische Bildungen.

In den mylonitischen Paragneisen weiter im S kommt es lokal zu einer steilachsigen Überfaltung des mylonitischen Lagenbaus. Dabei wird das hier flach nach NE einfallende, ausgeprägte mylonitische Streckungslinear spitzwinklig überfaltet. Diese kleinmaßstäbliche Überfaltung indiziert eine dextrale Scherkomponente. Im zentralen Teil Bowrakammens streuen die Orientierungen der mylonitischen Streckungslineare relativ stark, da sie von Falten mit flach nach NE einfallenden Faltenachsen überfaltet werden.

In *Manesigden* setzt sich der riesenkörnige Augengneis von N-Bowrakammen fort. Es gibt einige Xenolithe, die diesen Augengneis als plutonischen Orthogneis ausweisen. In schwach deformierten Bereichen sind die Kfsp-Megakristalle idioblastisch ausgebildet. Stellenweise ist dieser Orthogneis an bis zu m-breiten Mylonitzonen zerschert. Als Mineralneubildungen erscheinen Ms, Chl und Epi. Die metamorphen s-Flächen fallen steil nach ESE und die Streckungslineare der Mylonite mittelsteil bis steil nach E und NE ein (Abb. II.-53/3). Wie am Bowrakammen indizieren Schrägquarze und rotierte Fsp-Klasten, daß der NW-Block gegenüber dem SE-Block abgeschoben wurde.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß ähnlich wie in Sivorgfjella die südöstlichen Aufschlußbereiche N-Tottanfjellas Mineralparagenesen aufweisen, die auf eine frühe druckbetonte Metamorphose (Disthen) hindeuten, der sich eine spätere hochtemperierte Metamorphose (Sillimanit) anschließt. Im NW-Bereich N-Tottanfjellas ist die steilstehende Scherzone aufgeschlossen. Es treten zwei deutlich unterschiedliche Mylonittypen auf. Am *Bowrakammen* treten Mylonite mit flach bis mittelsteil nach NE einfallenden Streckungslinearen auf, die ein sehr ausgeprägtes Mineralstreckungslinear aufweisen. Sie dokumentieren einen dextralen Schersinn und sind stellenweise steilachsig überfaltet. Besonders am *Manesigden* treten geringmächtige mylonitische Scherzonen mit einem feineren, steil einfallenden Streckungslinear auf. An diesen NNE-streichenden Scherzonen wird der W-Block gegenüber dem E-Block abgeschoben.

Abb. II.-53: Geologische Übersichtskarte des nördlichen Tottanfjella

6

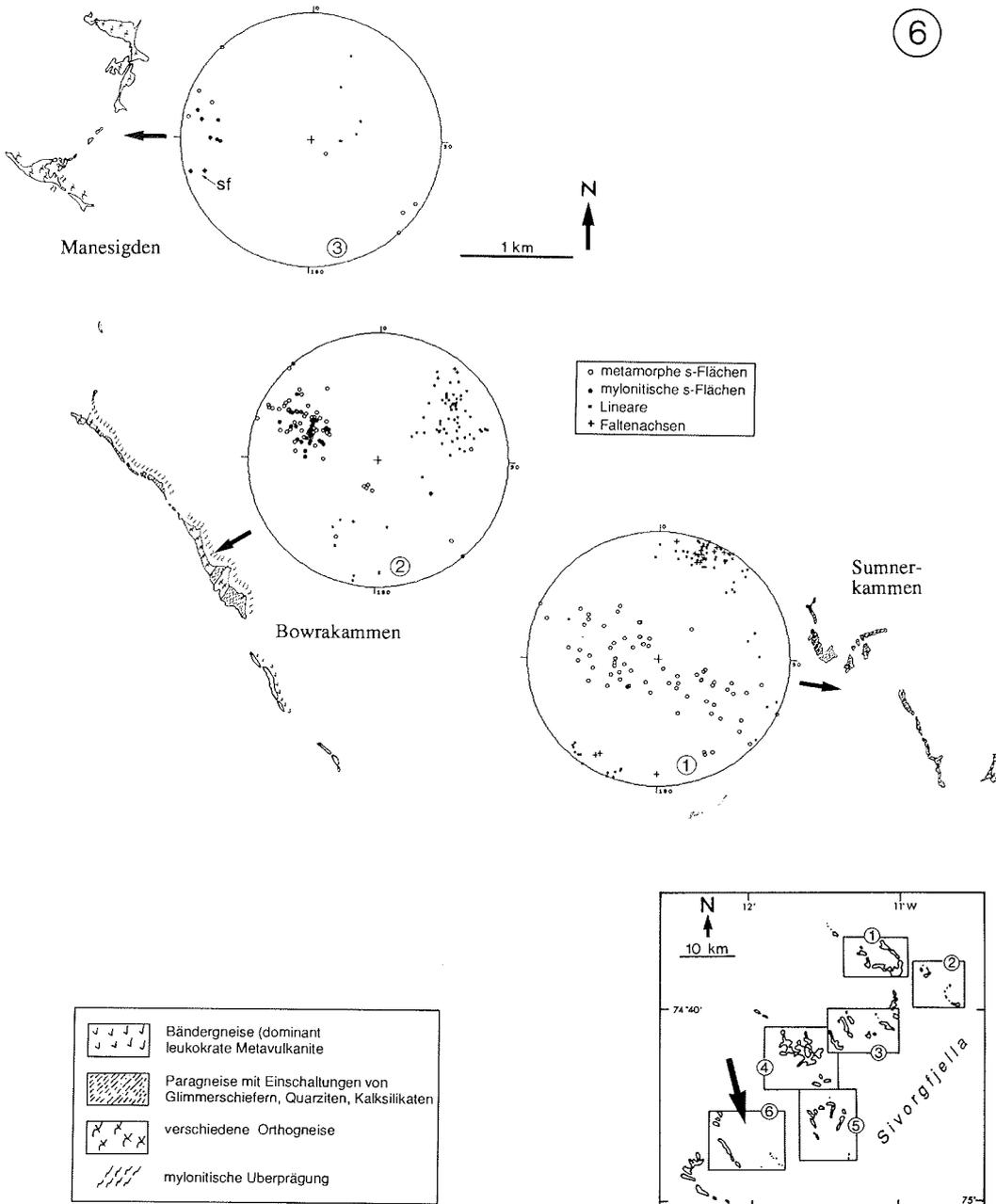




Abb. II.-54: Disthenen in einer Matrix von Ms, Plag und chloritisiertem Bio; Metapelit vom *Sumnerkammen*; J 1554; untere Bildkante: ca. 1,5 mm.

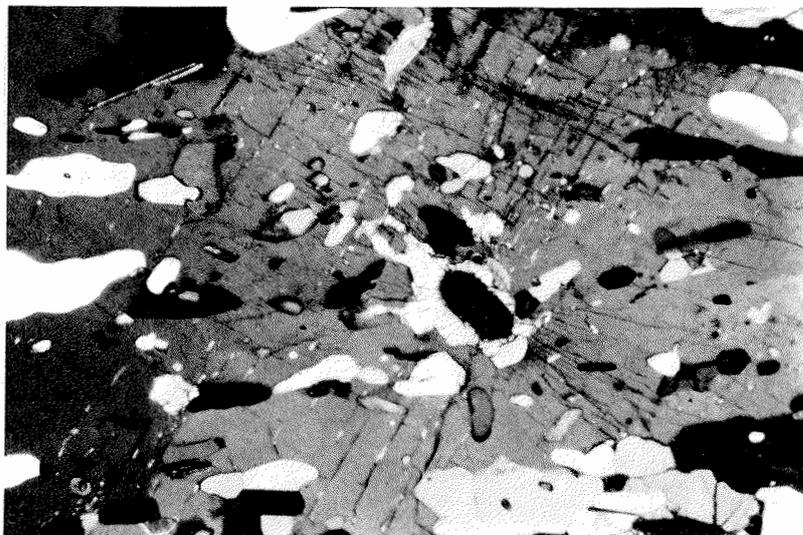


Abb. II.-55: Das Auftreten porphyroblastischen Skapoliths in Metapeliten vom *Sumnerkammen* beschränkt sich auf eine ca. 50 m breite Zone um Turmalin-führende Pegmatite; W 29.2./11; untere Bildkante: ca. 2 mm.



Abb. II.-56: Überfaltete 'sheath folds' am *Sumnerkammen*; Blickrichtung: // L = SW.



Abb. II.-57: Schrägquarze in steil einfallenden und N-S streichenden mylonitischen Scherzonen in *N-Bowrakammen* zeigen, daß der W-Block gegenüber dem E-Block abgeschoben wurde; J 1668.1; Blickrichtung: S; lange Bildkante: 4 mm.

III 8. Kottasberge (Milorgfjella)

Die Kottasberge sind vom Autor lediglich während eines kurzen Aufenthalts im Jahr 1988 besucht worden, um die Gesteine aus flach einfallenden, diskreten Scherzonen zu beproben. Diese Gesteine sind zuvor im Rahmen einer Diplomarbeit unter mikrostrukturellen, petrographisch-petrologischen und geochemischen Gesichtspunkten bearbeitet worden (JACOBS 1987).

In den Kottasbergen steht eine flach bis mittelsteil nach SSE einfallende Gesteinssuite von überwiegend leukokraten Metavulkaniten an, die am *Laudalkammen* von einem nahezu unvergneisten Granit intruiert wird. Die Metamorphite der Kottasberge unterscheiden sich von denen Sivorg- und Tottanfjellas durch das Fehlen von Gt und Ms. Lediglich die spätektonischen Pegmatite weisen einigen Gt auf. Die ältesten strukturellen Elemente sind mit einem NE-vergenten Falten- und Schuppenbau assoziiert (Abb. II.-1). Diese Strukturen werden an jüngeren mylonitischen Scherzonen versetzt (Abb. II.-2).

Die Scherzonen fallen zumeist flach nach SSE ein und sind häufig nur wenige cm bis zu einem m mächtig. Auf den mylonitischen s-Flächen ist ein flach nach SSE einfallendes mylonitisches Streckungslinear ausgebildet (Abb. II.-58). Der mylonitische Lagenbau wird stellenweise von Intrafolialfalten mit NE-streichenden Faltenachsen überfaltet. Außerdem treten kataklastische Scherzonen auf, in denen Scherbänder entwickelt sind (Abb. II.-59). In den mylonitischen Scherzonen treten alle Übergänge von Proto- bis zu Ultramyloniten auf. Die Protomylonite sind meistens als SC-Mylonite ausgebildet (Abb. II.-60). Kfsp und Plag haben kataklastisch reagiert. In orthomylonitischen Gesteinen ist Kfsp zumeist zu Albit umkristallisiert (neokristallisiert) (JACOBS 1987). Große Plag reagieren spröde, während kleinere Plag zumeist sehr feinkörnig rekristallisieren (Abb. II.-61). Es treten zwei verschiedene grüne Bio-Generationen auf. Grobkörnige Bio zeigen häufig sagenitische Entmischungen, während feinkörniger Bio deutlich rekristallisiert ist und keine Entmischungen aufweist. Die ultramylonitischen Augengneise setzten sich aus Bio, Epi, Qz, Ab und Serizit zusammen. Untergeordnet treten Chl, Ilm und Leukoxen auf. Die duktilen Komponenten sind zu einer durchschnittlichen Korngröße von 20-50 μm rekristallisiert. Bio ist teilweise postmylonitisch gesproßt. Dies zeigt, daß die Temperaturen auch nach Abschluß der Scherbewegungen oberhalb des Bio-Isograds gelegen haben. Die beginnende Plag-Rekristallisation deutet darauf hin, daß die Temperaturen während der Mylonitisierung bis zu 500°C betragen haben können. Die Untersuchung von SC-Gefügen, rotierten Feldspatklasten und Mikrofältelungen haben gezeigt, daß der Schersinn aufschiebend nach NNE gerichtet ist (JACOBS 1987).

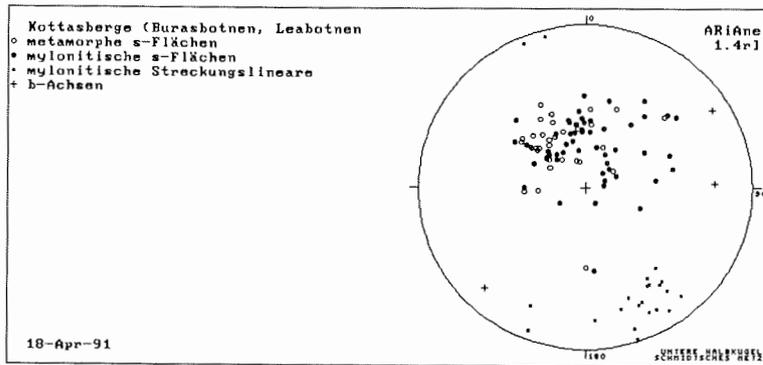


Abb. II.-58: Darstellung struktureller Elemente der Kottasberge im Schmidt'schen Netz.

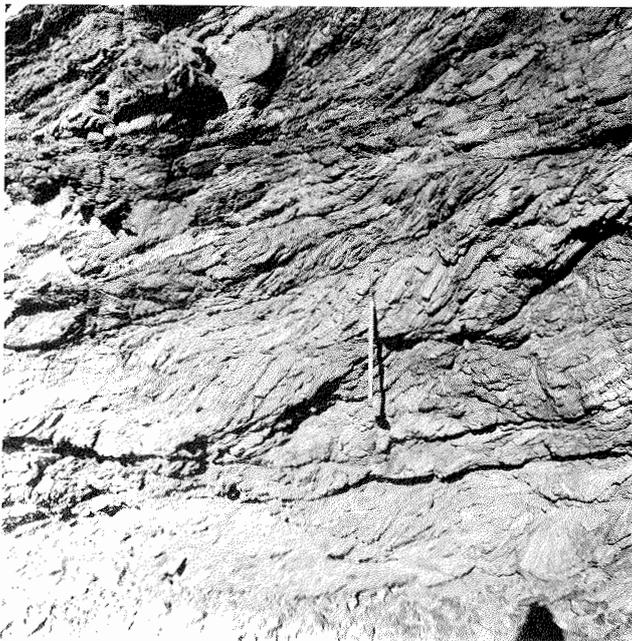
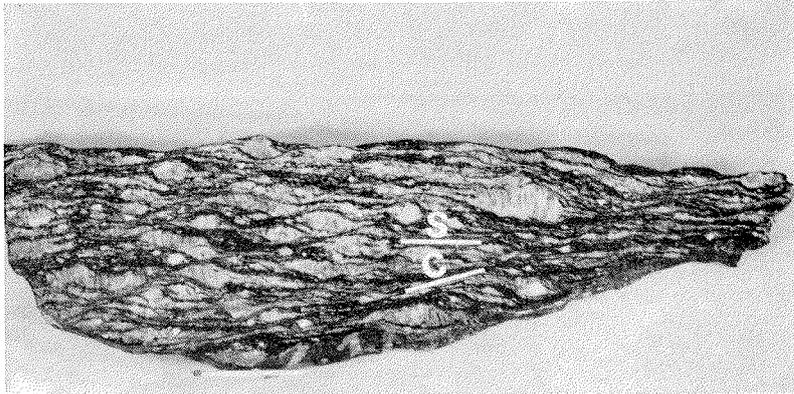
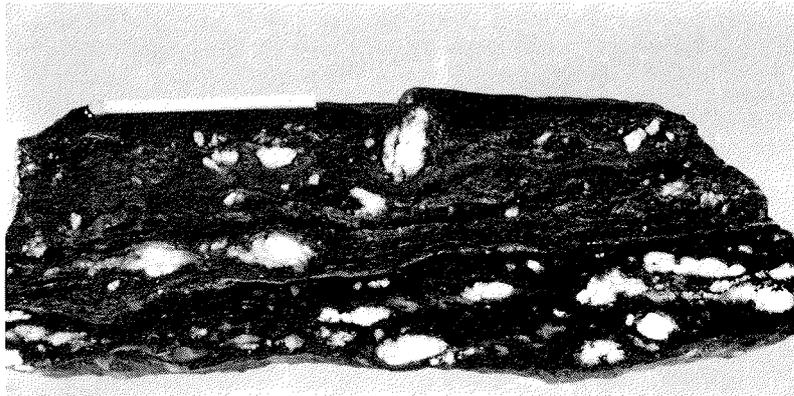


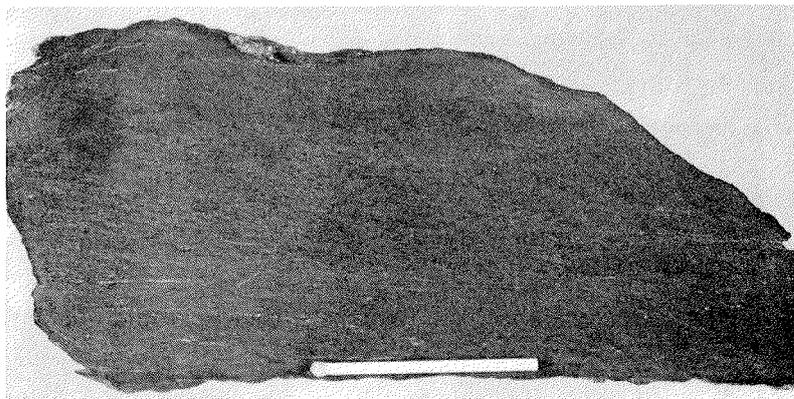
Abb. II.-59: In einer kataklastischen Scherzone sind Scherbänder entwickelt, die einen NNE gerichteten Schersinn der Hangendscholle indizieren; Blickrichtung: W.



a)



b)



c)

Abb. II.-60: Drei verschiedene Mylonitisierungsstadien in flach einfallenden Scherzonen der Kottasberge: a) SC-Mylonit; b) Orthomylonit; c) Ultramylonit; aus JACOBS (1987).

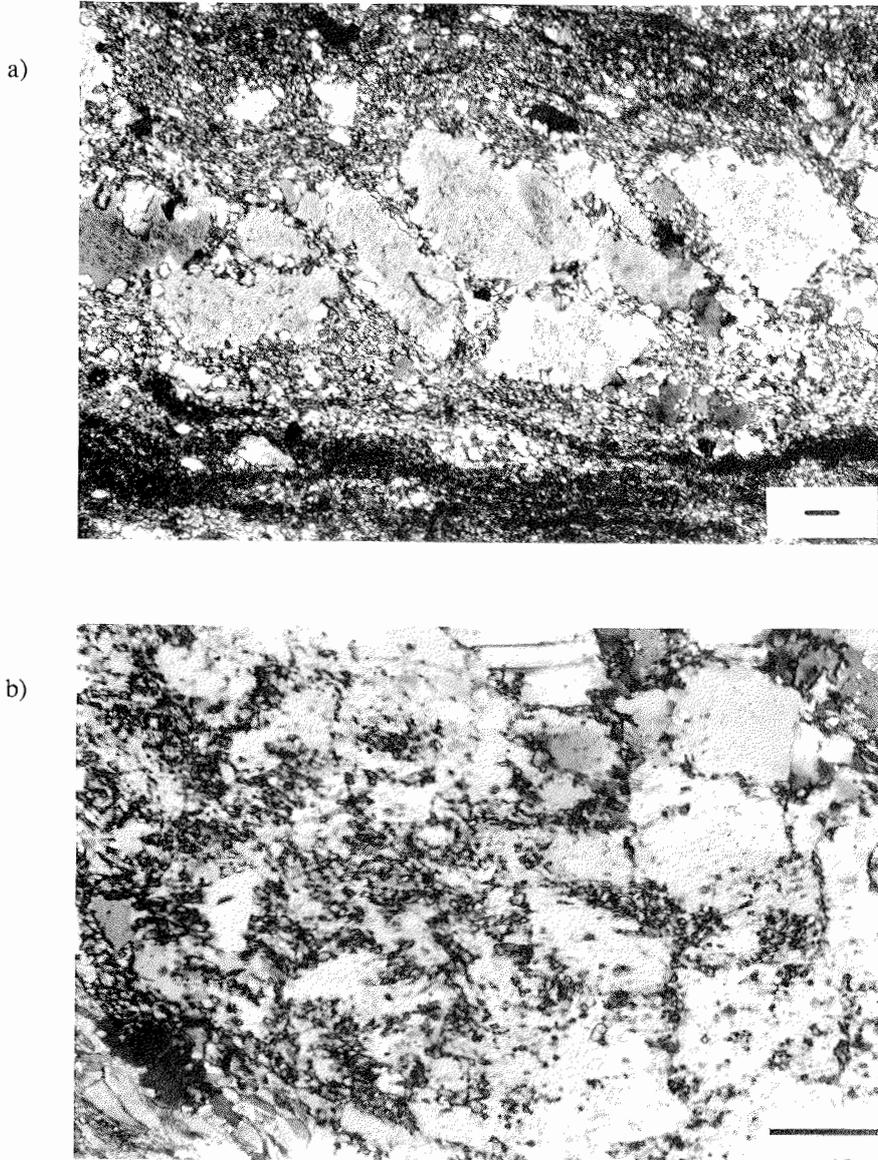


Abb. II.-61: Während große Plagioklaskristalle in den Myloniten der Kottasberge bruchhaft verformen, rekristallisieren kleinere Plagioklaskristalle feinkörnig; aus JACOBS (1987); a) Plag-Kristall mit der Ausbildung eines feinkörnigen Rekristallisats am Kornrand und zwischen einzelnen Kornfragmenten; b) Detailaufnahme eines Plag-Rekristallisats; W 2.1./11; Maßstäbe jeweils 0,1 mm.

II 9. Zusammenfassung der wichtigsten strukturgeologischen Beobachtungen

1. Die Heimfrontfjella wird zum großen Teil von einer amphibolitfaziell geprägten vulkano-sedimentären Gesteinsabfolge aufgebaut, die von zahlreichen Orthogneisen intrudiert und zusammen mit diesen verfaltet wird. Die Hauptstreichrichtung verläuft parallel zur Längserstreckung des Gebirges in nordöstlicher Richtung.
2. Der amphibolitfazielle Teil des Gebirges wird durch eine breite, steilstehende, NE-streichende und hochtemperierte Scherzone mit dextralem Schersinn von einem im NW vorgelagerten granulitfaziellen Bereich (*Vardeklettane, Mannefallknausane*) getrennt.
3. Der amphibolitfaziell geprägte Teil läßt sich in zwei Teile gliedern. Im SW steht eine vulkano-sedimentäre Abfolge an, die z. T. druckbetonte Metamorphosebedingungen der hohen Amphibolitfazies aufweist (Ky-Stau-Ms-Gt). Im NW sind überwiegend leukokrate Orthogneise aufgeschlossen (Abb. I.-3).
4. Es treten vier verschiedene Typen von Scherzonen auf, die sich hinsichtlich ihrer Orientierung, ihres Schersinns und/oder ihres relativen Alters voneinander unterscheiden (Abb. II.-62):
 - a) Mylonite, die aus der breiten, steilstehenden und NE-streichenden Scherzone stammen, weisen hochtemperierte Mylonitisierungsbedingungen auf. Das mylonitische Streckungslinear fällt meistens flach nach NE ein. Der Schersinn ist häufig schwer bestimmbar, da die Mylonite stark überfaltet sind. Synmylonitisch angelegte Falten mit steilstehenden Faltenachsen sowie asymmetrisch zerscherte geschonte Bereiche indizieren jedoch einen dextralen Schersinn.
 - b) Flach bis mittelsteil nach E oder ESE einfallende, HT-mylonitische Scherzonen (Typ: *Bratsberghorten*) weisen ein nach E einfallendes Streckungslinear auf. In Myloniten, die an diese Scherzonen gebunden sind, sind zahlreiche Schersinnindikatoren erhalten. Sie indizieren einen WNW-gerichteten Bewegungssinn der Hangendscholle.
 - c) Steilstehende N- bis NNE-streichende Scherzonen (Typ: *Bowrakammen, Manesigden*) unterscheiden sich von den Mylonittypen a), b) durch ein steil einfallendes, schwächer ausgebildetes mylonitisches Streckungslinear. Die westliche Scholle ist an diesen Scherzonen gegenüber der östlichen abgeschoben worden.
 - d) Junge, tieftemperierte mylonitische bis kataklastische Scherzonen, die überwiegend flach nach SSE einfallen, weisen einen NNW-gerichteten Schersinn der Hangendscholle auf.
5. Abhängig vom Gesteinstyp, der tektonischen Prägung der Gesteine vor der Faltung, der Orientierung der Anisotropieflächen sowie dem Deformationsgrad sind sehr unterschiedliche Faltentypen mit stark variierenden Orientierungen entstanden, die nicht notwendigerweise das Ergebnis unterschiedlicher Deformationsphasen sein müssen. Folgende Faltungstypen sind unterscheidbar:

a) Isoklinalfalten mit flachliegenden FAF treten besonders in S-Sivorgfjella mit großen Amplituden auf (Abb. II.-49). Die Vergenz dieser Falten und die Orientierung der Faltenachsen ist nicht eindeutig. Möglicherweise sind diese Isoklinalfalten das Äquivalent des in den Kottasbergen angetroffenen NE-vergenten Falten- und Schuppenbaus (Abb. II.-1).

b) 'Sheath folds' treten sowohl in der steilstehenden Scherzone (Typ 4a), als auch im nichtmylonitischen Nebengestein auf. Die Schenkel/Faltenachsen der 'sheath folds' sind parallel zum dominanten, meistens flach nach NNE- oder NE einfallenden Streckungslinear orientiert (Abb. II.-51).

c) Eine offene bis enge Verfaltung um flach bis mittelsteil nach NNE oder NE einfallende, überwiegend zylindrische, seltener nicht-zylindrische Faltenachsen dominiert im gesamten Bereich von Sivorg- und Tottanfjella. Es sind aufrechte, SE-vergente, seltener NW-vergente Falten. Diese Falten überfalten die 'sheath folds' (Abb. II.-56) und die Isoklinalfalten (Abb. II.-52). Die steilstehende mylonitische Scherzone (Typ: 4a) wird von diesen Falten ebenfalls überfaltet (Abb. II.-33;43). Im Bereich der Scherzone sind die Faltenachsen subparallel zum mylonitischen Streckungslinear orientiert. Wenn die Streichrichtung der Faltenachsen von der der mylonitischen Streckungslineare abweicht, dann fast immer in sinistraler Rotationsrichtung. Die Einfallrichtung der Faltenachsen ändert sich bei Annäherung an die breite, steilstehende Scherzone (Typ: 4a) von NNE' Richtungen zu NE'.

d) Eine Verfaltung um steilstehende, zylindrische Faltenachsen tritt besonders in N-Sivorgfjella auf. Diese Bereiche werden randlich von steilstehenden mylonitischen Scherzonen begrenzt. Auch die breite steilstehende Scherzone ist gelegentlich um synmylonitisch angelegte Falten mit steilstehenden Faltenachsen verfaltet.

Zwischen den Falten Typen 5b, 5c und 5d wurden z.T. alle Übergangsformen angetroffen.

6. Im Bereich der breiten steilstehenden Scherzone (Typ: 4a) kommt es in SW-Sivorgfjella zu einer tektonischen Melange von verfalteten Myloniten (Faltentyp: 5b,c,d), mylonitisierten verfalteten Myloniten, überfalteten (Faltentyp: 5b,c,d) mylonitisierten verfalteten Myloniten und komplexeren Strukturen. Dies zeigt, daß die Anlage der breiten steilstehenden Scherzone und die Entstehung von Typ 5c-Falten gleichzeitig passiert. Da auch die steilstehenden Falten synmylonitisch entstanden und die 'sheath folds' ebenfalls mit den Myloniten assoziiert sind, muß der größte Teil des tektonischen Inventars einem einphasigen Deformationsereignis zugeordnet werden. Deshalb wurde bisher von älteren und jüngeren strukturellen Elementen gesprochen und die Einordnung in diskrete Deformationsphasen D_1 bis D_n vermieden (vgl. aber Diskussion II 11).

7. Zusammen mit der Mylonitisierung und der Faltung um NE-streichende Faltenachsen kommt es zur Intrusion von felsischen und mafischen Gängen. Diese Gänge sind z.T. aber auch noch mylonitisiert und zusammen mit den Myloniten verfaltet.

8. Eine NNE-streichende und steil nach ESE-einfallende Schieferung überprägt die Mylonite aus der NE-streichenden Scherzone in SW-Sivorgfjella. Sie indiziert ein ähnliches Spannungsfeld wie die Typ 4b und 4c Mylonite sowie des 5c-Faltentyps (s.a. Abb. II.-62).

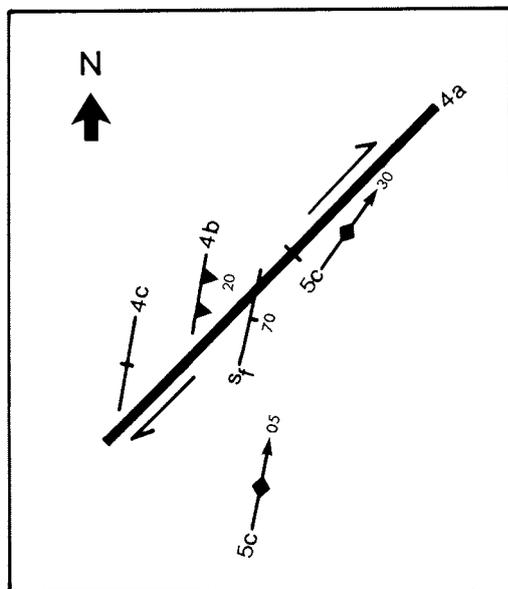


Abb. II.-62: Zusammenfassung der wichtigsten strukturellen Elemente. Nummerierung der Scherzonen und Falzentypen entspricht denen der Zusammenfassung (II 9).

II 10. Zusammenfassende Interpretation der strukturgeologischen Beobachtungen

Die Basementgesteine der Heimefrontfjella setzen sich größtenteils aus einer unter amphibolitfaziellen Bedingungen deformierten vulkano-sedimentären Gesteinsabfolge mit syn- bis posttektonisch intrudierten leukokraten Plutoniten zusammen. Dem amphibolitfaziell geprägten Gebiet ist im NW ein granulitfazieller Basementkomplex vorgeklagert, der in Mannefallknäusane und S-Tottanfjella aufgeschlossen ist. Die granulitfaziell geprägten Bereiche werden durch eine breite steilstehende NE-streichende Scherzone mit dextralem Bewegungssinn von den amphibolitfaziell geprägten Gesteinen getrennt. U/Pb-Zirkonalter haben für beide Gebiete Alter zwischen ca. 1000 und 1200 Ma ergeben (ARNDT et al. in Vorb.). In diese Altersgruppe fällt auch das Alter eines posttektonisch intrudierten Pegmatits und das eines nahezu undeformierten Granodiorits. Hieraus ist zu schließen, daß die wesentliche metamorphe Prägung der Heimefrontfjella zwischen 1000 und 1200 Ma stattgefunden hat. Nach WEBER et al. (1990) und ARNDT et al. (in Vorb.) läßt sich diese Orogen mit dem gleichaltrigen Namaqua-Natal Belt in Südafrika korrelieren.

Aus den in Kap. II dokumentierten Geländebefunden, petrographisch- mikrostrukturellen Beobachtungen und geochronologischen Ergebnissen wird im folgenden ein strukturgeologisches Modell entwickelt. Die wichtigsten Geländebefunde wurden im Kap. II 9 noch einmal zusammengefaßt. Eine weitere Zusammenfassung dieser Daten ist in Form eines Blockbildes in Abb. II.-64 dargestellt.

Die strukturgeologischen Untersuchungen haben gezeigt, daß fast alle Strukturen einem einphasigen Deformationsereignis zugeordnet werden können. Dabei lassen sich früh entstandene Strukturen, die vermutlich mit einem Deckenbau assoziiert sind (D_1) von solchen unterscheiden, die auf ein späteres Kollisions- bzw. Transpressionereignis hindeuten (D_2).

