

**Die Vulkanite im westlichen und mittleren
Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmann-
ryggen, Antarktika.**

**Petrographie, Geochemie, Geochronologie,
Paläomagnetismus, geotektonische
Implikationen**

**Igneous rocks in western and central
Neuschwabenland, Vestfjella and Ahlmann-
ryggen, Antarctica**

**Petrography, geochemistry, geochronology,
paleomagnetism, geotectonic implications**

Matthias Peters

Anschrift des Autors:
Matthias Peters
Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der
Georg-August-Universität Göttingen
Goldschmidtstraße 3
D-3400 Göttingen

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

I N H A L T

	Seite
Inhaltsverzeichnis	1
Zusammenfassung	3
Summary	6
I	Einleitung
I 1	Physiographie, geologischer Rahmen und Erforschungsgeschichte.....
I 2	Lage der Arbeitsgebiete
I 3	Zielsetzung.....
II	Ergebnisse
II 1	<u>Geländebefunde</u>
II 1.1	Geologie im N Vestfjella
II 1.2	Die geologische Situation in Ahlmannryggen
II 1.3	Zusammenfassender Überblick
II 2	<u>Petrographie</u>
II 2.1	Methodik
II 2.2	Untersuchungen an den Magmatitsequenzen im N Vestfjella.....
II 2.2.1	Die Effusivkomplexe
II 2.2.1.1	Die gesteinsbildenden Minerale: magmatische Silikatminerale
II 2.2.1.2	Alteration magmatischer Silikatphasen und Sekundär- mineralisationen: Ursachen der Alteration
II 2.2.2	Die hypabyssischen Dolerite.....
II 2.2.2.1	Gesteinsbildende Silikatminerale: magmatischer Mineral- bestand und hydrothermale Alteration
II 2.2.3	Erzmineralgehalt der Lavaflows, Dikes und Sills
II 2.3	Untersuchungen an den Magmatitsequenzen im Ahlmannryggen.....
II 2.3.1	Proterozoische Vorkommen
II 2.3.1.1	Gesteinsbildende Minerale: magmatische Silikatminerale
II 2.3.1.2	Alteration magmatischer Silikatminerale und Alterationsprodukte
II 2.3.1.3	Erzmineralisationen: magmatische und sekundäre Phasen
II 2.3.2	Mesozoische Vorkommen
II 2.3.2.1	Gesteinsbildende Minerale: magmatischer Mineral- bestand und Alterationsprodukte
II 2.3.2.2	Erzmineralgehalt: magmatische und sekundäre Phasen
II 2.4	Zusammenfassender Überblick
II 3	<u>Geochemische Untersuchungen</u>
II 3.1	Methodik
II 3.1.1	Probennahme und -aufbereitung
II 3.1.2	Analysenmethoden
II 3.1.3	Reproduzierbarkeit und Richtigkeit.....
II 3.1.4	Mobile und immobile Elemente; Auswahl der Diagrammdarstellung
II 3.2	Die Magmatitsequenzen im N Vestfjella.....
II 3.2.1	Nomenklatur
II 3.2.2	Haupt-, Neben- und Spurenbestandteile.....
II 3.2.3	Magmengenese und Magmenentwicklung
II 3.3	Die magmatischen Vorkommen in Ahlmannryggen und Umgebung
II 3.3.1	Nomenklatur
II 3.3.2	Haupt-, Neben- und Spurenbestandteile der mesozoischen Dikes.....
II 3.3.3	Magmengenese und Entwicklung der mesozoischen Dikes
II 3.3.4	Haupt-, Neben- und Spurenbestandteile der proterozoischen Vorkommen

	Seite
II 3.3.5	Magmengenese und Entwicklung der proterozoischen Reihen.....105
II 3.4	Zusammenfassende Darstellung112
II 4	<u>Untersuchungen zur Altersbestimmung</u>114
II 4.1	K/Ar-Altersbestimmungen114
II 4.1.1	Probenaufbereitung115
II 4.1.2	Bestimmung des K und radiogenen ⁴⁰ Ar116
II 4.1.3	K/Ar-Datierungen an den Magmatiten des N Vestfjella117
II 4.1.4	K/Ar-Datierungen an magmatischen Gesteinen aus dem Ahlmannryggen120
II 4.2	Paläomagnetische Untersuchungen125
II 4.2.3	Diagrammdarstellung paläomagnetischer Daten.....125
II 4.2.4	Probennahme, Meßapparatur, Fehlerbetrachtung126
II 4.2.5	Untersuchungen an den Vorkommen des N Vestfjella128
II 4.2.5.1	Magnetomineralogie128
II 4.2.5.2	Die ChRM-Richtungen für die magmatischen Vorkommen des N Vestfjella.....131
II 4.2.6	Untersuchungen an den magmatischen Vorkommen des Ahlmannryggen135
II 4.2.6.1	Magnetomineralogie135
II 4.2.6.2	Die ChRM-Richtungen der magmatischen Vorkommen im Ahlmannryggen.....137
II 4.3	Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse der K/Ar-Altersbestimmungen und paläomagne- tischen Untersuchungen.....143
III	Zusammenfassende Diskussion146
III 1	Proterozoikum (1100-1200 Ma oder höhere Alter?)147
III 1.1	Geotektonische Interpretation151
III 2	Paläozoikum153
III 3	Mesozoikum.....154
III 3.1	Mittleres Neuschwabenland (Ahlmannryggen)155
III 3.2	Westliches Neuschwabenland (N Vestfjella)156
III 3.3	Vergleich zwischen den mesozoischen Vorkommen beider Regionen157
III 3.4	Geotektonische Interpretation158
III 4	Rekonstruktion der ehemaligen Lage von Antarktika und des südlichen Afrika innerhalb Gondwanas.....162
	Literaturverzeichnis.....164
	Anhang177
	Nachwort.....186

ZUSAMMENFASSUNG

Proterozoische und mesozoische Vulkanite und Intrusivgesteine im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Antarktika, wurden mit petrographischen, geochemischen, geochronologischen und paläomagnetischen Methoden untersucht. Ziel der Untersuchungen sind Aussagen über geotektonische Ereignisse im Proterozoikum und Paläozoikum sowie über den mesozoischen Gondwanazerfall in diesem Teil des ostantarktischen Kontinents.

Die proterozoischen Magmatite im mittleren Neuschwabenland (Ahlmannryggen) bestehen aus basaltischen bis andesitischen Lavaflows mit Pillowlaven im Nordosten dieser Region. Darin eingeschaltet sind geringmächtige Quarzlitagen. Der Zentralteil des Ahlmannryggens wird aus mächtigen limnischen und untergeordnet marinen Flachwassersedimenten aufgebaut. Diese Sedimente werden von mächtigen dioritischen Sills, den "Borg Massiv Intrusiva" intrudiert.

Die Lavaflows und Borg Massiv Intrusiva sind ausnahmslos vergrünt. Diese Alteration kann insbesondere an jüngeren Störungszonen zur vollständigen Auslöschung des magmatischen Mineralbestandes führen.

K/Ar-Untersuchungen zur Altersbestimmung an diesen Gesteinen führten zu keinem eindeutig interpretierbaren Ergebnis.

Die Borg Massiv Intrusiva werden lokal von Dikes durchdrungen, die mit ca. 1100-1200 Ma datiert wurden. Diese Alter wurden an comagmatischen Ti-reichen Biotiten aus einem Dike und einem Sill bestimmt und werden als Kristallisationsalter interpretiert. Einer dieser Dikes wurde auch paläomagnetisch untersucht und seine Paläopollage mit denen der anderen proterozoischen Vorkommen verglichen. Die Lavaflows und Borg Massiv Intrusiva zeigen überraschend ähnliche Paläopollagen wie der datierte Dike. Dies könnte als Hinweis auf ähnliche Alter für die gesamte proterozoische Abfolge gewertet werden.

Chemisch können die Lavaflows in eine Ti-reiche und Ti-arme Serie unterteilt werden. Im Vergleich zur Ti-armen Serie ist die Ti-reiche Serie durch hohe Konzentrationen von inkompatiblen Spurenelementen einschließlich Lanthanoiden gekennzeichnet. Die chemischen Variationen innerhalb der beiden Serien werden hauptsächlich auf fraktionierte Kristallisationsprozesse zurückgeführt. In der Ti-reichen Serie ist die Abtrennung mafischer Mineralphasen weitgehend abgeschlossen. Entsprechende Kumulate wurden nicht beobachtet. Beginnende Fraktionierung von Plagioklas läßt sich durch leichte negative Eu-Anomalien nachweisen.

Die Ti-arme Serie zeigt ähnliche chemische Entwicklungstrends und Spurenelementverteilungen wie die Borg Massiv Intrusiva. Dies läßt auf eine enge chemische Verwandtschaft beider Folgen schließen. Die chemische Entwicklung ist mit fortschreitender Differentiation durch einen tholeiitischen Trend mit Ti-, Fe-, Zr-, Y- und Lanthanoidenanreicherung bei gleichzeitiger MgO-, Cr- und Ni-Verarmung gekennzeichnet. P-Verarmung wird auf Apatitfraktionierung zurückgeführt. Ebenso muß mit Titanomagnetit-Fraktionierung gerechnet werden.

Für die Betrachtungen zur geotektonischen Stellung dieser Folgen aufgrund von chemischen Charakteristika kann wegen der Vergrünung und Differentiationsmechanismen eine nur sehr begrenzte Auswahl genetisch wichtiger Spurenelemente benutzt werden. Als Indikator für Subduktionsvulkanismus wurde das La/Nb-Verhältnis verwendet.

Insgesamt handelt es sich bei der proterozoischen sedimentärvulkanogenen Abfolge um Beckenablagerungen auf einem stabilen Kratonfundament. Dieser Kraton ist südwestlich des Untersuchungsgebietes in Annandagstoppane aufgeschlossen und besteht aus einem ca. 3200 Ma alten kristallinen Basementkomplex.

Die Paläopollagen der proterozoischen Magmatite liegen nach der Rückrotation des antarktischen Kontinents an das südliche Afrika (Rekonstruktionsmodell nach SMITH & HALLAM 1970) in unmittelbarer Nähe der Polwanderkurve für das südliche Afrika im Zeitraum von 1100-1200 Ma. Sie liegen ebenfalls in der Nähe der Pollagen für die Umkondo Dolerite und

Laven des Simbabwe-Kaapvaal Kratons, für die ebenfalls Alter um 1100 bis 1200 Ma angenommen werden. Diese Magmatite wurden ebenfalls in einem epikontinentalen Becken abgelagert und sind mit Sedimenten assoziiert, die auffällige Ähnlichkeiten zu denen des mittleren Neuschwabenland zeigen. Altersangaben über kristalline Basementgesteine aus dem südöstlichen Simbabwe Kraton liegen mit ca. 3500 Ma vor und liegen damit im Rahmen des Annandagstoppane Basementgesteins.

Diese Daten deuten auf eine enge räumliche Beziehung zwischen dem mittleren Neuschwabenland und dem Simbabwe Kaapvaal im Proterozoikum hin.

Am Westrand des Jutul Penck Grabens wurde in den proterozoischen Magmatiten eine parallel zur Grabenachse streichende Schieferung mit Übergängen in Mylonitzonen beobachtet. Die Mylonitisierung führte zu einer retrograden Überprägung der Magmatite mit synmylonitischer K-Zufuhr und Hellglimmersprossung. Das Alter dieser Mylonite konnte mit ca. 525 Ma an den Hellglimmern bestimmt werden. Dieses Pan-Afrikanische Alter kann der Ross Orogenese zugeordnet werden.

Ein weiteres magmatisches Ereignis, das mit 160-250 Ma datiert wurde, steht im Zusammenhang mit dem triassisch/jurassischen Gondwanazerfall. Dabei können zwei Phasen unterschieden werden.

Die erste Phase, die vermutlich vor 200-250 Ma einsetzte, ist im mittleren Neuschwabenland durch Dikes vertreten, die überwiegend parallel zum NE-SW-verlaufenden Jutul Penck Graben streichen. Der Graben folgt vermutlich den altpaläozoisch angelegten Strukturen der Ross Orogenese, die bei seiner Anlage reaktiviert wurden.

Bei den Basalten der Dikes handelt es sich um typische Vertreter kontinentaler Basalte. Sie bestehen aus Tholeiiten mit gelegentlichen Olivinkumulaten sowie untergeordnet -nach der klassischen Nomenklatur- auch Alkali Olivinbasalte. Bei diesen untergeordnet auftretenden "Alkaligesteinen" handelt es sich aufgrund ihrer geringen Spurenelementkonzentrationen eindeutig um Tholeiitbasalte, die aufgrund ihrer hohen Cr-, Ni- und Mg-Konzentrationen Olivinkumulate darstellen.

Die Grabenstruktur des Jutul Penck Grabens setzt sich nach Südwesten vor dem Kirwanveggen und Heimefrontfjella Escarpement fort und läßt sich wahrscheinlich bis in die südöstliche Weddell See verfolgen, wo es sich vermutlich mit einer parallel zur Westküste Neuschwabenlands verlaufenden weiteren Grabenstruktur vereinigt und sich bis zum Dufek Massiv fortsetzt. Es ist daher möglich, daß die mesozoischen Basalte des Kirwanveggen und Heimefrontfjella den oben beschriebenen Basalten entsprechen.

Die zweite Phase des Gondwanazerfalls ist durch die 150-190 Ma alten tholeiitischen LavafloWS, Dikes und Sills Vestfjellas repräsentiert. Stofflich können diese Magmatite nicht voneinander abgegrenzt werden. Im Vergleich zu den Basalten des mittleren Neuschwabenland sind diese stärker fraktioniert. Die Entwicklung dieser Serien durch fraktionierte Kristallisation fand bei niedrigen Drucken statt (<10 kb), wie die Kristallisation von Plagioklas und sein Auftreten als Kumulatphase belegt. Durch möglicherweise relativ lange Verweildauer in Magmenkammern innerhalb der Kruste läßt sich neben der ausgeprägten Kristallfraktionierung auch eine Kontaminierung mit Krustenmaterial nicht ausschließen.

Im Gegensatz zu den Dikes und Sills sind die LavafloWS von sehr starker Vergrünung betroffen. Die Alteration kann zu Verfälschungen bei den K/Ar-Altersbestimmungen und ebenso bei den paläomagnetischen Untersuchungen führen. Aus diesem Grunde konnte keine engere Eingrenzung der hier präsentierten Altersdaten von 150-190 Ma erfolgen. Gleiches gilt für die gering vergrünnten doleritischen Gänge. Die geringen K-Gehalte dieser basischen Basalte lassen einen relativ großen analytischen Fehler bei den K-Bestimmungen erwarten und können damit zu einem relativ großen Fehler bei der Berechnung der K/Ar-Alter führen. Zusätzlich sind bei einer Reihe dieser Gänge nicht interpretierbare anomale Pollagen repräsentiert. Die paläomagnetischen Ergebnisse und K/Ar-Altersdaten haben jedoch Hinweise liefern können, daß im Untersuchungsgebiet des N Vestfjella wahrscheinlich keine

älteren Magmatite als etwa 190 Ma zu erwarten sind. Lavaflows mit Paläopollagen, deren Breiten für jurassische Pollagen zu gering sind und die inverse Pole aufweisen, können nicht als Hinweis auf höhere Alter für diese Lavaflows bewertet werden, sondern sie repräsentieren sekundäre Remanenzen, die nicht interpretiert werden können.

Die Vulkanite Vestfjellas sind vermutlich den Vulkaniten des Explora Wedge zuzuordnen. Die in Vestfjella auftretenden Dikes sind überwiegend an Dehnungsspalten gebunden, die parallel zum Explora Escarpment streichen. Daraus kann auf gleiche Ursachen für ihre Entstehung geschlossen werden. Das Explora Escarpment wird der Explora Andenes Störungszone zugeordnet. Diese Zone schneidet die kontinentalen Grabenstrukturen der ersten Phase vor der Westküste Neuschwabenlands ab und führte zur Öffnung der Weddell See sowie im weiteren Verlauf zu "Sea Floor Spreading". Das Grabensystem der ersten Phase kann somit als "failed rift"-Struktur aufgefaßt werden.

Im westlichen und mittleren Neuschwabenland ist das klassische Beispiel eines durch Riftprozesse zerlegten Kontinentalrandes repräsentiert. Mit dem Beginn der Entwicklung auf dem Gondwana-Großkontinent kam es zur triassisch/jurassischen intrakratonischen Grabenbildung mit Förderung typischer kontinentaler Magmen. Die Grabenstrukturen folgten bevorzugt vorgezeichneten älteren Lineamenten, die mit der Ross Orogenese angelegt wurden. Im Verlaufe des Rifting verlagerte sich die aktive Zone zum heutigen Kontinentalrand und führte dort schließlich zu "Sea Floor Spreading".

SUMMARY

Proterozoic and Mesozoic intrusive and effusive rocks at western and central Neuschwabenland, Antarktika, were investigated by petrographical, geochemical, geochronological and palaeomagnetic methods. The studies were aimed at determining the geotectonic development in this part of the East Antarctic platform during the Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic.

Western and central Neuschwabenland is situated between two significant rift systems, the Jutul Penck graben to the east and Weddell Sea rift to the west. At Ahlmannryggen (central Neuschwabenland) on the western margin of the Jutul Penck graben the country rock consists of basaltic to andesitic lava flows (Straumnsnutane basalts) with intercalations of pillow lavas and quartzites (at NE Ahlmannryggen) and Precambrian shallow water sediments intruded by the mafic Borgmassivet Intrusives (at central Ahlmannryggen), respectively. The depositional environment of the sedimentary sequences in central Ahlmannryggen was largely fluvial with local marine embayments. The Borgmassivet Intrusives were mainly emplaced at shallow crustal levels because they show reactions with wet wall rocks. The Straumnsnutane basalts reflect largely subaerial lava flows. Local intercalations of pillow lavas suggest subaqueous marine or lacustrine extrusions.

The lava flows as well as the Borgmassivet Intrusives are affected by a low-grade metamorphism. Particularly in local younger tectonic deformation structures the original magmatic mineral composition can be obliterated completely.

K-Ar age determinations on mineral concentrates of these rocks are difficult to interpret.

The Borgmassivet Intrusives are intruded by mafic dikes. One of these dikes and also a sill at Robertskollen nunatak were dated at 1100-1200 Ma (K-Ar on co-magmatic biotite concentrates). These ages are interpreted as ages of crystallization and as the minimum age of the Borgmassivet Intrusives. The dated dike also was investigated by palaeomagnetic methods and its pole position was compared to those of the Borgmassivet Intrusives and lava flows. Surprisingly all the pole positions of the Proterozoic rocks are nearly identical. This fact may indicate similar crystallization ages for all the Proterozoic rocks.

Geochemically the Proterozoic lava flows can be subdivided into a high- and a low Titanium-series both having prominent troughs at Niobium. Each of them is characterized by typical trace element patterns that suggest compositionally different starting melts, but a strong consanguinity in between both series. In comparison to the low Ti-series the high Ti-series is distinguished by high concentrations of incompatible trace elements and lanthanides. The initial features of major- and trace elements of both series are strongly modified by fractionation of ilmenite/magnetite, apatite, olivine, clinopyroxene and plagioclase. In the high Ti-series separation of mafic minerals is largely completed, but corresponding cumulates never were identified. The beginning of plagioclase fractionation is documented by Europium anomalies.

The low Ti-series is characterized by a trend of Ti-, Fe-, Zr- and lanthanides-enrichment and MgO-, Cr- and Ni-depletion typical for tholeiitic rocks. Depletion of P, Ti and Fe at higher differentiation levels is indicative of primary apatite- and Titano-magnetite-fractionation. Similar chemical trends were observed in the Proterozoic intrusive rocks and the dated dikes. The coherence of the chemical data reported here suggest that the lava flows of the low Ti-series and the Borgmassivet Intrusives and the other intrusive rocks of this region (the dated dike included) may have been consanguineous and may also be indicative of their genetic relation and contemporaneity (as suggested by palaeomagnetism and corresponding K-Ar geochronology).

For definition of the geotectonic environment of these magmatic rocks based on chemical data only a limited number of elements can be used because of the alteration effects and differentiation mechanisms. In this case only the of Lanthanum-Niobium-proportions may be indicative of subduction related volcanism.

As a whole the Proterozoic volcano-sedimentary sequence displays typical platform depositions deposited in shallow basins on a stable c. 2800-3200 Ma old craton basis outcropping at Annandagstoppane SW of Ahlmannryggen.

After rotation of the Antarctic continent back to southern Africa (reconstruction model: SMITH & HALLAM 1970) the palaeopole positions of the Proterozoic magmatic rocks at Ahlmannryggen plot closely to the polar-wander path for southern Africa in the Proterozoic at 1100-1200 Ma and closely to the pole positions of the Umkondo dolerites and lavas of the Zimbabwe Kaapvaal craton dated also at 1100-1200 Ma. Depositional environment of these magmas and corresponding sediments is very similar to that at Neuschwabenland. Age values on basement rocks of the Zimbabwe craton lie close to 3200 Ma and are nearly identical to those at Annandagstoppane. These facts indicate a close spatial correlation between Neuschwabenland and the Zimbabwe Kaapvaal craton in the Proterozoic.

Locally the Proterozoic country rock at Ahlmannryggen is crosscut by a slaty cleavage grading into mylonite zones which strike parallel to the axis of the Jutul Penck graben. The mylonitization caused a regressive overprinting of the magmatic rocks, synmylonitic K-supply and syntectonic growth of white micas. Such tectonic structures were dated at c. 525 Ma using the syntectonic white micas. This event may be attributed to the Ross Orogeny at Ahlmannryggen and to the Pan African event in southern Africa and may indicate the close spatial correlation of southern Africa and Neuschwabenland also in the Paleozoic.

A further magmatic event in Neuschwabenland dated at 160-250 Ma is correlated to the Jurassic-Triassic Gondwana break-up which may be interpreted as a two-phases process.

At Ahlmannryggen the initial rift phase is documented by the development of the Jutul Penck graben and the intrusion of the 200-250 Ma old continental tholeiitic dikes striking parallel to the graben axis. The graben structures probably may follow the structures established in the Paleozoic during the Ross Orogeny and then may be reactivated.

Geochemically the dolerite dikes represent typical continental tholeiites with corresponding olivine cumulates. According to the classical method of classification subordinate alkali olivine basalts are represented. According to their trace element geochemistry these basalts must also be interpreted as tholeiitic basalts and K-mobility has to be assumed before partial melting.

The fragmentation structures of the Jutul Penck graben continue to the south west in front of the Kirwanveggen and Heimefrontfjella escarpment and probably into the south eastern Weddell Sea area where a combination with other graben structures striking parallel to the south eastern coast of Neuschwabenland must be assumed. These structures may continue to the Dufek Massiv. Probably the basaltic dikes at Kirwanveggen and Heimefrontfjella may correspond with the dikes at Ahlmannryggen.

The tholeiitic lava flows, dikes and sills at Vestfjella may represent a later stage of the Gondwana break-up at c. 180 Ma. Geochemically they cannot be distinguished. In comparison to the dikes at Ahlmannryggen the basalts are characterized by a stronger fractionation. Fractionation processes took place at pressures lower than 10 kb documented by crystallization of plagioclase as cumulate phase. Therefore a long duration of stay of these magmas at low crustal levels and contamination with crustal material must be concluded.

The lava flows are strongly altered, whereas dikes and sills are relatively fresh. The alteration may cause some errors in K-Ar age determinations and also palaeomagnetic studies. Therefore it was not possible to restrict the age data narrower than 150-190 Ma. The same is true for the weakly altered dikes and sills. Their very small K-contents may cause some analytical errors and a relatively great error in the age determinations must be concluded. In addition there are anomalous pole positions represented which are not interpretable. But the palaeomagnetic studies and K-Ar age determinations show some indications that there are no igneous rocks older than 190 Ma in N Vestfjella. Igneous rocks having pole positions too low for the Jurassic and sometimes are reversed untypical for the Jurassic may represent anomalous pole positions or secondary remanences which cannot be interpreted. But they definitely do not reflect different crystallization ages.

The magmatic rocks at Vestfjella probably must be related to the igneous rocks of the Explora Wedge. The dikes at Vestfjella are bound to extension joints which strike parallel to the Explora Escarpment. This fact indicates similar reasons for their formation. The Explora Escarpment is related to the Explora Andenes Fracture Zone. This zone cuts the continental graben structures of the first phase of the Gondwana break-up in front of the west coast of Neuschwabenland and caused the initial opening of the Weddell Sea and in its progress "Sea Floor Spreading". Therefore the graben systems of the first phase must be interpreted as a "failed rift structure".

In western and central Neuschwabenland the classical example for a continental margin cut by rift processes is documented. At the beginning in the Triassic typical intracratonic graben structures were developed accompanied by the intrusion of continental-tholeiitic magmas. The graben structures favourably followed older lineaments of Ross Orogeny age. In its progress the active rift zone in the Jurassic was displaced to the present continental margin and caused Sea Floor Spreading in the Weddell Sea sector.

I EINLEITUNG

Das Modell der Plattentektonik hat einen neuen Ansatz zum Verständnis geodynamischer Prozesse geliefert, die zur Bildung und Konsolidierung von Kontinentblöcken bzw. zur Zerlegung von Krusteneinheiten führen. Von besonderem Interesse ist in diesem Zusammenhang die Rekonstruktion Gondwanas, dessen Zerfall an der Wende Trias-Jura begann. Im Verlaufe dieser Prozesse nahmen die Krustenfragmente als neu entstandene Kontinente ihre gegenwärtigen Positionen ein.

Während die relative Position von Südamerika und Afrika innerhalb des westlichen Teils Gondwanas weitgehend geklärt ist, bestehen verschiedene Ansichten zur Rekonstruktion seines östlichen Teils. Eine Schlüsselposition zur palinspastischen Rekonstruktion dieses Teils nimmt die Weddell See sowie ihre östliche Umrandung mit den Gebirgsmassiven und Nunataks Neuschwabenlands als Teil der ostantarktischen Plattform ein. In den letzten beiden Jahrzehnten wurden eine Reihe von Rekonstruktionen entwickelt, die im wesentlichen auf der Topographie der Küstenregionen Südafrikas und Neuschwabenlands basieren (DIETZ & SPROLL 1970, SMITH & HALLAM 1970, NORTON & SCLATER 1979). Aufgrund fehlender geologischer Informationen aus Neuschwabenland blieben diese Arbeiten jedoch sehr spekulativ. Weiterhin blieben eine Reihe von Fragen offen, die das geologische Geschehen im östlichen Teil Gondwanas vor dem spät-triassisch bis frühjurassisch einsetzenden Rifting betreffen.

Zur Klärung dieser Problematik wurden im DFG-Schwerpunktprogramm "Antarktisforschung" in den letzten Jahren eine Reihe von Antarktis-Expeditionen durchgeführt, die unter dem Rahmenthema "Geodynamik der Gebirgsgürtel am pazifischen Rand Gondwanas" zusammengefaßt sind. Die in der Untersuchung befindlichen Themenkomplexe sollen speziell das geodynamische Geschehen am Westrand der ostantarktischen Plattform aufklären und einen Beitrag zur Lösung der oben angeschnittenen Fragen liefern.

Für diese Untersuchungen bieten sich die in Neuschwabenland anstehenden magmatischen Gesteine an. Bei den in der vorliegenden Arbeit dargestellten Untersuchungen sollen Schwerpunkte auf die Altersbestimmungen und Ermittlung des geotektonischen Environments dieser Magmatitsequenzen gelegt werden.

I 1. Physiographie und geologischer Rahmen mit Erforschungsgeschichte

Das westliche und mittlere Neuschwabenland (Abb. 1) erstreckt sich von der Weddell See im Westen zum Jutul-Straumen-Gletscher im Osten und gehört in seiner Gesamtheit zur ostantarktischen Plattform. Die Eismassen des ca. 300 km langen und bis zu 100 km breiten Jutul-Straumen, nach dem Lambert-Gletscher der zweitgrößte Gletscher der Erde, füllen eine N-S streichende Rinne, deren Basis eine Tiefe von 1500 m unter NN erreichen kann (DECLAIR & AUTENBOER 1982). Der Jutul-Straumen gilt als einer der Hauptdrainage-Gletscher des antarktischen Inlandeises in nordöstlicher Richtung zum Fimbul-Eisschelf. Neben der Speisung vom antarktischen Hochplateau aus Südosten wird er mit Eismassen des Viddalen und Pencksökket aus Südwesten versorgt. Diese beiden Gletscher zergliedern das Gebiet am Westrand des Jutul-Straumen in Ahlmannryggen und Borg Massiv bzw. Borg Massiv und Kirwanveggen mit Neumayerskarvet. Die westliche Begrenzung von Ahlmannryggen und Borg Massiv sowie die östliche Grenze des Ritscher-Hochlandes bildet der Schyttbreen-Gletscher, dessen Eismassen sich in nördlicher Richtung in das Jeltbart-Schelfeis ergießen.

Die Haupttransportrichtungen des Eises wechseln im Vorland der Heimefrontfjella, der südwestlichen Fortsetzung des Kirwanveggen, von nördlichen auf westliche Richtungen. Der Eistransport zum Riiser-Larsen-Schelfeis erfolgt hauptsächlich über den Endurance-Gletscher, die südliche Begrenzung der Nunatak-Kette von Vestfjella. Der Endurance-Gletscher bezieht seine Eismassen zu einem großen Teil von dem völlig eisbedeckten Ritscher-Hochland und untergeordnet vom Polar-Hochplateau über das Escarpment der Heimefrontfjella. Ebenso wie das Riiser-Larsen-Schelfeis wird auch das nördlich vom Ritscher-Hochland gelegene Ekström-Schelfeis von dessen Eismassen gespeist.

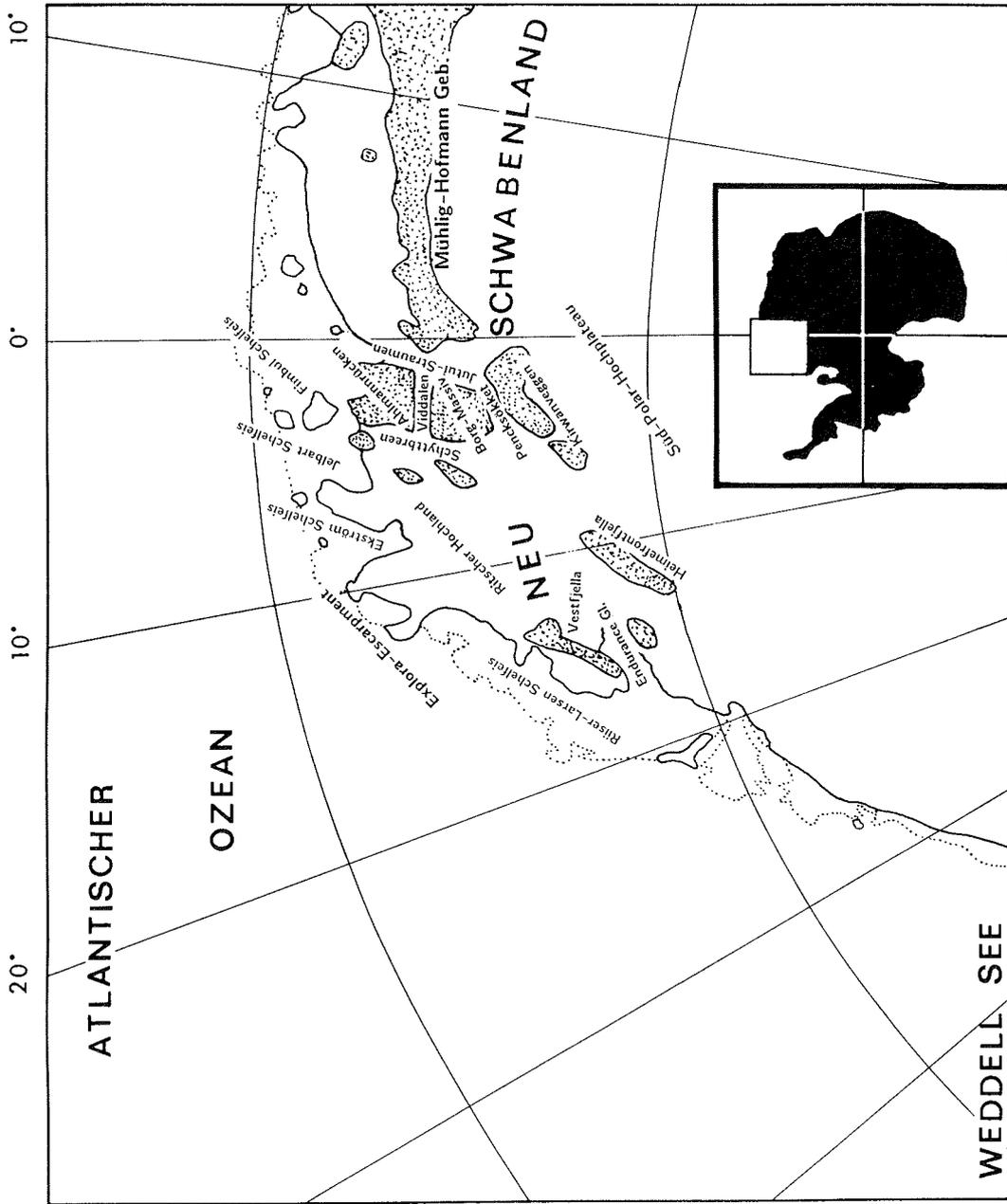


Abb. 1 Das westliche Neuschwabenland (Vestfjella, Heimefrontfjella, Ritscher Hochland) und das mittlere Neuschwabenland (Alpennrücken, Borg Massiv und Kirwan-

Die Morphologie der Inlandschneeoberfläche ist geprägt durch windbedingte Sastrugfelder, Windkrusten und Rippelmarken. Insbesondere im Ahlmannryggen und Borg Massiv treten in unmittelbarer Umgebung der Nunataks und Bergmassive jeweils an der Leeseite ausgedehnte Windkolke als Ergebnis der vom antarktischen Hochplateau ungehindert durch den Penck-Trog wehenden katabatischen Winde auf. Diese schüsselartigen Schneeauswehungen sind zumeist mit Blaueisfeldern ausgekleidet, und der Übergang zwischen Eis- und Schneefeldern zum anstehenden Gestein weist meist Begehungen erschwerende Spaltenbereiche ("Bergschrund") auf.

Der Übergang vom Inlandeis zum Schelfeis ist zumeist mit ausgedehnten, schwer begehbaren Spaltenzonen versehen. Mächtigkeitmessungen des Schelfeises auf dem Ekström-Schelfeis in der Nähe der Georg v. Neumayer-Station ergaben eine Mächtigkeit von 202 m (KOHLEN 1983). Bei der südafrikanischen Überwinterungsstation SANAE auf dem Fimbul-Schelfeis beträgt die Schelfeismächtigkeit ca. 300 m (AUTENBOER & DECLEIR 1972, SCHÄFER 1973, VAN ZYL 1973) und erreicht ca. 110 km südlich der besagten Station eine Mächtigkeit von ca. 600 m (WOLMARANS & KENT 1982). Stellenweise liegt das Schelfeis auf dem Schelfmeerboden auf und bildet Schelfeiserhebungen, sogenannte "Ice Rises", die durch ausgedehnte Spaltenfelder insbesondere an ihren Randzonen gekennzeichnet sind. Der Übergang vom Schelfeis zum Meereis wird von der sogenannten Eisfront, einer bis zu 50 m hohen Eissteilwand, gebildet.

Die rezente Landoberfläche im westlichen und mittleren Neuschwabenland ist gekennzeichnet durch ein System von massivartigen Großschollen, Anhebungen (Schwellen) und Tälern in einer südwestlich-nordöstlichen Erstreckung, das als Ergebnis einer durch strukturgeologische Lineamente vorgegebenen glazialen Erosion zu interpretieren ist. Die Erosionsformen sind typisch alpin. Das Oberflächenprofil erhöht sich stufenartig vom Explora Escarpment im Nordwesten über gewaltige Escarpmentsprünge zum Südpolar-Hochplateau im Südosten. Die Begrenzung des Polar-Hochplateaus wird hier von dem sich über 2000 m über NN erhebenden Heimefront Escarpment gebildet. Die östliche Grenze des mittleren Neuschwabenland zum antarktischen Hochplateau wird aus einem System von NE-SW streichenden Grabensystemen, deren Depressionen als Rinnen für den Jutul-Straumen- und Schyttbreen-Gletscher dienen, gebildet. Diese Bruchsysteme setzen sich leicht nach Norden versetzt in das oben genannte Heimefront Escarpment fort.

Der westliche und nördliche Kontinentalrand Neuschwabenlands ist von HINZ & KRAUSE (1982) mit digitalseismischen Messungen untersucht worden. Nach diesen Untersuchungen wird der Kontinentalrand von einem meist ungestörten sedimentären Stockwerk überlagert, das sich reflexionsseismisch in mehrere Sequenzen untergliedern läßt und für die ein tertiäres bis pleistozänes Alter angenommen wird. Kürzlich vor Kap Norwegia auf dem Kontinentalrand niedergebrachte Bohrungen erbrachten sogar kretazische, tertiäre und quartäre Sedimentfolgen (Prof. D. FÜTTERER, mündl. Mitteilung 1987). Im Vorland des Riiser-Larsen-Schelfeises folgt in 3 bis 4 km Tiefe unter den diskordant auflagernden Sedimenten eine bis 8 km Tiefe hinabreichende Sequenz, die durch ozeanwärts einfallende Schichtflächen gekennzeichnet ist. Nach HINZ & KRAUSE (1982) wird diese als "Explora Wedge" bezeichnete Folge vermutlich aus jurassischen Vulkaniten (seismische V_p -Geschwindigkeiten von 4-5 km/sec) aufgebaut. Dieser "Explora Wedge" repräsentiert einen Halbgraben, der nach NW durch ein Basementhoch begrenzt und als Bestandteil einer ca. 150 km breiten Riftzone gedeutet wird. Diese Struktur setzt sich in die SE Weddell See fort und reicht bis zum Dufek Massiv. Das Dufek Massiv wird aus jurassischen "Mafic Layered Intrusions" aufgebaut. Nach FOSSUM et al. (1982) werden der Untergrund und die Ostflanke des Grabens südlich von Halley Bay Station von Kristallingestein mit lokalen magnetischen Anomalien gebildet, während nördlich von Halley Bay steil einfallendes Kristallin auftritt, das von S nach N von zunehmend mächtigeren Sedimenten überlagert wird. Dieser als Filchner oder Crary Trog bezeichnete Graben verläuft zwischen 75°S und 78°S parallel zur Küste. Der Übergang von der ozeanischen Kruste der Weddell See zum Kontinentalrand wird nach HINZ & KRAUSE (1982) durch das Explora Escarpment gebildet, das einen schmalen Schelf, auf dem das Explora Wedge liegt, nach NW begrenzt. Der Schelf wird nach diesen Autoren durch eine ausgedünnte kontinentale Kruste gebildet, die am Fuße des Explora Escarpments in 3000 bis

5000 m Wassertiefe an ozeanische Kruste grenzt. Nach HAUGLAND (1982) läßt sich das Explora Escarpment südlich des 72. Breitengrades und westlich des 15. Längengrades nicht mehr sicher nachweisen, obwohl die Morphologie des Meeresbodens dieser Region der im Bereich vor Kap Norwegia ähnelt.

Nach neueren mehrspurdigitaleismischen Untersuchungen von HINZ & KRISTOFFERSEN (1987) ist im Bereich des Kontinentalrandes der südöstlichen Weddell See unter tektonisch ungestörten Sedimenten ein Riftbecken nachgewiesen worden, das die beginnende Zerlegung Gondwanas dokumentiert und auf dem Kontinentalrand durch die Ferrar- und Dufek-Magmatite repräsentiert ist. Am Kontinentalrand treten sog. Wedges auf, die mit ihren $V_p=4-5$ km/sec vermutlich von Vulkaniten gebildet werden.

Diese Basementkeile sind gekennzeichnet durch unregelmäßig einfallende Reflektoren und umgeben eine NW-SE streichende Basementdepression, die sich durch ihr rauhes Relief mit Ozeanboden vergleichen läßt. Zwischen 25°W und 30°W wird diese Depression vom jüngeren Explora Escarpment abgeschnitten, dessen E Rand vom Explora Wedge (ebenfalls aus Vulkaniten bestehend) gebildet wird. Die ältere Riftstruktur wird von HINZ & KRISTOFFERSEN als intrakratisches Riftbecken interpretiert, dessen Achse nördlich von 25°W-30°W; 72°S als initiale Meeresboden-Spreading-Achse reaktiviert wurde.

Die Vulkanite Vestfjellas bilden wahrscheinlich das Pendant zu der vermuteten Vulkanitserie des Explora Wedge.

Die bisher publizierten Arbeiten über die Gesteinssequenzen in Vestfjella beschränken sich auf die südwestlich gelegenen Bereiche dieser Region. Lediglich HJELLE & WINSNES (1972) beschrieben die Magmatitabfolgen des nördlichen Vestfjella unter petrographischen und strukturgeologischen Aspekten. Neben Hauptelementanalysen wurden auch erste K/Ar-Altersbestimmungen an Gesamtgestein veröffentlicht: an einem Doleritsill wurde ein Alter um 220 Ma, an einem Lavaflow um 400 Ma ermittelt (KRYLOV in HJELLE & WINSNES 1972). Diese beiden Alter dienen auch als Grundlage für die erste Altersklassifizierung der Magmatitserien dieser Region (Kartenanhang in CRADDOCK 1982).

Seit Beginn der 60er Jahre wurden die Feldarbeiten im südlichen Vestfjella intensiviert. So beschrieb JUCKES (1968) die geologische Situation und führte neben petrographischen auch erste geochemische Untersuchungen durch (Hauptelementanalysen).

K/Ar-Gesamtgesteinsdatierungen ergaben für Dikes Alter zwischen 156 ± 4 Ma und 172 ± 2 Ma und für Lavaflows Alter von 200 ± 6 Ma bis 231 ± 10 Ma, wobei Alter von ca. 200 Ma für die Flows als realistisch angenommen wurden (FURNES & MITCHEL 1978). Diese Autoren leiteten die Magmatitsequenzen dieser Region aufgrund ihrer Haupt- und Spurenelementcharakteristika von einem granathaltigen Mantelherzolit ab und ordneten sie einem frühen Riftstadium im Zusammenhang mit dem frühjurassischen Gondwanazerfall zu.

Erste paläomagnetische Messungen an Proben aus dem südlichen Vestfjella von LØVLIE (1979) ergaben Paläopolpositionen von $41,8^\circ\text{S}; 226,5^\circ\text{E}$ $\alpha_{95}=9^\circ$ für Lavaflows und $54,4^\circ\text{S}; 207,6^\circ\text{E}; \alpha_{95}=4^\circ$ für Dikes. Die Polpositionen für die Dikes stimmen mit dem mittleren jurassischen Pol von $53,5^\circ\text{S}; 218,5^\circ\text{E}; \alpha_{95}=7^\circ$ für die Ostantarktis ohne tektonische Korrekturen überein (mittlerer jurassischer Pol für die Ostantarktis aus BULL & IRVING 1960, BULL et al. 1962, TURNBULL 1959, BRIDEN & OLIVIER 1963, BECK 1972, BLUNDELL & STEPHENSON 1959, BLUNDELL 1966), während die Polpositionen der Lavaflows -tektonisch korrigiert - zu niedrigeren Breiten tendieren. LØVLIE (1979) folgert daraus, daß die Verstellung der Lavaflows (Einfallen ca. 15° nach SW) vor der Intrusion der Dikes erfolgte und daher eine tektonische Korrektur der Paläopolposition nur auf die Lavaflows beschränkt werden sollte. Die sich aus der tektonischen Korrektur ergebenden geringeren geographischen Breitenwerte für die Polpositionen der Lavaflows reflektieren daher einen Trend zu höheren Altern für die Lavaflows. LØVLIE (1979) postulierte ein mittel- bis höherjurassisches Alter für die Dikes und ein höher triassisches Alter für die Lavaflows.

Geochemische Untersuchungen an Dikes wurden von FURNES et al. (1982) wie folgt inter-

pretiert: neben Fraktionierung von Olivin + Klinopyroxen + Plagioklas müssen weitere Einflüsse bei der Magmengenese mitgewirkt haben, so z. B. Krustenkontamination und Magmenmischung. In einer weiteren Publikation von FURNES et al. (1987) wurden auch Proben aus Lavaflows miteinbezogen. Die Spurenelementmuster der Magmatite wiesen chemische Charakteristika auf, die für N-MORB einerseits und Initial-Rift-Tholeiite andererseits typisch sind. Die Variationen in den Hauptelementen und insbesondere in den Spurenelementen und Lanthanoiden führten diese Autoren neben Fraktionierung von Olivin + Klinopyroxen + Plagioklas + Magnetit hauptsächlich auf Mantelheterogenität und Krustenkontamination zurück. K/Ar-Altersbestimmungen (Gesamtgestein und eine Plagioklasbestimmung) an Material aus Lavaflows ergaben Alter von 171 ± 2 Ma bis 695 ± 11 Ma (FURNES et al. in press). Die Autoren favorisierten ein Alter um 200 Ma für die Lavaflows, hoben aber die Problematik bei der Altersbestimmung für die Lavaflows hervor. Zur Lösung dieser Probleme führten norwegische Wissenschaftler in der Südsommersaison 1984/85 eine weitere Expedition durch und dehnten dabei ihr Untersuchungsgebiet über die gesamte Region von Vestfjella aus. Ein Bericht über den Ablauf der Expedition sowie geplante Untersuchungen (Geochemie und Paläomagnetismus) wurde in ORHEIM (1985) von FURNES & LØVLIE veröffentlicht.

Die Gebirgskette der Heimefrontfjella im SE Hinterland von Vestfjella besteht aus polyphas deformiertem, hochmetamorphem Basementgestein proterozoischen Alters, diskordant überlagert von permischen Sedimentfolgen und mesozoischen Vulkaniten (174 ± 7 Ma: JUCKES 1972, REX 1972). Insgesamt werden diese Komplexe von Doleritdikes und Sills durchdrungen. Der Anstieg der rezenten Landoberfläche in dieser Region wurde bereits von JUCKES (1968, 1972) und THOMSON (1968) auf eine parallel zur Heimefrontfjella Kette verlaufende postpermische Störung im unmittelbaren Vorland zurückgeführt. Durch rückschreitende Erosion ist die Störung allerdings am heutigen Escarpment nicht mehr aufgeschlossen.

Das Escarpment der Heimefrontfjella Kette setzt sich nach NE in das Kirwanveggen Escarpment fort, dem der tief eingesunkene Jutul Penck Graben vorgelagert ist. Der Jutul Penck Graben wird nach NEETHLING (1970, 1972 a, b) als Riftstruktur gedeutet. Die Eistiefe in dieser Grabenstruktur reicht bis etwa 1500 m unter NN (DECLAIR & AUTENBOER 1982). Ähnliches gilt für den Viddalen zwischen Borg Massiv und Ahlmannryggen.

Die Gesteinskomplexe in Kirwanveggen, Neumayerskarvet, Sverdrupfjella und Annandagstoppane werden aus proterozoischem, hochmetamorphem Kristallin aufgebaut. Sie bestehen aus Leukogneisen, Granat-Biotit-Plagioklas-Gneisen, Amphiboliten und Hornblende-Plagioklas-Gneisen (vgl. auch Tab. 1) und untergeordnet Kalk-Silikat-Fels, granitischen Pegmatiten und Migmatiten. Magmatisches Gestein tritt in Form von prä- oder syntetamorphem Gabbro und Charnockit sowie postmetamorphen Doleritdikes auf. Vielfach sind diese proterozoischen Kristallinkomplexe diskordant von mesozoischen Sedimenten und Lavaflows überlagert. Die Abfolgen wurden von ROOTS (1969), GAYSHON & ERASMUS (1975), AUCAMP (1972), RAVICH & SOLOVIEV (1969) und WOLMARANS & KENT (1982) detailliert beschrieben.

Im Ahlmannryggen und Borg Massiv wurden erste geologische Felduntersuchungen von Mitgliedern der Norwegisch-Schwedisch-Britischen Antarktisexpedition 1949-52 durchgeführt. In den Jahren 1959-68 folgten Arbeiten sowjetischer Geowissenschaftler. Von 1967 bis 1970 konzentrierten belgische Wissenschaftler in Zusammenarbeit mit südafrikanischen Geologen ihre Untersuchungen in dieser Region.

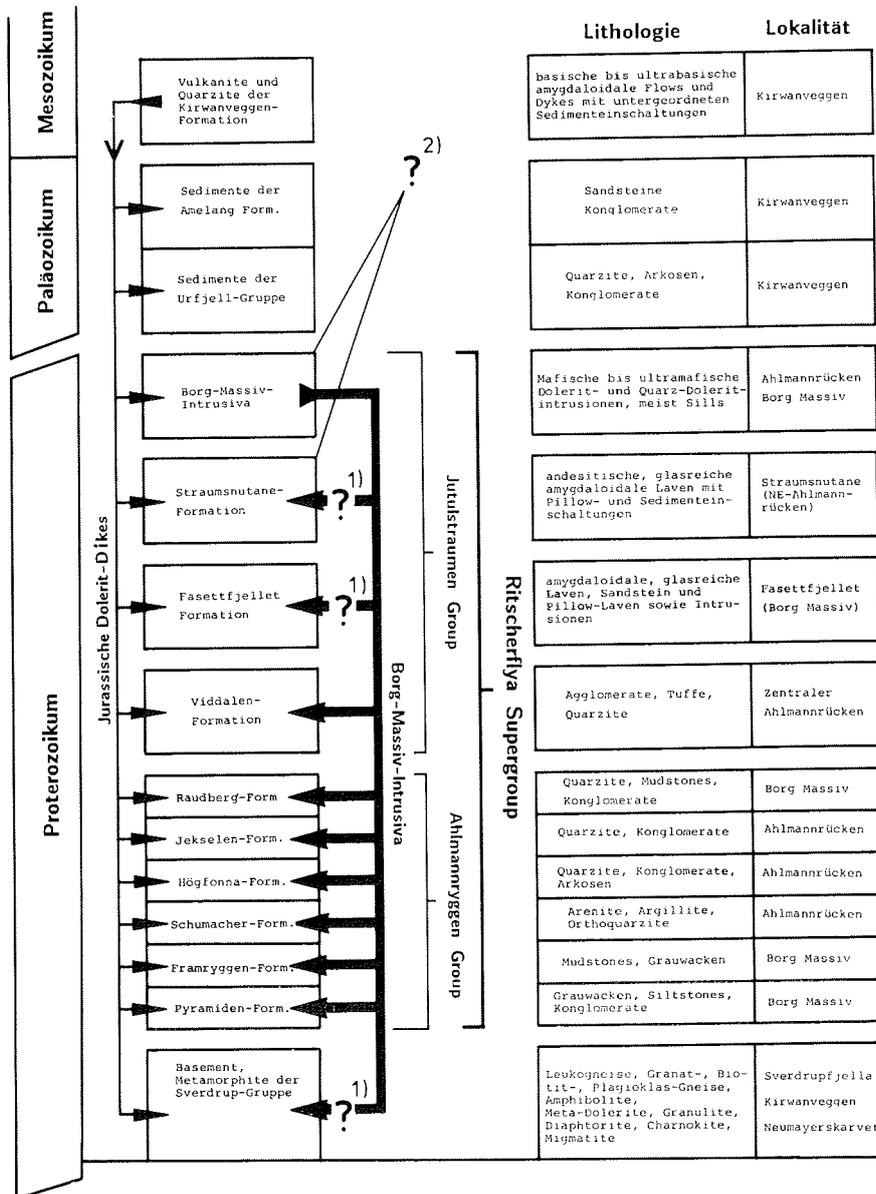
Mit der Errichtung der ersten südafrikanischen Überwinterungsstation SANAE im Jahre 1962 wurden die südafrikanischen Aktivitäten besonders im Ahlmannryggen und Borg Massiv intensiviert. Diese Station wurde seit 1962 zweimal erneuert und bildet seither die logistische Basis für geologischen Feldexpeditionen.

Detaillierte geologische Kartierungen wurden in WOLMARANS & KENT (1982, Kartenanhang) publiziert. Es wurde eine Reihe von Versuchen zur stratigraphischen Untergliederung der auftretenden proterozoischen Gesteinssequenzen unternommen (vgl. Tab. 1). Die Sequenzen im Ahlmannryggen und Borg Massiv werden unter dem Sammelbegriff "Ritscherflya Supergroup" zusammengefaßt. Das Liegende der Ritscherflya Supergroup wird von der "Ahl-

Tabelle 1

Stratigraphie der im mittleren Neuschwabenland auftretenden Gesteinsformationen, modifiziert nach NEETHLING (1967, 1969 a, 1969 b, 1970, 1972), ROOTS (1969), BREDELL (1976, 1982).

- 1) in dieser Formation nicht nachgewiesen.
- 2) Altersbeziehung unbekannt.



mannryggen Group" gebildet, eine Abfolge, die aus kaum überprägten Flachwassersedimenten - z. T. unter reduzierenden Bedingungen abgelagert - besteht und in sechs weitere Formationen unterteilt wird. NEETHLING (1970), und BREDELL (1982) interpretieren diese Abfolge als Ablagerungen in einem intrakratonischen Becken. Die sedimentäre Entwicklung ist durch mächtige Klastitabfolgen (Psammite, Pelite und Schichtgeröllkonglomerate) gekennzeichnet. Subaquatisches Ablagerungsmilieu mit teilweiser Trockenlegung ist gesichert. Nach KRYNAUW et al. (in Vorb.) handelt es sich bei diesen Abfolgen um limnisch-fluviatile, mäanderartige Flußablagerungen. Stellenweise wurden auch marine Sedimente identifiziert (FERREIRA 1986). Als Liefergebiete werden westlich gelegene Regionen angenommen (Strömungsrichtung zwischen 152° und 320°: BREDELL 1982, KRYNAUW et al. 1987, in Vorb.) Im späten Stadium der Sedimentation kam es nach der Interpretation von NEETHLING (1970) zu dehrenden Bewegungen innerhalb dieses Beckens und als Folge davon zur Förderung der heute in NE Ahlmannryggen (Straumnsnutane Region) aufgeschlossenen andesitischen Vulkanitkomplexe. In die Lavaflows können Sedimentbänder, meist Quarzite, und Pillowlagen eingeschaltet sein. Bei den Sedimenten kann es sich sowohl um limnische als auch marine Ablagerungen handeln (WATTERS 1969a, 1969b, 1972). Die Ablagerung der Vulkanitkomplexe in unmittelbarer Nachbarschaft zum Jutul Penck Graben veranlaßt NEETHLING (1970) zu der Annahme, daß es sich dabei um initiale Riftvulkanite handelt, die in Zusammenhang mit der von ihm postulierten mittelproterozoischen Entwicklung des Jutul Penck Rifts stehen. NEETHLING faßt diese Vulkanitsequenz mit den Abfolgen von Fasettfjellet unter dem Sammelbegriff "Jutul Straumen Group" zusammen. Die Jutul Straumen Group überlagert die Ahlmannryggen Group und bildet das Hangende der Ritscherflya Supergroup (vgl. Tab. 1).

Die Sedimente der "Ahlmannryggen Group" werden im zentralen Ahlmannryggen von einer Reihe von proterozoischen Magmatitkörpern in Form von Sills intrudiert, die nach ROOTS (1969) und NEETHLING (1970, 1972) "Borg Intrusions" und nach WOLMARANS & KENT (1982) "Borgmassivet Intrusives" genannt werden. Zu ihnen zählen auch die ultrabasischen bis sauren Intrusiva der "Robertskollen Suite" und "Nils Jörgennutane Suite". (BUTT 1962, v. BRUNN 1963, NEETHLING 1964, POLLAK 1966, NEETHLING et al. 1968, 1970, DE RIDDER & BASTIN 1968, ROOTS 1969, WATTERS 1969a, 1969b, 1972, DE RIDDER 1970, AUCAMP 1972, MINNAR 1973, 1975, VAN ZYL 1973, 1974, BREDELL 1976, BREDELL 1982). Geochemische Untersuchungen aus den Borg Massiv Intrusiva und zwei Proben aus andesitischen Laven des NE Ahlmannryggen wurden von NEETHLING (1972b) durchgeführt. Er bezeichnet die Magmatite als anorogene mafische Intrusiva und Effusiva und interpretiert sie als mit Krustenmaterial kontaminierte Olivin-Tholeiite.

Strukturgeologische Aufnahmen in diesem Areal wurden von DE RIDDER & BASTIN 1968, ROOTS 1969, RAVICH & SOLOVIEV 1969, NEETHLING 1970, WATTERS 1972, MINNAR 1973, VAN ZYL 1973, WOLMARANS 1982 durchgeführt.

Speziell an den Borg Massiv Intrusiva und Effusiva aus dem NE-Ahlmannryggen wurden eine Reihe von Altersdatierungen durchgeführt: Rb/Sr-Gesamtgestein, K/Ar-Gesamtgestein K/Ar-Hornblende; K/Ar-Pyroxen, K/Ar-Plagioklas, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Gesamtgestein (RAVICH & KRYLOV 1964, McDOUGALL 1969, ALLSOPP & NEETHLING 1970, HALPERN 1970, EASTIN et al. 1970, BOWMAN 1971, BREDELL 1976, FAURE et al. 1979, ALLSOPP in WOLMARANS & KENT 1982, ELWORTHY in WOLMARANS & KENT 1982). Dabei ermittelte man für die Ahlmannryggen Vulkanite und Borg Massiv Intrusiva Alter um:

1. 1700 Ma
2. 1000 - 1200 Ma
3. 800 - 900 Ma.

Inwieweit diese Altersdaten verschiedene magmatische Aktivitätsperioden repräsentieren oder nur ein einziges magmatisches Event um 1700 Ma reflektieren, das tektonothermal um 1000-1200 Ma sowie 800-900 Ma überprägt wurde, konnte bislang nicht geklärt werden (WOLMARANS & KENT 1982). Nach Feldbeobachtungen von WOLMARANS (in WOLMARANS & KENT 1982) existieren jedoch keine Anzeichen für mehr als eine einzige tektonomagmatische Episode im Proterozoikum.

Ein Alter von 192 ± 8 Ma wurde an einem mesozoischen Dike von Nils Jörgennutane ermittelt (WOLMARANS & KENT 1982). Im gesamten Areal von Borg Massiv und Ahlmannryggen existierten bislang keine Anzeichen für die Ross Orogenese. Lediglich im Kirwanveggen konnte die Ross Orogenese in phyllitischen Gesteinsproben mit einer K/Ar-Altersdatierung um 480 Ma nachgewiesen werden (WOLMARANS & KENT 1982). Östlich des Jutul Penck Grabens im W Mühlig Hofmann Gebirge wurden ähnliche Altersdaten mehrfach von russischen Bearbeitern nachgewiesen.

Paläomagnetische Messungen wurden bisher an einer Probe eines Effusivgesteins aus dem NE Ahlmannryggen, an sechs weiteren Proben der Borg Massiv Intrusiva sowie an vier Proben aus Basementgestein von Neumayerskarvet durchgeführt. Die Messungen an dem Basementgestein führten zu keinem interpretierbaren Ergebnis. Die ermittelten paläomagnetischen Richtungen und die daraus berechneten Paläopollagen der Magmatite werden einer Überprägungsphase der sogenannten "Boreas Episode" um 800 Ma zugeordnet, da die berechneten paläomagnetischen Pollagen auf die Polwanderkurve für Gondwana (Polwanderkurve nach McELHINNY et al. 1974, McELHINNY & McWILLIAMS 1977) um etwa 800 Ma fallen (nach der Rückrotation des antarktischen Kontinents an die Ostküste des südlichen Afrika, Rekonstruktionsmodell nach SMITH & HALLAM 1970). Nach NEETHLING (1972a) ist ein Event um 820-860 Ma durch eine signifikante tektonothermale Überprägungsphase charakterisiert, so daß die ermittelten paläomagnetischen Pole nach der Interpretation dieser Autoren eine sekundäre Magnetisierung repräsentieren (WOLMARANS & KENT 1982).

I 2. Lage des Arbeitsgebietes

Die für die Untersuchungen ausgewählten Proben wurden während zweier Antarktisexpeditionen in den Südsommerkampagnen 1982/83 und 1983/84 gewonnen. Berichte über den Ablauf und die Logistik beider Expeditionen wurden von BEHR et al. (1983) und SPAETH & PETERS (1984) veröffentlicht. Bei dem Probenmaterial handelt es sich ausschließlich um

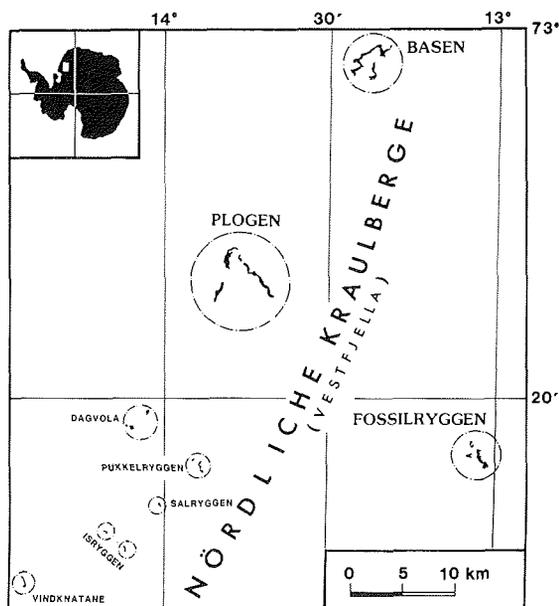


Abb. 2: Arbeitsgebiet während der Neuschwabenlandexpedition 1982/82

Magmatite unterschiedlichen Alters und geotektonischer Stellung. Als Grundlage für die Geländearbeit diente die topographische Karte 1:250000 des norwegischen Polarinstituts Oslo. Während der Saison 1982/83 wurden die Sequenzen im nördlichen Vestfjella geologisch bear-

beitet (Abb. 2). Neben den Nunataks Fossilryggen, Pukkelryggen, Salryggen und Dagvola wurden hauptsächlich die Massive von Ploggen und Basen, die als weithin sichtbare Landmarken die markanteste Erhebung dieser Region bilden, bearbeitet und beprobt. Im Verlaufe der Feldkampagnen 1983/84 wurden die Magmatitsequenzen im nordöstlichen und zentralen Ahlmannryggen untersucht (Abb. 3). In dieser Region konzentrierten sich die Arbeiten auf die Nunataks von Utkikken, Trollkjelpiggen, Nunatak 820, Nunatak 1090, Snökjeringa, Snökallen und Bolten in der Straumsnutane Region (NE Ahlmannryggen) gelegen, sowie auf Nunatak 1285 und Grunehogna in der Grunehogna Region (zentraler Ahlmannryggen). Zu Vergleichszwecken wurde selektiv Probenmaterial von den Nunataks Kullen, Jekselen und Schumacherfjellet in der näheren Umgebung der Nunataks Grunehogna und 1285 gewonnen. Weiterhin konnte Material von den Boreas und Robertskollen Nunataks sowie von Fasett-

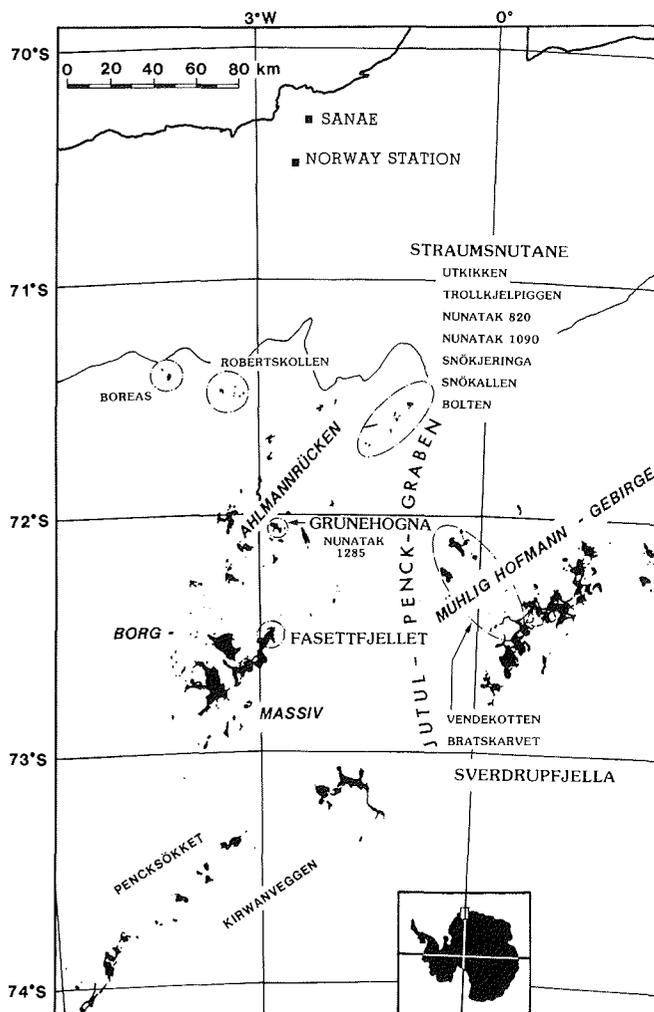


Abb. 3: Arbeitsgebiete (gesondert gekennzeichnet) während der Expedition 1983/84

fjellet (NE Borg Massiv), Vendekotten und Bratskarvet (Sverdrupfjella) gewonnen werden. Die bearbeiteten Lokalitäten sind in Abb. 2 und 3 besonders markiert. Das Probenverzeichnis im Anhang enthält die geographischen Koordinaten der Lokalitäten sowie die Methoden zur Bearbeitung der einzelnen Proben.

I 3. Zielsetzungen

Der enge Zusammenhang zwischen Magmatismus und geodynamischen Prozessen stützen die plattentektonischen Modellvorstellungen, wobei ein bestimmtes geologisch-tektonisches Regime offenbar auch durch einen spezifischen Magmatismus gekennzeichnet ist.

Das Modell basiert auf der Annahme, daß die rezente Lithosphäre aus zwölf großen und einigen kleineren Platten besteht. Je nach Bewegung zueinander werden divergente und konvergente (sowie Transform-Plattengrenzen) unterschieden. Entsprechend lassen sich zwei stofflich verschiedene Interplatten-Magmentypen unterscheiden: während in Bereichen divergierender Platten überwiegend tholeiitische Magmen gefördert werden, sind konvergente Plattengrenzen hauptsächlich durch Kalkalkali-Magmatite gekennzeichnet. Die typischen Gesteine an konvergenten Plattengrenzen sind Andesite und deren Differentiationsprodukte. Wird ozeanische Kruste unter eine kontinentale Platte subduziert, so ist der chemische Charakter der Andesite ganz überwiegend kalkalkalisch, während bei Subduktion ozeanischer Kruste unter eine ozeanische Platte überwiegend tholeiitische Andesite gefördert werden. In Inselbogenbereichen (z. B. Japan-Typ, Aleuten-Typ) ist der chemische Charakter der magmatischen Förderprodukte abhängig vom Entwicklungsstadium des Inselbogens und der vertikalen Distanz der Eruption über der Benioff-Zone. Im frühen Stadium dominieren tholeiitische Basalte vom Typ der Low-potassium-tholeiitic-basalts (WEDEPOHL 1975), während im fortgeschrittenen Subduktionsstadium kalkalkaline Serien mit hauptsächlich Andesiten und untergeordnet Dazit und Rhyoliten gefördert werden (in Ausnahmefällen auch Schoschonite, PEARCE & CANN 1973). Eine Ausnahme bilden die sogenannten anorogenen Andesite, die nicht an konvergente Plattengrenzen gebunden sind, sondern nur durch fortschreitende Kristallfraktionierung erzeugt wurden (z. B. Islandite).

Im Gegensatz zu konvergierenden Plattengrenzen werden an divergierenden ozeanischen Platten vorwiegend Ozeanrücken-Tholeiite (MORB) gefördert. In kontinentalen Bereichen treten an divergierenden Plattengrenzen tholeiitische Flut- oder Plateau-Basalte und Alkali-basalte im weiteren Sinne auf (Initial Rift Volcanism).

Unter der Annahme, daß diese Prozesse in ähnlicher Weise auch in der gesamten Erdgeschichte abgelaufen sind, können Vergleiche zwischen rezenten, in ihrer geotektonischen Stellung eindeutig definierten Magmatiten und magmatischen Gesteinskomplexen aus der erdgeschichtlichen Vergangenheit Rückschlüsse über deren plattentektonische Position liefern.

In der vorliegenden Arbeit wurde das Probenmaterial aus dem N Vestfjella sowie dem NE und zentralen Ahlmannryggen unter folgenden Gesichtspunkten untersucht:

- Aufnahme des chemischen Stoffbestandes der magmatischen Förderprodukte,
- Nachvollzug der petrographischen und geochemischen Entwicklung,
- Alter der Magmatitsequenzen. Von besonderem Interesse sind in diesem Zusammenhang mögliche Alters- und chemische Verwandtschaftsbeziehungen zwischen verschiedenen Magmatittypen,
- plattentektonische Position der unterschiedlichen Magmatitserien,
- geotektonische Entwicklung des westlichen Neuschwabenlands innerhalb Gondwanas bis einschließlich des beginnenden Gondwanazerfalls.

In der jüngeren Vergangenheit hat sich die Lehrmeinung durchgesetzt, daß die Entwicklung der rezenten Lithosphäre auf plattentektonische Prozesse ab dem oberen Jura zurückzuführen ist. Im Gegensatz dazu besteht über die präjurassische Krustenentwicklung eine Reihe ungeklärter Fragen, insbesondere, ob in präjurassischer Zeit der Plattentektonik als Motor für

die Krustenentwicklung eine dominierende oder nur eine untergeordnete Rolle zukommt. Intensive Durchbewegung und Metamorphosen haben die Spuren ehemaliger geologischer Prozesse in proterozoischen Gesteinskomplexen weitgehend verwischt, so daß nur indirekt - über die chemische Charakterisierung besonders von magmatischen Gesteinen - Rückschlüsse über ihre tektonischen Environments zu gewinnen sind. Die proterozoischen Magmatite im Untersuchungsgebiet besitzen dagegen den Vorteil, zum überwiegenden Teil nur von einer schwachen Metamorphose und nur lokal von tektonischen Durchbewegungen betroffen zu sein, so daß eine Vielzahl von primärmagmatischen Informationen konserviert ist. Vergleichende Untersuchungen zwischen diesen proterozoischen Vorkommen und rezenten magmatischen Gesteinen scheinen daher besonders erfolversprechend zu sein.

Andererseits sei jedoch auch auf die kritischen Anmerkungen von WEDEPOHL et al. (1983) hingewiesen, die es für problematisch halten, alle geologischen Prozesse der Gegenwart auf die erdgeschichtliche Vergangenheit zu übertragen. So müssen säkulare Veränderungen im Erdmantel im Verlaufe der Erdgeschichte als Folge abklingender Radioaktivität und damit Verringerung des geothermischen Gradienten sowie zunehmende chemische Fraktionierung des Erdmantels in Betracht gezogen werden. Ein erhöhter Wärmefluß, wie vielfach für das Präkambrium angenommen (SHACKELTON 1973, LAMBERT 1976, TARLING 1978, KRÖNER 1981, CONDIE 1981, OLSZAK 1984, SPOHN 1984), bewirkt z. B. eine Partialschmelzbildung in seichterem Mantelniveau und schafft damit Bedingungen, die eine Anwendung der heute aktuellen Modelle zur Magmendifferenzierung auf Differenzierungsvorgänge in der erdgeschichtlichen Vergangenheit nur unter Vorbehalt zulassen.

Dennoch soll in dieser Arbeit der Versuch unternommen werden, über die chemische Magmencharakterisierung und Vergleiche mit rezenten Vorkommen die orogenen Vorgänge in den untersuchten Regionen genauer zu erfassen, wobei die oben diskutierte Problematik dieser Verfahrensweise in die Diskussion einbezogen werden soll. Es wird von der Arbeitshypothese ausgegangen, daß im Proterozoikum die chemische Entwicklung von Mantel und Kruste bereits weit fortgeschritten war und keine entscheidenden Unterschiede zur heutigen Situation vorhanden waren.

Die geotektonische Einordnung magmatischer Sequenzen anhand geochemischer Daten kann anhand sogenannter Diskriminierungsdiagramme erfolgen. Eine wesentliche Voraussetzung dieser Darstellungsmethode besteht darin, die chemische Entwicklung und die sich daraus ergebenden Auswirkungen auf die Magmenzusammensetzung nachzuvollziehen, um zu entscheiden, welche Elementkonzentrationen die Ausgangsschmelzen am ehesten charakterisieren. Diese Verfahrensweise macht eine möglichst detaillierte Aufnahme des chemischen Stoffbestandes erforderlich.

Den Fragen zur Alterseinstufung der Magmatitserien sollte mit K/Ar-Mineraldattierungen nachgegangen werden, da sich insbesondere bei Proben mit erhöhtem Alterationsgrad Gesamtgesteinsanalysen früherer Bearbeiter als fragwürdig erwiesen haben (vgl. Kap. I 1.). Zur Ergänzung der K/Ar-Dattierungen wurden paläomagnetische Untersuchungsmethoden angewendet.

Die Festlegung der Alterationsgrade sowie die Auswahl der zu dattierenden Mineralphasen machten detaillierte silikatpetrographische Untersuchungen erforderlich. Für die Interpretation der paläomagnetischen Daten ist es von besonderer Bedeutung, den Erzmineralgehalt der Proben sowie deren Überprägungsgeschichte zu kennen. Aus diesem Grunde wurden zusätzlich zur Silikatpetrographie auch erzpetrographische Untersuchungen durchgeführt.

II ERGEBNISSE.

Die Gliederung der folgenden Kapitel erfolgt nach den angewendeten Untersuchungsmethoden. Auf methodische Einzelheiten, sowie Auswahl der Diagrammdarstellung wird - soweit erforderlich - jeweils zu Beginn der entsprechenden Kapitel eingegangen. Die erzpetrographischen Untersuchungen werden zusammen mit der Silikatpetrographie aufgeführt, ihre Bedeutung für die Interpretation der paläomagnetischen Daten wird im Einführungsteil des Kapitels "Paläomagnetik" kurz diskutiert. Im Schlußteil eines jeden Kapitels werden die jeweiligen Ergebnisse kurz zusammengefaßt.

II 1 Geländebefunde. II 1.1 Geologie im N Vestfjella.

Die Vestfjella-Region besteht aus ca. 20 Nunataks bzw. Gruppen von Nunataks, die sich über eine Entfernung von etwa 130 km in NNE-SSW-Richtung erstrecken. Mit 1132 m über NN bildet der Dagvola-Nunatak die höchste Erhebung der Region. Im Rahmen der Untersuchungen wurden die Massive im nördlichen Vestfjella (Abb. 2) während des Feldaufenthaltes 1982/83 systematisch beprobt.

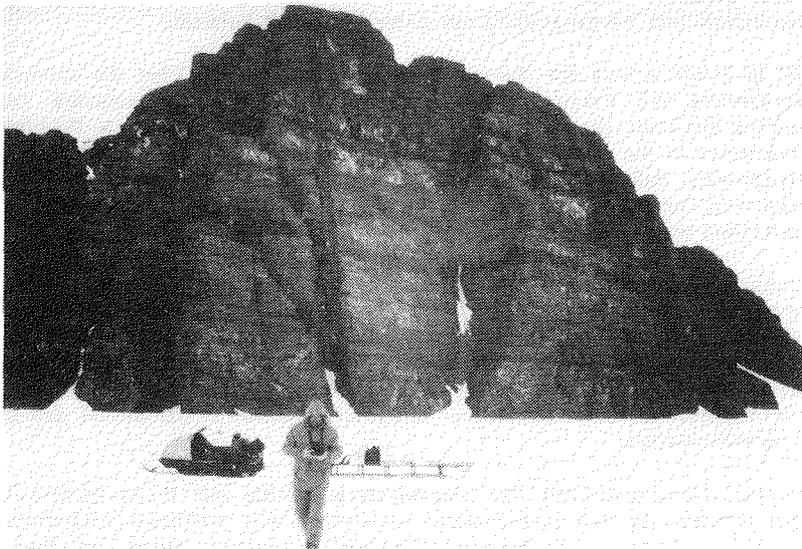


Abb. 4: Blick von NW auf den Lava-Pile des Plogen Massivs. Wandhöhe ca. 500 m.

Die Massive und Nunataks dieser Region erstrecken sich über 60 km in NNE-SSW-Richtung und bestehen vorwiegend aus Basaltflows (Abb. 4), in die untergeordnet Pikrite, Pyroklastika und geringmächtige tuffitische Quarzitlagen eingeschaltet sind. Stricklaven (Abb. 5), Rotfärbung der Flowoberflächen und besonders das Fehlen von Pillows, legen insgesamt die Vermutung des subaerischen Charakters der Vulkanitserien nahe. Entwässerungsrinnen - gefüllt mit tuffitischen Quarziten auf einigen Flowoberflächen - stützen die Vermutung. Für die Mächtigkeit des Vulkanitstapels kann nur ein geschätzter Wert von über 1000 m angegeben werden, da weder Basis noch Top der Abfolge aufgeschlossen sind.

Die einzelnen Lavaflows sind einige Dezimeter bis Zehnermeter mächtig. Sie fallen am Plogen flach nach S bis W ein und sind von einer größeren Anzahl kleinerer NW-SE und NE-SW streichender Abschiebungen gestört. Die überwiegende Zahl der Laven ist blasenreich, die Gasblasen sind mit Sekundärmineralisationen gefüllt. Röhrenförmige Blasenzüge in den

unteren Partien einiger Flows sind häufig schräg gestellt und erlauben eine Rekonstruktion der Fließrichtung (ESE). Pyroklastika bilden mächtige, massige Bänke. In der devitrifizierten Grundmasse finden sich oftmals gerundete Tuffit- und Vulkanitfragmente. Ein weiterer Vulkanittyp ist gekennzeichnet durch massige, bis zu 30 m mächtige Laven von großer horizontaler Ausdehnung ohne erkennbare Fluidalgefüge. Die Lagen zeigen keine oder nur geringe Glasanteile und bestehen makroskopisch überwiegend aus Feldspatkrystallen in feinkörniger Grundmasse (Abb. 6). Durchzogen werden diese Effusiva von senkrecht orientierten, stark li-

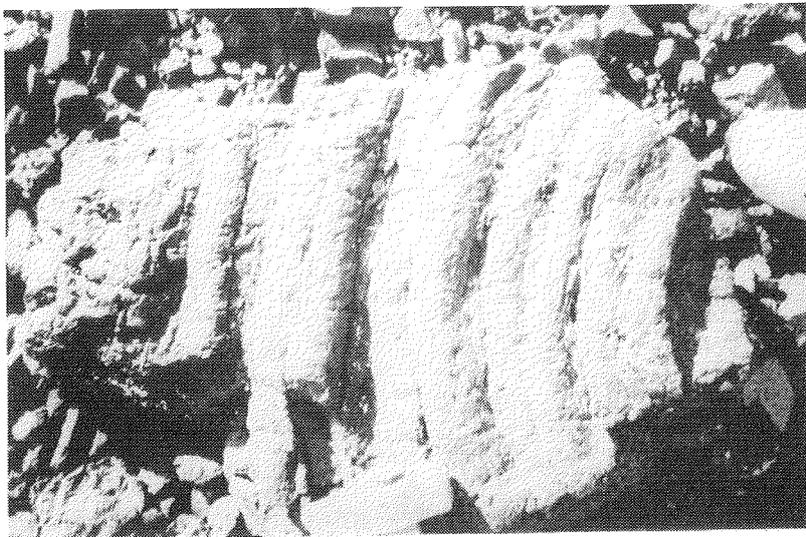


Abb. 5: Stricklava auf dem Basen Hochplateau.

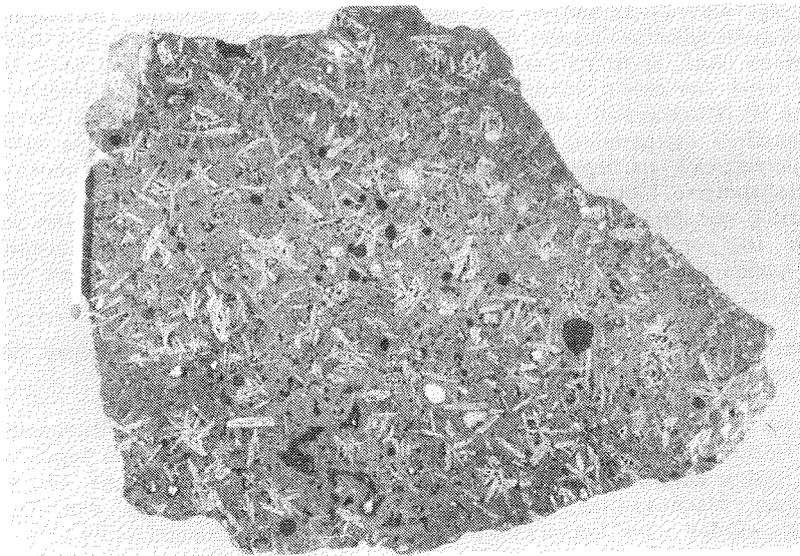


Abb. 6: Porphyrische Plagioklase in feinkörniger Grundmasse; Kristalltuff, Plogen.

thifizierten, zylindrischen Körpern von 3 bis 10 cm Durchmesser und mehreren Metern Länge, die oft in Abständen von einigen Dezimetern angetroffen wurden (Abb. 7). In ihrem Innern finden sich hohe Sulfidanteile und konzentrisch angeordnete, in der Längsachse der Körper gestreckte Blasenzüge. Diese "Pipes" werden als Entgasungsröhren interpretiert, die bei der Entgasung und Kompaktion eines ursprünglich lockeren, gasreichen Kristalltuffs angelegt wurden.



Abb. 7: Zylindrische Entgasungskanäle in einem Kristalltuff.

Neben diesen Vulkanittypen treten untergeordnet orthopyroxen- und olivinreiche Pikrite auf.

In der Nachbarschaft dieser Vulkanitstapel sind permische Sedimente aufgeschlossen (in Fossilryggen, vgl. Abb. 2). Es handelt sich um mindestens 50 m mächtige, flachliegende, küstennah abgelagerte Schelfsedimente, bestehend aus schräggeschichteten, hellen, feldspatreichen Sandsteinen (Abb. 8) in Wechsellagerung mit kohligten Einschaltungen (Abb. 9). Diese Wechselfolge wird von einem kohligten Horizont überlagert, der reich an unterpermischen Pflanzenresten ist (Glossopteris, Abb. 10, Gangopteris, Vertebraria) und eine charakteristische Gondwanafloren repräsentiert. Die Floren wurden nicht in Lebendstellung angetroffen, sondern es handelt sich um angeschwemmte Pflanzenreste. Dunklere Sandsteinhorizonte besitzen ein ausgeprägtes bioturbates Gefüge mit Grabgängen und Wurmsspuren (Abb. 11). Schrägschichtung und Strömungslinien weisen auf west- bis südwestgerichteten Sedimenttransport hin. Die rezent aufgeschlossene Oberfläche dieser permischen Sedimentfolge ist übersät von sphärischen Sandsteinkonkretionen (Abb. 12), die einen Durchmesser von 20 cm erreichen können und meist konzentrisch durchtrennt sind.

Die permische Sedimentfolge wird von mehreren Doleritgängen durchdrungen. Besonders deutlich ausgeprägt ist die kontaktmetamorphe Überprägung der Sedimente.

Ebenso wie die permische Sedimentfolge werden auch die Effusiva von steilstehenden Doleritdikes und flachliegenden Doleritsills durchzogen. Die besonders im Plogen Massiv zahlreich auftretenden Dykes durchschlagen alle den gesamten Vulkanitkomplex (Abb. 13). Sie haben im allgemeinen Mächtigkeiten von einigen Metern. Besonders in den Dykes des Pukkelryggen wurden stark kontaktmetamorph überprägte Sedimenteinschlüsse nachgewiesen, die in ihrem primären Mineralgehalt große Ähnlichkeiten mit den permischen Sedimenten des Fossilryggen aufweisen. Im Gegensatz zu den Effusiva, die stets stark vergrünt sind, weisen Dykes und Sills durchweg geringe Alterationseffekte auf. Die hydrothermale Alterati-

on in den Lavafloß äußert sich in Sekundärmineralauscheidungen -angereichert in Gas-hohlräumen, Vesicles und Spalten. Die Gashohlräume, die einen Durchmesser von 3 m er-reichen können, und Vesicles sind meist in den oberen Partien der Lavafloßs angereichert und zeigen eine bestimmte paragenetische Abseheidungsfolge der Sekundärminerale, die bis-weißen als euhedrale Individuen in die Hohlräume hineinwachsen. In einem Lavafloß auf dem Basen Hochplateau sind runderliche, "brekziierte" Bereiche aufgeschlossen, die einen

Abb. 9: Kohlige Lagen in Sandstein.

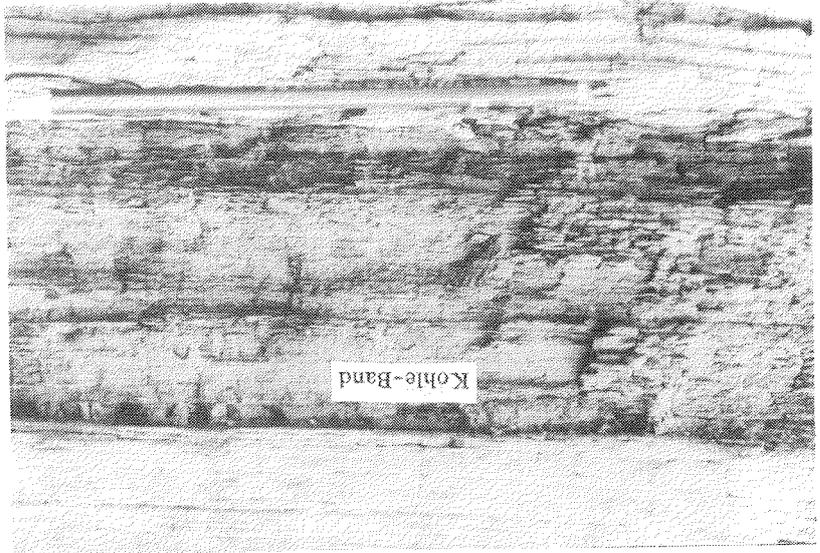


Abb. 8: Feldspatreiche Sandsteine mit Schrägschichtung.



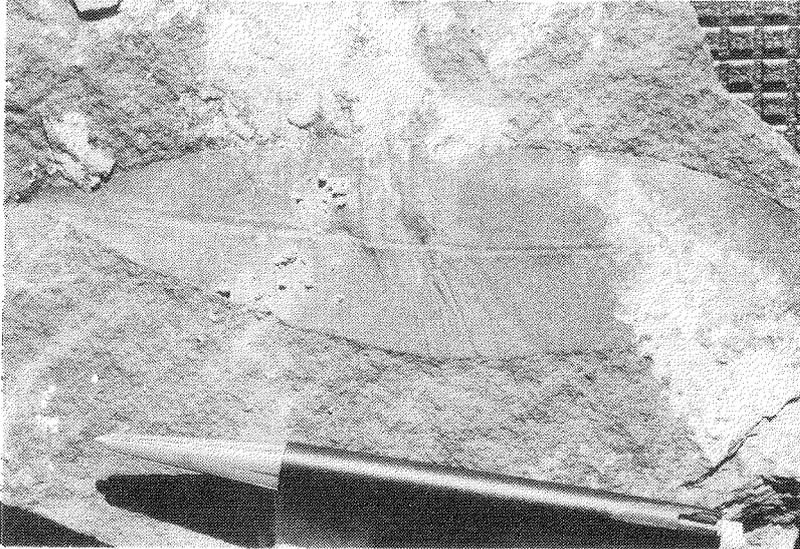


Abb. 10: Glossopterisblatt vom Fossilryggen.

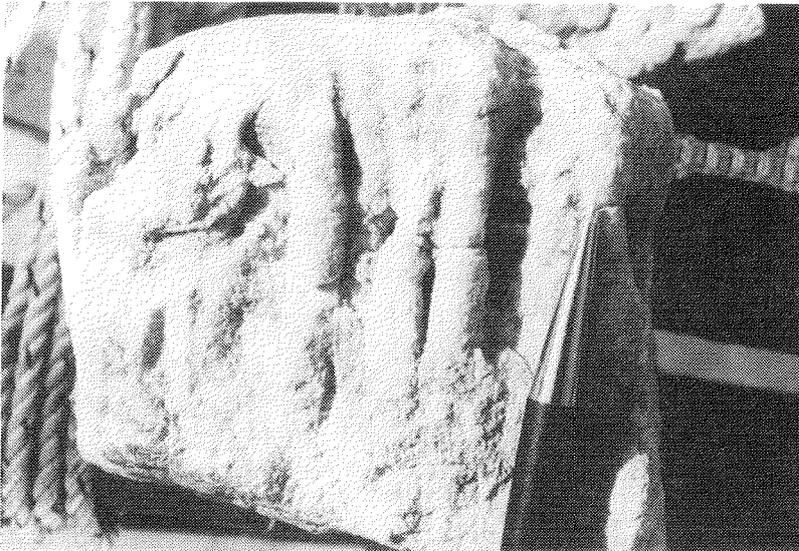


Abb. 11: Wurmbauten im Sandstein vom Fossilryggen.

Durchmesser von 5 m erreichen können und oftmals zu Feldern zusammengeschlossen sind. Hierbei handelt es sich offenbar um Migrationskanäle fluider Phasen (Fumarolentätigkeit), aus denen ebenfalls Sekundärmineralisationen in einer bestimmten Folge ausgeschieden wurden. Die Sekundärmineralisationen werden im einzelnen in separaten Kapiteln beschrieben.



Abb. 12: Sandsteinkonkretionen auf der Oberfläche der Sandsteinfohle vom Fossilryggen.

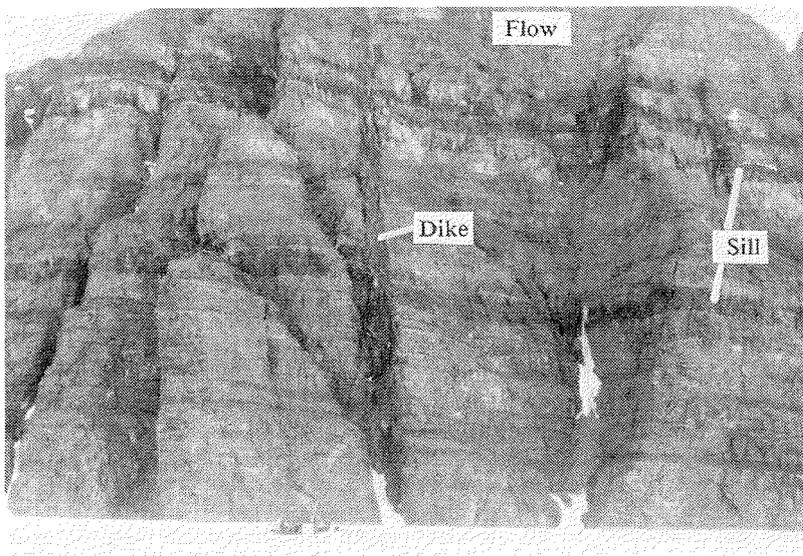


Abb. 13: Intrusionen von Gängen (Dikes) und Lagergängen (Sills) im Flowstapel vom Plogen. Blick von N, Wandhöhe 500 m.

Die Lavaflows des Plogen Massivs fallen mit etwa 10° nach Süden bis Südwesten ein. Im Basen Massiv hingegen liegen sie horizontal oder zeigen ein leichtes Einfallen nach Norden bis Nordwesten. Neben beobachteten kleineren Störungen müssen große Störungszonen zwischen den Massiven vermutet werden. Die beobachteten Störungen können zwei Systemen zugeordnet werden, von denen das eine NW-SE-Streichrichtung zeigt, während das andere eine NE-SW gerichtete Raumlage einnimmt. An das vorherrschende NE-SW

streichende System sind meist steilstehende Doleritdikes gebunden, an das untergeordnete NW-SE orientierte System sind hingegen meist flach nach SW bis NE einfallende Doleritdikes gebunden, die bisweilen als Lagergänge (Sills) konkordant an Schichtflächen gebunden in das Nebengestein eingedrungen sind. Zusätzlich wurden Abschiebungsflächen beobachtet, die ganz überwiegend die Raumlage der steilstehenden Dikes zeigen und die die magmatische Tätigkeit überdauert haben. Als Bewegungsfläche fungierte eine der Kontaktflächen zwischen Dike und Nebengestein, wodurch es auf den Kontaktflächen zur Ausbildung von Harnischflächen kam.

Die zwischen den Massiven vermuteten großen Störungszonen könnten in ihrer Raumlage den im anstehenden Gestein beobachteten Störungssystemen zugeordnet sein.

II 1.2 Die geologische Situation im Ahlmannryggen.

Zur Fortführung und Erweiterung der Untersuchungen wurden die Nunataks und Massive im NE Ahlmannryggen (Straumsnutane-Region) und im zentralen Ahlmannryggen (Grunehogna Region) systematisch beprobt (Abb. 3). Zu Vergleichszwecken wurden selektiv Proben aus dem Borg Massiv (Fasettjället), dem westlichen Mühlig Hofmann Gebirge (Sverdrup-Berge), den Robertskollen-Nunataks und dem Boreas-Nunatak (vgl. Abb. 3) genommen.

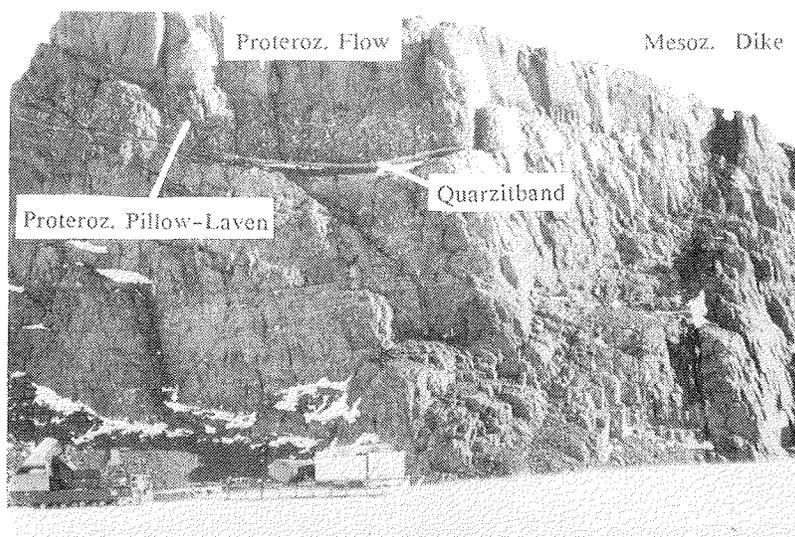


Abb. 14: Abfolge von andesitischen Lavaflows in Straumsnutane (Snökallen) mit Sedimentlagen und unmittelbar darüber Pillowlaven sowie ein steilstehender mesozoischer Dike. Wandhöhe ca. 300 m, Blick von N.

Die Massive und Nunataks in NE Ahlmannryggen (Straumsnutane-Region) erstrecken sich über 60 km in NNE-SSW-Richtung. Sie bestehen aus mindestens 860 m (WATTERS 1972) mächtigen andesitischen Lavaflows (Abb. 14), die Einzelmächtigkeiten von 50 m erreichen können und in die konkordant Sequenzen von Pillow-Laven (Abb. 14 und 15) und Sedimentlagen eingeschaltet sind (Abb. 14). Makroskopisch ist eine wechselnde Zusammensetzung zwischen den einzelnen Lavaflows zu beobachten. Diffuse Kontakte zwischen einzelnen Flows weisen auf rasch aufeinanderfolgende Magmeneruptionen hin. In oberen Partien der meisten Flows sind mit Sekundärmineralisationen angefüllte Gashohlräume (Amygdalen) (Abb. 16) zu beobachten, die sich manchmal in Blasenzügen aneinanderreihen. Unregelmäßige Vesicle-Formen sind auf Deformationen während des Lavafließens zurückzuführen.

Hyaloklastite treten nur an Grenzflächen zwischen Flows und eingelagerten Quarzitbänken auf und zwar immer an der Basis der Quarzithorizonte. Pyroklastite großer Mächtigkeit und flächenhafter Ausdehnung wurden nicht festgestellt.



Abb. 15: Sehr feinkörniger Vesicle-freier Pillow. In den Pillowzwischenräumen sind brekziierte Bereiche mit starker Vesicleanreicherung zu erkennen.

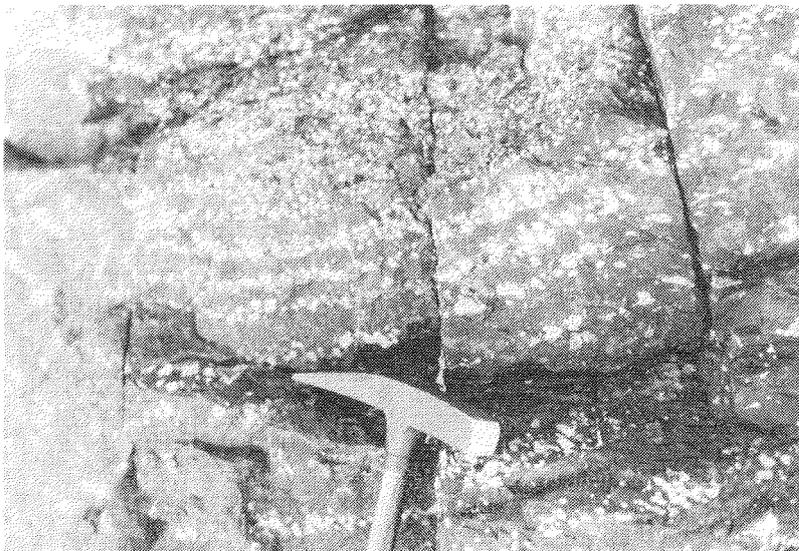


Abb. 16: Mit Sekundärmineralisationen angefüllte Vesicles, die in Blasenzügen aneinandergereiht sind.

Sogenannte "Pipe Vesicles" und Stricklaven erlauben eine Rekonstruktion der Fließrichtung, (SSE). Pillow-Laven treten hauptsächlich im westlichen Straumsnutane auf. Die einzelnen La-

gen können Mächtigkeiten von 80 m erreichen. Die Pillows erreichen eine Durchmesser von max. 3 m, wobei sie meist breiter als hoch sind. Sie zeigen keine oder nur wenige Amygdalen, während ihre Zwischenräume stets mit Amygdalen angereichert und stark brekziiert sind (Abb. 15). Die Pillow-Laven treten direkt über den in die Magmatitserien eingelagerten geringmächtigen Quarzithorizonten auf oder liegen mit scharfem Kontakt auf den unterlagernden Lavaflows. Die Sedimenteinschaltungen zeigen typische Flachwasserstrukturen wie Rippelmarken, Mud-Cracks sowie Schrägschichtung und bestehen aus Quarziten oder hellglimmerreichen Quarziten \pm Gips, \pm Calcit \pm Chlorit.

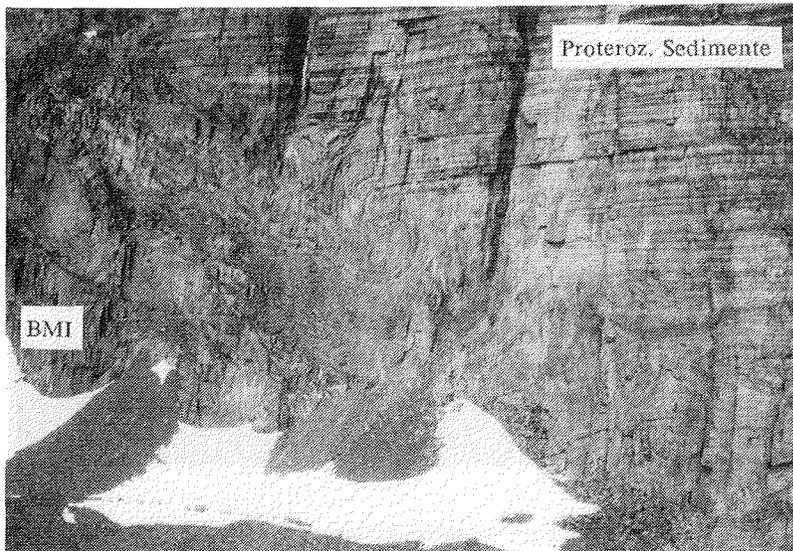


Abb. 17: Proterozoische Sedimentfolgen mit Borg Massiv Intrusion (BMI). Nunatak 1285 im zentralen Ahlmannryggen. Blick von N. Wandhöhe etwa 250 m.



Abb. 18: Mudcracks mit Entwässerungskanälen. Maßstab siehe Objektivdeckel: Durchmesser 5,2 cm.

Im Gegensatz zur Straumnutane-Region mit ihrer Effusiva-Abfolge bestehen die Gebirgsketten im zentralen Ahlmannryggen aus proterozoischen Sedimentabfolgen, in die die sogenannten Borg Massiv Intrusiva eingedrungen sind (Abb. 17). Bei den Sedimentfolgen handelt es sich um konglomeratische Quarzite, Agglomerate, Mudstones, Shales, Arenite, Argillite

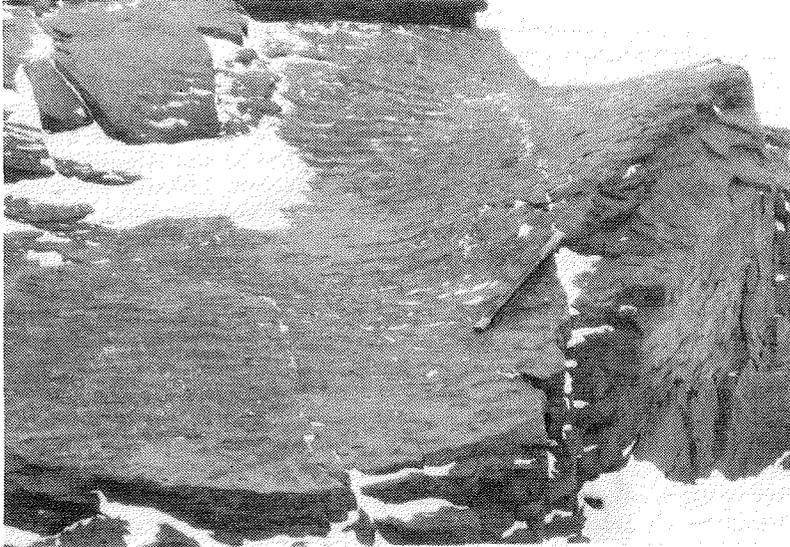


Abb. 19: Rippelmarken in proterozoischen Sedimenten. Meißellänge 30 cm.

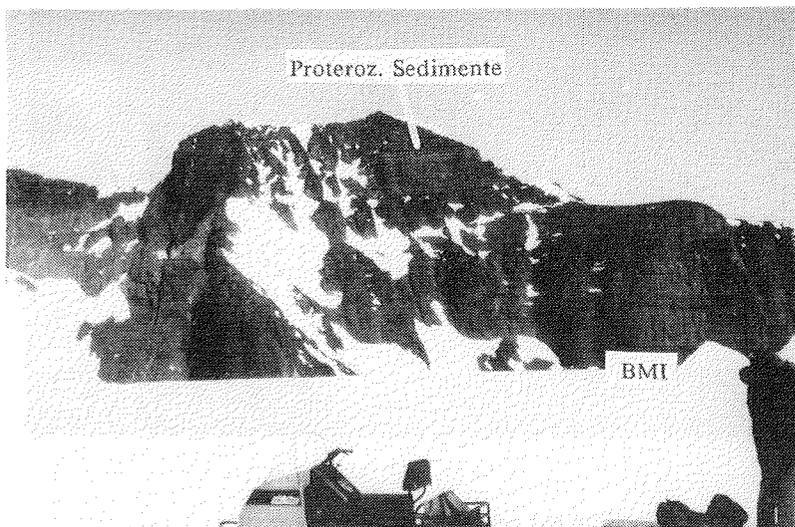


Abb. 20: Schichtparalleles Eindringen der Borg Massiv Intrusion (BMI) in proterozoische Sedimentfolgen. Die horizontale Bänderung in der BMI zeigt in situ-Differenziation an. Nunatak 1390; Wandhöhe etwa 450 m. Blick von N.

und Arkosen mit selten auftretenden tuffitischen Zwischenlagerungen sowie vulkaniklastischem Material. Typisch für diese Abfolge sind niedrigerenergetische Ablagerungscharakteristika im Flachwassermilieu wie Mudcracks, Rippelmarken (Abb. 18 und 19), Kreuzschichtung, Abflußrinnen und Regentropfeneindrücke. An der Basis dieser Serien wurden im reduzierenden Milieu abgelagerte Sedimente nachgewiesen (BREDELL 1976). Fossilien wurden nicht beobachtet.

Die Borg Massiv Intrusiva bestehen aus doleritischen bis quarzdoleritischen und dioritischen Sills, die eine Einzelmächtigkeit von 200 m (Abb. 20) erreichen können. Mächtigere Sills sind oftmals in situ differenziert, so daß im Liegenden des Sills mafische oder ultramafische Zonen auftreten, während in den oberen Bereichen zunehmend saure Mineralphasen angereichert sind. Xenolithe sedimentären Ursprungs wurden nur im unmittelbaren Kontakt zum sedimentären Nebengestein beobachtet (Abb. 21 und 22), und in situ Assimilation von saurem Krustenmaterial kann zur Bildung von Granodioriten führen. Effusiva treten im zentralen Ahlmannryggen nicht auf. Im allgemeinen ist das Gestein von einer schwachen Metamorphose betroffen. Es treten jedoch auch - insbesondere in Bereichen geringer Durchbewegung - proterozoische Magmatite auf, die kaum von Alteration betroffen wurden.

Die sedimentär-vulkanogene Plattformgesteinsfolge und die Intrusivkomplexe im Ahlmannryggen sind überwiegend flach gelagert oder fallen flach nach SE oder NW ein. Insbesondere in Randbereichen des Jutul Straumens in der Straumsnutane Region können die Sequenzen steil einfallen und weitspannig gefaltet sein sowie von einer engständigen Schieferung (Abb. 23), die gelegentlich zu stark mylonitisierten Zonen führen kann, durchsetzt sein. Diese Schieferung kann einem System von Scherzonen zugeordnet werden, die als Abschiebungen interpretiert werden und das auffälligste strukturgeologische Merkmal im gesamten Ahlmannryggen darstellen. Die engständige Schieferung und Mylonitisierung am Rand des Jutul Straumens, die parallel zur Grabenachse streicht und mit Vergrünungseffekten zur

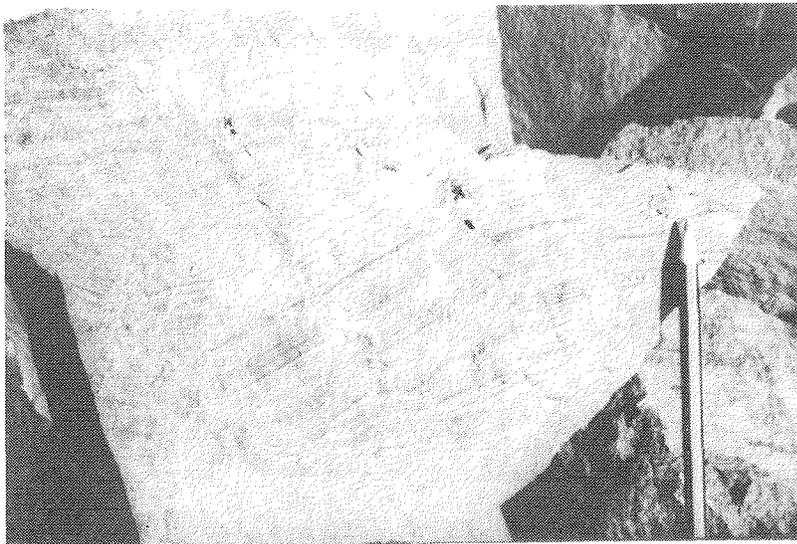


Abb. 21: Sedimentxenolithe mit erkennbarer Schichtung.

völligen Auslöschung des primärmagmatischen Mineralbestandes führen kann, geht in Bereichen geringerer Zerschering in ein System von weitständigen Scherflächen über, wobei die Flächenabstände vom Zentimeter bis Meterbereich reichen können. Die Flächen streichen NNE bis NE und fallen steil nach ESE und SE ein.

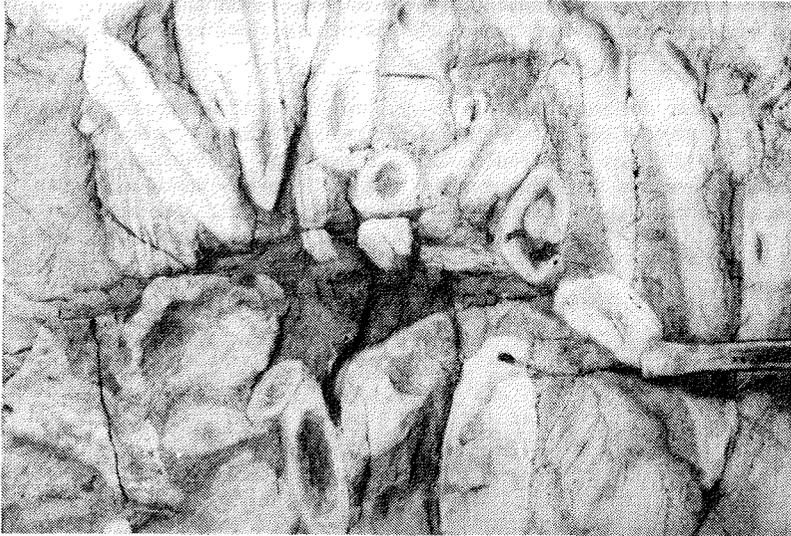


Abb. 22: Sedimentxenolithe in der Borg Massiv Intrusion (hier Quarzdiorit). Die gerundeten Xenolithformen zeigen in situ-Assimilation an.

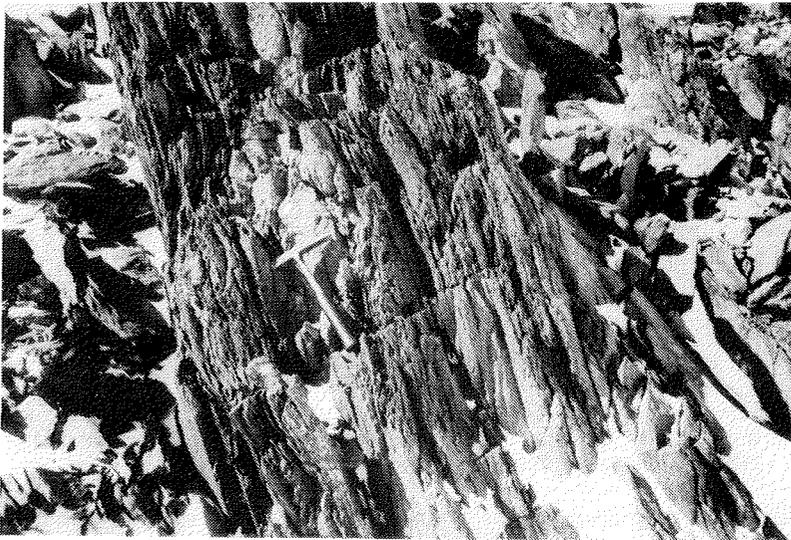


Abb. 23: Mylonitzone im NE Ahlmannryggen (Straumsnutane) am Westrand des Jutul Penck Grabens. Die mylonitischen S-Flächen streichen parallel zur Grabenachse.

Ein weiteres auffälliges Strukturmerkmal stellt ein System von zweisecharigen Überschiebungsflächen dar. Es handelt sich um ein konjugiertes System, dessen Flächen NE - SW streichen und mit ca. 25° nach SE bzw. NW einfallen (SPAETH 1986). Die Überschiebungsflächen sind mit Epidot, Harnischen und mit Sekundärmineralphasen gefüllten Fieder-

Spalten besetzt. Der Überschiebungsbetrag liegt im Meterbereich. Auffällig ist, daß dieses System nicht von den oben beschriebenen Scherflächen durchschlagen wird und somit jünger ist.

Insgesamt werden die proterozoischen Abfolgen mit ihren strukturgeologischen Merkmalen von vermutlich jüngeren Doleritdikes durchschlagen (vgl. Abb. 14, Abb. 24), die nicht oder nur wenig von Vergrünung betroffen sind. Sie zeigen eine feinkörnige, z. T. porphyrische Textur. Vereinzelt wurden stark überprägte, vollständig aus Sekundärmineralen bestehende Xenolitheinschlüsse beobachtet. Diese jungen Gänge, die in der Mehrzahl eine Mächtigkeit zwischen 1 m und 5 m erreichen, jedoch in Ausnahmefällen bis zu 25 m mächtig werden, streichen NNE oder NE. Sie sind überwiegend steilstehend. Eine weitaus geringere Anzahl weist ein WNW- bis ESE- oder W- bis E-Streichen mit einem generell flachen Einfallen auf.

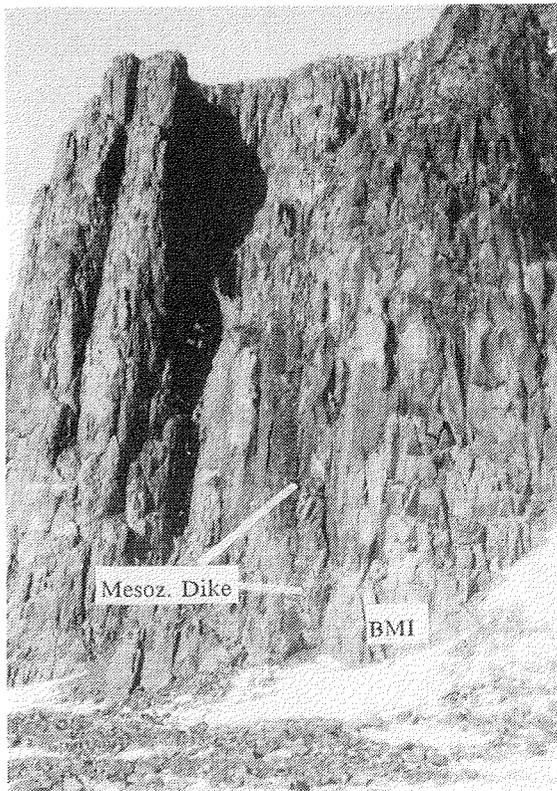


Abb. 24: Borg Massiv Intrusion (BMI) mit mesozoischem Dike. Nunatak 1555. Blick von NW. Wandhöhe ca. 200 m.

Außer säuligen Absonderungen senkrecht zum Salband treten bei beiden keine tektonisch bedingten Strukturmerkmale auf, so daß dieses Gestein wesentlich jünger als die oben beschriebene Schieferung und lokale Mylonitisierung ist. Zusätzlich zu diesen steilstehenden Doleritdikes treten untergeordnet flach einfallende Dikes auf (Abb. 25), die sich von den erstgenannten durch ihr grobkörniges Gefüge und ihre z. T. wesentlich intensivere Alteration unterscheiden. Es ist auffallend, daß diese Dikes das umgebende proterozoische Gestein wesentlich stärker kontaktmetamorph überprägen als jene feinkörnigen Dolerite. Verschiedene Vorkommen dieser grobkörnigen Varietät sind tektonisch deformiert und ebenso wie das proterozoische Gestein von der oben beschriebenen Schieferung durchzogen. Besonders in diesen Bereichen kann die Alteration zu einer völligen Auslöschung des magmatischen Mineralbestandes führen. In Zonen geringerer tektonischer Deformation können makroskopisch

kaum Alterationseffekte nachgewiesen werden. In solchen Bereichen kann im Gelände eine Unterscheidung zwischen beiden Dike-Varietäten nicht immer erfolgen, da im äußeren Erscheinungsbild alle Übergänge auftreten können.

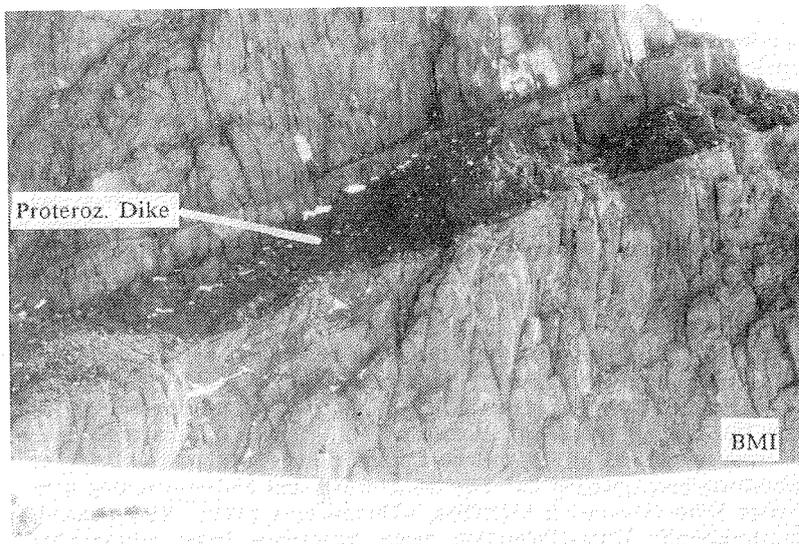


Abb. 25: Borg Massiv Intrusion mit flachliegendem proterozoischen Dike. Nunatak 1555. Blick von E. Wandhöhe ca. 180 m.

II 1.3 Zusammenfassender Überblick über die Feldbeobachtungen.

Da Aufschlüsse meist nur isoliert in Nunataks vorkommen und signifikante Leithorizonte fehlen, ist eine stratigraphische Gliederung der Magmatitsequenzen im N Vestfjella sehr spekulativ. Insgesamt handelt es sich um subaerische, vulkanische Ablagerungen mit vereinzelten Einschaltungen von terrigenen Sedimenten und Tuffiten als Füllungen von Rinnen, die auf einigen Flowoberflächen beobachtet wurden und als Entwässerungskanäle für Oberflächenwässer bei längerer Unterbrechung der Magmenförderung fungierten. Diese Rinnen und ebenso die vermutete Fumarolentätigkeit können auf relativ lange Intervalle zwischen vulkanischen Aktivitätsperioden hinweisen. Die gesamten Abfolgen werden von zahlreichen Dikes und Sills intrudiert. Im Gegensatz zu Dikes und Sills sind die Flows stets stark alteriert, wobei sich die Alteration in auffallenden Sekundärmineralisationen äußert. Abschiebende Bewegungen an Flächen, die meist die gleiche Raumlage der steilstehenden Dikes einnehmen und oftmals beim Aufreißen als Aufstiegsbahnen für die Dikes dienten, haben die Intrusionsphase der Dikes überdauert, so daß es im Kontakt Nebengestein-Dike zur Ausbildung von Harnischflächen kommen konnte. In einigen Lavaflows und Dikes wurden kontaktmetamorph überprägte Sedimentxenolithe beobachtet, die auffallende Ähnlichkeiten zu den Sedimenten des Fossilryggen aufweisen. Aus dieser Beobachtung kann ein permisches oder postpermisches Alter für Dikes, Sills und Flows gefolgert werden. Insgesamt scheinen die Dikes an ein Störungssystem gebunden zu sein, das möglicherweise übergeordneten tektonischen Strukturen zugeordnet werden muß.

Die permischen Sedimentfolgen des Fossilryggen repräsentieren typische Gondwana-Ablagerungen in einem küstennahen Milieu. Die beobachteten unterpermischen Fossilien wurden nicht in Lebendstellung angetroffen, sondern treten als allochthone, von Wasser antransportierte

tierte Pflanzenreste auf. Diese Abfolge kann als eine für den Gondwanakontinent typische epikontinentale Beckenablagerung betrachtet werden.

Im **Ahlmannryggen** sind proterozoische, meist flachliegende, im wesentlichen ungestörte klastische Sedimente aufgeschlossen, deren Liegendes durch ein subaquatisches reduzierendes Ablagerungsmilieu gekennzeichnet ist. Die zum Hangenden hin zunehmende Rotfärbung bezeugt oxidierende Ablagerungsbedingungen. Rippelmarken, Mudcracks und Regentropfeneindrücke dokumentieren eine Entstehung mit teilweiser Trockenlegung. Die in diesem Gebiet aufgeschlossenen Magmatitvorkommen bestehen aus proterozoischen syn- und postsedimentären Intrusionen. Im NE des Ahlmannryggen wird diese intrusive magmatische Tätigkeit von effusiven Aktivitäten mit Platznahme von andesitischen (?) Laven abgelöst. Einschaltungen sedimentärer Flachwasserablagerungen und unmittelbar darüber folgende Pillow-Lagen deuten auf Krusteninstabilität bei der Platznahme der Laven hin. Nach der Ablagerung der Folgen wurden diese nicht mehr oder nur lokal in spätere tektonische Ereignisse miteinbezogen, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die Krustenevolution im Untersuchungsgebiet bereits im mittleren Proterozoikum abgeschlossen war und hier seither ein stabiles Krustensegment (Kraton oder Plattform) vorliegt.

Die Gesteinsabfolge von Fasettjället, bestehend aus quarzitischen Sedimentkomplexen intrudiert von zwei proterozoischen Sills und überdeckt von andesitischen (?) Lavaflows, weist auf einen Übergang von intrusiven zu effusiven Bildungen hin. Besonders im NE Teil der Straumnsnutane Region am westlichen Rand des Jutul Penck Grabens tritt eine parallel zur Grabenachse streichende, das proterozoische Gestein durchschlagende Schieferung mit Übergängen zu mylonitischen Gefügen auf. Die Schieferung und Mylonitisierung kann auch lokal eine grobkörnige Dike-Generation betreffen, während eine zweite, überwiegend parallel zur Grabenachse streichende Dike-Generation keine Anzeichen dieser tektonischen Deformationsstrukturen aufweist. Die letztgenannten Dikes sind im Gegensatz zu den proterozoischen Abfolgen und der grobkörnigen Dike-Generation, die besonders in den geschieferten und mylonitisierten Zonen stark alteriert ist, kaum von Vergrünung betroffen.

Zur Vermeidung von Mißverständnissen bezüglich der Benennung der unterschiedlichen Magmatitserien im folgenden Text sei nochmals auf folgende wesentliche Punkte hingewiesen:

- Die Magmatite des N Vestfjella sind aufgrund ihrer permischen Sedimenteinschlüsse als permisch oder postpermisch einzustufen; es handelt sich daher um jungpaläozoische oder mesozoische Abfolgen; dieses trifft für **Dikes, Sills und Flows** zu.
- Im Ahlmannryggen sind **proterozoische Lavaflows** und **proterozoische Sills (=Borg Massiv Intrusiva)** aufgeschlossen. Daneben finden sich zwei Dike-Varietäten, von denen die eine ebenso wie das proterozoische Nebengestein von einer parallel zum Jutul Penck Graben streichenden Schieferung durchzogen sein kann; daraus folgt, daß diese Dikes älter als die Anlage der Schieferung sind. In der zweiten Dike-Varietät hingegen wurde diese Schieferung in keinem Falle beobachtet, so daß diese Dikes sehr wahrscheinlich jünger als die Anlage der Schieferung sind. Zur Unterscheidung wird die erstgenannte Dike-Varietät in den folgenden Kapiteln zusammen mit den proterozoischen Vorkommen behandelt, während die zweite Varietät unter dem Begriff **mesozoische Dikes** separat behandelt wird.

II 2 Petrographie.

II 2.1 Methodik.

Bei der Probennahme für petrographische Untersuchungen wurde versucht, möglichst das gesamte auftretende Gesteinsspektrum zu erfassen. Als erster Schritt zur Probenbearbeitung wurden Dünnschliffe angefertigt, die Silikatmineralphasen mikroskopisch bestimmt und eine erste Klassifizierung der Proben anhand ihres magmatischen Silikatmineralbestandes vorgenommen. Über das Verhältnis Primär-/Sekundär-Mineralgehalt wurde der Alterationsgrad abgeschätzt. Die Plagioklasbestimmung erfolgte nach der Zonenmethode von RITTMANN

(1929). Plagioklase mit $An_{\leq 5}$ Mol% (d. h. An-Gehalt unterhalb der Peristeritmischungslücken nach WINKLER 1979) werden als Albit bezeichnet. Aufgrund des Alterationsgrades wurde entschieden, welche Proben sich für die weiteren geplanten Untersuchungsmethoden eignen. Zusätzlich wurden Röntgendiffraktometer-Analysen zur Mineralidentifikation angewendet. Insbesondere feinkörnige, submikroskopische Sekundärmineralphasen wurden angereichert und röntgenographisch näher bestimmt. Der Ursache für die intensiven Alterationsprozesse in den Lavaflores des N' Vestfjella wurde mit mikrothermometrischen Untersuchungsmethoden an Flüssigkeitseinschlüssen nachgegangen. Die im Göttinger Labor für Mikrothermometrie durchgeführten Messungen wurden auf einem kombinierten Heiz-Kühltisch der Fa. CHAIXMECA (Frankreich), installiert auf einem Durchlichtmikroskop, an beidseitig polierten Dickschliffen ($\varnothing 100-200 \mu\text{m}$) vorgenommen. Die analytische Methodik ist detailliert von ROEDDER (1970, 1971, 1972); HOLLISTER & CRAWFORD (1981); ROEDDER (1984) beschrieben worden.

Die Erzmineralisationen wurden an hochpolierten Anschliffen unter dem Erzmikroskop bestimmt. Darüber hinaus wurden Mikrosondenanalysen an Erz- und Silikatmineralphasen vorgenommen. Die Identifikation der Erzmineralphasen wurde im Hinblick auf die Interpretation der paläomagnetischen Ergebnisse erforderlich. In diesem Kapitel werden die Erzminerale der untersuchten Proben vorgestellt, ihre Bedeutung für die Interpretation der paläomagnetischen Daten soll im Kapitel VI "Paläomagnetische Untersuchungen" erläutert werden.

Ziel der erzpetrographischen Untersuchungen ist zunächst die Identifikation der im Gestein enthaltenen magnetischen Minerale. Zusätzlich können Aussagen über den Hochtemperatur- und Tieftemperaturoxidationsgrad sowie über die Überprägung der magmatischen Erzminerale und daraus resultierende Sekundärminerale gemacht werden. Zur Erläuterung sollen an dieser Stelle einige Ausführungen zur Bildung magmatischer Erzmineralphasen und zu den Mechanismen bei ihrer Überprägung gemacht werden.

In Magmatiten existiert bei Temperaturen $>600^\circ\text{C}$ eine lückenlose Titanomagnetit-Mischkristallreihe der Zusammensetzung $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ ($0 \leq x \leq 1$). Bei der Abkühlung des Gesteins kommt es zur Entmischung der Titanomagnetite, welche hauptsächlich von der Sauerstoffgazität und der Abkühlgeschwindigkeit abhängt. Der Entmischungsgrad wird durch die Hochtemperaturoxidationszahl M_{0x} in sechs Klassen eingeteilt (WILSON & HAGGERTY 1966; ADE-HALL et al. 1968). HAGGERTY (1976) führt eine weitere Klasse ein und spricht von Oxidationsstufen C1 bis C7. Hier soll auf die Interpretation von WILSON & HAGGERTY und ADE-HALL et al. zurückgegriffen werden. Die Oxidationsklassen 1-3 zeichnen sich durch einen zunehmenden Anteil von Ilmenitentmischungslamellen im Titanomagnetitkorn aus (Trellis-Typ bzw. Sandwich-Typ). Die höheren Oxidationsstufen sind charakterisiert durch fortschreitende Umwandlung dieser Lamellen und schließlich auch des Titanomagnetits in Hämatit, Rutil, Pseudobrookit und Eisenspinelle.

Die Tieftemperaturoxidation mit Temperaturen $<300^\circ\text{C}$ ist auf die Auslösung von Fe aus dem thermodynamisch instabilen Gitter der Titanomagnetite zurückzuführen (PETERSEN et al. 1979). Zunehmende Tieftemperaturoxidation äußert sich anfangs durch Maghemitisierung. Maghemit wird im fortgeschrittenen Stadium der Tieftemperaturoxidation durch Rutil, Titanit und Hämatit sowie vereinzelt durch Fe-Hydroxide ersetzt. Nach JOHNSON & HALL (1978) wird der Maghemitisierungsgrad in fünf Klassen eingeteilt. Zu Beginn der Maghemitisierung erzeugt Volumenschwund als Folge der geringen Gitterkonstante von Maghemit im Vergleich zu Titanomagnetit feine Risse in den äußeren Kornregionen. Im fortgeschrittenen Stadium verstärkt sich die Ribildung. Parallel dazu wird Titanomagnetit durch Sekundärminerale ersetzt. Die Fe-Auswanderung kann zu einer rötlichen Verkrustung der umgebenden Silikatminerale durch Hämatit führen (Klasse 3-4). Im Endstadium ist Titanomagnetit völlig von Sekundärmineralphasen ersetzt (Klasse 5).

Hydrothermale Prozesse in Zusammenhang mit Regionalmetamorphosen führen zu weiteren Umbildungsprozessen. So bildet sich in Titanomagnetiten bei ca. 150°C eine unregelmäßige feinkörnige Struktur, die auf Bildung von Spinell und Rutil zurückzuführen ist (ADE-HALL et al. 1968). Diese Alteration wird Granulation genannt. Temperaturen von über 250°C führen zum Ersatz von Ilmenitlamellen durch Titanit. Oberhalb 300°C treten Pseudomorphosen von Titanomagnetit nach Titanohämatit auf (ADE-HALL et al. 1971).

- II 2.2. Untersuchungen an den Magmatitsequenzen im N Vestjella.
- II 2.2.1 Die Effusivkomplexe.
- II 2.2.1.1 Die gesteinsbildenden Minerale: magmatische Silikatminerale.

Bei den Effusiva handelt es sich um größtenteils blasenreiche, graugrüne Basalte. In der Mehrzahl sind sie gekennzeichnet durch zahlreiches Auftreten von porphyrischen, oftmals glomerophyrisch zusammengeballten Plagioklas- und Klinopyroxen-Mineralphasen. Aphyrische Typen treten deutlich in den Hintergrund. Unter dem Mikroskop können aphyrische Typen gelegentlich bis zu 70 μ Leistenlänge erreichende Plagioklasindividuen enthalten, der Hauptgemengteil besteht jedoch aus equigranularen, subophitisch mit Klinopyroxen verwachsenen Plagioklasen als feinkörnige Grundmasse. Neben Augit als Hauptbestandteil der Klinopyroxenphase treten untergeordnet Pigeonit und Titanaugit auf. Zusätzlich sind in der Grundmasse kleine Olivinindividuen zu erkennen, deren Anteil an der Grundmasse selten 5 Vol% überschreitet.

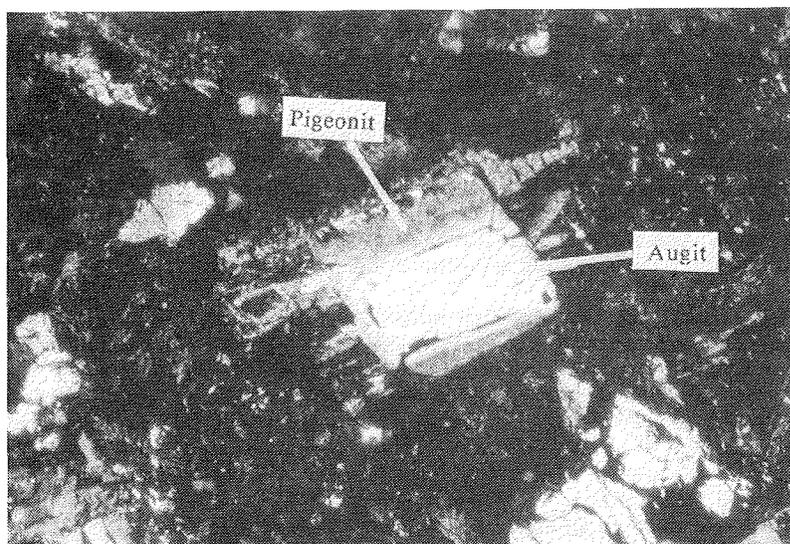


Abb. 26: Augit von Pigeonit umwachsen, der mit Fe-Ti-Oxiden verunreinigt ist. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand = 0,95 mm.

Die porphyrischen bis serialporphyrischen Basalte hingegen, deren Einsprenglinge überwiegend aus Plagioklas und gelegentlich aus subophitischen Plagioklas-Klinopyroxen-Verwachsungen sowie glomerophyrisch zusammengeballten Klinopyroxenen bestehen, zeigen vereinzelt Orthopyroxen- und Olivin-Einsprenglinge in einer fein- bis mikrokristallinen Mesostasis aus Plagioklas und Klinopyroxen. Bisweilen ist Orthopyroxen von Klinopyroxen umwachsen. Bei Klinopyroxenen handelt es sich um Augit und Pigeonit, wobei der Augit - meist glasklar - von Pigeonit als Saum umwachsen ist (Abb. 26). Pigeonit ist in der Regel von Fe-Ti-Oxiden verunreinigt und kann in einigen LavafloWS als Einsprenglingphase in prismatischer Ausbildung (Länge: max. 1 mm) auftreten. Dieser pigeonitische Einsprenglingstyp tritt insbesondere in Proben auf, die völlig frei von Olivin und Orthopyroxen sind. Hier besteht die Grundmasse aus einem feinkörnigen Gemenge von Plagioklas und Klinopyroxen (Augit und Titanaugit). Mit dem Verschwinden der pigeonitischen Einsprenglingphase treten bevorzugt clusterartige Zusammenballungen von Plagioklas auf, die zu einer sphärolithisch-variolithischen Anordnung der bis max. 1 cm Leistenlänge erreichenden Einzelindividuen führen können (vgl. Abb. 6). In diesen Proben tritt der Klinopyroxen-Anteil an der Grundmasse deutlich in den Hintergrund und der Volumenanteil von Grundmasse- und Einsprenglingplagioklasen kann 55 Vol% überschreiten. Der Vesicle-Gehalt in der Grundmasse dieser Magmatite kann 10 Vol% erreichen und überschreiten. Nur in diesem Lavatyp wurden Plagioklaseinsprenglinge beobachtet, die mit sekundärem Chlorit gefüllte Gasblasen umschlossen

halten. In Zwickeln zwischen einzelnen Plagioklasleisten kann devitrifiziertes Glas auftreten. Besonders dieser Vulkanittyp ist gekennzeichnet durch zylindrische Entgasungskanäle (Abb. 7). Im Inneren dieser Körper finden sich konzentrisch angeordnete, in der Längsachse der Körper gestreckte Blasenzüge, die in der Regel mit Sekundärmineralphasen angefüllt sind. Durch diese Kanäle müssen bedeutende Mengen sehr aggressiver Gasphasen aus dem erstarrenden und sich kompaktierenden LavafLOW entwichen sein, da innerhalb dieser Körper keine primärmagmatischen Minerale mehr vorhanden sind. Die Primärminerale sind durch hohe Sulfidanteile, Chlorit und Fe-Ti-Oxide ersetzt. Als einziges primärmagmatisches Mineral ist Chromit erhalten geblieben, dessen ehemalige Magnetithülle vollständig fortgelöst ist. Neben großem idiomorphem Pyrit bestehen die sulfidischen Mineralphasen aus Covellin und Chalkopyrit, Ilmenit ist in Hämatit + Rutil + Anatas in Blitztextur umgewandelt. Ausbildung dieser Blitztextur im ehemaligen Ilmenit kann als Hinweis für hochtemperierte Alteration gelten. Bevorzugt in LavafLOWS des Basen Massivs wurden zahlreiche Sedimenteinschlüsse quarzitischer Zusammensetzung beobachtet.

Ein weiterer Vulkanittyp ist gekennzeichnet durch hohe Anteile von Olivin und Orthopyroxen (bis 50 Vol%). In seiner Grundmasse treten neben hohen Anteilen sekundärer Mineralphasen untergeordnet augitische Klinopyroxene auf. Nach seinem modalen Mineralbestand kann dieses Gestein als pikritischer Ultrabasit interpretiert werden. Dieses Gestein ist gekennzeichnet durch hohe Gehalte von Olivin und Orthopyroxen, die in der Regel völlig zersetzt vorliegen (Abb. 27).

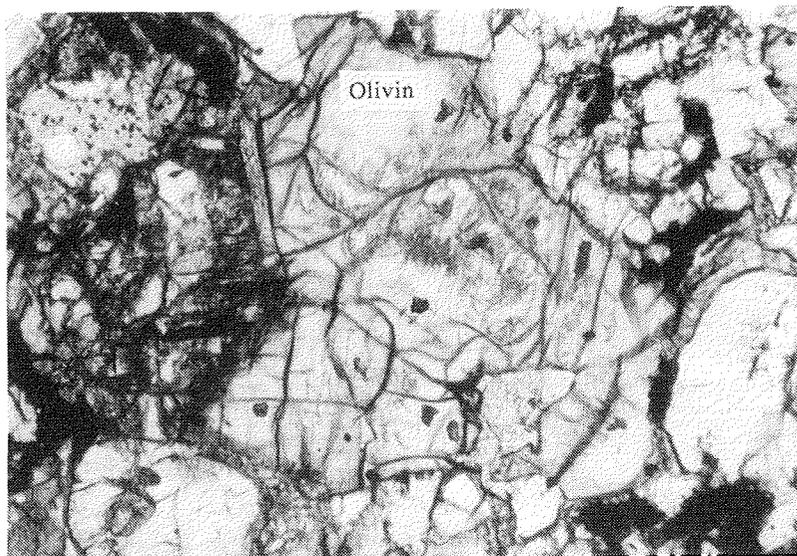


Abb. 27: Stark zersetzter Olivin mit farblosen Hornblendenädelchen + Cpx. Schliff aus Pikrit (Ultramafit). Nicols parallel; unterer Bildrand = 2,44 mm.

In einem Falle wurde ein Vitroporphyr identifiziert, der neben hohen Glasanteilen aus augitischen Klinopyroxenen und Plagioklas besteht.

In keinem LavafLOW wurden Fluidalgefüge beobachtet. Nach ihrem Gefüge und ihrem Mineralgehalt lassen sich vier Gruppen von Basalten unterscheiden:

- feinkörnige subophitische LavafLOWS (Plagioklas + Klinopyroxen + Olivin)
- porphyrische Vulkanite mit 50 Vol% Grundmasse (Klinopyroxen-Einsprenglinge + Plagioklas)
- porphyrische, amygdaloidale andesitische Basalte (Plagioklasein-

sprenglinge + Klinopyroxen)

- Pikrite (Olivin + Orthopyroxen ± Klinopyroxen ± Plagioklas)

Die variierende Mineralkonzentration zwischen den einzelnen Lavaflows läßt eine Entwicklung von mafisch nach intermediär erkennen, wobei in der stratigraphischen Abfolge innerhalb des Vulkanitstapels diese kontinuierliche Entwicklung nicht zum Ausdruck kommt.

Das Vorhandensein von Orthopyroxen und Olivin könnte auf tholeiitische bzw. alkalische Affinitäten hinweisen.

In Tabelle 2 sind die wichtigsten petrographischen Merkmale zusammengefaßt.

Tabelle 2: Petrographische Ergebnisse: Zusammensetzung der Effusivabfolge im N Vestfjella.

	intermediäre Lavaflows	mafische Lavaflows	ultramafische Lavaflows
Alterationsgrad	xxxx	xxx	xxxxx
<u>Plagioklas: Typ I</u>	X	-	
porphyrisch			
Modalbestand	10%		
An-Gehalt (Mol%)	5-25 Mol%		
Serizitisierung	xxxxx		
alteriert zu:			
Epidot	x		
Chlorit	x		
Prehnit	x		
Pumpellyit	x		
Kalzit	x		
Einschlüsse	Klinopyroxen, Plagioklas		
Verwachsungen	glomerophyrisch		
<u>Plagioklas: Typ II</u>	X	X	
Matrix			
Modalbestand	30-50 Vol%	35-50 Vol%	
An-Gehalt (Mol%)	von außen nach innen zunehm.	40-55 Mol%	
Serizitisierung	x	x	
alteriert zu:			
Epidot	X	X	
Chlorit	X	X	
Prehnit	X	X	
Pumpellyit	X	X	
Kalzit	X	X	
Einschlüsse			
Verwachsungen	subophitisch	subophitisch	
<u>Klinopyroxen</u>	X	X	X
Modalbestand	5-10 Vol%	25-40 Vol%	5-10 Vol%
porphyrisch			
Matrix	Augit± Pigeonit	Augit± Pigeonit	Augit
<u>Orthopyroxen</u>		X	X
Modalbestand		0-5 Vol%	10 Vol%
porphyrisch		x	x
Matrix			
alteriert zu		Bastit	Bastit
<u>Olivin</u>		X	X
Modalbestand		0-5 Vol%	max. 60 Vol%
porphyrisch	x	x	
Matrix	x		
alteriert zu		Serpentin Saponit	Serpentin, Saponit
<u>Opakmineralisationen</u>	X	X	feine Sekundär- erzbestäubung
Modalbestand	2-15 Vol%	2-5 Vol%	
Matrix	Cpx, Plag, Glas	Cpx, Plag, Glas	Plag (sec.), Aktinolith, Leukoxen, Chlorit, devitr. Glas
alteriert zu	Glas - devitrifi- ziert	Glas devitrifi- ziert	
Gefüge	Amygdaloidal, glomerophy- risch, serial- porphyrisch, subophitisch bis intergra- nular	±Amygda- -loidal, -serialpor- phyrisch- subophi- tisch bis intergra- nular	equigranular feinkörnig

x - xxxxx: Zunehmende Alterationsintensität

II 2.2.1.2 Alteration magmatischer Silikatmineralphasen und Sekundärmineralisationen; Ursachen der Alteration.

Typisch für die Lavaflows ist eine ausgeprägte hydrothermale Alteration mit Sekundärmineralbildung in der Grundmasse sowie vollständige pseudomorphe Verdrängung von hauptsächlich mafischen Mineralphasen. So sind Olivin und Orthopyroxen von einem submikroskopischen Gemenge bestehend aus Serpentin, Chlorit, Saponit und Tonmineralen sowie nicht näher bestimmbar radialstrahligen, z. T. opaken Mineralphasen ersetzt. Auffällig ist eine Albitneubildung mit polysynthetischen Zwillingslamellen (Abb. 28), die bevorzugt in Hohlräumen in unmittelbarer Nachbarschaft pseudomorph ersetzter Olivinphasen kristallisiert ist.

In der Regel ist magmatischer Plagioklas serizitisiert und saussuritisiert. Die primärmagmatische Zusammensetzung des Plagioklas ist als Folge der intensiven Alteration zugunsten des Albits verschoben. In Einzelfällen sind in albitischen Einsprenglingen Plagioklasrelikte mit einer höheren An-Komponente eingeschlossen. Insbesondere bei Grundmasseplagioklasen ist

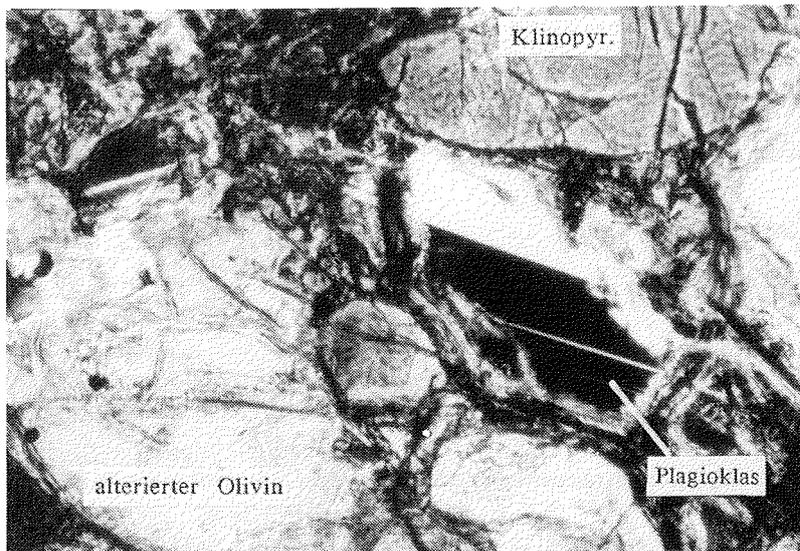


Abb. 28: Neugebildeter Plagioklas neben alteriertem Olivineinsprengling + Cpx. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand = 0,95 mm.

bei X Nicols eine zonare Auslöschung als Folge einer von außen nach innen fortschreitenden Albitisierung zu beobachten, wobei im Zentrum einiger Individuen ein An-Gehalt von 50 Mol% erhalten geblieben sein kann, was der Zusammensetzung von Labradorit entspricht. In den überwiegenden Fällen sind jedoch weitaus geringere An-Gehalte entsprechend einer Zusammensetzung von Albit bis Andesin festzustellen. Die An-Komponente des Plagioklas liegt als Epidot, Prehnit, Pumpellyit, Allanit und Kalzit innerhalb der Individuen vor. Zusätzlich können Einsprenglingsphasen aus Plagioklas sekundären Quarz und "mixed-layered" Minerale eingeschlossen halten. Als einzige Mineralphase zeigt Klinopyroxen geringe Anfälligkeit für Alterationsprozesse. Nur vereinzelt kann eine randliche Verdrängung durch eine farblose, wirrstrahlige angeordnete aktinolithische Hornblende beobachtet werden.