II 11.1 Deckenbau (D_1)

Die ältesten Strukturen in den Kottasbergen sind mit einem NE-vergenten Falten- und Schuppenbau assoziiert (Abb. II.-63). Es kann vermutet werden, daß dieser Falten- und Schuppenbau das Merkmal eines im Aufschlußmaßstab nicht zu beobachtenden NE-gerichteten Deckenbaus ist. Im zentralen Teil der Heimefrontfjella sind 'sheath folds' und ein isoklinaler Faltenbau mit flachliegenden FAF die ältesten erkennbaren Strukturen. Ihre Orientierung deutet ebenfalls auf ein NE-SW gerichtetes Spannungsfeld hin.

Indirekte Rückschlüsse für einen Deckenbau lassen sich aus den Ergebnissen der Apatit-Spaltspurenuntersuchungen ableiten (Kap. IV). Diese haben gezeigt, daß sich zwischen den Orthogneisen im NW-Teil des amphibolitfaziell geprägten Gebietes und der sich im SE anschließenden vulkano-sedimentären Abfolge, eine NE-streichende Störung mit einem vertikalen Verwerfungsbetrag von ca. 3 km befinden muß. Durch diese Störung sind höhermetamorphe Gesteine, die im SE anstehen, neben niedrigermetamorphe Gesteinseinheiten abgeschoben worden, obwohl man eigentlich erwarten würde, daß durch eine Abschiebung niedriger metamorphe Gesteine in das heutige Ansnchnittsniveau gelangt sein sollten. Hieraus läßt sich ableiten, daß die höhermeta

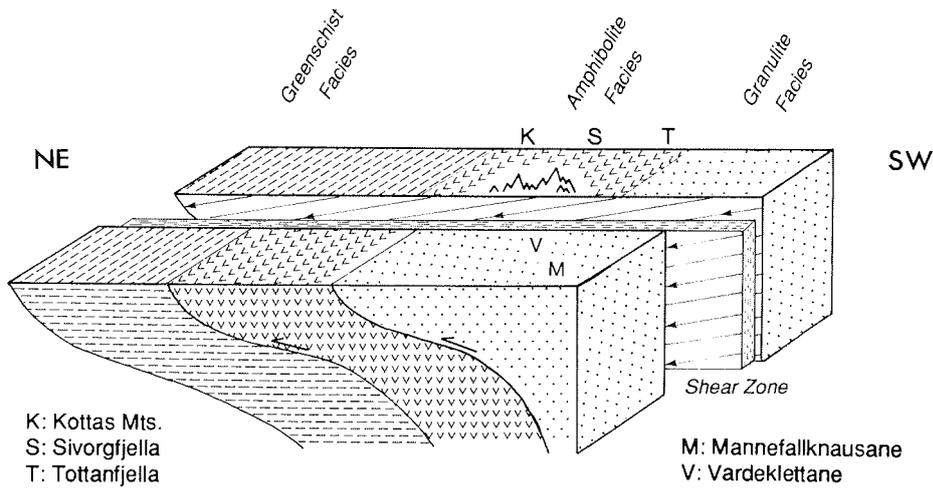


Abb. II.-63: Das in Abb. II.-64 dargestellte tektonische Modell setzt eine tektonische Stapelung während D_1 voraus, die aber im Bereich der Heimefrontfjella nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte, jedoch in Anlehnung an Modelle aus dem kibarischen Namaqua-Natal Belt in Südafrika sinnvoll erscheint.

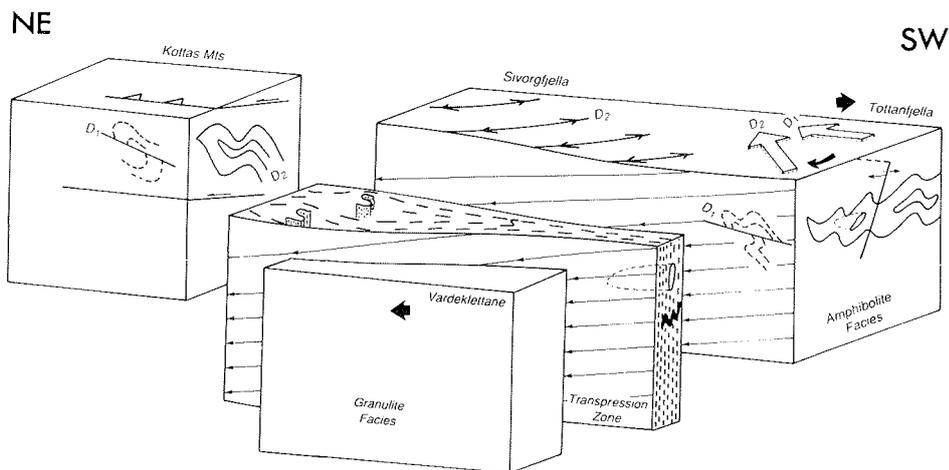


Abb. II.-64: Tektonisches Blockbild des Heimefrontfjella-Orogens, das während einer kibarischen Gebirgsbildung entstanden ist. Während D_1 kommt es zur Anlage eines jetzt NE-vergenten Falten- und Schuppenbaus, der in Sivorgfjella mit der Ausbildung von 'sheath folds' und Isoklinalfalten assoziiert ist. An einer hochtemperierten Transpressionszone wird granulitfazielles Basement neben amphibolitfazielles geschoben. Damit ist eine sinistrale Rotation der durch die Scherzone getrennten Krustenfragmente um ca. 20 - 40° verbunden. D_2 -Falten mit NNE-SSW streichenden Faltenachsen überprägen D_1 -Strukturen.

morphen Gesteine möglicherweise durch eine Deckentektonik während D_1 in ein höheres Krustenstockwerk gelangt sind.

Die eingehende petrologische Bearbeitung durch SCHULZE (in Vorb.) könnte weitere wichtige Hinweise für eine NE-gerichtete tektonische Stapelung liefern.

In diesem Zusammenhang ist der Vergleich zum gleichaltrigen Namaqua-Natal Belt in Südafrika interessant. Nach THOMAS (1989a, 1989b) repräsentiert der Namaqua-Natal Belt einen teilweise erodierten Deckenstapel. Die Deckengrenzen fallen flach nach S ein. Das heutige Aufschlußniveau zeigt granulitfazielle Gesteine im S, amphibolitfazielle Gesteine im zentralen und grünschieferfazielle Gesteine im nördlichen Teil des Orogens. Eine ähnliche tektonische Stapelung unterschiedlicher Krustensegmente wäre für den Bereich der Heimefrontfjella denkbar (Abb. II.-63). Der amphibolitfaziell geprägte Bereich der Heimefrontfjella würde den zentralen Teil repräsentieren. Die granulitfaziellen Gesteine von *Vardeklettane* und *Mannefallknausane* wären als die südlichen Äquivalente zu betrachten, die durch die dextrale Scherzone neben das amphibolitfazielle Terrain verschoben wurden. Der nördliche Teil (grünschieferfaziell) dieses Orogens ist im Bereich der Heimefrontfjella nicht aufgeschlossen.

II 11.2 Kollisions- bzw. Transpressionsstadium (D_2)

Das Kollisions- bzw. Transpressionsstadium ist mit der Anlage einer jetzt NE-streichenden, breiten, steilstehenden, dextralen und hochtemperierten mylonitischen Scherzone assoziiert. Diese Scherzone ist in einem Winkel zum regionalen Spannungsfeld orientiert.

Das Spannungsfeld ist während D_2 E-W bzw. ESE-WNW gerichtet. Dies wird durch folgende Strukturelemente belegt (s.a. Abb. II.-62):

- Typ 4b-Mylonite fallen nach ESE ein und sind nicht überfaltet; der Bewegungssinn ist aufschiebend nach ENE.
- Typ 4c-Scherzonen stehen steil und Streichen NNE. An ihnen wird der W-Block gegenüber der östlichen Scholle abgeschoben.
- In einem großem Abstand zur Scherzonen überwiegen Falten mit NNE-streichenden Faltenachsen.
- Die Mylonite der breiten NE-streichenden Scherzone werden von einer NNE-streichenden Schieferung überprägt.

Die Anlage der NE-streichenden Scherzone ist vermutlich ein relativ frühes Ereignis, denn sie wird von verschiedenen Falten-generationen und einer Schieferung überprägt. Die mylonitischen s-Flächen sind besonders in Tottanfjella synmylonitisch steilachsig verfaltet, wobei diese Fältelung zusammen mit anderen Schersinnindikatoren einen dextralen Schersinn indiziert. Im Bereich von Sivorgfjella werden die Mylonite überwiegend von Falten mit flach nach NE einfallenden Faltenachsen überfaltet, wobei die Faltenachsenflächen häufig wieder von dextralen Scherzonen abgeschnitten werden (Abb. II.-43). Im zentralen Teil der Sivorgfjella ist es dabei in einer ca. 100 m breiten Zone zu einer tektonischen Melange von Myloniten, überfalteten Myloniten, myloniti-

sierten verfalteten Myloniten und komplexeren Strukturen gekommen. Dies deutet darauf hin, daß die Scherzone nicht einfach eine hochtemperierte Seitenverschiebung ist, sondern ebenfalls mit einer kompressiven Komponente assoziiert ist und damit eine Transpressionszone ist. Dies folgt außerdem aus der Überlegung, daß das regionale Spannungsfeld während D2 E-W gerichtet war. Das flach bis mittelsteil nach NE einfallende mylonitische Streckungslinear deutet außerdem darauf hin, daß der NW-Block relativ zum SE-Block nicht nur dextral verschoben, sondern auch abgeschoben wird (Abb. II.-64).

Steilachsige verfaltete Bereiche treten nur im Bereich der Scherzone auf. Die besonders in N-Sivorgfjella auftretenden Bereiche mit Schlingentektonik sind als die schwächer deformierten Bereiche innerhalb der hier stark aufgefächerten Scherzone anzusehen, deren steile Faltenachsen vermutlich im Verlauf dextraler Scherung angelegt wurden (Abb. II.-64). Die Typ 4a-Mylonite sind z.T. syn- bis postmylonitisch steilachsige verfaltete. Auch in diesem Fall indizieren die steilstehenden Faltenachsen einen Zeitpunkt relativ geringer Deformation. Möglicherweise werden viele Falten innerhalb der steilstehenden Scherzone steilachsige angelegt, entwickeln sich bei zunehmender Deformation zu nichtzylindrischen Falten und schließlich zu 'sheath folds', deren Faltenachsen die Richtung der Scherung anzeigen. Bei weiterer Einengung werden die 'sheath folds' um subparallel zur mylonitischen Streckungslineation orientierte Faltenachsen überfaltet.

Ein weiterer großräumiger struktureller Zusammenhang zwischen der Scherzone und dem Nebengestein läßt sich bei den Orientierungen der Faltenachsen bei Annäherung an die Scherzone feststellen. Bereiche, die weit von der Scherzone entfernt liegen, weisen sehr flach nach N oder NNE einfallende Faltenachsen auf (*Ristinghortane, Lidkvarvet*). Bei der Annäherung an die Scherzone ändert sich der Faltenrend jedoch kontinuierlich zu nordöstlichen Richtungen und geringfügig größeren Einfallwinkeln (s.a. Abb. II.-62), als Folge einer dextralen Abweichung des Spannungsfeldes im Bereich der breiten dextralen Scherzone.

Die fortschreitende Transpression führt vermutlich zur kontinuierlichen Krustenverdickung und anschließend zur Rückfaltung der Isoklinalfalten. Diese SE-vergente Rückfaltung prägt besonders das Gebiet von S-Sivorgfjella (Abb. II.-50).

II 11.3 Spekulationen über ein tektonisches Modell

Die steilstehende Scherzone streicht NE-SW, also parallel zur Einengungsrichtung der ersten Deformationsphase, die in Sivorgfjella mit der Ausbildung von 'sheath folds' und Isoklinalfalten einhergeht. Auch in der mylonitischen Scherzone treten 'sheath folds' auf. Da die Scherzone außerdem parallel zur Einengungsrichtung von D_1 orientiert ist, muß man sich fragen, ob nicht die Scherzone bereits während D_1 angelegt wurde und ob sich nicht alle Strukturen von D_2 aus D_1 entwickelt haben. Ein entsprechendes Modell ist in Abb. II.-65 dargestellt.

Das Modell zeigt, daß nahezu alle beobachteten Strukturen in ein einphasiges Deformationsereignis eingefügt werden können (Abb. II.-64a+b). Dem Modell liegt eine W-E

orientierte Einengungsrichtung zugrunde. In der frühen Deformationsgeschichte kommt es zu einer E-gerichteten tektonischen Stapelung (Abb. II.-65a). Diesem Ereignis schließt sich die Anlage einer subparallel zur Einengungsrichtung orientierten steilstehenden Scherzone an, an der die alten Deformationsstrukturen dextral versetzt werden. Bei fortschreitender Einengung rotieren die beiden durch die Scherzone getrennten Fragmente in sinistraler Richtung um ca. 20-40°. Durch diese Rotation zeigt der alte E-vergente Falten- und Schuppenbau (D_1) jetzt eine NE-vergente Richtung an (Abb. II.-65/2) und granulitfaziale Gesteine werden entlang einer dextralen Transpressionszone (Typ. 4a) neben amphibolitfaziale geschoben. Im Bereich der dextralen Scherzone führt der finite strain zu einer Einregelung der Faltenachsen in die Scherzone (NE-streichende Faltenachsen). Bei fortschreitender Einengung werden die alten Gefüge von jüngeren Falten mit NNE-SSW streichenden Faltenachsen überprägt. Die jüngeren Falten (Typ 5b) sind mit flach nach E einfallenden Mylonitzonen assoziiert (Abb. II.-64b), an denen die Hangendscholle auf die nordwestlich der Scherzone gelegene Scholle überschoben wird (Typ 4b). Die steilstehenden Typ 4c Mylonite könnten das steilstehende Äquivalent der Typ 4b Mylonite sein. Der Schersinn ist der gleiche. An ihnen wird der W-Block gegenüber dem E-Block abgeschoben.

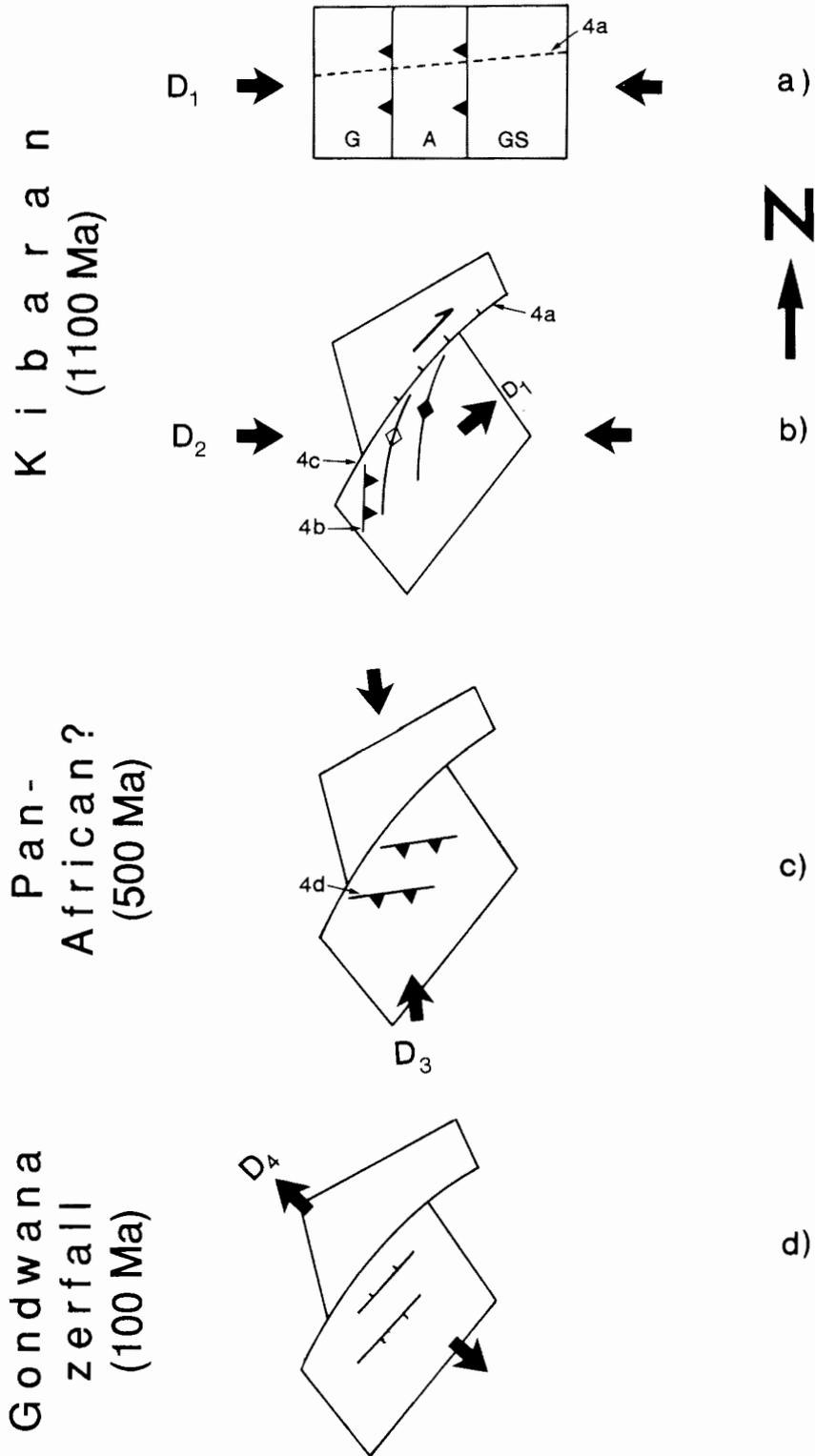
Die LT-mylonitischen bis kataklastischen Scherzonen mit NNW-gerichtetem Schersinn (Typ 4d) können nicht ohne weiteres in dieses Modell eingefügt werden. Sie indizieren möglicherweise ein späteres tektonisches Ereignis (D_3). Es kann nur vermutet werden, daß sie möglicherweise mit der pan-afrikanischen Überprägung assoziiert sind (vgl. Kap. III).

Die jüngsten Strukturelemente sind NE-streichende, steilstehende Störung, die in der mittleren Kreide zu einer ausgeprägten Blocktektonik führten (D_4), (s. Kap IV).

Abb. II.-65: Strukturelle Entwicklung der Heimefrontfjella; Nummerierung der strukturellen Elemente entspricht denen der Zusammenfassung in Kap. II 9: a) Während D_1 kommt es zu einem E-gerichteten Deckenbau und damit zu einer inversen metamorphen Stapelung (G: Granulit Fazies, A: Amphibolit Fazies, GS: Grünschiefer Fazies) sowie zur Anlage einer steilstehenden Scherzone (gestrichelt); b) Bei fortschreitender Einengung kommt es zur sinistralen Rotation der beiden von der Scherzone getrennten Krustenfragmente, wobei Falten mit NNE-streichenden Faltenachsen, NNE-streichende Scherzonen (4b) mit WNW-gerichtetem Bewegungssinn der Hangendscholle sowie eine steilstehende NNE-streichende Schieferung entstehen (D_2). Im Bereich der dextralen Scherzone führt der finite strain zu einer Einregelung der Faltenachsen in die Scherzone, weshalb die Falten dort NE-streichen; c) Junge NNW-gerichtete LT-mylonitische bis kataklastische Scherzonen (D_3) sind möglicherweise einem späteren tektonischen Ereignis zuzuschreiben; d) Die jüngsten Elemente sind steilstehende NE-streichende Störungen, die während einer intensiven Blocktektonik in der mittleren Kreide entstehen und mit dem Gondwanazerfall korreliert werden können.

Abb. II.-65:

↳ Abbildungstext



III K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen

In diesem Kapitel werden kurz die Grundzüge für die geochronologische Altersdatierung mit der K/Ar- sowie der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode dargestellt. Für ausführlichere Beschreibungen wird auf DALRYMPLE & LAMPHERE (1969), DALLMEYER (1979), HUNZIKER (1979) und FAURE (1990) verwiesen. Die Möglichkeiten und Grenzen ihrer geologischen Anwendungsgebiete werden angeschnitten und die Ergebnisse auf der Basis der in Kapitel II dokumentierten strukturellen und petrographischen Ergebnisse diskutiert. Die K/Ar-Datierungen wurden am Göttinger K/Ar-Labor durchgeführt. Für die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen fand sich als Beitrag zur Kooperation in der Antarktis die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover bereit.

III 1. Die K/Ar-Methode

Die K/Ar-Methode macht sich den radiogenen Zerfall von ^{40}K zu ^{40}Ar zunutze. Bei bekannter Zerfallskonstante kann dann durch die quantitative Bestimmung von Mutter- und Tochterisotop ein Alter berechnet werden, unter der Voraussetzung, daß das System bei '0' anfing, also kein 'Excessargon' enthält, und daß es konservativ ist; das soll heißen, daß es außer dem radioaktiven Zerfall keine Gewinne oder Verluste des Kaliums und/oder Argons erfährt.

Das radiogene ^{40}K macht nur 0,01167 % des Gesamtkaliums aus, welches sich außerdem aus den K-Isotopen ^{39}K und ^{41}K zusammensetzt (STEIGER & JÄGER 1977). Von diesen 0,01167 % zerfallen wiederum nur ca. 11 % durch Elektroneneinfang zu ^{40}Ar , aber ca. 88,8 % zu ^{40}Ca (s. Zerfallsschema, Abb. III.-1). Diese geringen Konzentrationen stellen bei der Bestimmung von Mutter- und Tochterisotop hohe Anforderungen an die quantitative Analytik.

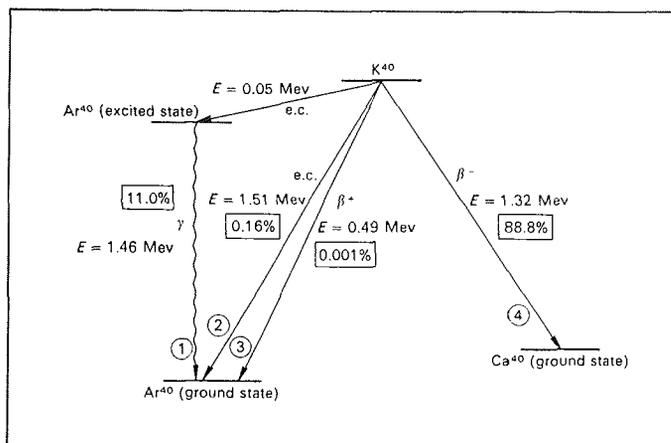


Abb. III.-1: Zerfallsschema von ^{40}K ; 1: Elektroneneinfang mit γ -Strahlung, 2: Elektroneneinfang ohne γ -Strahlung, 3: Positronen-Emission, 4: Elektronen-Emission; aus DALRYMPLE & LANPHERE (1969).

In der Altersgleichung muß der duale Zerfall von ^{40}K zu ^{40}Ar und ^{40}Ca berücksichtigt werden. Die K/Ar-Altergleichung lautet dann:

$$t = 1/\lambda \ln(1 + \lambda^{40}\text{Ar}^*/\lambda_e^{40}\text{K})$$

($^{40}\text{Ar}^*$ =radiogenes ^{40}Ar)

$$\lambda = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1} \text{ (Gesamtzerfallskonstante)}$$
$$\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1} \text{ (Zerfallskonstante von } ^{40}\text{K zu } ^{40}\text{Ar)}$$

Sind die Zerfallskonstanten bekannt, reduziert sich die Datierung auf die quantitative Bestimmung von K und Ar^* .

Das Kalium kann flammenphotometrisch, mit der AAS, der RFA oder der Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt werden. Am Göttinger K/Ar-Labor wurde das Kalium mit einer AAS vom Typ PERKIN ELMER 400 in Emissionsbetrieb bestimmt. Dazu werden 2 x 50 mg (Doppelbestimmung) des Probenmaterial mit einem HF, HClO_4 -Vollaufschluß in Lösung gebracht (s. a. HERRMANN 1975). Als Standard wird der Biotit HD-B1 verwendet, für den ein K_2O -Wert von 9,621 Gew.% angenommen wird (FUHRMANN et al. 1987). Die gemessenen K_2O -Werte werden nach dem Standard korrigiert.

Das $^{40}\text{Ar}^*$ wird massenspektrometrisch bestimmt. Dabei werden je nach vermutetem Alter einer Probe ca. 8 bis 100 mg Probensubstanz eingewogen. Die Messung erfolgt im Ultrahochvakuum bei $< 10^{-7}$ mbar. Hierzu wird die Probe zunächst mittels eines Induktionsofens bei Temperaturen von bis zu 2000°C durch Aufschmelzen vollständig entgast. Diesem Gas wird durch eine Dosierpipette ein hochreiner ^{38}Ar -Spike zugesetzt (SCHUMACHER 1975). Das Gas wird anschließend über eine Kühlfalle, Titanschwämme und SORB-ACs von Nicht-Edelgasen gereinigt, bevor es zur massenspektrometrischen Analyse gelangt. Aus den gemessenen Intensitäten der verschiedenen Ar-Isotope werden Isotopenverhältnisse berechnet, mit denen unter Berücksichtigung der Spikedosis sowie einer Luftkorrektur das $^{40}\text{Ar}^*$ bestimmt werden kann. Für das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Isotopenverhältnis der Luft wurde ein Wert von 298,7 ermittelt (WEMMER in Vorb.). Das Massenspektrometer des Göttinger K/Ar-Labors sowie die Meßbedingungen, durchgeführten Korrekturen und Fehlerbetrachtungen werden ausführlich in WEMMER (in Vorb.) beschrieben. Danach beträgt der Fehler der mit der Ar-Isotopenanalyse einhergeht $< 1\%$.

III 2. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode

Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode ist eine Variation der K/Ar-Methode. Die wesentlichen Unterschiede gegenüber der K/Ar-Methode bestehen darin, daß die K-Bestimmung in eine Bestimmung des Argonisotops ^{39}Ar überführt wird. Das bedeutet, daß radiogenes Argon und Kalium gemeinsam in ein und der selben Isotopenanalyse bestimmt werden können. Dies ermöglicht, daß anstatt einer Totalanalyse die Bestimmung durch schrittweises Entgasen unter zunehmenden Entgasungstemperaturen durchgeführt werden kann. Dadurch lassen sich Proben, die nach ihrer Kristallisation einen Teil ihres radio-genen Argons verloren haben von solchen unterscheiden, die seit ihrer Kristallisation

ein geschlossenes System für K und Ar gebildet haben. Außerdem können Proben identifiziert werden, die durch Überschußargon ein falsches konventionelles K/Ar-Alter liefern.

Bei der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode wird das K indirekt bestimmt. Dazu wird das Probenmaterial in einem Reaktor mit schnellen Neutronen (ca. $3 \cdot 10^{17}$ Neutronen/cm²) bestrahlt, wobei eine von der Neutronendosis abhängige Teilmenge von ^{39}K (93,25810 % des Gesamtkaliums) zu ^{39}Ar zerfällt. Der Vorteil gegenüber der konventionellen K/Ar-Methode besteht darin, daß jetzt die Analyse von Tochter- und Mutterisotop in nur einem Analysendurchgang am selben Aliquot massenspektrometrisch durchgeführt werden kann, so daß im Prinzip sehr kleine und nicht notwendigerweise repräsentative Proben benutzt werden können. Auf der anderen Seite bringt die Bestrahlung der Probe neue Probleme mit sich. Die Bestimmung der Neutronendosis muß sehr genau sein, weshalb der Wahl des Reaktors eine entscheidende Rolle zukommt. Der Umwandlungsgrad, die Qualität der Bestrahlung und die in der Probenkammer auftretenden Abschirmeffekte der Proben untereinander müssen mit Hilfe vieler Standards überprüft und quantifiziert werden. Für eine ausführlichere Beschreibung der Grundlagen zur massenspektrometrischen Ar-Analytik, der durchzuführenden Korrekturen und einiger Beispiele sei auf DALLMEYER (1979) verwiesen.

Der zweite und wesentlichere Vorteil der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode gegenüber der konventionellen K/Ar-Methode basiert auf der Möglichkeit, aus einer Probe schrittweise das Ar-Gas auszutreiben und zu messen. Für jeden Temperaturschritt läßt sich dann ein Datum berechnen. Diese Daten werden üblicherweise in Abhängigkeit des akkumulativ freierwerdenden ^{39}Ar in Form sogenannter 'Alterspektren' dargestellt. Wenn eine Probe seit der Kristallisation ein geschlossenes System gegenüber K und Ar gebildet hat, dann ergibt sich für jeden Ausheizschritt das gleiche Datum und das Alterspektrum hat die Form eines Plateaus (s.a. Ergebnisse). Hat eine Probe jedoch eine geologische Überprägung erfahren, so ergeben sich komplexere Spektren, die die unterschiedlichsten Verläufe haben können (s. a. DALLMEYER 1979; Ergebnisse).

Die Proben J 7.2./7 und J 1.2./9 der Ar-Ar Serie 21 wurden in der Position I3 des Reaktors des Forschungsreaktors Geesthacht (FRG) II bestrahlt. Die Proben PvU (100-200) und PvU (300-400) der Serie 26 wurden in der Position 34 des FRG I bestrahlt.

Die Analysendaten sind in Tab. A1 im Anhang aufgeführt. Analytische Details geben BRÖCKER et al. (in Vorb.). An der BGR wird für den Standard Glaukonit GL-0 ein um 1 % jüngeres K/Ar-Datum bestimmt als der Mittelwert der Zusammenstellung von ODIN (1982).

III 3. Die Interpretation von K/Ar-Altern

K/Ar-Daten grober Fraktionen von Muskovit und Biotit aus regionalmetamorphen Gebieten zeigen häufig systematische Unterschiede, wobei Muskovit meistens geringfügig höhere Daten als Biotit aufweist. Diese systematischen Unterschiede werden in der Regel auf unterschiedliche Schließungstemperaturen der verschiedenen Minerale zurückgeführt. Als Schließungstemperatur wird die Temperatur verstanden, unterhalb

der das jeweilige Mineral ein geschlossenes System für K und Ar bildet. Nach PURDY & JÄGER (1976) beträgt die Schließungstemperatur für Muskovit $350 \pm 50^\circ\text{C}$ und für Biotit $300 \pm 50^\circ\text{C}$. Mit grobkörnigen Muskoviten und Biotiten aus kristallinen Gesteinen regionalmetamorpher Gebiete wird demzufolge das Unterschreiten der 350- bzw. 300°C -Isotherme des retrograden Metamorphosepfades datiert, wenn nicht ein weiteres thermisches Ereignis das K/Ar-System gestört hat. Diese Daten werden als Abkühlungsalter bezeichnet (ARMSTRONG et al. 1966; PURDY & JÄGER 1976; WAGNER et al. 1977).

Niedrigtemperierte tektonische Ereignisse gehen häufig mit der Neubildung und Rekristallisation von Hellglimmer und/oder Serizit einher. Hat die Temperatur während und nach der Deformation die Schließungstemperatur für Hellglimmer nicht oder nur kurzfristig überschritten, dann kann an Feinfraktionen das Bildungs- bzw. Rekristallisationsalter für Hellglimmer bzw. Serizit bestimmt werden. Dieses Alter bietet meistens eine gute Näherung für das wahre Deformationsalter (AHRENDT et al. 1977, 1978, 1983; WEMMER in Vorb.).