Soweit Glas vorhanden ist, tritt es in devitrifizierter Form auf. Produkte dieser Devitrifizierung bestehen aus einem krytokrystallinen Gemenge von Quarz, Albit, Chlorit und Leukoxen.

Innerhalb der Lavaflows führt eine Vesicle-Anreicherung zu einer Intensivierung der Alterationsprozesse. Daraus kann gefolgert werden, daß die Porosität und Permeabilität eine

Vergrünung begünstigen. Die Vesicles und Gashohlräume, die einen Durchmesser von 3 m erreichen können, sind bevorzugt in den oberen Partien der Lavaflows angereichert. Sie sind mit auffälligen Sekundärmineralisationen, welche auch als Substitution interstitialer Grundmasse auftreten, angefüllt. In Tabelle 3 sind diese Mineralisationen nach ihrer paragenetischen Abscheidungsfolge geordnet aufgeführt.

Tabelle 3: Auftretende sekundäre Mineralisationen.

Mineral	Gesteinsalteration	An Hohlräume gebundene Sekundärausscheidungen
Chlorit	x Typ I Typ II Typ III	x
Quarz I	x	x
Seladonit	x	
Montmorillonit	x	
idiomorpher Epidot	x	x
Pumpellyit	x	x
radialstrahliger Epidot		x
Prehnit	x	
Aktinolith		x
Quarz II	x	x
Kalzit	x	x
Chalzedon		x
Zeolith	±	
Albit	x	

Abb. 29 und 30 zeigen die paragenetische Abfolge einiger Sekundärminerale im Dünnschliff.

In einem Lavaflow auf dem Basen Hochplateau sind rundliche "brekziierte" Bereiche aufgeschlossen, die einen Durchmesser von 5 m erreichen können und oftmals zu Feldern zusammengeschlossen sind. Es handelt sich offenbar um Migrationskanäle, durch die große Wasservolumina strömten. Diese Lösungen schieden Sekundärmineralisationen in einer bestimmten paragenetischen Abfolge aus. Die Sekundärmineralparagenesen und ihre Abscheidungsfolge sind in Tabelle 4 zusammengefaßt.

Tabelle 4: Abscheidungsfolge in mineralisierten Feldern auf dem Basen-Hochplateau:

Epidot (dunkle Varietät)
 Quarz I
 Pumpellyit
 Prehnit, zum Teil mit Epidot bestäubt (helle Varietät)
 Quarz II
 Kalzit

Diese Abscheidungsfolge ist neben weiteren Mineralisationen in Gashohlräumen aller Vesicleführenden Lavaflows verifiziert (vgl. oben). Besonders in den Sedimenten des Fossilryggen sind Ausscheidungen von idiomorphem Prehnit und Quarz sowie z. T. strahligem Amphibol an Dehnungsspalten gebunden (Abb. 31). Diese Mineralisationen treten bevorzugt in der näheren Umgebung von Dike-Intrusionen auf und sind als Abkühlungsmineralisationen zu ver-

stehen, die nach einer magmatischen Aufheizungsphase aus erhitzten meteorischen Wässern im Verlaufe der Abkühlung ausgeschieden wurden. Insbesondere die Bildung von Prehnit kann als Indikator für eine **autohydrothermale** Umwandlung der Anorthitkomponente der primärmagmatischen Plagioklase gegen Ende der Abkühlungsphase betrachtet werden (TRÖGER 1969, Bd. II).

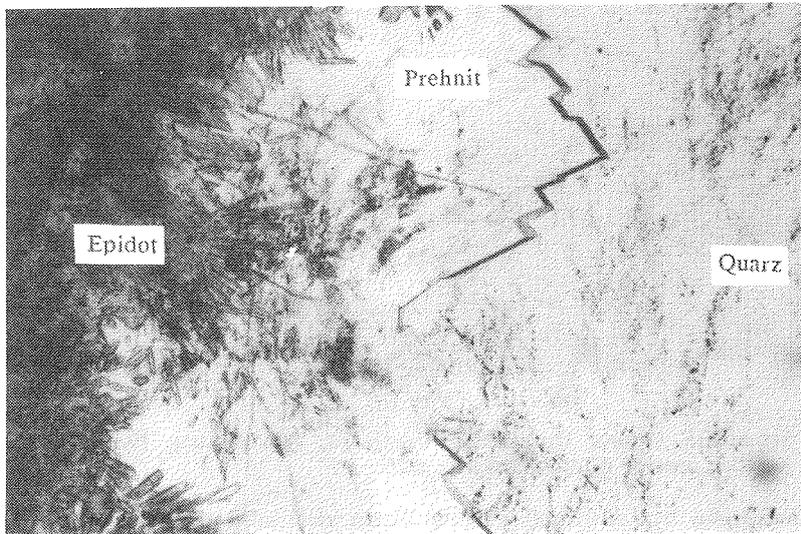


Abb. 29: Abscheidungsfolge sekundärer Mineralisationen in einem Vesicle: 1. Epidot; 2. Prehnit; 3. Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen. Nicols parallel; unterer Bildrand =1,3 mm.

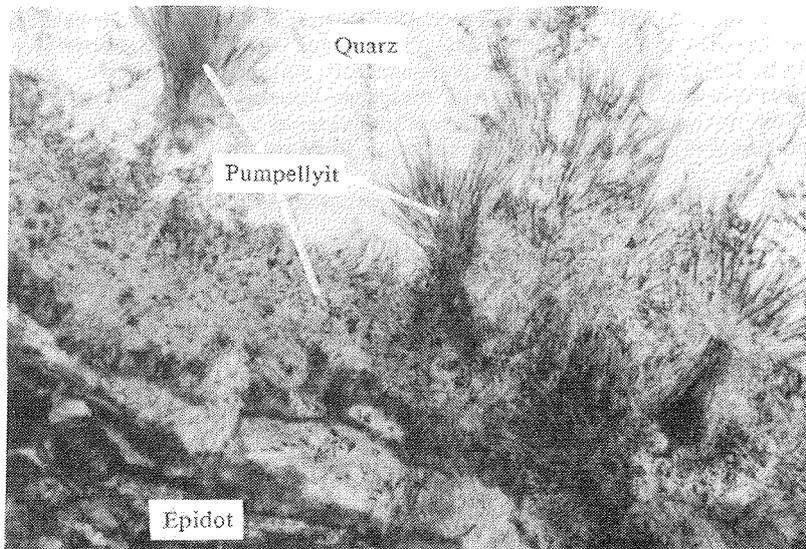


Abb. 30: Abscheidungsfolge sekundärer Mineralisationen in einem Vesicle: 1. Epidot; 2. Pumpellyit; 3. radialstrahliger Epidot; 4. Quarz. Nicols parallel; unterer Bildrand =1,83 mm.

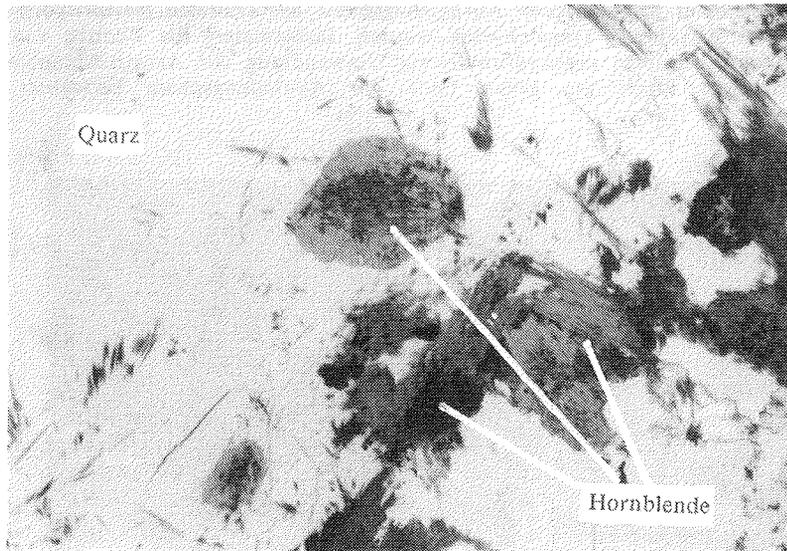


Abb. 31: Sekundäre braune Hornblende in Quarz, Kluftfüllung Fossilryggen. Nicols parallel; unterer Bildrand =6,26 mm.

Zur Charakterisierung der Alterationsabläufe bieten sich mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Sekundärmineralisationen an. Die mikrothermometrischen Daten wurden von Dipl. Geol. Chr. Reutel unter Anleitung von Prof. Dr. H. J. Behr (beide Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen) erstellt und für diese Arbeit freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Zusammenfassend sind die Daten in BEHR et al. (1985) publiziert worden.

Die paragenetische Abfolge sekundärer Mineralphasen in Migrationskanälen eines Lavafloßes auf dem Basen-Plateau spiegelt die Abfolge von Sekundärmineralisationen im gesamten Vulkanitstapel der Massive in N Vestfjella wieder. Analysiert wurden Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz I, Prehnit, Kalzit und Quarz II als paragenetisch jüngste Generationen. Als weitverbreitetes Mineral spiegeln sich in Quarz I alle Fluidgenerationen wider. Die späte Kristallisation von Prehnit dokumentiert die sinkenden Temperaturen des Systems. Überraschenderweise ist keine ausgeprägte retrograde Zeolithisierung festzustellen.

Im einzelnen wurden folgende, in Tabelle 5 zusammengestellten mikrothermometrischen Daten ermittelt.

Tabelle 5: Abscheidungsfolge sekundärer Mineralisationen sowie ihre mikrothermometrischen Daten (nicht druckkorrigiert).

	T_H °C ¹⁾	T_{m-Eis} °C ²⁾	Phasenzusammensetzung
Quarz I	210-275	-6 bis +4	H ₂ O
Prehnit	190-220	-1 bis +1	H ₂ O
Quarz II	110-200	-22 bis -24	H ₂ O+CO ₂ +CH ₄
Kalzit	140-200	-1 bis +0,4	H ₂ O+CO ₂ +CH ₄

1) T_H : Homogenisierungstemperatur
 2) T_{m-Eis} : Schmelztemperatur

Die Ergebnisse zeigen, daß eine meteorische Fluidquelle niedriger Salinität mit nachweisbaren CH₄-Konzentrationen, aber keine marinen Wässer zur Verfügung standen. Es muß angenommen werden, daß sich die kontaktmetamorph überprägten Sedimentfolgen des Fossilryggens bestehend aus Sandsteinen, Peliten und Kohleschiefern mit Gondwanafloren unter dem Lavastapel fortsetzen und die vorhandenen und seitlich hereinströmenden, magmatisch aufgeheizten meteorischen Wässer die Ursache der starken Hydratation sind. CH₄ weist auf Kohleschiefer hin. Die in Entgasungspipes zahlreich nachgewiesenen Sulfidmineralisationen können ihre Schwefelanteile ebenfalls aus den permischen Sedimentserien bezogen haben. Das reiche Vorkommen von Gasphasen (magmatisches CO₂) in der Lavensequenz weist auf Magmenkammern in relativ flachen Krustenniveaus hin.

Das gemeinsame Auftreten von Epidot und Chlorit läßt auf Kristallisationstemperaturen von 240-280°C für diese Paragenese schließen (KRISTMANNSDÖTTIR 1982). Nahezu identische Temperaturen sind als Homogenisierungstemperaturen in Quarz I verifiziert (vgl. Tab. 5). VIREECK et al. (1982) beobachteten in der Reydarfjordur-Bohrung (Island) eine typische Mineralvergesellschaftung von Chlorit + Epidot + Quarz bei 900 m Tiefe und einem erhöhten geothermischen Gradienten. Bei 1855 m Tiefe wurde die Paragenese Prehnit + Pumpellyit + Epidot + Chlorit festgestellt. Dieselbe Paragenese konnte im Lava Pile des N' Vestfjella nachgewiesen werden, so daß bei der Kristallisation der Paragenese Epidot (dunkle Varietät) + Quarz I als älteste Mineralisation (vgl. Tab. 4) Temperaturen von max. 280°C bei einer Überlagerungsmächtigkeit von maximal 1900 m entsprechend einem Druck von <1 kb erwartet werden müssen. Sie repräsentieren die Bildungstemperaturen der jeweiligen Mineralphasen. Daher muß ein starker Wärmetransport mit einem Gradienten von >>100°C/km angenommen werden.

Das Auftreten von Epidot und Chlorit in einem relativ niedrigen krustalen Niveau und der Durchfluß von großen Volumina heißen Wassers durch den Vulkanitstapel stellen vermutlich ein fossiles geothermales System dar. Es bestehen keine Anzeichen einer regionalen, niedriggradigen Metamorphose, sondern die Vergrünung des Lavastapels kann auf autohydrothermale (deuterische) Reaktionen im sich abkühlenden Lava Pile zurückgeführt werden. Das fast vollständige Fehlen einer Zeolithisierung wird durch eine Unterbrechung oder Versiegen der Wasserzufuhr erklärt. Somit konnte eine tiefer temperierte Alteration nicht mehr stattfinden. Der hohe Anteil an Quarz und Chaledon als Sekundärausscheidungen ist auf SiO₂ zurückzuführen, das in dem 240-280°C heißen Geothermalsystem im permischen Sedimentkörper gelöst wurde.

II 2.2.2 Die hypabyssischen Dolerite.

II 2.2.2.1 Gesteinsbildende Silikatminerale: magmatische Zusammensetzung und hydrothermale Alteration.

Makroskopisch und auch mikroskopisch wurden keine Unterschiede zwischen Dikes und Sills festgestellt. Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Lavaflows kann bei diesem Gesteinstyp nur geringe Alteration magmatischer Mineralphasen beobachtet werden. Daher wird die Beschreibung von Dikes und Sills in diesem Kapitel zusammengefaßt und auf ein separates Kapitel "Sekundärmineralisationen" verzichtet. Alterationsprodukte werden mit den magmatischen Mineralen tabellarisch zusammengefaßt.

Das Mineralspektrum dieser hypabyssischen Gesteine besteht überwiegend aus Plagioklas + Pyroxen + Olivin + Akzessorien. Im allgemeinen ist ein doleritisches, feinkörnig subophitisches Gefüge zu beobachten. Porphyrische Erscheinungsformen treten deutlich in den Hintergrund. Soweit vorhanden, bestehen die Einsprenglingsphasen aus Klinopyroxen, Plagioklas, Orthopyroxen und/oder Olivin.

Die Dolerite bestehen hauptsächlich aus Plagioklas (35-55 Vol%) und Pyroxen (25-40 Vol%). Daneben können Olivin und Orthopyroxen mit einem Volumenanteil von max. 10% vertreten sein. Einsprenglinge von Klinopyroxen (0-7 Vol%) sind vereinzelt von Diopsid- und Augit-

Entmischungslamellen durchzogen. Als Akzessorien treten in der Mesostasis feinverteilter Biotit und Opakmineralisationen auf.

Plagioklas weist einen An-Gehalt von 30-60 Mol% entsprechend der Zusammensetzung von Andesin bis Labradorit auf. Bei weiter fortgeschrittener Albitisierung können auch Oligoklas-führende Varietäten hinzukommen. Der zunehmende An-Gehalt vom Rand der Individuen zum Zentrum macht sich unter XN mit einer zonaren "undulösen" Auslöschung bemerkbar. Nicht selten kann Plagioklas idiomorphe Einsprenglinge bilden.

Das am zweithäufigsten vertretene gesteinsbildende Mineral ist Klinopyroxen mit Augit und untergeordnet Pigeonit.

Ein mineralogisch auffälliger Dike-Typ ist auf dem Basen Hochplateau aufgeschlossen. Er ist gekennzeichnet durch Einsprenglinge von Olivin und Orthopyroxen in idiomorpher Ausbildung. Die feinkörnige Mesostasis besteht aus Klinopyroxen, brauner Hornblende, etwas Biotit und Opakmineralisationen (meist Magnetit). Bemerkenswert ist, daß die braunen Hornblenden nicht als separate Individuen in der Matrix auftreten, sondern in orientierter Umwachsung Klinopyroxenindividuen als Saum umgeben. Plagioklas fehlt völlig. Orthopyroxen und Olivineinsprenglinge sind pseudomorph von Sekundärmineralphasen ersetzt. Olivin ist von einem feinkörnigen Gemenge aus Chlorit, Serpentin und Smektit (=Saponit) verdrängt, während als Orthopyroxenpseudomorphose "Bastit" auftritt.

Insbesondere im südwestlichen Bereich des N Vestfjella (Pukkelryggen, Salryggen, Dagvola) wurden porphyrische Einsprenglinge aus augitischen, bis zu 1 mm Durchmesser erreichenden Klinopyroxen-Einkristallen beobachtet, die Plagioklasleisten eingeschlossen halten bzw. von Plagioklasleisten umgeben sind (Abb. 32). Diese Einsprenglinge sind von einer leicht devitrifizierten Glasmesostasis umgeben. Es könnte sich dabei um Xenokristalle handeln, die z. B. beim Aufstieg durch eine Magmenkammer in die Schmelze aufgenommen wurden.

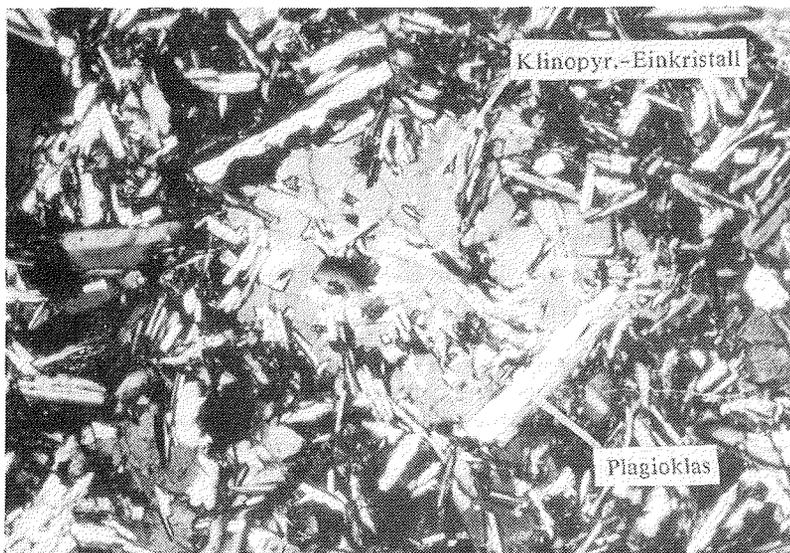


Abb. 32: Einsprenglinge von Cpx-Einkristallen mit Plag.-Einschlüssen umgeben von devitrifizierter Glasgrundmasse. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand =2,44 mm.

Insgesamt jedoch zeigen die hypabyssischen Magmatite einen den Effusivsequenzen nahezu identischen magmatischen Mineralgehalt. Eine für die Effusiva typische Entwicklung von mafischen zu intermediären Affinitäten konnte bei Dikes und Sills nicht festgestellt werden.

Ebenso sind mit Ausnahme der vereinzelt Olivin- und Orthopyroxen-Verdrängung sowie leichter Albitisierung des Plagioklas keine Mineralneubildungen als Folge von Alterationsprozessen zu beobachten.

In Tabelle 6 ist der Mineralbestand der hypabyssischen Dolerite aufgelistet.

Tabelle 6: Mineralbestand der hypabyssischen Dolerite.

	Basische Dikes und Sills	Ultrabasische Dikes
Alteration	X	X
<u>Plagioklas: Typ I</u>	±	
porphyrisch		
Modalbestand	0-5 Vol%	
An-Gehalt (Mol%)	max. 35 Mol%	
Serizitisierung	xx	
alteriert zu:		
Epidot		
Chlorit		
Prehnit		
Pumpellyit		
Kalzit		
Einschlüsse		
Verwachsungen		
<u>Plagioklas: Typ II</u>	x	
Matrix		
Modalbestand	35-55 Vol%	
An-Gehalt (Mol%)	30-60 Mol%	
Serizitisierung	x	
alteriert zu:		
Epidot		
Chlorit		
Prehnit		
Pumpellyit		
Kalzit		
Einschlüsse		
Verwachsungen		
<u>Klinopyroxen</u>	x	x
Modalbestand	30-40 Vol%	ca. 45 Vol%
porphyrisch	±	
Matrix	Augit+Pigeonit	Augit
<u>Orthopyroxen</u>	±	x
Modalbestand	0-10 Vol%	max. 10 Vol%
porphyrisch	x	x
Matrix		
alteriert zu	Smektit, Chlorit, Serpentin	Bastit
<u>Olivin</u>	±	x
Modalbestand	0-10 Vol%	max. 20 Vol%
porphyrisch	x	x
Matrix		
alteriert zu	Chlorit, Serpentin,	Smektit, Chlorit, Serpentin, Saponit
<u>Opakmineralisationen</u>	x	x
Modalbestand	2-5 Vol%	ca. 15 Vol%
Matrix	Cpx, Plag, ±Glas	Cpx, orientiert von brauner Hornblende umwachsen, Opakphasen Biotit
alteriert zu:	Glas devitrifiziert	±Glas devitrifiziert
Gefüge	subophitisch	porphyrisch

x - xxxxx: zunehmende Alterationsintensität

In den Dikes und Sills treten Sekundärmineralisationen deutlich in den Hintergrund. Vergrünungseffekte äußern sich lediglich in leichter Albitisierung und Serizitisierung von Plagioklaseinsprenglingen. Nur Orthopyroxen und Olivin sind zum Teil oder völlig von Chlorit, Serpentin, Saponit und Sekundärerzen ersetzt, während Klinopyroxen manchmal randlich von Chlorit und nadeligem, farblosem Aktinolith ersetzt sein kann. Sekundärer Quarz, Chalcedon und Kalzit konnten nur in Spuren identifiziert werden.

II 2.2.3 Erzmineralegehalt der Lavaflows, Dikes und Sills.

In Tabelle 7 sind die für die Magmatite des N Vestfjella charakteristischen Erzminerale aufgeführt. Im allgemeinen ist in den Flows der primäre Erzgehalt stark zersetzt. Magnetit ist

Tabelle 7: Erzmineralisationen in den Magmatitvorkommen des N' Vestfjella

Aufschluß Nr.	Lokalität	Vorkommen	Erz	d (µm)	Vol%	M	G	H	M _{OX}	Bemerkung
I A11	Plogen	Flow	-					+++	-	Völlig zersetzt, keine Primärminerale mehr vorhanden, nur Chromit erhalten
III A13	Plogen	Flow	Hämatit	1<1-50	5			+++	-	Völlig zersetzt, keine Primärminerale mehr vorhanden. Hämatit liegt als Spekularit vor.
IV A14	Plogen	Flow	Hämatit	<1	5			+++	-	Ilmenit in Hämatit und Rutil überführt. Chromit
V A15	Plogen	Flow	Hämatit	<1	1-2			+++	-	Hämatit größtenteils weggeführt, Primärerze völlig zersetzt, Ilmenit nur noch reliktsch vorhanden, ersetzt durch Leukoxen; Cu-Kies z. T. in submikroskopisch feinen Hämatit überführt.
VII A17	Basen	Flow	Hämatit	<1-150	12-15			+++	2-3	Extrem hohe Anteile sehr feinkörnigen Hämatits; 1 mm lange Ilmenitleisten mit randlicher Hämatitisierung und Rutilisierung; Magnetit völlig zersetzt (selten martitisiert), Trellis-Typ.
IX A19	Basen	Flow	Magnetit	<1-150	2-3	+++	++		2-3	Magnetit völlig in Maghemit umgewandelt; primärer Sandwich-Trellis-Typ, ± Hämatit, wenig Ilmenit, FeS sehr feinkörnig und sehr fein verteilt.
XIII A26	Plogen	Flow	Hämatit	<1	1			+++	2-3	Erze bis auf Cu-Kies völlig zersetzt. Cu-Kies randlich in Limonit umgewandelt. Ilmenit in Hämatit und Anatas umgewandelt (ehemals ilmenitreich), Titanomagnetit umgewandelt in Netzwerk von Anatas
II A12	Plogen	Dyke	Magnetit Ti-Magnetit	<8-60 <5	3-5 <2	+			2-3 2-3	Titanomagnetit erhalten, Magnetithülle meist weggelöst, Cu-Kies Trellis-Typ, subhedrale Ti-Magnetite. Ilmenit randlich umgewandelt in Hämatit und Rutil
IV A16	Plogen	Dyke	Magnetit	<5-300	2-3	±			2	Trellis-Typ, Magnetit völlig frisch z. T. mit Chromitkern, Chromit, Cu-Kies, Rutil, leichte Rutilisierung von Ilmenit, ± Maghemit- tisierung
VIII A18	Basen	Dyke	Magnetit	10-100	5-10	±			1;2-3	Frische Erze, Ilmenit, Cu-Kies, Linneit, Chromit, ± Hämatit, FeS ₂
X A28	Fossil- rücken	Dyke	Magnetit	20-800	3	±			2-3	Sandwich-Typ, subhedrale bis euhedrale separate Magnetite (M _{OX} =1) Ilmenit, ± Maghemit- tisierung, Titanit, Magnetkies-Pentlandit, Bornit, Cu-Kies, ZnS, Ilvait, Pseudobrookit
XI A29	Fossil- rücken	Dyke	Magnetit	10-30	<1	±		+	2-3	Viel Magnetkies-Pentlandit (3 Vol%), Chromit, Anatas. Ilmeniteinzelkörner; Trellis-Typ, Pseudobrookit
XII A30	Fossil- rücken	Dyke	Magnetit	20-200	2-3	+		±	2-3	Chromit, Ilmenit z. T. nadelig. Viel Magnetkies-Pentlandit.
XV A26	Plogen	Dyke	Magnetit	10-300	3	+		±	1-2	Trellis-, Sandwich-Typ, Ilmenit, Cu-Kies, Ilvait, Chromit. FeS, FeS ₂ . Frisches Gestein.
XIV A26	Plogen	Sill	Magnetit	<5-350	2-3	±		±	1-2	Trellis-, Sandwich-Typ, Cu-Kies, Arsenkies, FeS, NiS, Chromit, ± Hämatit. Magnetit in Pseudobrookit überführt, Mackinawit.

M_{OX} : Hochtemperaturoxidationsstufe des Magnetits
M : Maghemit-
G : Granuliert
H : Hydrothermale Zersetzung
± : sehr schwach oder nicht zersetzt (frisches Gestein)

+ : leicht zersetzt
++ : fortschreitende Zersetzung
+++ : völlige Umwandlung, die zur Zerstörung des primär magmatischen Erzmineralbestandes führen kann.

meist völlig pseudomorph ersetzt und nur noch durch die ursprüngliche Kornform zu identifizieren. Reliktischer Ilmenit ist randlich von Leukoxen ersetzt oder vollständig erhalten. Hämatit wird beim Zerfall silikatischer Mineralphasen neugebildet und kristallisiert nadelförmig in Hohlräumen aus. Bisweilen tritt er als Produkt der Martitisierung eines primärmagmatischen Magnetits auf. In einigen wenigen Lavaflores tritt maghemitisierter Magnetit (Tiefemperaturoxidationsstufe 5, Abb. 33) mit Ilmeniteinzelkörnern auf. In besonders stark alterierten Proben wird Ilmenit von Leukoxen (Gemisch aus Titanit, Rutil und Anatas)

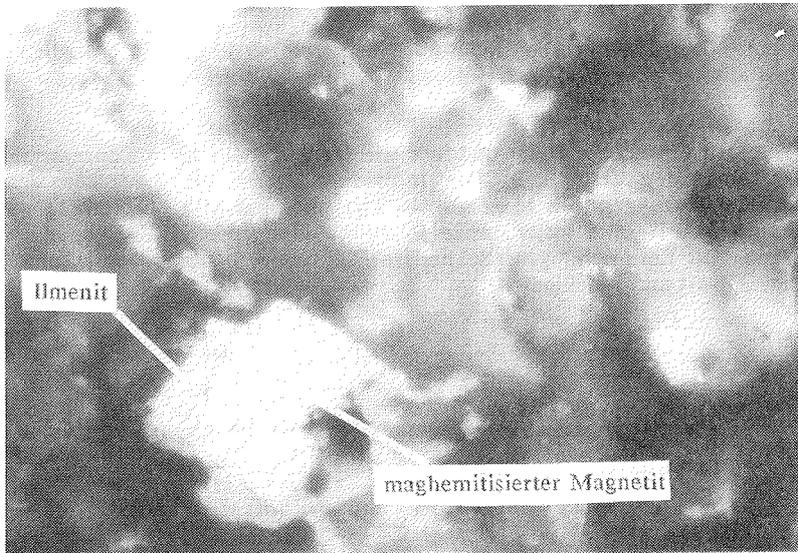


Abb. 33: Maghemitisierter Magnetit mit Ilmenit-Einzelkorn (Sandwich-Typ). Die Maghemitisierung äußert sich in der Bildung von Schrumpfrissen. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand = 0,2 mm.

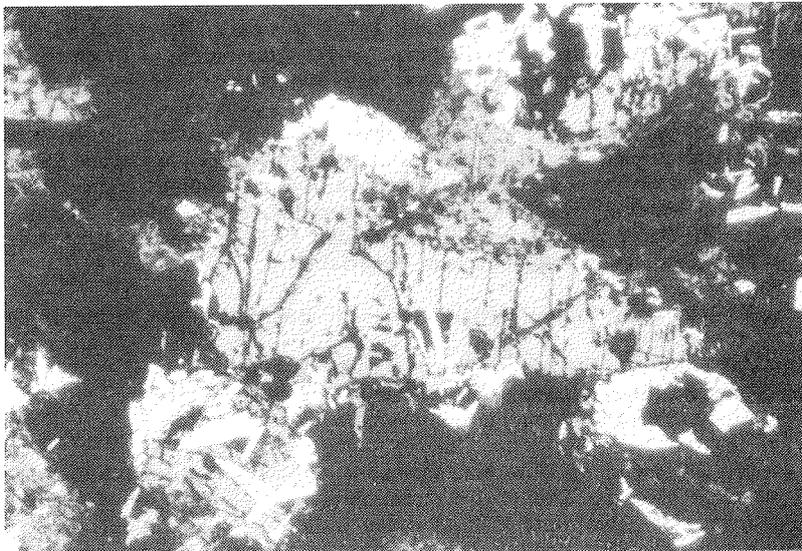


Abb. 34: Unzersetzter Magnetit mit einzelnen Ilmenitkörnern und Magnetkies. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand = 1,1 mm.

verdrängt. Die Bildung von Titanit weist auf eine Aufheizung bis ca. 300°C hin. Die Aufheizung kann auf subsequeute Lavaeruptionen oder durch nachfolgende Dike-Intrusionen verursacht worden sein. Einige wenige Magnetite sind stark maghemitisiert, andere weisen Merkmale starker Tieftemperaturoxidation auf, die aber von den Auswirkungen einer regionalen Metamorphose schlecht zu trennen sind. Lediglich die vereinzelt beobachtete Martitisierung und Maghemitisierung der Magnetite spricht für eine sogenannte "Nachhallreaktion" und somit für eine autohydrothermale Alteration und nicht für eine Regionalmetamorphose, (vgl. auch mikrothermometrische Ergebnisse: Kap. II 2.2.1.2). Die bei der Silikatmikroskopie beobachtete Entwicklung der Magmen von basisch bis intermediär zeichnet sich unter dem Erzmikroskop nicht ab. Nur vereinzelt konnte in bezüglich ihrer Silikatmineralogie stärker entwickelten Lavaflows eine quantitative Anreicherung von Ilmenit und Magnetit beobachtet werden.

In allen untersuchten Proben aus Dikes und Sills wurden z. T. sehr hohe Konzentrationen von magmatischen Magnetiten festgestellt. Die Individuen treten als Einzelkörner oder als Hochtemperaturentmischungen von Magnetit als Wirt und Ilmenit als Entmischungslamellen auf (Abb. 33 und 34). Weitere magmatische Erzausscheidungen sind Chalkopyrit, Chromit, Magnetkies-Pentlandit-Entmischungen. Sekundäre Bildungen bestehen aus Linneit, Pyrit, Bornit, Sphalerit, Ilvait und Mackinawit.

II 2.3 Untersuchungen an den Magmatitsequenzen im Ahlmannryggen.

II 2.3.1 Proterozoische Vorkommen.

II 2.3.1.1 Gesteinsbildende Minerale: magmatische Silikatminerale.

Makroskopisch handelt es sich bei den Lavaflows der Straumsnutane Region um dichte, größtenteils blasenreiche, dunkelgraue bis rötlich-violette Gesteine mit verwisstem Fluidalgefüge. Die Hauptkomponenten setzen sich aus Plagioklas + Klinopyroxen + Opakmineralisationen + devitr. Glas in unterschiedlichen Konzentrationen zusammen. Untergeordnet können Orthopyroxen und Olivin, meist völlig zersetzt, vertreten sein. Bei Dominanz von Plagioklas tritt Klinopyroxen (meist Augit ± Pigeonit) deutlich in den Hintergrund und bildet dann meist nur glomerophyrische Einsprenglingphasen in einer devitrifizierten Glas-Mesostasis. Vereinzelt sind sphärisch angeordnete Plagioklasleisten als Glomerophyre in einer feinkörnigen, glasfreien subophitischen Plagioklas-Klinopyroxen-Matrix angereichert.

Der überwiegende Teil der Flows setzt sich aus einem hyaloophitischen, equigranular-feinkörnigen Gemenge von subhedralem Plagioklas und anhedralem Klinopyroxen mit zum Teil sehr hohem Amygdalen-Gehalt (max. 50%) zusammen. Im allgemeinen zeigen die Pillow-Laven keinen abweichenden Mineralgehalt, sie zeichnen sich jedoch durch extreme Feinkörnigkeit aus. In den Pillow-Zwischenlagen finden sich extreme Anreicherungen von Amygdalen in stark brekziiertem magmatischem Material.

Nach ihrem Mineralgehalt und ihrem Gefüge lassen sich drei Vulkanittypen unterscheiden:

- Plagioklas + devitr. Glas ± Cpx-Einsprenglinge
- Plag-Einsprenglinge + subophitischer Plag + Cpx ± Ol ± Opx
- Subophitisch-intergranularer Plag-Cpx + Ol + Opx.

Insbesondere in den Pillow-Laven kann eine genauere Identifikation des submikroskopischen Mineralbestandes nicht erfolgen. Die zonare Auslöschung der als Einsprenglinge in den Lavaflows vorliegenden Plagioklas- und Klinopyroxen-Individuen kann nicht auf variierende Zusammensetzung zurückgeführt werden, sondern muß in Zusammenhang mit einer "kalten", tektonischen Deformation gesehen werden. Die Auswirkungen dieser Deformation werden insbesondere in polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen deutlich, deren Zwillingslamellen vielfach gekrümmt sind. Daher muß auf eine exaktere Bestimmung des Plagioklas- und Kli-

nopyroxen-Mineralbestandes mit optischen Mitteln verzichtet werden. Nur in Ausnahmefällen konnte der An-Gehalt der Plagioklase ermittelt werden.

Die bis zu 200 m mächtigen **proterozoischen Sills im zentralen Ahlmannryggen (Borg Massiv Intrusiva)** zeichnen sich durch eine in situ Differentiation aus, die makroskopisch durch Anreicherungen bestimmter Mineralphasen in Lagen (vgl. Abb. 20) sowie durch feinkörnige bis porphyrische Gefüge zum Ausdruck kommt. Im Extremfall äußert sich die Differentiation in einer horizontal liegenden rhythmischen Bänderung als Folge von Variationen in der mineralogischen Zusammensetzung. Zwischen den sedimentären Abfolgen und den Intrusivkörpern besteht kein scharfer Kontakt, dagegen ist in diesem Bereich eine vermehrte Assimilation von Sedimentkörpern zu beobachten, die einen Durchmesser von 15 m erreichen können, im Normalfall jedoch einen Durchmesser von 15–20 cm haben (Abb. 21, 22). Die Sills können auch als Dikes in das umgebende Sedimentgestein eindringen. Als Folge der in situ Differentiation und vermutlich auch durch in situ Sedimentassimilation variiert die Zusammensetzung der Sills von mafisch bis intermediär.

Die mafischen Komponenten bestehen aus Klinopyroxen, Orthopyroxen, brauner Hornblende sowie Biotit, der immer mit z. T. porphyrischen Erzmineralphasen vergesellschaftet ist. Saure Lagen sind gekennzeichnet durch hohe Anteile von sekundärem Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin), ophitisch mit Klinopyroxen verwachsen, ± Kalifeldspat. Klinopyroxen ist meist mit Augit und untergeordnet mit Pigeonit vertreten. Die Matrix setzt sich zu hohen Anteilen aus Sekundärmineralen zusammen, nur vereinzelt sind Plagioklas und Klinopyroxen als Grundmassephasen vertreten.

Die grauen, grobkörnigen **hypabyssischen Magmatite des Boreas Nunataks** besitzen ein subophitisches Gefüge mit Plagioklas und Augit als Klinopyroxen. Daneben treten akzessorisch braune Hornblende sowie Ti-Biotit - meist gebunden an z. T. porphyrische Erzphasen - auf. Auffällig ist die petrographische Ähnlichkeit im magmatischen Mineralbestand mit den Borg Massiv Intrusiva aus dem zentralen Ahlmannryggen.

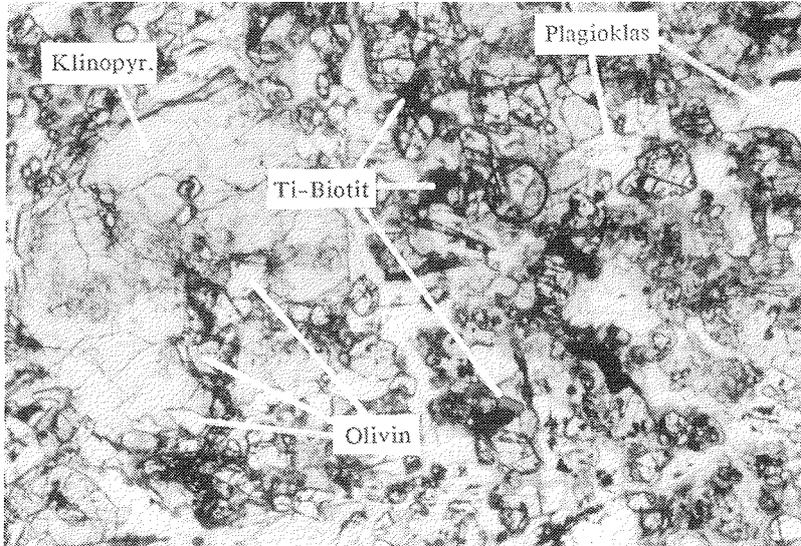


Abb. 35: Klinopyroxen-Einsprenglinge mit Olivineinschlüssen, Plagioklas und Ti-Biotit. Auffällig ist die geringe Erzkonzentration. Nicols parallel; unterer Bildrand =6 mm.

Die **proterozoischen Dikes des Ahlmannryggens** bestehen aus Klinopyroxen-Einsprenglingen mit Olivin-Einschlüssen sowie einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas, subophitisch mit Klinopyroxen verwachsen, idiomorphem Olivin, Ti-Biotit mit Zirkon-Einschlüssen und we-

nig Erz (Abb. 35). Die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen an den zuvor erwähnten Vorkommen sind in Tabelle 8 zusammengefaßt.

Eine mineralogische Besonderheit stellt eine Probe aus einem **proterozoischen Sill von Fasettfjellet** dar. Neben hohen Anteilen glasiger Grundmasse finden sich Einsprenglinge von alteriertem Olivin und dendritischem Klinopyroxen, dessen Tracht an Spinifex-Textur erinnert (Abb. 36). Diese Textur der Klinopyroxene führte zu der Annahme, daß es sich bei diesem Gestein um einen basaltischen Komatiit handeln könnte (MÜCKE et al. 1986). Nach Mikrosondenanalysen liegt ein diopsidisch-hedenbergitischer Klinopyroxen vor. Als Alterationsprodukt des Olivin tritt Saponit auf.

Die Glasmatrix besteht aus:	SiO ₂ :	63,82 Gew.%
	Na ₂ O:	4,31 Gew.%
	K ₂ O:	0,29 Gew.%
	Al ₂ O ₃ :	20,07 Gew.%
	TiO ₂ :	0,29 Gew.%
	FeO:	5,04 Gew.%
	CaO:	5,82 Gew.%
	MgO:	1,17 Gew.%

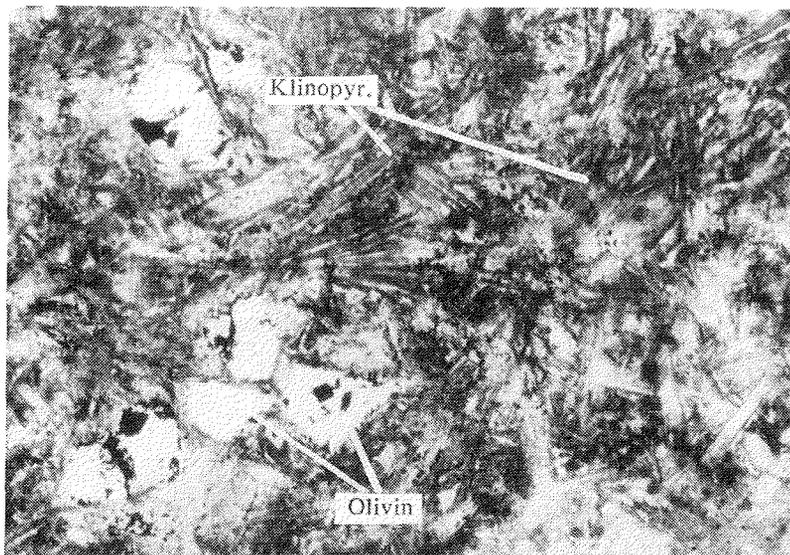


Abb. 36: Faseriger Klinopyroxen mit alteriertem Olivin in glasiger Grundmasse. Nicols parallel; unterer Bildrand = 1 mm.

Der niedrige Mgo-Gehalt spricht jedoch gegen die Bezeichnung "Komatiit". Das umgebende Gestein besteht aus einem Sill, der petrographisch ähnlich zusammengesetzt ist wie die Borg Massiv Intrusiva des zentralen Ahlmannryggens.

II 2.3.1.2 Alteration magmatischer Silikatminerale und Alterationsprodukte.

In den Lavafloßs der **Straumsnutane Region** liegen Prehnit, Pumpellyit, Epidot und Kalzit als Alterationsprodukte der An-Komponente des Plagioklas vor. Zusammen mit Hellglimmern und Chlorit befinden sich diese Mineralphasen als feinverteilte Einschlüsse im Plagioklas oder füllen Gashohlräume aus. In stark alterierten Flows kann Plagioklas völlig von Serizit ersetzt

Tabelle 8: Petrographische Ergebnisse: proterozoische Vorkommen im Ahlmannryggen;

	Flows Straumnsnutane	Borg-Massiv-Intrusion	Boreas Nunatak	Dikes
Alteration	xxx-xxxxx	xxx-xxxxx	xxx	xx-xxxxx
Porphyrischer Plag	X	-	-	-
Modalbestand	0-5 Vol%			
An-Gehalt (Mol%)	5-20 Mol %			
serizitisation	stark			
alteriert zu:				
Serizit	X			
Chlorit	X			
Pumpellyit	X			
Leukoxen	X			
Prehnit	X			
Kalzit	X			
Epidot	X			
Einschlüsse	Klinopyroxen (Augit) Plagioklas			
Verwachsungen	-	-	-	-
Grundnasseplagioklas	X	X	X	X
Modalbestand	0-40 Vol%	20-40 Vol%	20-30 Vol%	30-50 Vol%
An-Gehalt (Mol%)	10-25 Mol%	10-30 Mol%, von	20-35 Mol% zonar	10-40 Mol%,
von		außen nach innen zunehmend		außen nach innen zunehmend
Serizitisation	z. T. sehr stark	stark	schwach	leicht
alteriert zu:				
Serizit	X	X		X
Chlorit	X	X		X
Pumpellyit		X		
Leukoxen				
Prehnit		X		
Kalzit	X	X		
Epidot	X	X		
Einschlüsse	-	-	-	Olivin
Verwachsungen	subophitisch n. Klinopyroxen	ophitisch n. Klinopyroxen	subophitisch n. Klinopyroxen	-
Klinopyroxen	X	X	X	X
Modalbestand	0-20 Vol%	20-60 Vol%	20-30 Vol%	20-30 Vol%
Einsprenglinge	Augit von Pigeonit unwachsen	Augit von Pigeonit unwachsen	Augit	Augit von Pigeonit unwachsen
Matrix	-	-	-	-
Verwachsungen	glomerophyrisch	ophitisch	ophitisch	glomerophyrisch
alteriert zu:	randlich zu Chlorit	-	-	randlich zu Epidot und Chlorit
Einschlüsse	Olivin	-	-	-
Orthopyroxen	X	-	X	-
Modalbestand	0-5 Vol%			
alteriert zu:	Chlorit, Serpentin	-	-	-
Olivin	X	-	-	X
Modalbestand	0-5 Vol%			15-20 Vol%
alteriert zu:	Chlorit, Serpentin	-	randlich resorbiert und serpen- tinisiert	-
Opakmineralisation	rekristallisierter Martit, Chalkopyrit, Ilmenit mit Leukoxen- rand	Titanomagnetit, Ilmenit, Titanit, Chalkopyrit, Ul- vöspinelle in Mag- netit	Titanomagnetit, Ilmenit	Titanomagnetit, Ilmenit, Tita- nit
Modalbestand	5-10 Vol%	max. 10 Vol%	<2 Vol% bis 10 Vol% (bei 10 Vol% por- phyrisch)	1-5 Vol%
Matrix	60-80 Vol% devitr. Glas 1)	vollig alteriert: Hellglimmer, Horn- blende, Myrmekit, sek. Fe, Ti-Oxide	+Chlorit, +Ti- Biotit, Hauptan- teil Plagioklas +Sekundärerze	devitr. Glas, Ti-Biotit, Plagioklas, Klinopyroxen
alteriert zu:	devitr. Glas, Fe, Ti-Oxide Albit, Quarz	Sekundärerze (Fe, Ti-Oxide)		devitr. Glas, Pumpellyit, Hornblende, Aktinolith
Gefuge	vesicular, sub- ophitisch bis intergranular	ophitisch, equi- granular	ophitisch, equi- granular	glomerophy- risch, ophi- tisch, gabbroid

1) ca. 80% zeigen extrem hohe Glasanteile, 15% besitzen kristalline Grundmasse mit hohen Glasanteilen, nur 5% der Flows sind glasfrei.

x - xxxxx: zunehmende Intensität

sein. Die Glasmatrix ist völlig devitrifiziert und setzt sich aus Quarz, Albit und Sekundärerzen zusammen. Klinopyroxen ist im Gegensatz zu allen anderen magmatischen Mineralphasen meist nur randlich verdrängt und von Chlorit und farblosem, nadeligem Aktinolith ersetzt.

Besonders auffällig ist die ungleich starke Alteration in unmittelbar benachbarten Flows. Die Alterationsintensität ist mit der Porosität der Flows korreliert: je höher die Porosität (d. h. Vesicle-Konzentration), umso stärker kommen Alterationseffekte zum Ausdruck. Mit zunehmender Anlage einer engständigen Schieferung und einer offenen Faltung in Randbereichen des Jutul Penck Grabens nimmt auch die Alteration an Intensität zu. Hier bestehen Anzeichen für eine postmagmatische tektonothermale Überprägung; vermutlich autohydrothermalen Prehnit, der besonders an miarolithische Hohlräume gebunden ist, wird von Pumpellyit, Kalzit und Quarz verdrängt.

Die Schieferung geht am unmittelbaren Rand des Jutul Penck Grabens in lokale Mylonitzonen über. In diesen Zonen ist der magmatische Mineralbestand der Effusiva völlig von Chlorit und Hellglimmer ersetzt. Die Phyllosilikate sind in die S-Flächen eingeregelt und synkinematisch gesproßt. Amygdalen in dieser Zone sind in S gelängt, ihre Füllungen aus Quarz und Kalzit zeigen ein beginnendes Rekristallisationsgefüge. Die Zwillinglamellen nicht rekristallisierter Kalzite sind kink-band-artig deformiert. Quarz zeigt Deformationsbänder (Abb. 37).

An miarolithische Hohlräume gebunden sind in einer bestimmten paragenetischen Abscheidungsfolge (Abb. 38):

- Quarz
- feinkörniger Chlorit
- grobkörniger, faseriger Chlorit
- Epidot.

Die **Borg Massiv Intrusiva** sind unterschiedlich stark alteriert. Während bei einigen Proben nur Albitisierung und leichte Serizitisierung der Plagioklase festgestellt wurde, sind andere so stark alteriert, daß der magmatische Mineralgehalt nur reliktsch erhalten geblieben ist. Die Alterationsprodukte bestehen aus Prehnit, Pumpellyit, Epidot, grüner Hornblende, Quarz mit sekundären Flüssigkeitseinschlüssen, Hellglimmer ± Talk und Myrmekit. Ähnliches gilt für den **Sill des Boreas Nunataks** und die **proterozoischen Dykes**. In Tabelle 9 sind die Sekundärmineralisationen im Überblick zusammengefaßt.

Tabelle 9: Ahlmannryggen: An miarolithische Hohlräume gebundene Sekundärmineralisationen in proterozoischen Vorkommen:

	Flows Straumnsnutane	Borg Massiv Intrusiva	Proterozoische Dykes	Boreas Nunatak
Serpentin	X	±	±	±
Chlorit	X	±	±	X
Hellglimmer	-	X	±	X
Prehnit	X	X	±	X
Pumpellyit	X	-	-	-
Epidot	X	X	X	X
Kalzit	X	-	X	±
Quarz	X	X	±	±
Chalzedon	X	X	±	±
Smektit	X	-	±	±
Zeolith	X	-	-	-
Biotit	-	X	-	-
Hornblende	-	X	-	-
Myrmekit	-	X	-	X
Fe, Ti-Oxide	X	X	X	X
Talk	-	X (?)	-	-

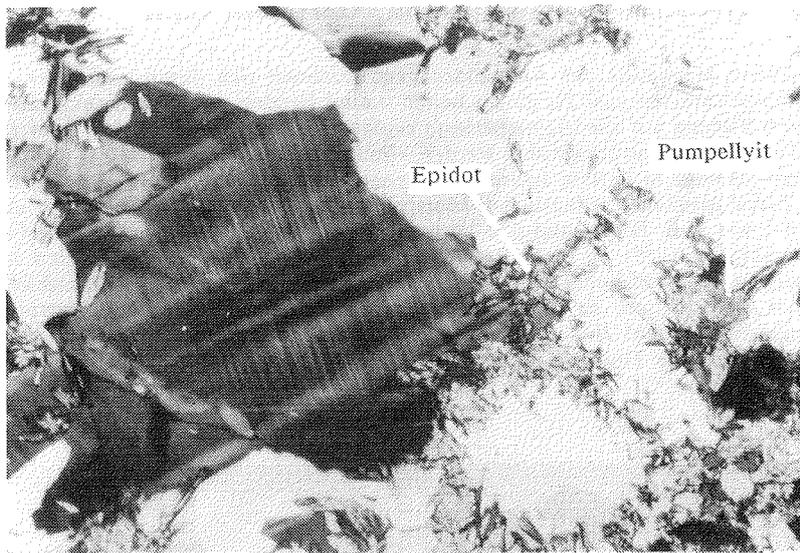


Abb. 37: Pumpellyit und Epidot mit Quarzkorn, das Deformationslamellen und Deformationsbänder zeigt. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand =2,5 mm.

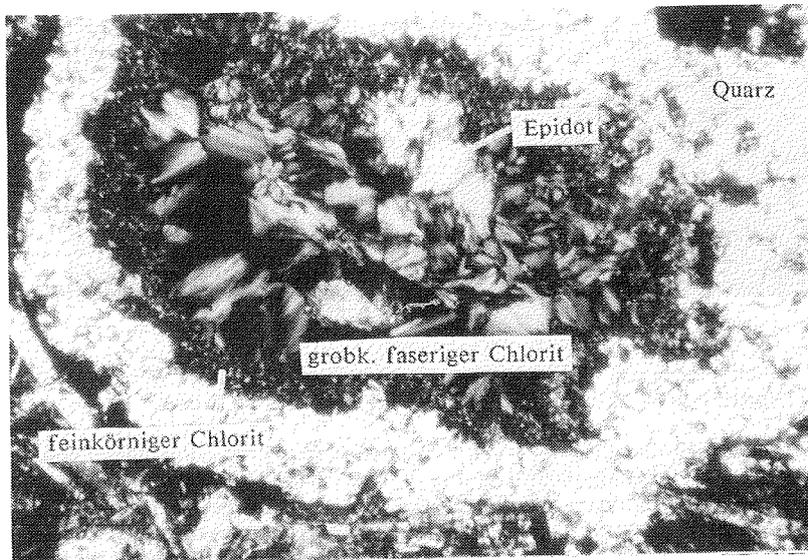


Abb. 38: Abscheidungsfolge in einem Vesicle: 1. Quarz; 2. feinkörniger Chlorit; 3. grobkörniger, faseriger Chlorit; 4. Epidot. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand =2,5 mm.

II 2.3.1.3 Erzmineralisationen: magmatische und sekundäre Phasen.

Die proterozoischen Magmatite des Ahlmannryggens zeichnen sich durch eine hohe Vielfalt in ihren Erzmineralisationen aus. Zu einem hohen Anteil handelt es sich um sekundär gebildete Erze, deren Bildung auf niedrigtemperierte regionalmetamorphe Ereignisse oder autohydrothermale Umwandlung zurückgeführt werden könnte. Bei den Mineralisationen handelt es sich zumeist um Hämatit in extrem hohen Volumenanteilen und untergeordnet neugebildeten Magnetit als Zerfallsprodukte silikatischer Mineralphasen. Daneben können sulfidische Minerale auftreten, wie z. B. Bornit und Chalkopyrit und deren niedrigtemperierte Zerfallsprodukte, hier Digenit (Abb. 39). In einer Reihe von proterozoischen Vorkommen sind magmatische Erzmineralphasen vollständig oder reliktsch erhalten, insbesondere in Bereichen geringer tektonischer Deformation. Es handelt sich um Titanomagnetit, Chromit, Pyrrhotin mit Pentlanditmischungen und Ilmenit. So wurden in einigen Lavaflores der Straumnsnutane Region reliktsch erhaltene Titanomagnetite der Hochtemperaturoxidationsstufe 2-3 identifi-

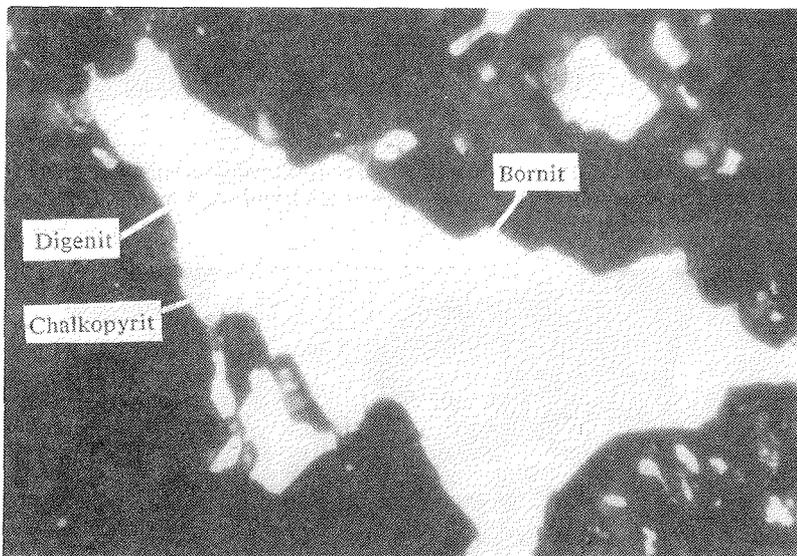


Abb. 39: Hochtemperierte (magmatische) Sulfidmineralisationen werden randlich von Digenit ersetzt. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand = 0,2 mm.

ziert (Abb. 40). Die beginnende oder auch fortgeschrittene Zersetzung der Titanomagnetite ist auf Martitisierung und Maghemitisierung zurückzuführen, die als autohydrothermale Umwandlungsprodukte zu verstehen sind. Gleiches gilt für vereinzelte Vorkommen der Borg Massiv Intrusiva (Abb. 41) und für den Sill des Boreas Nunataks. Hier können Titanomagnetite auch als Einsprenglingsphasen auftreten und in Lagen angereichert sein, so daß ähnliche in situ Differentiationsmechanismen wie bei den silikatischen Mineralen gefolgert werden müssen (vgl. Kap. II 2. 3.1.1). Die vielfach identifizierten Pyrrhotine mit Pentlandit-mischungen werden als Hochtemperaturbildungen bei $T > 500^{\circ}\text{C}$ - 600°C interpretiert (RAMDOHR 1975).

Besonders auffällig sind idiomorphe, z. T. völlig frische Magnetite z. T. mit Ilmeniteinzelkörnern in einigen proterozoischen Dikes,

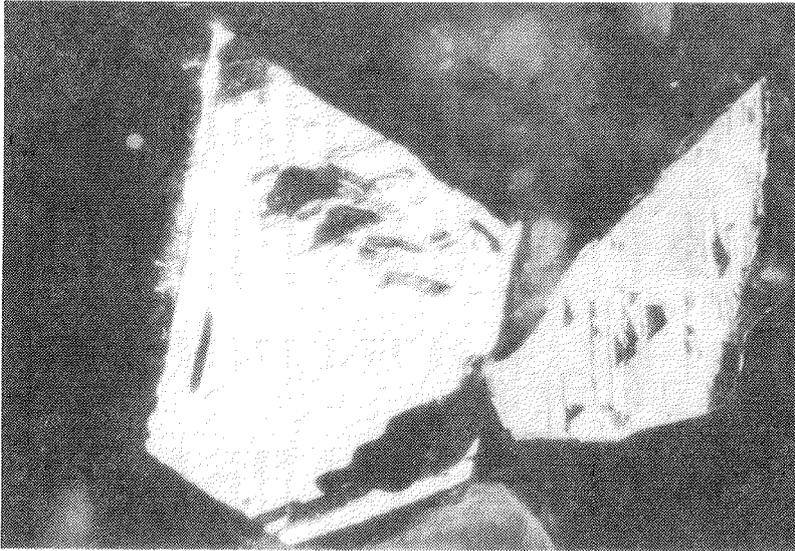


Abb. 40: Martitisierter Titanomagnetit, teilweise erhalten mit Ilmenitentmischung (Trellis-Typ). Randlich ist Hämatit zu erkennen (rote Innenreflexe). Nicols gekreuzt; unterer Bildrand =0,2 mm.

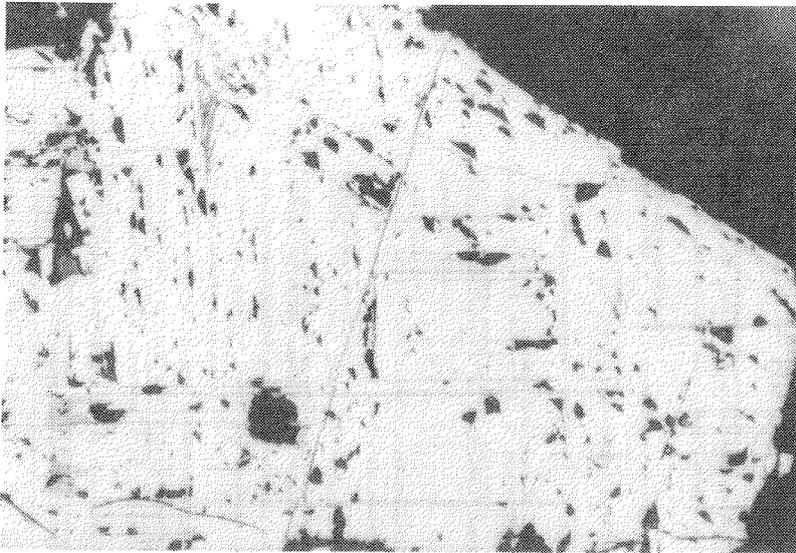


Abb. 41: Alterierter Magnetit mit Ilmenitentmischungslamellen. Trellis-Typ: Hochtemperaturoxidationsklasse 2. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand =0,55 mm.

Insbesondere in Vorkommen mit hydrothermalen, silikatischen Neubildungen wie grüner Hornblende und Feldspat (beobachtet in einigen Borg Massiv Intrusiva in Kontaktnähe zum proterozoischen Sedimentgestein) ist eine Titanisierung von Ilmenit zu beobachten. Diese Titanisierung ist nach ADE-HALL (1971) auf nachfolgende Aufheizung mit $T > 250^{\circ}\text{C}$ zurückzuführen. Andererseits führt RÖSLER (1980) die beobachtete Paragenese Titanit + grüne Hornblende + Feldspat auf autohydrothermale Alteration unter Zufuhr von Wasser und nicht auf eine Aufheizung als Folge einer Regionalmetamorphose zurück. Zusammenfassend dargestellt sind die Ergebnisse der erzpetrographischen Untersuchungen in Tabelle 10.

Tabelle 10: Erzmineraleisitionen in Proterozoischen Vorkommen

Aufschlußnr. / Probennr.	Lokalität	Vorkommen	Erz	d (µm)	Vol%	M	G	H	Kox	Bemerkung
A1/SK37	Snokkallen	Flow	Hämatit	<1-50	7-10				+++	2 Magnetit (Trellis-Typ) völlig in Hämatit überführt; Pseudomorphosen nach Hämatit; Ilmenit in Hämatit und Rutil umgewandelt; Ilmenitreste
A2/SK32	Snokkallen	Flow	Hämatit	<1	20				+++	2-3 Pseudomorphosen nach Hämatit, keine Primärerze, ehemalige Trellis-Typ-Magnetite
A3/SK36	Snokkallen	Flow	Ti-Magnetit	20-180	1				+++	2-3 Trellis-Typ-Magnetite, Magnetit z. T. martitisiert, viel Hämatit (Spekularit), Ilmenit - Rutil, Hämatit, reliktischer erhaltener Titanomagnetit, Magnetit, CuS, Cu ₂ S, Bornit, Magnetitneubildung
A4/SK41	Snokkallen	Flow	Hämatit	<1-5	7-15				+++	2-3 Primärerze zersetzt; Fe-Cu-Kies, Magnetitneubildung
A5/SN106	Snobjeringa	Flow	Hämatit	<1	<1				+++	2-3 Fe-Cu-Kies, Primärerze zersetzt
A6/SN152	Snobjeringa	Flow	Hämatit	<1	<1				+++	2-3 Feine Hämatitbestäubung, keine Primärerze mehr vorhanden
A9/SN175	Boten	Flow	Hämatit	<1	5				+++	2-3 Magnetit reliktisch erhalten (Trellis-Typ), Cu-Kies, Pyrit, reliktische Ilmenitkerne, Ilmenit randlich in Titanit überführt
A15/820-234	Nunatak 820	Flow	Magnetit	<1	<1				+++	2-3 Magnetit martitisiert, Ti-Magnetit reliktisch erhalten (Trellis-Typ), relativ viel Ilmenit und Hämatit
A17/SN168	Snobjeringa	Flow	Ti-Magnetit	20-150	1				++	2-3 Magnetit martitisiert, keine Hämatitbestäubung
A20/SK55	Snokkallen	Flow	Hämatit	<1	2-3				+++	- Magnetit (Trellis-Typ) zersetzt, Ilmenit randlich in Titanit überführt, Cu-Kies
A21/SK60	Snokkallen	Dyke	Magnetit	80-150	<1				++	2-3 Magnetit (Trellis-Typ) zersetzt, Ilmenit randlich in Titanit überführt, Cu-Kies
A27/SK85	Snokkallen	Flow	Hämatit	<1-5	10				+++	2-3 Primärerze zersetzt
A29/SK98	Snokkallen	Flow	Magnetit						++	2-3 Trellis-Typ-Magnetite, z. T. martitisiert, reliktisch erhalten, z. T. auf fallend wenig Magnetit, z. T. martitisiert, Ilmeniteinzelkerne; Ilmenit randlich in Titanit überführt, Martitit, FeS, Cu-Kies, Olivin spinell in Magnetit
A30/1285-267	Nunatak 1285	Berg-Massiv-Interruktion	Magnetit	<1-100	1				++	2-3 Ti-Magnetiteinpräglinge, Trellis-Typ, reliktischer Magnetit, viel Cu-Kies
A31/XT1	Borcas	Sill	Ti-Magnetit	120-1000	1				++	2-3 Magnetit: Trellis-Typ und Sandwich-Typ, Ilmenit randlich in Rutil und Titanit überführt
A32/GC293	Grumelogna	Berg-Massiv-Interruktion	Magnetit	40-500	<1				+	2 Titanit überführt
A33/GC277	Grumelogna	Gabbrolder Dyke	Magnetit	20-200	1					2-3 Ti-Magnetit z. T. mit Chromitkern; separater Ilmenit; Cu-Kies, FeS, Magnetit-Pentlandit
A39/RO317	Robertakollen	Sill	Magnetit	<1-10	<1					3 Sandwich-Typ-Magnetit, viel Ilmenit, Cu-Kies, Bornit, Chromit
A39/RO318	Robertakollen	Gabbrolder Dyke	Magnetit	10-80	2					1-2 Magnetit und Ilmenit, selten zum Sandwich-Typ verwechseln, wenig Ilmenit, Chromit, Magnetit-Pentlandit
M40/PA119	Fasettfjället	Sill	Magnetit	20-50	<1				++	2-3 (Trellis-Typ-Magnetite, z. T. in Magnetit überführt, wenig Ilmenit, Titanit, Cu-Kies, Titanit
A40/PA120	Fasettfjället	Sill	Magnetit	<1	<1					Res in FeS ₂ überführt, Chromit mit feinem Magnetitrand, Hämatit

Kox: Hochtemperaturoxidationsstufe des Magnetits
 M: Magnetit
 G: Granulit
 H: Hydrothermale Zersetzung
 Z: sehr selten oder nicht zersetzt (Zrisches Gestein)

+ : leicht zersetzt
 ++ : fortgeschrittene Zersetzung
 +++: völlige Umwandlung, die zur Zerstörung des Primärmasse führen kann.
 Erzmineralebestand führen kann.

II 2.3.2 Mesozoische Vorkommen.

II 2.3.2.1 Gesteinsbildende Minerale: magmatischer Silikatmineralbestand und Alterationsprodukte.

Mesozoische Dolerite treten im Ahlmannryggen nur in Form von hypabyssischen Dikes auf. Ihre silikatischen Komponenten bestehen im wesentlichen aus Plagioklas (An-Gehalt 30-50 Mol%) und Klinopyroxen. Plagioklase mit der Zusammensetzung des Labradorits wurden ebenfalls beobachtet. Klinopyroxen kommt als Augit vor und kann nur in Ausnahmen einen höheren Gesamtvolumenanteil am Gestein erreichen als Plagioklas. Vereinzelt kann Klinopyroxen von einem Saum brauner Hornblende umgeben sein. Olivin und Orthopyroxen treten mit einem Volumenanteil von ca. 10% auf, in Ausnahmen bis zu 20%. Sie schwimmen als separate Einsprenglinge in einer ausgesprochen feinkörnigen, equigranularen Grundmasse aus einem subophitischen Plagioklas-Klinopyroxengemenge. In Zwickeln und im unmittelbaren Kontakt zum Nebengestein kann glasige Grundmasse hinzukommen. Vereinzelt wurden auch Klinopyroxenglomerophyre oder Klinopyroxeneinkristalle als Einsprenglinge identifiziert. Bei Auftreten von porphyrischem Klinopyroxen treten Olivin und Orthopyroxen deutlich in den Hintergrund oder verschwinden völlig. Einsprenglinge von Klinopyroxeneinkristallen sind meist gekennzeichnet durch eine an Olivin angereicherte Kernzone. Ihre Randbereiche weisen durch vermehrten Einbau von Fe und Ti einen braunroten Saum auf (Abb. 42).

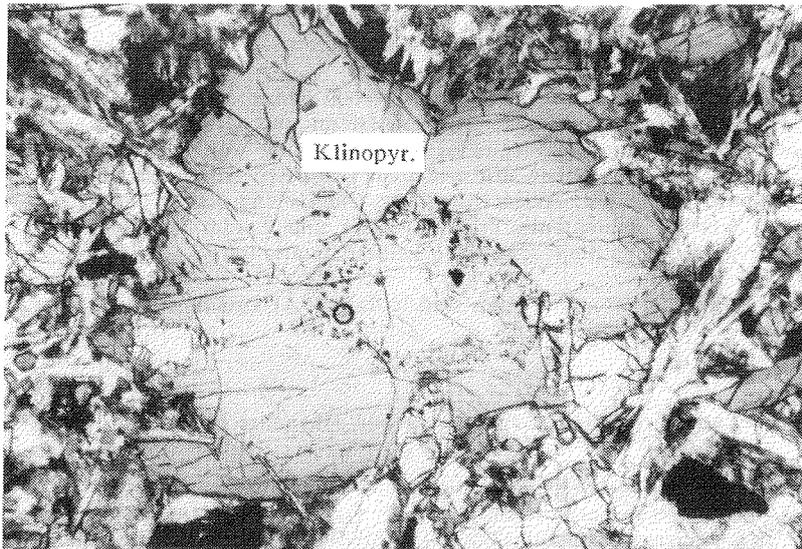


Abb. 42: Klinopyroxeneinsprengling: Augit ummantelt von Ti-Augit. Kernzone mit Olivineinschlüssen, die in der kristallographischen Orientierung des Wirts eingeschlossen sind. Nicols parallel; unterer Bildrand =6 mm.

Proben aus mesozoischen Dikes von Sverdrupfjella (Vendekotten, Jutulrora, Bratskarvet) weisen keinen wesentlichen Unterschied im magmatischen Silikatmineralgehalt auf. Unterschiede bestehen lediglich im Gefüge. Die Proben zeichnen sich durch eine equigranulare Grobkörnigkeit in der Grundmasse mit Einsprenglingen von Olivin aus, der meist zu Glomerophyren zusammengeballt ist. Äußerst selten wurden Einsprenglinge von Orthopyroxen und Klinopyroxen beobachtet. Ein wesentliches Merkmal ist, daß sich Olivin in der Grundmasse findet. Plagioklas, der nicht als Einsprenglingsphase auftritt, stellt zusammen mit Klinopyroxen den überwiegenden Teil der Grundmasse.

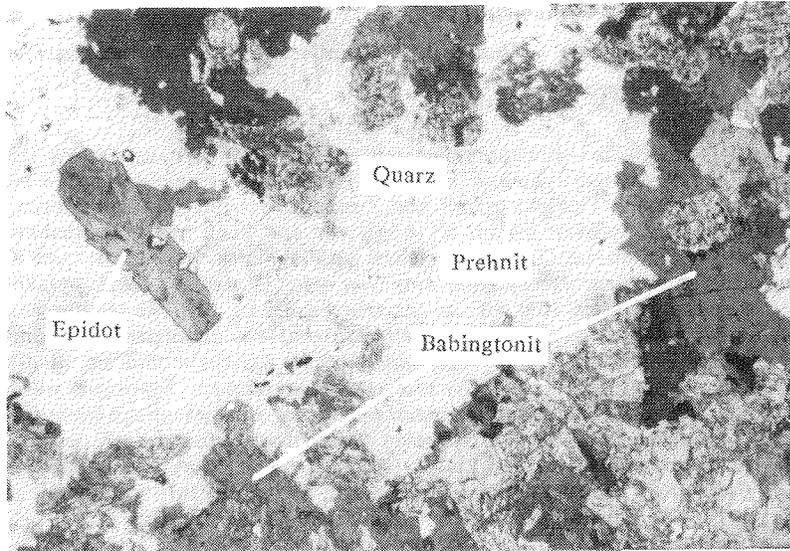


Abb. 43: Sekundärmineralisationen in einem Xenolith: Babingtonit, Prehnit, Quarz, Epidot. Nicols parallel; unterer Bildrand = 6 mm.

Vergrünungseffekte äußern sich in den mesozoischen Dikes des Ahlmannryggen durch leichte Serpentinisierung und Chloritisierung von Olivin und Orthopyroxen sowie in einer leichten zonaren Auslöschung des Plagioklas als Folge einer von außen nach innen fortschreitenden Albitisierung. In Proben mit erhöhtem Glasanteil wurde eine leichte Devitrifizierung mit Bildung von Epidot, Aktinolithnadeln, Chlorit und Kalzit festgestellt. In einem Sedimentxenolith wurden Babingtonit, Prehnit, Quarz und Epidot nachgewiesen (Abb. 43). Die Proben aus Sverdrupfjella hingegen zeigen keine Alterationseffekte.

Die silikatpetrographischen Charakteristika sind in Tabelle 11 zusammenfassend dargestellt.

II 2.3.2.2 Erzmineralegehalt: magmatische und sekundäre Phasen.

Die Erzmineralegehalte der mesozoischen Dikes vom Ahlmannryggen und von Sverdrupfjella weisen keine signifikanten Variationen auf. Die Komponenten bestehen aus euhedralem Magnetit der Hochtemperaturoxidationsklasse 1 (Abb. 44), seltener 2-3. Dazu kommen Chromit, Pyrrhotin-Pentlandit, Ilmenit und Chalkopyrit. In Proben vom Ahlmannryggen wurde bei Zerfall von Olivin und Orthopyroxen eine leichte Erhöhung der Hämatitkonzentration festgestellt. Nur sehr selten wurde eine leichte Maghemitisierung des Titanomagnetits beobachtet (Abb. 45). Zusammenfassend sind die Ergebnisse in Tabelle 12 dargestellt.

Tabelle 11: Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an mesozoischen Dikes aus dem Ahlmannryggen und Sverdrupfjella:

	Dikes Ahlmannryggen	Dikes Sverdrupfjella
<u>Alteration</u>	X	-
<u>Porphyrischer Flag.</u>	-	-
Modalbestand An-Gehalt (Mol%) Serizitisierung alteriert zu:		
Serizit		
Chlorit		
Pumpellyit		
Leukoxen		
Prehnit		
Kalzit		
Epidot		
Einschlüsse		
Verwachsungen		
<u>Grundmasse- plagioklas</u>	X	X
Modalbestand An-Gehalt (Mol%)	0-30 Vol% 30-50 Mol%	20-30 Vol% 30-60 Mol%
Serizitisierung alteriert zu:	±	-
Serizit		
Chlorit		
Pumpellyit		
Leukoxen		
Prehnit		
Kalzit		
Epidot		
Einschlüsse	-	
Verwachsungen	-	
<u>Klinopyroxen</u>	X	X
Modalbestand Einsprenglinge	max. 70 Vol% X	max. 35 Vol% ±
Matrix Verwachsungen alteriert zu:	Augit X -	Augit
Einschlüsse	-	Olivin
<u>Orthopyroxen</u>	X	±
Modalbestand alteriert zu:	5-10 Vol% leichte Serpentinisierung	0-5 Vol% leichte Serpentinisierung
<u>Olivin</u>	X	X
Modalbestand alteriert zu:	5-10 Vol% leicht serpentinisiert	10-25 Vol% -
<u>Opakmineralisation</u>	Magnetit, Spinell, Pyrit, Pyrrhotin	Magnetit, Chromit, Pyrit, Pyrrhotin, Ulvospinell
Modalbestand	5-10 Vol%	5-15 Vol%
<u>Matrix</u>	Glas mit nadeligem Aktinolith, Plagioklas, Klinopyroxen	Olivin, Plagioklas, Klinopyroxen
alteriert zu:	leicht chloritisiert devitrifiziert	-
<u>Gefüge</u>	porphyrisch, extrem feinkörnige, z. T. glasige Grundmasse (intersertal)	porphyrisch, grob- körnig ophitische bis subophitische Matrix

x - xxxxx: zunehmende Intensität

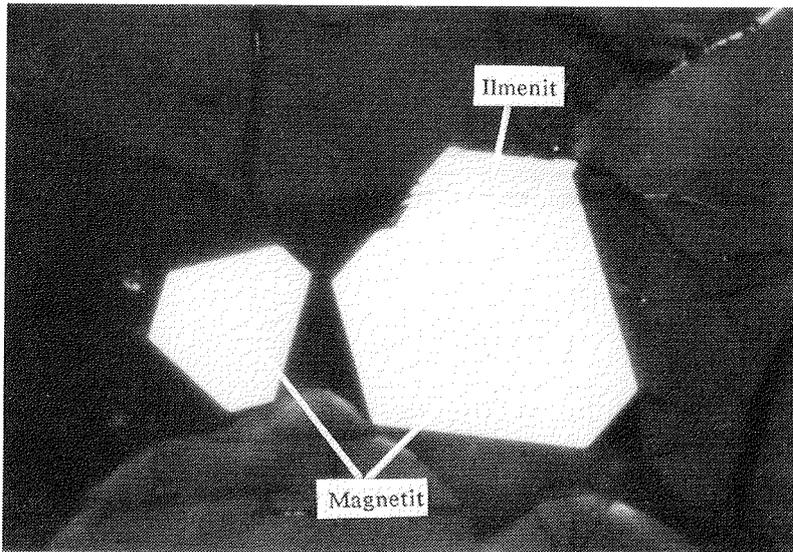


Abb. 44: Idiomorpher Magnetit mit Ilmeniteinzelkorn Hochtemperaturoxidationsklasse 1. Nicols gekreuzt; unterer Bildrand =0,2 mm.

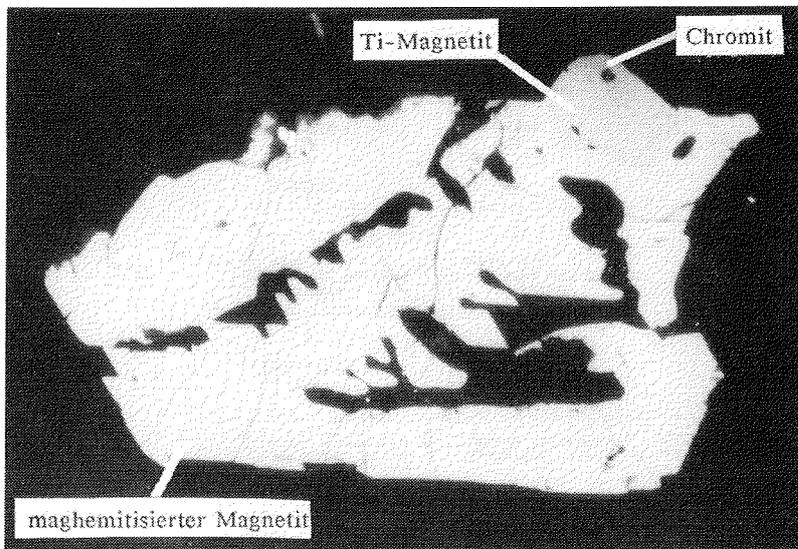


Abb. 45: Chromitkern mit Titanomagnetithülle. Als Wirt fungiert leicht maghemitisierter Magnetit. Kleine Einzelkörner von Pyrrhotin. Nicols parallel; unterer Bildrand =1,2 mm.

Tabelle 12: Erzmineralisationen in mesozoischen Vorkommen

Tab. 12 Erzmineralisationen in mesozoischen Vorkommen

Aufschlußnr./ Probennr.	Lokalität	Vorkommen	Erz	d (µm)	Vol%	M	G	H	M _{OX}	Bemerkung
A5/SN108	Snökjeringa	Dyke	Magnetit	5-50	7	+			1	Separater idiomorpher Magnetit, Ilmenit, Magnetite z. T. mit Chromitkern, FeS ₂
A7/SN136	Snökjeringa	Dyke	Magnetit	10-50	1-2	+			1	viel Ilmenit, Cu-Kies, FeS ₂
A14/820 222	Nunatak 820	Dyke	Magnetit	80-150	1			+	2-3	Trellis-Typ-Magnetit, Magnetit zersetzt, Ilmenit randlich in Titanit umgewandelt
A18/Ut248	Utkikken	Dyke	Magnetit	1-50	1	+			1	Magnetit z. T. mit Chromitkern, nadeliger Ilmenit, FeS ₂ , FeS, Cu-Kies
A19/SK50	Snökallen	Dyke	Magnetit	1-70	4	+			1	Ilmenit, Cu-Kies
A22/SK63	Snökallen	Dyke	Magnetit Ti-Magnetit	<1-10	1				1	Magnetit z. T. mit Chromitkern, Magnetkies-Pentlandit, Ilmenit, Pyrit
A23/SK75	Snökallen	Dyke	Magnetit	<1-50	<1				2-3	Magnetit z. T. mit Chromitkern, skelettartig mit Ilmenit verwachsen, ±Hämatit, ±Pyrit
A24/SK77	Snökallen	Dyke	Magnetit	5-10	3			++	2-3	Sandwich-Typ, Magnetite, Ilmenit leicht titanisiert, Cu-Kies, ±Hämatit
A25/Tr249	Trollkjellpiggen	Dyke	Magnetit	<1-70	1				1	Magnetit z. T. mit Chromitkern, FeS-Pentlandit, Cu-Kies
A26/Tr255	Trollkjellpiggen	Dyke	Magnetit	<1-20	3				1	Magnetit z. T. mit Chromitkern, FeS-Pentlandit, Cu-Kies
A28/SK91	Snökallen	Dyke	Magnetit	1-50	3-5				4	transitional-Typ, Magnetite, Cu-Kies, FeS
A32/Gr294	Grunehogna	Dyke	Magnetit	1-50	<1	±				Magnetit z. T. mit Chromitkern, Ilmenit stark vorherrschend FeS, Cu-Kies, Pyrit
A41/Ve322	Vendekotten (Sverdrupfjella)	Dyke	Ti-Magnetit Magnetit	10-200	1-2	+				Ti-Magnetit-Einzelkörner, Magnetite z. T. mit Chromitkern, Ilmenit, Maghemit, Cu-Kies
A43/Br326	Bratskarvet (Sverdrupfjella)	Dyke	Ti-Magnetit	10-50	1	+				Chromitreich, Cu-Kies
A44/Sv327	Sverdrupfjella	Dyke	Magnetit	1-50	1	+				Ilmenit, Chromit, FeS ₂

M_{OX}: Hochtemperaturoxidationsstufe des Magnetits
M : Maghemitisierung
G : Granuliert
H : Hydrothermale Zersetzung
± : sehr schwach oder nicht zersetzt (frisches Gestein)

+ : leicht zersetzt
++ : fortschreitende Zersetzung
+++ : völlige Umwandlung, die zur Zerstörung des primärmagmatischen Erzmineralbestandes führen kann.

II 2.4 Zusammenfassender Überblick.

Die magmatischen Abfolgen in N Vestfjella bestehen aus porphyrischen Basalten mit Intrusionen basaltischer Dikes und Sills. Bei den Flows wird eine Entwicklung von mafisch nach intermediär deutlich, wobei sich diese Entwicklung nicht in der stratigraphischen Abfolge innerhalb der Stapel abbildet. Es bestehen keine wesentlichen Unterschiede im magmatischen Mineralbestand zwischen den Lavaflows sowie Dikes und Sills. Lediglich ein Dike vom Basen-Hochplateau fällt aus dem üblichen Rahmen. Insgesamt kann eine mineralogische Zuordnung zu der Gruppe der Tholeiite (nach HUGHES 1982) erfolgen. Dabei muß verifiziert sein:

- Präsenz von Klinopyroxen und Orthopyroxen,
- oder: Präsenz eines (dann Ca-ärmeren) Klinopyroxens,
- sowie: Fehlen von Olivin in der Grundmasse.

Eine durchgreifende Alteration, die nur die Laven erfaßt hat und zur Bildung auffälliger Sekundärmineralisationen geführt hat, ist nach den Ergebnissen der mikrothermometrischen Untersuchungen auf autohydrothermale Prozesse unter Mitwirkung meteorischer Wässer bei Temperaturen um maximal 300°C zurückzuführen und nicht auf eine Regionalmetamorphose. Während die Erzmineralephasen der Dikes und Sills nicht oder nur hochtemperiert verändert wurden (vereinzelte Pseudobrookit-Bildung aus Magnetit bei Temperaturen um 850°C unter Einwirkung vulkanischer Gase) sind die Erze der Lavaflows als Folge der autohydrothermalen Alteration völlig zersetzt oder nur noch reliktsch vorhanden. In einigen Lavaflows wurden maghemitisierte und martitisierte Magnetite beobachtet, in denen Magnetit zu höheren Anteilen erhalten sein kann.

Als einziges magmatisches Erzmineral hat sich Chromit als resistent gegen Alterationsprozesse erwiesen.

Die nachgewiesenen Gehalte an CH₄ in den Sekundärmineralisationen und erhöhte Sulfidanteile in Partien einiger Laven weisen auf schwefelartige Kohleschiefer hin. Es kann davon ausgegangen werden, daß sich die permische Sedimentfolge des Fossilryggens unter den Laven von Plogen und Basen fortsetzt und seitlich hereinströmende meteorische Wässer die Ursache der starken Hydratation ist. Daher sind die Lavaflows, Dikes und Sills als postpermisch einzustufen.

Die Sekundärparagenesen weisen insgesamt auf eine Überlagerungsmächtigkeit von maximal 1900 m und einen erhöhten geothermischen Gradienten bei ihrer Bildung hin. Im Fossilryggen liegen die permischen Sedimentfolgen in 730 m über N.N. aufgeschlossen. Am Basen und Plogen treten keine permischen Sedimente auf, und die Basis der anstehenden Vulkanitstapel liegt hier bei 300 m über N.N. Es ist deshalb anzunehmen, daß der NE-SW verlaufende Vulkanitzug des N Vestfjella an einer ebenso verlaufenden Störungszone gegenüber dem Fossilryggen um mindestens 300 m abgesunken ist. Unter Berücksichtigung der maximal aufgeschlossenen Wandhöhe am Plogen von 600 m ergibt sich bei der Aufsummierung der Höhenunterschiede und der maximalen Überlagerung, die für die Bildung der nachgewiesenen Sekundärmineralparagenesen erforderlich ist, eine ursprüngliche Maximalmächtigkeit des Vulkanitstapels von etwa 3000 m.

Die proterozoischen Effusiv- und Intrusivkomplexe des Ahlmannryggens bestehen aus ultrabasischen bis intermediären porphyrischen, zum überwiegenden Teil blasenreichen Magmatiten. Ihre z. T. ausgeprägte Alteration ist einerseits auf autohydrothermale Hydratation, andererseits auf eine tektonothermale Überprägung zurückzuführen. Die Borg Massiv Intrusiva zeichnen sich im Kontakt zum umgebenden proterozoischen Sedimentgestein durch intensive in situ Assimilation von Sedimentmaterial aus. Diese Assimilation kann zusammen mit einer in situ Differentiation zu einer quarzdioritischen, quarzmonzonitischen oder auch granodioritischen Zusammensetzung führen. In den Kontaktzonen führt die autohydrothermale Alteration unter Wassereinwirkung zur Bildung von Mineralparagenesen (separater allotriomorpher Quarz, Feldspat, grüne Hornblende und Titanit), die Alterationstemperaturen von 250°-300°C belegen.

In Bereichen geringer tektonischer Durchbewegung und relativ großer räumlicher Entfernung von Sedimentabfolgen sind magmatische Silikat- und Erzmineralphasen vollständig erhalten oder nur leicht verdrängt. Bei kräftiger tektonischer Durchbewegung hingegen können magmatische Mineralphasen vollständig verdrängt und von synkinematisch gesproßten Phyllosilikaten und Sekundärerzen ersetzt sein.

Die mesozoischen Dikes des Ahlmannryggen und Sverdrupfjella sind ausnahmslos gering vergrünt. Ihre magmatischen Silikat- und Erzmineralisationen sind in der Regel vollständig erhalten und nahezu identisch. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung handelt es sich um Tholeiite und untergeordnet Alkalibasalte (entsprechend der Definition von HUGHES (1982)). In ihrem Gefüge sind jedoch wesentliche Unterschiede zu beobachten; während die Dikes des Ahlmannryggen im wesentlichen ein porphyrisches Gefüge zeigen, sind die Dole-rite von Sverdrupfjella durch ein grobkörnig equigranulares Gefüge gekennzeichnet.

II 3. Geochemische Untersuchungen.
II 3.1 Methodik.
II 3.1.1 Probennahme und -aufbereitung.

Um Aussagen über Magmengengese und -entwicklung treffen zu können, ist es erforderlich, eine möglichst detaillierte Aufnahme des Stoffbestandes durchzuführen. Soweit es die logistischen Möglichkeiten beider Expeditionen zuließen, wurde ein möglichst enges Probenraster gelegt. Trotz beschränkter Transportkapazität (Helikoptertransport etc.) lag die Probenmenge mit wenigen Ausnahmen über 1 kg. Bei der Probennahme wurden Bereiche, die starke stoffliche Heterogenität aufgrund der in situ Differentiation vermuten ließen, möglichst gemieden. Ebenso wurden Xenolith-führende Bereiche gemieden. Es wurden nur Proben für die geochemischen Untersuchungen zugelassen, die einen möglichst geringen Alterationsgrad aufwiesen. Für die chemischen Analysen wurde das Material in mehreren Arbeitsgängen aufbereitet:

- Abtrennung der Verwitterungskruste.
- Grobzerkleinerung mittels Backenbrecher.
- Korundscheibenschwingmühle.
- Verringerung des Probenvolumens mittels Probenteiler (Kunststoff).
- Feinaufmahlung in Korundscheibenschwingmühle.
- Erstellung von Glastabletten und Pulverpreßtabletten.

II 3.1.2 Analysemethoden.

Die geochemischen Analysen wurden im Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Gießen angefertigt. Sieben Analysen wurden im Institut für Angewandte Lagerstättenforschung der RWTH Aachen erstellt und freundlicherweise zur Ergänzung der geochemischen Daten zur Verfügung gestellt. Diese sieben Analysedaten werden in die folgende Fehlerbeurteilung nicht miteinbezogen. Insgesamt wurden an 80 Proben neben den Hauptkomponenten die Neben- und Spurenelementanteile quantitativ bestimmt. Zusätzlich wurden an 35 ausgewählten Proben die Elemente La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Yb und Lu analysiert. Alle angewendeten Untersuchungsmethoden sind in Tab. 13 aufgeführt. Variationen in den Elementkonzentrationen, die auf Alterationseffekte zurückzuführen sind, wurde mittels Analysen von zwei stark überprägten Proben nachgegangen. Vergleiche zu weniger stark alterierten Proben aus ihrer unmittelbaren Nachbarschaft lassen Aussagen über die Mobilität bzw. Immobilität bestimmter Elemente zu.

Tabelle 13: Untersuchungsmethoden zur Bestimmung der Haupt-, Neben- und Spurenbestandteile. Verwendete Standards: Laborstandards, DR-N; BM; BE-N, AGV; GXR (GOVINDARAJU 1984). RFA: Matrixflußkorrektur mittels Korrekturfaktoren (DE JONGH 1973). Geräte: PW 1450 und PW 1400 (Philips). Naßanalysen nach HERRMANN (1975). Titrimetrische Bestimmung nach Karl Fischer (vgl. LINDNER & RUDERT 1969).

Elemente	Methode	Bemerkung
Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	Röntgenfluoreszenz- Spektralanalyse (RFA)	Messung an Glastabletten gegen Eichkurven internationaler Referenzgesteine
FeO	naßanalytisch	
H ₂ O	titrimetrisch	
CO ₂	IR-Spektrometrie	Messung mit Kohlenstoff- Schwefel-Automat CSA
Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th	RFA	
Lanthaniden	Atomemissions- spektroskopie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP)	Messung an Pulverpreßtabletten gegen Eichkurven internationaler Referenzgesteine

II 3.1.3 Reproduzierbarkeit und Richtigkeit.

Die Qualität der Analysen wird nach der Reproduzierbarkeit und Genauigkeit beurteilt. Die klassische Berechnung der Reproduzierbarkeit aus Mehrfachbestimmungen derselben Probe ($n \geq 20$) wird nach der Formel

$$S = \pm \frac{\sum_{i=1}^n (x - x_i)}{n-1}$$

berechnet. Bei den in dieser Arbeit vorgestellten Analysen wurde keine genügend große Anzahl von Mehrfachbestimmungen erstellt. Daher wurde die Reproduzierbarkeit mit der Formel

$$S = \pm \sqrt{\frac{\sum (\Delta)^2}{N}} \quad \wedge \quad \Delta = |x_1 - x_2|$$

bestimmt. Hierzu wurden die Doppelbestimmungen von $N=20$ einander ähnlicher Proben benutzt.

Zur Ermittlung der Genauigkeit analytischer Daten wurden internationale Referenzgesteine herangezogen. Die Abweichungen zwischen gemessenen und empfohlenen Werten vermitteln einen Eindruck von der Güte der Analysen. In Tabelle 14 sind Reproduzierbarkeit (S_{rel}) und Genauigkeit gegenüber fünf internationalen Referenzgesteinen (DR-N, BM, BE-N, AGV, GXR, nach GOVINDARAJU 1984) und einem laborinternen Standard ("Albtalgranit" für Lanthanoide) angegeben.

Tabelle 14: Reproduzierbarkeit und Richtigkeit der Analysemethoden.

	x	S _{abs}	S _{rel}	n	DR-N (%rel)	BM (%rel)	BE-N (%rel)	AGV (%rel)	GXR (%rel)
SiO ₂	50,09	0,141	0,3	20	0,86	0,87		0,59	
TiO ₂	1,61	0,0003	0,02	20	3,03	1,8		0,2	
Al ₂ O ₃	14,09	0,0896	0,64	20	1,5	0,55		0,87	
Fe ₂ O ₃	12,7	0,0102	0,08	20	0,4	1,2		0,66	
MnO	0,16	0,0001	0,03	20	0,0	1,4		0,5	
MgO	5,63	0,0101	0,2	20	3,4	1,2		3,9	
CaO	8,85	0,0033	0,04	20	2,2	1,7		3,8	
Na ₂ O	0,26	0,0051	0,2	20	1,1	5,5		1,6	
K ₂ O	0,69	0,0001	0,014	20	1,06	1,03		0,72	
P ₂ O ₅	0,15	0,0002	0,13	20	1,0	1,14		0,78	
Cr					0	17	5		
Co					3	38	0		
Ni					6	7	1		3
Cu					10	27	7		9
Zn					1	7	2		17
Ga					5	13	6		
Rb	Keine Angaben wegen fehlender Doppelbestimmung				1	50			
Sr					2	4			
Y					10	6			
Zr					2	10			
Nb					2				
Pb					0	5	7	3	
Th					20	0	9	28	

Laborstandard "Albtalgranit" des Gießener Labors

La	41,0	3,0	7,3	28
Ce	88,0	6,0	6,8	28
Pr	9,0	1,0	11,1	17
Nd	35,0	3,0	8,6	28
Sm	7,4	0,4	5,4	27
Eu	0,96	0,06	6,25	26
Gd	4,8	0,5	10,4	25
Tb	0,65	0,17	26,2	18
Dy	4,0	0,3	7,5	26
Ho	0,48	0,09	18,75	28
Er	1,7	0,14	8,2	25
Tm	0,19	0,04	21,1	16
Yb	1,8	0,14	7,7	27
Lu	0,24	0,02	8,3	26

x : Mittelwert (Gew.% bzw. ppm) ähnlicher Proben bzw. Laborstandard.

S_{abs} : Standardabweichung, absolut.

S_{rel} : Standardabweichung, relativ.

n : Anzahl der Mehrfachanalysen.

Für die Hauptkomponenten ergibt sich eine sehr gute Reproduzierbarkeit von <1%. Für die Spurenelemente Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, und Th können wegen nicht durchgeführter Doppelbestimmungen keine Angaben über die Reproduzierbarkeit gemacht werden. Die Lanthanoide wurden aus ARETZ (1986, Tab. 11.14) übernommen und in Tabelle 14 mitaufgenommen. Die Genauigkeit ist mit <4% bei den Hauptelementen ebenfalls sehr befriedigend. Ähnliches gilt für die Spurenelementbestimmungen mit Ausnahme von Co, Cu, Rb und Cr in BM, Zn in GXR, Th in DR-N und AGV (liegen z. T. unter der Nachweisgrenze).

II 3.1.4 Mobile und immobile Elemente; Auswahl der Diagrammdarstellung.

Die Einflüsse der zum Teil sehr intensiven Alteration auf die Elementkonzentrationen wurden mittels Analysen von zwei stark vergrünten Proben im Vergleich zu weniger stark alterierten Proben aus ihrer unmittelbaren Nachbarschaft überprüft. Damit lassen sich Rückschlüsse über die Mobilität bzw. Immobilität der einzelnen Elemente gewinnen. Bei den mesozoischen Dikes werden aufgrund ihrer geringen Alteration keine sekundären Konzentrationsverzerrungen erwartet; daher ist ihre Einbeziehung in die folgende Betrachtung nicht erforderlich.

Tabelle 15: Mobile und immobile Elemente.

	Ahlmannryggen Präkamb. Vorkommen		Vestfjella Lavaflows	
	stark alt.	schwach alt.	stark alt.	schwach alt.
SiO ₂	37,33	52,3	48,9	49,4
TiO ₂	0,83	0,82	1,01	1,04
Al ₂ O ₃	16,03	14,3	15,8	16,4
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	10,51	10,3	10,5	10,2
MnO	0,16	0,16	0,15	0,14
MgO	6,25	6,02	5,69	5,87
CaO	10,82	7,36	10,8	10,25
Na ₂ O	<0,1	1,97	3,04	3,46
K ₂ O	3,77	0,6	0,23	0,39
P ₂ O ₅	0,103	0,1	0,18	0,2
Cr	117	122	250	253
Co	48	40	40	42
Ni	89	84	95	98
Cu	24	68	93	89
Zn	82	78	87	85
Ga	17	17	19	19
Rb	207	16	5	6
Sr	12	44	135	249
Y	25	23	19	20
Zr	113	111	98	99
Nb	3	<5	<5	<5
Pb	<5	<5	<5	<5
Th	<5	<5	<5	<5

Angaben in Gew.% bzw. ppm.

Eine Gegenüberstellung der jeweiligen Proben zeigt Tabelle 15. Es wird deutlich, daß zur chemischen Charakterisierung der proterozoischen Vorkommen nur die Elemente Ti, Fe_{gesamt}, Mn, Mg, P, Cr, Ni, Y, Zr hinzugezogen werden können. Alle übrigen Elemente, insbesondere Si, Alkalien, Al, Rb, Sr lassen sich nicht für genetische Überlegungen verwenden. Ähnliches gilt für die vergrüneten Lavaflows aus dem N Vestfjella. Im Gegensatz dazu reagieren die Lanthanoiden relativ unempfindlich auf hydrothermale Alteration oder regionale Metamorphose (HUMPHRIS 1984, HUMPHRIS & THOMPSON 1978, THOMPSON 1973, HAJASH 1984) und können daher ohne Einschränkung für die chemischen Untersuchungen herangezogen werden.

Die chemische Zusammensetzung und die aus der Analyse berechneten CIPW-Normen dienen als Grundlage für eine erste Klassifikation der Magmatite. Die Berechnung erfolgte mit einem von Herrn Mielke (Mineral.-Petrol. Institut d. Univ. Göttingen) entwickelten und freundlicherweise zur Verfügung gestellten Computerprogramm. Zur Verringerung der Einflüsse spät- oder postmagmatischer Oxidation wurde für die Normberechnung ein Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO)-Verhältnis von 0,2 angesetzt. Die geringe Alteration der mesozoischen Dikes und Sills läßt diese Verfahrensweise ohne Einschränkung zu. Die starke Alteration und die damit verbundenen sekundären Elementkonzentrationsverschiebungen in den anderen magmatischen Vorkommen lassen eine derartige Klassifizierung problematisch erscheinen, der Vollständigkeit halber werden diese Daten jedoch auch in die Klassifizierung miteinbezogen.

Für die chemische Charakterisierung und genetische Entwicklung der Serien lassen sich neben der normativen Zusammensetzung weitere Parameter verwenden. Als Differentiationsindex kann der SiO₂-Wert (HARKER-Variationsdiagramme; HARKER 1909) oder der mg_v-Wert dienen. Aufgrund der postmagmatischen Mobilität von SiO₂ insbesondere in den proterozoischen Vorkommen ist die Anwendung von HARKER-Variationsdiagrammen nicht zulässig. Die geringe Mobilität von Mg und Fe_{gesamt} hingegen läßt die Benutzung des mg_v-Wertes als Indikator für den Differentiationsgrad zu. Der mg_v-Wert stellt das atomare Verhältnis von Mg/Mg+0,85 Fe (vgl. EMMERMANN 1985) dar.

mg_v-Werte <0,68 zeigen an, daß Magmatite vorliegen, die keine direkten Schmelzen von Mantelmaterial repräsentieren. Für primäre Magmatite sind mg_v-Werte von 0,68-0,78 kennzeichnend (HUGHES 1982). Höhere mg_v-Werte sind in der Regel das Ergebnis mechanisch angereicherter mafischer Mineralphasen. Weitere Aussagen über die petrogenetische Entwicklung und geotektonische Stellung der hier untersuchten Magmatite können aus dem Verlauf der Spurenelementmuster (hygromagmatophile Elemente) und der Lanthanoidenverteilungsmuster sowie über Darstellungen in Dreiecksdiagrammen gewonnen werden. Die Normierungen der hygromagmatophilen Elemente erfolgte mit den "Primordial Mantle"-Werten nach WOOD (1979), die Lanthanoidenverteilungsmuster ergaben sich aus der Normierung mit dem C1-Chondrit (EVENSEN et al. 1978). Grundsätzliche Erläuterungen zu den Verteilungsmustern werden jeweils bei der Einführung der Diagramme gemacht.

Von besonderem Interesse war die petrogenetische Entwicklung der Magmensequenzen des N Vestfjella im Vergleich zu den mesozoischen Dikes des Ahlmannryggens. Im folgenden sollen diese Vorkommen zunächst möglichst detailliert betrachtet werden.

II 3.2. Die Magmatitsequenzen im N Vestfjella.

Ein Anliegen dieser Arbeit besteht darin, möglichen genetischen Beziehungen zwischen den Lavaflows einerseits sowie Dikes und Sills andererseits nachzugehen. Daher werden im folgenden diese drei Gesteinstypen in den diagrammatischen Darstellungen zusammengefaßt und gemeinsam betrachtet.

II 3.2.1 Nomenklatur.

Magmatite mit einem MgO-Gehalt >10 Gew.% werden als Basalte bezeichnet (THOMPSON 1973). Die in dieser Arbeit untersuchten Magmatite aus dem N Vestfjella repräsentieren einen Zusammensetzungsbereich zwischen Basalten und etwas höher entwickelten Magmatiten. Ihre Unterteilung in subalkalische Pikritbasalte, Basalte und basaltische Andesite bis Andesite erfolgt nach dem Klassifikationsvorschlag von COX et al. (1984) und im Alkali-SiO₂-Diagramm nach MACDONALD & KATSURA (1964):

Tabelle 16

	Pikrit	Basalt	basalt. Andesit	Andesit
SiO ₂ (Gew.%)	41-45	45-52	52-55,5	55,5-63,5
MgO (Gew.%)	>15	4-10	3,5-6	2-5
Na ₂ O+K ₂ O (Gew.%)	<<2	2-6	2-6	2-7

Die Aufgliederung der Gesteine in pikritische und basaltandesitische Varietäten ist im Alkali-SiO₂-Diagramm der Abb. 46a veranschaulicht. Die AFM-Diagramme weisen auf den tholeiitischen Charakter der Magmatite hin (Abb. 46b+c) und deuten eine Entwicklung von Mg- zu Fe-reichen Varietäten an.

Die Berechnung der Normminerale stellt eine weitere Möglichkeit zur Klassifizierung dar. Die normativen Unterschiede in der Zusammensetzung der untersuchten Gesteine sind im aufgeklappten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (1962) dargestellt (Abb. 47). Es sind sowohl hy-normative als auch qz-normative Basaltvarietäten repräsentiert. Es können folgende Typen unterschieden werden:

- Olivin-Tholeiite
- Quarz-Tholeiite

Aus allen bisherigen Diagrammdarstellungen kann eine eindeutige Klassifizierung insbesondere der vergrünerten Lavaflows nicht erfolgen. Bei den Lavaflows sind in diesen Darstellungen

gen sowohl alkalische als auch subalkalische Affinitäten vertreten. Ihre Alkalikonzentrationen liegen in unmittelbarer Nähe oder direkt auf der Grenzlinie zwischen dem alkalischen und subalkalischen Feld, so daß schon leichte, durch Vergrünung erzeugte Verschiebungen in den Alkali-Konzentrationen zu mißverständlichen Ergebnissen führen können. Ein mineralogisch auffälliger (vgl. Kap. II 2.2.1), unvergrünter Dike-Typ vom Basen-Hochplateau liegt im Alkali-SiO₂-Diagramm im alkalischen Feld, während seine normative Zusammensetzung ihn als subalkalisch ausweist.

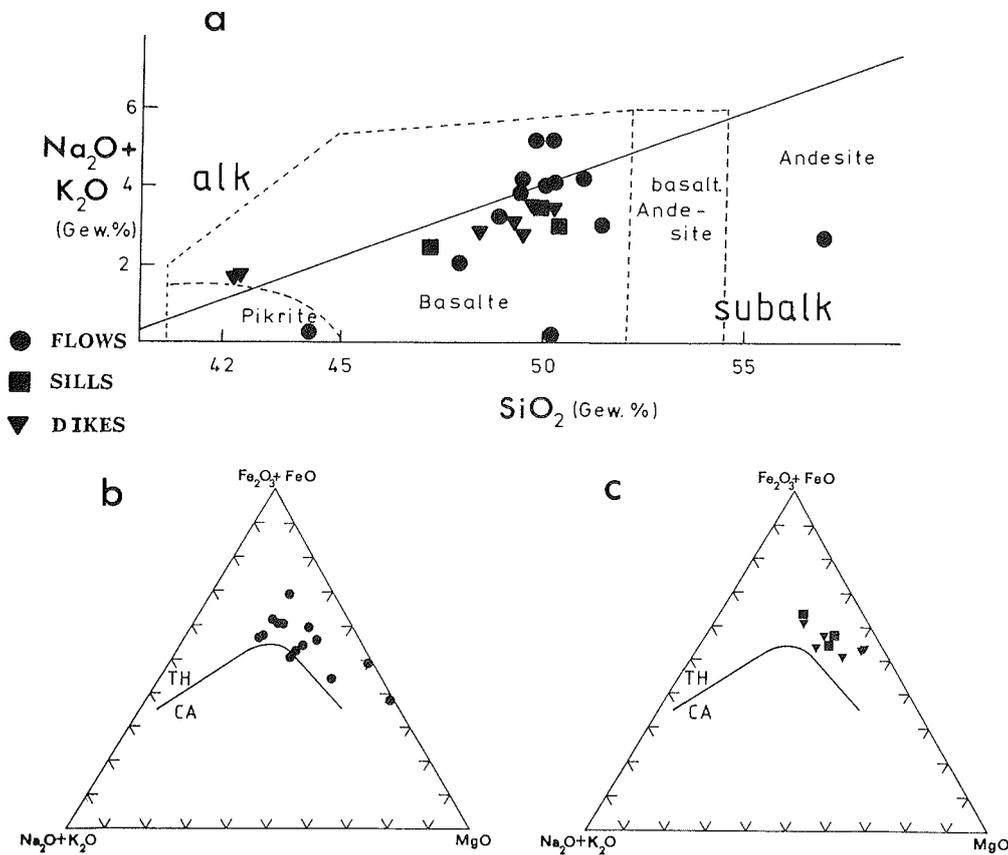


Abb. 46a, b, c: Alkali-SiO₂-Diagramm (Gew%) mit Aufteilung der Magmatite aus dem N Vestfjella. Diskriminierungsline nach MacDONALD & KATSURA (1964). AFM- Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971).

Für eine detailliertere chemische Zuordnung müssen zusätzliche Kriterien herangezogen werden. FLOYD & WINCHESTER (1978) nahmen anhand der inkompatiblen und immobilen Elemente Nb, Y, Zr und TiO₂ eine Aufgliederung magmatischer Serien vor. In dieser Darstellung charakterisiert das Nb/Y-Verhältnis die alkalische bzw. subalkalische Affinität und das Zr/TiO₂-Verhältnis den Differentiationsgrad. Diese Darstellung eignet sich zu einer detaillierteren Untergliederung der vorliegenden Gesteinsproben. Danach handelt es sich insgesamt um subalkalische Magmatite (Abb. 48). Auch in dieser Darstellung fällt der Dike des

Basen-Hochplateaus auf. Er plottet wiederum an der Grenze zwischen alkalischem und subalkalischem Feld.

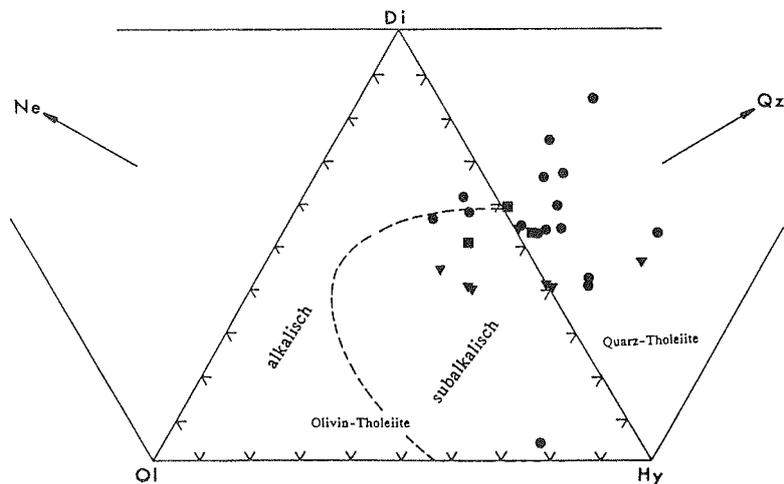


Abb. 47: Die Magmatite des N Vestfjella im aufgeklappten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (1962). Trennungslinie nach CHAYES (1966). Symbole s. Abb. 46.

Eine weitere Charakterisierung in Tholeiite, "Transitional Basalts" und Alkalibasalte kann mit dem Y/Nb-Verhältnis nach PEARCE & CANN (1973) ausgedrückt werden. Dabei weist das Y/Nb-Verhältnis >2 Basalte als tholeiitisch aus, $Y/Nb < 1$ spricht für alkalische Basalte und Y/Nb-Verhältnisse von 1-2 sprechen für "Transitional Basalts". Nach dieser Definition liegen im N Vestfjella Basalte und deren etwas höher entwickelte Differentiate vor, deren Y/Nb-Verhältnisse sie als Tholeiite ausweisen. Bei dem Dike des Basen-Hochplateaus handelt es sich nach dieser Definition um einen "Transitional Basalt" im Sinne von PEARCE & CANN (1973) mit einem Y/Nb-Verhältnis von 1,25-1,3.

Aus der Gesamtheit der in Kapitel II 2. 2. genannten mineralogischen und der hier aufgeführten chemischen Kriterien geht hervor, daß im N Vestfjella überwiegend Basalte und basaltische Andesite mit subalkalischer (tholeiitischer) Affinität vorliegen. Untergeordnet können sogenannte "Transitional Basalts" auftreten. Es konnten keine Alkalibasalte nachgewiesen werden.

II 3.2.2 Haupt-, Neben- und Spurenbestandteile.

Zur weiteren Charakterisierung der Basalt-Reihe wurden repräsentative Haupt-, Neben- und Spurenelemente gegen den mg_v -Wert aufgetragen (Abb. 49a-d; Abb. 50a-f). Bei den Spurenelementen wurden nur die bei Vergrünung inkompatiblen Elemente berücksichtigt. Aus den Darstellungen können folgende wichtige Aussagen getroffen werden:

- die Olivin-Tholeiite und Quarztholeiite aus Dikes, Sills und Flows sind in ihrer chemischen Entwicklung nicht voneinander abgegrenzt,
- sie sind durch eine kontinuierliche chemische Entwicklung miteinander verbunden,
- der "Transitional Basalt" (TB) hebt sich chemisch deutlich von den übrigen Basalten ab.

Im folgenden sollen zunächst die relevanten Variationen innerhalb dieser Serie diskutiert werden und anschließend soll auf mögliche Mechanismen bei der Magmengenese eingegangen werden.

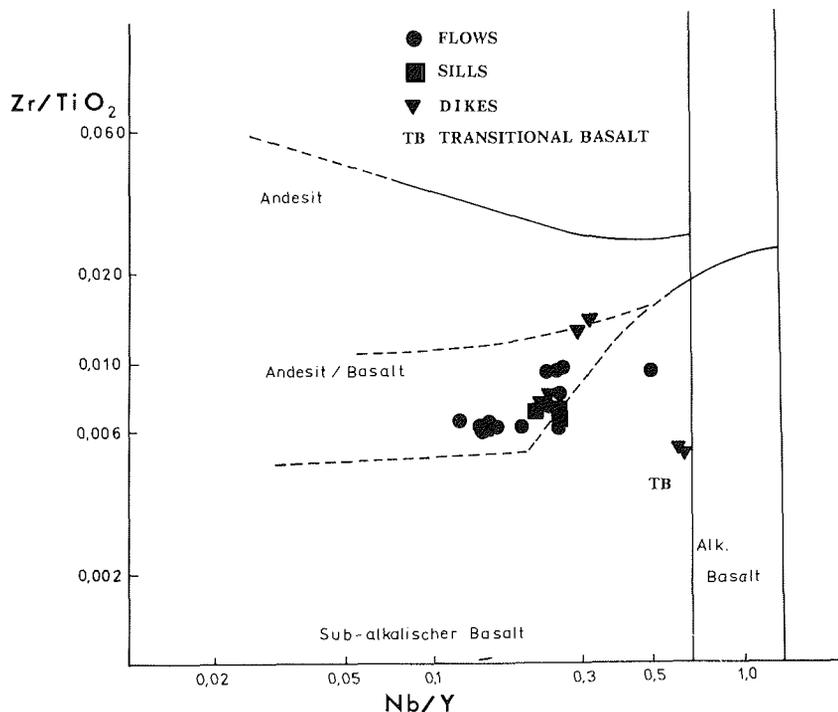


Abb. 48: Unterteilung der Magmatite aus dem N Vestfjella im Diagramm Zr/TiO_2 - Nb/Y nach FLOYD & WINCHESTER (1978).

In den Magmatiten ist mit mg_v -Werten von 0,8-0,39 ein sehr breites Differentiationsspektrum repräsentiert. Die kontinuierliche Abnahme von Cr und Ni über das gesamte Differentiationsspektrum läßt fortschreitende Klinopyroxen- und Olivin-Fraktionierung erwarten. Das Ansteigen der CaO-Konzentrationen bis zu einem Scheitelpunkt (vgl. Abb. 49d) und die anschließende Abnahme der CaO-Gehalte bei $mg_v < 0,5$ kann als zusätzlicher Hinweis für fortschreitende Klinopyroxen-Fraktionierung und Klinopyroxen-Anreicherung eines Ca-reichen Typs bei $mg_v > 0,5$ angesehen werden. Das zahlreiche Auftreten von Olivineinsprenglingen, die im Dünnschliff zu beobachtende allmähliche Verringerung der Olivineinsprenglinge bis zum völligen Verschwinden in der überwiegenden Anzahl der Magmatite sowie das Auftreten von Klinopyroxeneinsprenglingen in variierenden Konzentrationen können als weiterer Hinweis auf mechanische Abtrennung bzw. Anreicherung der entsprechenden Mineralphasen gelten (vgl. Kap. II 2.2). Die kontinuierlich ansteigenden TiO_2 -Gehalte in den LavafloWS schließen eine wesentliche Fraktionierung von Ti-reichen Mineralphasen aus. Nur vereinzelt wird eine Abnahme der TiO_2 -Konzentrationen beobachtet (beachte dünnen Pfeil in Abb. 49a). Mit dieser TiO_2 -Abnahme ist keine wesentliche Verringerung der FeO_{tot} -Konzentrationen festzustellen, so daß Titanomagnetitfraktionierung in den LavafloWS unwahrscheinlich erscheint. Die signifikanten chemischen Variationen der inkompatiblen Elemente Y, Zr, La und Ce über das gesamte Differentiationsspektrum lassen sich nicht mit der Fraktionierung MgO -, Ni- und Cr-reicher Mineralphasen erklären (als kompatibel bzw. inkompatibel werden hier Elemente bezeichnet, die während der Kristallisation in Minerale eingebaut und bei Fraktionierung in der Restschmelze abgereichert bzw. nicht eingebaut werden und somit in der Restschmelze angereichert werden). Es wird deutlich, daß der Differentiationsparameter

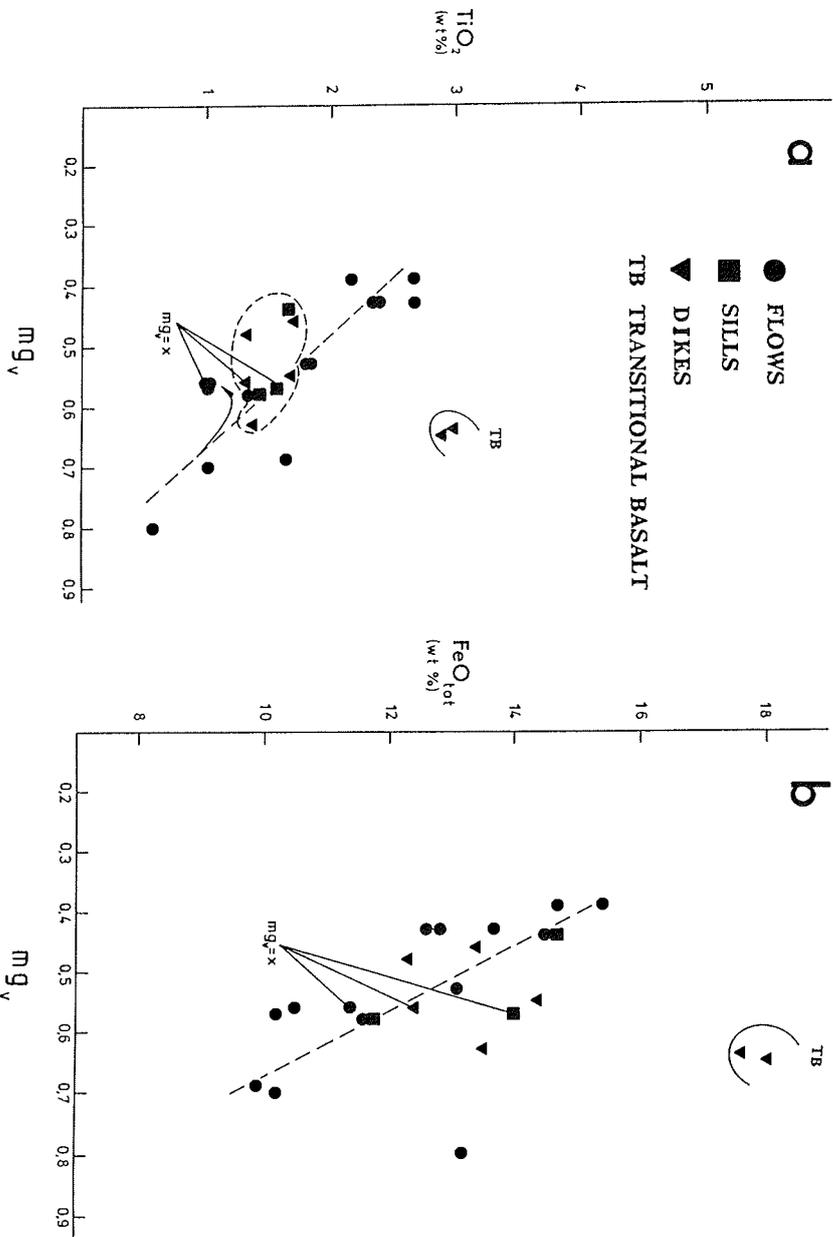


Abb. 49a-d: Variationen von Hauptelementen (Gew%) gegen den mg_v -Wert in Magmatiten vom N Vestfjella

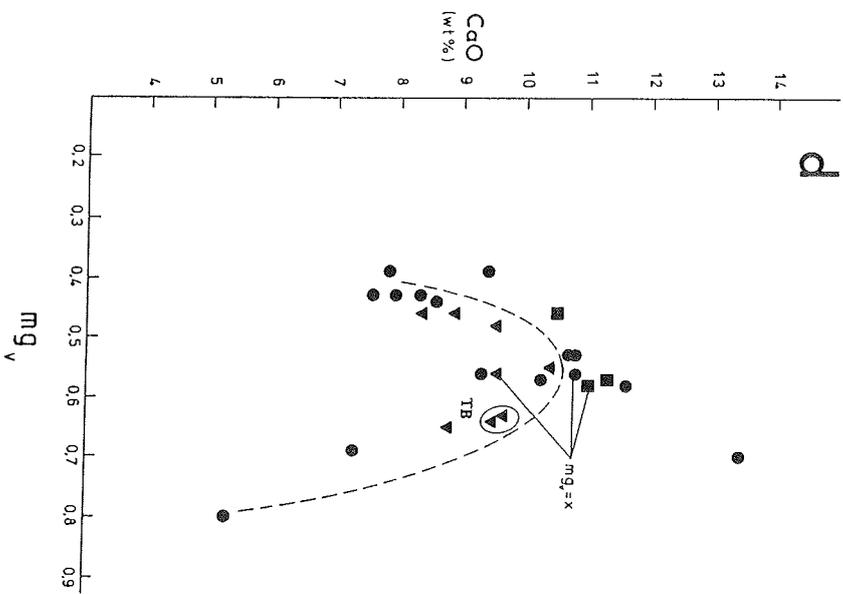
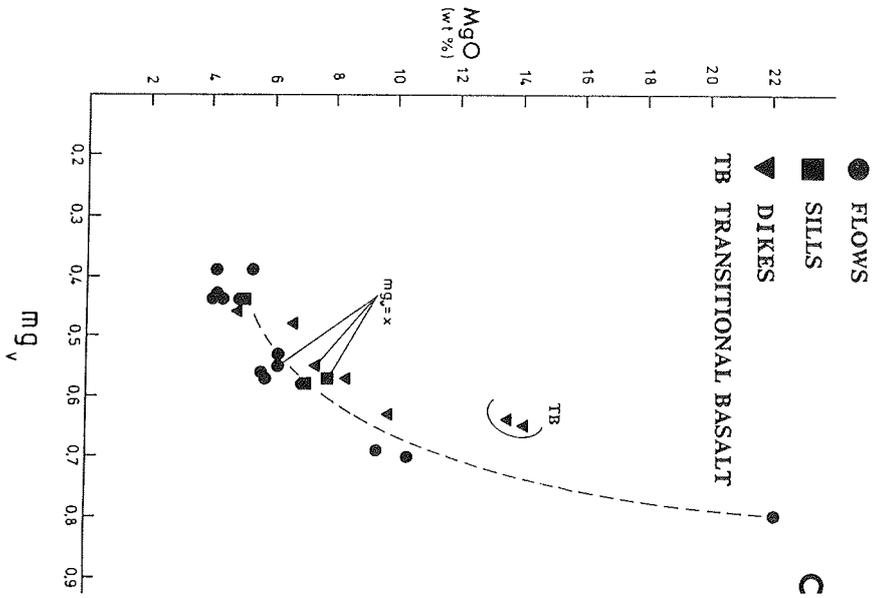


Abb. 49: Fortsetzung

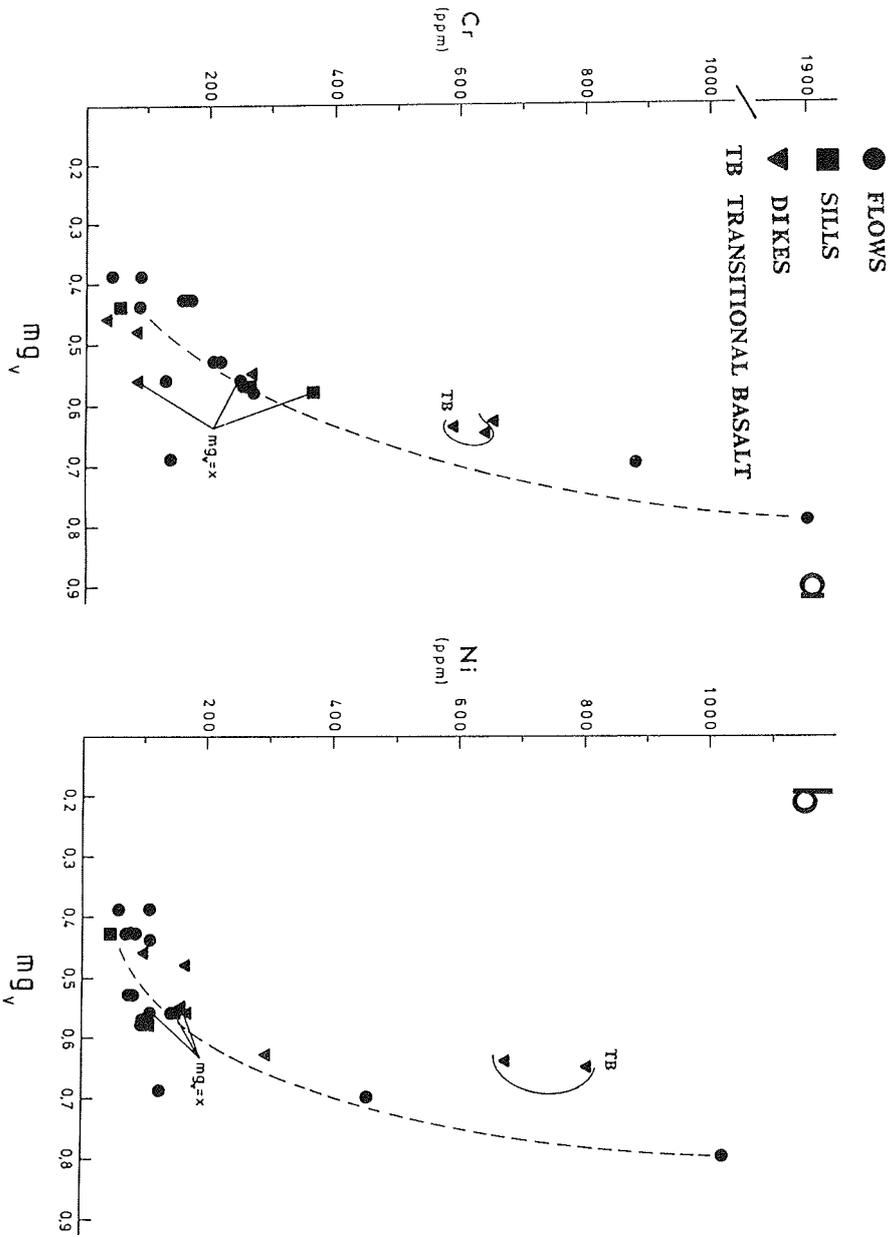


Abb. 50a-f: Variationen von Spurenelementen (in ppm) gegen den mg_v -Wert in den Magmatiten des N Vestfjella

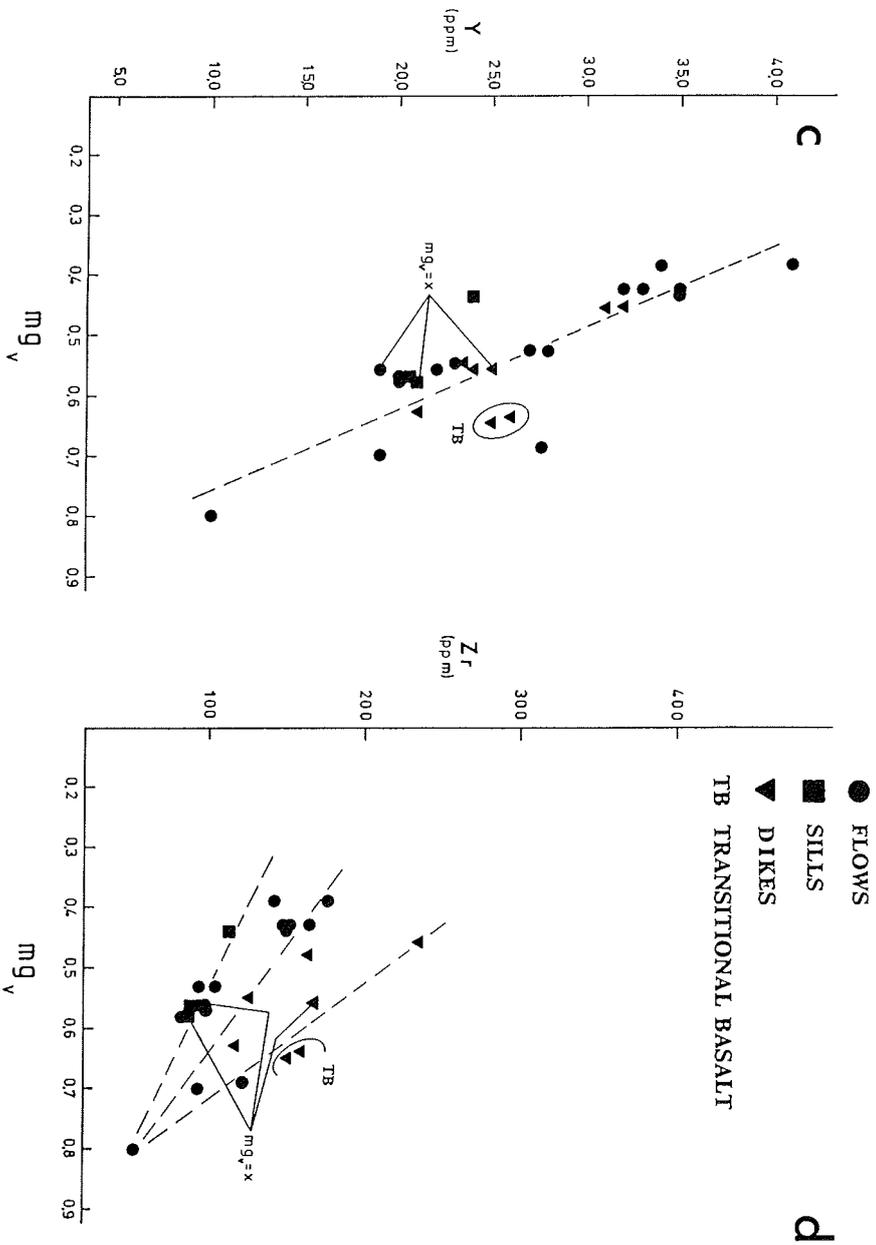


Abb. 50: Fortsetzung

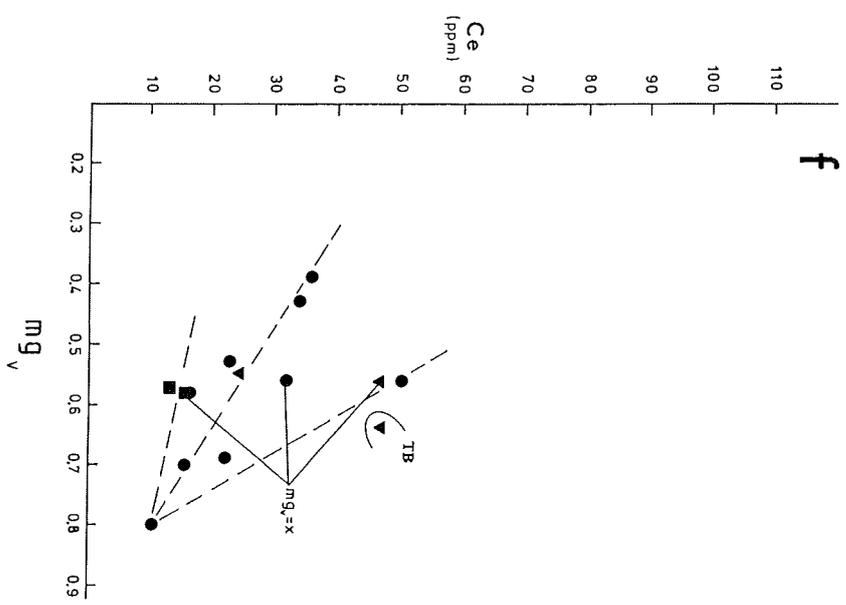
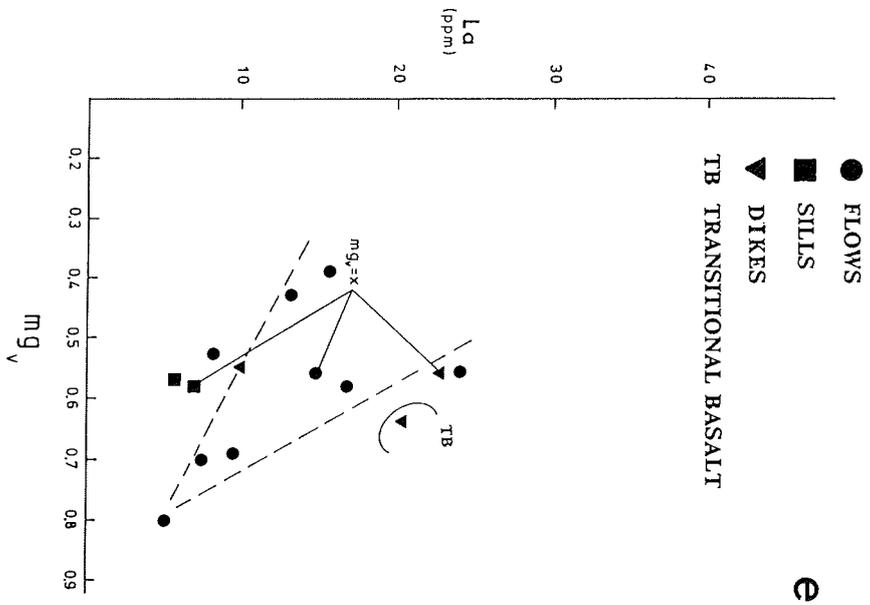


Abb. 50: Fortsetzung

mg_v für diese Elemente nicht aussagekräftig ist, da der mg_v -Wert nur den Fraktionierungsgrad MgO- und FeO_{tot} -reicher Mineralphasen ausdrückt. Zur präziseren Kennzeichnung eignen sich z. B. chondritisch normierte Lanthanoidenverteilungsmuster. In Abb. 51a und 51b sind Seltene-Erden (REE)-Verteilungsmuster (Chondrite: C1 nach EVENSEN et al. 1978) für Dikes und Sills sowie für die Lavaflows zusammengestellt. Die Abbildungen zeigen:

- die relativ geringen REE-Konzentrationen sprechen für einen relativ verarmten Mantel und/oder hohe Aufschmelzungsgrade,
- in Flows, Dikes und Sills sind die leichten REE gegenüber den schweren REE relativ angereichert,
- der flache Verlauf der REE-Muster im Bereich der mittleren und schweren REE für Flows, Dikes und Sills könnte auf einen granatfreien Ausgangsperidotit hinweisen,
- bei den Flows deuten schwache positive und negative Eu-Anomalien die Möglichkeit geringerer Plagioklas-Fraktionierung bzw. Kumulation an. Fehlende Eu-Anomalien in Dikes und Sills schließen hier Plagioklasfraktionierung aus,

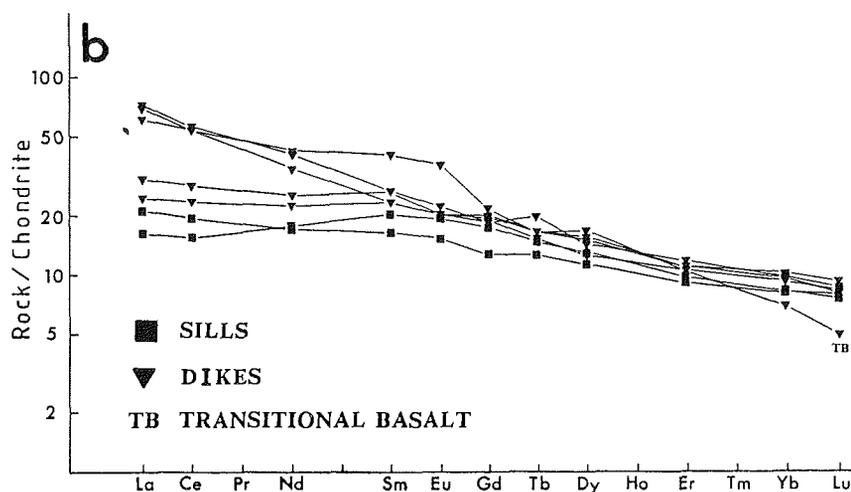
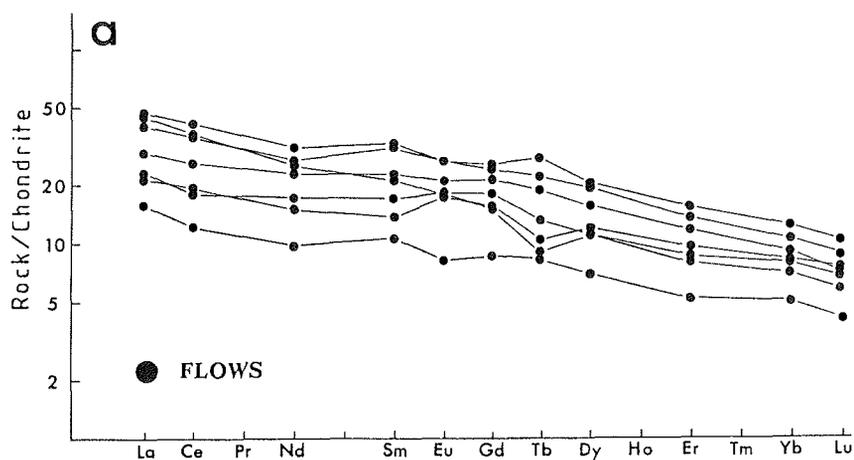


Abb. 51a, b: Chondritnormierte REE-Verteilungsmuster von Magmatiten des N Vestfjella (C1-Chondrit).

- der annähernd parallele Verlauf der REE-Verteilungsmuster der LavafloWS deutet ähnliche Ausgangsschmelzen an. Der Effekt der Klinopyroxen-Fraktionierung ist in den LavafloWS zu gering, um ausgeprägte Verschiebungen in den Elementkonzentrationen der mittelschweren REE (Nd-Yb) zu erzeugen. Eine signifikante Klinopyroxen-Fraktionierung sollte in einer relativen Anreicherung der REE-Elemente Nd-Yb (mit Ausnahme von Eu) zum Ausdruck kommen, da Klinopyroxen aufgrund seines relativ großen Kristall-Schmelz-Verteilungskoeffizienten (D) (vgl. Tab. 17) bevorzugt die mittleren und schweren REE einbaut. Die D-Werte für Olivin und Orthopyroxen sind sehr klein, so daß Orthopyroxen- und Olivin-Fraktionierung lediglich eine Parallelverschiebung bzw. Anreicherung der REE bewirkt,
- die starke Spreizung der leichten REE-Verteilungsmuster in Dikes und Sills kann nicht allein mit Klinopyroxen-Fraktionierung erklärt werden,
- der "Transitional Basalt" hebt sich in seinem REE-Verteilungsmuster deutlich von den übrigen Dikes und Sills ab.

Tabelle 17: Mittlere Mineral-/Schmelzverteilungskoeffizienten der REE in basaltischen und andesitischen Gesteinen (nach HENDERSON 1984).

	Olivine	Orthopyroxene	Clino-pyroxene	Amphibole	Plagioclase	Phlogopite ^a	Garnet
La			0.08 ^a	0.27	0.14 ^a		0.05 ^a
Ce	0.009 ^a	0.02	0.34	0.34	0.14 ^a	0.03	0.05 ^a
Nd	0.009 ^a	0.05 ^a	0.6	0.19 ^a	0.08	0.03	
Sm	0.009	0.05	0.9	0.91	0.08	0.03	0.6
Eu	0.008 ^a	0.05 ^a	0.9	1.0	0.32	0.03	0.9
Gd	0.012 ^a		0.9 ^a	1.1	0.10		3.7 ^a
Tb		0.05 ^a	1.0 ^a	1.4			5.6 ^a
Dy	0.012 ^a	0.20 ^a	1.1	0.64 ^a	0.09	0.03	
Ho							19
Er	0.013 ^a	0.31 ^a	1.0	0.48 ^a	0.08		
Tm			1.1 ^a			0.03	
Yb		0.34	1.0	0.97	0.07		30
Lu		0.11 ^a	0.8 ^a	0.89	0.08	0.04	35

^a nur ein oder zwei Analysen verfügbar.

Zur Kennzeichnung der chemischen Unterschiede zwischen Flows, Dikes und Sills ist es sinnvoll, eine geeignete Vergleichsbasis festzulegen. Dazu eignet sich die Festlegung eines bestimmten mg_v -Wertes. In Abb. 52 sind die chondritisch normierten REE-Verteilungsmuster von jeweils einem Flow, Dike und Sill bei $mg_v=0,56-0,58$ und zusätzlich das normierte REE-Verteilungsmuster des "Transitional Basalt" dargestellt. In den Variationsdiagrammen mg_v vers. Haupt- und Spurenelemente (Abb. 49, 50) sind diese Magmen jeweils mit $mg_v=x$ ($x=0,56-0,58$) gekennzeichnet. Die starke Spreizung der Verteilungsmuster der leichten REE kann nicht auf Klinopyroxen-Fraktionierung zurückgeführt werden. Eine unterschiedlich weit fortgeschrittene Klinopyroxen-Fraktionierung könnte sich zwar in den Variationsdiagrammen mg_v vers. Cr und CaO andeuten (vgl. Abb. 49d, 50a-f). Stark differierende Klinopyroxen-Fraktionierung bei festgelegtem mg_v -Wert sollte jedoch neben einer Spreizung der leichten REE-Muster auch von stärkeren Variationen der mittelschweren REE-Muster begleitet sein. Der parallele Verlauf der mittelschweren und schweren REE-Muster mit kaum variierenden chondritisch normierten REE-Verhältnissen belegt jedoch nur die bereits abgeschlossene Olivin-Orthopyroxen-Fraktionierung, während die Klinopyroxen-Fraktionierung in den REE-Verteilungsmustern nicht zum Ausdruck kommt. Die starke Spreizung der leichten REE-Muster kann damit nicht mit dieser Fraktionierung erklärt werden. Daher müssen bei der Magmengengese und chemischen Entwicklung neben Olivin- und Orthopyroxen-Fraktionierung sowie untergeordnet Klinopyroxen-Abtrennung weitere genetisch bedeutsame Faktoren postuliert werden.

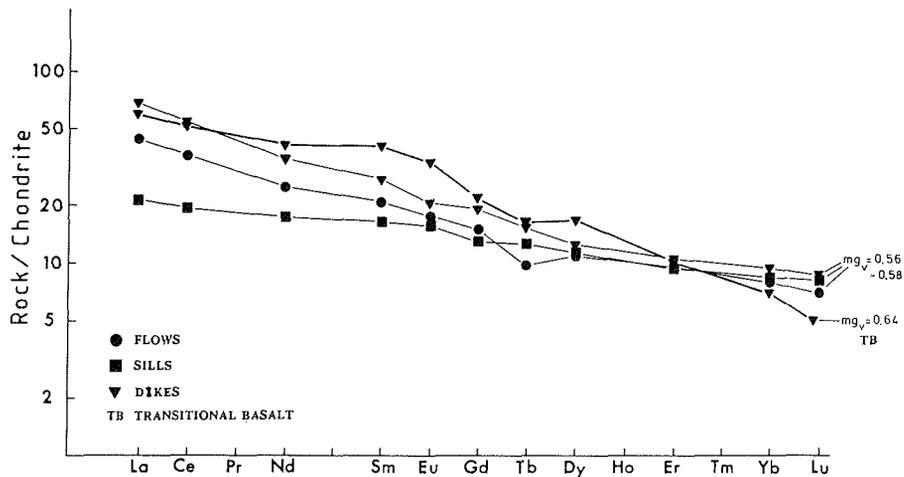


Abb. 52: Chondritnormierte REE-Muster für Proben mit ähnlichen Differentiationsgraden (mg_v).

Der "Transitional Basalt" ist auch im Verlauf der chondritisch normierten REE-Verteilungsmuster deutlich von den übrigen Basalten abgegrenzt. Im Vergleich zu den anderen Basalten zeigt er bei geringem Differentiationsgrad relative Anreicherung der mittleren REE und relative Abreicherung der schweren und leichten REE und insgesamt höhere REE-Gehalte. Auffällig ist, daß trotz des vollständigen Fehlens von Plagioklas (vgl. II 2.2.2.1) keine Eu-Verarmung zu beobachten ist. Aus der Gesamtheit seiner chemischen Charakteristika kann gefolgert werden, daß in diesem Basalt keine wesentliche Modifikation durch fraktionierte Kristallisation stattgefunden hat. Das zahlreiche Auftreten von Olivin- und Orthopyroxen-Einsprenglingen läßt lediglich eine Anreicherung dieser Minerale erwarten. Diese Anreicherung kann sich jedoch wegen der geringen D-Werte der Lanthanoiden für Olivin und Orthopyroxen nicht in einer Veränderung des REE-Musters ausdrücken. Die sehr hohen Ni- und MgO-Konzentrationen könnten darauf hinweisen, daß die Schmelze Olivin und Orthopyroxen als Xenokristalle aufgenommen hat. Klinopyroxen-Abtrennung oder -Anreicherung kann wegen fehlender Klinopyroxen-Einsprenglinge ausgeschlossen werden. Ebenfalls kann Plagioklas-Fraktionierung wegen fehlender Eu-Anomalie ausgeschlossen werden.