III 4. Probenaufbereitung

Zur Glimmerseparation wurden in verschiedenen Aufbereitungsgängen unterschiedliche Aufbereitungsmethoden ausprobiert. Die einfachste und effektivste Methode für die hier bearbeiteten Proben (Augengneise, Mylonite, Paragneise, Charnockite) wird kurz beschrieben. Um grobe Glimmerfraktionen anzureichern, wurden zwischen 1 und 5 kg glimmerreiches Probenmaterial aufbereitet:

1. Probe reinigen
2. Probenmaterial im STURTEVANT-Backenbrecher grob, danach fein brechen
3. Sieben; Fraktion > 1 mm noch einmal fein brechen
4. Glimmer im Micajet (HORSTMANN 1987) anreichern
5. Weitere Konzentration mit FRANTZ-Magnetscheider
6. Entfernen von Verwitterungskrusten und Einschlüssen durch Ausreiben mit Alkohol in einem Porzellanmörser
7. Verbliebene Verunreinigungen unter dem Binokular auslesen

Die sehr dichten granulitfaziellen Gesteine wurden nach dem Brechen außerdem in einer SIEBTECHNIK-Scheibenschwingmühle 20 Sekunden lang gemahlen. Bei den amphibolitfaziellen Augengneisen, Paragneisen und Myloniten war das feine Brechen meistens ausreichend.

Proben, von denen Feinfraktionen ($< 2 \mu\text{m}$) abgetrennt werden sollten, wurden ebenfalls zunächst gebrochen, dann in einer Scheibenschwingmühle 20 Sekunden lang gemahlen. Von ca. 15 g der Siebfraktion $< 63 \mu\text{m}$ wurde sodann die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ mit dem ATTERBERG-Verfahren (s. MÜLLER 1964) separiert.

III 5. Ergebnisse der K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen

III 5.1 Einleitung

Die U/Pb-Datierungen an Zirkonen aus syntektonischen Orthogesteinen der Heimefrontfjella haben gezeigt, daß die wesentliche metamorphe Prägung dieses Gebirges während einer kibarischen Deformationsphase im Zeitraum zwischen ca. 1000 und 1200 Ma stattfand (ARNDT et al. 1991). Die jüngsten Alter von ca. 1040 Ma haben Zirkone aus einem spätektonischer Pegmatit (Abb. II.-2) und aus einem nahezu undeformierter Granodiorit ergeben. Der Pegmatit wird von einer flach nach SE einfallenden mylonitischen Scherzone mit NNW-gerichtetem Bewegungssinn versetzt. Von ARNDT et al. (1987) wurde vermutet, daß diese Scherzonen einem späteren, vermutlich pan-afrikanischen Deformationsereignis zuzuordnen sind. Mit Hilfe der K/Ar-Datierung von Feinfraktionen sollte versucht werden diese Hypothese zu belegen.

Weiterhin stellte sich die Frage nach dem Alter der steilstehenden Scherzone im mittleren und südlichen Teil der Heimefrontfjella. K/Ar und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung an Myloniten und ihren Nebengesteinen sollten einen Hinweis dafür liefern, ob die Entstehung der Scherzone dem kibarischen Deformationsereignis zuzuordnen ist, oder ob diese während eines zweiten jüngeren Ereignisses angelegt wurde.

Die mikroskopischen Untersuchungen haben gezeigt, daß die Mylonite in der steilstehenden Scherzone bei hohen Temperaturen von ca. 500°C gebildet wurden. Feldspat ist intensiv rekristallisiert und zeigt bereichsweise Erholungsgefüge. Muskovit und Biotit sind ebenfalls rekristallisiert. Die Datierung erfolgte an synmylonitisch rekristallisiertem Muskovit und Biotit. Diese Daten wurden mit denen aus dem nichtmylonitischen Nebengestein verglichen. Aufgrund des hochtemperierten Charakters der Scherzone sind im folgenden sowohl die Daten der Proben aus der Scherzone als auch der Nebengesteinsproben als Abkühlungsalter zu interpretieren.

Die Ergebnisse sind in Abb. III.-2, Abb. III.-3 sowie tabellarisch mit allen analytischen Werten und den Fehlerangaben in Tab. A1 im Anhang zusammengefaßt.

III 5.2 Mylonite

K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten von 11 Muskovit- und Biotitseparaten von Proben aus verschiedenen mylonitischen Scherzonen der Heimefrontfjella ergaben Muskovitdaten zwischen 478 und 508 Ma und Biotitdaten von 469 bis 499 Ma. Eine Biotitprobe wurde mit 812 Ma datiert. Die Feinfraktionen von zwei sehr feinkörnig rekristallisierten Myloniten ergaben Daten von 470 und 473 Ma.

Das mit 812 Ma älteste Datum zeigt ein ultramylonitischer Augengneis vom Cottontoppen in S-Tottanfjella (W 6.2./4). Dort steht ein Kfsp-Augengneis an, der randlich stark mylonitisiert ist. Die Mylonitisierung geht bis zu dünnplattigen Ultramyloniten. Die mylonitischen s-Flächen fallen steil nach ESE, das mylonitische Strekungslinear steil nach ENE ein. Kfsp ist zumeist kataklastisch zerbrochen. Plag ist

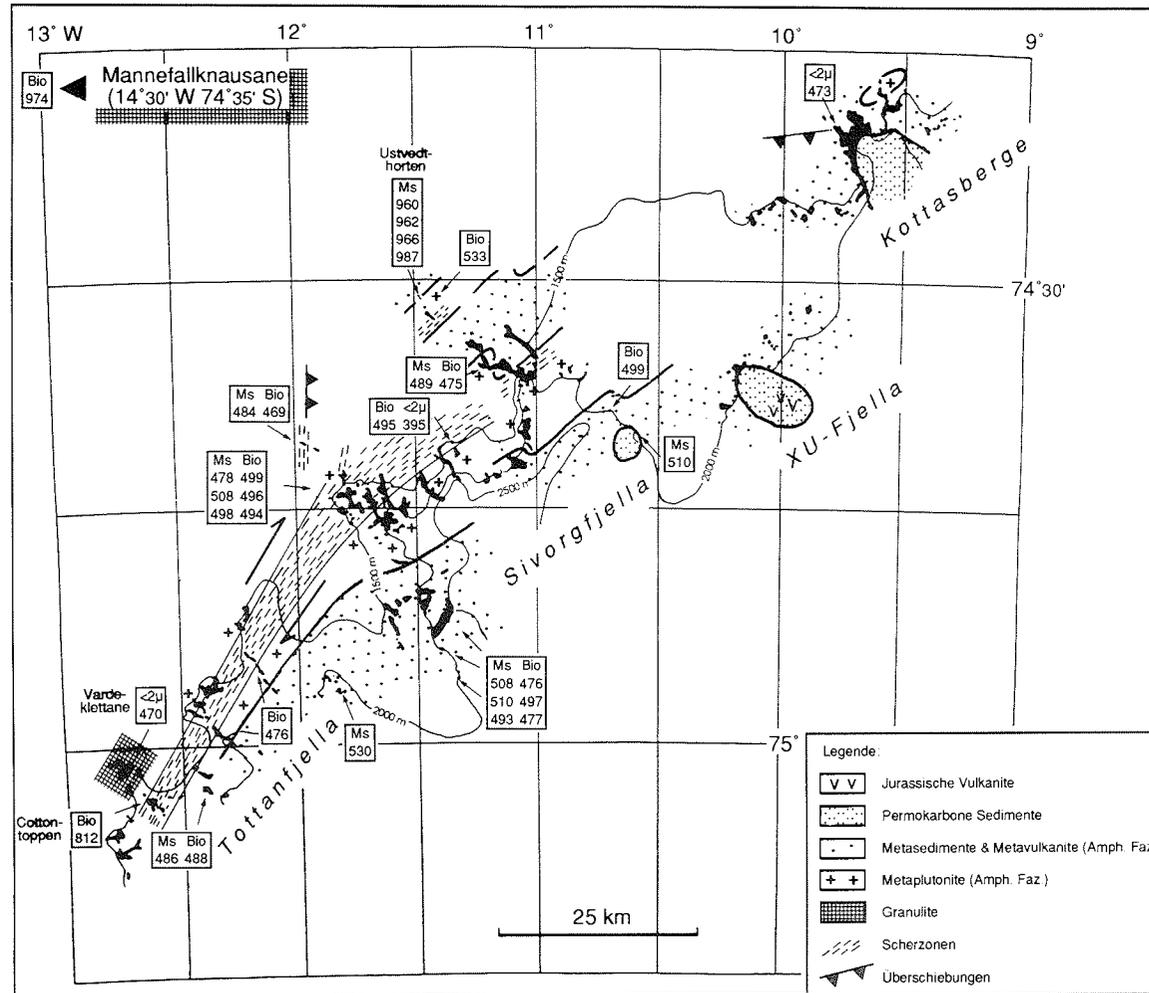
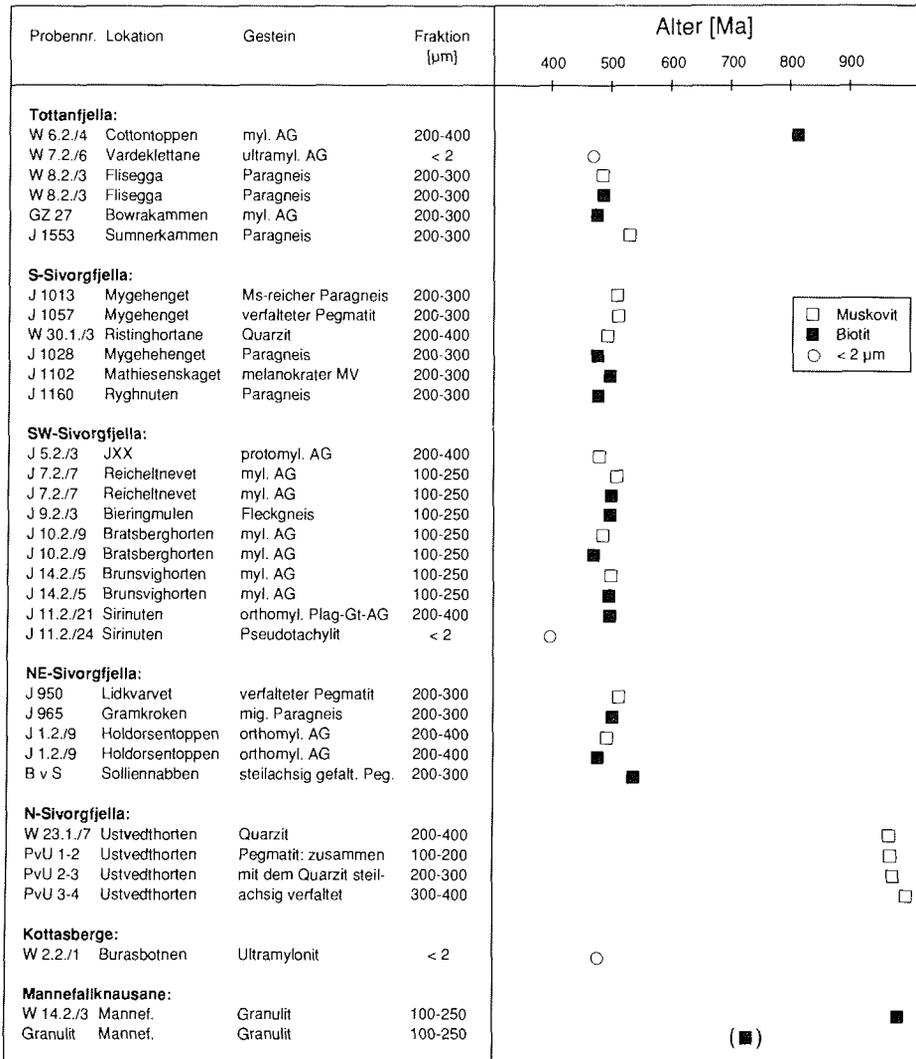


Abb. III.-2: Regionale Verteilung von K/Ar-Daten in der Heimfrontfjella

Abb. III.-3: K/Ar-Daten aus der Heimefrontfjella und Mannefallknausane fallen in zwei Gruppen. Die meisten Daten gruppieren sich um ein Alter von ca. 500 Ma. Muskovit- und Biotitseparate von Proben dreier, weit auseinanderliegender Lokalitäten ergaben Daten zwischen 812 und 987 Ma.



z. T. sehr feinkörnig rekristallisiert, größere Kristalle sind ebenfalls kataklastisch ausgebildet. Es treten zwei Generationen von Biotit auf. Eine ältere reliktsche Biotitgeneration mit Rutil- und Titanitausscheidungen auf den Spaltflächen und an Kornrändern tritt gelegentlich einschlußartig in den Feldspäten auf. Eine jüngere feinkörnigere, rutil- und titanitfreie rekristallisierte Biotitgeneration belegt die mylonitischen s-Flächen. Beide Biotitgenerationen sind grün. Da die ältere Biotitgeneration weniger als 5 % des Gesamtbiotitgehalts ausmacht und außerdem in schwer abtrennbarer Form einschlußartig im Feldspat vorliegt, kann davon ausgegangen werden, daß das vorliegende Biotitseparat ein nahezu reines Separat der jungen Biotitgeneration ist. Das Biotitdatum von 812 Ma wird mit Vorbehalt als Minimalalter der Mylonitisierung interpretiert. Die Überprüfung dieses Datums an vergleichbaren Proben aus der Scherzone und des Nebengesteins in S-Tottanfjell steht noch aus.

Im Hauptmassiv der Sivorgfjella finden sich ausschließlich K/Ar-Daten der jüngeren Altersgruppe mit Werten zwischen 469 und 508 Ma. Diese Mylonite weisen im Gegensatz zu Probe W 6.2./4 ein relativ grobkörniges, getempertes Gefüge auf. Biotit ist braun. An drei Mylonitproben aus Sivorgfjella wurden sowohl konventionelle als auch Ar/Ar-Daten bestimmt. Die Ergebnisse der unterschiedlichen Untersuchungsmethoden sind einander in Tab. III.-1 gegenübergestellt:

Probe	Mineral	Fraktion	K/Ar (Ma)	Ar/Ar (Ma)
J 7.2./7	Ms	160-315 μm	508 \pm 10	494 \pm 5
J 1.2./9	Ms	160-315 μm	489 \pm 10	495 \pm 5
J 10.2./9	Ms	160-315 μm	484 \pm 10	494 \pm 5

Tab. III.-1: Vergleich der K/Ar-Daten aus Göttingen mit den Daten der aufsummierten Peakhöhen der Ar/Ar-Analysen aus Hannover. Fehlerintervalle bedeuten 2σ .

Probe J 7.2./7 stammt aus der steilstehenden, hochtemperierten Mylonitzone in SW-Sivorgfjella (Reicheltnetvet). J 10.2./9 wurde dem relativ flach liegenden Teil der breiten Mylonitzone (Bratsberghorten) entnommen, die hier einen eindeutig nach WNW aufschiebenden Schersinn aufweist. J 1.2./9 ist ein SC-Mylonit aus dem Bereich des Scharffenbergbotnen (Kap. II.2). Bei der Probenauswahl wurde darauf geachtet, daß die Mylonite nicht postmylonitisch überfaltet sind, was in einigen Bereichen der Scherzone der Fall ist (s. a. Kap. II). Alle Mylonite sind hochtemperiert und weisen eine postmylonitische Temperung auf. Die Phyllosilikate sind bereichsweise quergesproßt. Tab. III.-1 zeigt, daß die drei Ar/Ar-Daten in ein sehr enges Altersintervall fallen, während die konventionellen Daten stärker streuen.

Die Altersspektren der Proben J 7.2./7 und J 1.2./9 (Abb. III.-4) weisen Plateaus auf mit $495,5 \pm 4,5$ Ma (MSWD = 1,0) und $494,0 \pm 4,5$ Ma (MSWD = 1,3). Diese Daten entsprechen 97% bzw. 99 % des ausgetriebenen Argons.

Sehr ähnliche K/Ar-Daten ergaben einige weitere Proben aus dem überfalteten Teil der mylonitischen Scherzone (vgl. Tab. A1 im Anhang).

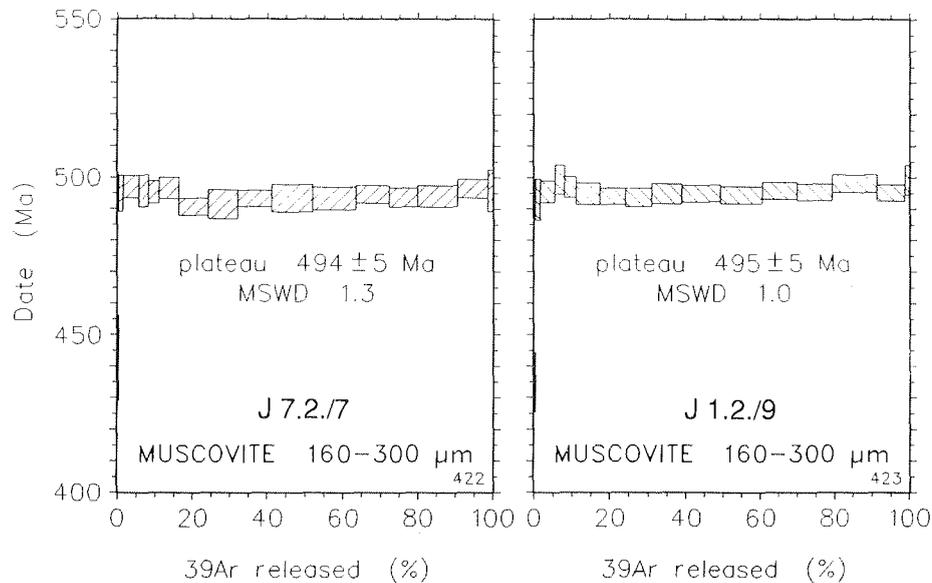


Abb. III.-4: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektren von zwei hochtemperierten mylonitischen Augengneisen von Sivorgfjella: Beide Altersspektren weisen ein nahezu ideales Plateau auf. Die Analysen der einzelnen Stufen sind in Tab. A2 im Anhang aufgelistet.

Von zwei sehr feinkörnig rekristallisierten Myloniten wurden die Feinfraktionen $< 2 \mu\text{m}$ angereichert. Probe W 2.1./1 stammt aus einer flach nach SSE einfallenden Scherzone in den Kottasbergen. Ihr Bewegungssinn ist aufschiebend nach NNW. Diese Scherzone versetzt posttektonische Pegmatite und basische Gänge (Abb. II.-2; vgl. Kap. II.9). Die Feinfraktion ergab ein Datum von 473 Ma. Die zweite Probe (W 7.2./6) wurde aus einer schmalen, steilstehenden Scherzone im Bereich von Vardeklettane genommen. In Vardeklettane stehen granulitfazielle Gesteine an, die vereinzelt von schmalen steilstehenden Scherzonen durchschlagen werden. Die Ultramylonite weisen die mineralogische Zusammensetzung eines Chl-Serizit-Schiefers auf. Die Feinfraktion $< 2 \mu\text{m}$ dieses Ultramylonits ergab ein K/Ar-Datum von 470 Ma.

III 5.3 Nebengestein

Um die K/Ar-Daten aus der Scherzone mit denen des nicht mylonitischen Nebengesteins zu vergleichen, wurden in der gesamten zentralen und südlichen Heimefrontfjella sowie in Mannefallknausane flächendeckend grobkristalline Gesteine beprobt und ihre Muskovit- und Biotitdaten bestimmt.

Die K/Ar-Daten von 19 Muskovit- und Biotitseparaten fallen in zwei Gruppen (Abb. III.-3). 5 Daten fallen in das Intervall zwischen 960 und 987 Ma, die übrigen ergaben Daten zwischen 476 und 533 Ma. Die ältere Gruppe tritt in Mannefallknausane und am Ustvedhorten (NW-Sivorgfjella) auf. In Sivorgfjella und N-Tottanfjella dagegen findet sich ausschließlich die jüngere Altersgruppe (Abb. III.-1).

Liegen von einer Probe sowohl konventionelle Biotit- als auch Muskovitdaten vor, so sind die Biotitdaten bis auf eine Ausnahme zwischen 5 und 15 Ma jünger als die Muskovitdaten.

III 5.3.1 Gruppe mit hohen K/Ar-Daten

Am Ustvedthorten (Proben W 23.1./7; PvU) stehen um steilstehende Faltenachsen verfallene Quarzite an (s. a. Kap. II 2), die eine spättektonische Muskovit- und Orthoklasblastese aufweisen. Die Muskovite sind bis zu 2 cm groß. Ein grobkörniger, Gt-führender Orthoklas-Plag-Ms-Pegmatit ist zusammen mit den Quarziten verfallene. Ein Muskovitseparat aus dem Quarzit (W 23.1./7) ergab ein K/Ar-Datum von 960 Ma. Dieses Datum wurde durch die Datierung des Muskovits aus dem Pegmatit (PvU) überprüft. Zu diesem Zweck wurden drei Muskovitfraktionen der Korngrößen 100-200 μm , 200-300 μm und 300-400 μm aus diesem angereichert. Es ergaben sich in gleicher Reihenfolge Daten von 962, 966 und 987 Ma. Die kleinste und größte Fraktion wurde außerdem noch einmal mit der $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Methode datiert. Für die feinere Fraktion ergab sich aus den Summen der Peakhöhen aller Stufen ein Ar/Ar-Datum von 938 ± 9 , für die gröbere eines von 958 ± 9 Ma. Damit erscheinen diese Daten um bis zu 30 Ma jünger als die konventionellen K/Ar-Daten. Diese Unterschiede könnten auf ein gestörtes K/Ar-System zurückzuführen sein. Hierauf deuten auch die Ar/Ar-Spektren hin (Abb. III.-5). Sie zeigen zu höheren Entgasungstemperaturen steigende Daten. Sichere Anzeichen für Exzessargon fehlen. Der langsame Altersanstieg bei niedrigen Entgasungstemperaturen kann als der Effekt einer partiellen Verjüngung angesehen werden. Aus dem Spektrum der feineren Fraktion läßt sich vermuten, daß die vermutete jüngere Überprägung nicht älter als ca. 620 Ma gewesen ist (Datum der ersten Entgasungsstufe). Der Mittelwert des flachen Teils des Spektrums der groben Fraktion beträgt 965 Ma. Dieses Datum kann als Minimalalter eines ersten Ereignisses gedeutet werden. Das wahre Alter des ersten Ereignisses könnte bei dieser Form des Spektrums ganz wesentlich älter sein.

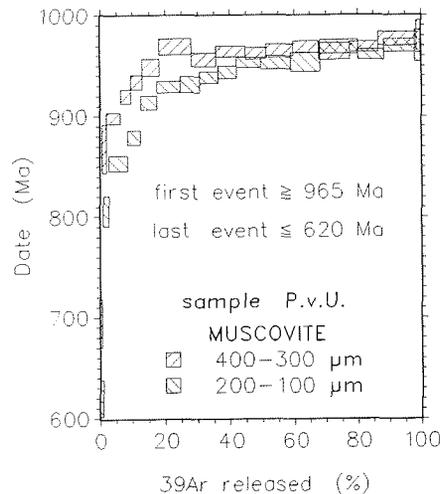


Abb. III.-5: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum von zwei Fraktionen der Probe PvU vom Ustvedthorten. Der langsame Anstieg bei niedrigen Entgasungstemperaturen kann als der Effekt einer partiellen Verjüngung interpretiert werden. Die einzelnen Analysen des schrittweisen Ausheizvorgangs sind in Tab. 2 im Anhang aufgelistet.

Probe W 14.2./3 ist ein Charnockit von Mannefallknausane, einer der Heimefrontfjella 70 km nordwestlich vorgelagerten Nunatakgruppe. Ein Biotitseparat ergab ein K/Ar-Alter von 974 ± 20 Ma. Die Biotite der Charnockite von Mannefallknausane sind einschlußreiche, dunkelbraune Biotite mit zahlreichen Rutil- und Titanitentmischungen. Unter vielen mikroskopisch untersuchten Proben erwies sich lediglich die Probe W 14.2./3 für die K/Ar-Datierung als gut geeignet. Die Biotite der meisten anderen Proben sind stark chloritisiert und deshalb für die K/Ar-Datierung ungeeignet. Das oben genannte Datum sollte an einer weiteren Probe überprüft werden. Hierzu sollte mangels einer weiteren gut geeigneten Probe eine Probe mit teilweise chloritisierten Biotiten herangezogen werden. Die K-Analyse dieser Probe lieferte einen K_2O -Gehalt von nur 0,8 %. Die Probe ergab ein Datum von 720 ± 30 Ma.

III 5.3.2 Gruppe mit niedrigen Altern

Die Altersgruppe von ca. 500 Ma tritt in weiten Gebieten der zentralen und südlichen Heimefrontfjella auf. Um den im allgemeinen sehr ähnlichen petrographischen Charakter des Probenmaterials zu dokumentieren, werden im folgenden drei Proben exemplarisch beschrieben.

Die Probe W 30.1./3 von Ristinghortane (S-Sivorgfjella) ist ein Quarzit, in dem die Muskovite senkrecht zum NNE-streichenden Linear ein rotationales und parallel L ein streng geregeltes Gefüge aufweisen. Eine Metapeliteinschaltung zeigt, daß die Deformation unter PT-Bedingungen stattgefunden hat, bei der Ky und Stau stabil waren. NEUMANN (1990) konnte zeigen, daß die Quarzite eine postdeformative Temperung erfahren haben, der die Anlage von makroskopisch und mikroskopisch häufig nicht sichtbarer Schieferungsflächen folgte. Eine diaphthoritische Überprägung ist nicht erkennbar. Ein Muskovitseparat aus diesem Quarzit ergab ein Datum von 508 ± 10 Ma.

Probe J 1013 ist ein stark deformierter, Muskovit-führender Pegmatitgang, der zusammen mit den Metasedimenten und Metavulkaniten von Mygehenget (S-Sivorgfjella) um NNE-streichende Faltenachsen verfaltet ist. Plagioklas ist rekristallisiert und weist ein grobkörniges Pflastergefüge mit 120° -Winkelkorngrenzen auf (Abb. III.-6). Muskovit ist größtenteils parallel zur Foliation geregelt. Einige Körner sind jedoch auch quersproßt. Ein Muskovitseparat dieses Pegmatits ergab ebenfalls ein Datum von 508 ± 11 Ma.

Probe J 1553 ist ein Paragneis vom Sumnerkammen, der ebenfalls um NNE-streichende Faltenachsen verfaltet ist. Er setzt sich aus Ms, Bio, Kfsp, Plag und Qz zusammen (Abb. III.-7). Ein Muskovitseparat dieses Paragneises ergab ein Datum von 530 ± 13 Ma.

III 5.4 Andere Gesteine

Das jüngste K/Ar-Datum aus der Heimefrontfjella von 395 ± 9 Ma ergab die Feinfraction $< 2 \mu m$ eines Pseudotachylits von Sirinuten (Abb. II.-29).

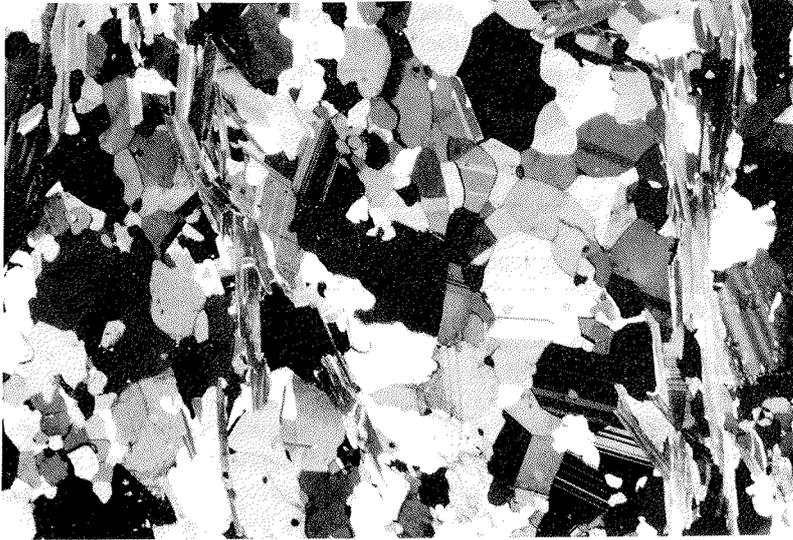


Abb. III.-6: Eingefalteter Pegmatit von *Mygehenget* (J1013): Die Muskovite sind größtenteils s-parallel eingeregelt und weisen keine diaphoritische Überprägung auf. Plagioklas weist ein Pflastergefüge mit geraden Korn- und Subkorn Grenzen sowie 120°-Tripelpunkten auf; lange Bildkante: ca. 4 mm.

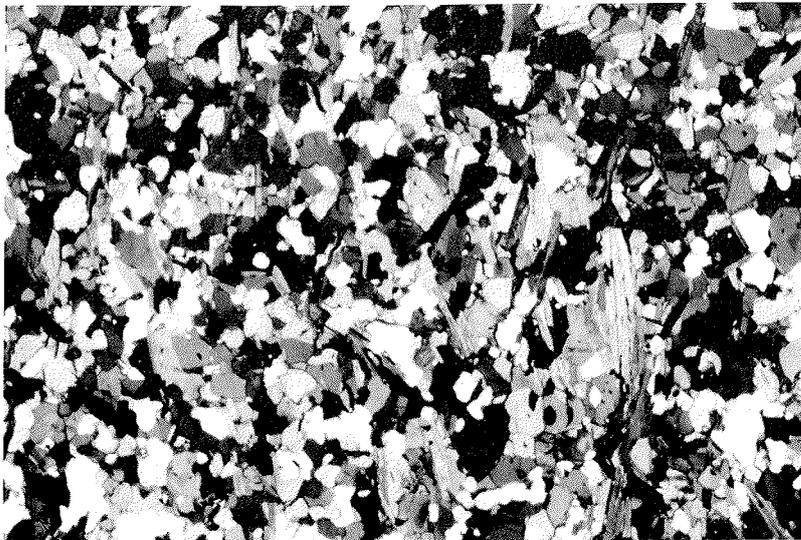


Abb. III.-7: Paragneis vom *Sumnerkammen* (J1553); lange Bildkante: ca. 4 mm.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die an Muskovit und Biotit bestimmten K/Ar-Daten in zwei Altersgruppen fallen. An drei weit auseinanderliegenden und stets am NW-Rand der Heimefrontfjella bzw. in Mannefallknausane gelegenen Lokalitäten treten K/Ar-Daten zwischen 812 und 987 Ma auf. Das niedrigste Alter dieser Altersgruppe ergab mit 812 Ma ein mylonitischer Augengneis in S-Tottanfjella. Die zweite Altersgruppe zeigt Daten zwischen 469 und 533 Ma. Daten dieser Altersgruppe weisen sowohl die Gesteine aus der hochtemperierten mylonitischen Scherzone, als auch das nicht mylonitische Nebengestein auf. Die Daten von Feinfraktionen zweier sehr feinkörnig rekristallisierter Mylonite fallen ebenfalls in die junge Altersgruppe.

III 6. Diskussion der Ergebnisse

Die U/Pb-Zirkonalter von ARNDT et al. (in Vorb.) an syntektonischen Orthogesteinen haben gezeigt, daß die wesentliche metamorphe Prägung der Heimefrontfjella und Mannefallknausanes einer kibarischen Deformationsphase im Zeitraum zwischen ca. 1000 bis 1200 Ma zuzuschreiben ist. Diese Alter haben auch die Datierungen an einem spätektontischen Pegmatit und eines nahezu undeformierten Granodiorits ergeben.

K/Ar- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten aus der Heimefrontfjella und Mannefallknausane fallen in zwei diskrete Gruppen. Die meisten Bereiche weisen K/Ar-Daten von ca. 500 Ma auf. K/Ar-Daten von 812 bis 987 Ma treten an zwei am NW-Rand der Heimefrontfjella gelegenen Lokalitäten sowie in Mannefallknausane auf. An einem hochtemperierten Ultramylonit aus der steilstehenden Scherzone in S-Tottanfjella wurde ein Biotitdatum von 812 Ma ermittelt. Dieses Datum ist als Mindestalter für die Mylonitisierung zu interpretieren. Die steilachsige verfalteten Quarzite und Pegmatite von Ustvedthorten, die eine spätektontische Muskovit- und Orthoklasblastese aufweisen, ergaben Muskovit-Daten von 960 bis 987 Ma. Da ARNDT et al. (in Vorb.) nachgewiesen haben, daß die wesentliche metamorphe Prägung während eines kibarischen Metamorphoseereignisses stattgefunden hat, können die K/Ar-Alter der älteren Altersgruppe als kibarische K/Ar-Abkühlungsalter interpretiert werden, die, wie die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen an den Gesteinen von Ustvedthorten gezeigt haben, durch ein jüngeres Ereignis partiell überprägt worden sind. Diese K/Ar-Alter deuten darauf hin, daß zumindest die Anlage der steilstehenden Scherzone und die steilachsige Verfaltung dem kibarischen Deformationsereignis zuzuschreiben ist.

In den meisten Gebieten der Heimefrontfjella treten jüngere K/Ar-Daten zwischen 469 und 533 Ma auf. Die K/Ar-Daten für Muskovit und Biotit streuen z. T. auch innerhalb gleicher tektonischer Einheiten beträchtlich über das 2σ -Vertrauensintervall hinaus (vgl. Abb. III.-2). Dabei ist kein Trend der Daten zwischen verschiedenen tektonischen Einheiten erkennbar. Diese pan-afrikanischen Alter ergaben u. a. auch Gesteine mit Mineralparagenesen die auf hohe Temperaturen und Drucke hindeuten und denen eine durchgreifende diaphthoritische Überprägung fehlt. Die Beobachtung, daß einerseits spätektontische Intrusiva kibarische U/Pb-Zirkonalter aufweisen und andererseits Gesteine, die unter hohen Temperaturen und Drucken deformiert wurden pan-afrikanische K/Ar-Daten zeigen, ist nur durch ein pan-afrikanisches thermisches

Ereignis erklärbar. Möglicherweise sind die Gebiete mit der Altersgruppe um 500 Ma erst während eines pan-afrikanischen Ereignisses herausgehoben worden, während die Gesteine, die die hohen Alter aufweisen früher herausgehoben wurden und während eines pan-afrikanischen thermischen Ereignisses nur noch geringfügig überprägt wurden.

Gesteine, die pan-afrikanische K/Ar-Abkühlungsalter ergaben, weisen eine Temperaturdominierte, späte Metamorphosephase auf, die zur Temperung des mylonitischen Gefüges und teilweise zur Blastese von Muskovit und Kalifeldspat geführt hat. Demgegenüber weist der Ultramylonit von S-Tottanfjella, der ein Datum von 812 Ma ergab, ein sehr feinkörniges, also nicht getempertes Gefüge auf. Hieraus läßt sich ebenfalls mit Vorbehalt ableiten, daß die Temperung möglicherweise ein pan-afrikanisches Ereignis ist, bzw., daß die Gesteine die ein getempertes Gefüge und junge Daten ergaben erst vor ca. 500 Ma herausgehoben worden sind.

Interessant ist auch der Vergleich zu den nordöstlich der Heimefrontfjella aufgeschlossenen, kibarisch geprägten Nunatakgruppen von Kirwanveggen und Sverdrupfjella (Abb. I.-4). Dort wurden an 13 Biotitseparaten aus amphibolitfaziellen Gneisen Rb/Sr-Daten zwischen 436 und 493 Ma bestimmt (MOYES & Barton 1990; BARTON & MOYES 1990). Außerdem ergaben posttektonische granitische Intrusiva Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen von 519 ± 17 und 556 ± 76 Ma. Nach MOYES & BARTON (1990) geht die Intrusion dieser Magmatite mit einer durchgreifenden radiometrischen Rejuvenation des gesamten Basements einher, ist aber nicht mit einem Deformationsereignis verbunden.

Ein ähnlicher Sachverhalt wird von SACCHI et al. (1984) aus dem Mozambique Belt in SE-Afrika berichtet. Der Mozambique Belt repräsentiert die nördliche Verlängerung des Heimefrontfjella-Kirwanveggen-Sverdrupfjella Belt (WEBER et al. 1990). Nach SACCHI et al. (1984) führt das pan-afrikanische Ereignis im Mozambique Belt zur Intrusion von Graniten und zur radiometrischen Rejuvenation, jedoch ist auch hier kein pan-afrikanisches Deformationsereignis erkennbar.

Die Vergleiche zum Kirwanveggen-Sverdrupfjella und Mozambique Belt zeigen, daß die Annahme einer pan-afrikanischen thermischen Überprägung, wie sie für den Bereich der Heimefrontfjella aus struktureologisch/geochronologischer Sicht abgeleitet wurde, wahrscheinlich ist. Gleichzeitig ergeben sich hieraus neue Fragestellungen und Arbeitsansätze:

- Ein pan-afrikanischer Magmatismus ist bisher in der Heimefrontfjella nicht nachgewiesen worden. Deshalb sollten weitere U/Pb-Zirkonalter an möglichst schwach deformierten Pegmatiten durchgeführt werden, um einen möglichen pan-afrikanischen Magmatismus, der zur radiometrischen Rejuvenation des K/Ar-Systems in der Heimefrontfjella geführt haben könnte, nachzuweisen.
- Durch weitere K/Ar- und/oder Ar/Ar-Untersuchungen muß das Datum von 812 Ma für den ultramylonitischen Augengneis aus S-Tottanfjella an vergleichbaren Proben und an Nebengesteinsproben überprüft werden. Dabei sollten im besonderen Mylonite und deren Nebengesteine datiert werden, die keine postdeformative Temperung aufweisen.
- Die Gebiete mit alten K/Ar-Daten sollten durch ein engeres flächendeckendes

Probennetz weiter abgegrenzt werden.

□ Interessant wäre außerdem ein gefügeanalytischer Vergleich von Gebieten mit hohen K/Ar-Daten einerseits und niedrigen K/Ar-Daten andererseits.

□ Fluideinschluß-Untersuchungen an Proben aus Bereichen mit pan-afrikanischen K/Ar-Daten sollten mit denen kibarischer K/Ar-Daten verglichen werden.

□ Falls sich die oben angedeutete Systematik zwischen Gefügen und Altern bestätigen sollte, wäre ein strukturgeologisch/geochronologischer Vergleich zum Kirwanveggen-Sverdrupfjella Belt und dem Mozambique Belt interessant.

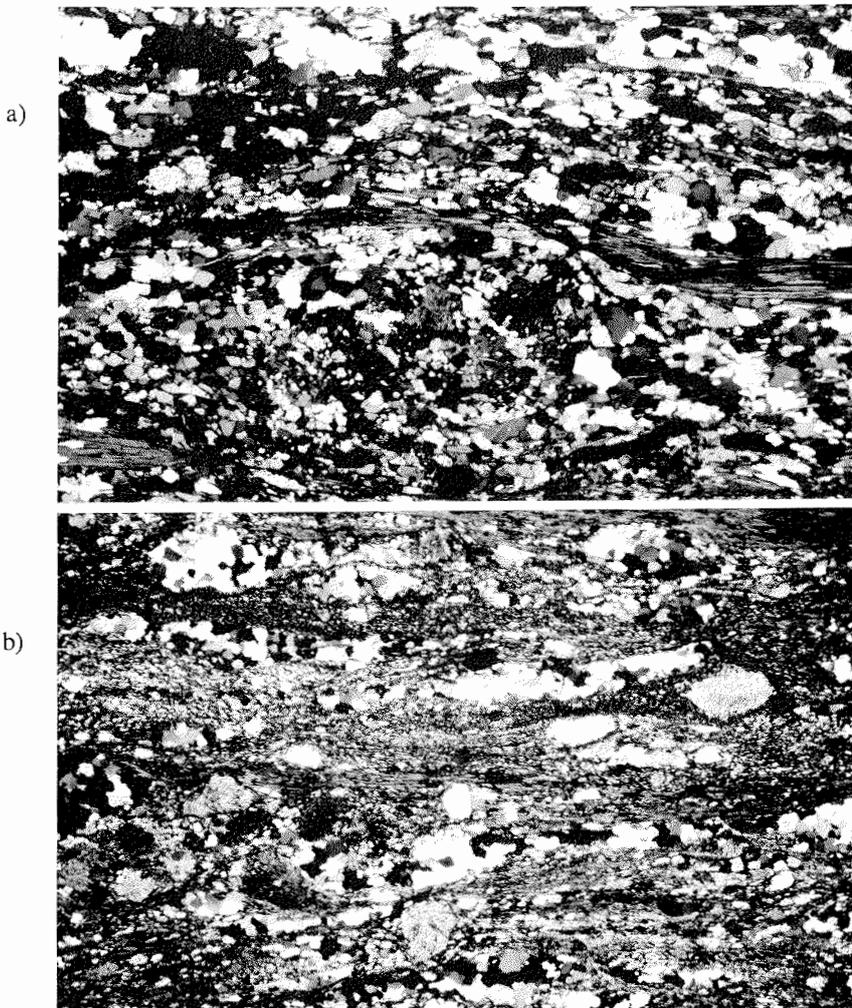


Abb. III.-8: Vergleich eines mylonitischen Augengneises, der ein Datum von 484 ± 10 Ma ergab (a: J 10.2./9) mit dem ultramylonitischen Augengneis aus S-Tottanfjella (b: W 6.2./4), der ein Alter von 812 ± 17 Ma erzielte. a) weist ein equilibriertes Qz- und Fsp-Gefüge auf, während b) dynamisch rekristallisierte Fsp, die keine Erholungsgefüge aufweisen, zeigt; lange Bildkante jeweils ca. 4 mm, // L.

IV Apatit-Spaltspurenuntersuchungen

IV 1. Die Spaltspurenmethode

IV 1.1 Einleitung

Die Spaltspurenmethode ist ein Geochronometer für den Niedrigtemperaturbereich zwischen ca. 60 und 250°C. Sie deckt damit einen Temperaturbereich ab, der sonst von keiner anderen Datierungsmethode erschlossen wird. Die Bedeutung von Spaltspuren für eine neue geochronologische Arbeitsmethode wurde von PRICE & WALKER (1962) erstmalig erkannt. Die Spaltspurenmethode macht sich die Akkumulation von Gitterschäden in U-haltigen Mineralen und Gläsern zunutze, die beim spontanen Zerfall von ^{238}U unterhalb einer materialspezifischen Schließungstemperatur entstehen. Die Dichte dieser Gitterschäden ist sowohl proportional zum U-Gehalt der Probe als auch zum Zeitraum seit Akkumulation der Gitterschäden (Spaltspuren). Wenn also der U-Gehalt bekannt ist, kann aus der Häufigkeit der Spaltspuren auf das Alter geschlossen werden. Aus dieser Beobachtung hat sich innerhalb der letzten drei Jahrzehnte eine wichtige und vielfältig angewandte geochronologische Arbeitsmethode für die Bereiche Geologie, Kosmologie und Archäologie entwickelt.

Die relativ niedrigen Schließungstemperaturen ermöglichen eine in situ Beobachtung des Ausheilungsverhaltens an Proben aus Bohrlöchern, weshalb die Schließungsbereiche dieses Systems besser untersucht sind, als diejenigen anderer Methoden. Neben der Altersinformation liefern die Spaltspurenlängen eine wichtige Information über die Temperaturgeschichte. Die wahren Spurenlangenverteilungen zeigen, ob das Alter als Abkühlungs- oder Mischalter zu interpretieren ist.

In der Anfangsphase der Spaltspurenforschung ist eine Vielzahl von Mineralen auf ihre Eignung zur Datierung überprüft worden. Dabei hat sich gezeigt, daß die meisten Minerale nicht U-reich genug sind. Nach HAACK (1975) eignen sich Apatit, Titanit, Zirkon und Andradit gut, und Granat, Epidot, Vesuvian, Muskowit und Biotit bedingt zur Datierung. Von diesen Mineralen werden besonders häufig Apatit, Zirkon und Titanit zur Datierung verwendet.

IV 1.2 Die Entstehung von Spaltspuren

Spaltspuren sind Strahlenschäden, die bei der Spontanspaltung von ^{238}U in elektrisch nicht leitenden Kristallen und Gläsern entstehen. Natürliches Uran besteht zu 0,7% aus dem Isotop ^{235}U und zu 99,3% aus ^{238}U . Beide Isotope zerfallen durch Emission von α -Teilchen. Außerdem zerfällt ^{238}U - jedoch wesentlich langsamer - durch spontane Kernspaltung. Beim spontanen Zerfall von ^{238}U entstehen zwei leichtere Nuklide der Masse 90 und 135 sowie eine freiwerdende Energie von 200 MeV, mit der die Fragmente in entgegengesetzter Richtung in ihre Umgebung eindringen. Dabei entsteht abhängig vom Detektormaterial ein 10-20 μm langer Kanal mit einem Durchmesser von ca. 50 Å (FLEISCHER et al. 1975). Nach dem Ionenexplosionsmodell von

FLEISCHER et al. (1965) entsteht beim Durchfliegen des positiven Spaltfragments eine Zone positiv ionisierter Teilchen, die sich im folgenden gegenseitig auf Zwischengitterplätze verdrängen und dabei eine Zone hoher Leerstellendichte hinterlassen (Abb. IV.-1). Wegen seiner erhöhten chemischen Reaktivität läßt sich dieser zylinderförmige Bereich mit einer geeigneten Säure/Lauge vergrößern und somit für lichtmikroskopische Untersuchungen sichtbar machen.

Spontane Kernspaltung tritt neben ^{238}U auch bei ^{235}U , ^{234}U sowie bei ^{232}Th auf. Die Konzentrationen und Spaltungsraten dieser Isotope sind im Verhältnisse zu denen des ^{238}U aber so gering, daß sie weit weniger als 1 % aller Spaltungsungen ausmachen (HAACK 1975). Im folgenden wird angenommen, daß alle fossilen Spaltspuren durch die Spontanspaltung des ^{238}U entstanden sind.

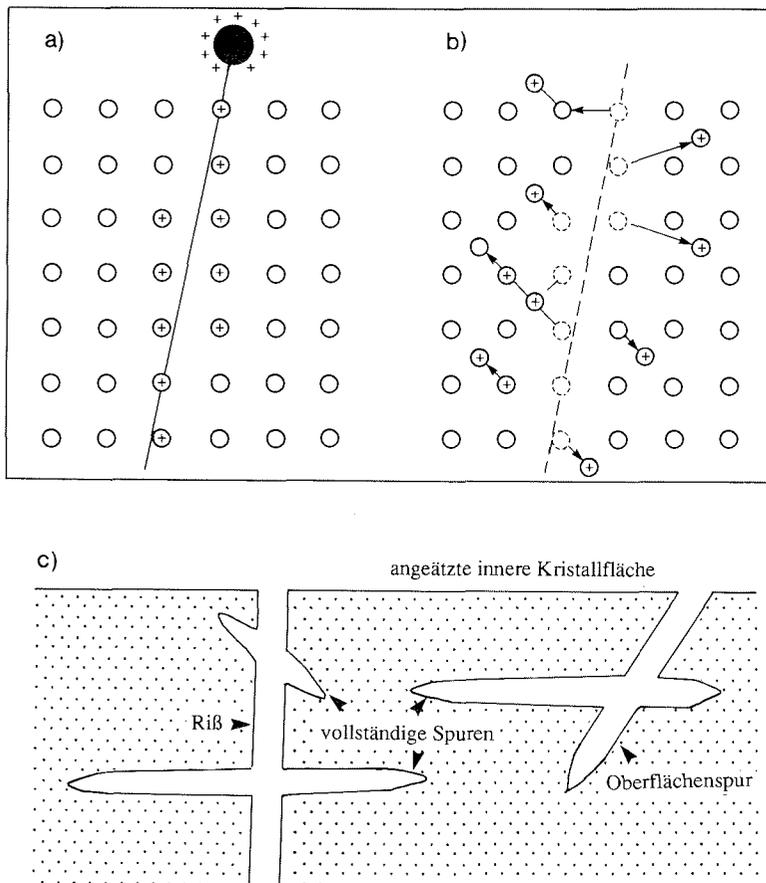


Abb. IV.-1: Die Entstehung von Spaltspuren: Ionenexplosionsmodell nach FLEISCHER et al. (1965); a) Ein bei der Spontanspaltung von ^{238}U entstandenes positiv geladenes Spaltfragment ionisiert einen ca. $15\ \mu\text{m}$ langen zylinderförmigen Bereich eines Kristallgitters; b) Die ionisierten Atome verdrängen sich gegenseitig auf Zwischengitterplätze; c) Durch Anätzen werden die Spaltspuren vergrößert und somit mikroskopisch sichtbar gemacht.

IV 1.3 Die Bestimmung des U-Gehaltes; Methodisches

Die Spaltspurendichte in einem Mineral ist sowohl proportional zur Zeit seit der Akkumulation der Spaltspuren als auch zum U-Gehalt. Zur Altersbestimmung muß also der U-Gehalt bestimmt werden. Dies geschieht nicht durch eine chemische Analyse, sondern ebenfalls mit Hilfe von Spaltspuren. Dabei macht man sich das bekannte und konstante $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis zunutze. Bestrahlt man eine U-haltige Probe in einem Reaktor mit thermischen Neutronen, so reagiert ^{235}U durch spontanen Kernzerfall und es entstehen den spontanen Spaltspuren sehr ähnliche Spuren. Die Anzahl dieser sogenannten induzierten Spaltspuren ist proportional zur Neutronendosis. Bei bekannter Neutronendosis kann folglich auf den ^{235}U und damit auch auf den ^{238}U -Gehalt geschlossen werden.

Das Probenmaterial wird mit thermischen Neutronen bestrahlt. Man unterscheidet thermische Neutronen von epithermischen und schnellen Neutronen hinsichtlich ihrer Geschwindigkeiten. Thermische Neutronen sind langsamer bzw. energieärmer ($< 0,5$ eV) als epithermische und schnelle Neutronen.

Der Spaltungsquerschnitt des ^{235}U bei Absorption thermischer Neutronen ist von der Energie der Neutronen abhängig (Abb. 7, in STORZER & WAGNER 1982). Unterhalb von etwa 0,2 eV verläuft der Spaltungsquerschnitt wie bei In, Au, Co und Cu umgekehrt proportional zur Geschwindigkeit der Neutronen. Oberhalb der 0,2 eV-Marke dagegen weist der Spaltungsquerschnitt in Abhängigkeit von der Neutronengeschwindigkeit starkes Resonanzverhalten auf. Zur exakten Bestimmung der Neutronendosis muß der Bereich hoher Resonanz vermieden werden. In der Regel wird mit Energien von 0,0253 eV bzw. 2200 m/s gearbeitet. Dies liefert einen Spaltungsquerschnitt von $\sigma = 580,2 \pm 1,8$ barn (HANNAH et al. 1969).

Die Neutronendosis wird mit Hilfe sogenannter Monitore gemessen. Dies sind In-, Au-, Co- oder Cu-Folien oder Drähte, deren neutroneninduzierte Aktivität mit Ge(Li)-Detektoren gemessen werden kann.

Es gibt zwei verschiedene Methoden, die durch thermische Neutronen induzierte Spurendichte zu bestimmen. Bei der "Populationsmethode" (NAESER 1967, 1976, 1979; WAGNER 1968; STORZER & GENTER 1970) wird an einer Teilprobe die spontane Spurendichte und an einer zweiten die induzierte Spurendichte bestimmt. Bei der "Externen Detektormethode" (NAESER 1976, 1979) bzw. Einzelkorndatierung wird an einem einzelnen Präparat sowohl die spontane als auch die induzierte Spurendichte bestimmt:

a) Bei der Populationsmethode wird das Probenmaterial zunächst geteilt, wobei jede Teilprobe mindestens 300 Körner aufweisen sollte. Dann wird eine Teilprobe ungefähr einen Tag lang auf Temperaturen von ca. 400°C erhitzt, um die spontanen Spuren zu vernichten. Das spurenfreie Material wird sodann in einem Reaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt, wobei in Abhängigkeit von der Neutronendosis eine bestimmte Anzahl induzierter Spaltspuren entstehen. Von beiden Teilproben wird im folgenden ein Streupräparat hergestellt. Die Präparate werden angeschliffen, poliert und geätzt.

b) Bei der Einzelkorndatierung mit der externen Detektortechnik können auch kleine Probenmengen und Proben mit inhomogener U-Verteilung datiert werden. Von diesen wird zunächst wieder ein Streupräparat hergestellt, welches angeschliffen, poliert und angeätzt wird. Nun wird auf der hochpolierten Probenoberfläche ein Detektor befestigt. Das kann ein dünnes U-armes Glimmerblättchen sein oder eine Folie aus Kunststoff. Diese Konstruktion wird in einem Reaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt. Der spontane Zerfall des ^{235}U hinterläßt sowohl in der Probe als auch im Detektor induzierte Spaltspuren, die ungeätzt aber submikroskopisch sind. Im folgenden wird nur der Detektor angeätzt, sodaß in ihm die induzierten Spuren sichtbar werden. In der Probe wird die fossile Spurendichte bestimmt. Jetzt kann für jedes einzelne Korn das Spurenverhältnis und bei Berücksichtigung eines Geometriefaktors das Alter bestimmt werden.

Die Einzelkorndatierung mit der externen Detektortechnik findet ihre Anwendung, wenn nur wenig Probenmaterial vorhanden ist, wenn der U-Gehalt inhomogen verteilt ist (zonierte Zirkone) oder, wenn ein stark variierender U-Gehalt von Korn zu Korn erwartet wird (Sedimente). Die Populationsmethode findet ihre Anwendung bei Mineralen mit einer homogenen U-Verteilung. Diese Voraussetzung ist häufig bei Apatiten aus Orthogesteinen erfüllt. Sie wird außerdem bei Apatiten bevorzugt, die einen zusätzlichen Anteil anderer Gitterdefekte wie Versetzungen und Einschlüsse aufweist, die möglicherweise als Spaltspuren fehlinterpretiert werden könnten.

Im Rahmen dieser Untersuchung wurde die Populationsmethode an Apatit angewendet.

IV 1.4 Die Altersgleichung

Bei herkömmlichen radiometrischen Altersdatierungsmethoden werden die Konzentrationen eines Tochter- und eines Mutterisotops verglichen, sodaß bei bekannter Zerfallskonstante mit

$$t = 1/\lambda \ln(1+D/M) \quad (1)$$

(D: Tochterisotop; M: Mutterisotop)

auf das Alter seit Schließung des Systems geschlossen werden kann. Bei der Spaltspurenmethode entspricht das Verhältnis Tochterisotop zu Mutterisotop dem Quotienten aus spontanen und induzierten Spaltspuren. Die Altersgleichung lautet nach (PRICE & WALKER 1963; NAESER 1967) dann:

$$t = \lambda_d^{-1} \ln(1 + \lambda_d \phi \sigma I \rho_s / \lambda_f \rho_i) \quad (2)$$

mit

λ_d = Gesamtzerfallskonstante von ^{238}U ($1,55125 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}$; JAFFEY et al. 1971)

λ_f = Zerfallskonstante der spontanen Spaltung des ^{238}U (s.u.)

I = $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($7,2527 \cdot 10^{-3}$; COWAN & ADLER 1976)

σ = ^{235}U thermaler Neutronenquerschnitt (580,2 barn; HANNAH et al. 1969)

ϕ = Neutronendosis

ρ_s = fossile (spontane) Spurendichte

ρ_i = induzierte Spurendichte (bestrahlte Teilprobe)

Zur Berechnung des Alters müssen die Neutronendosis, sowie die fossile und induzierte Spaltspurendichte bestimmt werden.

In dieser Arbeit wurden die Konstanten verwendet, auf die sich die Unterkommission für Geochronologie der I.U.G.S. während der Standardisierungsverhandlungen geeinigt haben (HURFORD 1990). Die Konstanten λ_d , I und σ sind in kleinen Fehlergrenzen gut bekannt. Ein Problem bleibt weiterhin die spontane Spaltungskonstante λ_f des ^{238}U , die unzureichend bekannt ist und für die es eine Fülle von weitstreuenden Angaben gibt (THIEL & HERR 1976; BIGAZZI 1981; Abb. 6 in STORZER & WAGNER 1982). Zur Zeit werden Spaltspurenalter mit Werten zwischen $6,85 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$ (FLEISCHER et al. 1964) und $8,5 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$ (GALLIKER et al. 1970) berechnet. Damit liefert λ_f den größten systematischen Fehler in der Altersgleichung. STORZER und WAGNER (1982) sind der Auffassung, daß ein Wert von $8,4 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$ realistisch ist.

IV 1.5 Die Bestimmung von ρ_s und ρ_i mittels Populationsmethode

Die Bestimmung des Mutterisotops U sowie deren Zerfälle wird bei der Spaltspurenmethode nicht von einer Maschine übernommen, sondern wird durch ein langes, mehrere Stunden dauerndes Meßverfahren vom Menschen selbst durchgeführt. Die Dichte der spontanen Spuren (ρ_s) und die der induzierten (ρ_i) werden an zwei separat eingebetteten, angeschliffenen, hochpolierten und angeätzten Teilproben durch Auszählen einer Einheitsfläche bestimmt.

Das Auszählen geschieht mit Hilfe eines Mikroskops bei ca. 3000-facher Vergrößerung in Ölimmersion. In jeder Teilprobe wird an bis zu 300 Körnern eine beliebige Einheitsfläche ausgezählt. Eine Einheitsfläche läßt sich z.B. mit Hilfe einer in das Okular eingebauten Netz-Strichplatte definieren. Probleme treten dann auf, wenn in einigen Kristallen neben Spaltspuren auch Versetzungen und Einschlüsse angeätzt wurden. Die Unterscheidung ist nicht immer einfach. Im Gegensatz zu Spaltspuren sind angeätzte Versetzungen häufig orientiert, angeätzte Einschlüsse weisen eine andere Form als Spaltspuren auf. Lassen sich angeätzte Versetzungen nicht eindeutig von Spaltspuren unterscheiden, so wird das Korn verworfen. In keinem Fall darf im gleichen Korn eine neue Einheitsfläche gesucht werden.

Durch die Verwendung des Meßsystems Mensch müssen beim Zählen folgende Vorgehensweisen beachtet werden:

(a) Da der Mensch dazu tendiert, dort zu messen, wo leicht zu messen ist, dies aber aus statistischen Gründen verboten ist, wird die Einheitsfläche blind ausgewählt. Dazu wird die Probenoberfläche zunächst defokussiert, dann wird nach den schemenhaften Umrissen eines Kornes gesucht und nun wieder fokussiert. Jetzt darf die Einheitsfläche nicht mehr verschoben werden.

(b) Aus statistischen Gründen muß in jeder Teilprobe gleichartig gezählt werden. Gleiches Zählverhalten über mehrere Stunden oder gar Tage ist schwierig und von den Faktoren Müdigkeit oder Stimmung abhängig. Deshalb ist es nicht ratsam an einem Tag

die spontanen Spuren auszuzählen und am nächsten Tag mit den induzierten Spuren fortzufahren. Um unbemerkte Trends im täglichen Zählverhalten auszugleichen, sollte möglichst häufig - z.B. stündlich - die Teilprobe gewechselt werden.

(c) Eine ähnliche Spurendichte in den beiden Teilproben erleichtert ein gleichartiges Zählverhalten. Die Spurendichte kann in der bestrahlten Teilprobe mit Hilfe der Neutronendosis variiert werden. Deshalb kommt der Wahl einer geeigneten Neutronendosis eine wichtige Bedeutung zu.

Das Etablieren eines objektiven Zählverhaltens kann an Standards überprüft werden.

Wurde die Einheitsfläche nach den Gesetzen des statistischen Zufalls ausgewählt und hat man ein objektives Zählverhalten entwickelt, so wird die Varianz der Spaltspurendichten eine Normalverteilung widerspiegeln.

Es muß angenommen werden, daß der U-Gehalt der einzelnen Ap-Körner nicht gleich ist, sondern abhängig von der Gesteinsherkunft in engen oder weiteren Grenzen statistisch verteilt ist. In Orthogesteinen weisen die Apatite häufig enger begrenzte mittlere U-Gehalte auf als in Sedimentgesteinen, da bei letzteren häufig Apatite verschiedener Herkunftsgebiete zu finden sind. Um die Fehler klein zu halten, müssen bei Apatiten aus Sedimentgesteinen also mehr Einheitsflächen ausgezählt werden als bei Orthogesteinen.

IV 1.6 Neutronendosimetrie

Die Bestimmung des U-Gehalts einer Probe geschieht ebenfalls mit Hilfe von Spaltspuren. Hierzu werden in einer Teilprobe die spontanen Spuren zunächst ausgeheizt. Anschließend wird die Probe in einem Reaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt.

Die Proben wurden im Forschungsreaktor Thetis des "Institute for Nuclear Sciences" der Universität von Ghent (Belgien) bestrahlt. Die folgenden Angaben wurden den Bestrahlungsberichten entnommen.

Thetis ist ein 250 kW Reaktor des "schwimmenden" Typs:

Allgemeine Daten:

Reaktoranlage = Kanal 8

Nominale Flußrate = $1,5 \cdot 10^{11}$ bis $1,7 \cdot 10^{11}$ neutr/cm²s

Cadmium-Verhältnis = 11(Au), 121(Co)

Epithermal/thermale Flußrate = 1/155

Zur Bestrahlung wird das Probenmaterial in kleine Polyethylenzylinder überführt, die einen Durchmesser von ca. 1,9 mm aufweisen. Maximal 15 dieser Zylinder werden nun zwischen zwei konzentrische, zylindrische Polyethylenhalter plaziert (Abb. IV.-2). Dieses Probenkästchen kommt unter leichtem Druck in einen Al-Probenhalter. Zur Bestimmung der absoluten thermischen Neutronendosis werden Au- und Co-Monitore verwendet. Dies sind Drähte mit einem Durchmesser von 1 mm, die aus einer Al-Au-

bzw. Al-Co-Legierung bestehen. Der Au-Monitor wird auf der Oberseite, der Co-Monitor auf der Unterseite des Polyethylenprobenhalters jeweils in engem Kontakt zu einem Kupferdraht plaziert. Zur Bestimmung des horizontalen Flußgradienten wurde die Probenbox mit weiteren sechs seitlich befestigten Cu-Drähten versehen (Abb. IV.-2). Zwar weist Cu im thermischen Bereich Resonanzverhalten auf, wodurch systematisch 10 bis 15 % zu niedrige Werte gemessen werden (STORZER und WAGNER 1982), jedoch dienen die billigeren Kupfermonitore hier lediglich zur Erfassung des horizontalen Flußgradienten.

Die γ -Aktivität der Au, Co und Cu-Monitore wurde mit einem einzelnen, offenendigen, koaxialen Ge(Li)-Detektor, der mit einem 4000-kanäligen Analysator Canberra MCA 40 verbunden ist, gemessen. Die Detektorqualität war zuvor anhand von Standards überprüft worden. Die Monitore wurden zu Spiralen aufgedreht und in einem Abstand von 15 cm zum Ge(Li)-Detektor gemessen, um den Verhältnissen einer punktförmigen Datenquelle nahe zu kommen. Die γ -Spektren wurden auf eine VAX 2000 überführt. Die Berechnung der Peak-Flächen für die Au- (411,8 keV) und die Co-Spektren (1173 und 1332 keV) wurden mit dem SEQUAL-Programm berechnet. Die Peak-Flächenberechnung für die Cu-Spektren (511 keV) basiert auf einer trapezförmigen Annäherung der Hintergrundstrahlung und wurde mit dem Programm TRAP durchgeführt. Die Berechnung der Neutronendosis basiert auf dem Hogdahl-Formalismus und den folgenden Daten:

Au: Atomgewicht = 196,967
effektiver Wirkungsquerschnitt (thermische Neutronen) = 98,65 barn
Resonanzintegral (epithermale Neutronen) = 1550 barn
korrigierter Querschnitt = 107,07 barn
Halbwertszeit = 2,696 Tage
411,8 keV γ -Intensität = 0,9556

Co: Atomgewicht = 58,933
effektiver Wirkungsquerschnitt (thermale Neutronen) = 37,13 barn
Resonanzintegral (epithermale Neutronen) = 74,0 barn
korrigierter Querschnitt = 37,45 barn
Halbwertszeit = 5,275 Tage
1173 keV γ -Intensität = 0,9988
1332 keV γ -Intensität = 0,999816

Die Cu-Daten sind in diesem Zusammenhang bedeutungslos, da die Cu-Monitore lediglich die relativen Unterschiede im thermischen Neutronenfluß messen.