II 3.2.3 Magmen-Genese und Magmen-Entwicklung.

Zur chemischen Kennzeichnung der Basaltreihe des N Vestfjella läßt sich die Fraktionierung von Olivin mit Bildung von Kumulaten und Differentiaten besonders gut verwenden. Zur Rekonstruktion der Ausgangsschmelze der vorliegenden Magmatite wird das "Raleigh Fractionation Model" angewendet. Dieses Modell basiert auf der Formel

$$C_L/C_O = F^{(D-1)},$$

wobei C_L die Elementkonzentrationen in der Restschmelze und C_O die Konzentrationen in der Ausgangsschmelze ausdrückt. D stellt den Verteilungskoeffizienten Schmelze/Mineralphase und F die Menge der Restschmelze in % dar. Der Verteilungskoeffizient für Ni zwischen Olivin/Schmelze wurde aus HART & DAVIS (1978) entnommen; $D^{Ol/Schmelze} = 11$ für eine Schmelze mit 11% MgO. Für den akkumulierenden Olivin wurde ein Forsteritgehalt $Fo=80$ Mol% entsprechend einem MgO-Gehalt von 23,25% angenommen. Der MgO-Gehalt für $Fo=80$ Mol% ergibt sich aus der linearen Beziehung MgO/Forsterit.

Untersuchungen zur Schmelzbildung aus Peridotiten haben ergeben, daß bei geringer H₂O-Gegenwart bzw. trockenen Bedingungen unter hohen Drücken bei partieller Aufschmelzung <30% eines Mantelperidotits olivintholeitische Schmelzen mit einem MgO-Gehalt von 9-13 Gew% erzeugt werden können (GREEN 1973, JAQUES & GREEN 1980). Nach HART & DAVIS (1978) zeigen diese Schmelzen einen Ni-Gehalt von 270-400 ppm. Mit Konzentrationen von MgO=9,81 bzw. 10,4 Gew% und Ni=298 bzw. 456 ppm erfüllen zwei der vorliegenden Proben diese Bedingungen und werden daher als Ausgangsschmelzen interpretiert.

Aus den Ni und Mg-Gehalten der vorliegenden Proben können nun mit $C_L/C_O = F^{(D-1)}$ die Elementkonzentrationen von MgO und Ni in der Restschmelze bei der Fraktionierung einer bestimmten Menge Olivin (in %) berechnet werden.

Als Rechenbeispiel ergibt sich für Ni und MgO bei einer Fraktionierung von 7% Olivin:

$$\begin{aligned} Ni_{CL} &= Ni_{CO} \cdot F^{(D-1)} \wedge Ni_{CO} = 456 \text{ ppm} \\ Ni_{CL} &= 456 \cdot F^{(11-1)} \wedge F = 1-0,07 \text{ bei 7\% Olivinfraktionierung} \\ Ni_{CL} &= 220,6 \text{ ppm} \\ MgO_{CL} &= MgO_{CO} \cdot (I-F) \cdot MgO_{Fo} = 80, \text{ (SHAW 1970)} \\ &\wedge MgO_{CL} = 10,4 \text{ Gew\%} \\ &\wedge MgO_{CLFo} = 80 = 23,25\% \\ MgO_{CL} &= 10,4 \cdot (I-F) \cdot 23,25 \wedge I-F = 1-0,93 \text{ bei 7\% Olivinfraktionierung} \\ MgO_{CL} &= 8,8 \text{ Gew\%} \end{aligned}$$

Aus diesen Berechnungen ergibt sich, daß sich bei einer Fraktionierung von 7% Olivin (Fo=80) aus einer Ausgangsschmelze mit 456 ppm Ni und 10,4 Gew% MgO eine Restschmelze mit 220,6 ppm Ni und 8,8 Gew% MgO bildet.

Bei jeweils festgelegter prozentualer Olivinfraktionierung (für Fo=80 Mol%) ergeben sich die entsprechenden Ni/MgO-Konzentrationen der erzeugten Restschmelzen. Die Ni-MgO-Konzentrationen für die Magmatite des N Vestfjella sind in Abb. 53a dargestellt. Die lineare Abhängigkeit der berechneten Ni-MgO-Konzentrationen bei unterschiedlicher Olivinfraktionierung drückt sich in einer Kurve aus, in deren unmittelbarer Nähe die differenzierten Magmatite aus dem N Vestfjella plotten. Das Diagramm zeigt, daß aus einer Ausgangsschmelze mit Ni-Konzentrationen von 298-456 ppm und MgO-Gehalten von 9,81-10,4 Gew% bei bis zu >20% Fraktionierung eines Forsterit-reichen Olivins die MgO-Ni-Konzentrationen in den vorliegenden Magmatiten erzeugt werden können. Zusätzlich zeigt das Diagramm, daß die Ausgangsschmelzen aus einem Modell-Peridotit mit 70% Olivin, 20% Orthopyroxen und 10% Klinopyroxen (Modellperidotitzusammensetzung nach HART & DAVIS 1978) bei einem partiellen Aufschmelzungsgrad von 20% abgeleitet werden können. Es ist daher zu vermuten, daß sowohl die Lavaflows als auch Dikes und Sills mit Ausnahme des "Transitional Basalt" von einem an MgO und Ni homogenen Mantelperidotit abzuleiten sind. Die Modifikationen der Ni-MgO-Konzentrationen sind somit im wesentlichen auf Fraktionierung eines Mg-reichen Olivins zurückzuführen.

Es kann festgehalten werden, daß die chemischen Modifikationen der vorliegenden Basalt-Serie vorwiegend durch Olivin-Fraktionierung erzeugt werden können und der Fraktionierung von Orthopyroxen, Titanomagnetit und Plagioklas möglicherweise eine nur untergeordnete Rolle zukommt. Im Ni vers. Cr-Diagramm (Abb. 53b) wird neben der Olivinfraktionierung auch Klinopyroxenfraktionierung deutlich:

Als Primärschmelzen werden ein Flow und ein Dike mit Ni=298-456 ppm und Cr=653-880 ppm angenommen. Aus diesen Schmelzen können sich durch die oben diskutierte Olivinfraktionierung und zusätzlich Klinopyroxenfraktionierung Differentiate mit Cr=43-367 ppm und Ni= 48-176 ppm, sowie Olivin-, Klinopyroxenkumulate mit Cr=1901 ppm und Ni=1028 ppm entwickeln.

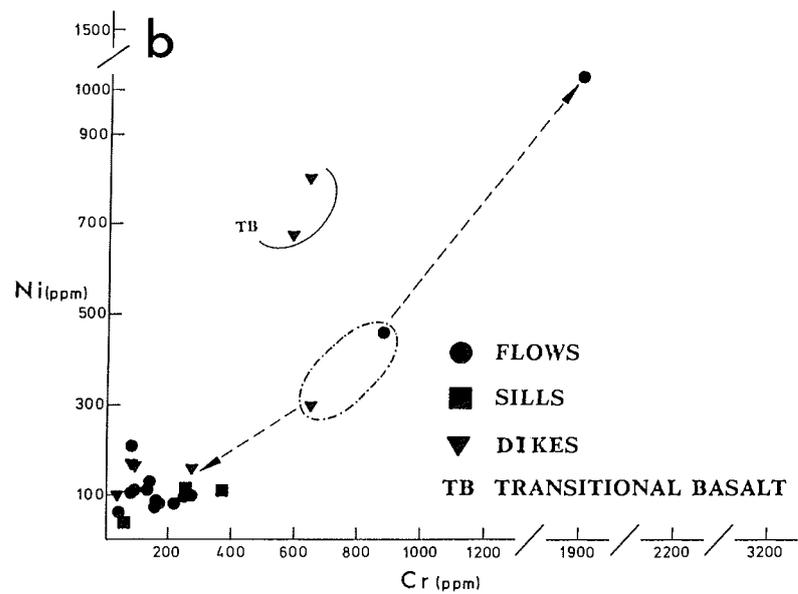
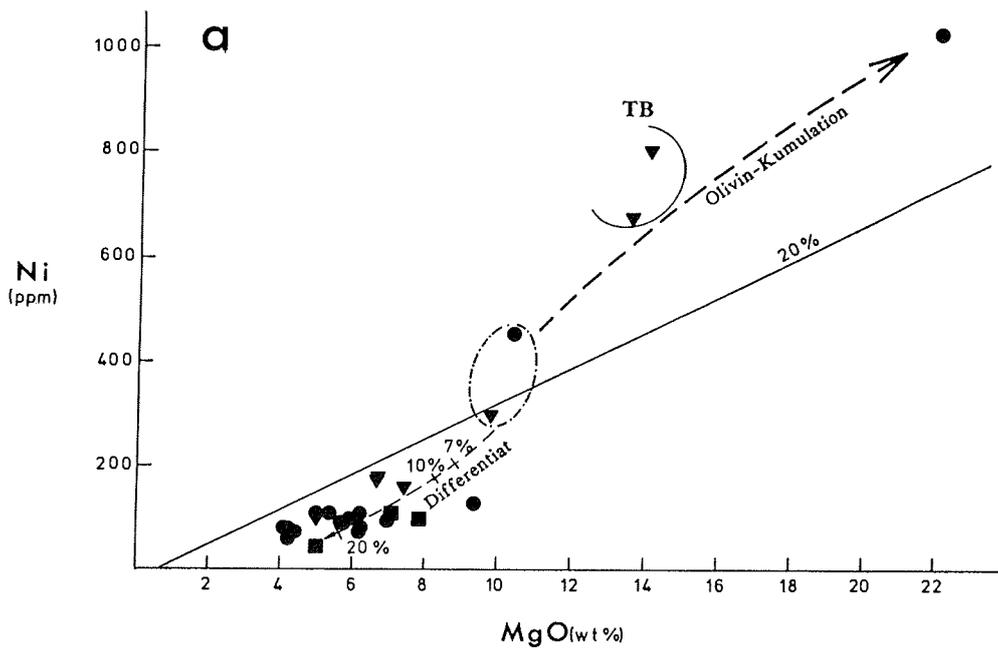


Abb. 53a: Ni-MgO-Relationen für partielle Schmelzbildungsmodelle / fraktionierte Kristallisationsmodelle. Zusammensetzung des Mantelperidotits: 70% Olivin, 20% Orthopyroxen, 10% Klinopyroxen. Die Kurve für 20% partielle Schmelzbildung ist angegeben. Als Ausgangsschmelze wird eine Schmelze mit ca. 10 Gew% MgO und 200-400 ppm Ni angenommen. Die Prozentzahlen an der Kurve für fraktionierte Kristallisation geben jeweils die Menge des abgeschiedenen Olivins an (nach HART & DAVIS 1978).

Abb. 53b: Korrelation zwischen bei Kristallfraktionierung mafischer Mineralphasen kompatiblen Spurenelemente Ni und Cr.

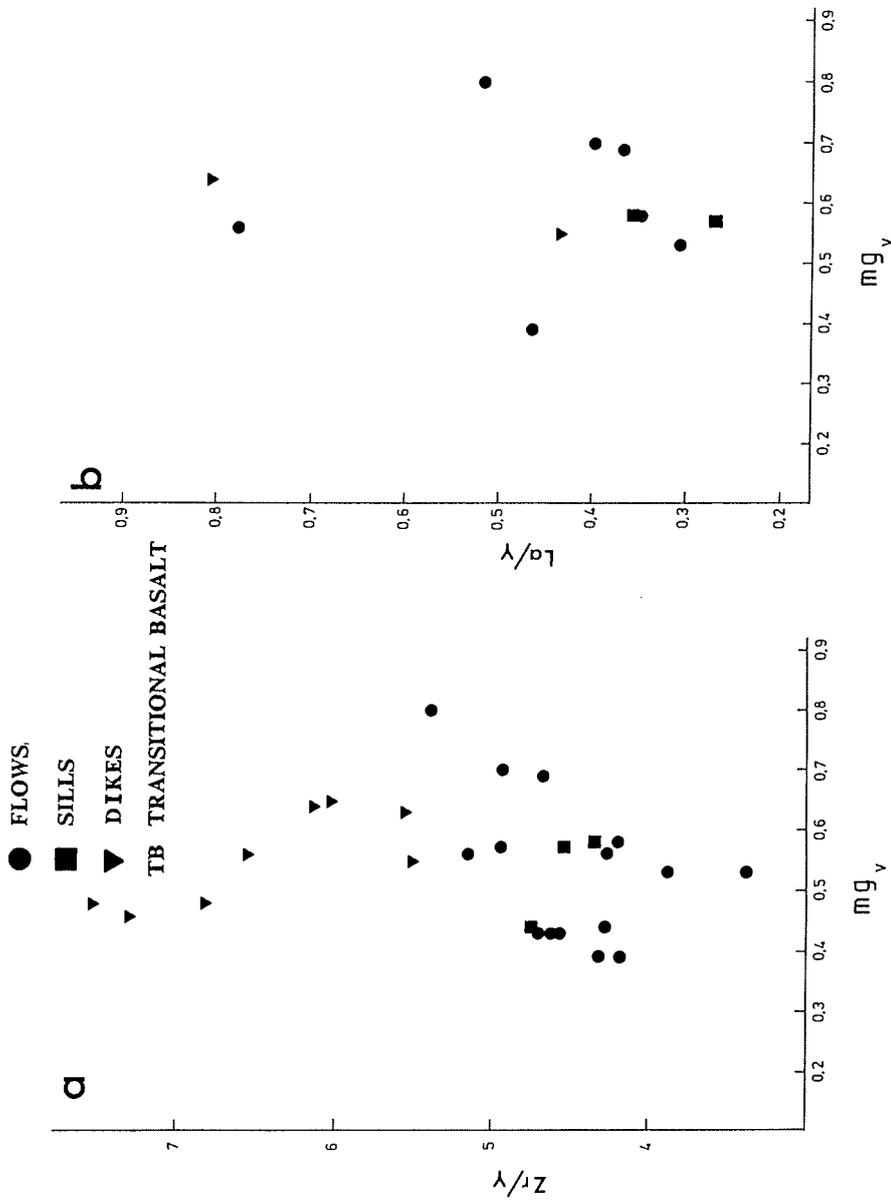


Abb. 54a, b: Variationen der Zr/Y- und La/Y-Verhältnisse vs. mg_v in Lavaflows, Dikes und Sills.

Für die weitere genetische Interpretation der Basalt-Reihe lassen sich nur die Elemente verwenden, die von der oben diskutierten Kristallfraktionierung unberührt blieben. Im vorliegenden Fall handelt es sich um die inkompatiblen Elemente Zr, Y und REE sowie mit Einschränkungen Ti (da Titanomagnetitfraktionierung nicht völlig ausgeschlossen werden kann). Die Elementverhältnisse dieser Elemente sind magmengenetisch von ausschlaggebender Bedeutung, weil sie durch die Fraktionierung von Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas nicht oder nur geringfügig betroffen werden. Sie kennzeichnen somit annähernd die Ausgangsverhältnisse des primären Magmas. In Abb. 54a und b sind die Verhältnisse von Zr/Y und La/Y gegen den mg_v -Wert aufgetragen. Es zeigt sich, daß beide Elementverhältnisse außergewöhnlich starken Variationen innerhalb des gesamten repräsentierten Differenzierungsspektrums unterworfen sind. Diese Variationen lassen sich nicht mit Kristallfraktionierung erklären.

Zur genaueren Betrachtung dieser Variationen wurden wiederum Magmatite mit ähnlichen mg_v -Werten herangezogen und die inkompatiblen Elemente zusammen mit den bei der Olivin-, Orthopyroxen-Klinopyroxen- und Plagioklasfraktionierung kompatiblen Elemente im Spurenelementdiagramm nach WOOD (1979) eingetragen (Abb. 55). Die Spurenelementkonzentrationen wurden mit "Primordial Mantle"-Werten nach WOOD (1979) normiert. Die Normierungswerte (in ppm) sind in Abb. 55 entlang der Abszisse für die entsprechenden Elemente angegeben. In diesen Diagrammen sind die normierten Elementverhältnisse von links nach rechts nach ihrem zunehmenden Gesamtverteilungskoeffizienten Mineral/Schmelze bei einer trockenen partiellen Aufschmelzung >10% des oberen Mantels angeordnet.

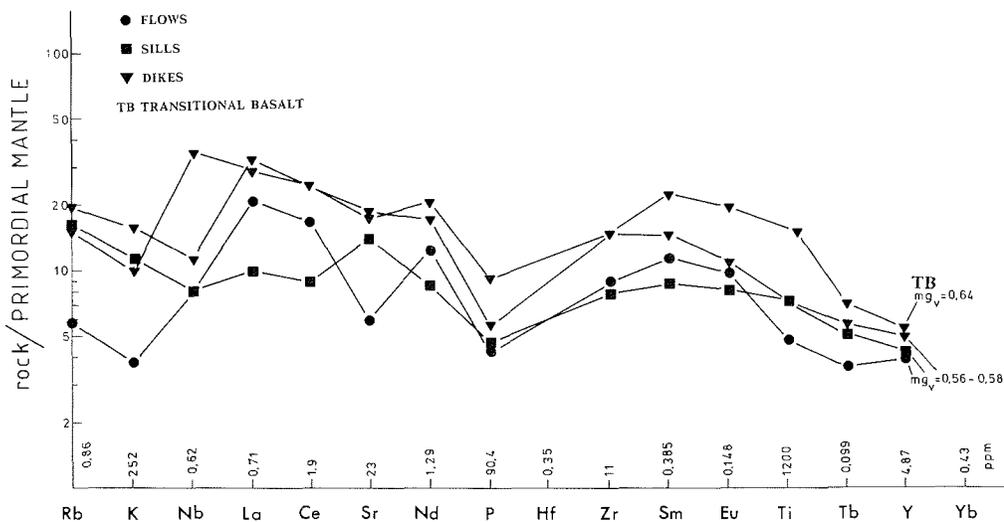


Abb. 55: Spurenelementmuster inkompatibler Elemente. Normierungsfaktoren: hypothetischer "Primordial" Mantel (angegeben entlang der Abszisse in ppm nach WOOD 1981). Die Elemente sind von links nach rechts nach ihrem zunehmenden Schmelzverteilungskoeffizienten bei einer partiellen, "trockenen" Schmelzbildung (>10%) des oberen Mantels angegeben.

Die Spurenelementmuster machen zusammen mit den oben diskutierten Beobachtungen deutlich:

- gegenüber dem "Primordial Mantle" sind die vorliegenden Magmatite an Spurenelementen angereichert, wobei die Konzentrationen von Rb, K und Sr aufgrund ihrer Mobilität bei Alteration unberücksichtigt bleiben müssen,
- die Variationen in den Ce-, Nd- und Tb-Verhältnissen können nicht auf Klinopyroxenfraktionierung zurückgeführt werden,
- Y zeigt bei allen Magmatiten ähnliche Verhältnisse; damit scheinen wesentliche Konzentrationsunterschiede einer Granatkomponente im Ausgangsperidotit unwahrscheinlich zu sein,

- die Variationen der Elementverhältnisse von Nb, La, Nd, P, Zr, Sm und Tb lassen sich nicht durch Mineralfraktionierung erklären,
- das Spurenelementmuster des "Transitional Basalt" hebt sich deutlich von übrigen Mustern ab.

Die Diagramme der Abb. 56a und b weisen darauf hin, daß folgende Kriterien bei der Magmengenese in Betracht gezogen werden müssen:

- Flows, Dikes und Sills können magmengenetisch nicht voneinander getrennt werden,

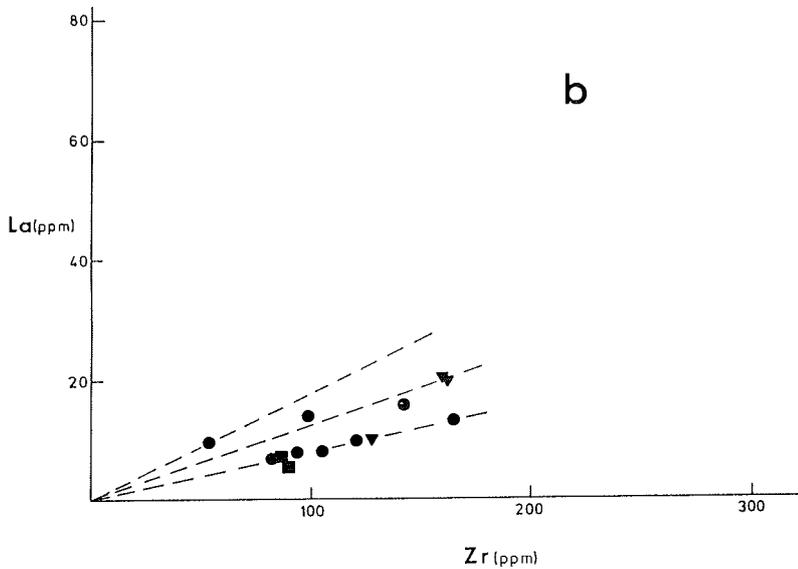
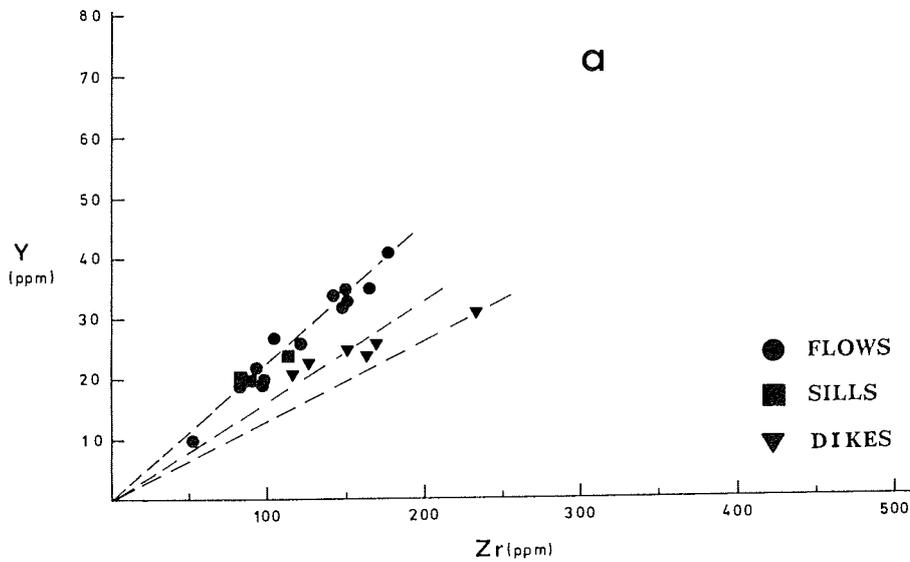


Abb. 56a, b: Korrelation von inkompatiblen Elementen.

- die Ausgangsmagmen sind von einem an Spurenelementen, (z. B. Zr, Y, La) heterogenen Mantel abzuleiten,
- unterschiedliche, wahrscheinlich hohe partielle Aufschmelzungsgrade eines homogenen oder heterogen zusammengesetzten Peridotits,
- variable metasomatische Zufuhr inkompatibler Elemente,
- Krustenkontamination.

II 3.3 Die magmatischen Vorkommen im Ahlmannryggen und Vergleichsproben aus der näheren Umgebung.

II 3.3.1 Nomenklatur.

Die Klassifikation der Magmatite aus dem Ahlmannryggen, N Borg Massiv (Fasettfjellet) und W Mühlig Hofmann Gebirge (Sverdrupfjella) erfolgt gemäß den N Vestfjella Magmatiten.

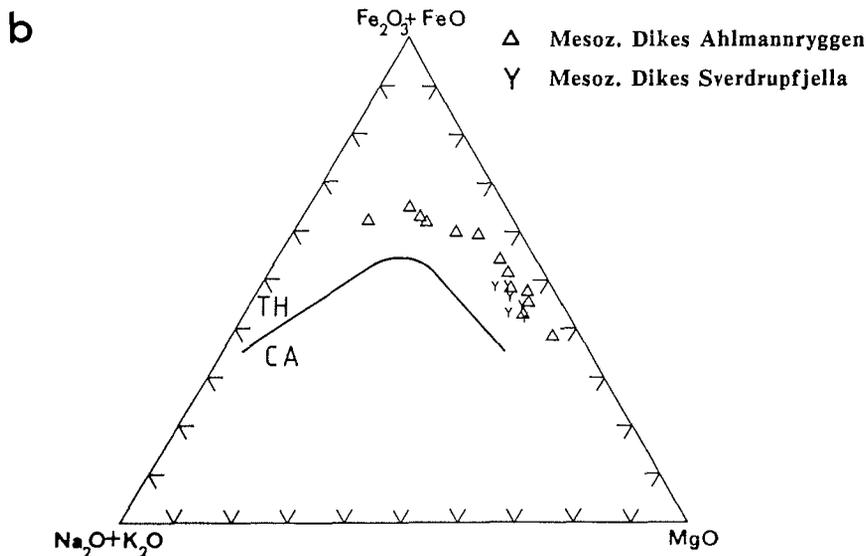
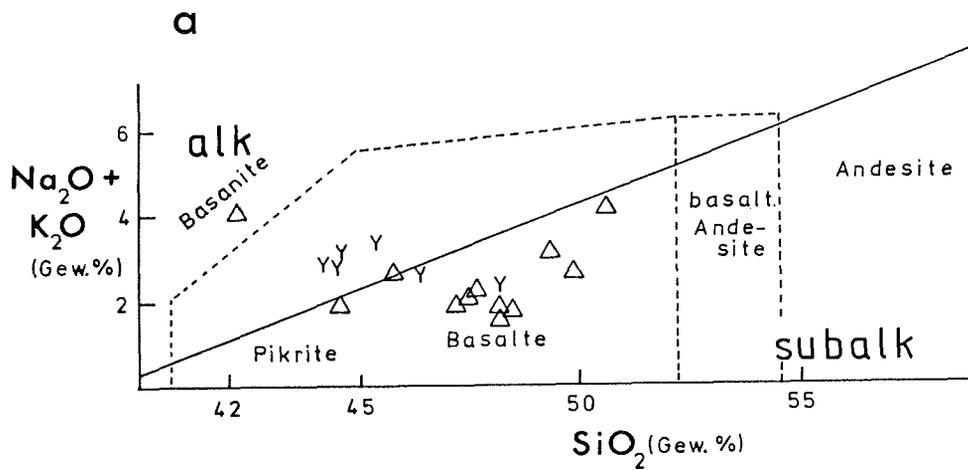


Abb. 57a, b: Alkali-SiO₂-Diagramm. Aufteilung der mesozoischen Magmatite im Ahlmannryggen. (in Gew%, Diskriminierungslinie nach MacDONALD & KATSURA (1964)), AFM-Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971).

Die Aufgliederung der kaum vergrüneten mesozoischen Vorkommen kann nach der klassischen Methode im Alkali-SiO₂- und AFM-Diagramm (IRVINE & BARAGAR 1971) sowie der Darstellung im aufgeklappten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (1962) erfolgen.

Aus Abb. 57a kann entnommen werden, daß es sich insgesamt um subalkalische **und** alkalische Basalte handelt. Die tholeiitische Betonung der subalkalischen Basalte wird im AFM-Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971) (Abb. 57b) deutlich. Zusätzlich ist die für die Tholeiite typische Entwicklung von MgO-reichen zu FeO_{tot}-reichen Basalten zu beobachten. Die nach Abb. 57a als alkalischen Basalte zu bezeichnenden Gesteine wurden ebenfalls in dieses Diagramm aufgenommen. Sie zeigen keine wesentlichen Unterschiede im Alkali-MgO-Fe_{tot}-Verhältnis zu den subalkalischen Varietäten.

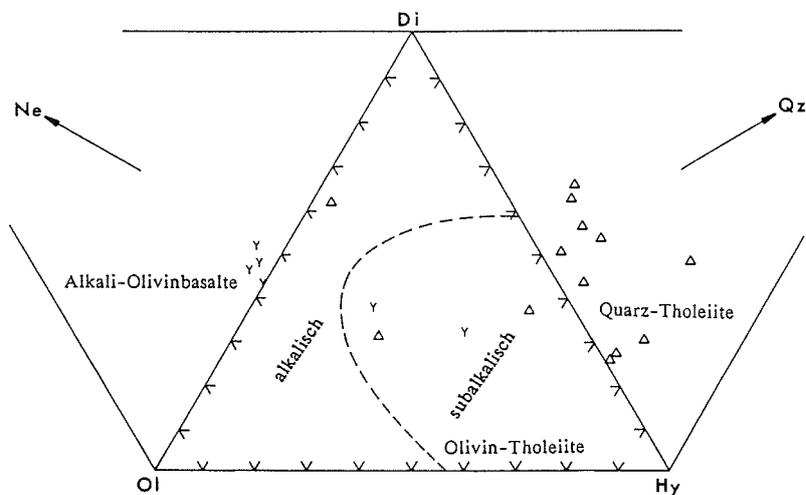


Abb. 58: Die mesozoischen Dikes aus dem Ahlmannryggen im aufgeklappten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (1962). Trennungslinie nach CHAYES (1966). Symbole s. Abb. 57.

Die normativen Unterschiede sind im Basalttetraeder nach YODER & TILLEY (Abb. 58) veranschaulicht. Aufgrund ihres normativen Mineralbestandes sind folgende Basalttypen zu unterscheiden:

- Tholeiite
- Quarz-Tholeiite
- Olivin-Tholeiite
- Alkaliolivinbasalte.

Bemerkenswert ist die Häufigkeit der Quarz-Tholeiite. Während im Ahlmannryggen nur Quarztholeiite und untergeordnet Olivintholeiite vertreten sind, treten im W Mühlig Hofmann Gebirge (Sverdrupfjella) innerhalb des Probenspektrums nur Olivin-Tholeiite und Alkali-Olivinbasalte auf.

Die ne-normativen Basalte stellen entsprechend dieser Darstellung Alkaligesteine dar. Ein Olivintholeiit aus dem Ahlmannryggen mit einem normativen hy-Gehalt von 0,9 Gew% liegt im unmittelbaren Grenzbereich zwischen SiO₂-untersättigten und SiO₂-gesättigten Basalten und gehört wahrscheinlich in die Gruppe der Alkalibasalte. Im Alkali-SiO₂-Diagramm der Abb. 57a plottet dieser Basalt im Feld für Basanite.

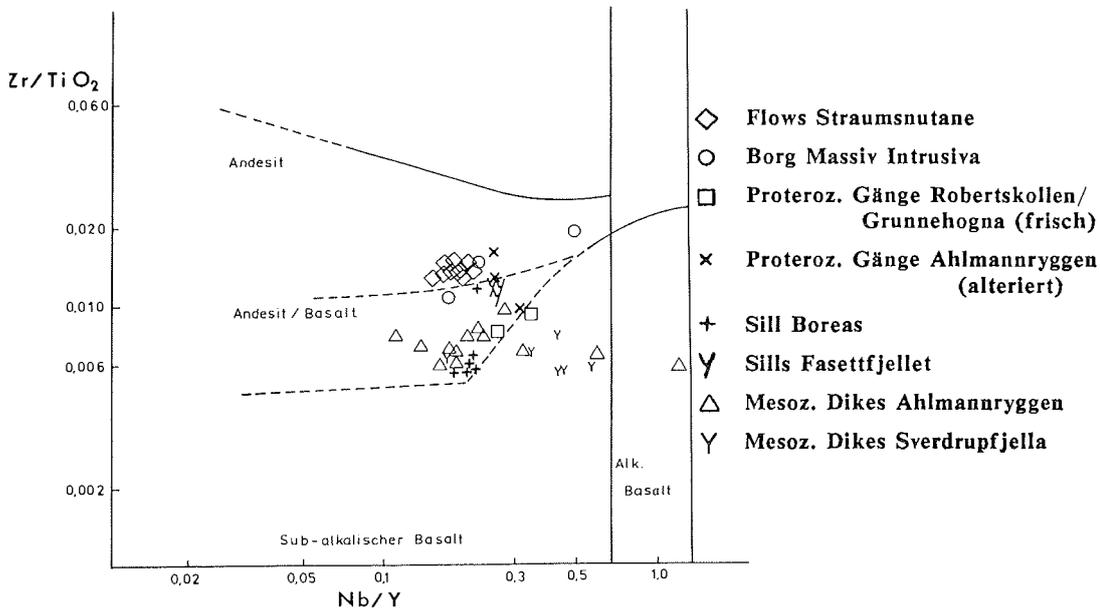


Abb. 59: Unterteilung der mesozoischen und proterozoischen Magmatite aus dem Ahlmannryggen im Diagramm Zr/TiO_2 - Nb/Y nach FLOYD & WINCHESTER (1978).

Im Variationsdiagramm Nb/Y vs. Zr/TiO_2 (Abb. 59) liegt der Basanit eindeutig im Feld für Alkalibasalte. Die überwiegende Zahl der mesozoischen Dikes liegt in diesem Diagramm im Feld für Andesit/Basalt. Sie repräsentieren die Quarz-Tholeiite. Die alkalische Affinität der Alkali-Olivinbasalte kommt in diesem Diagramm nicht eindeutig zum Ausdruck.

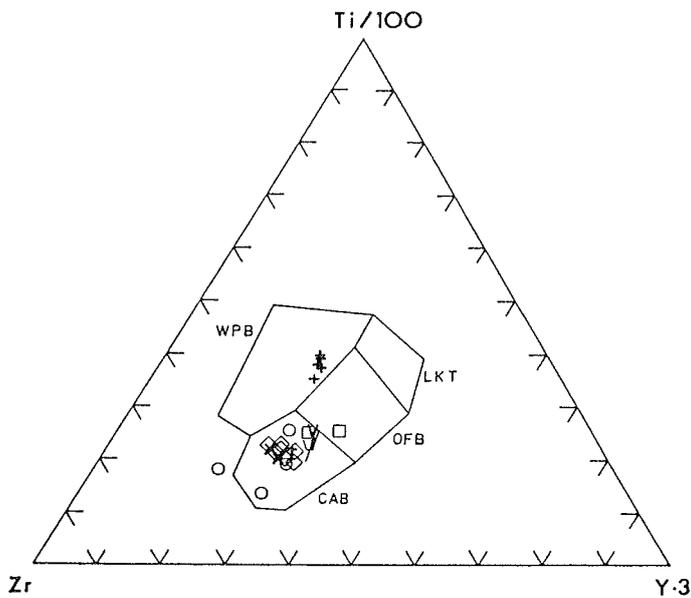


Abb. 60: Ti-Zr-Y-Diskriminierungsdiagramm nach PEARCE & CANN (1973). Symbole s. Abb. 59.

Alkali-SiO₂-Variationsdiagramme und der normative Mineralgehalt können bei der Nomenklatur der proterozoischen Magmatite aufgrund ihrer z. T. sehr starken Alteration mit Si- und K-Mobilität nicht angewendet werden (vgl. Tab. 15).

Die Einordnung dieser Magmatite kann nur mit bei Alteration immobilen Elementen im Nb/Y vers. Zr/TiO₂-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978) und in der Darstellung Ti/100 vers. Zr/ vers. Yx₃ nach PEARCE & CANN (1973) erfolgen (Abb. 59 und 60). Die Verhältnisse von Nb/Y vers. Zr/TiO₂ weisen die Lavafloows der Straumsnutane Region, Borg Massiv Intrusiva, Sills von Fasettfjället und einen Teil der proterozoischen Dikes als Andesite aus. Lediglich drei Dikes sowie fünf Proben des Boreas Sills liegen eindeutig im Basaltfeld, während eine weitere Probe des Boreas Sills im Grenzbereich Basalt/Andesit-Andesit plottet. Im Diagramm der Abb. 60 könnte sich eine kalkalkalische (CA) Affinität der proterozoischen Magmatitvorkommen andeuten. Lediglich die bereits oben erwähnten Ausnahmen liegen nicht im CA-Feld. Auf diese Abweichungen wird in Kapitel II 3.3.5 näher einzugehen sein.

Bei den proterozoischen Magmatitvorkommen könnten nach diesen Darstellungen in der überwiegenden Zahl

- Kalkalkalische Andesite
- Kalkalkalische Basalte

vorliegen. Allerdings sind Folgerungen aus diesen Diagrammen mit Vorbehalten behaftet, da sie sich als nicht immer zuverlässig erwiesen haben (vgl. Kap. II 3.3.4).

II 3.3.2 Haupt-, Neben- und Spurenbestandteile der mesozoischen Dikes.

Eine Auswahl der mg_v-Variationsdiagramme von Haupt- und Spurenelementkonzentrationen ist in Abb. 61a-h dargestellt. Das breite mg_v-Spektrum muß im wesentlichen auf Kristallfraktionierung mafischer Mineralphasen zurückgeführt werden. In den stofflichen Variationen ist keine Untergliederung in alkalische und subalkalische Reihen erkennbar. Die Mehrzahl der doleritischen Dikes weist für Tholeiite ungewöhnlich hohe TiO₂- und Y-Gehalte auf. Einige zeichnen sich durch sehr hohe Cr- und Ni-Konzentrationen aus. Auffällig ist, daß mit zunehmender Alkalinität die Konzentrationen von Ni, Cr und MgO (Abb. 61c, e, f) extrem hohe Werte erreichen. Lediglich der Basanit ist gekennzeichnet durch einen MgO-Gehalt von 5,85 Gew.% und Ni-, Cr-Gehalte <100 ppm. Wesentliche, bereits weit fortgeschrittene Olivin- und möglicherweise auch Orthopyroxen-Fraktionierung macht sich in der kontinuierlichen Abnahme von MgO und Ni innerhalb des Differentiationsspektrums bemerkbar. Nach WEDEPOHL (1985) zeigen Quarz-Tholeiite oft Cr-Konzentrationen von 150-275 ppm, während Alkali-Olivinbasalte meist durch Cr-Gehalte von 270-440 ppm charakterisiert sind. Aus einem Vergleich dieser Werte mit den Cr-Gehalten der vorliegenden Basalte kann gefolgert werden, daß Klinopyroxen-Fraktionierung bzw. Akkumulation von Klinopyroxen ebenfalls eingesetzt hat. Cr-Spinell-Fraktionierung kann nicht ausgeschlossen werden, denn Chromitanreicherung in Tröpfchenform konnte vereinzelt beobachtet werden (vgl. Kap. II 2.3.2.2). Bei der Mehrzahl der analysierten Proben liegen Cr-Gehalte >900 ppm vor. Diese Proben repräsentieren vermutlich Klinopyroxen- und Chromspinell-Kumulate, während Basalte mit Cr-Gehalten <200 ppm die entsprechenden Differentiate darstellen. Die CaO-Anreicherung bei mg_v>0,6 und anschließende CaO-Abreicherung bei mg_v<0,6 könnte auf CaO-Variationen in den aus der Schmelze abgeschiedenen Klinopyroxenen hinweisen: zu Beginn der Fraktionierung wurden CaO-arme Klinopyroxene pigeonitischer Zusammensetzung abgeschieden. Diese Fraktionierung führte zu einer relativen CaO-Anreicherung in der Schmelze. Bei mg_v<0,6 wurden schließlich CaO-reiche Klinopyroxene augitischer Zusammensetzung abgeschieden. Ein ähnlicher Effekt kann bei Orthopyroxenfraktionierung mit anschließender Klinopyroxenfraktionierung erwartet werden.

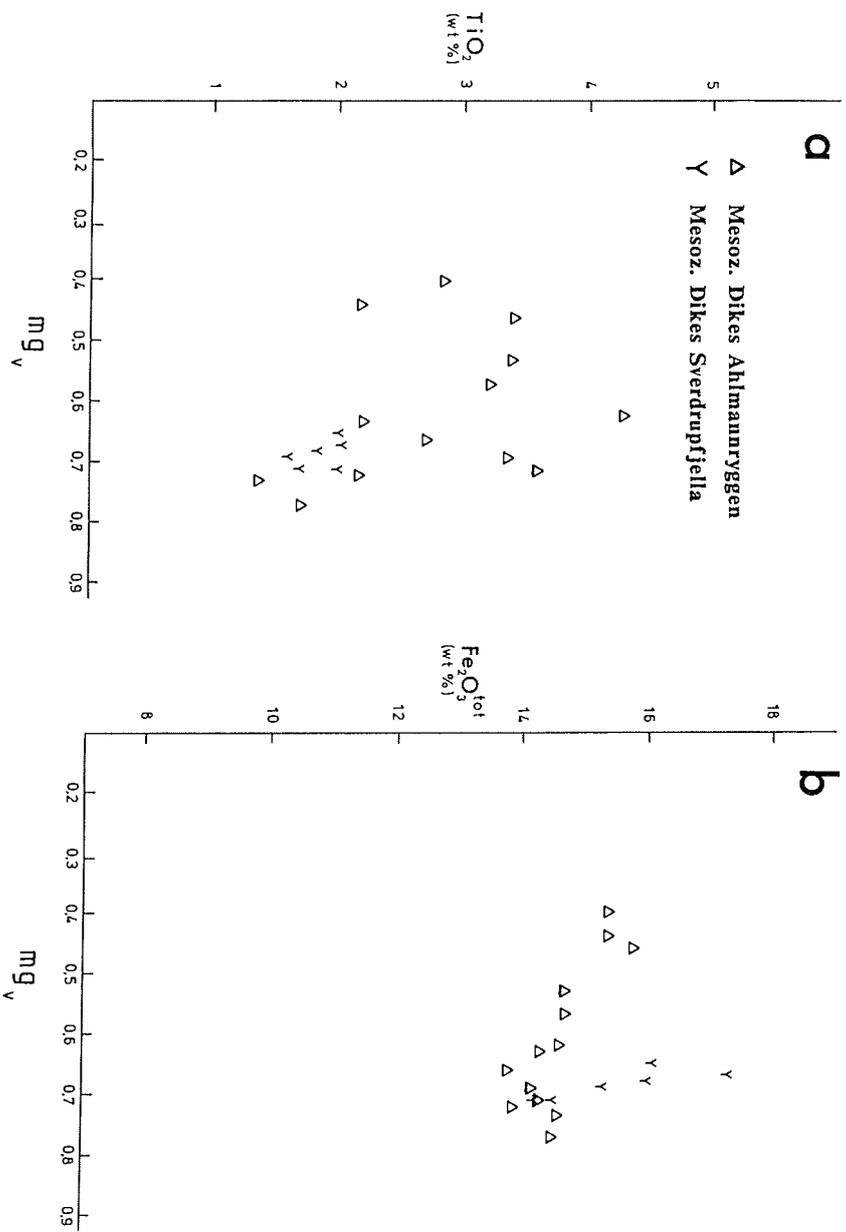


Abb. 61a-h: Variationen der Haupt- und Spurenelemente vs mg_v in den mesozoischen Magnatten des Ahlmannrücken

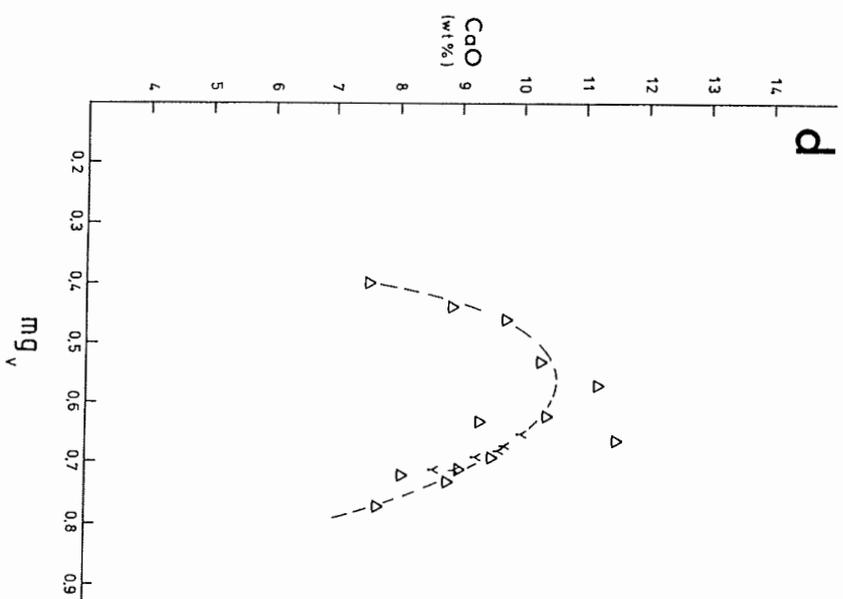
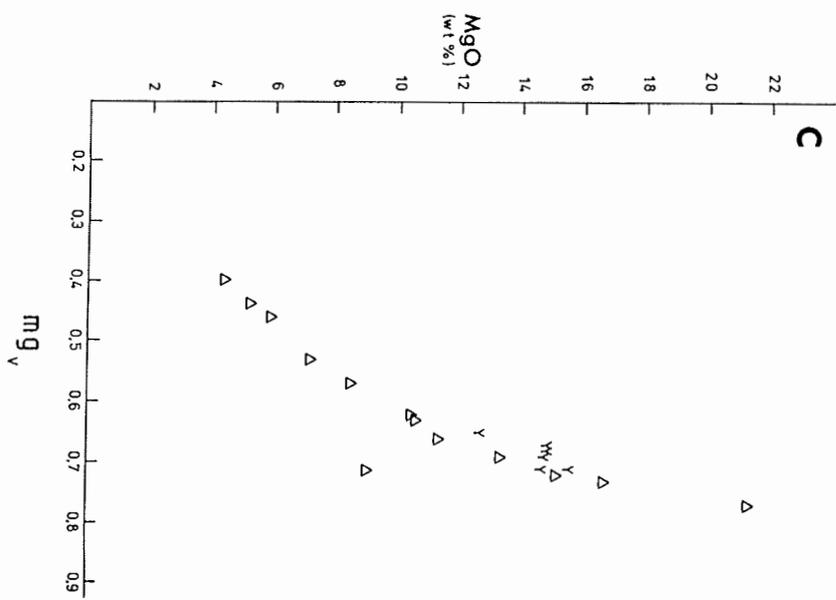


Abb. 61: Fortsetzung (Legende s. Abb. a)

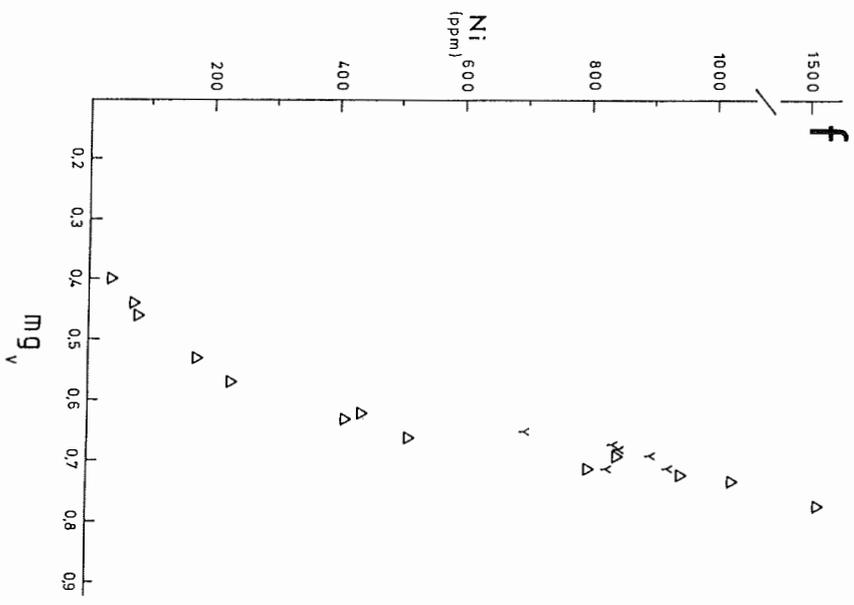
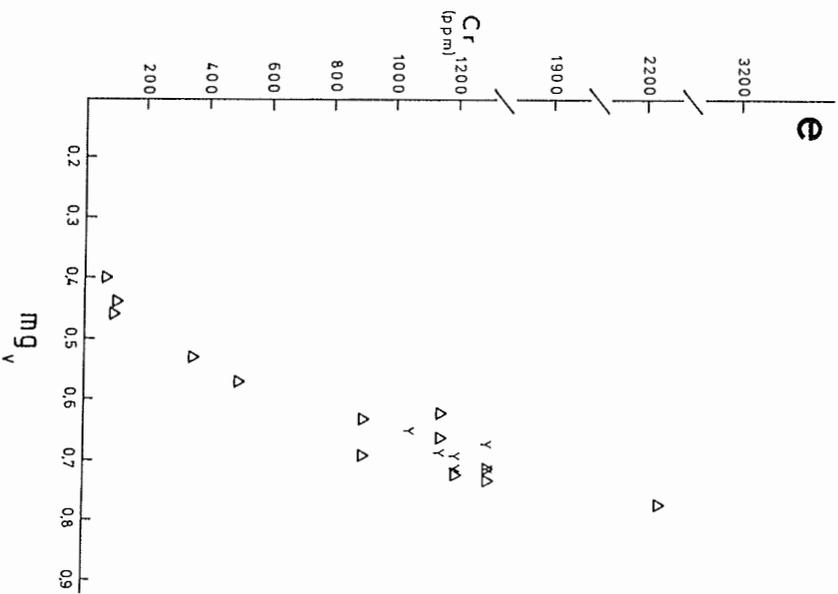


Abb. 61: Fortsetzung (Legende s. Abb. a)

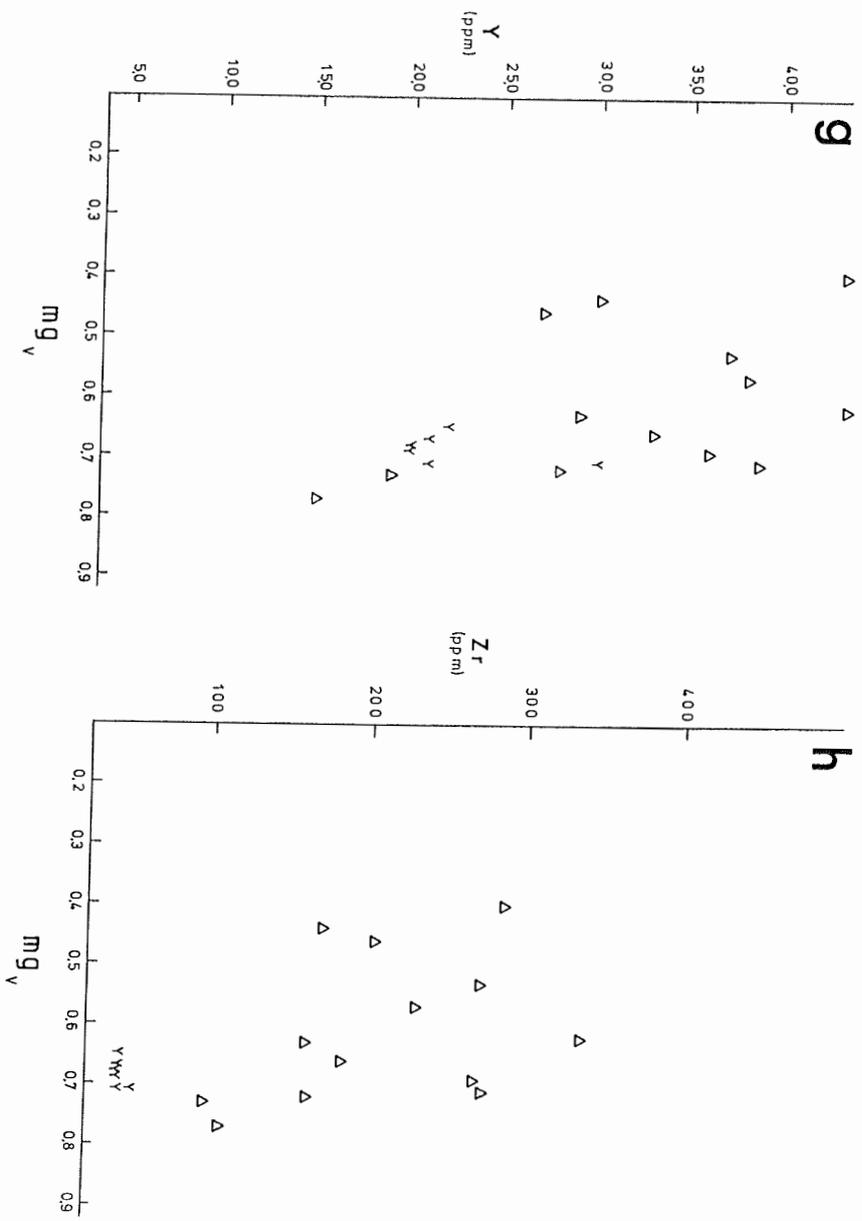


Abb. 61: Fortsetzung (Legende s. Abb. a)

neben Kristallfraktionierung mafischer Mineralphasen weitere Faktoren in Betracht gezogen werden müssen.

II 3.3.3 Magmengene und Entwicklung der mesozoischen Basalte.

Die Konzentration der bei der partiellen Schmelzbildung in Schmelze gehenden inkompatiblen Elemente ist abhängig von:

- der mineralogischen Zusammensetzung des Mantels,
- **und/oder** vom Aufschmelzungsgrad,
- **und/oder** von der Konzentration der inkompatiblen Elemente im Mantel,
- **und/oder** vom Kristall-/Schmelzverteilungskoeffizienten im entsprechenden Stadium des partiellen Aufschmelzens (HENDERSON 1984).

Nach COX (1984) kann durch 50% partielle Aufschmelzung eines Mantelperidotits mit Cr-Gehalten 2700 ppm und Ni-Gehalten 2400 ppm eine Schmelze mit 350 ppm Ni und ca. 900 ppm Cr erzeugt werden. Eine derartige Schmelze sollte entsprechend der linearen Beziehung Ni/MgO des Olivins einen MgO-Gehalt von 9-15 Gew% zeigen. Mit Ni-Gehalten von 412 und 440 ppm und Cr-Gehalten von 900 und 950 ppm und MgO-Gehalten von 10,4 und 10,6 Gew.% sind diese nach COX (1984) geforderten Bedingungen bei zwei analysierten Proben nahezu erfüllt. Diese beiden Proben können somit eine unmodifizierte Ausgangsschmelze repräsentieren, aus der sich die vorliegenden Differentiate und Kumulate durch Fraktionierung mafischer Mineralphasen entwickelt haben könnten. Die Darstellung in Abb. 63 stützt diese Interpretation. Es fällt auf, daß die Alkalibasalte nicht als separate Reihe in diesem Diagramm auftreten. Für die Magmenbildung von Alkaligesteinen sind relativ geringe partielle Aufschmelzungsgrade von Mantelmaterial erforderlich (SUN & HANSON 1975, FREY et al. 1978), und es kann angenommen werden, daß Klinopyroxen bei dieser Partialschmelzung als Restphase im Mantel verbleibt (HAAS 1985). Mit wenigen Ausnahmen zeigen die vorliegenden Alkalibasalte jedoch hohe Cr-Anteile. Nach Abb. 63 sind sie daher ähnlich wie die subalkalischen Affinitäten als Produkte eines relativ hohen partiellen Aufschmelzungsgra

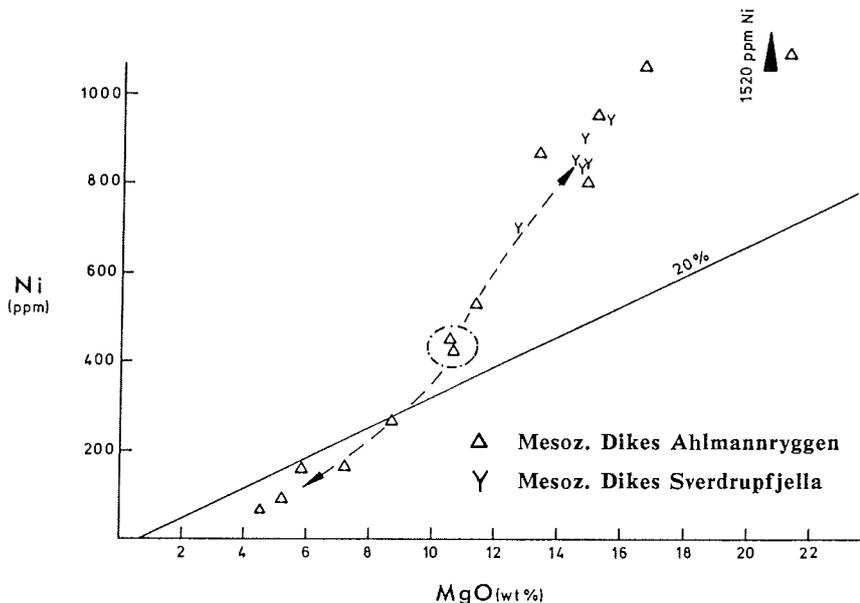


Abb. 63: Ni-MgO-Relationen für partielle Schmelzbildungsmodelle / fraktionierte Kristallisationsmodelle. Weitere Erläuterung s. Abb. 53.

des (>20%) zu verstehen, wobei beträchtliche Mantelanteile der Klinopyroxen-Komponente in

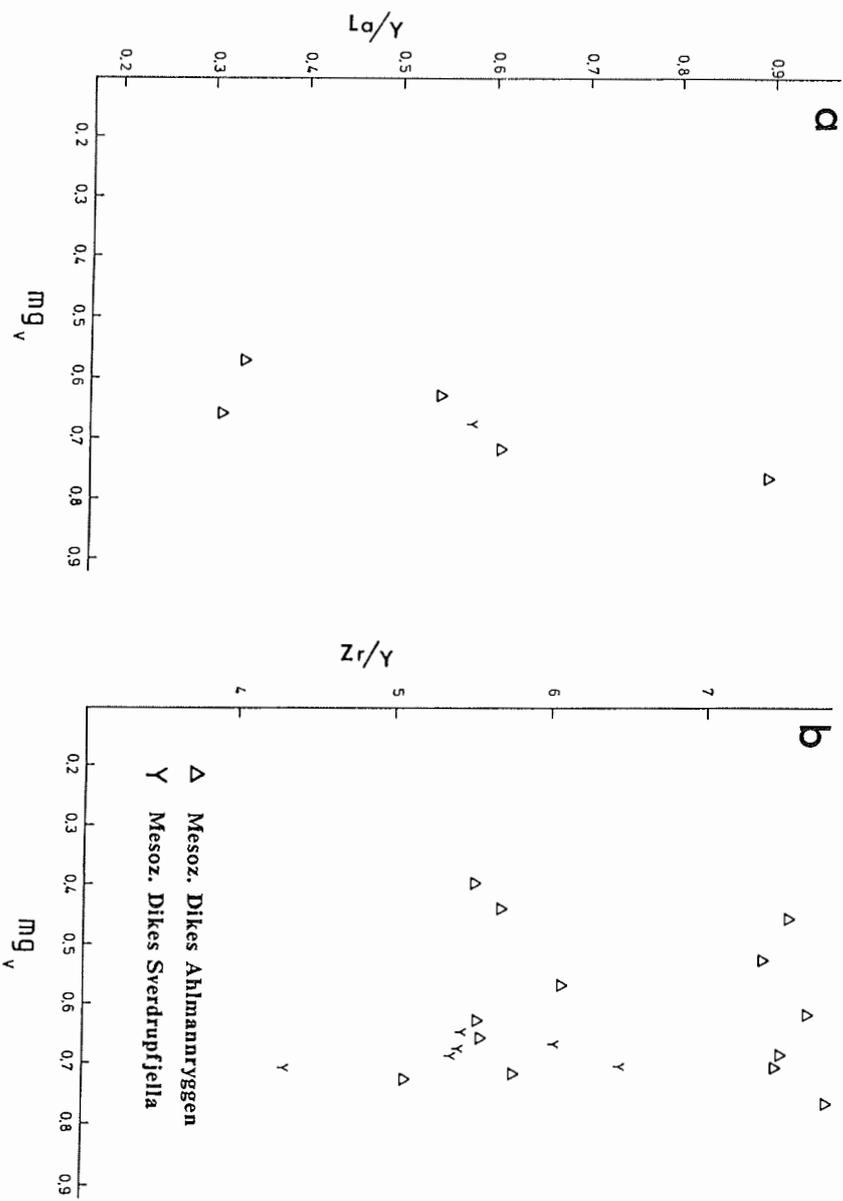


Abb. 64: La/Y - und Zr/Y -Verhältnisse mit variierenden mg_v -Werten

Schmelze gegangen sein müssen. Es ist daher eine von der üblichen Magmenbildung alkalischer Magmatite abweichende Magmengenese bei den vorliegenden alkalischen Affinitäten zu vermuten.

In Abb. 64a und b sind die La/Y- und Zr/Y-Verhältnisse, die annähernd das Ausgangsverhältnis des primären Magmas repräsentieren sollten, gegen den mg_v -Wert aufgetragen. Nach dem La/Y-Verhältnis müssen drei unterschiedliche Ausgangsschmelzen erwartet werden. Bei einem La/Y-Verhältnis von 0,5-0,6 treten sowohl alkalische als auch tholeiitische Typen auf. Im Zr/Y-Verhältnis tritt eine deutliche Gruppierung bei $Zr/Y > 7$ und $Zr/Y = 4,3-6,4$ innerhalb des repräsentierten Differentiationsspektrums auf. Hinter der breiten Streuung der Zr/Y-Verhältnisse von 0,43-6,4 könnten sich eventuell unterschiedliche Ausgangsmagmen verbergen. In beiden Gruppierungen sind wiederum alkalische und tholeiitische Affinitäten vertreten.

In Abb. 65 sind die absoluten Zr- und Y-Gehalte gegeneinander aufgetragen. Die lineare Abhängigkeit der Zr/Y-Konzentrationen und damit verbundene Aufgliederung in zwei Gruppierungen kann erklärt werden mit

- zwei verschiedenen Ausgangsschmelzen oder unterschiedlichem Mantelmaterial,
- oder mit einer an Zr ähnlich zusammengesetzten Ausgangsschmelze bei variierenden Y-Konzentrationen und gleichem Mantelaufschmelzungsgrad.

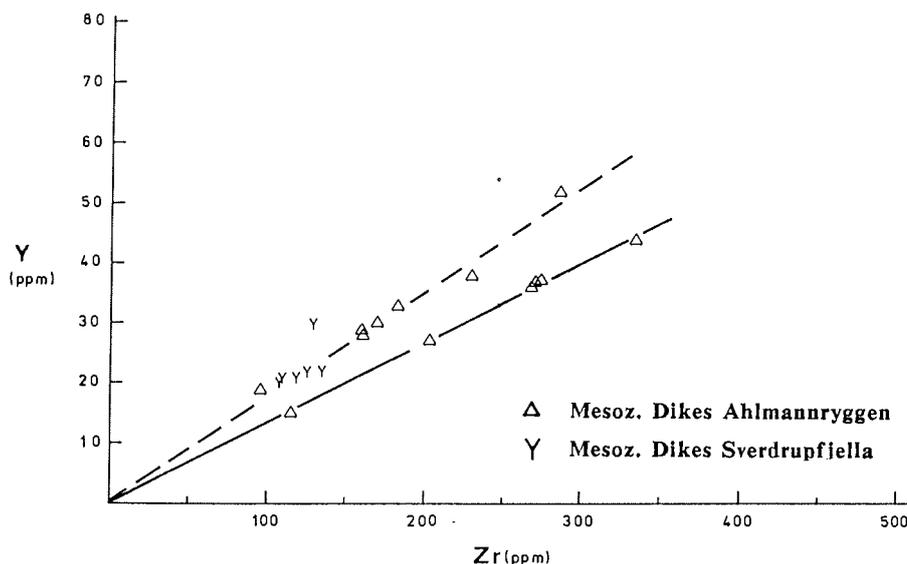


Abb. 65: Korrelation der inkompatiblen Elemente Y und Zr.

Die starke Spreizung der chondritisch normierten REE im Bereich der mittleren und schweren REE (vgl. Abb. 62) kann nicht, wie oben diskutiert, allein auf Klinopyroxen-Fraktionierung zurückgeführt werden. Variierende Aufschmelzungsgrade eines stofflich einheitlich zusammengesetzten Mantelperidotits können wegen der engen Begrenzung der leichten REE-Muster ausgeschlossen werden. Vielmehr müssen für die subalkalischen bzw. alkalischen Affinitäten unterschiedliche Ausgangsschmelzen erwartet werden, wobei die Alkalibasalte von einem Granatperidotit, die subalkalischen Basalte hingegen von einem granatfreien Peridotit abgeleitet werden könnten. Dabei könnten bei der Schmelzbildung unterschiedliche Tiefen im Mantel in Betracht kommen. Wedepohl (1985) erwartet bei der Schmelzbildung alkalischer und tholeiitischer Basalte zusätzlich metasomatische Mobilität einiger Hauptelemente, Spurenelemente und leichter REE.

Daher kann für die Genese der Ausgangsschmelzen nur in Frage kommen:

- variierende partielle Aufschmelzung unterschiedlicher Ausgangsperidotite mit variierender metasomatischer Anreicherung,
- und Schmelzbildung in unterschiedlichen Manteltiefen.

Die Variationen der mittleren und schweren REE können auf Granat im Peridotit zurückgeführt werden. Die unterschiedlichen Konzentrationen der Granatkomponente drücken sich ebenfalls in den unterschiedlichen Y-Gehalten in den vorliegenden Magmatiten aus, so daß die Zr/Y- und La/Y-Verhältnisse (Abb. 64a, b; 65) nur bedingt zur Charakterisierung der Primärschmelzen verwendet werden können.

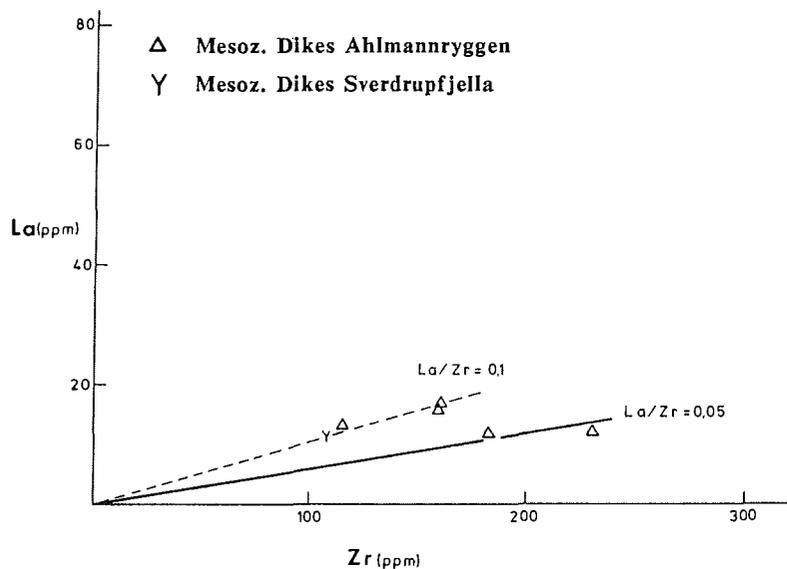


Abb. 66: Korrelation der inkompatiblen Elemente La und Zr.

Inkompatibel gegenüber Granat verhalten sich die Elemente Zr und La. Anhand dieser Elemente kann eine weitere chemische Kennzeichnung der Primärschmelzen vorgenommen werden. In Abb. 66 sind die absoluten Gehalte von Zr und La gegeneinander aufgetragen. Es zeigt sich, daß zwei unterschiedliche Ausgangsschmelzen für die vorliegenden Basalte postuliert werden müssen. In Abb. 67 sind die Spurenelementmuster (Normierung gegen "Primordial Mantle" nach WOOD 1979) einiger Proben aus beiden Reihen dargestellt. Aus dieser Darstellung kann entnommen werden:

- Anreicherung der inkompatiblen Elemente gegenüber dem "Primordial Mantle" in beiden Reihen,
- im Gegensatz zur Alkali-Reihe ist die subalkalische Serie an den Spurenelementen Nd-Y angereichert und an Rb-Sr verarmt,
- die subalkalische Reihe ist durch signifikante Rb- und K-Konzentrationsschwankungen gekennzeichnet,
- die Parallelverschiebung der Spurenelementmuster bei den subalkalischen Basalten im Segment Nb-Tb ist auf Kristallfraktionierung zurückzuführen,
- das Spurenelementmuster der alkalischen Proben ist trotz variierender Ol/Cpx-Konzentrationen (beachte Cr- und Ni-Gehalte in Abb. 67) eng begrenzt. Die Verarmung bzw. Anreicherung dieser Minerale sollte nur zu einer Parallelverschiebung der Muster führen. Da diese Parallelverschiebung nicht zu beobachten ist, können nur unterschiedliche partielle

Aufschmelzungsgrade eines homogen zusammengesetzten Mantels erwartet werden. Lediglich Sr und Y fallen aus dem üblichen Rahmen. Es lassen sich daher Heterogenitäten bezüglich dieser Elemente im Ausgangsmaterial folgern,

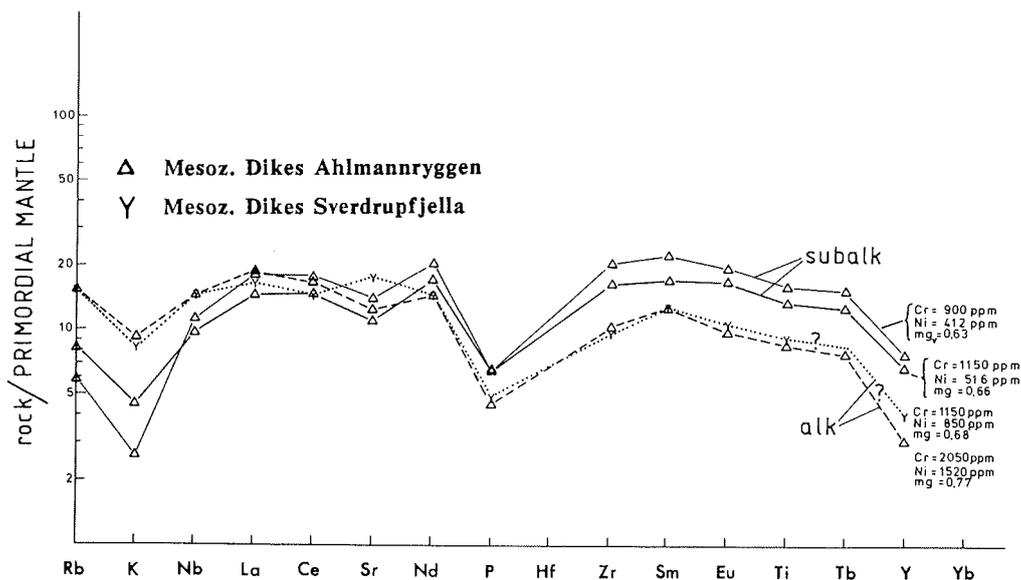


Abb. 67: Spurenelementverteilungsmuster alkalischer und subalkalischer Magmatite mit unterschiedlichen mg_v -Werten und hohen Cr-Ni-Konzentrationen.

- der parallele Verlauf der Spurenelementmuster beider Reihen im Segment P-Tb könnte auf einen bezüglich dieser Elemente homogen zusammengesetzten Mantel als Ausgangsmaterial für beide Primärschmelzen hinweisen. Die Variationen dieser Elemente zwischen beiden Primärschmelzen können mit unterschiedlichen partiellen Aufschmelzungsgraden dieses Mantels erklärt werden.

Aus diesen Ausführungen könnte gefolgert werden, daß die alkalischen und subalkalischen Reihen durch signifikant unterschiedliche Gehalte an inkompatiblen Elementen charakterisiert sind. In der Reihe mit $La/Zr=0,1$ (vgl. Abb. 66) sind jedoch sowohl alkalische als auch subalkalische Affinitäten vertreten. Es stellt sich die Frage, ob es überhaupt möglich ist, alkalische und subalkalische Schmelzen aus einem möglicherweise homogen zusammengesetzten Mantel zu erzeugen, oder ob die klassischen Methoden zur Nomenklatur der hier untersuchten Serien überhaupt anwendbar sind.

In Abb. 68 sind die Spurenelementmuster jeweils einer subalkalischen und alkalischen Affinität aus der Reihe $La/Y=0,1$ dargestellt (vgl. Abb. 66). Die extrem hohen Konzentrationen von Ni und Cr weisen die alkalische Probe als Olivin/Klinopyroxen-Kumulat aus. Die Fraktionierung führt im Kumulat zu einer Abreicherung der relativen Gehalte an inkompatiblen Elementen und kann sich somit lediglich in einer Parallelverschiebung der Spurenelementmuster ausdrücken. Aufgrund der starken Olivin/Klinopyroxen-Fraktionierung sollte ein möglichst hoher Anreicherungsfaktor in den inkompatiblen Elementen der subalkalischen Probe im Vergleich zu der alkalischen Probe angenommen werden. Der Anreicherungsfaktor sollte für alle dargestellten inkompatiblen Elemente identisch sein, wenn die Ausgangsschmelzen der beiden vorliegenden Magmatite von einem ähnlich zusammengesetzten Mantelperidotit unter gleichen partiellen Aufschmelzungsgraden erzeugt wurden und die absoluten Konzentrationen der inkompatiblen Elemente nur durch Ol/Cpx-Anreicherung bzw. -Abreicherung hervorgerufen wurden.

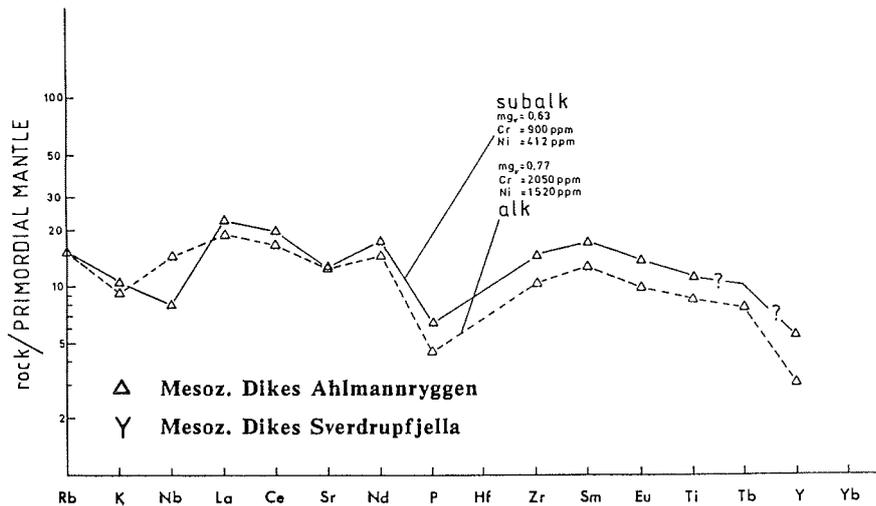


Abb. 68: Spurenelementverteilungsmuster einer alkalischen und einer subalkalischen Probe.

Die Anreicherung im Segment P-Tb (Faktor 1,4) zwischen beiden Proben ist auf die diskutierte Olivin/Klinopyroxen-Fraktionierung zurückzuführen. Der parallele Verlauf beider Muster in diesem Segment kann mit ähnlichen Aufschmelzungsgraden eines an diesen Elementen homogen zusammengesetzten Mantelmaterials zurückgeführt werden. Der geringere Anreicherungsfaktor (1,2) bei La, Ce, Nd und K erklärt sich mit Variationen dieser Elemente im Mantel. Der höhere Anreicherungsfaktor für Y (>1,4) kann am ehesten auf gleiche Aufschmelzungsgrade des Mantelmaterials mit unterschiedlichen Granatgehalten zurückgeführt werden. Insgesamt zeigen die geringen Konzentrationen der Spurenelemente (insbesondere in den Segmenten La-Ce und Zr-Ti in Abb. 67 und 68) an, daß in keinem Falle Alkalibasalte, sondern nur Tholeiite repräsentiert sind und die klassischen Methoden zur Klassifizierung dieser Basalte nur unter Vorbehalt anwendbar sind. Bei den Basalten bestehen keine Anzeichen für starke Krustenkontamination.

II 3.3.4 Haupt-, Neben- und Spurebestandteile der proterozoischen Vorkommen.

Wie die Abb. 58 und 59 zeigen, könnte es sich bei den proterozoischen Vorkommen des Ahlmannryggens um kalkalkalische Basalte und Andesite handeln. Diese Darstellungen gaben Anlaß zu der Vermutung, daß es sich bei diesen Vorkommen um orogene, an Subduktionszonen gebundene Plattenrandmagmatite handeln könnte (vgl. PETERS et al. 1986). Insbesondere die Dreiecksdarstellung Ti-Zr-Y nach PEARCE & CANN (1973) zur Definition der geotektonischen Positionen magmatischer Gesteine hat sich bei jüngeren Untersuchungen als nicht immer zuverlässig erwiesen (z. B. HOLM 1982). Besonders die Unterscheidung von kontinentalen Tholeiiten gegen Low-K Tholeiite, Ozeanbodenbasalten und Kalkalkalibasalten kann mit diesem Diagramm nicht erfolgen. Da die Definition der geotektonischen Position der Magmatitvorkommen in den Untersuchungsgebieten ein zentrales Thema der vorliegenden Arbeit darstellt, muß entschieden werden, welche Elemente für diese Untersuchungen benutzt werden können. Zunächst ist es erforderlich, die petrogenetische Entwicklung der Serien nachzuvollziehen.

Für die chemische Kennzeichnung der Schmelzen und die Rekonstruktion ihrer petrogenetischen Entwicklung lassen sich aufgrund der starken Alteration und damit verbundenen Mo-

bilität einer Vielzahl von genetisch wichtigen Elementen nur weitgehend immobile Elemente wie Ti, Fe_{tot} , Mg, Cr, Ni, Y, Zr und REE verwenden (vgl. Tabelle 15).

Die Variationen einiger dieser genetisch bedeutsamen Elemente sind in Abb. 69a-h dargestellt.

Aus den Darstellungen lassen sich folgende Aussagen treffen:

- die vorliegenden Magmatite sind untergliedert in eine Ti-reiche und Ti-arme Serie, wobei nur in der Straumsnutane Region beide Varietäten wechseltlagernd nebeneinander auftreten,
- im Gegensatz zu den Ti-reichen Magmatiten ist in den Ti-armen Magmen eine kontinuierliche chemische Entwicklung zu erkennen,
- die Anreicherung von Ti, Fe und Verarmung von Mg, Cr, Ni mit fortschreitender Entwicklung in der Ti-armen Serie entspricht einem typischen tholeiitischen Trend,
- in der Ti-reichen Serie zeichnet sich kein Entwicklungstrend ab, der Rückschlüsse über die Nomenklatur dieser Serie zulassen könnte.

Nach den Geländebefunden sind die beiden Serien in der Straumsnutane Region räumlich nicht voneinander abgegrenzt. Mit einem mg_v -Wert von 0,79 bis 0,35 ist in der Ti-armen Reihe ein sehr breites Differentiationsspektrum repräsentiert. Aufgrund der signifikanten Abnahme von FeO_{tot} , Ni, MgO und Cr kann eine Fraktionierung mafischer Mineralphasen (Ol, Opx, Cpx) angenommen werden (vgl. auch Abb. 70). Entsprechende Mineralphasen sind z. T. noch als Einsprenglinge vertreten. Das Auftreten einer mit fortschreitender Entwicklung immer ausgeprägteren Eu-Anomalie (vgl. Abb. 72) deutet auf zunehmende Plagioklasfraktionierung hin. Bei den Proben aus dem Boreas Sill ist eine Zunahme der FeO_{tot} - und TiO_2 -Gehalte zu beobachten (Abb. 69a und b). Die Konzentrationsvariationen sind auf in situ Titanomagnetit/Ilmenit-Fraktionierung zurückzuführen (Abb. 71) (vgl. Kap. II 2.3.1.3). Bei der Titanomagnetit/Ilmenit-Fraktionierung verändert sich der mg_v -Wert aufgrund der relativen Fe-Anreicherung bzw. -Verarmung. Die Fe-Anreicherung täuscht einen höheren Differentiationsgrad bei den Magnetitkumulaten vor, während die Differentiate einen geringeren Differentiationsgrad aufweisen. Etwa gleichbleibende Konzentrationen der gegenüber Magnetit/Ilmenit inkompatiblen Elemente Y, Zr, La, Eu, Ce und Yb innerhalb der repräsentierten mg_v -Werte von 0,57-0,36 stützen diese Vermutung (vgl. Abb. 69g-i). Aus der Titanomagnetit/Ilmenit-Fraktionierung erklärt sich auch die Veränderung der Ti/100-Zr-Yx3-Verhältnisse in Abb. 60. Ebenso erklären sich damit die geringeren Zr/ TiO_2 -Verhältnisse (vgl. Abb. 59) einiger Proben des Boreas Sills, so daß die Proben dieses Sills ebenfalls im "kalkalkalischen" Feld der Abb. 60 liegen. Die FeO_{tot} -Variationen innerhalb der Ti-armen Reihe zeigen Fraktionierung Ti-armer Mineralphasen (Ti-armer Magnetit) an (vgl. Abb. 69b und Abb. 71).

Diese Ausführungen deuten die Fragwürdigkeit dieser Diskriminierungsdiagramme an, wenn mögliche chemische Modifikationen durch z. B. Kristallfraktionierung nicht nachvollzogen, sondern die Elementkonzentrationen bzw. -verhältnisse ohne Überprüfung in diese Diagramme aufgenommen wurden.

Die oben dargestellten Untersuchungen haben zeigen können, daß Diskriminierungsdiagramme beiden vorliegenden Gesteinen nicht angewendet werden können. Vielmehr muß ermittelt werden, welche Elemente trotz der Fraktionierungsvorgänge für die Charakterisierung der Gesteine aussagekräftig sind.

Die Ti-reiche Serie ist durch ein enges Differentiationsspektrum mit $mg_v=0,29-0,43$ gekennzeichnet. Innerhalb dieses Spektrums sind signifikante FeO_{tot} , Zr, Eu, Yb-Variationen zu beobachten (Abb. 69a-h). Während sich die Titanomagnetit/Ilmenit-Fraktionierung in der Ti-armen Serie durch eine lineare Abhängigkeit der TiO_2 vers. FeO_{tot} -Gehalte bemerkbar macht, ist diese Beziehung in der Ti-reichen Serie nicht feststellbar (Abb. 71), so daß eine wesentliche Auskristallisation und Abtrennung von Titanomagnetit/Ilmenit in dieser Serie ausgeschlossen werden kann. Ebenso sind nur geringe Variationen in den MgO-, Cr-, Ni-, Y-, La- und Ce-Konzentrationen zu beobachten (Abb. 69c-i). Die bezüglich Olivin, Klino-

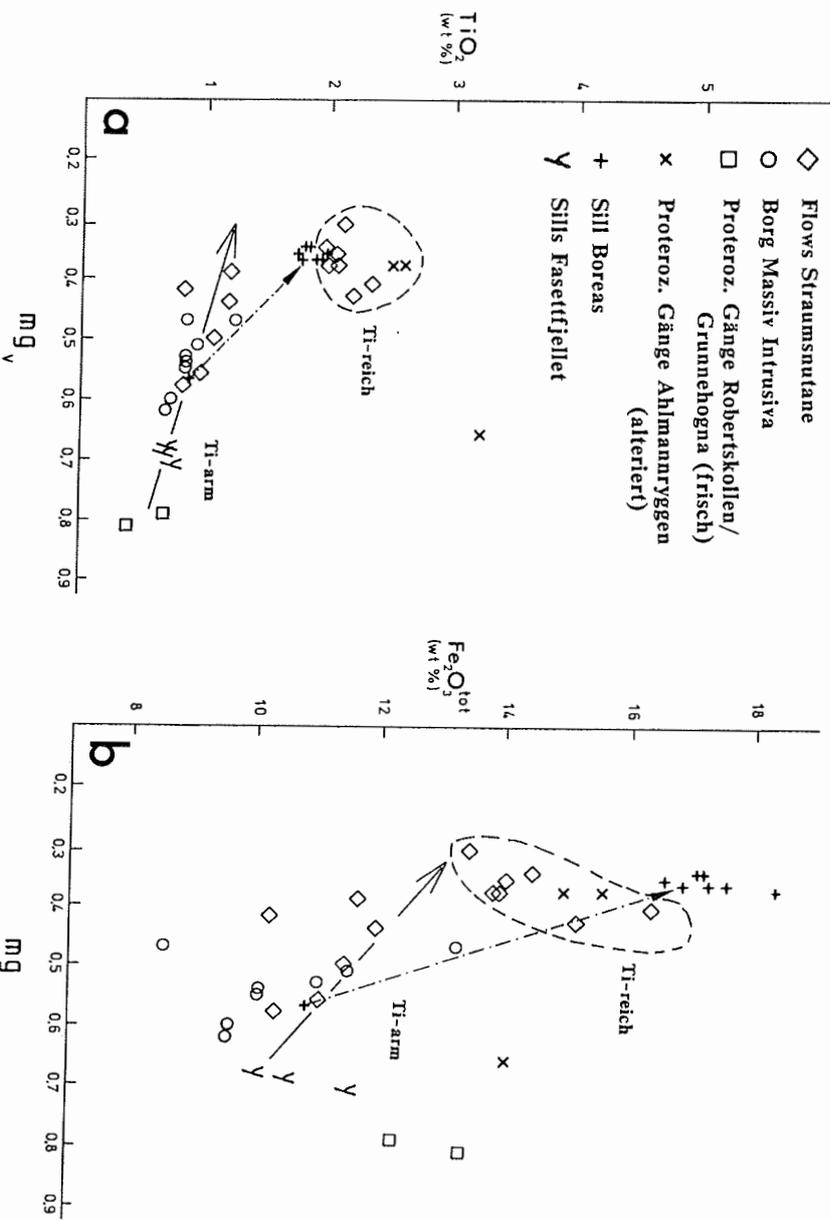


Abb. 69a-h: Hauptelement- und Spurenelementvariationen in den proterozoischen Magmatiten (Ti-reiche und Ti-arme Serie) des Ahlmannryggens.

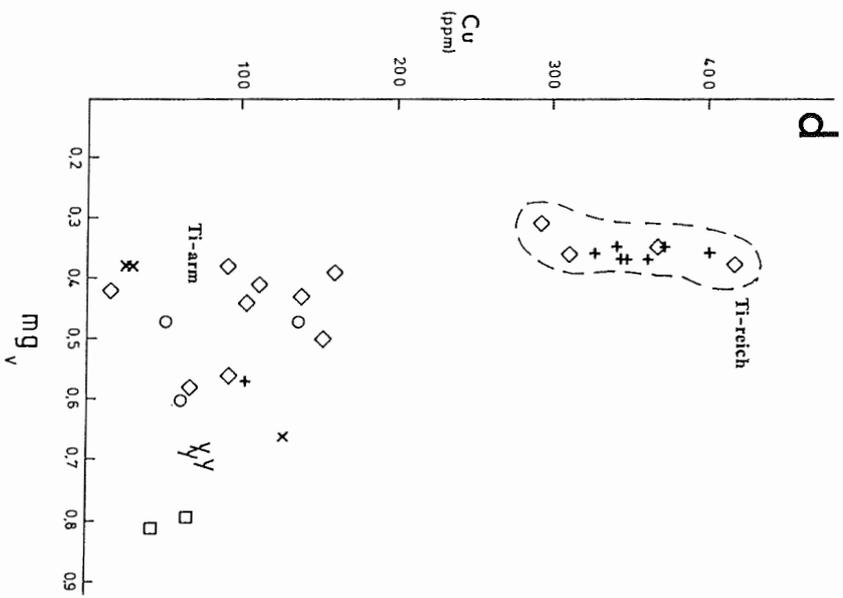
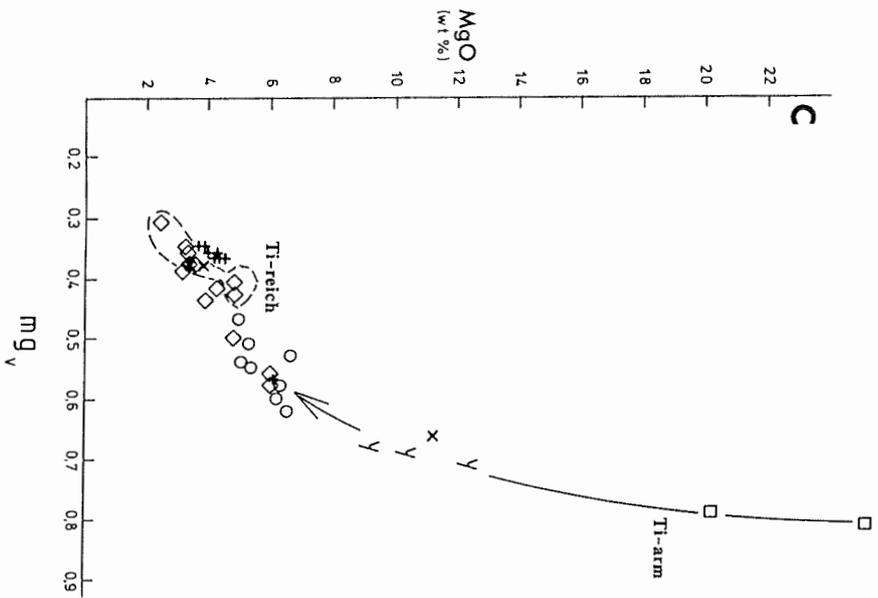


Abb. 69: Fortsetzung (Legende s. a)

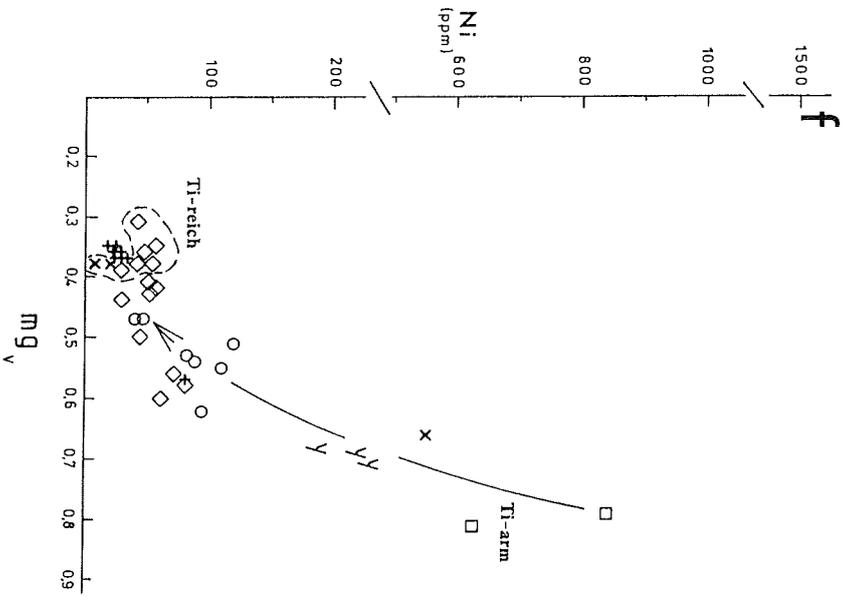
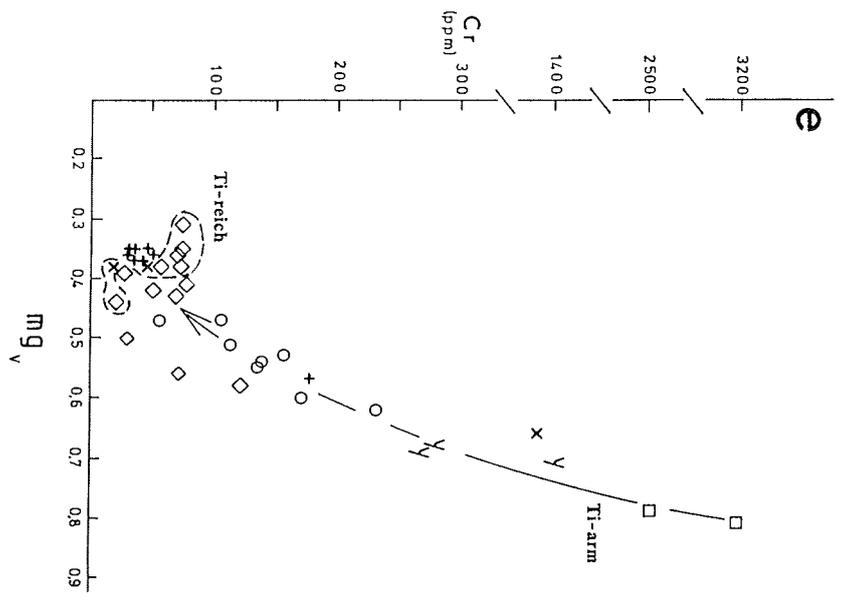


Abb. 69: Fortsetzung (Legende s. a)

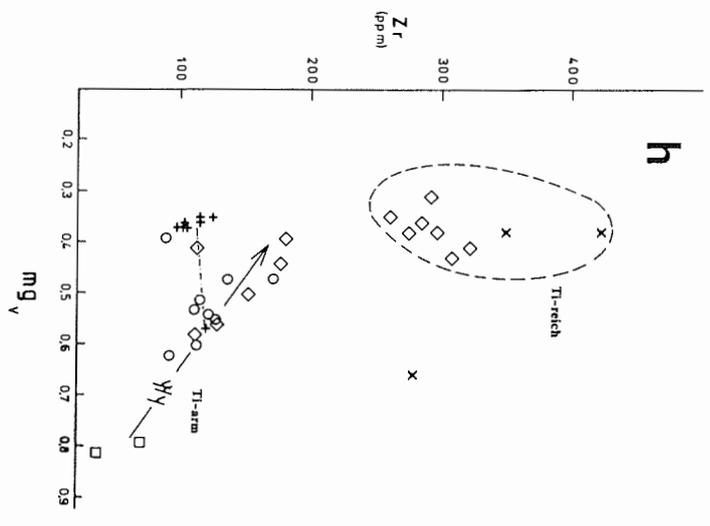
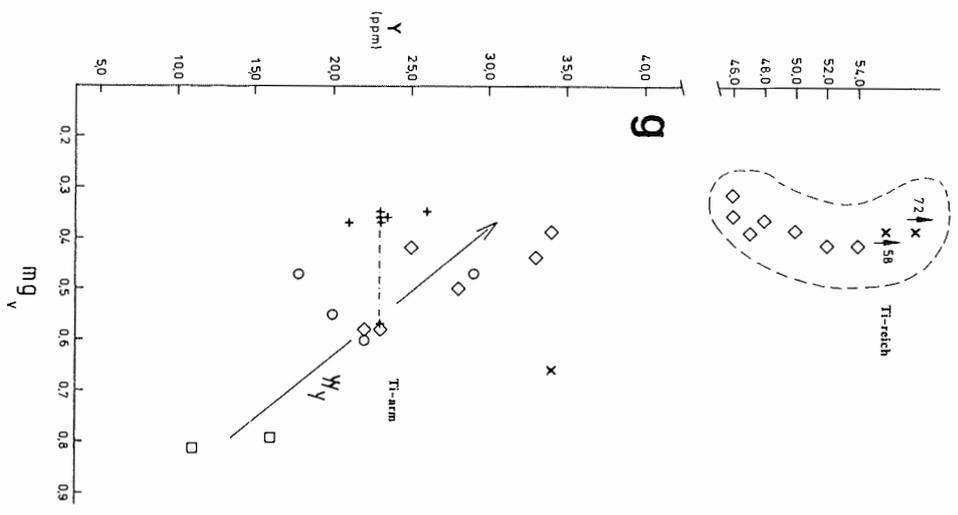


Abb. 69: Fortsetzung (Legende s. a)

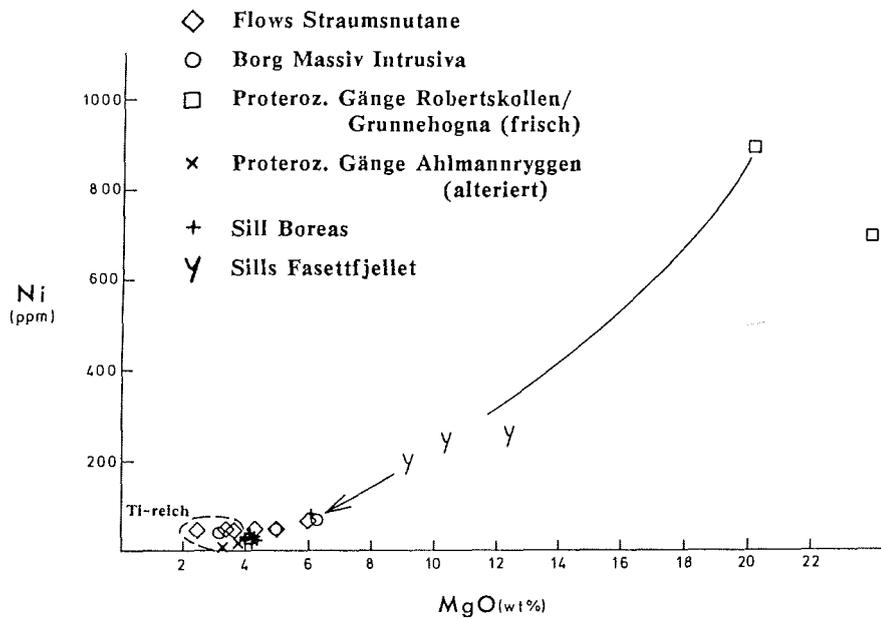


Abb. 70: Ni-MgO-Verhältnisse in der Ti-reichen und der Ti-armen Serie.

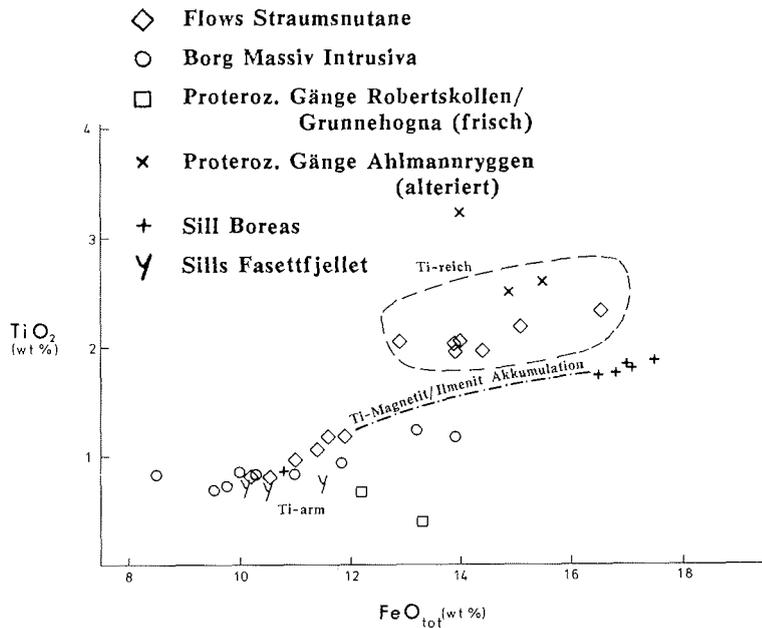


Abb. 71: Korrelation von TiO_2 und FeO_{tot} bei Titanomagnetitfraktionierung in der Ti-armen Serie.

pyroxen und eventuell Orthopyroxen kompatiblen Elemente MgO, Cr und Ni sind angereichert (Abb. 69 c, d, e), so daß eine bereits vollständig erfolgte Separation dieser Mineralphasen aus der Schmelze gefolgert werden kann. Die zunehmende Eu-Anomalie bei höherer Entwicklung zeigt an, daß neben Olivin, (Orthopyroxen) und Klinopyroxen der Fraktionierung von Plagioklas (vgl. Abb. 72, 69j) eine maßgebliche Rolle bei der chemischen Entwicklung dieser Serie zukommt.

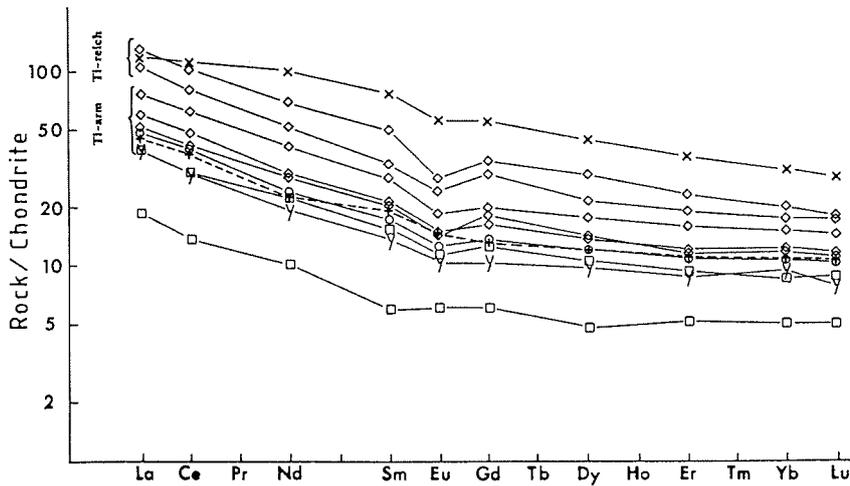


Abb. 72: REE-Verteilungsmuster der proterozoischen Vorkommen (Symbole s. Abb. 70).

Insgesamt weist die Ti-reiche Serie höhere chondritisch normierte Lanthanoidenverhältnisse im Vergleich zur Ti-armen Serie auf (Abb. 72). Dieser Befund kann auf unterschiedliche Ausgangsschmelzen für beide Serien hinweisen. Eine relativ stark differenzierte und eine kaum differenzierte Probe weichen im Verlauf ihrer REE-Muster signifikant von den übrigen Proben in diesem Diagramm ab, so daß weitere chemisch unterschiedliche Ausgangsmagmen erwartet werden müssen (Abb. 72).

II 3.3.5 Magmengene und Magmenentwicklung der proterozoischen Reihen.

Bei der weiteren Betrachtung dieser Magmenserien ist von besonderem Interesse, ob es möglich ist, die räumlich getrennten Vorkommen aus der Straumnsnutane Region (LavafloWS), aus dem zentralen Ahlmannryggen (Borg Massiv Intrusiva) und von Fasettfjellet sowie Boreas und Robertskollen Nunataks (jeweils mächtige Sills) genetisch miteinander zu korrelieren. Miteinbezogen in die Überlegungen werden ausgewählte Dike-Vorkommen aus dem zentralen und NW Ahlmannryggen. Für die später folgende Interpretation zur geotektonischen Position dieser Vorkommen aufgrund chemischer Kriterien muß überprüft werden, welche chemischen Modifikationen (z. B. postmagmatische Überprägungen) die Magmatite erfahren haben.

Bei der vorangegangenen Diskussion konnte der Nachweis einer Ti-armen und Ti-reichen Serie erbracht werden, die in den LavafloWS-Abfolgen der Straumnsnutane Region wechsellagernd auftreten können. In den proterozoischen Vorkommen der anderen Lokalitäten wurden nur Ti-arme Varietäten festgestellt. Ebenso konnte gezeigt werden, daß Kristallfraktionierung den maßgeblichen Prozeß für die chemische Entwicklung beider Serien darstellt, wobei die Fraktionierung mafischer Mineralphasen in der Ti-armen Serie fortschreitend, in der Ti-reichen Serie hingegen bereits abgeschlossen ist. Fortschreitende Plagioklasfraktionierung kann in beiden Serien erwartet werden (vgl. Abb. 72: Eu-Anomalie). Eine genetische Verbindung zwischen beiden Serien konnte jedoch nicht aufgezeigt werden.

Vielmehr lassen die verschiedenen La/Y- und Zr/Y-Verhältnisse verschiedene Ausgangsschmelzen für beide Serien erwarten (Abb. 73a und b). Während diese Verhältnisse in der Ti-reichen Serie relativ eng begrenzt sind, weist die Ti-arme Serie beträchtliche Variationen in diesen Elementverhältnissen auf.

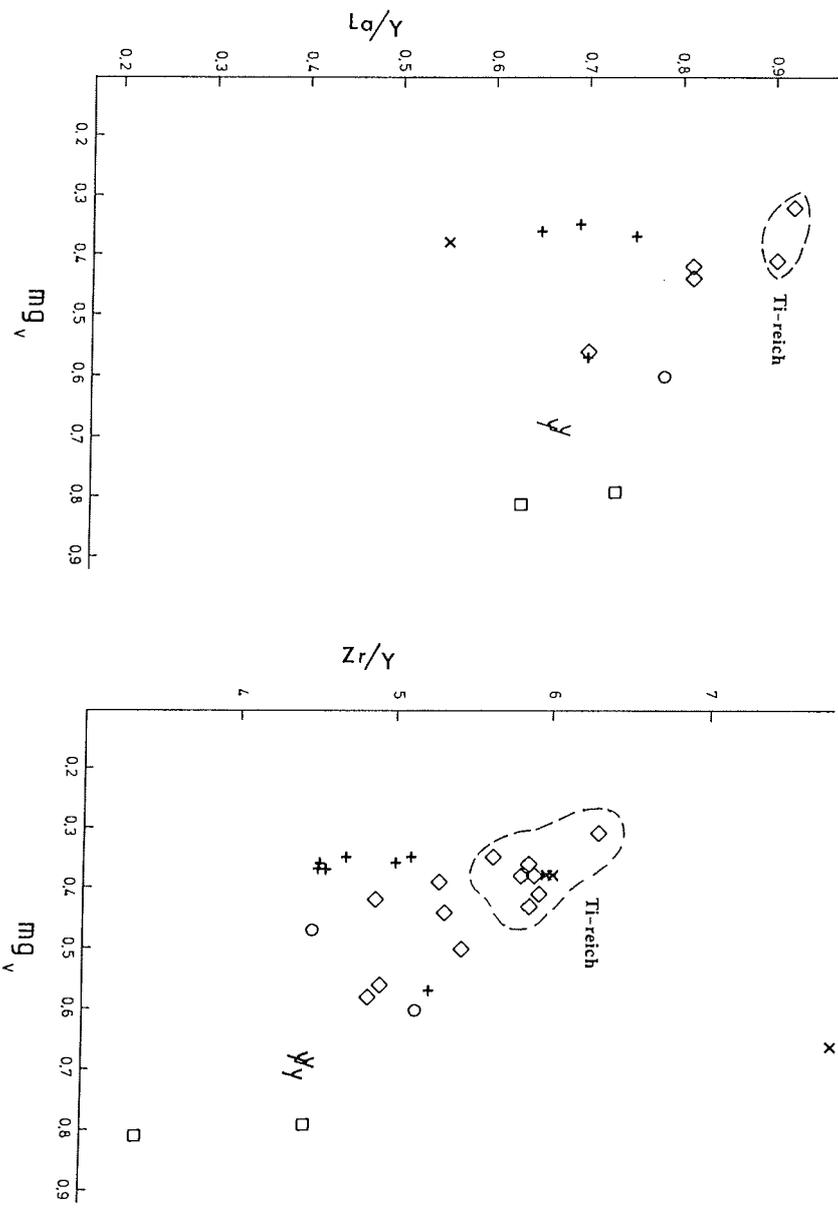


Abb. 73: Variationen der La/Y- und Zr/Y-Verhältnisse in den proterozoischen Magmatiten des Ahlmannrückens (Symbole s. Abb. 71)

Für weitere Betrachtungen und zur Klärung der Ursachen für die Variationen in den Verhältnissen der inkompatiblen Elemente werden die Elemente Zr, Y und REE herangezogen. Im folgenden Abschnitt werden zunächst die Elementverhältnisse und chondritisch normierten REE sowie die "Primordial Mantel" normierten Spurenelementkonzentrationen repräsentativer Proben aus der Ti-armen Serie bei $mg_v=0,57-0,79$ betrachtet. Es handelt sich jeweils um eine Probe aus einem andesitischen Lavaflow der Straumnsnutane Region, aus den Borg Massiv Intrusiva (BMI), einem Sill von Fasettfjellet und Boreas Nunataks sowie aus einem mafischen Dike aus dem zentralen Ahlmannryggen, der die Borg Massiv Intrusiva durchschlägt.

Die absoluten Gehalte der relevanten Elemente sind in Tabelle 18a aufgeführt.

Tabelle 18a: Absolute Gehalte inkompatibler Elemente (in ppm).

	mg_v	Zr	Nb	Y	La	Ce	Yb
Lavaf. Str.	0,56	128	<5	26	16,8	35,8	2,6
BMI	0,6	113	<5	22	15,5	33	2,3
Sill Boreas	0,57	120	<5	23	16	33,8	<2,62
Sill Fasettfj.	0,69	89	<5	20	12,4	25,4	2,1
Dike	0,79	71	<5	16	9,2	18,8	1,39

Tabelle 18b: Verhältnisse der inkompatiblen Elemente.

	Zr/La	La/Zrx100	(La/Yb) _N	(La/Ce) _N
Lavaf. Str.	4,9	13,1	4,3	1,2
BMI	5,1	13,7	4,5	1,2
Sill Boreas	5,2	13,3	4,5	1,2
Sill Fasettfj.	4,5	13,9	4,0	1,3
Dike	4,4	12,9	4,6	1,3

Offensichtlich variieren die chondritisch normierten Lanthanoiden-Verhältnisse bei ähnlich und unterschiedlich kompatiblen REE weitaus geringer als die Verhältnisse von Zr/Y und La/Zr x 100.

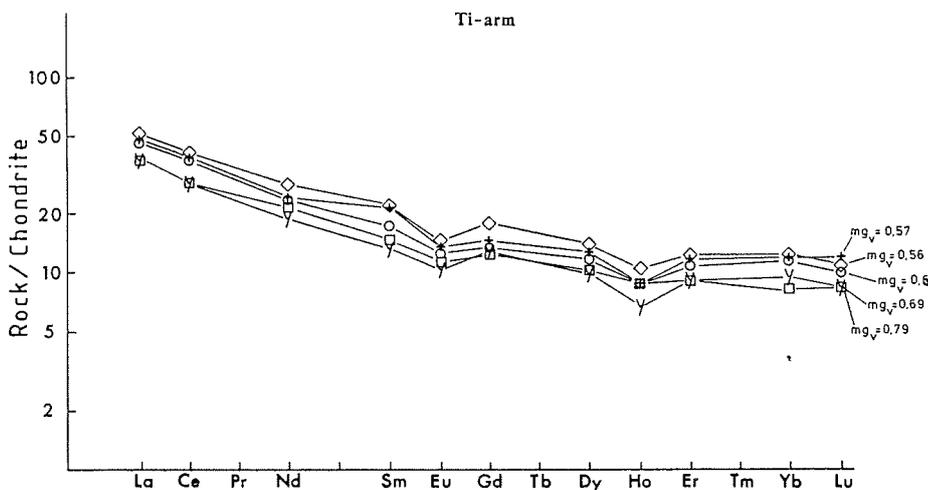


Abb. 74: Geringe Variationen der REE-Verteilungsmuster innerhalb der Ti-armen Serie bei $mg_v=0,56-0,79$ (Symbole s. Abb. 70).

Die geringen Variationen der REE-Gehalte in den in Tab. 18a und b aufgeführten Proben drücken sich ebenfalls in den chondritisch normierten REE-Mustern aus (Abb. 74).

Die Darstellung in Abb. 74 läßt erkennen:

- in der Ti-armen Serie sind die leichten REE gegenüber den schweren angereichert,
- innerhalb eines relativ großen Differentiationsspektrums ($mg_v=0,57-0,79$) sind die REE-Muster eng begrenzt,
- die Parallelverschiebung der REE-Muster kann auf die oben diskutierte Kristallfraktionierung zurückgeführt werden,
- der parallele Verlauf der Muster läßt eine an den Lanthanoiden nahezu identische Primärschmelze für die Magmen der Ti-armen Serie von Straumsnutane, Borg Massiv Intrusiva, Fassetfjellet des Boreas Sills und des Dikes erwarten.

Bei der Betrachtung der sog. Spidergramme (nach WOOD 1979) zeigen sich leichte Unterschiede bei den Elementen P, Zr, Sm, Eu und Ti (Abb. 75). Im Gegensatz dazu fallen die strenge Parallelität im Segment Nb, La, Ce und die nahezu gleichbleibende Anreicherung von Y innerhalb des Differentiations-spektrums sowie eine ausgeprägte Nb-Verarmung auf. Die Variationen von K, Rb, Sr erklären sich mit ihrer Mobilität bei Alterationsprozessen.

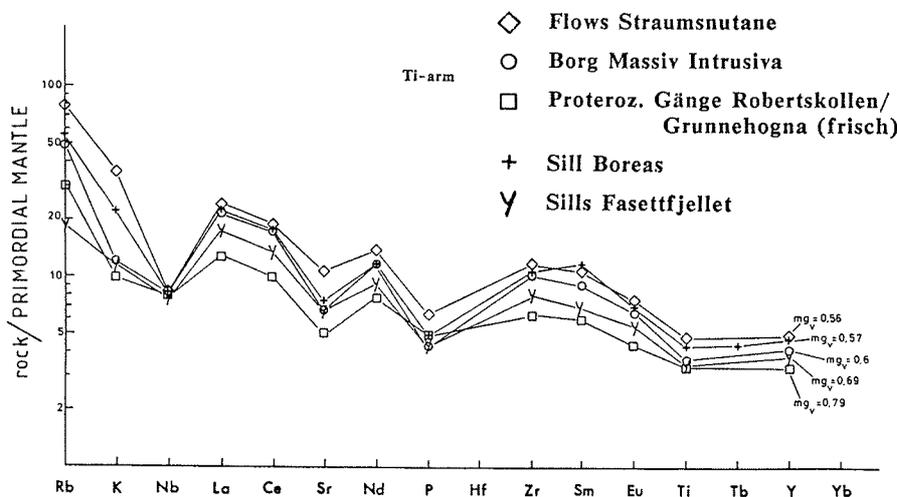


Abb. 75: Geringe Variationen der Spurenelementmuster innerhalb der Ti-armen Serie bei $mg_v=0,56-0,79$ (Symbole s. Abb. 70). Erläuterung s. Abb. 55.

Während sich die Unterschiede von Eu, P und Ti mit Plagioklas - Titanomagnetit/Ilmenit- und Apatit-Fraktionierung erklären lassen, kann die erhöhte Konzentration von Sm im Sill des Boreas Nunataks nur auf ein an diesem Element heterogenes Mantelelekt zurückgeführt werden. Intensive Krustenkontamination kann praktisch ausgeschlossen werden, da sich daraus auch signifikante Unterschiede in allen REE und Spurenelementen ergeben sollten.

Zur genetischen Interpretation der Ti-reichen Magmatitserien sind in Tab. 19b die Verhältnisse einiger inkompatibler Elemente zweier Proben aus dieser Gruppe zusammengestellt. Es handelt sich um einen LavafLOW aus der Straumsnutane Region ($mg_v=0,41$) und eine Dike von Snökallen (A21-SK62; $mg_v=0,38$). Zu Vergleichszwecken wurde eine Probe aus der Ti-armen Serie ($mg_v=0,44$) und des Boreas Sills ($mg_v=0,37$) mit in die Darstellung aufgenommen (beachte bei dem letzten Vorkommen die Titanomagnetit/Ilmenit-Fraktionierung, die einen erhöhten Differentiationsgrad vortäuscht).

Da alle vier Beispiele unterschiedliche Verhältnisse der inkompatiblen Elemente zeigen, kann

gefolgert werden, daß sie sich von unterschiedlichen Stammagmen herleiten und nicht Pro-

Tabelle 19a: Absolute Gehalte inkompatibler Elemente (ppm) repräsentativer Proben aus der Ti-reichen und Ti-armen Serie bei $mg_v=0,37-0,44$.

	mg_v	Zr	Nb	Y	La	Ce	Yb
Ti-arm							
Lavaf. Str.	0,44	176	6	33	24,6	52,4	3,28
Sill Boreas	0,37	96	<5	21	15,8	34,4	2,44

Ti-reich							
Lavaf. Str.	0,41	320	10	54	41	87,8	4,34
Sill Robertsck.	0,38	420	19	72	37	92,5	6,52

Tabelle 19b: Elementverhältnisse inkompatibler Elemente.

	Zr/Y	Nb/Y	La/Zrx100	$(La/Yb)_N$	$(La/Ce)_N$
Ti-arm					
Lavaf. Str.	5,3	0,12	13,97	5,03	1,24
Sill Boreas	4,6	<0,24	16,64	4,3	1,21

Ti-reich					
Lavaf. Str.	5,93	0,19	12,8	6,32	1,23
Sill Robertsck.	5,83	0,26	8,81	3,7	1,05

dukte unterschiedlicher Aufschmelzungsgrade eines identisch zusammengesetzten Mantels darstellen. In Abb. 76 sind die chondritisch normierten REE-Muster dieser Proben dargestellt.

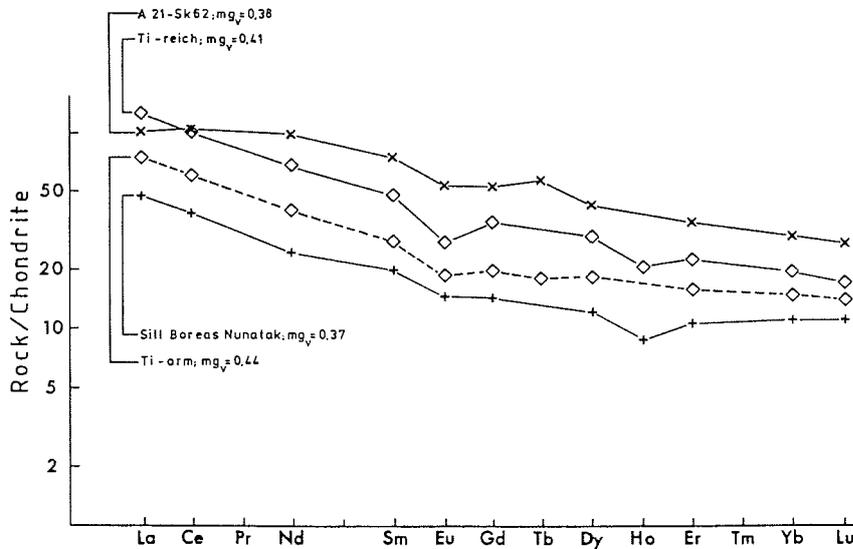


Abb. 76: REE-Verteilungsmuster aus der Ti-armen und der Ti-reichen Serie bei $mg_v=0,37-0,44$ (Symbole s. Abb. 70).

Der Verlauf der REE-Muster zeigt an:

- die repräsentierten Proben sind an leichten REE angereichert,

- die Probe A21-SK62 (Dike Snökallen) hebt sich deutlich von den übrigen Proben ab und muß einer anderen Primärschmelze zugeordnet werden.

In Abb. 77 sind die Spurenelement-Variationen im Spidergramm nach WOOD (1979) dargestellt.

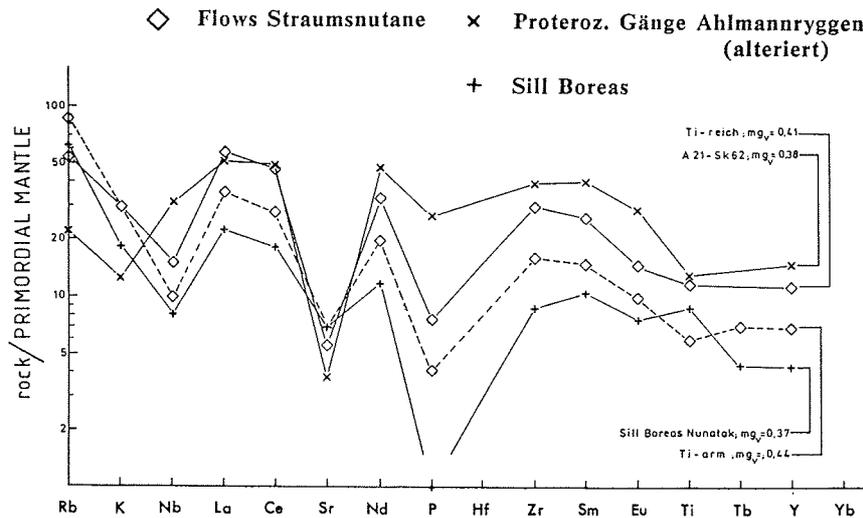


Abb. 77: Spurenelementmuster der Ti-reichen im Vergleich zur Ti-armen Serie. Durch Apatitabtrennung in der Boreas-Probe tritt eine P-Verarmung auf (P_2O_5 dieser Probe: 0,06 Gew%) (Erläuterungen s. Abb. 55).

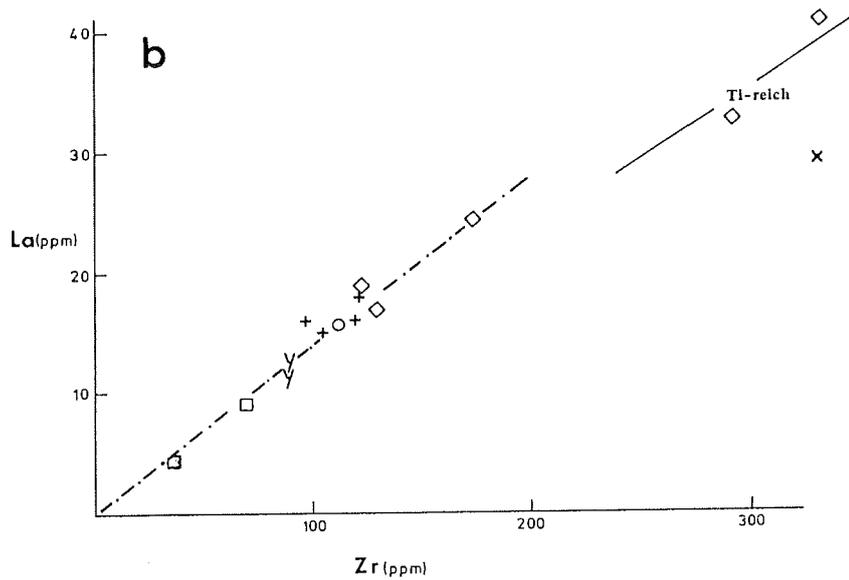
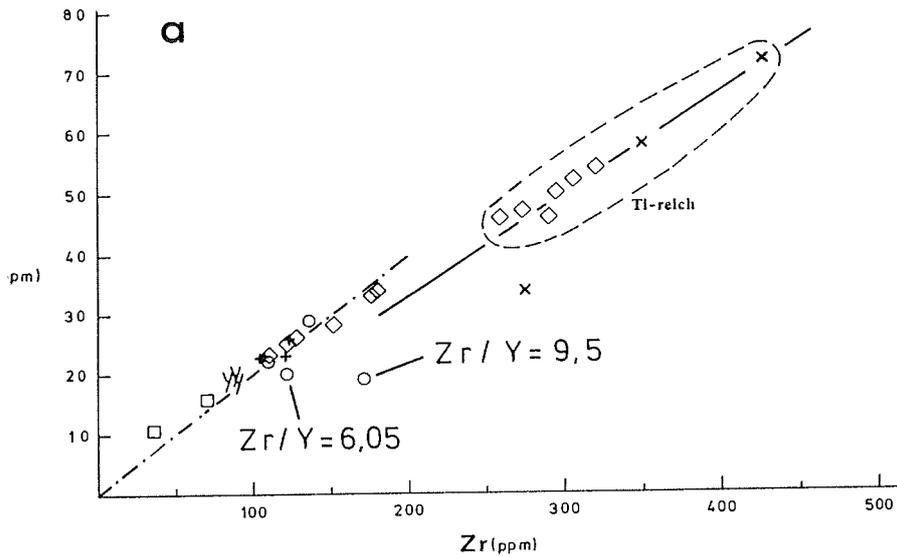
In dieser Darstellung zeigt sich:

- die Probe A21-SK62 (Dike von Snökallen) weist ein von den übrigen Proben signifikant abweichendes Spurenelementmuster auf,
- die Muster der Proben aus der Ti-armen und Ti-reichen Serie verlaufen im Segment La-Ce nahezu parallel,
- leichte Unterschiede deuten sich im Nb-, Zr- und Sm-Gehalten an,
- bei allen Proben ist eine negative Nb-Anomalie feststellbar,
- die ausgeprägte P-Verarmung des Sills vom Boreas Nunatak ist auf Apatit-Fraktionierung zurückzuführen; diese Fraktionierung kann zu Zr- und Y-Konzentrationsverschiebungen führen, (vgl. Abb. 69f, 69g),
- die positive Ti-Anomalie im Sill des Boreas Nunataks bzw. negative Ti-Anomalie im Ti-armen andesitischen Flow ist auf Titanomagnetit/Ilmenit-Fraktionierung bzw. Akkumulation zurückzuführen,
- trotz des hohen Ti-Gehaltes ($TiO_2=2,33$) tritt bei der Probe aus der Ti-reichen Serie keine positive Ti-Anomalie auf.

Die Variationen der REE- und Spurenelementkonzentrationen können zurückgeführt werden auf:

- heterogener Mantelperidotit
- und/oder unterschiedliche Krustenkontamination
- und Kristallfraktionierung.

In Abb. 78a und b sind die Zr/Y- und La/Zr-Verhältnisse dargestellt. Es zeigt sich, daß für die beiden Serien unterschiedlich zusammengesetzte Ausgangsschmelzen erwartet werden können, wobei die jeweiligen Primärschmelzen durch bestimmte Zr/Y- und La/Zr-Verhält-



- ◇ Flows Straumsnutane
- Borg Massiv Intrusiva
- Proteroz. Gänge Robertsollen/
Grønnehogna (frisch)
- × Proteroz. Gänge Ahlmannryggen
(alteriert)
- + Sill Boreas
- γ Sils Fasettfjellet

Abb. 78: Korrelation von inkompatiblen Elementen (in ppm).

nisse gekennzeichnet sind. Bei zwei Proben aus den Borg Massiv Intrusiva wurden ungewöhnlich hohe Zr/Y-Verhältnisse festgestellt. Diese Proben wurden in der unmittelbaren Nachbarschaft zum sedimentären Nebengestein entnommen. Daher ist hier eine Verfälschung der Zr-, Y-Konzentrationen durch in situ-Krustenkontamination zu erwarten.

II 3.4 Zusammenfassende Darstellung

Bei den Magmatitvorkommen des N Vestfjella handelt es sich in der überwiegenden Zahl um Tholeiitbasalte und deren chemisch höher entwickelten Differentiate bzw. Kumulate. Die Ausgangsschmelzen können durch partielle Aufschmelzung ($F=20\%$) eines Mantelperidotits mit einer Zusammensetzung von 70% Olivin, 20% Orthopyroxen und 10% Klinopyroxen erzeugt worden sein, wobei nicht zwischen Flows einerseits sowie Dikes und Sills andererseits unterschieden werden kann. Die unterschiedlichen Konzentrationen der leichten REE im Vergleich zwischen Flows, Dikes und Sills können auf unterschiedliche Aufschmelzungsgrade dieses Peridotits zurückzuführen sein, da die chondritisch normierten REE-Verteilungsmuster im Bereich der mittleren und schweren REE eng begrenzt sind und nahezu parallel verlaufen. Der flache Verlauf der REE-Muster im Bereich der mittleren und schweren REE weist auf einen granatfreien Ausgangsperidotit hin. Inwieweit die Variationen der inkompatiblen Elemente auf variierende Krustenkontamination zurückzuführen sind, kann nicht eindeutig geklärt werden, es muß jedoch mit Krustenkontamination gerechnet werden. Ebenso können die Konzentrationsvariationen der inkompatiblen Elemente auf einen an diesen Elementen heterogen zusammengesetzten Peridotit zurückgeführt werden, wobei metasomatische Mobilität dieser Elemente vor der partiellen Schmelzbildung vermutet werden kann.

Neben diesen Magmatiten treten untergeordnet "Transitional Basalts" auf, die von einem anderen Stammagma abgeleitet werden müssen.

Kristallfraktionierung ist aufgrund der petrographischen und chemischen Charakteristika als wesentlicher Differentiationsmechanismus bei der Entwicklung der Basalt-Serie des N Vestfjella anzusehen. Neben den chemischen Kriterien weist die Präsenz von Kumulatgesteinen zusätzlich auf Kristallfraktionierung hin. Die Kristallisation von Plagioklas belegt, daß die Fraktionierung in Krustenniveau bei Drücken <10 kb stattgefunden haben muß.

Die mesozoischen Doleritdikes aus dem Ahlmannryggen und Sverdrupfjella können bezeichnet werden als:

- Tholeiite
- Quarz-Tholeiite
- Olivin-Tholeiite.

Kristallfraktionierung von Olivin und untergeordnet Klinopyroxen ist aufgrund von chemischen Kriterien als der wesentliche Differentiationsmechanismus bei der Entwicklung der vorliegenden Magmatite anzusehen. Das zahlreiche Auftreten beider Mineralphasen als Einsprenglinge in den Proben stützt diese Vermutung (vgl. Kap. II 2.3.1). Das Fehlen von Plagioklaseinsprenglingen und die fehlende Eu-Anomalie schließen Plagioklasfraktionierung und damit Differentiationsmechanismen in flachem krustalen Niveaus aus. Für die Genese der vorliegenden Magmatite müssen mindestens zwei unterschiedliche Primärschmelzen erwartet werden.

Zur Genese dieser Primärschmelzen können folgende Aussagen gemacht werden:

- eine metasomatische erzeugte Mobilität von K, Rb, La, Ce, Sr, Nd führte zu unterschiedlichen Konzentrationen dieser Elemente im Mantel vor der partiellen Schmelzbildung,
- bei der partiellen Schmelzbildung wurden subalkalische Primärmagmen gebildet,
- entsprechend der klassischen Nomenklatur (z. B. Alkalien vs. SiO_2) liegen ebenfalls Alkalibasalte vor; die alkalische Affinität wurde erzeugt durch metasomatische Mobilität der für diese Methoden kritischen Elemente; die Konzentrationen der inkompatiblen Elemente weisen diese "Alkalibasalte" eindeutig als Tholeiite aus,
- das Ausgangsmantelmaterial ist gekennzeichnet durch eine variierende Granatkomponente,
- die Unterschiede in den Elementkonzentrationen von P, Zr, Sm, Eu, Ti und Tb in den Primärschmelzen sind möglicherweise auf unterschiedliche partielle Aufschmelzungsgrade zurückzuführen,
- Krustenkontamination ist nicht nachweisbar.

Zur Genese und chemischen Entwicklung der **proterozoischen Magmatitvorkommen im Ahlmannryggen und Fasettfjellet** können folgende Aussagen getroffen werden:

- es handelt sich magmagenetisch um zwei Serien, die von unterschiedlichen Primärschmelzen abgeleitet werden müssen,
- alle Magmatite weisen eine ausgeprägte negative Nb-Anomalie auf,
- beide Serien können in der Straumsnutane Region wechsellagernd nebeneinander auftreten. Vermutlich sind sie unterschiedlichen Ausbruchszentren zuzuordnen,
- bei den untersuchten Vorkommen der Lavaflows aus der Straumsnutane Region wurden sowohl Ti-reiche als auch Ti-arme Varietäten festgestellt, während bei den Vorkommen aus den Borg Massiv Intrusiva, des Boreas Sill, von Fasettfjellet sowie eines Dikes aus dem zentralen Ahlmannryggen nur Ti-arme Varietäten vertreten sind; die Ti-armen Affinitäten aus allen Vorkommen dieser Lokalitäten weisen ähnliche chemische Charakteristika auf und können chemisch nicht voneinander getrennt werden; daher können ähnliche Ausgangsschmelzen und eine enge genetische Verwandtschaft zwischen diesen Ti-armen Folgen aus der Straumsnutane Region, Borg Massiv Intrusiva, von Fasettfjellet und Boreas Nunatak erwartet werden,
- als wesentlicher Differentiationsmechanismus bei der chemischen Entwicklung der Ti-armen Serie ist Kristallfraktionierung mafischer Mineralphasen, Plagioklas und untergeordnet Apatit anzusehen. Die Kristallisation von Plagioklas zeigt an, daß die Differentiation dieser Serie bei $P < 10$ kb und damit in krustalem Niveau stattgefunden hat,
- die Kristallfraktionierung mafischer Mineralphasen ist in der Ti-reichen Serie vollständig abgeschlossen. Plagioklas-Fraktionierung ist fortschreitend,
- Krustenkontamination spielt aufgrund der geringen Variationen der Verhältnisse der inkompatiblen Elemente in beiden Serien wahrscheinlich eine untergeordnete Rolle,
- im Gegensatz zur Ti-reichen Reihe wird eine für Tholeiite typische Entwicklung in der Ti-armen Serie deutlich, so daß hier von Tholeiitbasalten und deren Differentiationsprodukten gesprochen werden kann. In der Ti-reichen Serie können keine Entwicklungstrends festgestellt werden, die Rückschlüsse zur Nomenklatur dieser Reihe erlauben könnten.

Darüber hinaus treten untergeordnet Magmatite auf, die sich in ihren geochemischen Charakteristika signifikant von beiden Serien unterscheiden und anderen Ausgangsmagmen zugeordnet werden müssen (Sill und Dike der Robertskollen Nunataks, Dike von Snökallen).

Bei den vorangegangenen Untersuchungen hat sich gezeigt, daß nur eine sehr begrenzte Anzahl von Elementen zur Ermittlung der geotektonischen Position der vorliegenden magmatischen Serien herangezogen werden können. Neben postmagmatischer Überprägung und nicht ausschließbarer Krustenkontamination und insbesondere ausgeprägter Differentiationsvorgänge (Fraktionierung von Olivin, (Orthopyroxen), Klinopyroxen, Fe/Ti-Mineralen, Apatit) scheiden bei den proterozoischen Vorkommen die Hauptelemente und die Mehrzahl der Spurenelemente als Indikatoren aus. Lediglich Nb und die Lanthanoiden können für weitere Betrachtungen herangezogen werden.

Ähnliches gilt für die mesozoischen Vorkommen aus dem N Vestfjella. Neben wahrscheinlicher Krustenkontamination und Mantelheterogenitäten erschweren insbesondere starke Alterationserscheinungen die Auswahl der Elemente für weitere Betrachtungen.

Bei den mesozoischen Doleritdikes aus dem Ahlmannryggen und Sverdrupfjella muß lediglich mit Olivin- (Orthopyroxen-), Klinopyroxen- und Cr-Spinell-Fraktionierung gerechnet werden, die bei Drücken > 10 kb stattgefunden hat. Diese Fraktionierung führt lediglich zu einer relativen Anreicherung von Ti, P, Spurenelementen (außer Ni und Cr), sowie den Lanthanoiden, jedoch nicht zu einer Veränderung der Elementverhältnisse, so daß bei diesen Vorkommen eine Vielzahl von Elementen für weitere Betrachtungen zur Verfügung stehen. Zum Zwecke des Vergleichs mit den oben genannten Vorkommen sollen jedoch bei späteren Betrachtungen zum geotektonischen Environment auch bei diesen Vorkommen Schwerpunkte auf die Nb- und Lanthanoidenkonzentrationen gelegt werden.

II 4 Untersuchungen zur Altersbestimmung mit radiometrischen und paläomagnetischen Untersuchungsmethoden.

Ein vorrangiges Ziel dieser Arbeit bestand neben der chemischen Charakterisierung in der Bestimmung der Kristallisationsalter und damit der Intrusionsalter bzw. Effusionsalter der magmatischen Abfolgen beider Untersuchungsgebiete. Die Altersbestimmungen wurden mit K/Ar-Datierungen durchgeführt. Frühere Bearbeiter hatten bereits mehrfach auf die Problematik bei Altersbestimmungen mit radiometrischen Methoden bei den zum Teil stark alterierten Magmatiten beider Untersuchungsgebiete hingewiesen (vgl. Kap. I 1.). Aufgrund der zu erwartenden methodischen Schwierigkeiten wurden zusätzlich paläomagnetische Untersuchungen zur Stützung und Erweiterung der radiometrischen Untersuchungen durchgeführt.

II 4.1 K/Ar-Altersbestimmungen.

Auf eine zusammenfassende Darstellung der Grundlagen isotopengeologischer Untersuchungen wird hier verzichtet und auf die Literatur verwiesen. Die ausführliche Herleitung der Methoden zur K/Ar-Altersbestimmung ist in DALRYMPLE & LANPHERE (1969), FAURE (1977), HUNZIKER (1979), REUTER (1985), HORSTMANN (1987) dargestellt.

K/Ar-Altersdatierungen können auf magmatische Gesteine bzw. Mineralphasen angewendet werden, wenn sichergestellt ist, daß sie nach ihrer Abkühlung ein geschlossenes System für Kalium, Argon und Kalzium bilden. Bei Gesamtgesteinsanalysen basaltischer Gesteine sollten sekundäre Alterationsprozesse und Devitrifizierung von Glas möglichst ausgeschlossen sein. Bei nachgewiesenen Alterationseffekten werden üblicherweise zwei Mineralphasen einer Gesteinsprobe separiert und analysiert (meist Grundmasse und Plagioklas), wobei Feldspatanalysen alterierter Gesteine sicherlich verlässlicher als Gesamtgesteinsanalysen, jedoch auch durchaus problematisch sein können. So heben HELLMANN & LIPPOLT (1981) hervor, daß Orthoklas und Mikroklin im Gegensatz zu Sanidin und Anorthoklas zu Argon-Verlust neigen. Gittertransformationen, die die Elemente Al und Si betreffen, können in Feldspäten bei langsamer Abkühlung zur Öffnung des Systems führen. Über Plagioklase liegen bislang keine detaillierte Untersuchungen zur Ar-Retentivität bzw. K-Mobilität bei postmagmatischer Überprägung vor. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, daß mit der Albitisierung, Serizitisierung und Saussuritisierung eine K- und Ar-Mobilität einhergeht und daher die Verlässlichkeit von K/Ar-Datierungen an alterierten Plagioklasen kritisch betrachtet werden muß.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten K/Ar-Altersbestimmungen können nur als Versuch gewertet werden, einen Beitrag zur Altersbestimmung der zum Teil sehr stark vergrüneten Basalte in den Untersuchungsgebieten zu liefern. Die zu erwartenden methodischen Schwierigkeiten bei der Datierung sollten durch die Separierung und Anreicherung von Mineralen verringert werden, wobei aus den vorliegenden Basalten im wesentlichen nur Plagioklas- und Grundmassepräparate aufgrund des Fehlens von für K/Ar-Altersbestimmungen besser geeigneten Mineralen separiert werden konnten. Es kann davon ausgegangen werden, daß meßtechnisch bedingte Fehler bei den massenspektrometrischen und naßchemischen Analysen für die einzelnen Elemente weit unter dem Gesamtfehler liegen, der als Folge der Alterationserscheinungen in den vorliegenden Magmatiten angenommen werden muß. Daher kommt analytischen Fehlern eine sehr untergeordnete Rolle zu, und es wurde in der vorliegenden Arbeit auf Mehrfachbestimmungen zur Feststellung des analytischen Fehlers verzichtet. Stattdessen wurde versucht, möglichst mehrere Mineralpräparate aus einer Probe zu analysieren, um den Gesamtfehler bei der Datierung dieser alterierten Magmatite möglichst eng einzugrenzen.

Die Untersuchungen zur Altersbestimmung wurden im Labor für Geochronologie der Universität Heidelberg durchgeführt. Zwei Proben wurden im "Centre de Sedimentologie et Géochimie de la Surface, Strasbourg" (Frankreich) analysiert.

Als Analysefehler für die K/Ar-Datierungen dieser Arbeit werden die Erfahrungswerte beider geochronologischer Labors in Heidelberg und Straßburg angegeben. Danach muß mit einem analytisch bedingten Fehler von 2-3 % gerechnet werden. Bei Präparaten mit sehr gerin-

gen K-Gehalten können aber durchaus Fehler von 10-15% auftreten. Entsprechend vorsichtig müssen die hier ermittelten K/Ar-Alter an Plagioklas- und Grundmassepräparaten bewertet werden.

In den Analysetabellen ist der Meßfehler für die K/Ar-Datierungen mit dem Wert 1σ angegeben.

II 4.1.1 Probenaufbereitung.

Die überwiegende Zahl der Proben aus den Effusivabfolgen des N Vestfjella und Ahlmannryggens wiesen mittlere bis hohe Alterationsgrade auf (vgl. Kap. II 2.), so daß Gesamtgesteinsanalysen wenig erfolgversprechend schienen. Daher wurden im wesentlichen Mineralphasen (Plagioklas, Biotit, Hellglimmer) und Grundmassepräparate separiert (als Grundmassepräparate werden Separate mit einem Korndurchmesser $<10\text{ }\mu\text{m}$ bezeichnet). Zusätzlich wurden zwei Gesamtgesteinsanalysen durchgeführt. Insgesamt wurden K/Ar-Alter an 33 angereicherten Phasen von 20 Lokalitäten bestimmt (jeweils 10 Lokalitäten pro Untersuchungsgebiet). Soweit wie möglich wurden jeweils zwei Mineralphasen pro Probe analysiert. Auswahlkriterium waren Erhaltungszustand und Abtrennbarkeit der Mineralphasen.

Die Probenaufbereitung erfolgte in mehreren Schritten:

- Abtrennen der Verwitterungsrinden,
- Aufmahlen der Proben mit Backenbrecher in grobe Fraktionen,
- wiederholtes, kurzzeitiges Mahlen in einer Scheibenschwingmühle,
- nach jedem kurzzeitigen Mahlvorgang Sieben; Herstellung von Fraktionen:
 - 1) $<200\text{ }\mu\text{m}$
 - 2) $200\text{ }\mu\text{m}$
 - 3) $200\text{-}315\text{ }\mu\text{m}$
 - 4) $315\text{-}500\text{ }\mu\text{m}$.

Für Mineralanreicherungen wurde die Fraktion $200\text{-}315\text{ }\mu\text{m}$ Korndurchmesser benötigt, für Grundmasseanreicherungen diente die Fraktion $200\text{-}315\text{ }\mu\text{m}$ bzw. $315\text{-}500\text{ }\mu\text{m}$ Korndurchmesser. Zur Reinigung wurden vor den Anreicherungsarbeitsgängen alle Proben mehrmals mit destilliertem Wasser geschlämmt, ca. 2-3 Stunden mit Ultraschall und 5%-iger Essigsäure behandelt. Auf diese Weise wurde Kalzit aus den Fraktionen entfernt und die Oberflächen der anzureichernden Mineralphasen gereinigt. Anschließend wurden die Fraktionen nochmals mit destilliertem Wasser geschlämmt und getrocknet. Daran anschließend wurden die Arbeitsgänge zur Anreicherung vorgenommen. Die Anreicherung von Plagioklas- und Grundmassepräparaten erfolgte im wesentlichen in zwei Schritten:

- Trennung der Fraktionen in magnetische und nicht-magnetische Phasen mit Magnetscheider,
- Schweretrennung mit Schwerelösungen unterschiedlicher Dichte.

Aufgrund ihres z. T. hohen Erzgehaltes konnten Grundmassepräparate in hohem Reinheitsgrad magnetisch abgetrennt werden. Die Gewinnung reiner Plagioklaspräparate erforderte mehrere Arbeitsgänge. So erfolgte eine Voranreicherung mit Magnetscheider in mehreren Durchgängen und daran anschließend Schweretrennungen mit Schwerelösungen unterschiedlicher Dichte.

Zur Separation von Biotit erwiesen sich diese Verfahren als nur bedingt tauglich. Zur weiteren Biotitseparation wurde eine im Straßburger Geochronologielabor entwickelte Glasapparatur ("Mica Jet") verwendet. Bei diesem Verfahren strömt Wasser von unten nach oben durch einen senkrecht stehenden Glaszylinder und hält das durch ein seitliches unteres Rohr eingebrachte Probenpulver in Schwebe. Durch genaue Kalibrierung des Wasserstroms wird erreicht, daß rundliche Mineralpartikel in Schwebe verbleiben, während Phyllosilikate mit der Strömung aufsteigen, durch ein Überlaufrohr abfließen und in einem ihrer Fraktion entsprechenden Sieb aufgefangen werden. Die nach diesem Verfahren angereicherten Präparate

bestanden aus Biotit, Hellglimmern und Chlorit. Durch manuelles Auslesen unter einem Binokular wurde in einem weiteren Arbeitsgang Biotitpräparate mit sehr hoher Endkonzentration hergestellt. Von allen angereicherten Präparaten wurden zur Überprüfung Dünnschliffe hergestellt. Bei nicht befriedigenden Ergebnissen wurden erneut Anreicherungsmaßnahmen durchgeführt und die angereicherten Mineralphasen nochmals anhand von Dünnschliffen überprüft.

Mit diesen Separationsverfahren wurden Endkonzentrationen von >95% bei Plagioklaspräparaten und 95-98% bei Biotitpräparaten erreicht. Bei Grundmassepräparaten konnte eine vollständige Abtrennung von Einsprenglingen erzielt werden. Hellglimmerpräparate wurden nach dem Atterberg-Verfahren hergestellt. Die Abtrennung von Kornfraktionen <2 μm bzw. 2-6 μm erfolgte in schwach ammoniakalischem, demineralisiertem Wasser, das vor dem Einfüllen in die Atterberg-Zylinder zur Temperaturangleichung mindestens 24 Stunden im thermokonstanten Labor aufbewahrt worden war, da sich bei Temperaturschwankungen die Viskosität des Wassers verändert. In acht Atterberg-Zylindern wurde maximal 15 g Probenpulver in Suspension gebracht und der Sedimentation überlassen. Die Fallzeiten ergaben sich aus einer nach dem Stoke'schen Gesetz errechneten Tabelle. Die Fallzeiten, d. h. der Zeitpunkt des Ablassens der abzutrennenden, in Schwebelagerung verbliebenen Fraktion <2 μm ergaben sich aus der niedrigsten während eines Sedimentationsvorganges gemessenen Temperatur und lagen in der Regel bei ca. 24 Stunden. Zur vollständigen Abtrennung der Fraktion <2 μm wurde dieser Arbeitsgang etwa 20mal wiederholt.