Die absolute thermische Neutronendosis wird aus der Aktivität der Au und Co-Monitore ermittelt:

	1. Bestrahlung	2. Bestrahlung
Au:	$2,638 \cdot 10^{15} \text{Neutr/cm}^2$	$1,078 \cdot 10^{15} \text{Neutr/cm}^2$
Co:	$2,655 \cdot 10^{15} \text{Neutr/cm}^2$	$1,127 \cdot 10^{15} \text{Neutr/cm}^2$
\bar{x} :	$2,647 \cdot 10^{15} \text{Neutr/cm}^2$	$1,102 \cdot 10^{15} \text{Neutr/cm}^2$

Dieser Wert bezieht sich auf die Position des Au-Monitors im Probenhalter und wird zu 100 % gesetzt. Dabei wird ein maximaler Fehler von 5 % (2σ) angenommen. Die thermische Neutronendosis für die Proben ist in Tab. A3 im Anhang angegeben.

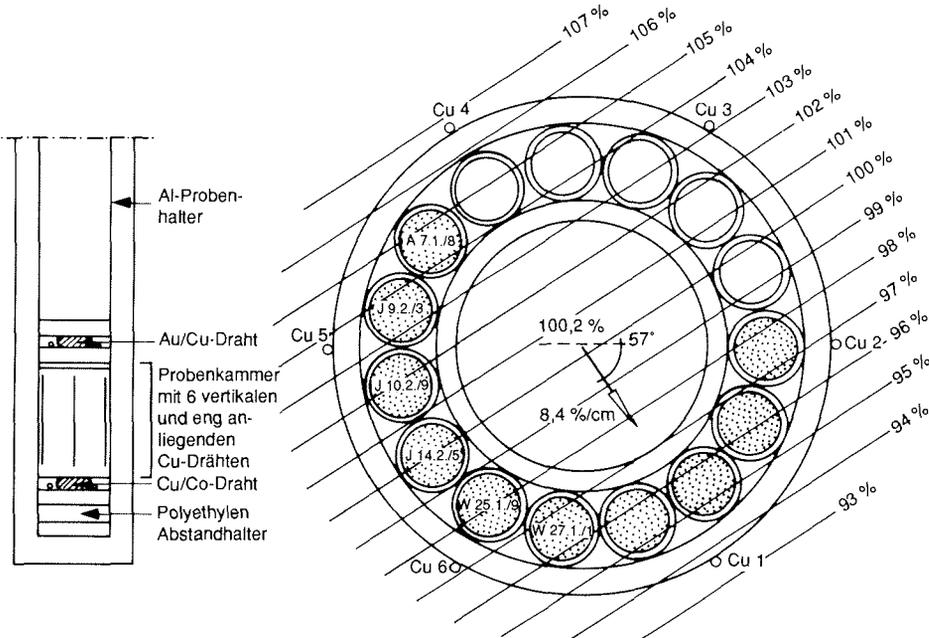


Abb. IV.-2: Anordnung des Probenmaterials in einer Probenkammer, wie sie am Thetis-Forschungsreaktor (Ghent) Verwendung findet; Anordnung der zur Bestimmung der Neutronendosis verwendeten Monitore.

IV 1.7 Fehlerabschätzung

Wie in Kapitel I.4 gezeigt, gehen besonders die unzureichend gut bekannte Zerfallskonstante λ_f , der Wirkungsquerschnitt σ , die Neutronendosis ϕ sowie das Spaltspurenverhältnis ρ_s/ρ_i in die Fehlerbetrachtung ein.

Für die ersten drei Werte können folgende 1σ -Fehler angenommen werden:

λ_f : 10-20% (STORZER und WAGNER 1982)

σ_f : 1,8 % (HAACK 1975)

ϕ : 2,5% (für die Bestrahlungen im Thetis-Reaktor; VAN DEN HAUTE 1986)

In der Geochronologie ist es im allgemeinen üblich, systematische Fehler, die sich um mangelhaft bekannte Konstanten ranken, nicht zu berücksichtigen. Die Vergleichbarkeit der Daten zwischen verschiedenen Bearbeitergruppen ist deshalb nur dann gewährleistet, wenn die verwendeten Konstanten zitiert werden, um gegebenenfalls eine Umrechnung zu ermöglichen. Die angegebene Fehler repräsentiert lediglich die Unsicherheiten, die durch ϕ und ρ_s/ρ_i entstehen, also die Unsicherheiten die mit der

Reproduzierbarkeit des Verfahrens verbunden sind.

Bei Benutzung der Populationsmethode ist die Bestimmung des Fehlers für ρ_s/ρ_i schwierig, da er von der Homogenität der U-Verteilung abhängt. Er ist außerdem vom Bearbeiter abhängig. Von HAACK (1975) wird er auf ca. 3% geschätzt.

Mit einem Fehler von 2,5% für ϕ erhält man nach

$$dt/t = ((d\phi/\phi)^2 + (d\rho_s/\rho_s)^2 + (d\rho_i/\rho_i)^2)^{-1/2} \quad (3)$$

einen gesamten relativen Fehler von ca. 5%. Ermittelt man den Fehler durch viele Wiederholungen, so erhält man jedoch in Abhängigkeit vom datierten Gesteinstyp wesentlich größere Fehler (HAACK 1975). Für die Datierung von Apatiten die aus Orthogesteinen stammen, muß man mit einem 1σ -Fehler von ca. 5-10% rechnen. Dieser Fehler liegt damit wesentlich höher als der anderer geochronologischer Methoden.

Einige Autoren haben ihre Fehler bisher einfach durch wiederholte Bestimmung des ρ_s/ρ_i -Verhältnisses bestimmt (NAESER & DODGE 1969; LINDSEY et al. 1975) und dabei die Fehler, die mit der Neutronendosis einhergehen, vernachlässigt.

IV 1.8 Probenaufbereitung für die Populationsmethode

IV 1.8.1 Die Anreicherung von Apatit

Verschiedene Anreicherungstechniken wurden ausprobiert. Die nach diesen Untersuchungen effizienteste Methode soll hier kurz beschrieben werden. Der Aufbereitungsgang ist schematisch in Abb. IV.-3 dargestellt. Er basiert auf der Erkenntnis, daß Apatit ein diamagnetisches Schwermineral mit einer Dichte von ca. $3,2 \text{ g/cm}^3$ ist. Das Korngrößenspektrum des Apatit-Konzentrats soll 100 bis 250 μm betragen.

1 bis 5 kg Probenmaterial werden zunächst grob, dann noch einmal fein gebrochen. Die Fraktion $< 300 \mu\text{m}$ wird auf einen Naßrütteltisch gegeben. Ist nur wenig Probenmaterial vorhanden, muß die Fraktion $> 300 \mu\text{m}$ vorsichtig gemahlen werden, wenn möglich mit einer Walzenmühle. Die Fraktion $< 300 \mu\text{m}$ wird wiederum abgeseibt. Auf einem Naßrütteltisch werden die kleinen und leichten Kornfraktionen von den groben und schweren getrennt. Apatit ist in der ersten Fraktion angereichert. Mit Hilfe eines Magnetscheiders wird sodann in verschiedenen Stufen die nicht magnetische Fraktion abgetrennt. Na-Polywolframat wird zur Abtrennung der Fraktion $> 3,0 \text{ g/cm}^3$ verwendet. Dies kann mit großen Scheidetrichern (1 l) durchgeführt werden, was aufgrund der hohen Viskosität dieser Schwerlösung sehr lange dauert, oder aber mit zentrifugierbaren Scheidetrichern. Apatit ist in der schweren Fraktion angereichert. Diese wird mit H_2O -dest. gewaschen und bei niedrigen Temperaturen getrocknet. Mit einem Binokular wird überprüft, ob die bisherigen Anreicherungstechniken zu einem etwa 90%igen Apatit-Konzentrat geführt haben. Dies traf für die aufbereiteten Pegmatite meistens zu. Die Separate der Augengneise wiesen aber noch viele andere Schwerminerale neben

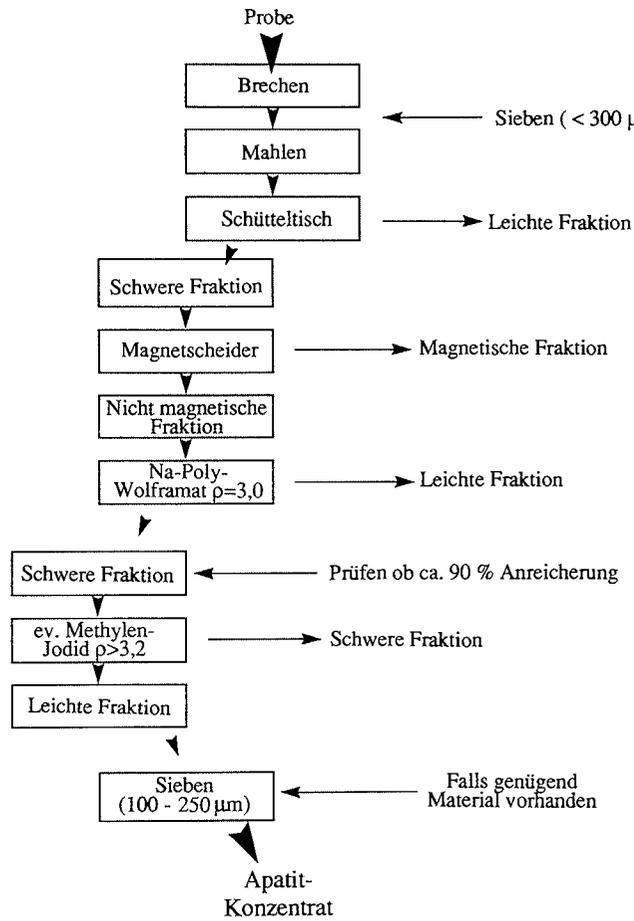
Apatit auf, sodaß hier eine weitere Schwerentrennung mit einem Gemisch von Dijodmethan und Bromoform ($\rho \approx 3,3 \text{ g/cm}^3$) durchgeführt werden mußte. Nach diesem Arbeitsgang befindet sich Apatit in der leichten Fraktion.

Eine generelle Beobachtung ist, daß in glimmerführenden Gesteinen die Apatite in den biotitreichen Lagen konzentriert sind. Diese Apatite sind besser abtrennbar, da sich die Glimmer-Apatit-Grenzflächen besser lösen als Apatit-Quarz/Feldspat-Grenzflächen in anderen Gesteinen (Pegmatite, Metavulkanite). Glimmerreiche Gesteine liefern deshalb mehr abtrennbare Apatite als glimmerarme Gesteine.

IV 1.8.2 Bearbeitung des Apatitkonzentrats

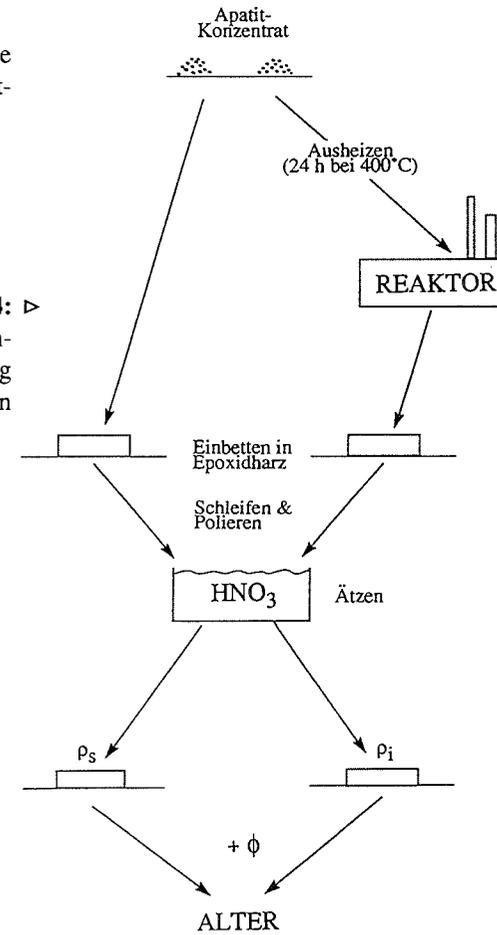
Das Apatitkonzentrat wird zunächst geteilt. Ein Teil (Abb. IV.-4) wird in einem Ofen bei ca. 400°C 24 h lang ausgeheizt, um die fossilen Spuren zu vernichten. Diese Teilprobe wird in kleine Polyethylenzylinder eingeschweißt und zur Bestimmung des U-Gehalts in einem Reaktor bestrahlt (s. Kap. IV.1.6). Von beiden Teilproben wird nun ein in Epoxidharz eingebettetes Streupräparat hergestellt. Das Streupräparat wird angeschliffen (800er und 1200er Al_2O_3) und nachfolgend hochpoliert ($6 \mu\text{m}$, $3 \mu\text{m}$, $1 \mu\text{m}$ Diamantpaste). Die beiden Teilproben werden nun bei 20°C in einer 5 %igen HNO_3 -Lösung 60 Sekunden lang geätzt. Der Ätzvorgang wird durch Wässern und eine Ultraschallbehandlung beendet. Zur Bestimmung der vollständigen Spurenlängen wird die Teilprobe mit den fossilen Spuren noch einmal bei 20°C 20 Sekunden lang in einer 20 %igen HNO_3 -Lösung geätzt.

Durch die Bestimmung der fossilen und induzierten Spurendichte kann jetzt bei Kenntnis der Neutronendosis das Alter bestimmt werden.



◁ **Abb. IV.-3:**
 Aufbereitungsgang für die Anreicherung eines Apatit-Konzentrats.

Abb. IV.-4: ▷
 Präparation des Apatit-Konzentrats für die Bestimmung der fossilen und induzierten Spurendichte.



IV 2. Geologische Anwendung der Spaltspurenmethode

IV 2.1 Die Stabilität von Spaltspuren

Ausheizexperimente sowie Beobachtungen an Bohrlöchern haben gezeigt, daß latente Spaltspuren mineralspezifisch nur bis zu einer bestimmten Temperatur stabil sind. Oberhalb dieser Temperatur können die durch die Spontanspaltung auf Zwischengitterplätze verdrängten Ionen wieder in ihre Ausgangsposition zurückdiffundieren. Die Geothermiebohrung Urach III hat gezeigt, daß die Spaltspuren in Apatit oberhalb ca. 140°C so schnell verheilen, daß praktisch keine Spaltspuren mehr vorhanden sind (HAMMERSCHMIDT et al. 1984). Unterhalb von 140°C geht der Verheilungsprozeß neu entstehender Spaltspuren langsamer vor sich, bis er bei 60°C nahezu zum Erliegen kommt. Für Gesteine die linear abkühlen, ergibt sich eine effektive Schließungstemperatur von $\approx 100^\circ\text{C}$ (WAGNER et al. 1989). Dabei wird allgemein angenommen, daß die effektive Schließungstemperatur derjenigen Temperatur entspricht, bei der die Hälfte der anätzbaren Spurenlänge stabil wird. Andere Autoren nehmen als Obergrenze dieser sogenannten partiellen Ausheilungszone (PAZ) 125°C an. Die genaue Lage und Größe der PAZ wird von Fall zu Fall von Faktoren wie der Zusammensetzung der Apatite, geothermischen Anomalien sowie den Hebungsraten bestimmt (WAGNER et al. 1989). In diesem Zusammenhang konnten GLEADOW et al. (1983), GREEN (1981, 1988) zeigen, daß Cl-Apatite einen um ca. 20°C höheren Schließungsbereich aufweisen als F-Apatite. Besonders bei der Einzelkorndatierung an Sedimenten müssen die Apatite deshalb auf ihren F- und Cl-Gehalt überprüft werden, was mit der Mikrosonde durchgeführt werden kann.

Die PAZ ist also der Bereich, in dem die Spuren je nach Verweildauer stark oder schwach verkürzt werden. Hieraus läßt sich ableiten, daß eine lange Verweildauer in der PAZ (langsame Abkühlung) die Entstehung relativ vieler kurzer Spuren bewirkt, bei einer schnellen Abkühlung hingegen relativ viele lange Spuren erhalten bleiben. Da eine interkristalline Einheitsfläche bei gleicher Spaltspurendichte mehr lange als kurze Spaltspuren schneiden wird, ist das gemessene Alter u.a. von der Verweildauer in der PAZ abhängig. Deshalb sinkt die effektive Schließungstemperatur mit der Abkühlungsgeschwindigkeit. Nach NAESER & FAUL (1969) beträgt die effektive Schließungstemperatur von Apatit bei einer Abkühlungsrate von $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 94°C , bei $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 78°C und bei $0,1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 62°C (vgl. Abb. IV.-5; nach WAGNER & ZAUN 1985). Kompliziert wird der Zusammenhang, wenn sich Proben wegen sehr geringer Hebungsraten, zeitweiliger Senkung oder wegen eines erhöhten Temperaturgradienten sehr lange in der PAZ aufhalten. In solchen Fällen ist die Interpretation als Abkühlungsalter falsch, wie durch das in Abb. IV.-6 angeführte Beispiel (WAGNER et al. 1989) veranschaulicht werden kann. Dieses Beispiel zeigt, daß das reine Spaltspurenalter nur bedingt aussagefähig ist, wenn man keine nähere Informationen über die Verweildauer der Probe in der PAZ hat. Diese Informationslücke kann durch eine detaillierte Untersuchung der Spaltspurenlängen geschlossen werden.

Abb. IV.-5: Stabilitätsfelder der Apatit-Spaltspuren in Abhängigkeit von der Zeit nach WAGNER und ZAUN (1985). I indiziert den Bereich vollständiger Instabilität, III den Bereich vollständiger Stabilität. II markiert den Bereich der partiellen Ausheilungszone (PAZ). Der relative Stabilitätsanteil ist in % angegeben.

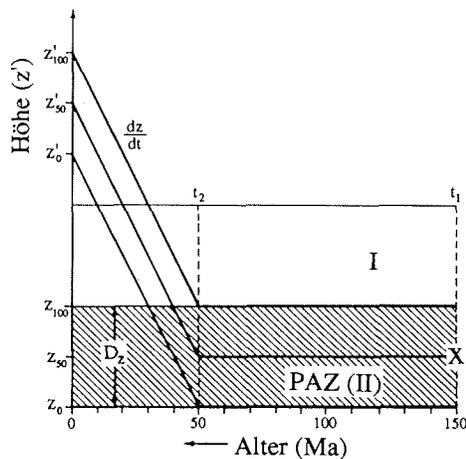
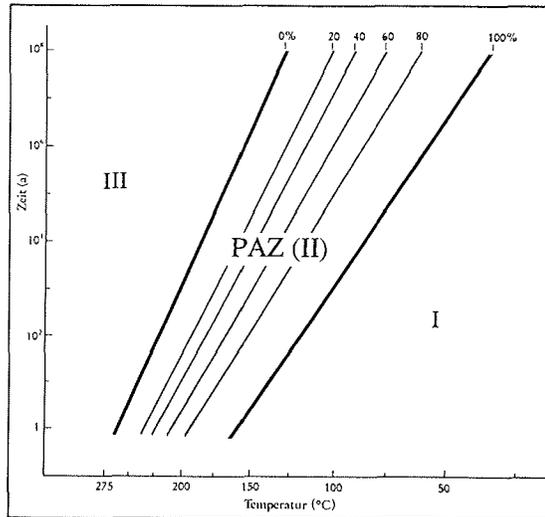


Abb. IV.-6: Dieses Diagramm nach WAGNER et al. (1989) soll verdeutlichen, daß die Altersinformation allein ohne die Zusatzinformation ob es sich um ein Misch- oder Abkühlungsalter handelt unbefriedigend ist. Probe X gerät vor 150 Ma in den Bereich der PAZ gerät und verweilt dort wegen tektonischer Ruhe für die nächsten 100 Ma, bis vor 50 Ma das Gebiet eine Heraushebung erfährt. Vor 40 Ma gelangt die Probe in den Bereich vollständiger Spurenstabilität ($< 60^\circ\text{C}$). Während der ersten 100 Ma werden kurze Spuren, deren Länge nur halb so groß ist wie die von frischen Spuren, akkumuliert, sodaß die Probe vor Beginn der Heraushebung bereits ein Alter von 50 Ma Jahren aufweisen würde. Die nächsten 10 Jahre befindet sich die Probe im Bereich der PAZ, wo die Spurenlängen durchschnittlich nur noch um 25% verkürzt werden, woraus ein Alter von 57,5 Ma resultiert, bevor die Probe in die Zone vollständiger Spurenstabilität eintritt. Heute würde die Probe ein Alter von 97,5 Ma aufweisen. In diesem Fall repräsentiert das Alter also kein Abkühlungs-, sondern ein Mischalter. Das gleiche Alter würde man erhalten, wenn die Probe im Zeitraum zwischen 101,5 bis 93,5 Ma die PAZ mit einer linearen Abkühlungsrate von ca. $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ passieren würde (Abkühlungsalter).

IV 2.2 Aussagefähigkeit von Spaltspurenlängenverteilungen

Zwei Methoden der Längenmessung von Spaltspuren haben sich bisher etabliert. WAGNER & STORZER (1975), WAGNER (1988) und WAGNER et al. (1989) messen projizierte Längen. GLEADOW & DUDDY (1981), LASLETT et al. (1982), GLEADOW et al. (1986) und GREEN (1989) messen die vollständigen Längen eingeschlossener Spuren (wahre Spurenlängen).

IV 2.2.1 Projizierte Spurenlängen

Projizierte Spaltspurenlängen sind scheinbare Längen, die auf der polierten inneren Kristallfläche gemessen werden. Sie erscheinen zumeist verkürzt, da sie von der Probenoberfläche abgeschnitten wurden und/oder sich in einem Winkel zur Probenoberfläche befinden (Abb. IV.-1).

Zweckmäßigerweise wird die Längenverteilung während des normalen Auszählens der Einheitsfläche bestimmt. Dies kann durch die Verbindung einer Bildanalyse (DUYSTER 1990) und eines Digitalisierbretts mit dem Mikroskop ermöglicht werden. Dabei wird eine auf einer Maus befestigte Leuchtdiode mittels Zeichentubus in das Mikroskopbild projiziert. Durch das "Anklicken" von Anfang und Ende der Spaltspuren kann so die Länge der Spaltspuren schnell und exakt gemessen werden. Für eine Datierung werden üblicherweise die Längen von jeweils ca. 1000 spontanen und induzierten Spuren gemessen.

Die Längenverteilung wird in Form eines Histogramms mit einer Klassenbreite von 1 μm dargestellt (Abb. IV.-7). Trägt man von einer Probe sowohl die Längenverteilung der spontanen Spuren als auch die der induzierten Spuren in das gleiche Histogramm ein, dann wird deutlich, daß die induzierten Spuren durchschnittlich länger als die spontanen Spuren sind. Dies ist auch zu erwarten, da sich die spontanen Spuren im Gegensatz zu den induzierten Spuren eine gewisse Zeit in der partiellen Ausheilungszone befunden haben und dort verkürzt worden sind. Daraus läßt sich ableiten, daß bei kurzer Verweildauer der Probe in der PAZ die Verteilungsunterschiede bei großen Längen klein und bei langer Verweildauer in der PAZ groß werden.

Die Gesamtspaltpurendichte (ρ_s) ist in Anlehnung an Abb. IV.-5 und IV.-6 die Summe aller spontanen Spaltspuren aus der Zone metastabiler Spaltspuren (ρ_{sII}) sowie der Spaltspuren aus der Zone stabiler Spaltspuren (ρ_{sIII}). Könnte man den Anteil von ρ_{sIII} an ρ_s bestimmen, dann wäre es möglich, auch den Zeitpunkt für das Erreichen der 60°C-Isotherme zu bestimmen. In diesem Zusammenhang stellte M. WAGNER (1985) an Proben aus der Geothermiebohrung Urach III sowie GREEN et al. (1989) an Proben aus dem Otway Basin (Australien) fest, daß im Verhältnis zur Gesamtspurenanzahl ρ_s die langen Spuren ($> 10 \mu\text{m}$) innerhalb der PAZ viel schneller verkürzt werden. Oberhalb von 60°C beträgt der Anteil von Spuren $> 10 \mu\text{m}$ weniger als 2%. Alle Spuren die länger als 10 μm sind, müssen also in der Zone III ($< 60^\circ\text{C}$) gebildet worden sein. Daraus schloß WAGNER (1988), daß das Verhältnis aller spontanen Spuren $> 10 \mu\text{m}$ (c_s) zu allen induzierten Spuren $> 10 \mu\text{m}$ (c_i) proportional zur Verweildauer der Probe im vollständigen Stabilitätsbereich sein muß, und daß

$$c_s/c_i = \rho_{sIII}/\rho_s \quad (4)$$

ist. Die Umformung nach ρ_{sIII} ergibt:

$$\rho_{sIII} = (c_s/c_i) \rho_s \quad (5)$$

Substituiert man in der Altersgleichung ρ_s durch ρ_{sIII} , so erhält man das Alter t_f welches das Erreichen der Zone vollständiger Spurenstabilität (III), also das Durchschreiten der 60°C-Isotherme markiert. Außerdem ist

$$c_s/c_i = t_f/t_m \quad (6)$$

(t_m : Spaltspurenalter)

und die t_f -Alter sind im Gegensatz zu t_m -Altern stets Abkühlungsalter.

Außer der Bestimmung von t_f liefert das c_s/c_i -Verhältnis eine Information darüber, ob das t_m -Alter als Mischalter oder Abkühlungsalter zu interpretieren ist. C_s/C_i -Verhältnisse von 0,5 bis 0,7 sind typisch für Proben die die PAZ relativ schnell durchschritten haben und dann lange im vollständigen Stabilitätsbereich geblieben sind. Proben des Mischalter- oder beschleunigten Abkühltyps weisen c_s/c_i -Verhältnisse von 0,3 bis 0,5 auf. Damit lassen sich Mischalter von Abkühlungsaltern unterscheiden.

Leider ist die Bestimmung des c_s/c_i -Verhältnisses mit relativ großen Fehlern behaftet und unterliegt bei verschiedenen Bearbeitern stärkeren Schwankungen als z. B. die konventionelle Datierung. Nimmt man aber auch noch die Informationen der Längenverteilung vollständiger (wahrer) Spaltspuren zu Hilfe, so ist fast immer eine eindeutige Klassifikation möglich.

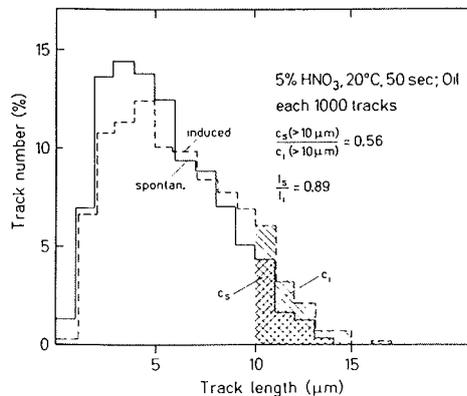


Abb. IV.-7: Längen-Histogramm für projizierte spontane und induzierte Spuren nach WAGNER (1988). Der Anteil der langen spontanen Spuren $> 10 \mu\text{m}$ (c_s) ist deutlich geringer als der der induzierten (c_i). Das c_s/c_i -Verhältnis ist abhängig von der Aufenthaltsdauer in der PAZ, außerdem liefert es das Alter für das Unterschreiten der 60°-Isotherme.

IV 2.2.2 Wahre Spurenlängen

Wahre Spaltspurenlängen werden an Spuren bestimmt, die nicht die Betrachtungsebene schneiden, sondern durch Risse oder Oberflächenspuren angeätzt werden (Abb. IV.-1). Die wahren Spurenlängen sind unter normalen Ätzbedingungen nur selten zu beobachten, da meistens unvollständig geätzt wird. Deshalb werden die Proben nach erfolgter Datierung mit einer 20 %igen HNO_3 -Lösung 20 Sekunden lang überätzt. Sind die wahren Spaltspuren parallel zur Betrachtungsebene orientiert, kann ihre absolute Länge ermittelt werden. Wie für die projizierten Spaltspuren gilt auch hier, daß die Verteilung der wahren Längen spontaner Spaltspuren eine Aussage über die Verweildauer in der PAZ macht. Schnell abgekühlte Gesteine lassen sich von langsam abgekühlten oder getemperten Gesteinen mit Hilfe der wahren Spurenlängen eindeutig unterscheiden. In Abb. IV.-8 (nach GLEADOW et al. 1986) sind die wahren Spaltspuren-Längenverteilungen (WSLV) verschiedener Abkühlungstypen dargestellt. WSLV induzierter Spaltspuren weisen die längsten mittleren Längen von 15,5 - 17 μm auf. Sehr schnell abgekühlte Gesteine wie Vulkanite zeigen Mittelwerte von 14 - 15,5 μm , die Mittelwerte von Basement-Gesteinen fallen in das Intervall von nur 11,4 - 14 μm . Gesteine, die nach ihrer Abkühlung noch einmal in den Bereich der PAZ geraten und dann wieder abgekühlt sind, haben eine komplexe Verteilung der wahren Spurenlängen mit Mittelwerten, die unter 11 μm liegen können. Nach Abb. IV.-8 verbreitert sich das Histogramm mit abnehmender Abkühlungsgeschwindigkeit, was sich in Form steigender Standardabweichungen ausdrückt (Abb. IV.-9, nach GLEADOW et al. 1986). Die von GLEADOW et al. (1986) aufgestellte Systematik zeigt, daß die WSLV eine sehr wichtige Information für die Interpretation des Alters liefert.

In diesem Zusammenhang ist zu bemerken, daß die Reproduzierbarkeit von WSLV sehr hoch ist, wenn die gleichen experimentellen Bedingungen gegeben sind. Hierbei spielen besonders die beiden Faktoren Ätzzeit und anisotropes Spurenverhalten eine wichtige Rolle. Die Ätzzeit hat einen Einfluß auf die Spurenlänge. Da wahre Spurenlängen über Risse und Oberflächenspuren angeätzt werden, wird für ihr vollständiges Anätzen eine längere Zeit benötigt, als für Oberflächenspuren. Die Versuche von (GREEN et al. 1986) haben gezeigt, daß vollständig geätzte Spuren sich durch Überätzen nicht mehr bedeutend vergrößern lassen, daß jedoch unterätzte Spuren falsche Werte ergeben. Damit kommt einer geeigneten Ätzzeit eine wichtige Bedeutung zu. Weiterhin haben die Versuche von GREEN & DURANI (1977) sowie LASLETT et al. (1984) gezeigt, daß der Ausheilvorgang anisotrop verläuft. Spuren, die parallel zur kristallographischen c-Achse orientiert sind verheilen langsamer als diejenigen, die senkrecht zur c-Achse orientiert sind. Einige Autoren bevorzugen es deshalb, ausschließlich Spuren zu messen, die parallel zur c-Achse orientiert sind, während andere Autoren alle wahren Spurenlängen messen. Dies bedingt, daß nicht alle in der Literatur beschriebenen Ergebnisse vergleichbar sind. In dieser Studie wurde die kristallographische Orientierung nicht berücksichtigt.