Im gleichen Verfahren wurde die Fraktion 2-6,3 μm bei entsprechenden Fallzeiten (2-3 Stunden) hergestellt. Die auf diese Weise erhaltenen Suspensionen mit Fraktion <2 μm bzw. 2-6,3 μm wurden durch Membranfilter (Porengröße 0,45 μm) gesaugt und getrocknet. Zur Überprüfung des Mineralgehaltes der Konzentrationen wurden röntgendiffraktometrische Übersichtsaufnahmen angefertigt.

II 4.1.2 Bestimmungen des K und radiogenen ^{40}Ar .

Die Messungen an Grundmasse-, Plagioklas- und Biotitpräparaten erfolgten im Labor für Geochronologie der Universität Heidelberg im Frühjahr 1985, im Straßburger "Institut de Géologie" wurden die Analysen Ende 1984 bzw. Frühjahr 1985 an den separierten Hellglimmerphasen vorgenommen. Im wesentlichen werden die Ar-Bestimmungen in beiden Labors in gleicher Weise vorgenommen. Die Argon-Analysen wurden im Labor für Geochronologie der Universität Heidelberg mit einem Varian Mat GD 150 Massenspektrometer (180°; 5 cm Ablenkradius) mittels Isotopenverdünnung durchgeführt. Die Extraktionslinie wurde im Heidelberger Labor konzipiert und aufgebaut. Korrekturen werden in diesem System rechnerisch ermittelt. Die Kontrolle der Messungen wurde kontinuierlich mit Blanc-Messungen und dem Biotit-Standard LP-6 (INGAMELLS & ENGELS 1976) sichergestellt. Als Spike diente hoch angereichertes ^{38}Ar . Die extrahierten Gase wurden mit Zirkon- und Titangetter gereinigt. Die Massenspektrometerdiskriminierung wurde kontinuierlich durch Bestimmungen atmosphärischen Argons sichergestellt.

Die Ar-Bestimmungen an den angereicherten Hellglimmerphasen wurden im Straßburger Geochronologielabor mit einem Micromass 1200 Massenspektrometer der Fa. Vacuum Generators (Ionenstrahlablenkung 60°) durchgeführt. Der verwendete Spike kam von der Züricher Fa. Clusius. Die Überprüfung der Messungen erfolgte mit dem Glaukonitstandard GLO.

Die K-Bestimmungen in Heidelberg erfolgten über naßchemische Aufbereitung und Messung mit einem Flammenphotometer der Fa. Zeiss gegen handelsübliche Eichlösungen. Standard- und Probenlösungen wurden mit Na und Ca gepuffert. Die Messungen wurden wiederholt mit dem NBS-70a Standardfeldspat überprüft.

Die K-Gehalte der Hellglimmerpräparate wurden im Sedimentpetrographischen Institut der Universität Göttingen ermittelt. Die Messungen erfolgten über naßchemische K_2O -Bestimmungen mit einem Atomabsorptions-Spektralphotometer (AAS 400 der Fa. Perkin-Elmer) gegen Eichlösungen (Fixanal).

Die Menge des radiogenen ^{40}Ar errechnet sich aus der bekannten Isotopenzusammensetzung der Atmosphäre, der Menge und Zusammensetzung des zugefügten Spikes, der Probeneinwaage und den ermittelten Ar-Isotopenverhältnissen unter Verwendung der Formel nach DALRYMPLE & LANPHERE (1969).

Aus den ermittelten ^{40}K - und $^{40}\text{Ar}^*$ -Konzentrationen wurde das radiometrische K/Ar-Alter auf der Grundlage der allgemeinen Altersgleichung für die K/Ar-Methode errechnet, (vgl. z. B. HUNZIKER 1979).

II 4.1.3 K/Ar-Datierungen an Magmatiten des N Vestfjella.

Aus dem Bearbeitungsgebiet wurden an zehn ausgewählten Vorkommen Plagioklas-Einsprenglingpräparate und Grundmasseanreicherungen sowie zwei Gesamtgesteinspräparate analysiert. Insgesamt wurden von 10 Proben und soweit wie möglich 2 Mineralphasen analysiert. Die Plagioklaspräparate aus Lavafloß wiesen alle mittlere bis hohe Serizitisierungsgrade mit K-Gehalten von 0,2-2,2 % auf. Tabelle 20 enthält die Ergebnisse der Altersbestimmungen zusammen mit Probenbezeichnung, Gesteinstyp sowie K- und Ar -Gehalte.

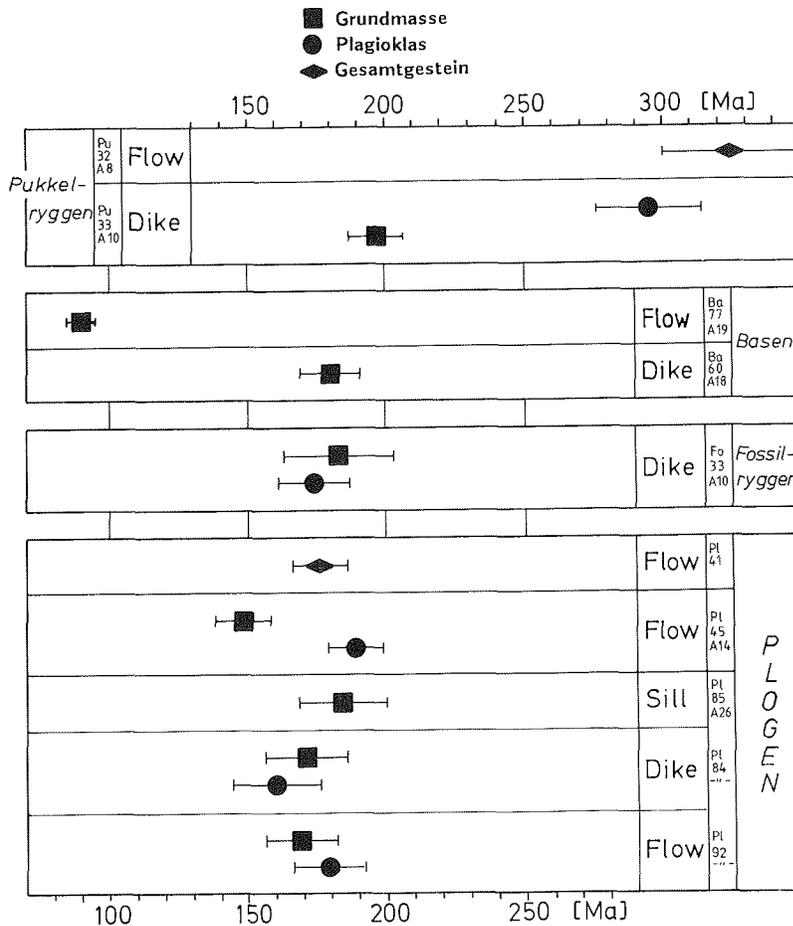


Abb. 79: Zusammenfassung der ermittelten K/Ar-Alter aus dem N Vestfjella.

Tabelle 20: K/Ar-Mineralalter für Intrusiva und Effusiva aus N Vestfjella

Probennr.	Feldnr.	Lokalität	Mineral	Gesteinstyp	t±1σ (Ma)	$^{40}\text{Ar} \times 10^{-6}$ cm ³ /g STP	K(%)
Pl 41	A 2	Plogen	Gesamtgestein	Flow	176±10	6,02	0,84
Pu 32	A 8	Pukkelryggen	Gesamtgestein	Flow	325± 2	1) 3,25	0,24
Pl 45	A 14	Plogen	Plagioklas	Flow	189±10	16,6	2,15
Pl 45	A 14	Plogen	Grundmasse	Flow	148±10	5,25	0,88
Pl 92	A 26	Plogen	Plagioklas	Flow	179±13	11,8	1,62
Pl 92	A 26	Plogen	Grundmasse	Flow	169±13	2,93	0,43
Ba 77	A 19	Basen	Grundmasse	Flow	90± 9	2) 3,23	0,91
Pu 33	A 10	Pukkelryggen	Plagioklas	Dike	295±19	1) 2,84	0,23
Pu 33	A 10	Pukkelryggen	Grundmasse	Dike	197±10	8,57	1,06
Fo 195	A 7	Fossilryggen	Plagioklas	Dike	174±13	3,38	0,48
Fo 195	A 7	Fossilryggen	Grundmasse	Dike	183±20	1,01	0,14
Pl 84	A 26	Plogen	Plagioklas	Dike	160±16	2,96	0,45
Pl 84	A 26	Plogen	Grundmasse	Dike	171±15	2,95	0,42
Ba 60	A 18	Basen	Grundmasse	Dike	180±11	3,55	0,48
Pl 85	A 26	Plogen	Grundmasse	Sill	174±16	1,93	0,27

1) Hohe Alter sind auf Verfälschung durch Exeßargon zurückzuführen, das aus Arkosenolithen, die in der Umgebung der datierten Vulkanite beobachtet wurden, abgeleitet werden kann.

2) Verfälschung ist vermutlich auf K-Aufnahme aus Sedimentxenolithen zurückzuführen.

Für die LavafloWS ergaben sich folgende Alter:

- Plagioklas: $179 \pm 13 - 189 \pm 10$ Ma
- Grundmasse: $90 \pm 9 - 169 \pm 13$ Ma
- Gesamtgestein: 176 ± 10 bzw. 325 ± 20 Ma.

Graphisch zusammengefaßt sind die Ergebnisse in Abb. 79. Aus dem Ploggen-Massiv wurden drei LavafloWS untersucht. Alle Präparate ergaben K/Ar-Alter zwischen 148 und 190 Ma, wobei das am jüngsten erscheinende Präparat (Pl45 A14) wahrscheinlich durch Ar-Verluste aus der alterierten Grundmasse verfälscht ist (vgl. Abb. 80). Ein Flow vom Basen-Hochplateau zeigt ein abweichendes K/Ar-Alter von 90 Ma. Dieser Alterswert ist vermutlich auf K-Aufnahme aus K-feldspatreichen Sedimentxenolithen, die in unmittelbarer Nachbarschaft dieses Flows beobachtet wurden, oder auf Ar-Verlust zurückzuführen. Der mikroskopische Befund läßt weder abweichende petrographische Zusammensetzung noch besonders geringe Ar-Retentivität vermuten.

Die Dikes vom Ploggen, Basen und Fossilryggen sowie ein Sill vom Ploggen bilden eine Altersgruppe zwischen 169 und 183 Ma. Grundmasse- und Plagioklaspräparate aus gleichen Proben zeigen innerhalb der angegebenen 1σ -Fehler identische Werte.

Relevant abweichende Altersdaten lieferten die Präparate aus einem Flow und zwei Dikes vom Pukkelryggen Nunatak. Hier fällt die Diskordanz zwischen Plagioklas und Grundmasse und Gesamtgestein von 295 Ma, 197 Ma und 325 Ma auf (vgl. Tab.20). Im sogenannten Harper-Diagramm nach HARPER (1970), (Abb. 80) liegen diese drei Präparate über dem Feld, das von den übrigen Proben eingenommen wird. Die Anordnung dieser drei Meßwerte legt den Verdacht auf Überschußargon nahe, das in diesen Proben die ermittelten Alter zu höheren Werten verfälscht. Die Quelle für dieses Überschußargon ist wahrscheinlich in unvollständig entgasten feldspatführenden Sedimentxenolithen zu suchen, die in diesem Gestein mehrfach beobachtet wurden.

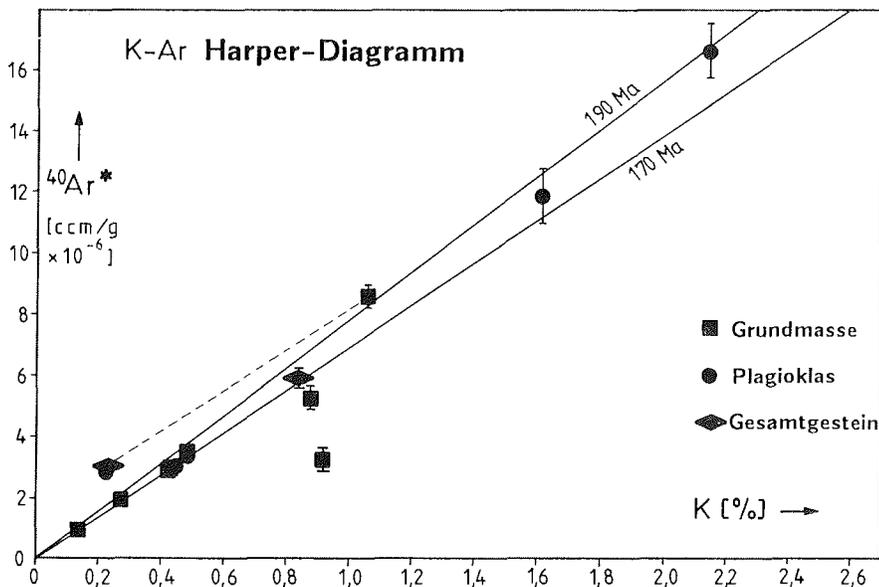


Abb. 80: Im Harper-Diagramm (HARPER 1970) wird der Einfluß von Überschußargon deutlich. Bei K-Konzentrationen $<0,6\%$ können keine Fehlerbalken angegeben werden.

Im Histogramm der Abb. 81 zeigt sich eine deutliche Anhäufung der K/Ar-Alter bei 150-190 Ma (Maximum bei 180 Ma). Der Vulkanismus dieses Gebietes scheint somit insgesamt dem frühen Jura zuzuordnen zu sein.

Die signifikanten Variationen der ermittelten K/Ar-Daten unterschiedlicher Mineralphasen aus einer Probe insbesondere bei alterierten Lavaflows lassen die Bestimmungen an den Flows jedoch fragwürdig erscheinen.

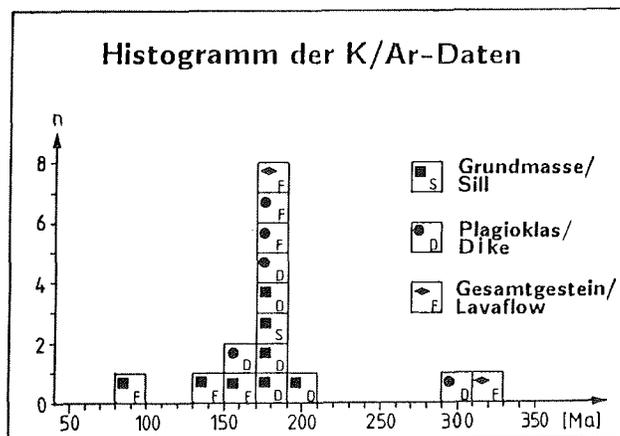


Abb. 81: Das Histogramm zeigt eine deutliche Häufung der K/Ar-Alter bei 180 Ma für Flows, Dikes und Sills.

II 4.1.4 K/Ar-Altersdatierungen an magmatischen Gesteinen aus dem Ahlmannryggen.

An zehn Vorkommen aus dem Ahlmannryggen wurden im wesentlichen Plagioklas- und Grundmassepräparate analysiert. In zwei Fällen konnten Ti-reiche comagmatische Biotite separiert werden. Aus einer Mylonitzone wurden Hellglimmer der Fraktionen $<2 \mu\text{m}$ und $2-6,3 \mu\text{m}$ datiert. Insgesamt wurden K/Ar-Messungen an 18 Mineralseparationen von 10 Lokalitäten vorgenommen. In Tabelle 21 sind die Ergebnisse der K/Ar-Analysen mit Probennummer, Lokalität, angereicherte Mineralphase, Gesteinstyp sowie K- und Ar-Konzentrationen zusammengefasst. Im Histogramm der Abb. 82 zeichnen sich für alle Datierungen Gruppierungen bei folgenden Alterswerten ab:

- 1063 - 1183 Ma
- 666 - 842 Ma
- ca. 460 Ma
- 202 - 281 Ma.

Zur höchsten Altersgruppierung gehören Lavaflows aus der Straumsnutane-Region (leicht alterierter Plagioklas), ein Sill des Robertskollen Nunataks (comagmatischer Biotit) sowie ein Dike aus der Grunehogna-Region (comagmatischer Biotit). Alle angereicherten Mineralphasen dieser Gruppierung zeigten im Dünnschliff bis auf ein Plagioklaspräparat keine oder nur geringe Alterationserscheinungen. Ein mit 1183 Ma datierter Dike intrudierte in einen zu den Borg Massiv Intrusiva gehörendes Vorkommen, dessen relativ frisch erscheinenden separierten Plagioklas- und Grundmassepräparate ein K/Ar-Alter von 842 bzw. 1143 Ma ergaben. Diese Beobachtung unterstreicht die Fragwürdigkeit von K/Ar-Datierungen an Plagioklas- und Grundmassepräparaten.

Tabelle 21: K/Ar Mineralalter an Magmatiten und ihren mylonitisierten Umwandlungsprodukten
im Ahlmannryggen.

Probennr.	Feldnr.	Lokalität	Mineral	Gesteinstyp	$t \pm 1\sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar}^* \times 10^{-6}$ $\text{cm}^3/\text{g STP}$	K (%)
SK 4	A 1	Snökallen	stark serizitisierter Plag.	Flow	872 ± 25	225,00	4,0
SK 4	A 1	Snökallen	alterierte Grundmasse	Flow	465 ± 16	54,50	2,64
SK 28	A 2	Snökallen	schwach alterierter Plag.	Flow	1115 ± 37	54,00	0,9
SK 36	A 3	Snökallen	alterierte Grundmasse	Flow	460 ± 16	40,60	2,0
SK 36	A 3	Snökallen	stark serizitisierter Plag.	Flow	666 ± 22	124,00	4,0
820/237	A 15	Nunatak 820	schwach alterierter Plag.	Flow	1063 ± 36	178,00	3,2
820/237	A 15	Nunatak 820	alterierte Grundmasse	Flow	699 ± 24	37,30	1,13
Gr 293	A 32	Grunehogna	Plag.	Borg Massiv Intrusion	666 ± 26	22,40	0,7
Ro 318	A 39	Roberts- kollen	Biotit (comag.)	Dike	1109 ± 33	419,00	7,0
Ro 318	A 39	Roberts- kollen	Plag.	Dike	751 ± 29	10,40	0,3
Gr 277	A 33	Grunehogna	schwach alterierter Plag.	Dike	842 ± 30	14,76	0,4
Gr 277	A 33	Grunehogna	Grundmasse	Dike	1143 ± 39	31,57	0,5
Gr 277	A 33	Grunehogna	Biotit (comag.)	Dike	1183 ± 33	398,00	6,9
Ut 245	A 18	Utkikken	Muskovit Fraktion $< 2 \mu\text{m}$	Mylonitzone	526 ± 11	97,90	4,56
Ut 245	A 18	Utkikken	Muskovit Fraktion $2 - 6 \mu\text{m}$	Mylonitzone	522 ± 11	117,20	4,94
SK 74	A 23	Snökallen	frische Grundmasse	Olivindike	281 ± 18	5,01	0,42
SN 107	A 5	Snökjerin- ga	frische Grundmasse	Dike	246 ± 20	2,46	0,24
Gr 293	A 32	Grunehogna	Grundmasse	Olivindike	202 ± 18	2,47	0,3

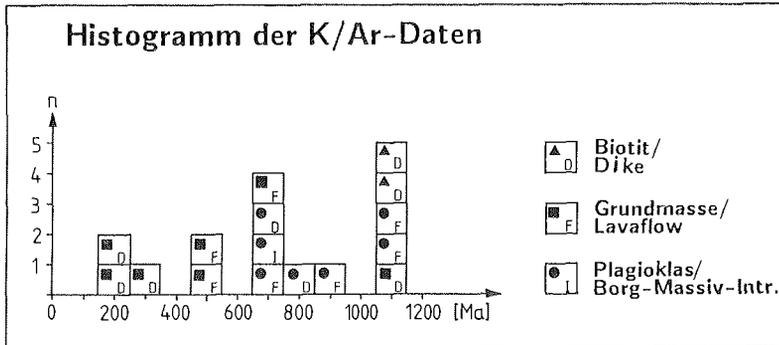


Abb. 82: Histogramm der ermittelten K/Ar-Alter an proterozoischen und mesozoischen Vulkaniten aus dem Ahlmannryggen.

Zwei Grundmassepräparate aus LavafloWS der Straumsnutane Region ergaben 460–465 Ma und betreffen diese Altersgruppe. Es ist hervorzuheben, daß die Proben der Lokalität Snökallen (vgl. Tab. 21) aus unmittelbar benachbarten LavafloWS entnommen wurden. Obwohl zwischen diesen LavafloWS während der Feldarbeiten keine stratigraphischen Diskordanzen festgestellt wurden, ergaben die K/Ar-Datierungen an den separierten Mineralphasen signifikante Variationen von 460–1115 Ma. Im K/Ar-Harper-Diagramm der Abb. 83 sind die K/Ar^{*}-Verhältnisse der analysierten Plagioklas- und Grundmassepräparate dieser benachbarten LavafloWS mit den ermittelten K/Ar-Altern gekennzeichnet. Analysen zweier Phasen einer Probe sind mit einer durchgezogenen Verbindungslinie markiert. Die gestrichelte Verbindungslinie betrifft zwei Mineralphasen einer Probe aus einem benachbarten Nunatak. In dieser Darstellung zeigt sich, daß ein leicht alteriertes Plagioklaspräparat mit K=0,9 % und Ar^{*}=54,0 ccm/g x 10⁻⁶ das höchste K/Ar-Alter von 1115 Ma angibt, während Plagioklaspräparate mit höheren K- und Ar^{*}-Konzentrationen zu deutlich geringeren K/Ar-Altern (872 bzw. 666 Ma) tendieren. Ähnliches gilt für die analysierten Grundmassepräparate beider Proben, wobei diese Präparate zu noch geringeren K/Ar-Altern tendieren. Die K/Ar-Altersdifferenzen zwischen unmittelbar benachbarten zu einer stratigraphischen Einheit gehörenden LavafloWS sowie unterschiedlichen Präparaten aus einer Probe könnten mit Ar-Verlust erklärt werden. Bei der Betrachtung der K-Konzentrationen der Plagioklaspräparate hingegen fällt auf, daß die K-Werte von 0,354–5,18 % variieren. Nach DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1977) sind in magmatischen Plagioklasen jedoch nur K-Konzentrationen von 0,04–0,91 % zu erwarten, so daß die K-Konzentrationen bei der Mehrzahl der vorliegenden Plagioklaspräparate aus den LavafloWS wesentlich zu hoch sind. Daher muß neben postmagmatischer Mobilität von Ar ebenfalls mit K-Mobilität bzw. K-Zufuhr, was die Alter signifikant herunternetzt, gerechnet werden.

Plagioklaspräparate mit den geringsten für magmatische Plagioklas üblichen K-Konzentrationen liefern jedoch keineswegs die höchsten K/Ar-Alter (mit einer Ausnahme eines leicht alterierten Plagioklases mit einem Alterswert um 1115 Ma). Nach den Feldbeobachtungen (vgl. Kap. II 1.2) wurde das unter der Probennummer Gr293 A32 beprobte Vorkommen der Borg Massiv Intrusiva von einem mit Biotit- und Grundmassepräparaten auf 1143 bzw. 1183 Ma datierten Dike (vgl. Probenr. Gr277 A33 in Tab. 21) intrudiert, so daß das ermittelte K/Ar-Alter an offensichtlich kaum alteriertem Plagioklas dieses Vorkommens als Mischalter interpretiert werden muß. An diesem Beispiel zeigt sich, daß bei den vorliegenden proterozoischen Plagioklaspräparaten auch trotz der für magmatische Plagioklas üblichen K-Konzentration von 0,715 % keineswegs verlässliche K/Ar-Alter erwartet werden können. Die höchsten K/Ar-Plagioklas-Alter an LavafloWS der Straumsnutane Region wurden an leicht bis stark alterierten Präparaten (Sk28 A2 und 820/237 A15: vgl. Tab. 21) ermittelt, wobei ein

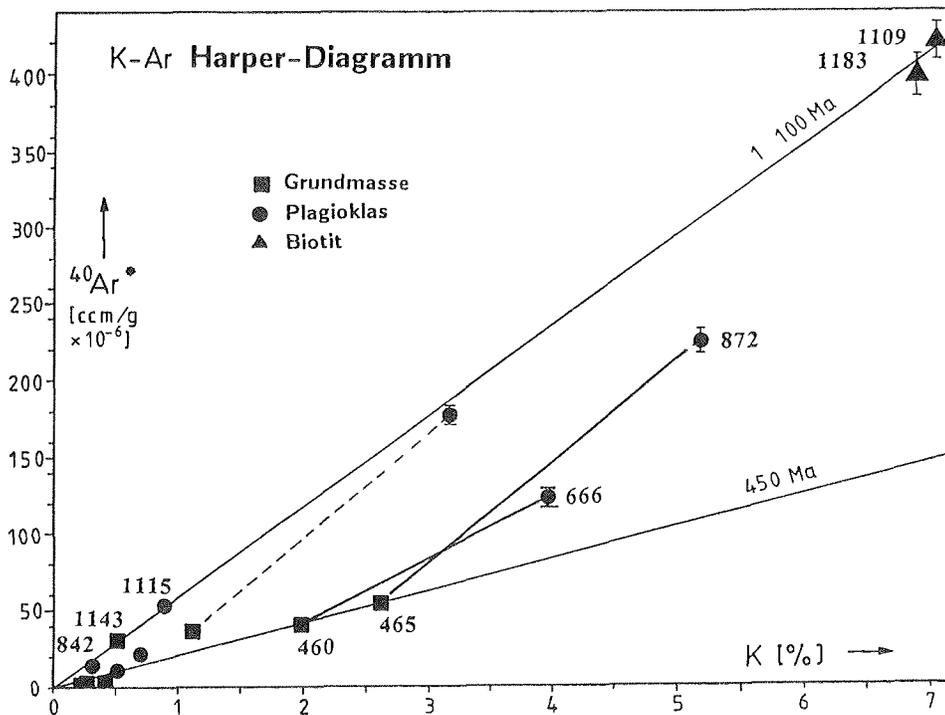


Abb. 83: Im Harper-Diagramm (HARPER 1970) deutet sich die Beeinflussung der bestimmten K/Ar-Alter durch K- und Ar-Mobilität an. Analysen zweier Mineralphasen aus einer Probe sind miteinander verbunden. Die Zahlenwerte an den Symbolen geben das ermittelte K/Ar-Alter bestimmt an einer Mineralphase an.

Präparat für magmatische Plagioklasen üblich hohe K-Konzentrationen aufwies. Da K-Zufuhr zu einer Verringerung der K/Ar-Alter führt, kann nicht ausgeschlossen werden, daß diese beiden höchsten K/Ar-Alter ebenfalls Überprägungsalter repräsentieren, und die Flows wesentlich älter sind. Die zuvor dargestellten Überlegungen zeigen, daß die angereicherten Plagioklas- und Grundmassepräparate der untersuchten proterozoischen Magmatite ausgesprochen anfällig gegen postmagmatische Überprägung reagiert haben müssen. Bei diesen Präparaten muß nicht nur mit geringer Ar-Retentivität, sondern auch mit starker Neigung zu Aufnahme bzw. Abgabe von K gerechnet werden. Daher ist bei der Interpretation der K/Ar-Altersdaten dieser Präparate äußerste Vorsicht geboten.

Die K/Ar-Biotit-Datierungen aus einem Dikes und einem Sill werden als relativ verlässlich angesehen, da trotz der großen räumlichen Distanz beider Vorkommen nur geringe Unterschiede in den K- und Ar-Konzentrationen auftreten. Außerdem wurden durch die vielseitigen Anreicherungsverfahren sehr reine Präparate hergestellt.

Die zuvor diskutierten K/Ar-Altersbestimmungen an Proben aus dem Ahlmannryggen betreffen nur die magmatischen Abfolgen, die lokal von Mylonitzonen durchschlagen sein können (vgl. Kap. II 1.2) und damit älter als die Mylonitisierung sind. Zwei Hellglimmerphasen der Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$ und $2-6,3 \mu\text{m}$ aus einer dieser Mylonitzonen ergaben K/Ar-Alter von

- 522 bzw. 526 Ma.

Es handelt bei den mylonitischen Gesteinen um retrograd überprägte Basalte, die im Vergleich zum Nebengestein einen deutlich höheren Hellglimmeranteil aufweisen. Die für die Hellglimmersprossung in diesen basischen Gesteinen erforderliche K-Zufuhr wird auf synmylonitische K-Metasomatose zurückgeführt. Die ermittelten K/Ar-Alter repräsentieren daher wahrscheinlich das Bildungsalter dieser Hellglimmer, sie nach mikroskopischen Befunden (vgl. Kap. II 2.3.1.2) streng in die mylonitischen S-Flächen eingeregelt sind. Es handelt sich somit um synkinematisch gesproßte Hellglimmer, deren K/Ar-Alter das Alter der Durchbewegung repräsentieren.

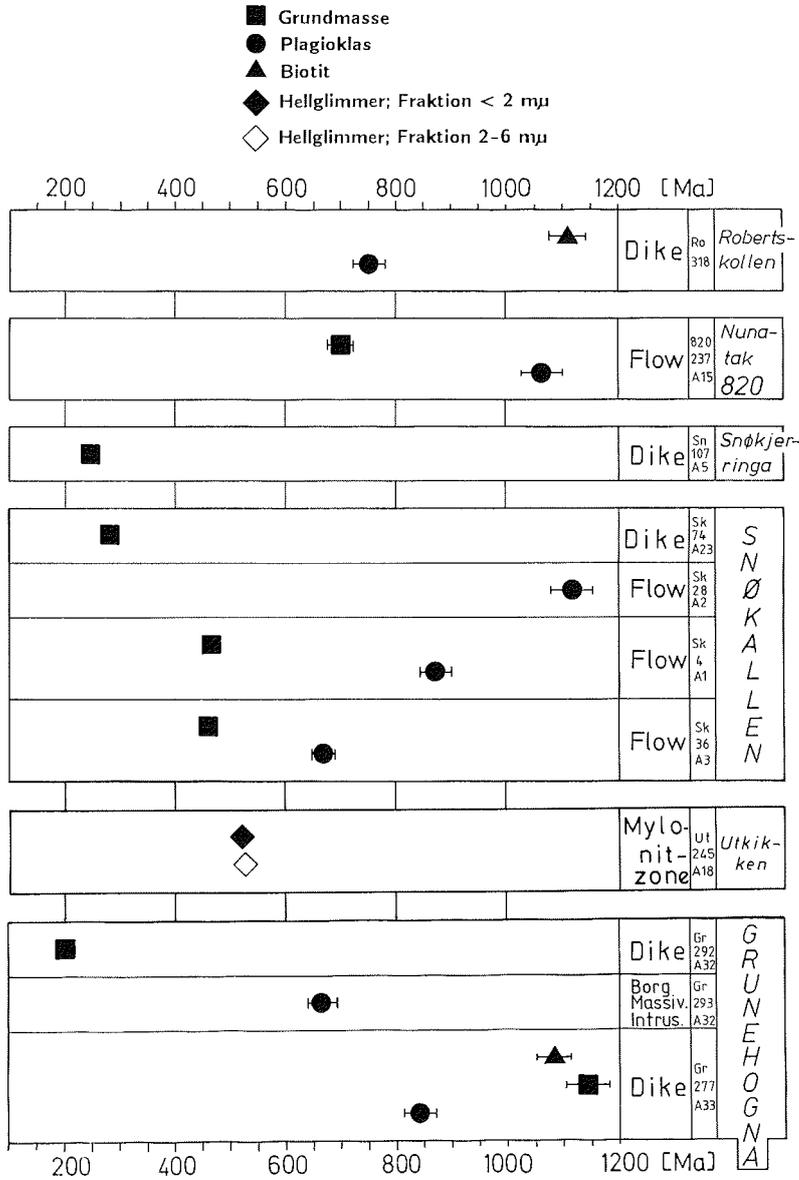


Abb. 84: Graphische Zusammenstellung der ermittelten K/Ar-Alter an Mineralphasen aus Proben vom Ahlmannryggen.

Zu der oben erwähnten jüngsten K/Ar-Altersgruppe von 202-281 Ma zählen drei Grund-

massedatierungen an basischen und ultrabasischen Dikes. In keinem Falle konnte während der Geländearbeiten bei diesen und ebenso bei petrographisch ähnlich zusammengesetzten Dikes tektonische Deformation wie die oben datierte mylonitische Zone festgestellt werden. Diese Geländebeobachtung stützen ein jüngerer Alter als ca. 525 Ma für diese Dikes.

Die Grundmassepräparate dieser Dikes wiesen sehr geringe K- und Ar^{*}-Konzentrationen auf (vgl. Tab. 21), so daß bereits geringe Mobilität von Ar^{*} und/oder K zu beträchtlichen Variationen der bestimmten K/Ar-Alter führen kann. Die Intrusionen der Dikes in offensichtlich wesentliche ältere magmatische Abfolgen legen den Verdacht auf Überschußargon nahe, so daß mit Verfälschungen zu höheren K/Ar-Altern gerechnet werden muß.

Abb. 84 zeigt eine Zusammenstellung der K/Ar-Altersdatierungen an magmatischen und syntektonisch gesproßten Mineralphasen aus dem Ahlmannryggen, die in der vorliegenden Arbeit bestimmt wurden. Die höchsten K/Ar-Alter zeigen zwei Plagioklaspräparate aus Lavaflores sowie zwei Biotitpräparate und ein Grundmassepräparat aus zwei proterozoischen Ganggesteinen. Alle jüngeren K/Ar-Alter dieser Vorkommen könnten Überprägungsalter repräsentieren, die möglicherweise aus einer tektonothermalen Überprägung um ca. 525 Ma resultieren könnten, wobei nicht ausgeschlossen werden kann, daß die höchsten Alter bestimmt an Präparaten aus den Lavaflores ebenfalls Mischalter repräsentieren, und eventuell sogar Minimalalter darstellen.

Ein weiterer magmatischer Event in dieser Region wurde mit 202-281 Ma datiert. Die große Variationsbreite der Datierungen ist auf die geringe Verlässlichkeit von K/Ar-Altersbestimmungen an Grundmassepräparaten zurückzuführen. Ähnlich kritisch sind die K/Ar-Altersbestimmungen an Grundmasse- und Plagioklaspräparaten aus dem N Vestfjella zu bewerten, so daß letztlich von allen durchgeführten K/Ar-Altersbestimmungen nur die Bestimmungen an den Biotit-(1100-1200 Ma) und Hellglimmerpräparaten (ca. 525 Ma) als verlässlich angesehen werden können.

II 4.2 Paläomagnetische Untersuchungen.

Die Intrusion der Dikes und Sills in den Lavastapel des N Vestfjella läßt zwei grundsätzlich unterschiedliche Interpretationsmöglichkeiten zu:

- die Gänge fungierten als Feeder-Dikes und -Sills für die Lavaflores und sind daher etwa gleich alt,
- oder die Lavaflores sind wesentlich älter als die Gänge.

Dieses Problem konnte mit K/Ar-Altersbestimmungen aus den oben genannten Gründen nicht eindeutig geklärt werden. Ebenfalls konnte eine zeitliche Korrelation zwischen den proterozoischen magmatischen Gesteinen des Ahlmannryggens mit K/Ar-Altersbestimmungsmethoden nicht deutlich aufgezeigt werden.

Als Versuch zur Klärung dieser Sachverhalte wurden paläomagnetische Untersuchungsmethoden angewendet. Bei diesen Untersuchungen war beabsichtigt, mit vergleichenden Paläo-Richtungsbestimmungen zu den sicher datierten Magmatitvorkommen weitere Rückschlüsse auf das Alter der untersuchten Serien zu gewinnen. Weitere Vergleiche zu datierten Magmatitvorkommen anderer Regionen auf der Grundlage paläomagnetischer Daten aus der Literatur sollten zur Klärung mit beitragen.

II 4.2.1 Diagrammdarstellung paläomagnetischer Daten.

Zur Illustration der Verteilung einer Vielzahl paläomagnetischer Richtungen werden in der Regel flächentreue stereographische Projektionen im Schmidt'schen Netz zur Darstellung von Deklination und Inklination angewendet. Ein Nachteil dieser Darstellung liegt darin, daß die Magnetisierungsintensitäten nicht dargestellt werden können.

In der kartesischen Projektion nach ZIJDERVELD (1967) können neben den Komponenten

der Remanenz auch Intensität und Richtung eines Magnetisierungsvektors bei einer schrittweisen Entmagnetisierung abgebildet werden. Üblicherweise wird die Horizontal- gegen die Vertikalkomponente, die Nord- gegen die Ost-Komponente und die Nord- gegen die Vertikal-Komponente dargestellt. Diese Darstellung illustriert das Entmagnetisierungsverhalten einer einzigen Probe.

Eine weitere Möglichkeit zur Darstellung des Entmagnetisierungsverhaltens einer Probe bietet die Abbildung der normierten Intensitätskurven mit dem entsprechenden Koerzitivkraftspektrum.

Die Paläopollagendarstellung erfolgt in der flächentreuen stereographischen Projektion (untere Halbkugel; Projektionsebene; Äquatorebene; polständige Darstellung).

Zur vollständigen Darstellung aller paläomagnetischen Daten und des Entmagnetisierungsverhaltens von Gesteinen werden bei paläomagnetischen Untersuchungen alle Darstellungsmethoden angewendet.

II 4.2.2 Probennahme, Meßapparatur, Fehlerbetrachtung.

Für paläomagnetische Untersuchungen wurden im N Vestfjella in 15 Aufschlüssen Proben mit einem kerosingekühlten Bohrgerät gewonnen. Pro Aufschluß wurden acht, etwa 10-15 cm lange Gesteinskerne mit einem Durchmesser von 2,5 cm erbohrt. Die Abstände zwischen den einzelnen Bohrungen waren soweit wie möglich über den Aufschluß verteilt. Die Lokalitäten wurden so ausgewählt, daß die Auswirkungen tektonischer Verstellungen möglichst gering waren bzw. eine Korrektur möglich war. Insgesamt wurden 120 Kerne erbohrt und orientiert entnommen. Zur Orientierung diente ein Inklinometer mit einem Magnetkompaß (COLLINSON 1983). Die Mißweisung wurde auf 9°W eingestellt.

Infolge eines Produktionsfehlers an den mitgeführten Bohrkronen (die Kronen wiesen beim Einsatz eine starke Rotationsumwucht auf, die nach kurzer Bohrdauer zur Zerstörung der Kronen führte) konnten während des Geländeaufenthaltes im Ahlmannryggen keine Gesteinskerne erbohrt werden, sondern es mußten orientierte Handstücke genommen werden. Dazu wurden pro Aufschluß (insgesamt 23 Anschlüsse) fünf bis acht Handstücke mit einem Volumen von 1500-5000 cm³ - jeweils orientiert an einer markanten Fläche, Kompaßmißweisung 9°W - entnommen. Die Abstände zwischen einzelnen Probennahmepunkten betragen pro Lokalität im Regelfall 5-15 m. An zwei Lokalitäten wurde ein Probenprofil (Entfernung zwischen Anfang- und Endpunkt etwa 25 m) über acht proterozoische Lavafloße gelegt.

Mit einem stationären Bohrgerät wurde im Göttinger Institut ein Kern pro Handstück mit denselben Maßen wie oben erbohrt. Vor dem Ziehen des Gesteinskerns wurde das Handstück reorientiert und Deklination und Inklinations des Kerns mit Inklinometer und Magnetkompaß bestimmt. Zur Überprüfung der gemessenen Werte wurden Berechnungen zur Orientierung unter Benutzung der Lagenkugelprojektion im Schmidt'schen Netz vorgenommen. Zusätzlich wurden 8 Gesteinskerne vom Boreas Nunatak vor Ort erbohrt und Inklinations und Deklination bestimmt. Auf diese Weise wurden insgesamt 138 orientierte Gesteinskerne gewonnen.

Bei den proterozoischen Vorkommen wurden nur Magmatite beprobt, die nach Geländebefunden tektonisch nicht gestört waren, um auf eine tektonische Korrektur verzichten zu können. Aufgrund der exponierten Lage der proterozoischen Lavafloße in unmittelbarer Nähe des Jutul Penck Graben ist die überwiegende Zahl dieser Vorkommen tektonisch gestört, so daß die Probennahme für paläomagnetische Untersuchungen begrenzt ist. Die tektonisch nicht oder gering gestörten Vorkommen dieser Region wurden intensiv beprobt. Im Gegensatz dazu sind die Vorkommen der Borg Massiv Intrusiva im zentralen Ahlmannryggen in der Mehrzahl kaum gestört. Aufgrund der knapp bemessenen Zeit während des Geländeaufenthaltes mußte auf eine intensive Beprobung dieser Vorkommen verzichtet werden. Letztlich konnten nur insgesamt drei Lokalitäten für paläomagnetische Untersuchungen im zentralen Ahlmannryggen beprobt werden (zwei proterozoische und ein mesozoisches Vorkommen).

Insgesamt wäre eine höhere Dichte der Probenfundpunkte auch im zentralen Ahlmannryggen wünschenswert gewesen. Die zeitaufwendigen Arbeiten bei der Probennahme für paläomagnetische Untersuchungen und das große Volumen des bereits gewonnenen Probenmaterials ließen jedoch keine weiteren Beprobungen zu.

Die paläomagnetischen Messungen wurden im Institut für Geophysik der Universität Münster durchgeführt. Die Messungen an den Proben aus dem N Vestfjella wurden von Mitarbeitern des Instituts in Münster durchgeführt und die Daten freundlicherweise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Die Messungen an Gesteinsmaterial aus dem Ahlmannryggen wurden vom Autor selbst durchgeführt.

Die im Feld bzw. mit stationärem Bohrgerät gewonnenen Kerne wurden in 2,1 cm lange Einzelkerne aufgetrennt. Zur Bestimmung der Magnetisierung stand ein Digico-Spinnermagnetometer (MOLYNEAUX 1971) zur Verfügung. Das Magnetometer war zur Erhöhung der Empfindlichkeit mit einem zusätzlichen Vorverstärker und Bandpaßfilter ausgestattet. Zur Entmagnetisierung der Proben wurde eine in Münster gebaute Wechselfeldentmagnetisierungsanlage mit einem Dreiachsen-Taumler verwendet (technische Einzelheiten und Meßprinzip dieses Systems siehe z. B. BÖHNEL 1977, HAVERKAMP 1982).

Das Prinzip der Wechselfeldentmagnetisierung beruht darauf, daß eine Probe in ein magnetisches Wechselfeld gebracht wird, dessen Maximalamplitude in einem Zeitintervall kontinuierlich heruntergeregelt wird. Die Erzminerale, deren Koerzitivfeldstärken kleiner als die Maximalamplitude sind, richten sich magnetisch regellos aus und tragen nicht mehr zur Remanenz bei. Die Maximalamplitude wird pro Entmagnetisierungsschritt gesteigert, womit eine schrittweise Entmagnetisierung erfolgt.

Im ersten Arbeitsgang wurden die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) und Suszeptibilität (χ) der Proben ermittelt. Zur Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) wurden pro Aufschluß mindestens drei Proben aus verschiedenen Kernen einer schrittweisen Wechselfeldentmagnetisierung unterzogen. Zehn Proben proterozoischer Vorkommen zweier Lokalitäten aus dem Ahlmannryggen wurden zur Prüfung der bei der Wechselfeldentmagnetisierung gewonnenen Ergebnisse in 50°C-Schritten thermisch entmagnetisiert. Diese Art der Entmagnetisierung ermöglicht zusätzlich Rückschlüsse über die Träger der Remanenz. Bei der Untersuchung der Proben aus dem N Vestfjella wurden mindestens zwei Proben pro Aufschluß schrittweise thermisch entmagnetisiert. Bei dieser Methode wurden Proben ausgewählt, die Parallelproben zu den bereits im Wechselfeld entmagnetisierten Pilotproben darstellten. Mit dieser Verfahrensweise sollte eine gute Vergleichbarkeit zwischen den unterschiedlichen Entmagnetisierungsverfahren sichergestellt werden.

Aus den Werten für Deklination, Inklination und Intensität der Magnetisierungsvektoren der einzelnen Entmagnetisierungsschritte sowie der Suszeptibilität der Einzelproben errechnete ein in Münster entwickeltes Computerprogramm die Differenzvektoren und deren Intensitäten sowie die entsprechenden Pollagen, die mittlere entmagnetisierende Feldstärke (MDF) und das Königsbergverhältnis (Q). Mit einem weiteren Programm wurden der K-Präzisionsfaktor und die α_{95} -Konfidenzkreise nach FISHER (1953) aus der Summe der Einzelmessungen einer Probenlokalität errechnet. Zusätzlich konnten aus der Summe der Einzelmessungen aus den einzelnen Aufschlüssen die virtuell geomagnetischen Pole (VGPs) der einzelnen Aufschlüsse bestimmt werden. Ebenfalls ermöglichte dieses Programm den Ausdruck der Lagenkugelprojektionen für Richtungen und Paläopollagen sowie die normierten Entmagnetisierungskurven und Zijdervelddiagramme.

Die Magnetisierungsvektoren eines magmatischen Vorkommens streuen mehr oder minder stark um eine mittlere Richtung. Ein Maß für diese Streuung stellt der Präzisionsparameter K dar (vgl. FISHER 1953): $K > 10$ läßt vermuten, daß das beobachtete Mittel dem realen Mittel sehr nahe kommt). Rechnerische Fehleranalysen würden im Rahmen dieser Arbeit zu weit führen. Daher soll nur auf mögliche Fehlerquellen hingewiesen werden und ein statistischer Fehler abgeschätzt werden.

Die Fehler bei paläomagnetischen Messungen sind zufälliger Natur, so daß eine Fisherverteilung angenommen werden kann. Die Hauptursachen für die Streuung sind im wesentlichen in natürlichen Fehlerquellen zu suchen.

Als natürliche, nicht reproduzierbare Fehlerquellen kommen in Frage:

- lokal eng begrenzte magnetische Anomalien in unmittelbarer Nähe eines Lavaausbruchszentrums; diese Anomalien können zu Abweichungen der regionalen Feldrichtungen führen,
- Blockverschiebungen bei der Abkühlung von Lavaströmen (z. B. Säulenbasaltbildung),
- Faltung und Verkipfung,
- magnetische Kristallanomalien.

Experimentelle Fehlerquellen liegen in:

- Orientierung und Vermessung der Proben:
 - 1) Ablesegenauigkeit der Winkel (Streichen, Einfallen),
 - 2) Fehler bei der Markierung der Kerne im Gelände,
 - 3) in Abhängigkeit von der Intensität des Gesteinsmagnetismus können mit dem Magnetkompaß ermittelte Meßwerte unterschiedlich stark gestört sein,
 - 4) bei der Reorientierung eines Teils der vorliegenden Proben sind weitere Orientierungsfehler zu erwarten,
- Meßfehler des Spinnermagnetometers.

Insgesamt muß bei den Einzelmessungen mit einem experimentell bedingten Meßfehler von $\pm 5^\circ$ in der Streichrichtung und $\pm 3^\circ$ bei den Einfallswerten gerechnet werden.

Oxidationsprozesse und hydrothermale Umwandlungen sind für die Interpretation von Paläorientungsmessungen von entscheidender Bedeutung. Insbesondere Hochtemperaturoxidation führt zur Erhöhung der Curie-Temperatur und zur Verringerung der effektiven Korngrößen, womit eine höhere Stabilität der Magnetisierung erreicht wird (HERZOG 1978). Andererseits ist bei starker Tieftemperaturoxidation als Folge einer postmagmatischen, regionalmetamorphen Überprägung (im Gegensatz zu tieftemperierten autohydrothermalen Prozessen) stets zu prüfen, ob diese zeitlich nicht festlegbaren Prozesse zur Bildung einer chemischen Remanenz (CRM) geführt haben könnten, die die ursprüngliche Thermoremanenz (TRM) völlig überprägen kann.

Erzpetrographische Untersuchungen liefern zwar Rückschlüsse über den Charakter der Überprägung (vgl. Kap. II 2.1), ergeben aber keine Rückschlüsse über die zeitliche Abfolge dieser Prozesse. Bei magmatischen Gesteinen sind Hochtemperaturoxidationen zweifellos als synmagmatisch zu interpretieren. Tieftemperaturoxidationen hingegen können erzpetrographisch zwar beschrieben werden, lassen sich in der zeitlichen Abfolge jedoch nicht erfassen. In dieser Frage können Entmagnetisierungsversuche, insbesondere thermomagnetische Versuche, weitere Informationen liefern. Vor Beginn der Beschreibung der Richtungsuntersuchungen an Material beider Untersuchungsgebiete sollen zunächst die Träger der Remanenz mit ihrer Überprägungsgeschichte aus den erzpetrographischen Untersuchungen dieser Arbeit in Verbindung mit exemplarischen Entmagnetisierungsversuchen vorgestellt werden.

II 4.2.3 Untersuchungen an den Vorkommen des N Vestfjella.

Die geographischen Koordinaten der beprobten Aufschlüsse sowie Angaben über Gesteinstyp und die in der vorliegenden Arbeit bestimmten K/Ar-Alter sind in Tabelle 22 zusammengefaßt.

II 4.2.3.1 Magnetomineralogie.

Die erzpetrographischen Untersuchungen der vorliegenden Arbeit an den Dikes und Sills ha-

ben gezeigt, daß bei diesen Vorkommen als Hauptträger der Remanenz Magnetit und Titanomagnetit angenommen werden kann. Es handelt sich ausnahmslos um synmagmatische Hochtemperaturmagnetite, so daß nur mit einer primären Remanenz zu rechnen ist. Untergeordnet können magmatischer Pyrrhotin und hydrothermaler Hämatit und Maghemit als Remanenzträger in Betracht kommen.

Bei den Lavaflows, deren magmatische Erzmineralisationen von einer ausgeprägten Tieftemperaturoxidation betroffen wurden, kommen nach erzpetrographischen Untersuchungen nur Sekundärerze und untergeordnet reliktsch erhaltener Magnetit als Remanenzträger in Betracht. Als Beispiel für Entmagnetisierungsversuche wurde ein Flow mit stark zersetzten magmatischen Erzmineralen ausgewählt (Probe III A13, vgl. Tab. 7.). In Abb. 85a, b ist das Entmagnetisierungsverhalten dieser Probe bei der thermischen Entmagnetisierung dargestellt.

Tabelle 22: Vestfjella: Geographische Aufschlußkoordinaten sowie K/Ar-Alter dieser Arbeit.

Lat./Long-Werte aus der Norwegischen topographischen Karte 1:250000.

Feldnr.	Lokalität	Lat.°	Long.°	Flow/Dike Sill	Alter (Ma)
I/A11	Plogen	73,3°	13,8°	Flow	
III/A13	Plogen	73,3°	13,8°	Flow	
IV/A14	Plogen	73,3°	13,8°	Flow	189 ¹⁾ 148 ²⁾
V/A15	Plogen	73,3°	13,8°	Flow	
VII/A17	Basen	73,0°	13,4°	Flow	
IX/A19	Basen	73,0°	13,4°	Flow	90 ²⁾
XIII/A26	Plogen	73,3°	13,8°	Flow	174 ¹⁾ 169 ²⁾
II/A12	Plogen	73,3°	13,8°	Dike	
VI/A16	Plogen	73,3°	13,8°	Dike	
VIII/A18	Basen	73,0°	13,4°	Dike	180 ²⁾
X/A28	Fossilr.	73,4°	13,0°	Dike	
XI/A29	Fossilr.	73,4°	13,0°	Dike	
XII/A30	Fossilr.	73,4°	13,0°	Dike	174 ¹⁾ 183 ²⁾
XV/A26	Plogen	73,3°	13,8°	Dike	160 ¹⁾ 171 ²⁾
XIV/A26	Plogen	73,3°	13,8°	Sill	174 ²⁾

1) Datierung an Plagioklas

2) Datierung an Grundmassepräparaten

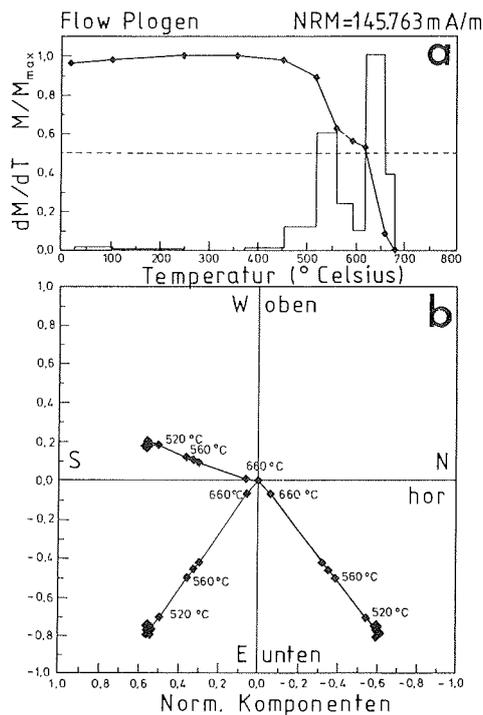


Abb. 85a: Thermische Entmagnetisierungskurve mit auf 1 normiertem Blockungstemperaturspektrum eines stark vergrünten Flows vom Plogen Massiv.
 Abb. 85b: Zijdervelddiagramm: rechtwinklige Projektion der Entmagnetisierungskurve des Remanenzvektors.
 (dicke Linie: Horizontal- vers. Vertikalkomponente; mittlere Linie: Nord- vers. Ost-Komponente; dünne Linie: Nord- vers. Vertikalkomponente).

Abb. 85a zeigt die normierte Entmagnetisierungskurve (M/M_{max} : Normierung des Magnetisierungsbetrages auf den Magnetisierungsmaximalwert). Die Treppenfunktion (dünn gehaltene Linien) darunter stellt den Quotienten aus Magnetisierungsänderung und progressiver Temperaturänderung in jedem Temperaturintervall dar (dM/dT : Blockungstemperaturspektrum). Aus dem Verlauf der Entmagnetisierungskurve und des Blockungstemperaturspektrums lassen sich die Komponenten der Remanenz erkennen. In einem Temperaturintervall von 525–580°C ist eine erste deutliche Abnahme der Magnetisierung zu beobachten, die ihr Maximum bei ca. 560°C erreicht, und läßt Magnetit als Remanenzträger erwarten (Curietemp.: 575°C). Eine weitere deutliche Abnahme ist im Temperaturintervall 625–660°C zu beobachten und weist auf Hämatit als weitere remanenztragende Erzmineralphase hin (Curietemp.: 670°C).

Im Zijdervelddiagramm kann ermittelt werden, welche Richtung die stabilste Komponente hat und ob die instabilere Komponente eine davon abweichende Richtung besitzt (vgl. Abb. 85b). Die NRM der untersuchten Probe weist keine sekundäre Magnetisierung auf: Bei Temperaturen ab 520°C wird die Magnetisierung kontinuierlich verringert; bei T um 560°C wird eine deutliche Verringerung beobachtet; eine weitere Abnahme auf 0 erfolgt bei 625–660°C. Beide Entmagnetisierungskurven streben linear auf den Koordinatenursprung zu, so daß eine stabile Remanenz ermittelt wurde. Nach diesen Darstellungen sind Magnetit sowie Hämatit als Träger der stabilen Richtungen der Remanenz zu interpretieren, wobei beide Phasen gleiche Remanenzrichtungen tragen. Weitere Untersuchungen zeigten, daß neben diesen Erzmineralen auch Maghemit als Remanenzträger bei den Flows in Betracht kommen kann.

Aus diesen Untersuchungen kann für den untersuchten Flow gefolgert werden:

- obwohl erzpetrographisch kein magmatischer Magnetit in großen Volumenanteilen nachweisbar ist, stellt er nach magnetomineralogischen Untersuchungen doch den Hauptträger der Magnetisierung dar,
- die Tieftemperaturoxidationsprodukte des magmatischen Magnetits sind Hämatit und Maghemit und stellen weitere Träger der Remanenz dar; die Richtungen der Remanenz, die von den Sekundärerzen getragen werden, weichen nicht von den Magnetisierungsrichtungen ab, die aus dem magnetomineralogisch bestimmten Magnetit resultieren.

Außer einer schwachen viskosen Magnetisierung wurden keine weiteren sekundären Richtungen festgestellt.

II 4.2.3.2 Die ChRM-Richtungen für die magmatischen Vorkommen des N Vestfjella.

Der überwiegende Teil der Proben wurde in magnetischen Wechselfeldern entmagnetisiert. Zur Bestimmung der ChRM jeder Probe wurden die in Kapitel II 2.1 vorgestellten Zijderveldiagramme sowie Lagenkugeldarstellungen von Richtungs- und Differenzvektoren ausgewertet. Zusätzlich wurden mindestens zwei Proben pro Aufschluß zu Vergleichszwecken thermisch entmagnetisiert. In keinem Fall zeigten sich signifikante Unterschiede in den Richtungen der unterschiedlich ermittelten ChRM. Für die Bestimmung der mittleren Richtungen der einzelnen Aufschlüsse wurde daher von jedem Kern eine Probe in einem Wechselfeld entmagnetisiert, bis die ChRM erreicht war. Entsprechend ihrer hydrothermalen Überprägungsgeschichte können die beprobten Vorkommen in zwei unterschiedliche Gruppen mit jeweils spezifischen magnetischen Eigenschaften unterteilt werden:

- die hydrothermal überprägten LavafloWS,
- frische basische Dikes, (Sills müssen hier ausgeklammert werden, da nur eines dieser Vorkommen beprobt wurde und bei diesem eine intermediäre, nicht interpretierbare Polarität gemessen wurde).

Die untersuchten Flows zeigen allgemein geringe Magnetisierungsintensitäten (mittlere Intensität der NRM ≈ 300 mA/m und Suszeptibilitäten ($\chi \approx 7500 \times 10^{-6}$)), besitzen aber hohe magnetische Stabilität (MDF ≈ 50 kA/m), (vgl. Tab. 24).

Demgegenüber zeichnen sich die Dikes durch hohe Magnetisierungsintensitäten und Suszeptibilitäten (mittlere NRM-Intensität ≈ 1800 mA/m; $\chi \approx 23000 \times 10^{-6}$) aus, haben jedoch eine relativ schwächere magnetische Stabilität (MDF ≈ 20 kA/m), (vgl. Tab. 23).

Außer einer vereinzelt vorhandenen Magnetisierungskomponente entsprechend der rezenten Feldrichtung und einer weichen viskosen Magnetisierung mit zufälligen Richtungen treten keine weiteren sekundären Magnetisierungen auf. Diese magnetisch weichen, sekundären Richtungskomponenten konnten in Wechselfeldern mit Spitzenfeldstärken von 4-12 kA/m zerstört werden.

Die für die einzelnen Aufschlüsse zusammengefaßten Ergebnisse sind in Tabelle 23 dargestellt.

Die Richtungen der Flows vom Ploggen Massiv wurden tektonisch korrigiert, da dort ein allgemein vorhandenes Einfallen der Einheiten um ca. 10° nach SSW festgestellt wurde. Auf eine tektonische Korrektur für die Dikes wurde verzichtet, da ein genauer Korrekturwert nicht ermittelt werden konnte, eine leichte Verkippung auch dieser Vorkommen kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. (vgl. Kap. II 1.1)

Die paläomagnetisch untersuchten LavafloWS können in zwei Gruppen unterteilt werden:

- Flows mit normalen Pollagen, die in der Nähe der mittleren Pollage für die E' Antarktis liegen (IV/A14; V/A15; IX/A19),

- Flows mit für die mittlere Pollage der E Antarktis zu geringen Breitenwerten und inversen Pollagen (III/A13; I/A1; VII/A17).

Ein weiterer Flow zeichnet sich durch eine inverse Polarität aus und liegt in der Nähe der mittleren Pollage für die E Antarktis (XIII/A26, vgl. Abb. 86, Tab. 23).

Die Pollagen der Flows aus der ersten Gruppe können auf ein jurassisches Alter dieser Basalte hinweisen. Die ausgeprägte hydrothermale Alteration der Erzminerale zeigt jedoch an, daß eine stabile möglicherweise chemischen Remanenz nicht ausgeschlossen werden kann (vgl. Tab. 7). Die für den Jura zu niedrigen Polbreiten der Flows aus der zweiten Gruppe könnte als Hinweis auf höhere Alter interpretiert werden. Allerdings zeigt die starke Alteration der magmatischen Erzminerale auch hier die Möglichkeit einer sekundäre Überprägung an. Andererseits könnte die Existenz von Magnetit, der magnetomineralogisch in allen Flows nachgewiesen wurde, vermutet werden. Diese Diskrepanz zwischen erzpetrographischen und gesteinsmagnetischen Daten ist nicht zu erklären und muß bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

Die Dikes zeigen bis auf eine Ausnahme normale Polarität, ihre Pollagen variieren jedoch sehr stark und gruppieren sich keineswegs um die mittlere Pollage der E Antarktis. Besonders auffällig sind zwei Pollagen sehr hohen Breiten, die nahezu die Rezente Pollage repräsentieren. Bei diesen Vorkommen konnten als Remanenzträger nur magmatische Erzmineralphasen identifiziert werden, die eine primäre Richtung tragen sollten.

In Abb. 86 sind die VGPs bzw. Paläorichtungen der einzelnen Aufschlüsse mit den $\alpha 95$ -Konfidenzkreisen abgebildet. Als mittlere Paläoposition errechnete sich aus den VGPs aller Aufschlüsse (mit Ausnahme des Sills mit intermediärer Polarität) eine Paläoposition von:

$$47,8^{\circ}\text{S}; 206,7^{\circ}\text{E}; \alpha 95=9,7^{\circ}.$$

Die Berechnung der mittleren Pollagen für die Dikes ergab:

$$65,4^{\circ}\text{S}; 211,6^{\circ}\text{E}; \alpha 95=15^{\circ}.$$

Insgesamt zeigen nur sechs der untersuchten Flows und Dikes etwa mittlere Pollagen, die für die mittlere mesozoische Pollage der E Antarktis ($53,5^{\circ}\text{S}; 218,5^{\circ}\text{E}; \alpha 95=7^{\circ}$, nach LIVERMORE et al. 1984) typisch sind. Es handelt sich dabei um vier Flows und zwei Dikes, wobei ein Flow durch eine inverse Polarität gekennzeichnet ist.

Diese Ergebnisse stützen die Annahme, daß es sich bei der gemessenen Magnetisierung der Flows nicht um eine Remanenz handelt, die bei der Intrusion der Dikes erzeugt wurde, da eine Überprägung der Flows bei der Intrusion der Dikes nicht zu unterschiedlichen, sondern zu identischen Pollagen führen sollte. Die allgemein breite Streuung der mittleren Pollagen bei den alterierten Flows und ebenso bei den frischen Dikes kann also nicht auf postmagmatische Alterationseffekte allein zurückgeführt werden.

Tabelle 23:

Vestfjella: paläomagnetische Ergebnisse.

Feldnr.	Dec°	Inc°	Lat _{Pol} °	Long _{Pol} °	K	α ₉₅ °	tekton. Korrektur	Polarität	NRM mA/m	X ₃ 10 ⁻⁶ m ³ /m ³	MDF kA/m
I/A11	196,2	17,1	24,9 S	183,9 E	35,2	9,5	*	-	5,0	602	33
III/A13	199,2	38,0	37,1 S	189,9 E	212,8	3,8	*	-	151	1103	>120
IV/A14	41,9	-52,3	44,6 S	217,9 E	298,6	3,2	*	+	288	2549	64
V/A15	28,5	-56,2	51,0 S	203,5 E	270,0	4,1	*	+	55,5	714	47
VII/A17	201,1	32,4	33,4 S	190,8 E	107,0	5,4		-	479	18826	38
IX/A19	37,4	-50,2	43,9 S	212,7 E	307,2	4,4		+	1061	27175	16
XIII/A26	231,6	56,3	46,0 S	230,4 E	269,1	3,4	*	+	14,55	864	47
II/A12	35,6	-74,0	71,4 S	230,8 E	234,6	3,9		+	1545	15434	26
VI/A16	46,5	-58,4	49,3 S	226,6 E	55,6	10,4		+	2804	22925	24
VIII/A18	211,2	38,0	35,7 S	203,0 E	25,3	11,2		-	2253	66007	9
X/A28	49,7	-30,8	27,0 S	242,0 E	396,4	2,8		+	3480	20950	13
XI/A29	27,6	-76,6	77,1 S	228,9 E	53,1	7,7		+	8,8	721	31
XII/A30	28,2	-59,3	54,2 S	205,0 E	2121,3	1,5		+	2596	10427	28
XV/A26	9,4	-60,9	58,4 S	179,6 E	163,6	4,7		+	1590	20878	13
XIV/A26	251,2	-8,2	55,5 S	93,8 E	55,5	7,5		±	486	23946	12

+ normale Polarität
 - inverse Polarität
 ± intermediäre Polarität

Mittlere Polposition für die LavafloWS: 41,3°S;202,6°E;α₉₅=12°
 Dikes : 65,4°S;211,6°E;α₉₅=15°

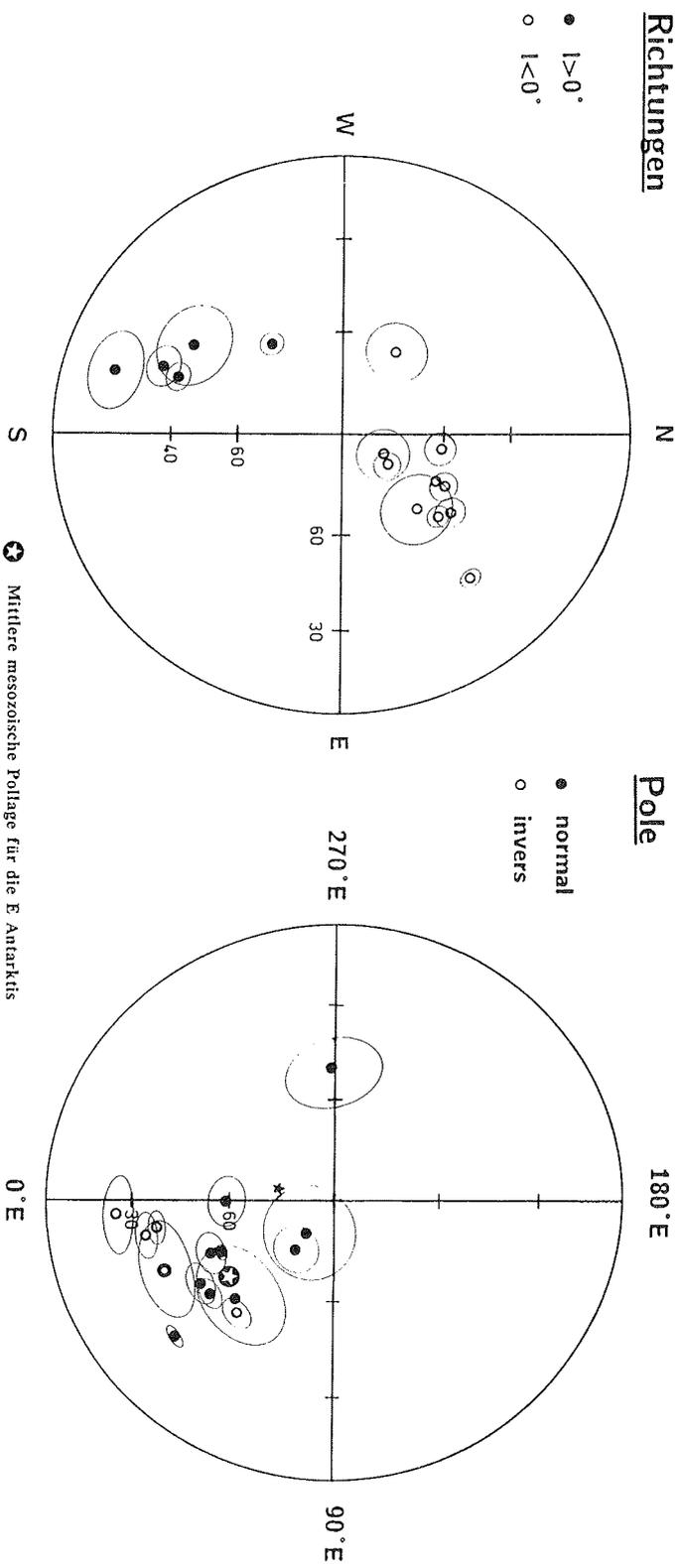


Abb. 86: Mittlere Richtungen (äquatorständige Projektion) und VGPs (polständige Projektion) für Vulkanitauflüsse aus dem N Vestfjella (flächenreue Projektion)

II 4.2.4 Untersuchungen an den magmatischen Vorkommen des Ahlmannryggens.

Eine Zusammenstellung der geographischen Aufschlußkoordinaten mit Angaben zum Gesteinstyp und der bestimmten K/Ar-Alter findet sich in Tabelle 24a und b.

II 4.2.4.1 Magnetomineralogie.

Die wesentlichen Remanenzträger in den mesozoischen Dikes des Untersuchungsgebietes sind frische magmatische Magnetite und Titanomagnetite. Nur in Ausnahmefällen sind die Magnetite dieser Vorkommen durch eine Tieftemperaturoxidation leicht umgewandelt. Alterationsprodukte dieser Tieftemperaturoxidation sind Maghemit und Hämatit. Zu diesen Remanenzträgern kann noch magmatischer Pyrrhotin hinzukommen.

Tabelle 24 a: Ahlmannryggen: Geographische Aufschlußkoordinaten sowie K/Ar-Alter dieser Arbeit.

Lat./Long-Werte aus der Norwegischen topographischen Karte 1:250000.

Proterozoische Vorkommen

Feldnr.	Lokalität	Lat. °	Long. °	Flow/Dike Sill	Alter (Ma)
A1	Snökallen	71,68°	1,55°	Flow	872 ¹⁾ 465 ²⁾
A2	Snökallen	71,68°	1,55°	Flow	1115 ¹⁾
A4	Snökallen	71,68°	1,55°	Flow	
A9	Bolten	71,67°	1,55°	Flow	
A17	Snökjer- ringa	71,68°	1,72°	Flow	
A21	Snökallen	71,68°	1,55°	Dike	
A27	Snökallen	71,68°	1,55°	Flow	
A29	Snökallen	71,68°	1,55°	Flow	
A30	Nunatak 1285	71,02°	2,82°	dioritischer Sill=BMI ⁴⁾	
XVI/A31	Boreas	71,3°	3,92°	dioritischer Sill	
A32	Grune- hogna	72,03°	2,75°	dioritischer Sill=BMI ⁴⁾	666 ¹⁾
A33	Grune- hogna	72,03°	2,75°	mafischer Dike	842 ¹⁾ 1143 ²⁾ 1183 ³⁾

- 1) Datierung an Plagioklas
 2) Datierung an Grundmassepräparaten
 3) Datierung an Ti-Biotiten
 4) BMI=Borg Massiv Intrusion

Als typisches Beispiel für thermische Entmagnetisierungsversuche zur Ermittlung der Rema-

nenzträger in den proterozoischen Lavaflows wurde das Vorkommen A17/Sn168 (vgl. auch Tab. 10,) ausgewählt. Die normierte Entmagnetisierungskurve für A17/Sn168 ist in Abb. 87a dargestellt. Das Blockungstemperaturspektrum und Entmagnetisierungsverhalten lassen erkennen, daß eine weiche, sekundäre Magnetisierung bei Temperaturen bis 450°C zerstört ist. Zwischen 550° und 575°C ist eine wesentliche Verringerung der Magnetisierungsintensität zu beobachten. Bei Temperaturen >575°C bleibt lediglich eine schwache Magnetisierung erhalten. In Abb. 87b sind die Richtungskomponenten dargestellt. In dieser Darstellung zeigt sich, daß die weichen, sekundären Richtungskomponenten von der stabilen Magnetisierungsrichtung abweichen, die bei T>525° repräsentiert ist. Ab ca. 525°C stellt sich

Tabelle 24 b: Ahlmannryggen: Geographische Aufschlußkoordinaten sowie K/Ar-Alter dieser Arbeit.

Lat./Long.-Werte aus der Norwegischen topographischen Karte 1:250000.

Mesozoische Vorkommen

Feldnr.	Lokalität	Lat.°	Long.°	Gesteinstyp	Alter (Ma)
A7	Snökje- ringa	71,6°	1,57°	Dike	
A14	Nunatak 820	71,6°	1,38°	Dike	
A18	Utkikken	71,52°	1,02°	Dike	
A19	Snökallen	71,7°	1,53°	Dike	
A22	Snökallen	71,7°	1,53°	Dike	
A23	Snökallen	71,7°	1,53°	Dike	281 ¹⁾
A25	Troll- kjelpig.	71,58°	1,17°	Dike	
A26	Troll- kjelpig.	71,58°	1,17°	Dike	
A28	Snökallen	71,7°	1,53°	Dike	
A32	Grune- hogna	72,03°	2,75°	Dike	202 ¹⁾

1) Datierung an Grundmassepräparaten

eine stabile Magnetisierungsrichtung ein, wie durch das lineare Zustreben der Magnetisierungskomponenten auf den Ursprung des Koordinatensystems belegt ist, wobei keine Abweichung der Richtungskomponenten im Temperaturintervall 525-575°C im Vergleich zu den Komponenten bei T>575°C auszumachen ist.