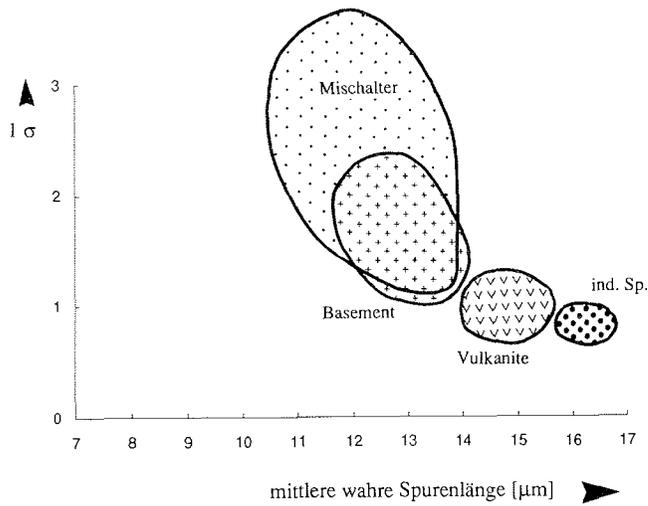


Abb. IV.-8: Verschiedene Abkühlungstypen weisen unterschiedliche mittlere wahre Spuren­längen auf und ermöglichen so eine Interpretation als Abkühlungs- oder Mischalter. Während induzierte Spurenverteilungen besonders große Mittelwerte mit relativ niedrigen Standardabweichungen aufweisen, sind für Mischalter reduzierte mittlere wahre Längen mit größeren Standardabweichungen charakteristisch; modifiziert nach GLEADOW et al. (1986).

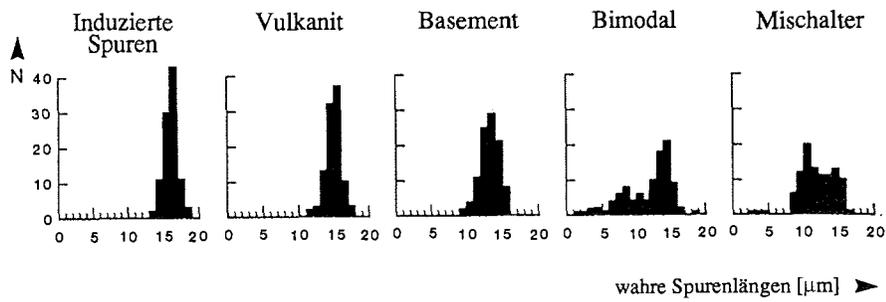


Abb. IV.-9: Typische wahre Längenverteilungen nach GLEADOW et al. (1986) für verschiedene Abkühlungstypen. Vgl. auch Abb. IV.-8.

IV 3. Ergebnisse und Interpretation der Apatit- Spaltspurendatierungen

IV 3.1 Einleitung

Die hier vorgestellten Ergebnisse von Apatit-Spaltspurendatierungen sind die ersten publizierten Spaltspuren-Alter aus dem Dronning Maud Land. Zur Zeit wird jedoch eine Anzahl von Proben aus den Gebieten des östlichen Dronning Maud Lands von südafrikanischen Kollegen bearbeitet. Eine Arbeitsgruppe aus Bremen bearbeitet Proben aus der Heimefrontfjella und der Shackleton-Range. Die Ergebnisse sind bisher nicht publiziert.

Basement-Gesteine sind in der Heimefrontfjella in Höhen zwischen 1000 und 2700 m aufgeschlossen. Sie werden z. T. von einer nicht metamorphen, bis zu 160 m mächtigen, flach lagernden Sequenz fluviatiler und flachmariner Sandsteine mit permokarbonen Altern überlagert. Diese Sedimente sind im nördlichen Teil des Gebirges an vier bis zu 50 km auseinanderliegenden Lokalitäten aufgeschlossen. Die permokarbone Landoberfläche befindet sich jetzt in einer Höhe zwischen 2100 und 2500 m. Diese Beziehung zwischen Grundgebirge und Deckschichten zeigt, daß das aufgeschlossene Basementniveau bereits zu prä-permokarbonen Zeiten Landoberfläche war, und deshalb vermutlich schon lange vor dem Einsetzen der Sedimentation auf Temperaturen unterhalb 100°C (effektive Schließungstemperatur von Apatit) abgekühlt war. Diese Überlegung führte zu der Annahme, daß die Apatit-Spaltspurenalter ein paläozoisches Alter haben sollten. Die ersten sechs Altersbestimmungen an Proben der Expeditionen 1985/86 und 1987/88 ergaben im Rahmen dieser Arbeit jedoch mesozoische Alter zwischen 95 und 105 Ma.

Die Kruste muß also post-permisch noch einmal auf Temperaturen von mehr als 100°C erwärmt worden sein. Als Grund hierfür wird der Beginn des Gondwanazerfalls angenommen, der in Dronning Maud Land mit der Effusion jurassischer Basalte einhergeht und vermutlich mit einem erhöhten thermischen Gradienten verbunden war. Jurassische mafische Effusiva sind in der Heimefrontfjella nur am Björnnutane (XU-Fjella) aufgeschlossen, wo sie die hier nur 2 m mächtigen permokarbonen Sedimente mit einer Mächtigkeit von ca. 130 m überlagern. In der ganzen Heimefrontfjella treten außerdem jurassische Gänge und Sills auf. In XU-Fjella ist die prä-permokarbone Landoberfläche an einer vermutlich parallel zur Längserstreckung des Gebirges verlaufenden Störung um ca. 400 m verstellt (JUCKES 1972). Die NW-Scholle ist relativ abgeschoben worden.

Im weiteren Verlauf der Untersuchungen wurden während der Expedition 1988/89 mehrere Höhenprofile beprobt. Der Arbeitsansatz begründete sich in der Idee, daß Proben von den höchstgelegenen Gipfeln eventuell nicht, oder nur teilweise von dem thermischen Effekt der jurassischen Basaltüberlagerung bzw. des erhöhten thermischen Gradienten beeinflusst wurden.

Die Ergebnisse werden im Verlauf dieses Kapitels auf der Basis der in Kapitel IV. 2 beschriebenen Interpretationsmöglichkeiten diskutiert.

IV 3.2 Probenlokationen und Probenmaterial

Das Probenmaterial wurde drei Höhenprofilen entnommen, wobei ein Probenabstand von jeweils 100 m angestrebt wurde. Dies war jedoch aufgrund der ausgesetzten Morphologie nur in beschränktem Maße möglich. Zudem konnten bei der Aufbereitung nicht aus allen Proben genügend große Mengen Apatit gewonnen werden. Die Profile A und B befinden sich im zentralen Teil der Heimefrontfjella (Abb. IV.-10). Hier war eine Probennahme im Höhenbereich zwischen 1000 und 2700 m möglich. Profil C befindet sich am NW-Ende des Gebirges. Dort sind permokarbone Sedimente aufgeschlossen, sodaß ein Bezug zur paläozoischen Landoberfläche hergestellt werden kann (Abb. IV.-10).

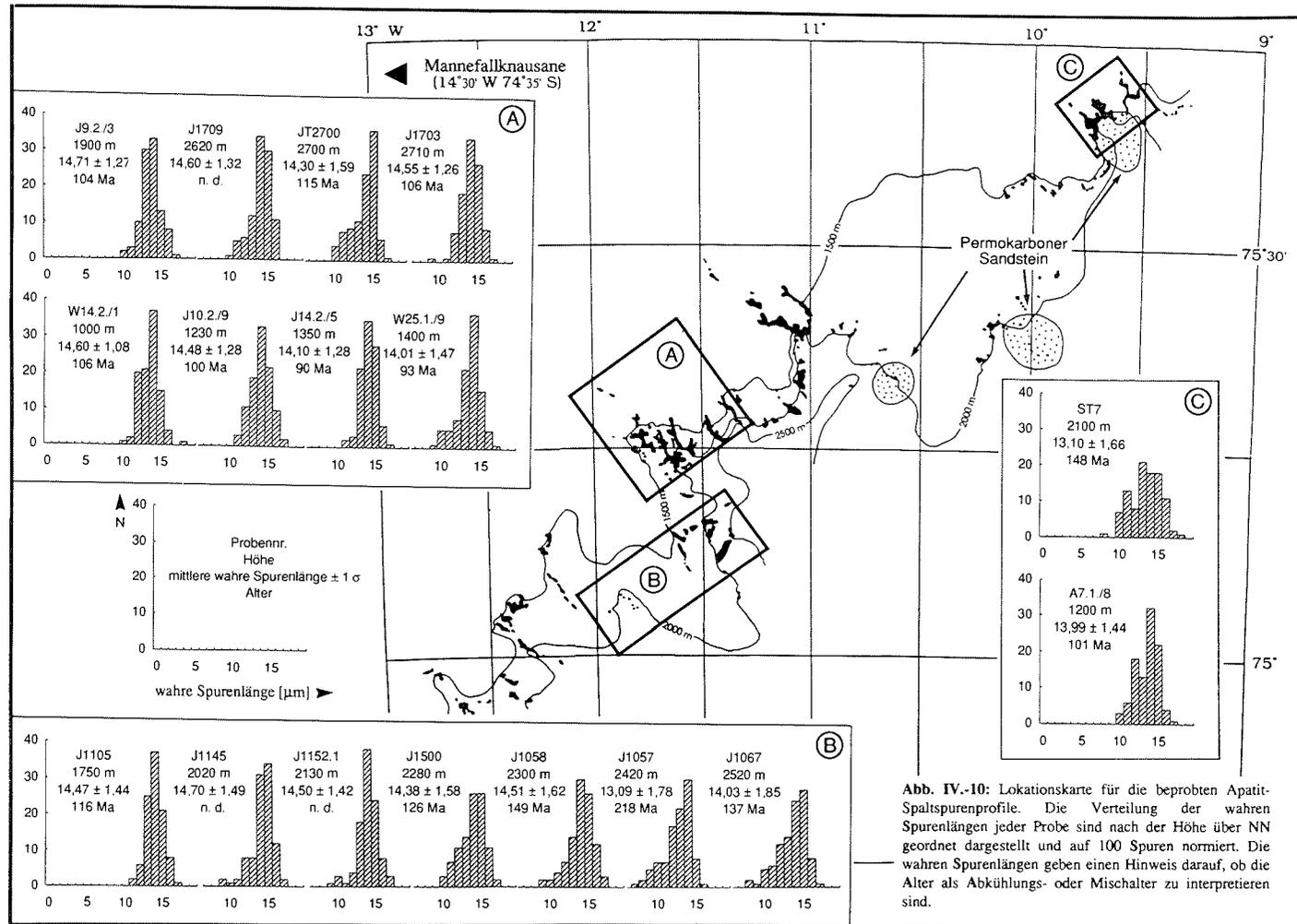
Proben wurden ausschließlich aus magmatischen Gesteinen genommen, da die Datierung mit der Populationsmethode durchgeführt werden sollte (s. a. Kap. IV.1). Die beprobten Hauptgesteinstypen sind leukokrate Metaplutonite und Metavulkanite sowie Pegmatite. Die jeweiligen Gesteinstypen sind in Tab. IV.-1 aufgelistet. Einige Proben haben sich für die Datierung als ungeeignet erwiesen, da sie zu hohe Versetzungs- und/oder Einschlußdichten aufwiesen. Als besonders geeignet für die Datierung haben sich Pegmatite, leukokrate Metavulkanite und Charnockite erwiesen, da sie relativ geringe Spurendichten und eine homogene Spurenverteilung aufweisen, obwohl der relative Anteil abtrennbarer Apatite sehr gering ist. Bei den biotitreicheren Metaplutoniten (Augengneise) dagegen mußten für eine hohe Apatitausbeute nur sehr geringe Probenmengen (1 - 2 kg) aufbereitet werden. Diese Apatite weisen jedoch z. T. so viele Versetzungen und Einschlüsse auf, daß eine Datierung manchmal nur schwer oder gar nicht möglich ist.

Ist eine Probe aufgrund hoher Versetzungs- und/oder Einschlußdichten nicht datierbar, so ist dennoch häufig die Bestimmung der wahren Spurenlangenverteilung möglich, sodaß in den Ergebnistabellen bei einigen Proben die Angabe des Spaltspurenalters fehlt. Die Bestimmung der wahren Spurenlangenverteilung wurde zunächst nur an den Proben durchgeführt, bei denen genügend Material für ein zweites, nicht bestrahltes Streupräparat zur Verfügung stand, da bei dieser Methode - durch die erhöhte Ätzzeit - das Präparat für die Alterbestimmung unbrauchbar wird. Deshalb liegen bei einigen Proben die Altersdaten, nicht aber die Längenverteilungen vor.

IV 3.3 Ergebnisse und Interpretation

Die Ergebnisse der Apatit-Spaltspurenalter sind in Tab. A3 (im Anhang), Abb. IV.-10 und Abb. IV.-11 zusammengefaßt. In Tab. A4 (im Anhang), Abb. IV.-10, Abb. IV.-13 und Abb. IV.-14 sind die Ergebnisse der projizierten und wahren Spurenlangenverteilungen aufgeführt.

Die Apatit-Spaltspurenalter von 17 Proben aus der Heimefrontfjella ergaben Alter zwischen 88 und 218 Ma. In Abhängigkeit von ihrer regionalen Herkunft weisen die Alter systematische Unterschiede auf. So ergaben Proben aus SE-Sivorgfjella (Profil B)



stets höhere Alter als Proben aus NW-Sivorfjella (Profil A). Die Ergebnisse von drei verschiedenen Profilen werden im folgenden einzeln vorgestellt.

Profil A setzt sich aus insgesamt 9 Proben zusammen, die in Höhen zwischen 1000 und 2700 m entnommen wurden, wobei die beiden niedrigsten Proben von Mannefallknausane (1000 m) stammen (Abb. IV.-10). Die Alter fallen in ein relativ kleines Altersintervall zwischen 90 und 115 Ma (Oberkreide). Sie weisen eine positive Korrelation mit der Höhe auf. Die Verteilung der wahren Spurenängen ergab Mittelwerte zwischen 14,0 und 14,7 μm . Sie fallen damit in den Grenzbereich zwischen vulkanischem und Basement-Typ nach GLEADOW et al. (1986). Auch die Form der wahren Spurenängenverteilung (Abb. IV.-10) deutet auf einen schnellen Abkühlungstyp hin. Für diese Proben muß also angenommen werden, daß sie während eines thermischen Ereignisses auf Temperaturen oberhalb von 125°C erwärmt und in der Oberkreide dann relativ schnell herausgehoben wurden. Aus der Alter/Höhen-Beziehung lassen sich Hebungsbeträge von ca. 100 m/Ma ableiten (Abb. IV.-11).

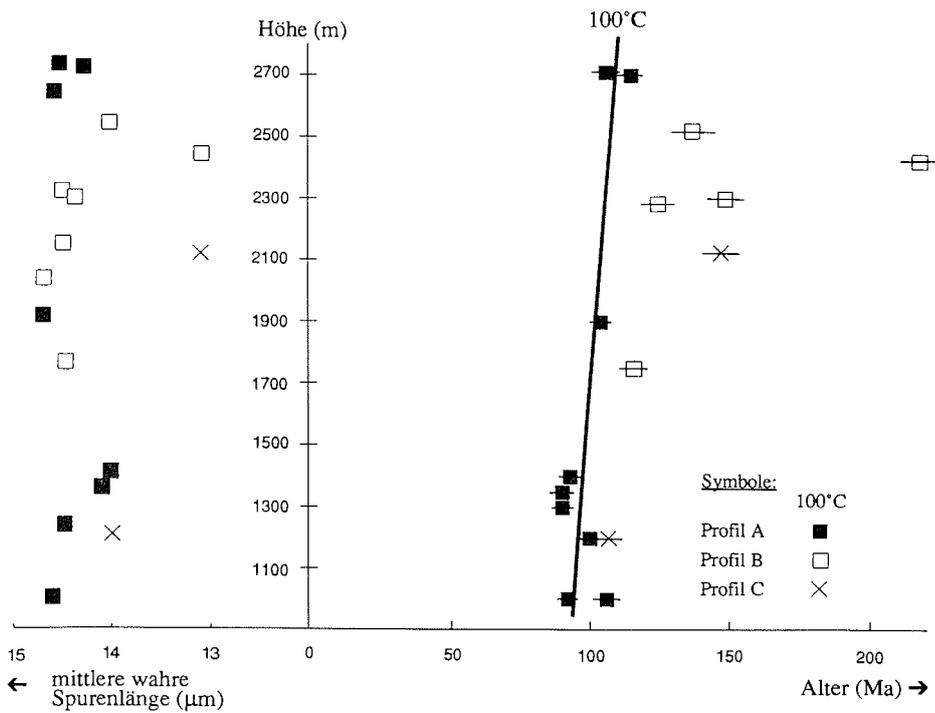


Abb. IV.-11: Darstellung der Alter im Alter/Höhen Diagramm. Fehlerbalken repräsentieren 1 σ . Die Alter von Profil A genügen einer linearen Regression, da es sich bei ihnen um Abkühlungsalter handelt, wie die Verteilung der wahren Spurenängen zeigt. Die Alter von Profil B und C streuen stärker und zeigen teilweise reduzierte Mittelwerte der wahren Spurenängen. Proben mit mittleren wahren Spurenängen von ca. 13 μm müssen als Mischalter interpretiert werden.

Profil C besteht aus nur zwei Proben. Probe A 7.1./8 (1200 m) ergab mit ca. 100 Ma ebenfalls ein oberkretazisches Alter. Die zweite Probe ist ein granitischer 'dropstone' (Abb. IV.-12) aus den liegenden Sedimentfolgen des permokarbonen Sandsteins (2120 m). Dieser Dropstone muß lange vor seiner Inkorporation in das Sediment auf Temperaturen unterhalb der Schließungstemperatur für das Apatit-Spaltspurensystem abgekühlt gewesen sein. Er weist jedoch ein Alter von nur 149 Ma auf. Betrachtet man die Verteilung der wahren Spurenlängen, so wird deutlich, daß es sich hierbei um ein Mischalter handeln muß. Dementsprechend beträgt das Mittel der Längenverteilung auch nur 13,1 μm . Während bei der ersten Probe das Alter durch ein thermisches Ereignis vollständig zurückgestellt worden ist, ist dies bei der zweiten Probe nur unvollständig geschehen. Der 'dropstone' stammt damit aus dem Bereich einer fossilen PAZ deren untere Grenzfläche sich zwischen den beiden Probenpunkten befindet.

Profil B besteht aus 7 Proben, von denen sich jedoch lediglich 5 zur Datierung als geeignet erwiesen. Die Proben wurden in Höhen zwischen 1700 und 2600 m entnommen. Die an diesen Proben ermittelten Alter weisen eine sehr große Streubreite zwischen ca. 100 und 220 Ma auf, wobei es auch hier eine positive Korrelation mit der Höhe gibt. Die Analyse der wahren Spurenlängenverteilung zeigt, daß auch hier scheinbar ein Übergangsbereich zwischen reinen Abkühlungsaltern im unteren Profilabschnitt und Mischaltern im oberen Profilabschnitt vorliegt. Die unteren 3 Proben, von denen lediglich eine datiert werden konnte, weisen mit Mittelwerten von 14,5 bis 14,7 μm sehr ähnliche Spurenlängenverteilungen wie die Proben aus Profil A auf. Die oberen 4 Proben zeigen z. T. reduzierte Mittelwerte, und die Form der Längenverteilungen werden deutlich breiter (Abb. IV.-10). Dies drückt sich in steigenden Standardabweichungen aus (Abb. IV.-13). Die Probe mit dem höchsten Alter weist auch den niedrigsten Mittelwert der wahren Spurenlängen auf (13,1 μm). Jedoch ist dies im Profil nur die zweithöchst gelegene Probe. Die im Profil am höchsten gelegene Probe weist wieder ein geringeres Alter auf. Vermutlich ist dieser Effekt auf einen variierenden Chemismus zurückzuführen. Ähnlich wie bei Profil C zeigt die Alters- und Spurenlängenverteilung in Profil B den Übergangsbereich der Liegendgrenze einer fossilen PAZ.

Die Ergebnisse der projizierten Längenverteilungen sind in Abb. IV.-14 dargestellt. Sie liefern durch die Bestimmung des c_2/c_1 -Verhältnisses das Alter (t_p) für das Erreichen der 60°C-Isotherme. Das c_2/c_1 -Verhältnis ist nur in einem großen Fehlerbereich reproduzierbar, sodaß auch die t_p -Alter mit großen Fehlern behaftet sind. Für die Proben von Profil A wurde eine Regressionsgerade berechnet. Das mittlere t_p -Alter für diese Proben beträgt 55 Ma. Die c_2/c_1 -Verhältnisse für die Proben von Profil A streuen bis auf eine Ausnahme im Bereich zwischen 0,5 und 0,7. C_2/C_1 -Verhältnisse von 0,5 - 0,7 sind charakteristisch für gleichmäßige oder verlangsamte Hebung, während Verhältnisse im Bereich von 0,3 bis 0,4 auf eine relativ lange Verweildauer in der PAZ (beschleunigte Abkühlungs- oder Mischalter) hindeuten (G. WAGNER, pers. Mittl.; s. Kap. IV.2). Während die Proben von Profil C noch Teil der Regressionsgeraden sein könnten, so liegen die t_p -Alter der Proben von Profil B systematisch höher. Die mit Hilfe der wahren Spurenlängenverteilung identifizierten Mischalter der Profile B und C weisen mit einer Ausnahme c_2/c_1 -Verhältnisse von 0,40-0,45 auf.

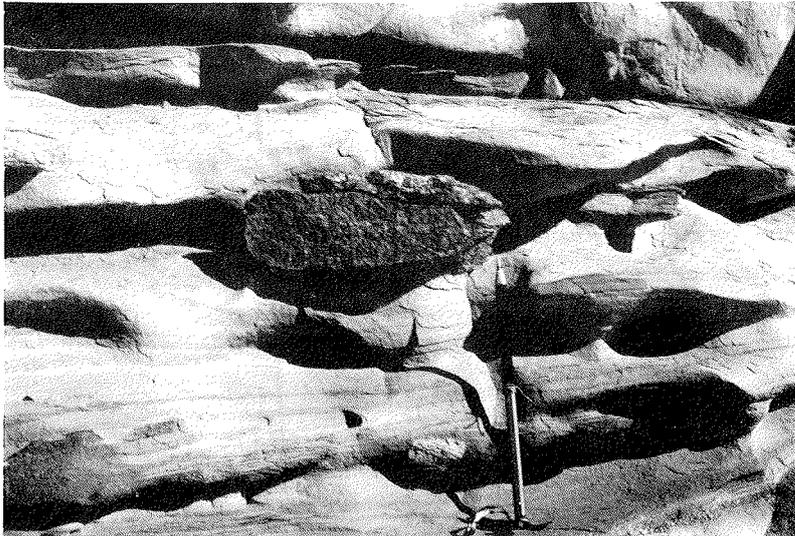


Abb. IV.-12: Die unteren Schichten der nichtmetamorphen permokarbonen Deckschichten weisen eine Vielzahl granitischer Dropstones auf. Man muß annehmen, daß sie lange vor ihrer Ablagerung auf niedrige Temperaturen abgekühlt sind, also ein präpermokarbones Alter aufweisen sollten. Das AFT-Alter von nur 150 Ma weist jedoch darauf hin, daß es ein postpaläozoisches thermisches Ereignis gegeben haben muß, welches zur teilweisen Zurückstellung dieses Alters geführt hat.

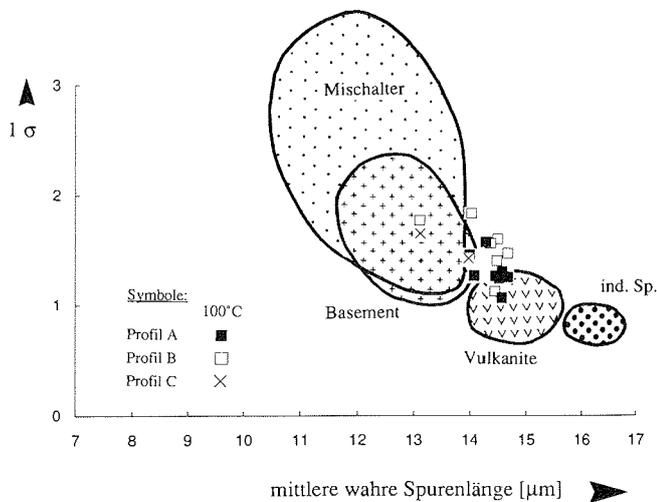


Abb. IV.-13: Nach der Klassifikation der mittleren wahren Spurenlängen in Abhängigkeit von der einfachen Standardabweichung nach GLEADOW et al. (1986) fallen die meisten Proben in den Bereich sehr schneller Abkühlung. Nach dieser Klassifikation nehmen nur zwei Proben den Bereich der Mischalter ein.

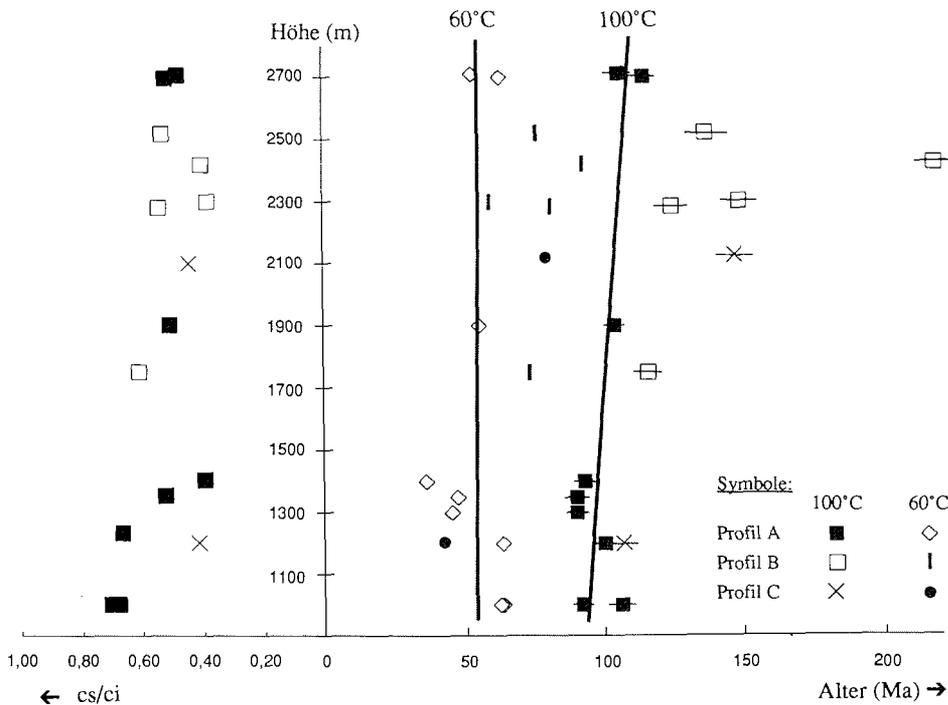


Abb. IV.-14: Ergebnisse der projizierten Längenverteilungen. Vor ca. 50-60 Ma sind die Gesteine der Heimefrontfjella unter die 60°C-Isotherme abgekühlt. Die c_s/c_i -Verhältnisse zeigen nicht eindeutig ob es sich bei einem Alter um ein Misch- oder ein Abkühlungsalter handelt (vgl. Abb. IV.-11)

Man kann zusammenfassend feststellen, daß sich in dieser Studie die wahren Spuren­längenverteilungen in Verbindung mit den Formen der Längenverteilungen besser für die Unterscheidung von Abkühlungs- und Mischaltern erwiesen haben, als die c_s/c_i -Verhältnisse. Der entscheidende Grund dafür scheint die schlechtere Reproduzierbarkeit der c_s/c_i -Verhältnisse gegenüber der der mittleren wahren Spuren­längen zu sein.

Wie besonders die Verteilung wahrer Spuren­längen zeigen konnte, liegt in zwei von drei Profilen offenbar der Übergangsbereich von vollständig zurückgestellten Altern zu Mischaltern vor. Damit stellt das aufgeschlossene Basementniveau den Übergangsbereich in den unteren Bereich einer fossilen PAZ dar. Die Hangendgrenze dieser PAZ ist nicht aufgeschlossen. Die Alter/Höhen-Profile haben außerdem gezeigt, daß die Liegendgrenze dieser fossilen PAZ in verschiedenen Höhen aufgeschlossen ist. Während sie in Profil B in ca. 2400 m aufgeschlossen ist, liegt sie in Profil C zwischen 1200 und 2100 m. In Profil A ist sie überhaupt nicht aufgeschlossen. Hier muß sie sich oberhalb des Aufschluß­niveaus befinden. Der Versatz der fossilen PAZ kann nur durch eine junge Störungstektonik erklärt werden, die vermutlich mit der schnellen Heraus-

hebung in der Oberkreide einherging.

Eine Abschätzung der Versatzbeträge kann durch einen weiteren Vergleich der drei Profile gemacht werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß vor der Aktivierung der Störungen Proben aus verschiedenen Profilen aber aus gleichen Höhenlagen ähnliche Alter haben sollten, und die Höhenlage der fossilen PAZ sollte in allen drei Profilen gleich gewesen sein. Verlängert man in diesem Sinne die lineare Regression, die durch die Alter in Profil A gebildet wird, bis zu Höhen von ca. 5000 m (Abb. IV.-15), so können nun die Altersdaten von Profil B parallel zur y-Achse (parallel zur Höhe) verschoben werden, bis ihre Abkühlungsalter auf der durch die Proben von Profil A gebildeten Regressionsgeraden zu liegen kommen. Die Liegendgrenze der PAZ für Profil A würde jetzt derjenigen von Profil B entsprechen und wäre in ca. 4800 m zu vermuten.

Diese Abschätzung ist natürlich stark von der Steigung der Regressionsgeraden und damit von den Fehlern der Alter abhängig. Sie kann keine exakten Werte liefern, macht aber deutlich, daß die Verwerfungsbeträge zwischen Profil B und Profil A etwa 2500 m und die zwischen Profil A und Profil C sogar bis zu 3000 m betragen müssen (Abb. IV.-16). Dabei fällt auf, daß die jetzt topographisch am höchsten gelegenen Gebiete (Profil A) auch die am stärksten herausgehobenen sind.

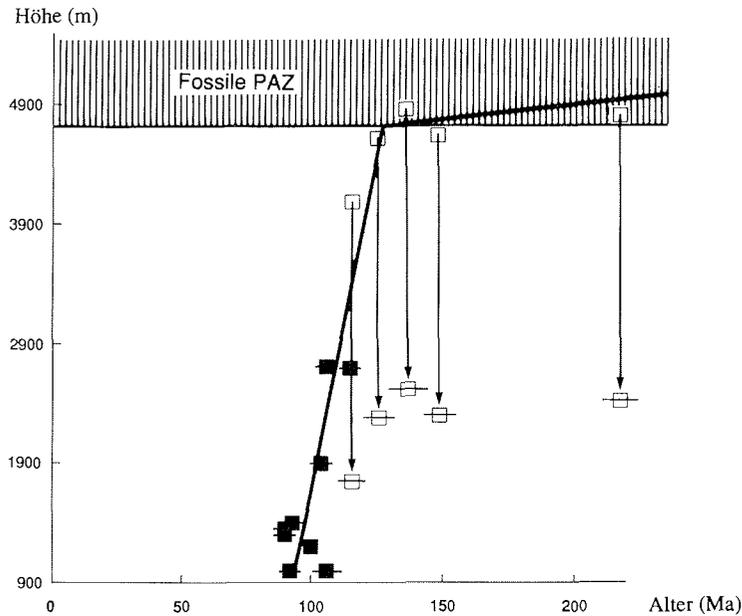


Abb. IV.-15: Interpretation der Alter von Profil B in Relation zu Profil A. Verlängert man die lineare Regression, die von den Proben aus Profil A gebildet werden bis zu Höhen von ca. 5000 m, so können die Abkühlungsalter der Proben von Profil B durch einen einfachen Höhenversatz von ca. 2500 m mit der Regressionsgeraden zur Deckung gebracht werden. Der Knick am Ende der Regressionsgeraden markiert die Liegendgrenzfläche einer fossilen PAZ.

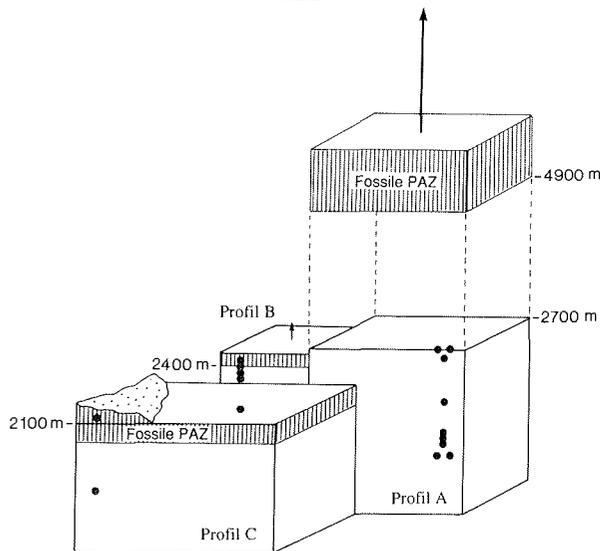


Abb. IV.-16: Schematisches Blockdiagramm der drei beprobten Profile. Die Punkte indizieren die relative Lage der Probenpunkte. Während Profil B und C den Grenzbereich zu einer fossilen PAZ umfassen, muß für Profil A angenommen werden, daß dieser sich weit oberhalb des rezenten Aufschlußniveaus befindet. Die verschiedenen Positionen der PAZ zeigen, daß vermutlich mit der schnellen Heraushebung in der Oberkreide eine intensive Blocktektonik mit Verwerfungsbeträgen von bis zu 3 km einherging.

Zusammenfassung:

1. Die kretazischen Apatit-Spaltspurenabkühlungsalter und ältere Mischalter zeigen, daß das aufgeschlossene Basementniveau der Heimfrontfjella während des Mesozoikums (> 100 Ma) auf Temperaturen der partiellen Ausheilungszone für Apatit-Spaltspuren ($60-125^{\circ}\text{C}$) und darüber erwärmt wurde.
2. Die Erwärmung der Kruste im Mesozoikum war vermutlich das Resultat einer Überlagerung des Basements mit jurassischen Flutbasalten, wie sie in Vestfjella aufgeschlossen sind sowie eines erhöhten geothermischen Gradienten am Beginn des Gondwanazerfalls.
3. Das Mischalter eines granitischen Dropstones in permokarbonen Sedimenten beweist, daß die Überlagerung mit jurassischen Flutbasalten nicht viel mächtiger als ca. 2 km gewesen sein kann.
4. Die Oberkreide ist eine Zeit schneller Heraushebung mit Hebungsbeiträgen von ca. 100 m/Ma und intensiver Blocktektonik mit vertikalen Versatzbeiträgen von bis zu 3000 m.
5. Die heute topographisch am höchsten gelegenen Gebiete sind auch die Gebiete, die am stärksten herausgehoben wurden.

V 4. Diskussion der Apatit-Spaltspurenergebnisse

IV 4.1 Diskussion vertikaler Krustenbewegungen seit dem Perm

Flach lagernde permokarbone, fluviatile und flachmarine Sandsteine überlagern das proterozoische Basement der Heimefrontfjella und beweisen damit, daß das heutige Basementniveau im ausgehenden Paläozoikum in Meeresspiegelhöhe gelegen hat. Heute befindet sich diese paläozoische Landoberfläche in ca. 2100 m Höhe. Vor der detaillierten Analyse der Hebungsgeschichte dieser Region mit Hilfe von Apatit-Spaltspurenuntersuchungen war über die Krustenbewegungen zwischen dem ausgehenden Paläozoikum und heute lediglich bekannt, daß die Kruste seit dem Perm um ca. 2100 m gehoben worden ist.

Abb. IV.-17 zeigt einen aus den Apatit-Spaltspurenuntersuchungen abgeleiteten Sketch über die differentiellen vertikalen Krustenbewegungen - besonders im Mesozoikum - mit den beiden wichtigen Zeitmarken 170 Ma und 100 Ma. Das belegbare Szenario beginnt im Perm, als dieses Gebiet Sedimentationsraum war. 'Dropstones' in den Liegendserien weisen auf die permokarbone Vereisung hin, während dünne Kohleflöze in den Hangendserien das Einsetzen eines wärmeren Klimas andeuten. Die Sedimente sind in den Kottasbergen mit einer Mächtigkeit von 160 m aufgeschlossen. Dort werden sie von einem ca. 15 m mächtigen Basaltsill intrudiert, der mit ca. 170 Ma datiert wurde (REX in JUCKES 1972). Das Basement wird von einigen z. T. mehrere Meter mächtigen jurassischen Basaltgängen durchschlagen. Am Björnnutane sind jurassische Vulkanite in einer Mächtigkeit von ca. 130 m aufgeschlossen. Dieser Vulkanismus indiziert das beginnende Rifting zwischen Afrika und Antarktika. Zu dieser Zeit ist es im Bereich von Vestfjella, 180 km nördlich der Heimefrontfjella, zur Effusion mächtiger Basaltabfolgen mit einem Maximum der Basaltförderung zwischen 170 und 180 Ma (PETERS 1989) gekommen. Obwohl jurassische Vulkanite in der Heimefrontfjella nur in einer Mächtigkeit von 130 m erhalten sind, ist anzunehmen, daß auch das Basement der Heimefrontfjella von einer mächtigen jurassischen Basaltdecke überlagert wurde, die zu einer Temperung des unterlagernden Basements geführt hat. Wie die Spaltspurenuntersuchungen zeigen, hat der thermische Effekt zur vollständigen oder teilweisen Nullstellung des Apatit-Spaltspurensystems geführt. Dies bedeutet, daß sich der aufgeschlossene Basementbereich unterhalb oder innerhalb der jurassischen partiellen Ausheilungszone (PAZ) für Apatit-Spaltspuren befunden hat. Man muß annehmen, daß die Basaltüberlagerung zu einer Depression der Kruste geführt hat, und daß sich 10 bis 20 Ma Jahre später die Isothermen den neuen Verhältnissen angepaßt haben. Da die thermische Leitfähigkeit von Basalten geringer ist als die von Gesteinen mit granitischer Zusammensetzung, hat vermutlich eine weniger als 2 km mächtige Basaltdecke zur Zeit des Isothermenausgleichs (≈ 150 Ma) ausgereicht, um das darunterliegende Basement auf Temperaturen der PAZ für Apatit-Spaltspuren und darüber zu erwärmen. Die primäre Überlagerung kann größer gewesen sein, wenn sie bis zum Zeitpunkt des Isothermenausgleichs wieder abgetragen worden ist.

Mindestens zwei weitere Faktoren beeinflussen die Mächtigkeitsabschätzung einer solchen Basaltdecke. Der maximale Anteil permokarboner Sedimente an der Gesamtüberlagerung des Grundgebirges ist unbekannt. Im Extremfall könnte aber eine mächtige Sedimentabfolge zu der notwendigen Erwärmung geführt haben, obwohl dieser Fall für

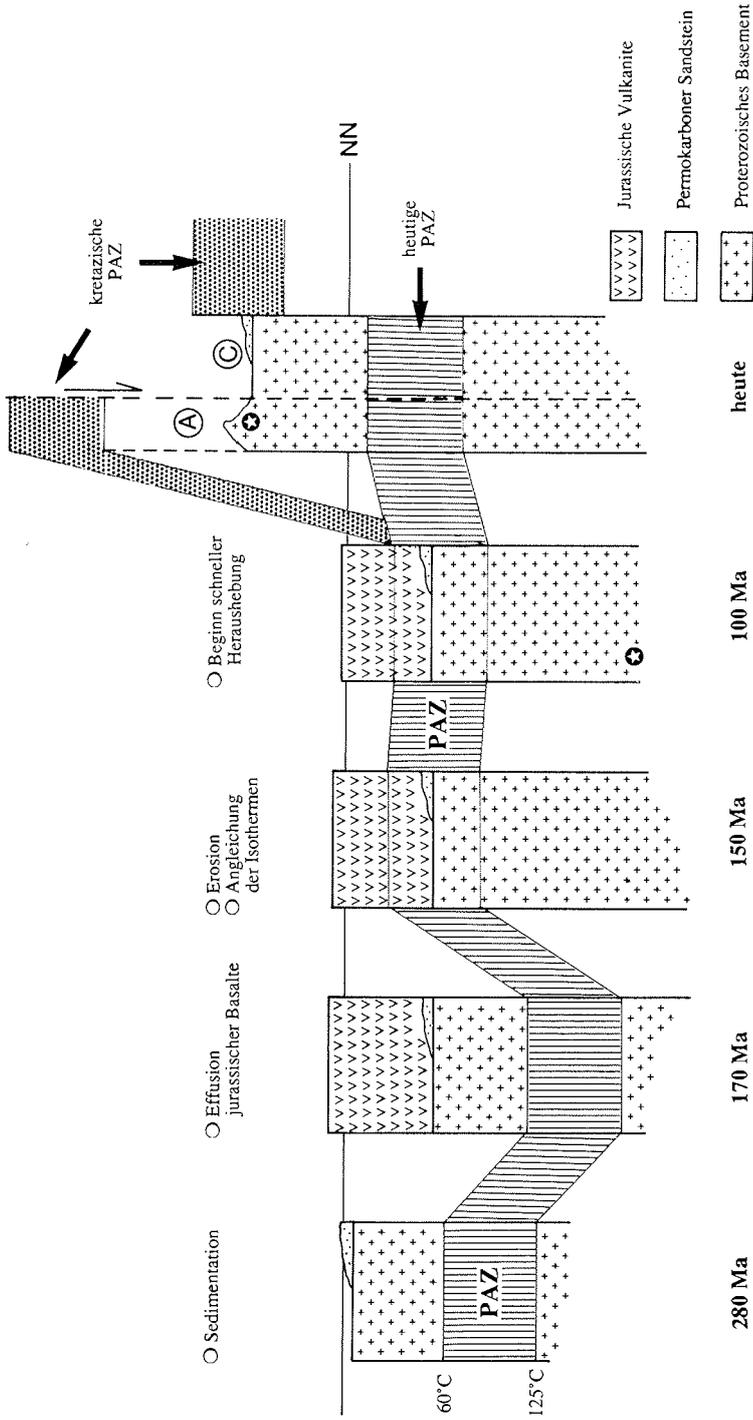


Abb. IV.-17: Aus den Apatit-Spaltstudien abgeleitete vertikale Krustenbewegungen im Bereich der Heimefrontfella während des Mesozoikums. Besonders wichtig sind die beiden Zeitmarken 170 Ma und 100 Ma. Vor ca. 170 Ma kommt es zur Effusion voluminöser basaltischer Schmelzen, die vermutlich zur Depression und Temperung des Basements auf Temperaturen der PAZ für Apatit-Spaltspuren und darüber geführt haben. In der mittleren Kreide (ca. 100 Ma) wird das Basement schnell herausgehoben. Die Hebungsbeträge können bis zu 8 km betragen haben (s. Probe: ●). Die Heraushebung geht mit einer intensiven Blocktektonik mit relativen vertikalen Bewegungen von bis zu 3 km einher.

die Heimefrontfjella unwahrscheinlich ist, da bereits vor der Effusion der jurassischen Basalte die permokarbonen Sedimente z. T. fast völlig abgetragen worden waren. Am Björnnutane (XU-Fjella) ist die Sedimentschicht zwischen Basement und jurassischen Basalten nur 2 m mächtig. Außerdem hängt die Mächtigkeitsabschätzung von der Höhe des thermischen Gradienten ab. Es muß jedoch von einem erhöhten thermischen Gradienten ausgegangen werden. Je höher der thermische Gradient gewesen ist, desto geringmächtiger kann die Basalt/Sedimentüberlagerung gewesen sein, die zur teilweisen oder vollständigen Öffnung des Apatit-Spaltspurensystems geführt hat. Dieser Einfluß konnte in Abb. IV.-17 nicht berücksichtigt werden. Hier wurde zunächst mit einem Temperaturgradienten von ca. 30°C/km gerechnet.

Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Apatit-Spaltspurenuntersuchungen ist, daß die Erwärmung nicht von kurzer Dauer war, sondern bis in die Kreide andauerte. Noch in der Oberkreide (100 Ma) hat sich das aufgeschlossene Basementniveau im T-Bereich der PAZ für Apatit-Spaltspuren und darüber befunden. Daraus läßt sich ableiten, daß der Zeitraum nach Abschluß des initialen Rifting (ca. 170-180 Ma) bis vor ca. 100 Ma eine Zeit relativer tektonischer Ruhe war. Nimmt man die paläozoische Peneplain als thermischen Leithorizont, so hat diese sich im Zeitraum seit dem angenommenen Isothermenausgleich vor ca. 150 Ma vermutlich permanent im Temperaturbereich der PAZ befunden (Abb. IV.-17).

In der Oberkreide kam es dann zur relativ schnellen Heraushebung. Die Ergebnisse von Profil A belegen eine Hebungsrate von ca. 100 m/Ma. Die Hebungsbeträge können nach Abb. IV.-17 bis zu 8 km betragen haben. Gleichzeitig muß die Heraushebung mit einer intensiven Blocktektonik mit relativen vertikalen Verwerfungsbeträgen von bis zu 3 km einhergegangen sein, wie das Nebeneinander von Apatit-Abkühlungsaltern und Apatit-Mischaltern beweist (vgl. Abb. IV.-15; 16).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Apatit-Spaltspurenuntersuchungen gezeigt haben, daß das Basement im Bereich der Heimefrontfjella im Mesozoikum von zwei markanten tektonischen bzw. tektono-thermalen Ereignissen betroffen war:

1. Temperung des Basements auf Temperaturen der PAZ für Apatit-Spaltspuren durch die Effusion voluminöser Basaltabfolgen im mittleren Jura
2. Relativ schnelle Heraushebung in der mittleren Kreide (ca. 100 Ma) verbunden mit einer intensiven Blocktektonik

IV 4.2 Der Gondwanazerfall und seine Bedeutung für die Entwicklung des Kontinentalrandes im Bereich der Heimefrontfjella

Der Zerfall Gondwanas begann an der Wende vom Paläozoikum zum Mesozoikum und läßt sich heute am besten durch die vielfältig durchgeführten geomagnetischen Kartierungen des Meeresbodens rekonstruieren. Unterschiedlich magnetisierte Streifen des Meeresbodens, die durch die frequente Umpolung des Erdmagnetfeldes entstehen, weisen charakteristische Anomalienmuster auf und lassen sich weltweit wiedererkennen und zeitlich einordnen. Außerdem liefern sedimentologische Untersuchungen sowie geochronologische Datierungen an riftassoziierten Magmatiten wichtige Hinweise für

den zeitlichen Ablauf der Kontinentaldrift.

Der Gondwanazerfall begann nach REEVES et al. (1987) im Bereich von Kenia möglicherweise bereits im Permokarbon, zeitgleich mit der Ablagerung der Karoo. Das Rifting am Ostrand des Weddell Meeres ist geochronologisch durch das Auftreten jurassischer Vulkanite in Vestfjella, der Heimefrontfjella und Kirwanveggen belegt. In Vestfjella konnte PETERS (1989) eine Haupteruptionsphase mafischer Laven zwischen 170 und 180 Ma nachweisen. Im Bereich des Weddell Meeres fanden HINZ & KRAUSE (1982) ein NE-streichendes 'failed rift', welches vermutlich ebenfalls im mittleren Jura angelegt wurde und auf ein NW-SE gerichtetes Spannungsfeld hindeutet. Verbunden mit diesem initialen Rifting war vermutlich die Ausdünnung der kontinentalen Kruste, die Entwicklung von Riftbecken und die Effusion mächtiger Trappbasalte. Das initiale Rifting hat nicht bis zur Ausbildung ozeanischer Kruste geführt. Das 'failed rift' wird von einer ENE-streichenden Struktur, dem 'Explora-Andenes-Escarpment' abgeschnitten. Dieses Escarpment trennt ozeanische Kruste im Norden von kontinentaler Kruste im Süden. Der Grund für die Anlage dieses Escarpments ist in einer überregionalen plattentektonischen Reorganisation der Driftbewegungen zu sehen. Das Escarpment bildet einen mit ca. 45° steil abfallenden Kontinentalhang. Normalerweise fallen passive Kontinentalränder mit durchschnittlich nur 4° ein. Daraus schlossen KRISTOFFERSON & HAUGLAND (1986), daß dieses Escarpment keinen einfachen passiven Kontinentalrand, sondern eine komplex aufgebaute Blattverschiebung mit transpressiv/transensionalem Charakter repräsentiert, die im Zeitraum zwischen ca. 170 bis 130 Ma aktiv gewesen ist. Bis vor 130 Ma beschränkte sich der Gondwanazerfall auf die Trennung Ostgondwanas (Antarktis, Indien, Australien) von Westgondwana (Südamerika, Afrika) entlang einer langen schmalen Zone, wobei das Somalische Becken, das Mosambiquebecken und das Weddell Meer zu entstehen begannen (LAWVER et al. 1991). Diese Situation änderte sich, als sich Südamerika vor 130 Ma von Afrika trennte. Dabei entstand eine 'triple junction' und nördlich des Explora-Andenes-Escarpments erstmalig ozeanische Kruste. Seit diesem Zeitpunkt ist der Kontinentalrand der Ostantarktis im Bereich der Heimefrontfjella ein echter passiver Kontinentalrand.

Eine weitere Reorganisation der Plattenbewegungen indiziert die magnetische Anomalie 34 (84-118 Ma). Diese Anomalie korreliert mit einem auffälligen 'fracture zone'-Anomalienmuster, das möglicherweise darauf hindeutet, daß ehemalige ozeanische Transformstörungen zu ozeanischen Spreizungsachsen ausgebildet wurden und umgekehrt (HINZ pers. Mittl.). Zeitgleich entstand im Südatlantik eine Zone mit 'seaward dipping reflectors' die darauf hindeuten könnten, daß Vulkanite unter subaerischen Bedingungen ausgeflossen sind, was hohe Effusionsraten voraussetzt (HINZ pers. Mittl.). Dies geht mit der Beobachtung konform, daß der Zeitraum vor ca. 100 Ma eine Zeit erhöhter Driftgeschwindigkeiten war und die Rotationspole der Platten sich grundlegend änderten (OLIVET et al. 1987). Vor ca. 120 Ma begann außerdem die Trennung Indiens von der Antarktis (LAWVER et al. 1991), so daß nun die Anordnung der Spreizungsachsen und Transformstörungen des Ozeanbodens im Bereich des Südatlantiks von einer weiteren driftenden Platte mitbeeinflusst wurde und möglicherweise als Grund für die Entstehung der 'fracture zones' von Anomalie 34 anzusehen ist. Die erhöhten 'spreading'-Raten auf der einen Seite führten an anderer Stelle zu höheren Subduktionsraten, weshalb es in Südamerika zu dieser Zeit zur andinen Orogenese kam (DALZIEL 1986). Allgemein ist festzustellen, daß der Bereich des Südatlantiks und des Weddell

Meeres zur Zeit der mittleren Kreide von einem thermischen Ereignis betroffen war.

Die Entwicklung des Kontinentalrandes der Ostantarktis im Bereich des Dronning Maud Lands läßt sich für den Zeitraum seit dem initialen Gondwana-Rifting bis vor ca. 80 Ma in Anlehnung an obige Ausführungen in 4 markante Episoden gliedern:

? -170 Ma:	Initiales Rifting; Trappbasalte; 'failed rift'
170 - 130 Ma:	Explora-Andenes-Escarpment fungiert als Transpressionszone
130 Ma:	Südamerika trennt sich von Afrika: Reorganisation der Plattenbewegungen; erste ozeanische Kruste im Weddell Meer
120 - 80 Ma:	Indien trennt sich von der Antarktis; Reorganisation und Beschleunigung der Plattenbewegungen; Anomalie 34; 'hot time'

Die Apatit-Spaltspurenuntersuchungen haben gezeigt, daß das Grundgebirge im Bereich der Heimefrontfjella vor ca. 100 Ma relativ schnell herausgehoben wurde, in einer Zeit als sich Westgondwana von Ostgondwana bereits seit geraumer Zeit getrennt hatten. Die Heraushebung des Kontinentalrandes im Bereich der Heimefrontfjella fällt jedoch in den Zeitraum, in dem Indien sich von der Antarktis loslöst und es zu einer Reorganisation und Beschleunigung der Plattenbewegungen kommt. Möglicherweise ist der Grund für die Heraushebung des Kontinentalrandes in der hohen Effusionsrate mafischer Schmelzen zu sehen, die durch partielles Aufschmelzen des lithosphärischen Mantels entstanden sind und zur Bildung von Ozeanboden führen. Die Extraktion mafischer Schmelzen könnte zur Ausdünnung des lithosphärischen Mantels und zur subsequenten Hebung der Lithosphäre geführt haben.

Literaturverzeichnis:

- ADAM, J.F. (1989): Methoden und Algorithmen zur Verwaltung und Analyse von 3-D-Richtungsdaten und ihrer Belegungsdichten.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., **40**: 100 S.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1977): Age and Degree of Metamorphism and Time of Nappe Emplacement along the Southern Margin of the Damara Orogen/Namibia (SW-Africa).- Geol. Rdsch., **67**: 719-742.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1977): K/Ar-Alterbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. dt. geol. Ges., **129**: 229-247.
- ARMSTRONG, R.L., JÄGER, E. & EBERHARDT, P. (1966): A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites.- Earth Planet. Sci. Lett., **1**: 13-19.
- ARNDT, N.T., DRÜCKER, C., FIELTIZ, W., HUNGELING, A., LIPPMANN, E., MILLER, H., PATZELT, G., SÄLZLE, A., SPAETH, G., TAPFER, M., WALTER, Chr. & WEBER, K. (1987): Die 2. Neuschwabenland-Expedition in die Kottas Berge.- Ber. Polarf., **33**: 134-158.
- ARNDT, T.N., TAPFER, M. & WEBER, K. (1986): Die Kottasberge Neuschwabenlands (Antarctica), Teil eines polyphas geformten präkambrischen Orogens?.- Nachr. dt. geol. Ges., **35**: 9-10.
- ARNDT, N.T., TODT, W., CHAUVEL, C., TAPFER, M. & WEBER, K. (in Vorb.): U/Pb zircon age and Nd isotropic composition of granitoides, charnockites and supracrustal rocks from Heimefrontfjella, Antarctica.
- 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.
- BEHR, H.J., KOHNEN, H., PETERS, M., SPAETH, G. & WEBER, K. (1983): Die geologische Expedition zu den Kraulbergen, westliches Neuschwabenland/Antarktika.- In: KOHNEN, H. [Hrsg.]: Die Antarktisexpedition von MS Polarbjörn 1982/83.- Rep. on Polar Res., **13**: 13-26.
- BIGAZZI, G. (1981): The problem of the decay constant λ_f of ^{238}U .- Nucl. Tracks, **5**: 35-44.
- BLACK, L.P., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. (1986): Four zircon ages from one rock: The history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica.- Contr. Min. Petrol., **94**: 427-437.
- BRÖCKER, M., KREUZER, H., MATTHEWS, A. & OKRUSCH, M. (in Vorb.): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos Island, Cycladic blueschist belt, Greece.
- CLAR, E. (1954): Ein zweikreisiger Geologen- und Bergmannkompaß zur Messung von Flächen und Linearen.- Verh. Geol. B.-A. **1954**; Wien.
- COWAN, G.A. & ADLER, H.H. (1976): Fission track dating: techniques and problems.- Geochim. Cosmochim. Acta, **40**: 1487-1490.
- DALLMEYER, (1979): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating: Principles, Techniques, and Applications in Orogenic Terranes.- In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. [Hrsg.]: Lectures in Isotope Geology: 77-104; Heidelberg (Springer).
- DALRYMPLE, G.B. & LAMPHERE, M.A. (1969): Potassium-Argon Dating - Principles, Techniques and Applications to Geochronology.- 258 S.; San Francisco (Freeman).
- DALZIEL, I.W.D. (1986): Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean perspective.- Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., **19**: 389-404.

- DUYSTER, J. (1990): Fission Track - Ein Computerprogramm zum Vermessen und Auswerten von Spaltspuren.- Unveröff. Univ. Göttingen.
- FAURE, G. (1990): Principles in Isotope Geology.- 589 S.; New York (J. Wiley & Sons).
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1965): Ion Explosion Spike Mechanism for Formation of Charged-Partical Tracks in Solids.- J. Appl. Sci., **36**: 3645-52.
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B., WALKER, R.M. (1975): Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications.- 605 S.; Univ. Calif. Press (Berkeley).
- FUHRMANN, U., LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1987): Examination of some proposed K-Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K-Ar-Data.- Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), **66**: 41-51.
- GALLIKER, D., HUGENTOBLE, E. & HAHN, B. (1970): Spontane Kernspaltung von Uran 238 und Am 241.- Helv. Phys. Acta, **43**: 593-696.
- GLEADOW, A.J.W. & DUDDY, I.R. (1981): A natural long term track annealing experiment for apatite.- Nucl. Tracks, **5**: 169-174.
- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R., GREEN, P.F. & HEGARTY, K.A. (1986): Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages.- Earth Planet. Sci. Lett., **78**: 245-254.
- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R., GREEN, P.F. & LOVERING, J.F. (1986): Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis.- Contr. Min. Petrol., **94**: 405-415.
- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R. & LOVERING, J.F. (1983): Fission Track Analysis: A new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential.- Austr. Petr. Expl. Assoc. Jour., **23**: 93-102.
- GLEAVER, J. (1956): Station im Eis. Zwei Jahre in der Antarktis. Die Norwegisch-Britisch-Schwedische wissenschaftliche Antarktisexpedition 1949-1952.- 388 S.; Gotha (VEB Hermann Haack).
- GREEN, P.F. (1981): A new look at statistics in fission track dating.- Nucl. Tracks, **5**: 77-86.
- GREEN, P.F. (1989): The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration.- Earth Planet. Sci. Lett., **89**: 335-352.
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.E. & LOVERING, J.F. (1989): Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration.- In: NAESER, N.D. & MCCULLOH [Hrsg.]: Thermal Histories of Sedimentary Basins: Methods and Case Histories: 181-195; New York (Springer).
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., TINGATE, P.R. & LASLETT, G.M. (1986): Thermal annealing of fission-tracks in apatite, 1. A qualitative description. - Chem. Geol. (Isotope Section), **59**: 237-253.
- GREEN, P.F. & DURRANI, S.A. (1977): Annealing studies of tracks in crystals.- Nucl. Tracks, **1**: 33-39.
- HAACK, U. (1975): Aussagemöglichkeiten der Spaltspurenmethode und Spaltspuren-Geochronologie des Damara-Orogens in S.W.Afrika.- Unveröff. Habilitationsschrift, 120 S.
- HALPERN, M. (1970): Rb/Sr date of possible three billion years for a granite rock from Antarctica.- Science, **169**: 977-978.
- HAMMERSCHMIDT, K., WAGNER, G.A. & WAGNER, M. (1984): Radiometric dating on research drill core Urach III: A contribution to its geothermal history.- J. Geophys. Res., **54**: 97-105.

- HANNAH, G.C., WESCOTT, C.H., LEMMEL, H.D., LEONARD, B.R., STORY, J.S. & ATTREE, P.M. (1969): Revision of values for the 2200 m/s neutron constants for four fissile nuclides.- G.E.C. (Gen. Electr. Corp) At. Energy Rev., 7: 3-92.
- HERMANN, A.G. (1975): Praktikum zur Gesteinsanalyse.- 204 S.; Heidelberg (Springer).
- HINZ, K & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic Sequences, Structural Elements and geological development.- Geol. Jb., E 23: 17-41.
- HJELLE, A. & WINSNES, T. (1972): The sedimentary and volcanic sequence of Vestfjella, Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. [Hrsg.]: Antarctic geology and geophysics.- Universitetsforlaget: 539-546.
- HORSTMANN, U. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., 32: 95 S..
- HUNZIKER, J.C. (1979): Potassium Argon Dating.- In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. [Hrsg.]: Lectures in Isotope geology: 53-76; Heidelberg (Springer).
- HURFORD, A.J. (1990): Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology.- Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section), 80: 171-178.
- JACOBS, J. (1987): Petrographie und Gefüge von Augengneisen und Myloniten aus den NE Kottasbergen - Antarktika.- Unveröff. Dipl. Arb. Teil II; Univ. Göttingen.
- JACOBS, J. (1988): Strukturgeologische Untersuchungen an mylonitischen Gesteinen in den Kottasbergen und Sigvorfjella.- Ber. Polarf., 58: 171-173.
- JACOBS, J., KREUTZER, S., SCHNELLBACH, U., SCHULZE, P., SPAETH, G. & ZARSKE, G. (1991): Geologische Untersuchungen in der Heimefrontfjella.- Ber. Polarf., 86: 93-102.
- JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E. & BENTLEY, W.C. (1971): Precision measurement of the half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U.- Phys. Rev., 4: 1889-1906.
- JÄGER, B. (1988): Erzpetrographische Untersuchungen in der Heimefrontfjella.- Ber. Polarf., 58: 173-174.
- JUCKES, L.M. (1972): The Geology of northeastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- Brit. Ant. Surv. Sci. Rep., 65: 44 S.
- KRISTOFFERSON, Y. & HAUGLAND, K. (1986): Geophysical evidence for the East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea.- Nature, 322: 538-541.
- KRYNAUW, J.R., WATTERS, B.R., HUNTER, D.R. & WILSON (1991): A review of the field relations, petrology and geochemistry of the Borgmassivet intrusions in the Grunehogna province, western Dronning Maud Land, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [Hrsg.]: Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press (Cambridge): 33-39.
- LARSSON, K. & BYLUND, G. (1988): Sedimentology, stratigraphy and paleomagnetism in the Heimefrontfjella Range.- Ber. Polarf., 58: 174-180.
- LASLETT, G.M., GLEADOW, A.J.W. & DUDDY, R.I. (1984): The Relationship between Fission-Track Length and Track Density in Apatite.- Nucl. Tracks, 9: 29-38.
- LASLETT, G.M., KENDALL, W.S., GLEADOW, A.J. & DUDDY, I.R. (1982): Bias Measurement of Fission-Track Length Distributions.- Nucl. Tracks, 6: 79-85.

- LAWVER, L.A., ROYER, J.-Y., SANDWELL, D.T. & SCOTese, C.R. (1991): Evolution of the Antarctic continental margin.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [Hrsg.]: Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press (Cambridge): 533-539.
- LINDSAY, D.A., NAESER, C.W. & SHAW, D.R. (1975): Age of Volcanism, Intrusions, and Mineralisation in the Thomas-Range, Kag Mountains, and Desert Mountain, Western Utah.- U.S. Geol. Surv. Journal of Research, **3**: 597-604.
- MARTIN, A.K. & HARTNADY, C.J.H. (1986): Plate tectonic development of the south west Indian ocean: A revised reconstruction of east Antarctica and Africa.- J. Geophys. Res., **91** (B5): 4767-4778.
- MOYES, A. B. & BARTON Jr., J.M. (1990): A Review of isotopic data from western Dronning Maud Land, Antarctica.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1/2**: 19-31.
- MÜLLER, G. (1964): Sedimentpetrologie, Teil I: Methoden der Sedimentuntersuchungen.- 303 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NAESER, C.W. (1967): The use of apatite and sphene for fission track age determinations.- Geol. Soc. Am. Bull., **78**: 1523-1526.
- NAESER, C.W. (1976): Fission track dating. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. **76-190**, 65 S..
- NAESER, C.W. (1979): Thermal History of sedimentary basins by fission-track dating of subsurface rocks.- In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. [Hrsg.]: Aspects of Diagenesis.- Soc. of Econ. Paleon. and Min. Special Publ., **26**: 109-112.
- NAESER, C.B. & DODGE, F.C.W. (1969): Fission-Track Ages of Accessory Minerals from Granitic Rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California.- Geol. Soc. Am. Bull., **80**: 2201-2212.
- NAESER, C.W. & FAUL, H. (1969): Fission Track annealing in apatite and sphene.- J. Geophys. Res., **74**: 705-710.
- NEETHLING, D.C. (1970): South African Earth Science exploration of western Dronning Maud Land, Antarctica.- Ph. D. thesis. Univ. Natal, Pietermaritzburg.
- NEUMANN, B. (1990): Gefügeanalytische Untersuchungen an Metaquarziten der Heimefrontfjella/ Antarktis.- Unveröff. Dipl. Arb. Teil II; Univ. Göttingen.
- NORSK POLARINSTITUT (1988): Heimefrontfjella Nord (Maudheimvidda), Blatt D8 - 1:250.000.- (Oslo).
- OLIVET, J.-L., GOSLIN, J., BEUZART, P., UNTERNEHR, P., BONNIN, J. & CARRÉ, D. (1987): The breakup and dispersion of Pangea.- SNEA(P), Pau (Frankreich).
- ODIN, G.S. (1982): Interlaboratory standards for dating purposes.- In: ODIN, G.S. [Hrsg.]: Numerical dating in stratigraphy: 123-150; Chichester (J. Wiley & Sons).
- PATZELT, G. (1988): Die geowissenschaftliche Expedition in die Kottasberge/Heimefrontfjella und in die Kraulberge/Vestfjella.- Ber. Polarf., **58**: 165-167.
- PETERS, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen.- Ber. Polarf., **61**: 186 S..
- PETERS, M., HAVERKAMP, B., EMMERMANN, R., KOHNEN, H., WEBER, K. (1991): Palaeomagnetism, K-Ar dating and geodynamic setting of igneous rocks in western and central Neuschwabenland, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [Hrsg.]: Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press (Cambridge): 549-555.
- REEVES, C.V., KARANJA, F.M. & MCLEOD, I.N. (1987): Geophysical evidence for a failed Jurassic rift and triple junction in Kenya.- Earth Planet. Sci. Lett., **81**: 299-311.

- POSCHER, P. (1988): Fazielle Untersuchungen in den jungpaläozoischen Sedimenten der Heimefrontfjella und der Kraulberge.- Ber. Polarf., **58**: 180-183.
- PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1962): Chemical etching of charged partical tracks in solids.- J. Appl. Phys., **33**: 3407 S.
- PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1963): Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals.- J. Geophys. Res., **147**: 4847-62.
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar ages of rock-forming minerals from the Central Alps.- Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**: 208 S.
- REX, D.C. (1971): K/Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. [Hrsg.]: Antarctic geology and geophysics.- Universitetsforlaget: 133-136; Oslo.
- RITSCHER, A. (1942): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, 1. Band.- 304 S.; Leipzig (Kochler & Amelang).
- SACCHI, R., MARQUES, J., COSTA, M. & CASATI, C. (1984): Kibaran events in the southernmost Mozambique Belt.- Precamb. Res., **25**: 141-159.
- SCHUMACHER, E. (1975): Herstellung von 99,9997% ³⁸Ar für die ⁴⁰K/⁴⁰Ar Geochronologie.- Geochron. Chimia, **29**: 441-442.
- SPAETH, G. & FIELITZ, W. (1987): Structural Investigations in the Precambrian of Western Neuschwabenland, Antarctica.- Polarforschung, **57**: 71-92.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology.- Earth Planet. Sci. Lett., **36**: 359-362.
- STORZER, D. & WAGNER, G.A. (1982): The application of fission track dating in stratigraphy: a critical review.- In: ODIN, G.S. [Hrsg.]: Numerical Dating in Stratigraphy: 199-221; Chichester (J. Wiley & Sons).
- SWITHINBANK, C. (1958): Glaciology. I. The morphology of the inland ice sheet and nunatak areas of western Dronning Maud Land.- Norw.-Br.-Swed. Antarct. Exped. Scient. Results, **3D**: 97-117.
- THIEL, K. & HERR, W. (1976): The ²³⁸U spontaneous fission decay constant redetermined by fission tracks.- Earth Planet. Sci. Lett., **30**: 50-56.
- THOMAS, R.J. (1989 a): Preface to the special issue on the Proterozoic rocks of the Natal Structural and Metamorphic Province.- S. Afr. J. Geol., **92(4)**: 301-305.
- THOMAS, R.J. (1989 b): A tale of two tectonic terranes.- S. Afr. J. Geol., **92(4)**: 306-321.
- VAN DEN HAUTE, P. (1986): Apatite fission-track dating applied to Precambrian terrains.- Chem. Geol., **57**: 155-165.
- WAGNER, G.A. (1968): Fission Track dating of Apatites.- Earth Planet. Sci. Lett., **4**: 411-415.
- WAGNER, G.A. (1988): Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60°C: Projected length studies.- Chem. Geol., **72**: 145-153.
- WAGNER, G.A., GLEADOW, A.J.W. & FITZGERALD, P.G. (1989): The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis: Projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains.- Chem. Geol., **79**: 295-305.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by Apatite Fission-Track, Mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps.- Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, **30**: 1-28.
- WAGNER, G.A. & STORZER, D. (1975): Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes.- Aufschluß, **27**: 79-85.

- WAGNER, G.A. & ZAUN, P.E. (1985): Spaltspuren - Uhr und Thermometer für Gesteine.- Geowissenschaften in unserer Zeit, 4: 127-134.
- WAGNER, M. (1975): Spaltspurendatierungen am Bohrkern Urach-III - Ein Beitrag zur Wärmegegeschichte der geothermischen Anomalie Urach. Dissertation, Universität Heidelberg, 247 S..
- WATTERS, B.R., KRYNAUW, J.R. & HUNTER, D.R. (1991): Volcanic rocks of the Proterozoic Jutulstraumen Group in western Dronning Maud land, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. [Hrsg.]: Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press (Cambridge): 41-46.
- WEBER, K., ARNDT, N.T., JACOBS, J. & PETERS, M. (1990): The Proterozoic evolution of New Schwabenland and its correlation with the southern part of Africa.- Geodät. u. geophys. Veröff. Reihe 1, 15: 62-63.
- WEMMER, K. (in Vorb.): K/Ar-Datierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele an der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (Norditalien).
- WORSFOLD, R.I. (1967): The geology of southern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- Ph.D. thesis., Univ. of Birmingham, unveröff.; 176 S..

ANHANG:

Tabellen

Abkürzungen und Darstellungskonventionen

Tab. A1: Ergebnisse der K/Ar-Datierungen

Probennr.	Lokation	Gestein	Fraktion [µm]	K2O [Gew.%]	40 Ar* [n/g]STP	40 Ar* [%]	Alter [Ma] ± 2 σ	Argonisotopie [%]: 40 Ar : 99,6000 38 Ar : 0,0630 36 Ar : 0,3370
Tottanfjella:								Spikeisotopie [%]: 40 Ar : 0,0099980 38 Ar : 99,9890000 36 Ar : 0,0009998 Zerfallskonstanten: λe : 5,81E-11 λ : 4,962E-10 λ ges. : 4,962E-10 Kalium: 40K [%] : 0,011670 K20/K : 0,8301 Atommassen [g/mol]: ges. Ar : 39,9623 40 Ar : 40,0000 ges. K : 39,1029 Molares Normvolumen: [ml] : 22413,8 40Ar/36Ar(Luft)= 298,7 STP: 0°C; 760 mm Hg Normbedingungen (DIN 1343) 273,15K; 1013,25 mbar
W 6.2./4	Cottontoppen	myl. AG	Bio 200-400	7,53	249,01	99,83	812 ± 17	
W 7.2./6	Vardeklettane	ultramyl. AG	< 2	4,00	68,95	95,71	470 ± 10	
W 8.2./3	Flisegga	Paragneis	Ms 200-300	11,07	198,91	99,39	486 ± 16	
W 8.2./3	Flisegga	Paragneis	Bio 200-300	10,03	181,08	97,60	488 ± 10	
GZ 27	Bowrakammen	myl. AG	Bio 200-300	9,64	169,11	99,26	476 ± 10	
J 1553	Sumnerkammen	Paragneis	Ms 200-300	10,56	209,48	87,77	530 ± 13	
S-Sivorgfjella:								
J 1013	Mygehenget	Ms-reicher Paragneis	Ms 200-300	10,06	190,29	95,72	508 ± 11	
J 1057	Mygehenget	verfalteter Pegmatit	Ms 200-300	10,02	190,49	96,47	510 ± 11	
W 30.1./3	Ristinghortane	Quarzit	Ms 200-400	10,88	198,65	99,26	493 ± 10	
J 1028	Mygehehenget	Paragneis	Bio 200-300	10,18	178,64	98,16	476 ± 10	
J 1102	Mathiesensskaget	melanokrater MV	Bio 200-300	10,77	198,48	90,93	497 ± 11	
J 1160	Ryghnuten	Paragneis	Bio 200-300	9,50	167,26	97,88	477 ± 10	
SW-Sivorgfjella:								
J 5.2./3	JXX	protomyl. AG	Ms 200-400	8,99	158,45	99,32	478 ± 10	
J 7.2./7	Reicheltnetvet	myl. AG	Ms 100-250	10,94	205,77	99,06	508 ± 11	
J 7.2./7	Reicheltnetvet	myl. AG	Bio 100-250	9,58	177,29	99,63	499 ± 10	
J 9.2./3	Bieringmulen	Fleckgneis	Bio 100-250	8,93	164,13	99,37	496 ± 10	
J 10.2./9	Bratsberghorten	myl. AG	Ms 100-250	10,92	195,34	99,82	484 ± 10	
J 10.2./9	Bratsberghorten	myl. AG	Bio 100-250	8,86	153,36	98,73	469 ± 10	
J 14.2./5	Brunsvighorten	myl. AG	Ms 100-250	10,69	197,50	99,23	498 ± 10	
J 14.2./5	Brunsvighorten	myl. AG	Bio 100-250	9,29	170,15	99,71	494 ± 10	
J 11.2./21	Sirinuten	orthomyl. Plag-Gt-AG	Bio 200-400	8,93	163,82	99,75	495 ± 10	
J 11.2./24	Sirinuten	Pseudotachylit	< 2	5,37	76,34	94,33	395 ± 9	

Fortsetzung von Tab. A1

Probennr.	Lokation	Gestein	Fraktion [µm]	K2O [Gew.%]	40 Ar* [nl/g]STP	40 Ar* [%]	Alter [Ma] ± 2 s
NE-Sivorgfjella:							
J 950	Lidkvarvet	verfalteter Pegmatit	Ms 200-300	10,10	192,00	95,81	510 ± 11
J 965	Gramkroken	mig. Paragneis	Bio 200-300	9,36	173,35	96,33	499 ± 11
J 1.2./9	Holdorsentoppen	orthomyl. AG	Ms 200-400	10,38	187,99	99,63	489 ± 10
J 1.2./9	Holdorsentoppen	orthomyl. AG	Bio 200-400	9,32	162,48	99,76	475 ± 10
B v S	Solliennabben	steilachsig gefalt. Peg.	Bio 200-300	9,24	184,82	94,23	533 ± 12
N-Sivorgfjella:							
W 23.1./7	Ustvedthorten	Quarzit	Ms 200-400	9,38	383,32	99,62	960 ± 20
PvU 1-2	Ustvedthorten	Pegmatit: zusammen	Ms 100-200	10,47	428,58	99,65	962 ± 20
PvU 2-3	Ustvedthorten	mit dem Quarzit steil-	Ms 200-300	10,28	428,64	99,79	966 ± 20
PvU 3-4	Ustvedthorten	achsig verfaltet	Ms 300-400	10,69	435,05	99,48	987 ± 21
Kottasberge:							
W 2.2./1	Burasbotnen	Ultramylonit	< 2	6,35	110,79	96,81	473 ± 11
Mannefalknausane:							
W 14.2./3	Mannef.	Granulit	Bio 100-250	7,51	316,41	94,68	974 ± 20
	Granulit	Granulit	Bio 100-250	0,83	23,56	94,71	720 ± 30

Argonisotopie [%]:	
40 Ar :	99,6000
38 Ar :	0,0630
36 Ar :	0,3370
Spikeisotopie [%]:	
40 Ar :	0,0099980
38 Ar :	99,9890000
36 Ar :	0,0009998
Zerfallskonstanten:	
λ e :	5,81E-11
λ :	4,962E-10
λ ges. :	4,962E-10
Kalium:	
40K [%] :	0,011670
K20/K :	0,8301
Atommassen [g/mol]:	
ges. Ar :	39,9623
40 Ar :	40,0000
ges. K :	39,1029
Molares Normvolumen:	
[ml] :	22413,8
40Ar/36Ar (Luft)=298,7	
STP: 0°C; 760	
Normbedingungen (DIN 1343)	
273,15K; 1013,25 mbar	

Tab. A2: Ergebnisse der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen

Probe: J 1.2./9 (160-300 μm) S-C Mylonit von Haldorsentoppen (N-Sivorgfjella)						
Stufe Nr.	Temp. [°C]	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ [10]	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ [10E-5]	R/(R+A) [%]	$^{39}\text{Ar}/\text{SUM}^{39}$ [%]	Alter [Ma]
0	500	3,28 ± 0,05	22 ± 6	93,6 ± 1,8	0,44	435 ± 9
1	600	2,988 ± 0,026	5 ± 4	98,4 ± 1,2	1,19	493 ± 7
2	700	2,990 ± 0,019	3,2 ± 1,5	99,1 ± 0,5	3,88	495 ± 3
3	715	2,980 ± 0,027	1,5 ± 1,9	99,6 ± 0,6	2,47	499 ± 5
4	730	2,991 ± 0,019	2,1 ± 1,4	99,4 ± 0,4	3,12	497 ± 3
5	745	3,01 ± 0,02	1,8 ± 0,6	99,5 ± 0,2	6,27	495 ± 3
6	760	3,02 ± 0,02	1,6 ± 0,5	99,5 ± 0,2	6,87	494 ± 3
7	775	3,03 ± 0,02	0,6 ± 0,7	99,8 ± 0,2	6,74	494 ± 3
8	800	3,01 ± 0,02	1,2 ± 0,4	99,7 ± 0,1	8,02	495 ± 3
9	825	3,01 ± 0,02	0,8 ± 0,8	99,7 ± 0,2	10,34	495 ± 3
10	860	3,02 ± 0,02	0,7 ± 0,5	99,8 ± 0,2	11,29	494 ± 3
11	900	3,01 ± 0,02	0,9 ± 0,4	99,8 ± 0,1	9,39	496 ± 3
12	1000	3,01 ± 0,02	1,4 ± 0,5	99,6 ± 0,1	9,35	495 ± 3
13	1050	2,994 ± 0,018	0,7 ± 0,5	99,8 ± 0,1	11,95	498 ± 3
14	1450	3,01 ± 0,02	0,9 ± 0,5	99,8 ± 0,1	7,37	495 ± 3
15	1550	2,981 ± 0,024	1,4 ± 2,5	99,6 ± 0,7	1,29	499 ± 5
total		3,009 ± 0,006	1,279 ± 0,191	99,62 ± 0,06	100,00	495,1 ± 0,9 lab. ± 4,6

Probe: J 7.2./9 (160-300 μm) Mylonitischer Augengneis von Reicheltnevet (S-Sivorgfjella)						
Stufe Nr.	Temp. [°C]	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ [10]	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ [10E-5]	R/(R+A) [%]	$^{39}\text{Ar}/\text{SUM}^{39}$ [%]	Alter [Ma]
0	500	3,16 ± 0,07	26 ± 8	92,1 ± 2,3	0,37	443 ± 14
1	600	2,977 ± 0,031	5 ± 3	98,5 ± 0,8	1,15	495 ± 6
2	700	2,979 ± 0,021	3,3 ± 1,3	99,0 ± 0,4	4,11	497 ± 4
3	715	3,00 ± 0,03	2,0 ± 1,6	99,4 ± 0,5	2,51	496 ± 5
4	730	2,989 ± 0,022	3,5 ± 1,1	99,0 ± 0,3	2,82	495 ± 4
5	745	2,997 ± 0,022	1,7 ± 1,0	99,5 ± 0,3	5,35	497 ± 3
6	760	3,04 ± 0,02	1,0 ± 0,7	99,7 ± 0,2	7,82	491 ± 4
7	775	3,04 ± 0,03	1,0 ± 0,7	99,7 ± 0,2	7,93	491 ± 5
8	800	3,03 ± 0,02	0,4 ± 0,5	99,9 ± 0,1	9,15	493 ± 3
9	825	3,03 ± 0,03	0,6 ± 0,6	99,8 ± 0,2	10,71	493 ± 4
10	860	3,03 ± 0,02	0,3 ± 1,1	99,9 ± 0,3	11,5	493 ± 4
11	900	3,02 ± 0,02	0,7 ± 0,5	99,8 ± 0,2	8,80	495 ± 3
12	1000	3,01 ± 0,02	3,0 ± 0,7	99,1 ± 0,2	7,63	494 ± 3
13	1050	3,02 ± 0,02	0,7 ± 0,5	99,8 ± 0,2	10,74	494 ± 3
14	1450	3,00 ± 0,02	0,9 ± 0,5	99,7 ± 0,1	8,11	497 ± 3
15	1550	2,989 ± 0,026	3,0 ± 4,2	99,1 ± 1,2	1,28	496 ± 7
total		3,018 ± 0,007	1,449 ± 0,225	99,57 ± 0,07	100,00	493,7 ± 1,1 lab. ± 4,7

Nr.:	Nummer der Ausheizstufe
Temp. [°C]:	Temperatur der jeweiligen Ausheizstufe
R/(R+A):	% radiogen vorausgesetzt, daß rein atmosphärische Bedingungen
Alle Fehlerangaben = 2 σ	

Fortsetzung von Tab. A2

Probe: P. v. U. (300-400 µm) Pegmatit von Ustvedthorten						
Stufe Nr.	Temp. [°C]	40K/40Ar [10]	36Ar/40Ar [10E-5]	R/(R+A) [%]	39/SUM39 [%]	Alter [Ma]
0	500	1,888 ± 0,068	24 ± 7	93,0 ± 2	0,56	694 ± 24
1	600	1,513 ± 0,051	7 ± 3	98,1 ± 0,8	1,36	868 ± 24
2	700	1,459 ± 0,011	5 ± 1	98,7 ± 0,2	4,36	898 ± 6
3	715	1,420 ± 0,013	3,3 ± 0,7	99,0 ± 0,2	3,21	920 ± 7
4	730	1,395 ± 0,013	2,7 ± 0,8	99,2 ± 0,2	3,53	934 ± 8
5	745	1,370 ± 0,016	2,3 ± 0,5	99,3 ± 0,1	5,15	949 ± 8
6	760	1,334 ± 0,014	1,7 ± 0,5	99,5 ± 0,1	9,86	969 ± 8
7	775	1,361 ± 0,012	1,0 ± 0,8	99,7 ± 0,2	7,71	956 ± 7
8	800	1,346 ± 0,009	1,0 ± 0,5	99,7 ± 0,1	9,17	964 ± 5
9	825	1,355 ± 0,010	-0,3 ± 0,7	100,1 ± 0,2	6,37	963 ± 6
10	860	1,345 ± 0,010	0,6 ± 0,3	99,8 ± 0,1	8,48	966 ± 6
11	900	1,337 ± 0,010	1,2 ± 0,4	99,7 ± 0,1	8,07	969 ± 6
12	1000	1,344 ± 0,014	1,5 ± 0,3	99,6 ± 0,1	9,87	964 ± 8
13	1050	1,339 ± 0,009	0,7 ± 0,3	99,8 ± 0,1	8,9	969 ± 5
14	1450	1,322 ± 0,012	1,4 ± 0,4	99,6 ± 0,1	12,05	977 ± 7
15	1550	1,306 ± 0,027	5 ± 1	99,7 ± 0,6	1,26	979 ± 16
16	1550	3,14 ± 0,74	-29 ± 80	108 ± 23	0,08	514 ± 140
total		1,356 ± 0,004	1,562 ± 0,146	99,54 ± 0,04	100,00	957,6 ± 2,0 lab. 3,7

Probe: P. v. U. (100-200 µm) Pegmatit von Ustvedthorten						
Stufe Nr.	Temp. [°C]	40K/40Ar [10]	36Ar/40Ar [10E-5]	R/(R+A) [%]	39/SUM39 [%]	Alter [Ma]
0	500	2,233 ± 0,074	133 ± 37	96,1 ± 1,1	0,86	620 ± 18
1	600	1,691 ± 0,037	5 ± 25	99,8 ± 0,7	1,77	806 ± 15
2	700	1,57 ± 0,017	14 ± 5	99,6 ± 0,2	5,85	854 ± 8
3	715	1,51 ± 0,015	22 ± 6	99,4 ± 0,2	4,18	879 ± 7
4	730	1,442 ± 0,014	11 ± 7	99,7 ± 0,2	4,77	914 ± 7
5	745	1,409 ± 0,011	17 ± 4	99,5 ± 0,1	7,19	930 ± 6
6	760	1,406 ± 0,015	13 ± 9	99,6 ± 0,3	6,03	932 ± 8
7	775	1,396 ± 0,011	5 ± 6	99,8 ± 0,2	5,69	939 ± 6
8	800	1,381 ± 0,011	16 ± 4	99,5 ± 0,1	5,86	944 ± 6
9	825	1,368 ± 0,009	4 ± 5	99,9 ± 0,2	7,41	953 ± 5
10	860	1,369 ± 0,010	5 ± 5	99,9 ± 0,2	9,40	953 ± 6
11	900	1,368 ± 0,017	5 ± 8	99,9 ± 0,3	9,27	954 ± 9
12	1000	1,341 ± 0,012	2 ± 6	99,9 ± 0,2	11,95	969 ± 7
13	1050	1,353 ± 0,009	8 ± 7	99,8 ± 0,2	8,18	961 ± 5
14	1450	1,333 ± 0,011	16 ± 3	99,5 ± 0,1	9,71	970 ± 6
15	1550	1,341 ± 0,027	-3 ± 17	100,1 ± 0,5	1,80	970 ± 16
16	1550	1,358 ± 0,358	132 ± 254	96,1 ± 7,4	0,10	931 ± 199
total		1,396 ± 0,004	9,997 ± 1,754	99,7 ± 0,05	100,00	937,6 ± 2,0 lab. ± 3,7

Nr.:	Nummer der Ausheizstufe
Temp. [°C]:	Temperatur der jeweiligen Ausheizstufe
R/(R+A):	% radiogen vorausgesetzt, daß rein atmosphärische Bedingungen
Alle Fehlerangaben = 2σ	

Tab. A3: Ergebnisse der Apatit-Sapaltspurendatierungen

	Höhe [m]	Proben- nummer	Lokalität	Gestein	Ns	ns	ps [10E5 /cm2]	Ni	ni	pi [10E5 /cm2]	ps/pi	Fehler [%]	ND	Alter [Ma] ±1 σ	
P R O F I L	2710	J1703	Paal nibba	Augengneis	142	1012	15,00	100	350	7,37	2,04	10,5	10,60	106 ± 11	
	2700	JT2700	Jantinden	Augengneis	138	1011	6,85	284	1000	3,29	2,08	9,0	11,26	115 ± 10	
	1900	J9.2./3	Bieringnuten	Fleckgneis	439	1004	4,32	393	1161	5,58	0,77	6,2	27,39	104 ± 7	
	1400	W25.1./9	Sanengenr.	Augengneis	173	1001	10,94	126	1002	15,03	0,73	7,0	25,94	93 ± 7	
	1350	J14.2./5	Brunsvickh.	Augengneis	158	999	5,47	108	988	7,91	0,69	7,1	26,47	90 ± 7	
					200	428	4,51	200	639	6,73	0,67	9,0	26,47	88 ± 8	
	1230	J10.2./9	Bratsbergh.	Augengneis	424	1493	3,05	212	999	4,08	0,75	8,8	27,00	99 ± 9	
					284	1005	2,95	200	998	4,16	0,71	9,5	27,00	96 ± 9	
	A	1000	W14.2./1	Mannefalk.	Charnockit	81	1005	11,61	154	1003	6,09	1,91	8,9	11,25	106 ± 9
		1000	W12.2./1	Mannefalk	Charnockit	145	1002	14,55	246	1007	8,62	1,69	8,6	11,04	92 ± 7
P R O F I L B	2520	J1067	Rivenesnuten	Orthogneis	300	594	1,85	354	306	0,74	2,50	10,7	11,09	137 ± 15	
	2420	J1057	Myghehenget	Ms-Pegmatit	100	453	1,96	100	189	0,82	2,40	14,1	11,09	131 ± 19	
					88	1008	10,72	354	1007	2,66	4,03	6,6	11,09	218 ± 14	
	2300	J1058	Myghehenget	Ms-Pegmatit	72	848	11,02	267	738	2,59	4,26	7,5	11,09	231 ± 18	
					286	1004	1,85	300	376	0,66	2,80	9,1	10,80	149 ± 13	
	2280	J1500	Sumnerkam.	Pegmatit	100	266	1,40	99	95	0,50	2,77	17,0	10,80	147 ± 25	
					179	1004	5,25	300	708	2,21	2,38	8,1	10,73	126 ± 10	
	1750	J1105	Campgnubbel	leuko. MV	105	673	4,06	105	290	1,75	2,32	12,8	10,73	123 ± 15	
					300	667	2,08	300	320	0,10	2,08	9,1	11,32	116 ± 10	
	Pr. C	2230	ST7	Schivestolen	AG-Drostone	106	1000	19,86	298	1007	7,11	2,79	7,4	10,80	148 ± 11
1200		A7.1./8	Milorgfjella	Metavulkanit	379	938	18,75	302	1005	25,21	0,74	7,6	27,66	102 ± 8	
	1300	W27.1./1	Scharfenberg.	Augengneis	233	656	5,32	254	1003	7,46	0,71	7,8	25,57	90 ± 7	
	1200	J1.2./5	Holdorsentop.	Mylonit	300	451	0,79	300	164	0,29	2,75	10,5	10,53	142 ± 15	

Ns, Ni: Anzahl der ausgezählten Felder (spontane/induzierte Spuren)

ns, ni: Anzahl der Spuren (spontane/induzierte Spuren)

ps, pi: mittlere Spurendichte (spontane/induzierte Spuren)

ND: Neutronendosis [10E14Neutronen/cm2]

Für die Altersberechnung verwendete Konstanten:

$\lambda_f = 8,46 \cdot 10E-17/a$ $\lambda_l = 7,253 \cdot 10E-3$

$\lambda_d = 1,551 \cdot 10E-10/a$ $\sigma_o = 580,2 \cdot 10E-24 \text{ cm}^2$

Bestrahlung erfolgte am Thetis-Forschungsreaktor der Universität Ghent (Belgien)

Tab. A4: Ergebnisse der Längenmessungen von Apatit-Spaltspuren

	Höhe [m]	Proben- nummer	Wahre Spuren­längen			Projizierte Spuren­längen		
			WL	$\pm 1\sigma$	N	tm [Ma]	tf [Ma]	cs/ci
P R O F I L A	2710	J1703	14,55	1,26	100	106	53	0,50
	2700	JT2700	14,30	1,59	99	115	63	0,54
	2620	J1709	14,60	1,32	99	-	-	-
	1900	J9.2./3	14,71	1,27	100	104	55	0,52
	1400	W25.1./9	14,01	1,47	100	93	36	0,40
	1350	J14.2./5	14,10	1,28	100	90	47	0,53
	1230	J10.2./9	14,48	1,28	100	100	63	0,67
	1000	W14.2./1	14,60	1,08	97	106	63	0,68
	1000	W12.2./1	-	-	-	92	62	0,67
P R O F B	2520	J1067	14,03	1,85	100	137	76	0,55
	2420	J1057	13,09	1,78	100	218	93	0,42
	2300	J1058	14,51	1,62	100	149	59	0,40
	2280	J1500	14,38	1,58	100	126	70	0,56
	2130	J1152.1	14,50	1,42	100	-	-	-
	2020	J1145	14,70	1,49	100	-	-	-
Pr. C	1750	J1105	14,47	1,14	100	116	73	0,62
	2100	ST7	13,10	1,66	100	148	69	0,46
	1200	A7.1./8	13,99	1,44	99	101	43	0,42

WL:	wahre Spuren­längen	N:	Anzahl der gezählten Spuren
tm:	Alter (100°C)	tf:	Alter (60°C) = tm * cs/ci
cs/ci:	Verhältnis aller spontanen Spuren größer 10 µm zu allen induzierten Spuren größer 10 µm		

Abkürzungen und Darstellungskonventionen:

Für häufig verwendete **Mineralnamen** wurden folgende Abkürzungen verwendet:

Ap	Apatit
Bio	Biotit
Chl	Chlorit
Fsp	Feldspat
Gt	Granat
Hbl	Hornblende
Kfsp	Kalifeldspat
Ky	Disthen (Kyanit)
Ms	Muskovit
Mt	Magnetit
Plag	Plagioklas
Qz	Quarz
Stau	Staurolith

Tektonische Richtungsdaten sind nach CLAR (1954) angegeben. Alle Projektionen beziehen sich auf die untere Halbkugel im Schmidt'schen Netz und wurden mit ARiAne (ADAM 1988) erstellt.

Danksagung

Für die Anregung der vorliegenden sehr interessanten Arbeit, die mit drei abenteuerlichen Expeditionen in die Antarktis verbunden war, danke ich Prof. Dr. K. Weber. Außerdem danke ich ihm für seine stete Unterstützung während des Fortgangs der Arbeit und seine unermüdliche Diskussionsbereitschaft. Das Korreferat dieser Arbeit übernahm Prof. Dr. H.-J. Behr.

Für die Vorbereitung und Durchführung der Expeditionen sowie die logistische Unterstützung während ANT VI/3, SWEDARP 1988/89 und ANT VIII/5 danke ich dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung und dem Swedish Polar Research Secretariat. Für die gute Zusammenarbeit im Gelände sei Herrn Dipl.-Min. B. Jäger, Herrn Dipl.-Geol. St. Kreuzer, Herrn Dr. G. Patzelt, Herrn Dipl.-Deol. G. Poscher, Herrn Dipl.-Min. P. Schulze, Herrn Dipl.-Geol. U. Schnellbach, Prof. Dr. G. Spaeth und Herrn Dr. G. Zarske gedankt.

Prof. Dr. G. A. Wagner und Dr. E. Hejl (MPI für Kernphysik, Heidelberg) danke ich für die Einführung in die Spaltspurenmethodik. Herr J. Duyster (IGDL) schrieb ein Bildanalyse-Program, ohne das die Messungen in Göttingen nicht hätten durchgeführt werden können.

Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) hat im Rahmen der 'Kooperation in der Antarktischforschung' freundlicherweise die Ar/Ar-Analysen durchgeführt. Für zahlreiche Diskussionen sei besonders Dr. H. Kreuzer gedankt.

Der Arbeitsgruppe des Göttinger K/Ar-Labors danke ich für die Durchführung der K- und Ar-Analysen. Dabei gilt ein besonderer Dank Herrn Dr. H. Ahrendt und Herrn Dipl.-Geol. K. Wemmer für die Einführung in die Arbeitsmethoden.

Darüber hinaus danke ich allen Mitarbeitern beider geologischer Institute (Göttingen) und allen Kommilitonen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Ein besonderer Dank gilt denjenigen, die mich in der Endphase unterstützt haben: Frau Dipl.-Geol. D. Friedrichs, Herrn Dipl.-Geol. M. Lapp, Herrn Dipl.-Geol. A. Mann, Herrn Dipl.-Geol. B. Neumann, Frau Dipl.-Geol. S. Rust und Frau Dipl.-Geol. B. Welzel.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Projekts WE 488/27-1 angefertigt und finanziert.