Diese Untersuchungen zeigen, daß als wesentlicher Remanenzträger nur (Titano-) Magnetit in Frage kommen kann (Blockungstemperaturen 525°-575°C) und Hämatit eine nur untergeordnete Rolle zukommt (repräsentiert durch Blockungstemperaturen >575°C). Bei den erzpetrographischen Untersuchungen konnten diese Erzphasen ebenfalls identifiziert werden, wobei magmatischer Magnetit meist reliktsch auftrat. Die Magnetisierungsrichtungen, die vom sekundären Hämatit und magmatischem Magnetit getragen werden, weichen nicht voneinander ab. Dieser Befund kann möglicherweise als Hinweis auf autohydrothermale Alteration in diesen Gesteinen interpretiert werden.

In den frischen, datierten proterozoischen Gängen dominieren als ferrimagnetische Minerale frische (Titano-) Magnetite. Untergeordnet kann magmatischer Pyrrhotin und sehr wenig Maghemit vertreten sein. Bei diesem kaum alterierten Gestein kann davon ausgegangen werden, daß eine primäre, magmatische Remanenz repräsentiert ist.

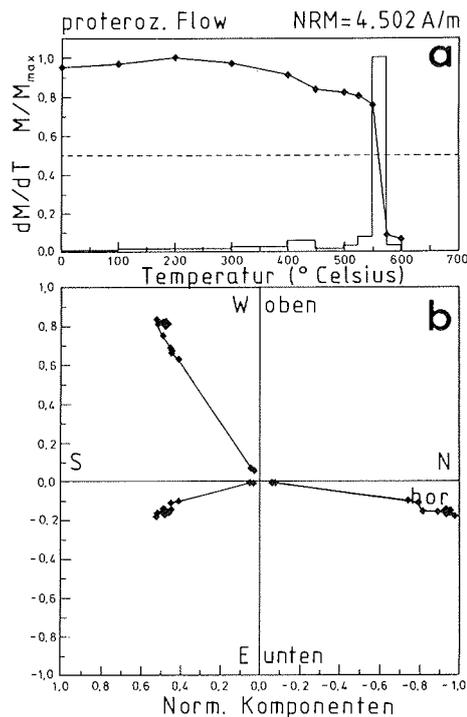


Abb. 87a: Beispiel für das thermische Entmagnetisierungsverhalten eines proterozoischen Flows. Normierte Entmagnetisierungskurve und normiertes Blockungstemperaturspektrum.

Abb. 87b: Zijderfeldprojektion: rechtwinklige Projektion der Entmagnetisierungskurve (Erläuterungen s. Abb. 85b).

Zusammenfassend kann gesagt werden:

- Die Magnetisierung der mesozoischen Vorkommen beruht ganz überwiegend auf magmatischem (Titan-) Magnetit und sehr untergeordnet Hämatit,
- in den proterozoischen Vorkommen stellt (Titan-) Magnetit ebenfalls den wesentlichen Remanenzträger dar; hinzu kommt ein variierender autohydrothermalen Hämatitanteil, der in Ausnahmen sogar dominieren kann.

Besonders in den proterozoischen Vorkommen muß nach erzpetrographischen Untersuchungen davon ausgegangen werden, daß Hämatit im wesentlichen durch Umwandlung magmatischer Minerale entstanden ist. Seine Remanenz stellt somit eine CRM dar. Allerdings weicht die Richtung der remanenten Magnetisierung des Hämatits nicht von der des Magnetits ab (vgl. Abb. 87b), so daß Hämatit sehr wahrscheinlich als Produkt einer autohydrothermalen Alteration aufzufassen ist. Allerdings wurden auch vereinzelt neugebildeter, postmagmatischer Magnetit und vereinzelt auch granulierter Hämatit beobachtet (vgl. Tab. 10: A9/Boll175 und A15/820-234), deren CRM sich möglicherweise von der TRM der eindeutig magmatischen Erzminerale unterscheidet. Dies wird bei der Interpretation der ChRM zu beachten sein.

II 4.2.4.2 Die ChRM-Richtungen der magmatischen Vorkommen im Ahlmannryggen.

Nach den Feldbeobachtungen und K/Ar-Altersbestimmungen muß im Ahlmannryggen mit mindestens zwei tektonomagmatischen Episoden gerechnet werden. Im folgenden sollen zunächst die magnetischen Eigenschaften und der sich daraus ergebenden ChRM der prote-

rozoischen Vorkommen beschrieben und diskutiert werden. Anschließend soll auf magnetische Charakteristika der mesozoischen Vorkommen eingegangen werden.

Das Probenmaterial aus den proterozoischen Vorkommen wurde im magnetischen Wechselfeld entmagnetisiert. Zusätzlich wurden 10 Proben einer thermischen Entmagnetisierung unterzogen. Beide Entmagnetisierungsverfahren ergaben übereinstimmende ChRM für Proben eines Vorkommens.

Die magnetischen Eigenschaften der proterozoischen Vorkommen schwanken sehr stark. So variieren die NRM-Intensitäten von 16,7 bis 2358 mA/m, die Suszeptibilitäten von $480\text{-}17617 \times 10^{-6}$ und geringe bis hohe magnetische Stabilität ($\text{MDF} \approx 4,6\text{-}51,9$ kA/m).

Nach ihren magnetischen Eigenschaften lassen sich unterscheiden:

- Proben mit hohen Schwankungen in den NRM-Intensitäten (403-4500 mA/m), niedrigen bis hohen Suszeptibilitäten ($61\text{-}28500$ m³/m³) und niedrige bis hohe MDF (12-50 kA/m),
- Proben mit geringen NRM-Intensitäten (16,7-108 mA/m), geringen Suszeptibilitäten (480-666 m³/m³) und mittleren MDF (23-35kA/m),
- eine Probe mit relativ geringen NRM-Intensitäten (ca. 300 mA/m) und MDF (9,3 kA/m), jedoch hohen Suszeptibilitäten (14300 m³/m³).

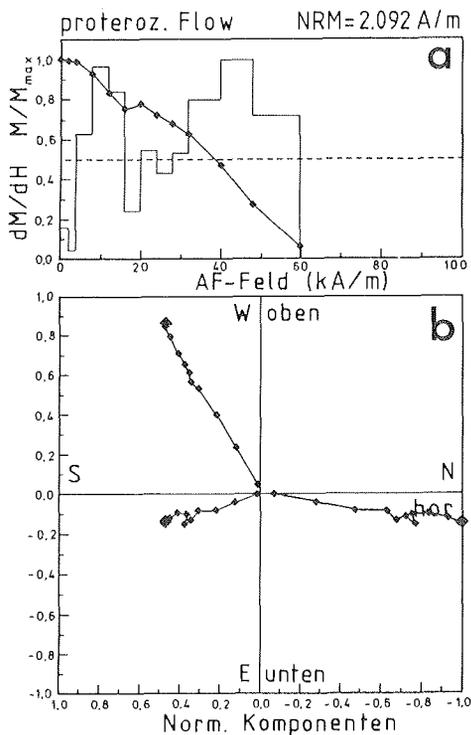


Abb. 88a: Beispiel für das Entmagnetisierungsverhalten eines proterozoischen Flows bei fortschreitender Wechselfeldentmagnetisierung. Abnahme des auf den Maximalwerte normierten Magnetisierungsbetrages mit der Wechselfeldamplitude und dem Koerzitivkraftspektrum.

Abb. 88b: Zijdervelddiagramm.

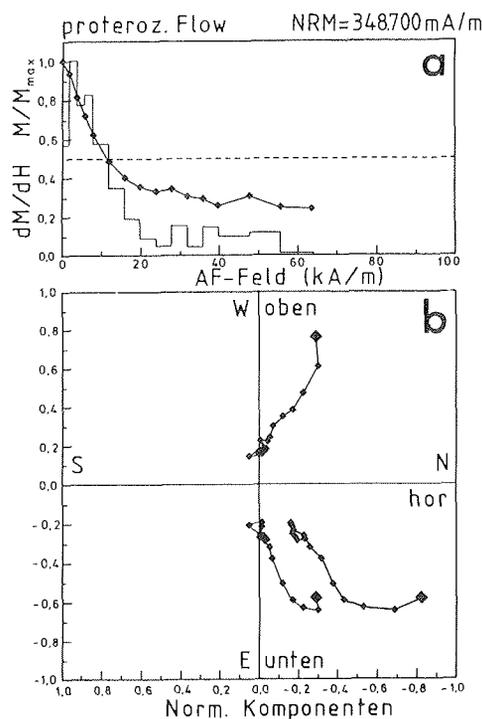


Abb. 89a: Beispiel für das Entmagnetisierungsverhalten eines proterozoischen Flows mit einer starken sekundären Remanenz im Wechselfeld.

Abb. 89b: Zijdervelddiagramm.

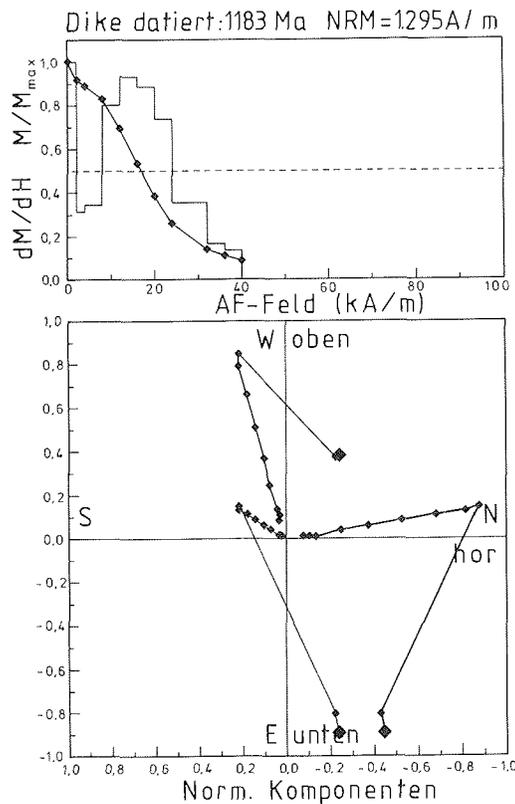


Abb. 90a: Das Entmagnetisierungsverhalten des mit 1183 Ma datierten Dikes.
 Abb. 90b: Zijdervelddiagramm.

In den Abbildungen 88a, b, 89a, b, 90a, b ist das typische Entmagnetisierungsverhalten jeweils einer repräsentativen Probe aus einer der Gruppen dargestellt.

Sieben der untersuchten Proben zeigten bei der Wechselfeldentmagnetisierung ein Verhalten typisch für Material aus der ersten Gruppe (Abb. 88a, b). Die Zerstörung einer sekundären Magnetisierungskomponente erfolgte bei Wechselfeldern mit Maximalamplitude von ca. 5-20 kA/m. Bei Wechselfeldern >30 kA/m stellte sich eine stabile Richtung ein, deren Magnetisierung bei Wechselfeldern mit Maximalamplituden von 60-70 kA/m bis auf eine geringe Restkomponente zerstört werden konnte. In diesen Proben stellen wahrscheinlich (Titano-) Magnetit und untergeordnet Hämatit (Restkomponente) in unterschiedlich hohen Anteilen die Remanenzträger dar, wobei die ermittelte stabile ChRM beider Minerale identische Richtungen aufwies.

In Abb. 89a, b ist das Wechselfeldentmagnetisierungsverhalten einer der Proben aus der zweiten Gruppe dargestellt. Bei geringen Feldstärken bis 20 kA/m wird eine sekundäre Richtungskomponente weitgehend zerstört. Werden Feldstärken >20 kA/m angelegt, so ändert sich der Magnetisierungsbetrag kaum noch, und die Richtungskomponenten der Magnetisierung verharren im Zijdervelddiagramm auf einem Punkt (Abb. 89b), statt auf den Ursprung des Koordinatensystems zuzulaufen. Offensichtlich liegt eine sehr harte Magnetisierungskomponente vor, die mit den zur Verfügung stehenden Wechselfeldern nicht weiter zerstört werden konnte. Daher muß bezweifelt werden, ob die ermittelten Richtungen dieser Proben die ChRM-Richtungen repräsentieren. Bei den erzpetrographischen Untersuchungen an diesen Proben stellte sich eine Dominanz von granuliertem Hämatit und neugebildetem postmagmatischem Magnetit heraus, so daß die ermittelten Richtungen eine sekundäre CRM darstellen. In der Lagenkugelprojektion (vgl. Abb. 90) zeigen die Proben dieser Lokalität deutlich abweichende Richtungen und Pollagen. Es liegt bei diesem eindeutig proterozoischen Vorkommen scheinbar eine jurassische Pollage vor, die aus einer jurassischen

Tabelle 25:

Ahlmannryggen: paläomagnetische Ergebnisse.

Proterozoische Vorkommen

Feldnr.	Dec°	Inc°	Latpol°	Longpol°	K	α_{95}°	tekton. Korrektur	Polarität	NRM mA/m	X_{310}^{-6} m ³ /m ³	MDF kA/m
A1	247,0	-1,0	6,61S	246,41E	164,8	7,2	-	-	957	2861	38,1
A2	221,4	-7,5	9,94S	220,46E	9,8	22,5	-	-	108,8	666	35,1
A4	237,3	11,8	15,56S	238,81E	10,8	24,4	-	-	35,2	817	23,1
A9	208,9	46,9	43,62S	214,37E	122,0	8,4	-	-	16,7	480	28,2
A17	238,8	7,4	12,98S	239,56E	307,4	3,8	-	-	2358	3451	51,9
A21	240,2	6,3	12,02S	240,85E	67,0	11,3	-	-	403,6	28485	4,6
A27	237,3	-7,3	6,24S	236,15E	48,1	13,4	-	-	1331,7	28560	50,8
A29	236,5	-2,2	8,92S	236,06E	14,5	20,8	-	-	292,8	2222	32,0
A30	244,5	3,3	9,23S	243,17E	65,1	11,5	-	-	664,2	17617	20,1
XVI/A31	251,2	-8,2	1,35S	237,80E	55,5	7,5	-	-	4490,0	61,1	12,0
A32 kombiniert mit Aufschl. A30											
A33	252,1	-3,0	4,02S	249,58E	48,7	8,7	-	-	341,8	14309	9,3

+ normale Polarität
- inverse Polarität
± intermediale Polarität

mittlere Polarge: 8,8°S; 239,9°E; $\alpha_{95} = 5,5^{\circ}$

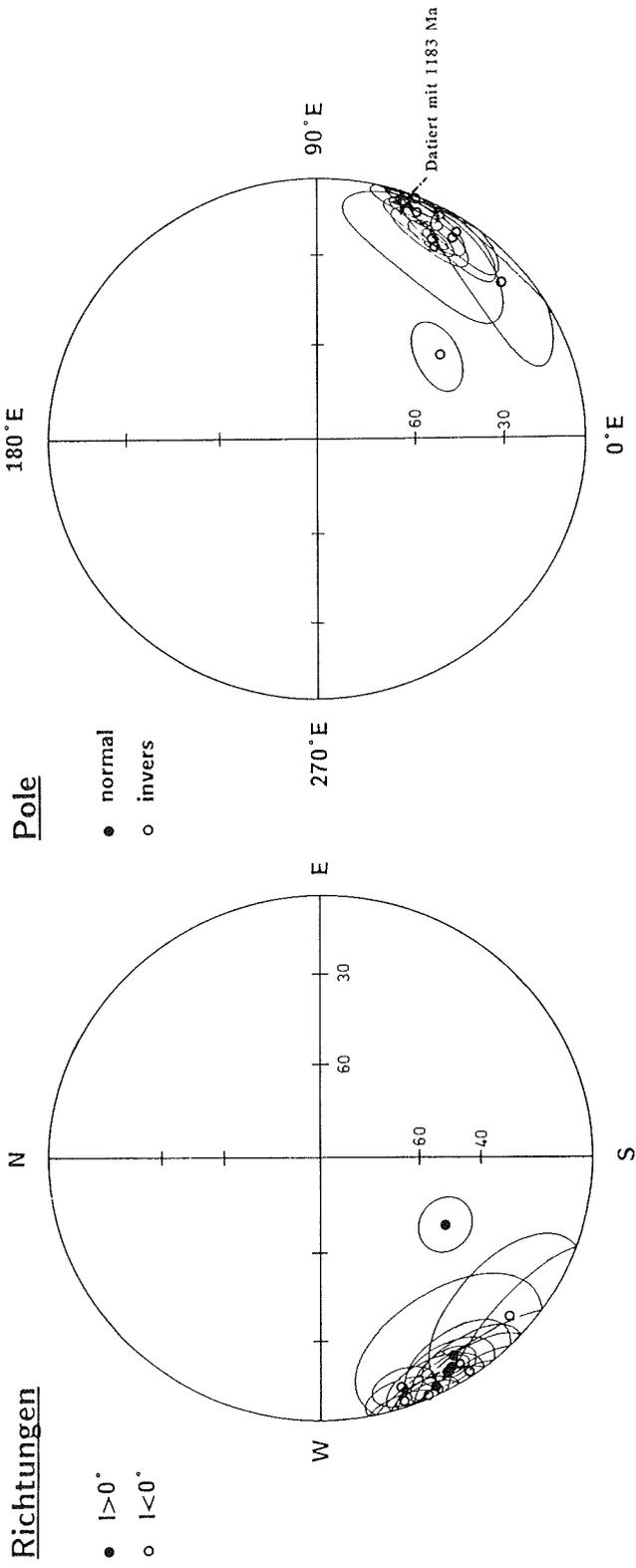


Abb. 91: Mittlere Richtungen und VGPs für alle untersuchten Aufschlüsse mit proterozoischen Magnetiten.

Überprägung resultieren könnte. Der VGP dieses Vorkommens wurde für die Berechnung der mittleren proterozoischen Paläopollage nicht berücksichtigt.

Zur letzten Gruppe schließlich zählen die beiden frischen Gänge, die mit 1143 bzw. 1183 Ma datiert wurden. Suszeptibilitäts- und NRM-Bestimmungen wurden an Proben beider Vorkommen durchgeführt, Richtungsbestimmungen jedoch nur an einem Vorkommen. Diese Proben zeichnen sich durch geringe NRM-Intensitäten und geringe MDF, jedoch relativ hohe Suszeptibilitäten aus. In der Regel weisen diese Vorkommen eine weiche sekundäre Richtungskomponente auf, die mit geringen Wechselfeldern weitgehend zerstört werden kann (vgl. Abb. 90). Danach stellen sich stabile Magnetisierungsrichtungen ein, die als ChRM interpretiert werden und bei Feldstärken um 50 kA/m in der Regel vollständig zerstört werden können. Als Remanenzträger in diesen Proben fungiert ausnahmslos (Titano-) Magnetit. Zusammenfassend sind die Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen in Tabelle 25 dargestellt. In Abb. 91 sind die Richtungen und Pollagen mit ihren α -95 Konfidenzkreisen dargestellt. Aufgrund der allgemein flachen Inklination der Richtungen in den proterozoischen Vorkommen kann nicht eindeutig entschieden werden, ob normale oder inverse Pole vorliegen. Es fällt auf, daß die Pollagenverteilung der proterozoischen Vorkommen eng begrenzt ist (mit Ausnahme der Proben, die sich durch eine magnetisch sehr harte Sekundärkomponente, CRM, auszeichnen; vgl. oben). Diese enge Begrenzung könnte als Hinweis auf ähnliche Alter für diese proterozoischen Vorkommen hinweisen. Außerdem können aufgrund dieses Befundes größere tektonisch bedingte Bewegungen zwischen den einzelnen Nunataks dieser Region ausgeschlossen werden. Als mittlere proterozoische Pollage ergab sich:

$$239,9^{\circ}\text{E}; 8,8^{\circ}\text{S}; \alpha_{95}=5,5^{\circ},$$

wobei die Paläopollage des mit 1183 Ma datierten Dikes nahezu identisch mit den Paläopollagen aller untersuchten proterozoischen Vorkommen des Ahlmannryggens ist.

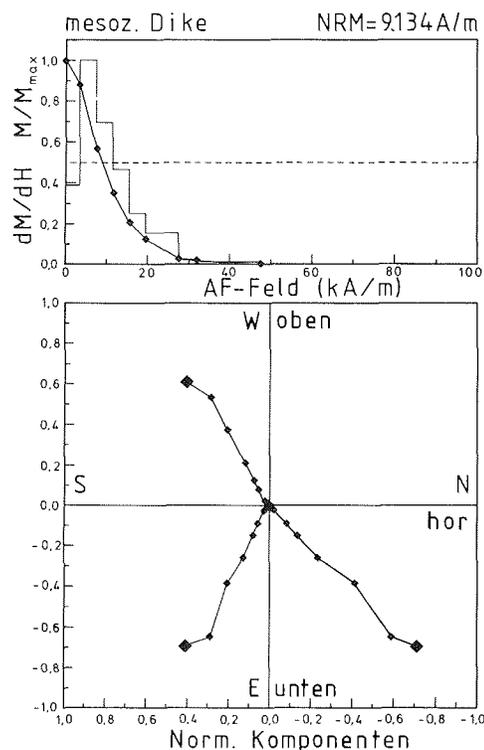


Abb. 92a: Das Entmagnetisierungsverhalten eines mesozoischen Dikes aus dem Ahlmannryggen.

Abb. 92b: Zijdervelddiagramm.

Die mesozoischen Dikes des Ahlmannryggens zeichnen sich ohne Ausnahme durch mittlere bis hohe NRM-Intensitäten (708-6852 mA/m), relativ hohe Suszeptibilitäten, jedoch durch relativ schwache magnetische Stabilität aus (vgl. Tab. 26). Träger der Remanenz in diesen frischen Gesteinen ist nach erzpetrographischen Untersuchungen Magnetit. Im wesentlichen sind keine harten sekundären Magnetisierungen vorhanden. Eine schwache viskose Magnetisierung wird mit Spitzenfeldstärken von 5-10 kA/m im alternierenden Feld zerstört. Abb. 92a, b zeigt ein typisches Beispiel für das Entmagnetisierungsverhalten dieser Proben. Bei Wechselfeldern bis 50 kA/m Spitzenfeldstärken ist die Remanenz in der Regel zerstört. Die ermittelten Richtungen der Remanenz können als stabile ChRM interpretiert werden. Tektonische Korrekturen wurden bei diesen Proben nicht durchgeführt. In der Mehrzahl zeigen die Vorkommen eine normale Polarität, einige wiesen negative Polarität auf. Diese Beobachtung könnte auf Altersunterschiede zwischen den Dikes hinweisen. In Abb. 93 sind die mittleren Richtungen und Paläopole dieser Gesteine dargestellt. Die Verteilung der VGPs ist eng begrenzt, wobei die Pollagen von Vorkommen, die mit 202 bzw. 285 Ma datiert wurden, in unmittelbarer Nachbarschaft zur mesozoischen Pollage der E Antarktis liegen. Daraus kann gefolgert werden, daß die Intrusion der Dikes in einem relativ engen Zeitraum erfolgte und die große Differenz zwischen den ermittelten K/Ar-Daten 202-281 Ma auf Ungenauigkeiten bei K/Ar-Altersbestimmung dieser basischen Magmatite zurückzuführen ist. Andererseits kann die Distanz zwischen normal und invers gelagerten Polen auf größere Altersunterschiede zwischen Dikes mit normalen bzw. inversen Pollagen hinweisen. Die mittlere Pollage dieser Gesteine wurde mit

$$48,0^{\circ}\text{S}; 230,8^{\circ}\text{E}, \alpha_{95}=7,0^{\circ}$$

bestimmt.

II 4.3 Zusammenfassende Darstellung.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse zeigen, daß K/Ar-Mineraldatierungen an angereicherten Plagioklas- und Grundmassepräparaten mit äußerster Vorsicht betrachtet werden müssen. Insbesondere bei den proterozoischen Magmatitvorkommen des Ahlmannryggens konnte aufgrund von Geländebeobachtungen nachgewiesen werden, daß im Dünnschliff offensichtlich frisch erscheinende Plagioklaspräparate durchaus K/Ar-Mischalter ergeben können.

Die höchsten K/Ar-Alter an den proterozoischen Vorkommen des Ahlmannryggens wurden mit 1109 bzw. 1183 Ma an comagmatischen Biotitpräparaten zweier Gänge bestimmt. Diese Alter können das Kristallisations- bzw. Intrusionsalter repräsentieren. Mit K/Ar-Altersbestimmungen an Plagioklas- und Grundmassepräparaten konnte aufgrund der methodischen Schwierigkeiten nicht geklärt werden, ob die mit 1063-1115 Ma datierten Präparate aus Lavafloßs der Straumsnutane Region Kristallisationsalter oder Überprägungsalter repräsentieren. Ebenso konnte eine zeitliche Korrelation zwischen Lavafloßs der Straumsnutane Region und der Borg Massiv Intrusiva nicht aufgezeigt werden.

Die Paläorientungsbestimmungen und Paläopollagenberechnungen haben gezeigt, daß alle paläomagnetisch untersuchten proterozoischen Vorkommen des Ahlmannryggens ähnliche Paläopollagen besitzen. Es ist zu bemerken, daß ein mit 1183 Ma datierter Dike ebenfalls diese Pollage einnimmt. Die bestimmten Pollagen der untersuchten proterozoischen Vorkommen resultieren nicht aus postmagmatischer Überprägung (bis auf wenige Ausnahmen), sondern repräsentieren die ursprüngliche magmatische ChRM. Allenfalls kann deutерische (=autohydrothermale) Alteration zu einer Überprägung eines Teils der magmatischen Erzmineralphasen führen, die sich jedoch nicht in Änderungen der paläomagnetischen Richtungsdaten ausdrückt.

Eine tektonothermale Überprägungsphase konnte mit ca. 525 Ma an synkinematisch gesproßten Hellglimmern aus einer lokalen Mylonitzone aus der NE Straumsnutane Region belegt werden.

Tabella 26:

Ahlmannryggen: paläomagnetische Ergebnisse

Mesozoische Vorkommen

Feldnr.	Dec°	Inc°	LatPol°	LongPol°	K	α_{95}°	tekton. Korrektur	Polarität	NRM mA/m	χ_{10}^{-6} m ³ /m ³	MDF kA/m
A7	227,4	49,1	41,26S	236,49E	57,7	12,2		-	6852	40957	9,1
A14	47,8	-67,9	60,52S	250,21E	55,1	9,1		+	2742	47109	17,2
A18	218,4	52,1	46,20S	228,03E	206,1	5,3		-	4957	17200	23,9
A19	227,7	48,7	40,79S	236,6E	33,9	16,0		-	1437	129907	7,8
A22	51,2	-58,1	48,42S	244,76E	121,1	11,3		+	4459	65697	6,3
A23	220,3	57,7	50,97S	232,16E	96,4	6,9		-	4824	10888	12,3
A25	200,0	56,5	53,89S	207,10E	57,0	8,1		-	708	44227	5,9
A26	49,1	-41,8	35,22S	236,53E	123,3	8,3		+	3639	7618	64,2
A28	213,7	44,6	40,86S	219,64E	119,1	11,3		-	270,3	27585	22,8
A32	207,0	59,7	55,85S	215,21E	77,7	14,1		-	579,9	13423	17,8

+ normale Polarität
- inverse Polarität
± intermediäre Polarität

mittlere Polarge: 48,0°S;230,8°E; $\alpha_{95}=7,0^{\circ}$

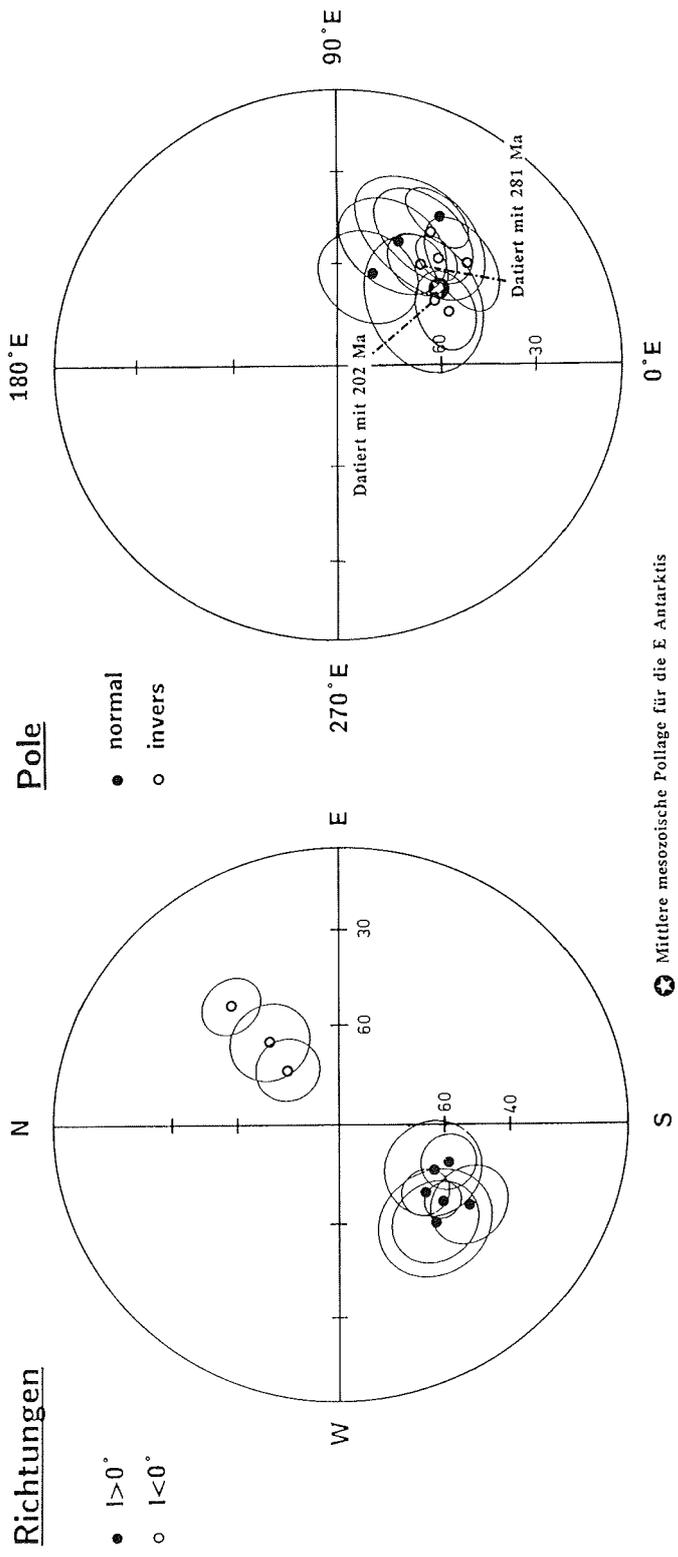


Abb. 93: Mittlere Richtungen und VGPs für alle Aufschlüsse mit mesozoischen Dikes.

Die Paläorichtungsbestimmungen und Paläopollagenberechnungen haben gezeigt, daß alle paläomagnetisch untersuchten proterozoischen Vorkommen des Ahlmannryggens ähnliche Paläopollagen besitzen. Es ist zu bemerken, daß ein mit 1183 Ma datierter Dike ebenfalls diese Pollage einnimmt. Die bestimmten Pollagen der untersuchten proterozoischen Vorkommen resultieren nicht aus postmagmatischer Überprägung (bis auf wenige Ausnahmen), sondern repräsentieren die ursprüngliche magmatische ChRM. Allenfalls kann deutere (=autohydrothermale) Alteration zu einer Überprägung eines Teils der magmatischen Erzmineralphasen führen, die sich jedoch nicht in Änderungen der paläomagnetischen Richtungsdaten ausdrückt.

Eine tektonothermale Überprägungsphase konnte mit ca. 525 Ma an synkinematisch gesproßten Hellglimmern aus einer lokalen Mylonitzone aus der NE Straumsnutane Region belegt werden.

Ein weiterer magmatischer Event in dieser Region wurde mit 202-281 Ma an Grundmassepräparaten doleritischer Dikes bestimmt. Die weite Spreizung der Datierungen kann keinesfalls als befriedigendes Ergebnis gewertet werden, zumal bei K/Ar-Datierungen an Grundmassepräparaten falsche Ergebnisse zu erwarten sind.

Mit paläomagmatischen Untersuchungen konnten die K/Ar-Alter nicht enger eingegrenzt werden. Es liegt jedoch die Vermutung auf ein Alter von 200-250 Ma nahe.

Die K/Ar-Altersbestimmungen an magmatischen Vorkommen aus dem N Vestfjella ergaben 150-190 Ma mit einem deutlichen Maximum bei 180 Ma für Lavaflows, Dikes und Sills. Es konnte jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß die Lavaflows infolge der Dike- und Sillintrusionen überprägt und die ermittelten K/Ar-Alter für die Lavaflows Überprägungsalter repräsentieren. Die ungewöhnlich hohen K-Gehalte der Plagioklaspräparate aus den Lavaflows weisen in diese Richtung. Daher konnte mit K/Ar-Altersbestimmungen nicht geklärt werden, ob die Lavaflows und die Intrusionen der Dikes und Sills zeitlich korreliert werden können oder unterschiedliche magmatische Episoden repräsentieren.

Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen an den Flow-Vorkommen haben belegen können, daß die Lavaflows magnetisch nicht bei der Intrusion der Dikes und Sills überprägt wurden. Der Widerspruch zwischen den erzpetrographischen und den magnetomineralogischen Untersuchungsergebnissen kann nicht erklärt werden. Diese Diskrepanzen weisen jedoch darauf hin, daß mit großen Unsicherheiten bei der Interpretation der paläomagnetischen Untersuchungen an diesem Material gerechnet werden muß. Ebenso konnte gezeigt werden, daß auch bei nicht alterierten Proben mit typischen magmatischen Erzmineralisationen anomale Pollagen erwartet werden müssen. Aus diesem Grunde können die hier präsentierten paläomagnetischen Daten nicht zu einer weiteren Einengung der K/Ar-Altersdaten herangezogen werden, sondern nur im Vergleich mit Vorkommen anderer Regionen weitere Aufschlüsse über die Altersstellung der hier untersuchten magmatischen Gesteine liefern.

III Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse.

In diesem Abschnitt sollen die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Einzelergebnisse (siehe jeweilige Zusammenfassung) diskutiert werden. Die vorliegende Arbeit umfaßt ein erdgeschichtlich sehr weites Feld mit proterozoischen tektonomagmatischen Ereignissen, einer frühpaläozoischen tektonothermalen Rejuvenation und schließlich dem einsetzenden Gondwanazerfall an der Wende Trias/Jura mit intensiver magmatischer Tätigkeit.

Von den damit verbundenen Fragenstellungen konnten im Rahmen der vorliegenden Arbeit nur Teilbereiche behandelt werden. Die Ergebnisse dieser Einzeluntersuchungen können nur bedingt zur Lösung der Fragestellung beitragen, als Gesamtes jedoch einige neue Aspekte zur geodynamischen Entwicklung dieser Region aufzeigen. Die geotektonische Entwicklung im westlichen und mittleren Neuschwabenland vom Proterozoikum bis zum einsetzenden Gondwanazerfall und die damit verbundenen geodynamischen Prozesse werden nachfolgend in chronologischer Reihenfolge diskutiert. Dabei werden die Gesteinsabfolgen ähnlichen Alters

gemeinsam betrachtet, die Ergebnisse der Einzeluntersuchungen zu einem Gesamtergebnis zusammengefaßt und anschließend Parallelen zu ähnlichen Gesteinssequenzen im südlichen Afrika aufgezeigt. Aus diesen Betrachtungen wird schließlich ein Vorschlag zur palinostatischen Rekonstruktion des östlichen Teils Gondwanas entwickelt.

Nach den K/Ar-Altersbestimmungen und paläomagnetischen Daten dieser Arbeit konnten im westlichen und mittleren Neuschwabenland im Gegensatz zu früheren Bearbeitern nur tektonomagmatische Events mit:

- Magmatiten um 1100 - 1200 Ma und ähnlichen Paläopollagen,
- Magmatiten um ca. 150 - ca. 250 Ma und variierenden Paläopollagen,
- sowie ein tektonothermales Ereignis um 525 Ma

nachgewiesen werden.

III 1 Proterozoikum (1100-1200 Ma oder höhere Alter?).

Im mittleren Neuschwabenland zwischen dem Jutul Penck Graben im Osten und Schyttbreen Gletscher im Westen sind vorwiegend klastische Sedimente aufgeschlossen, die im oberen Teil zahlreiche Vulkanite und subvulkanische Intrusionen proterozoischen Alters enthalten. Die sedimentäre Entwicklung ist durch mächtige Klastitabfolgen (Psamite, Pellite und Schlickgeröllkonglomerate) gekennzeichnet. Subaquatisches Ablagerungsmilieu mit teilweise Trockenlegung ist gesichert.

Die diese Sedimentfolgen intrudierenden Magmatite bestehen aus mächtigen schichtparallel eingedrungenen Sills (Borg Massiv Intrusiva). Sie kommen als postsedimentäre und synsedimentäre Intrusionen vor. Im NE der Region (Straumnsnutane Region) wird die intrusive Tätigkeit von effusiver subaerischer Aktivität abgelöst. Das Fehlen signifikanter Leithorizonte und die sehr begrenzte Anzahl von Aufschlüssen lassen eine stratigraphische Untergliederung dieser Sequenzen nicht zu. Insgesamt handelt es sich um typische Plattformgesteinsfolgen.

An jüngeren Störungen und Durchbewegungszonen können diese Abfolgen sehr stark vergrünt sein. Diese Vergrünung kann hier zur vollständigen Auslöschung des magmatischen Mineralbestandes führen. In Bereichen geringer tektonischer Beanspruchung zeichnen sich die Effusivkomplexe in der Straumnsnutane Region durch niedrigmetamorphe Überprägung aus. Diese Überprägung äußert sich in Mineralneubildungen wie Quarz, Epidot, Kalzit, Chlorit, Prehnit, Pumpellyit, Hellglimmern und Tonmineralen. Ungestörte Zonen in den Borg Massiv Intrusiva hingegen können vollständig erhaltene magmatische Mineralphasen zeigen oder im Kontakt zum sedimentären Nebengestein durch eine möglicherweise autohydrothermale (deuterische) Alteration überprägt sein.

Nach den petrographischen Befunden läßt sich nicht eindeutig entscheiden, ob autohydrothermale Umwandlungsreaktionen oder regionalmetamorph bedingte Mineralumwandlungen vorliegen.

Diese z. T. ausgeprägten Alterationen lassen methodische Schwierigkeiten bei geochronologischen Datierungen erwarten. K/Ar-Untersuchung zur Bestimmung der Kristallisationsalter der proterozoischen Magmatite haben zeigen können, daß Datierungen an Plagioklas- und Grundmassepräparaten keine verlässlichen Ergebnisse liefern. Die Verfälschung der an diesen Präparaten ermittelten K/Ar-Alter liegen sowohl in K- als auch in Ar-Mobilität schon bei kaum feststellbaren Alterationserscheinungen begründet.

Ähnlich problematisch stellen sich Rb-Sr-Altersdatierungen dar. BARTON & COPPERTHWAIT (1983) postulieren aufgrund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen an den Borg Massiv Intrusiva magmatische Aktivitätsperioden zwischen 1430-770 Ma in dieser Region. Zusätzlich bestehen nach diesen Autoren Hinweise auf magmatische Tätigkeit zwischen 1800 Ma und 2520 Ma. Diese hohen Rb/Sr-Alter wurden an Gabbros von Annandagstoppane (ca. 75 km westlich vom Borg Massiv gelegen) bestimmt.

Nach Untersuchungen von LUTZ & SROGI (1986) können bereits geringe alterationsbedingte Veränderungen in den Sr-Verhältnissen zu signifikanten Verzerrungen der ermittelten Rb/Sr-Alter führen. Aufgrund dieser Untersuchungen müssen die Rb/Sr-Alter von BARTON & COPPERTHWAITTE (1983) und ebenso die Rb/Sr-Bestimmungen früherer Bearbeiter kritisch betrachtet werden. Zweifel an diesen Rb/Sr-Altern äußert BARTON selbst (pers. Mitteilung an KRYNAUW in KRYNAUW et al. 1987; in Vorbereitung).

Diese Ausführungen deuten an, daß die Rb/Sr- und ebenso die K/Ar-Altersbestimmungen der vorliegenden Arbeit und früherer Bearbeiter an diesem stark vergrüntem Gesteinen mit einem hohen Unsicherheitsfaktor behaftet sind. Es erscheint daher sinnvoll, möglichst gesicherte Altersbestimmungen in Kombination mit paläomagnetischen Daten zu betrachten, um weitere Hinweise auf das Alter der untersuchten Sequenzen zu erhalten.

An comagmatischen Ti-reichen Biotitpräparaten aus zwei Gang-Vorkommen (Robertsollen- und Grunehogna Nunataks) wurden mit der K/Ar-Methode Alter von 1109 Ma bzw. 1183 Ma datiert. Diese Alter werden als Kristallisations- bzw. Intrusionsalter interpretiert und fallen in den Zeitraum der Nimrod Orogenese (nach GRINDLEY & McDOUGALL 1969). Der Dike in der Grunehogna Region intrudiert ein Vorkommen der Borg Massiv Intrusiva, so daß die an den Borg Massiv Intrusiva bestimmten jüngeren K/Ar-Alter dieser Arbeit und auch früherer Bearbeiter Überprägungsalter repräsentieren.

Dieser Dike wurde ebenfalls mit paläomagnetischen Untersuchungsmethoden bearbeitet.

Die Paläorichtungsmessungen und Paläopollagenbestimmungen an den Borg Massiv Intrusiva, Straumsnutane Basalten und dem Sill des Boreas Nuntaks ergaben überraschend geringe Variationen in den Magnetisierungsrichtungen, sehr ähnliche Paläopollagen und vollständige Überlappung der α_{95} -Konfidenzkreise. Die mittleren Paläopollagen dieser Vorkommen gruppieren sich eng um die mittlere Pollage des mit 1183 Ma datierten Dikes. Mit erzpetrographischen und magnetomineralogischen Untersuchungen konnte (Ti-) Magnetit als Hauptremanenzträger identifiziert werden, so daß mit einer primären magmatischen Remanenz gerechnet werden kann.

Wenn plattentektonische Prozesse mit ähnlichen Plattenbewegungsraten im Sinne der heutigen Vorstellung auch im Proterozoikum angenommen werden, können die hier untersuchten proterozoischen Magmatite aufgrund ihrer eng eingegrenzten Pollagenverteilungen einer einzigen magmatischen Aktivitätsperiode zugeordnet werden. Das an dem Dike bestimmte K/Ar-Alter von 1183 Ma kann dann in etwa das Kristallisationsalter für alle untersuchten proterozoischen Vorkommen repräsentieren, oder zumindest das Minimumalter für die Borg Massiv Intrusiva und Lavaflows von Straumsnutane angeben.

Sicher nachgewiesen sind Plattenbewegungen im Sinne von WILSON (1965) (Wilson Zyklus) bis etwa 1000 Ma vor heute (vgl. z. B. GASS 1980, KRÖNER 1983). Im Archaikum und Alt- bis Mittelproterozoikum hingegen sind plattentektonische Prozesse nicht sicher nachgewiesen. Ihre Existenz zu dieser Zeit wird sehr kontrovers diskutiert. So lassen paläomagnetische Untersuchungen an proterozoischen Vulkaniten des afrikanischen Kongokratons bzw. Kalaharikratons keine relativen Plattenbewegungen zwischen diesen beiden Kratonen im Proterozoikum erkennen (BRIDEN 1976, WINDLEY 1981, PIPER 1976, DUNLOP 1981, McELHINNY & McWILLIAMS 1977). Die zuvor genannten Autoren lehnen daher Plattenmobilität bis etwa 1000 Ma vor heute ab, oder postulieren Mechanismen, die Altersbestimmungen aufgrund von vergleichenden paläomagnetischen Untersuchungen nicht zulassen. Andere Autoren sprechen sich dagegen für Plattenbewegungen auch im Proterozoikum aus. So nehmen PIPER (1983) und KRÖNER (1983) ensialische Plattenbewegungen innerhalb eines proterozoischen Großkontinents an. Die Relativbewegungen der Platten zueinander führten nach diesen Autoren zur Bildung von intrakratonischen Becken mit möglicherweise auch "Sea Floor Spreading" und bei Plattenkollisionen zu intrakratonischen Gebirgsketten. Die Relativbewegungen der einzelnen Platten zueinander sollen nach diesem Modell jedoch so gering sein, daß sie paläomagnetisch nicht auflösbar sind. Nach PIPER (1983) und KRÖNER (1983) sind diese intrakratonischen

Plattenbewegungen durch tholeiitische Basalte gekennzeichnet, die in einer späten Phase der Beckenbildung gefördert wurden. Bei Plattenkollisionen soll es jedoch nicht zur Bildung kalkalkalischer Magmen kommen. Basierend auf diesen Modellvorstellungen können die hier ermittelten paläomagnetischen Daten nicht zur Altersbestimmung der proterozoischen untersuchten proterozoischen Abfolgen beitragen.

Nach ANDERSON & BURKE (1983) und WINDLEY (1983) bestehen Hinweise auf platten-tektonische Prozesse im Sinne der modernen Vorstellung mit Ausgestaltung des Wilson Zyklus' und vergleichbaren Bewegungsraten der Platten auch im Proterozoikum.

Unter Zugrundelegung dieser Vorstellung können ähnliche Alter für alle in dieser Arbeit untersuchten proterozoischen Magmatite aufgrund der paläomagnetischen Daten angenommen werden. Zieht man die paläomagnetischen Daten des an comagmatischen Biotiten datierten Dikes in die Betrachtung mit ein, so kann ein Alter von ca. 1200 Ma für alle hier untersuchten proterozoischen Magmatite angenommen werden.

Wenn der antarktische Kontinent nach dem Rekonstruktionsmodell für Gondwana nach SMITH & HALLAM (1970) an das südliche Afrika zurückrotiert wird (Abb. 94; Tab. 27), dann zeigt sich, daß die Pollagen der untersuchten proterozoischen Magmatite des Ahlmann-

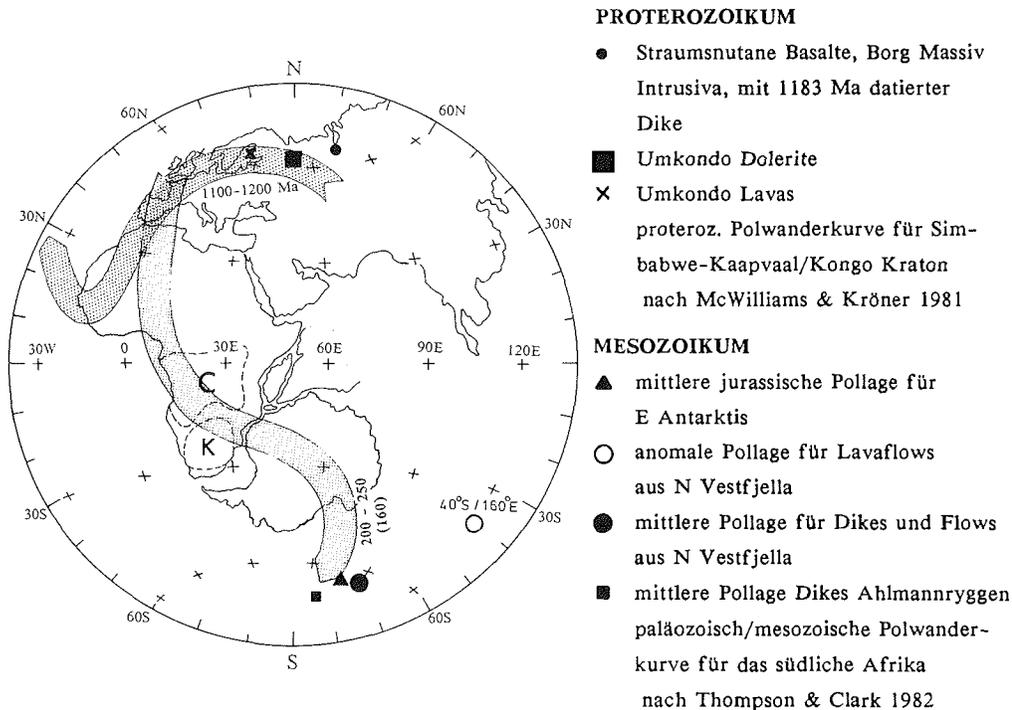


Abb. 94: Phanerozoische und proterozoische Polwanderkurve für Afrika. Die Pollagen der Umkondo Dolerite und Laven sind zusammen mit den rotierten Polen der Magmatite aus dem Ahlmannryggen und dem N Vestfjella eingetragen. Äquatoriale flächentreue Projektion nach McWILLIAMS & KRÖNER (1981) und THOMPSON & CLARK (1982).

ryggens sehr nahe an die Polwanderkurve für das südliche Afrika um 1100-1200 Ma und ebenso in unmittelbarer Nähe der Pollagen von Umkondo Doleriten und -Laven plotten, die ebenfalls mit 1100-1200 Ma datiert wurden (BUTTON 1976, ALLSOPP, ERLANK & HORNUNG 1973). KRÖNER (1977) nimmt ein Maximumalter von 1376 ± 92 für die Umkondo Dolerite und -Laven an. Die Gesteine der Umkondo Gruppe treten am Ostrand des Simbabwe-Kaapvaal Kratons auf und bestehen aus limnischen Plattformsedimenten mit Ein-

schaltungen der oben genannten Magmatite. Über das Ablagerungsmilieu der Sedimente gibt BUTTON (1976) Lagune, Sabkha, Fluß- und Prodelta an. Das Liefergebiet wird im Westen vermutet. Ein fast identisches Ablagerungsmilieu mit Intrusionen von Doleriten wurden auch im Ahlmannryggen nachgewiesen (vgl. Kap. I 1).

Aufgrund der Unsicherheiten bei der Interpretation von paläomagnetischen Daten proterozoischer Gesteine (vgl. oben) können die hier vorgelegten paläomagnetischen Ergebnisse keine weiteren Hinweise auf das Alter der proterozoischen Magmatite im Untersuchungsgebiet liefern. Aus den paläomagnetischen Daten dieser Arbeit kann jedoch eine enge räumliche Korrelation zwischen dem mittleren Neuschwabenland und dem Simbabwe-Kaapvaal Kraton im Proterozoikum, sowie eine unmittelbare Nachbarschaft der Sedimentationsbecken gefolgert werden, die die Sedimentfolgen der Umkondo Gruppe bzw. des Ahlmannryggen aufnehmen. Es bestehen daher Hinweise, daß die Sedimentfolgen der Umkondo Gruppe mit ihren magnetischen Einschaltungen den sedimentär vulkanogenen Abfolgen des Ahlmannryggen entsprechen und die Magmatite beider Regionen ähnliche Alter von 1100-1200 Ma zeigen (Maximumalter von 1376 ± 92 Ma nach KRÖNER 1977).

Tabelle 27: Virtuell geomagnetische Polpositionen von Proben mit stabiler Remanenz nach der Wechselfeldentmagnetisierung. Die rotierten Pole ergeben sich bei einer stationären Position Afrikas gegenüber einer Rückrotation Antarktiks nach den Rotationsdaten von SMITH & HALLAM (1970). Die virtuellen geomagnetischen Polpositionen für Afrika wurden der einschlägigen Literatur entnommen (vgl. unten). Die allgemein geringen Werte für die Inklination der Richtungen bei den proterozoischen Vorkommen erschweren die Entscheidung, ob normale oder inverse Richtungen gemessen wurde. Daraus folgt eine Rotation der Pollagen für die proterozoischen Vorkommen um 180° , um die normalen Pollagen zu erhalten. In der Tabelle sind die Pollagen, die sich aus den Messungen ergeben, in Klammern gesetzt, die um 180° rotierten Pole sind darunter aufgeführt.

ANTARKTIKA

	mittl. Polposition		rotierte Pole		
Mitt. Mes. Pollage E Antarktiks	53,5°S	218,5°E	63,5°S	76,0°E	1)
Mes. Dykes Vestfj.	65,4°S	211,6°E	53,4°S	70,0°E	2)
Flows u. Dykes Vestfjella	52,0°S	211,9°E	64,0°S	90,0°E	2)
Anomale Pollage Flows Vestfj.	31,8°S	7,9°E	40,0°S	160,0°E	2)
Mes. Dykes Ahlmannrücken	48,0°S	230,8°E	72,0°S	64,2°E	2)
Proteroz. Magmatite	8,8°S	239,9°E	(65,8°S) 65,8°N	(252,0°E) 72,0°E	2)

AFRIKA

Mesoz. Magmatite			65,0°S	82,0°E	3)
Präkamb. Umkondo Dolerite			65°N	40°E	4)
Präkamb. Umkondo Lavas			64°N	26°E	4)

- Referenzen: 1) Livermore et al. (1984)
 2) diese Arbeit
 3) Mc ELHINNY (1973)
 4) Mc WILLIAMS & KRÖNER (1981) aus Geophysical
 Journal Palaeomagnetic Data Compilation,
 (GJ 15/16, 1968; GJ 49, 1977).

III 1.1 Geotektonische Interpretation.

Bei einer Interpretation der geotektonischen Stellung dieser Magmatitserien auf der Basis geochemischer Untersuchungen scheiden aufgrund der z. T. intensiven Alteration und ausgeprägten Differentiationsvorgänge eine Reihe von Elementen aus. Von allen inkompatiblen Elementen können nur die La/Nb-Verhältnisse verwendet werden. Dies begründet sich aus dem Vergleich von sogenannten Spidergrams für typische plattentektonische Provinzen mit den vorliegenden magmatischen Gesteinen. Bei einer kritischen Betrachtung der entsprechenden Kurven bleibt bei der Betrachtung der vorliegenden Abfolgen lediglich die Verarmung von Nb relativ zu La als einziges Unterscheidungskriterium übrig. Alle anderen Elementverhältnisse aus diesen Spidergrams scheiden für diese Untersuchungen aus, da neben Vergrünung auch intensive "late stage" Fraktionierung von z. B. Apatit und Titanomagnetit zu wesentlichen Verschiebungen der Konzentrationen inkompatibler Elemente führen können.

Betrachtet man die Spidergrams von gering fraktionierten Proben, so deuten sehr ähnliche Spurenelementverhältnisse eine chemische Verwandtschaft zwischen einem mit 1183 Ma datierten Dike (an comagmatischen Biotiten, vgl. oben), den Straumsnutane Basalten, Borg Massiv Intrusiva, dem Sill des Boreas Nunatak und einem Sill von Fasetfjellet an. Dieser Befund kann die Annahme eines ähnlichen Alters für alle untersuchten Vorkommen stützen.

Die Spurenelementmuster der Proben zeigen sowohl Ähnlichkeiten zu kontinentalen Flutbasalten (CFB) als auch zu Inselbogenbasalten (IAB). Nach THOMPSON et al. (1983) sind CFB ganz überwiegend durch La/Nb-Verhältnisse von 1-2 gekennzeichnet, während sich IAB durch ein La/Nb-Verhältnis von <1-6 auszeichnen, wobei kein zahlenmäßiges Maximum zu beobachten ist. THOMPSON et al. (1983) und HOLM (1985) schlagen diese Verhältnisunterschiede als Diskriminierung zwischen Vorkommen beider geotektonischer Environments vor, wobei beide betonen, daß nicht Verhältnisse einzelner Proben, sondern die mittleren Verhältnisse einer gesamten Suite betrachtet werden sollten.

Die untersuchten proterozoischen magmatischen Gesteine mit ihren La/Nb-Verhältnissen von 3,4-3,8 weisen am ehesten in Richtung von subduktionsbezogenen magmatischen Abfolgen. Rezente subduktionsbezogene Basalte und basaltische Andesite von Tonga und Kermadec (Neuseeland) (EWART et al. 1977) zeichnen sich durch mittlere Nb/La-Verhältnisse von 3,2 aus. Basalte und basaltische Andesite aus der Spreading-Zone eines initialen Back Arcs (Bransfield Straße, Süd-Shetland Inseln: WEAVER et al. 1979) sind durch etwas niedrigere La/Nb-Verhältnisse von 2,3-2,8 gekennzeichnet.

Bezieht man die REE-Verteilungsmuster in die Betrachtung mit ein, so können bei den proterozoischen Magmatiten sowohl Mittelozeanrückenbasalte (MORB) mit ihrer LREE-Verarmung als auch ozeanische Intraplattenbasalte (OIB) mit ihren hohen LREE-Konzentrationen als Edukte ausgeschlossen werden.

Nach geochemischen Kriterien können die magmatischen Gesteine in eine Ti-reiche und Ti-arme Serie untergliedert werden. Die klassische Methode zur Nomenklatur (SiO_2 vers. Alkalien) kann aufgrund der intensiven Alterationserscheinungen nicht angewendet werden.

Im vorliegenden Probenspektrum der Ti-reichen Serie sind ausnahmslos durch Fraktionierung hoch entwickelte Proben vertreten, so daß keine Rückschlüsse auf die Nomenklatur aus Entwicklungstrends abgelesen werden können. Dies liegt vermutlich in mangelnder Probendichte begründet. Daher muß hier auf die Untergliederung in Alkaligesteine, Tholeiite oder kalkalkalische Abfolgen verzichtet werden. Die Ti-arme Serie hingegen zeichnet sich durch einen typischen tholeiitischen Entwicklungstrend mit MgO-, Cr-, Ni-Verarmung bei gleichzeitiger FeO_{tot} - und TiO_2 -Anreicherung bei fortschreitender Fraktionierung aus. Die Fraktionierung führt zur Entwicklung von basaltischen Andesiten und deren Kumulate. Beide Serien treten in den Straumsnutane Basalten nebeneinander auf, in den Borg Massiv Intrusiva konnte nur die tholeiitische Affinität beobachtet werden.

KUNO (1966) konnte im japanischen Inselbogen tholeiitische Basalte an der ozeanwärts gerichteten Trenchseite nachweisen. JAKES & WHITE (1972) sind der Auffassung, daß tholeiitische

tische Basalte im frühen Stadium der Inselbogenentwicklung zu erwarten sind. Insgesamt könnten die vorliegenden proterozoischen Tholeiite und tholeiitischen Andesite ein frühes Subduktionsstadium in einem Inselbogenorogen repräsentieren. Zusätzlich sollten diese Tholeiite nach KUNO (1966) unmittelbare Trenchnähe anzeigen.

Im mittleren Neuschwabenland etwa 75 km westlich des Borg Massivs in Annandagstoppane ist kristallines Basement aufgeschlossen, das mit 3200 Ma datiert wurde (HALPERN 1970). Es kann vermutet werden, daß dieses Basement das kristalline Fundament darstellt, auf dem die proterozoischen Sedimentkomplexe und untersuchten Magmatite abgelagert wurden. Diese Folgen sind vermutlich in einem flachen Becken zur Ablagerung gekommen, das sich auf einem Kratonrand befand.

Die geringen Abweichungen zwischen den Pollagen der Umkondo Magmatite, die dem östlichen Teil des Simbabwe-Kaapvaal Kraton auflagern, und den zurückrotierten Pollagen der magmatischen Vorkommen im Ahlmannryggen (vgl. oben) lassen eine enge räumliche Verbindung zwischen dem Simbabwe-Kaapvaal Kraton und dem mittleren Neuschwabenland im Proterozoikum erwarten. Altersangaben über das kristalline Basement des Simbabwe- Kaapvaal Kratons liegen bei ca. 3500 Ma (ORPEN & WILSON 1981). Dieses Alter liegt im Rahmen der Altersangabe, die am kristallinen Basement von Annandagstoppane (3200 Ma) bestimmt

KC: Kongo Kraton; **SKC:** Simbabwe Kaapvaal Kraton; **IR:** Irumiden Belt; **MB:** Mozambique Belt;
NB: Namaqua Natal Belt; **H:** Heimefrontfjella; **K:** Kirwanveggen; **S:** Sverdrupfjella

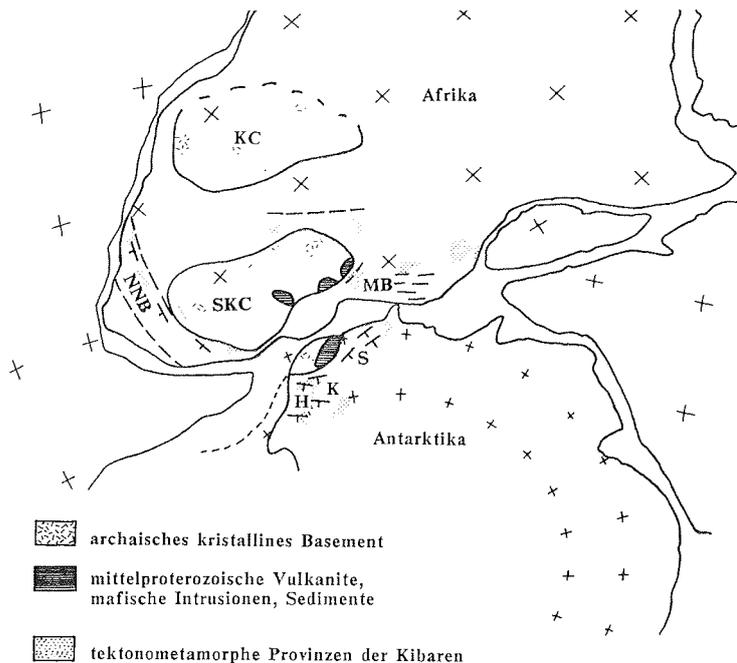


Abb. 95: Relative Lage des südlichen Afrika zu Antarktika im Proterozoikum. In dieser Abbildung ist die rezente Lage des antarktischen Kontinents dargestellt; der afrikanische Kontinent wurde rotiert.

wurde. Daher könnten die hier vorliegenden paläomagnetischen Daten anzeigen, daß das archaische kristalline Basement von Annandagstoppane und die proterozoischen Magmatite im mittleren Neuschwabenlands ursprünglich zum östlichen Teil des Simbabwe-Kaapvaal Kraton gehörten (Abb. 95) und die Umkondo Magmatite sowie die Magmatite des mittleren Neuschwabenland in flachen Becken auf dem Ostrand des Simbabwe-Kaapvaal Kratons abgelagert wurden. Nach diesem Modell lagern sich die tektono-metamorphen Falteingürtel

der Kibaren (900-1200 Ma) mit dem Irumiden Belt, Mozambique Belt um diesen Kraton, und setzen sich in der Antarktis mit dem Sverdrupfjella-, Kirwanveggen- und Heimefrontfjella Belt fort. Das Alter einer amphibolitfaziellen Überprägung wurde hier mit 1100-1200 Ma (mündl. Mitteilung Prof. Dr. K. WEBER) bestimmt und gehört wahrscheinlich zur Nimrod Orogenese). Seine westliche Fortsetzung findet dieser Gürtel im Namaqua-Natal Belt.

Ob die geochemisch als Subduktionsvulkanite charakterisierten proterozoischen Magmatite im Untersuchungsgebiet den etwa gleichalten Mobilgürteln zugeordnet werden können, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden. Es sei nur darauf hingewiesen, daß der tektonische Bau in der Heimefrontfjella (mündl. Mitt. Prof. Dr. K. WEBER) und in Sverdrupfjella (HJELLE 1972) nicht ohne weiteres mit einer Subduktionszone korreliert werden kann. KRYNAUW et al. (1987, in Vorb.) halten diese Magmatite für typische Vertreter kontinentaler Tholeiite. Ein Grund für diese widersprüchlichen Interpretationen könnte darin liegen, daß proterozoische Magmatite im Vergleich zu rezenten Magmatiten eine völlig andere chemische Entwicklung durchlaufen haben könnten, die nicht mehr reproduzierbar ist. Ein erhöhter Wärmefluß z. B., wie vielfach für das Proterozoikum postuliert, könnte ein völlig anderes Fraktionierungsverhalten proterozoischer Magmen erzeugen und zu chemischen Modifikationen geföhren, die heute nicht mehr nachvollziehbar sind.

Letztlich läßt sich die geotektonische Position der proterozoischen Magmatite im Ahlmannryggen mit den Daten dieser Arbeit und der Literatur nicht eindeutig erfassen.

III 2 Paläozoikum.

Insbesondere am unmittelbaren Westrand des Jutul Penck Grabens haben die hier untersuchten proterozoischen Abfolgen eine durchgreifende Rejuvenation erfahren. Diese Rejuvenation steht im Zusammenhang mit einer tektonothermalen Überprägung in Form einer Einengungstektonik, die sich insbesondere am Westrand des Jutul Penck Grabens in der Straumsnutane Region in einer ausgeprägten Scherzone äußert, die mit etwa 60-65° nach ESE einfällt und parallel zur Grabenachse verläuft. Die in der Scherzone beobachtete Mylonitierung föhrt in den proterozoischen Magmatiten zu einer retrograden Überprägung und kann zur vollständigen Auslöschung des magmatischen Mineralbestandes und zu Phyllosilikatneubildungen föhren. Reliktisch erhaltene Plagioklase und leicht deformierte Vesicles, deren Sekundärmineralfüllungen aus Quarz und Kalzit teilweise Rekristallisationsgefüge zeigen können, belegen den magmatischen Charakter des Ausgangsgesteins. Die Phyllosilikatneubildungen bestehen aus streng in die mylonitischen Durchbewegungsflächen eingeregeltten Chlorite und Hellglimmer. Die im Vergleich zum Nebengestein deutlich erhöhten Hellglimmergehalte werden auf eine synmylonitische K-Zufuhr zurückgeföhrt.

Im Hinterland der Störung geht diese Scherzone in eine weitständige Schieferung oder Klüftung über und kann auch vollständig verschwinden.

Die K/Ar-Datierungen an separierten Hellglimmerfraktionen aus dieser Mylonitzone ergaben Alter um 525 Ma. Dieses Pan Afrikanische Alter wird als Kristallisationsalter der Hellglimmer bzw. Alter der Durchbewegung interpretiert und drückt die Auswirkungen der Ross Orogenese in dieser Region aus. Ein System von zweischarigen Überschiebungsflächen mit geringem Überschiebungsbetrag (Streichen: NE-SW; Einfallen: ca. 25° nach SE bzw. NW) kann diese Durchbewegungszonen versetzen und wurde ebenfalls in der gesamten Region angetroffen. Es handelt sich dabei offenbar um jüngere Überschiebungen, die vermutlich mit den Ausklang der Ross Orogenese angelegt wurden.

Der regenerative Charakter und die große räumliche Ausdehnung dieses mit ca. 525 Ma datierten tektonothermalen Ereignisses drückt sich auch in den vielfach bestimmten K/Ar-Altern von 400-600 Ma an retrograd überprägtem kristallinem Basement des westlichen Mühlhig Hofmanngebirges (vgl. z. B. RAVICH & KRYLOV 1964; RAVIC & KAMANEV 1972; RAVICH 1982) und Kirwanveggen (WOLMARANS & KENT 1982) aus.

Diese Rejuvenation setzt sich gürtelförmig nach NE in den Mozambique Belt und Sambesi Provinz fort (vgl. Abb. 96) und führte hier ebenfalls zu einer Reaktivierung der Randzonen alter Kratone. Hier handelt es sich im wesentlichen um eine thermische Reaktivierung.

KC: Kongo Kraton; SKC: Simbabwe Kaapvaal Kraton; DMB: Damara Mobile Belt; MF: Mozambique Front; SP: Sambesi Provinz; HSF: Heimefrontfjella-Sverdrupfjella Front; RO: Ross Orogen; JPG: Jutul Penck Graben

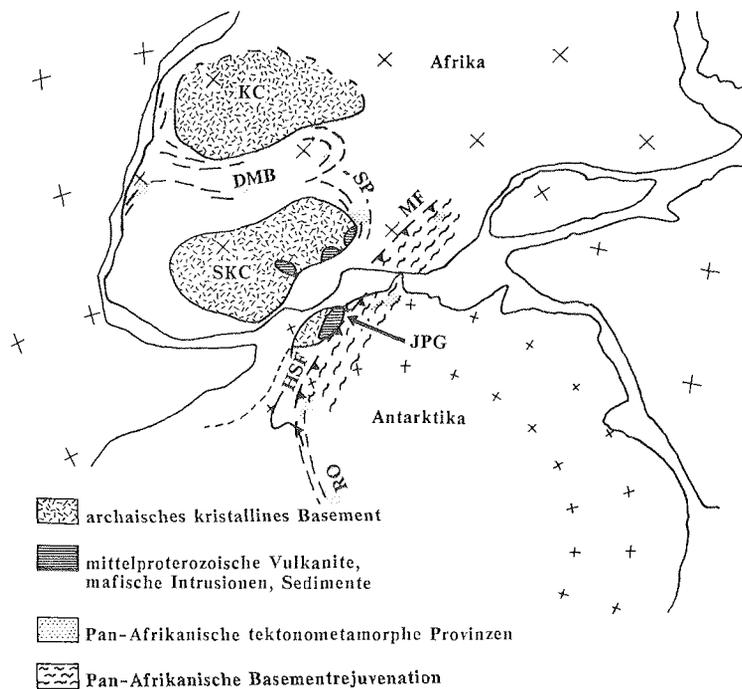


Abb. 96: Relative Lage des südlichen Afrika zu Antarktika im Paläozoikum. Die Rotation erfolgte wie in Abb. 95.

Seine Fortsetzung findet dieser Gürtel im zwischen Kongo Kraton und Simbabwe-Kaapvaal verlaufenden Damara Mobile Belt (vgl. auch MARTIN & EDER 1983). Die von AHRENDT et al. (1977) datierten phyllitischen Hellglimmer aus dieser Region ergaben K/Ar-Alter von 530 Ma. Dieses Alter wird von den Autoren als Höhepunkt einer tektonometamorphen Phase im Damara Orogen angesehen.

Südlich des Ahlmannryggens kann die Fortsetzung dieses Gürtels in der Heimefrontfjella-Sverdrupfjella-Front vermutet werden (mündl. Mitteilung Prof. Dr. K. WEBER). Im Transantarktischen Gebirge wurde diese Rejuvenationsphase mehrfach nachgewiesen (hier Ross Orogenese) und folgt hier vermutlich den alten Strukturen der Nimrod Orogenese.

III 3 Mesozoikum.

Ein mesozoisches tektonomagmatisches Ereignis wurde im W Neuschwabenland (N Vestfjella) und im mittleren Neuschwabenland (Ahlmannryggen) festgestellt.

III 3.1 Mittleres Neuschwabenland (Ahlmannryggen).

Im Ahlmannryggen im mittleren Neuschwabenland dominieren Tholeiitbasalte. Diese magmatischen Gesteine intrudieren das proterozoische Nebengestein als Dikes. Effusivgesteine treten nicht auf. Die sehr geringen K-Gehalte dieser Gesteine und die fragwürdige K/Ar-Datierung an Grundmassepräparaten lassen die ermittelten K/Ar-Altersdaten von 202-281 Ma als fragwürdig erscheinen. Nach den paläomagnetischen Untersuchungen können zwei Gruppierungen mit normalen und inversen Pollagen erkannt werden, wobei die inversen Pollagen sich bevorzugt um die mittlere Pollage der E Antarktis gruppieren. Die normalen Pollagen hingegen zeigen einen größeren Abstand zu dieser Pollage. Diese Beobachtung könnte auf größere Altersunterschiede zwischen den beiden Gruppierungen hinweisen. Die nahezu vollständige Überlappung der $\alpha 95$ Konfidenzkreise hingegen läßt eher ähnliche Alter erwarten.

Bei der Rückrotation der Antarktis an das südöstliche Afrika nach dem Gondwanarekonstruktionsmodell von SMITH & HALLAM (1970) (vgl. Abb. 94) fällt die mittlere Pollage in die Nähe der mesozoischen Polwanderkurve für das südliche Afrika bei ca. 200 Ma, so daß ein mit K/Ar-Methoden bestimmtes Alter von 281 Ma als zu hoch einzuschätzen ist und ein Alter von ca. 200 Ma für diese Dikes angenommen werden kann.

Andererseits gruppieren sich nur die inversen Pollagen (vgl. Abb. 93), die für den Jura ungewöhnlich sind, bevorzugt um den mittleren Pol der E Antarktis, während die normalen Pole abseits liegen. Dieser Befund könnte auf ein höheres Alter als 200 Ma hinweisen.

Letztlich kann keine enge Eingrenzung der Altersangaben auf der Basis von K/Ar-Datierungen und paläomagnetischen Untersuchungen erfolgen. Ein Alter von ca. 200-250 Ma kann nur abgeschätzt werden.

Nach chemischen und petrographischen Kriterien liegen Quarztholeiite, Tholeiite, und Olivintholeiite vor, deren chemische Entwicklung im wesentlichen durch Kristallfraktionierung mafischer Mineralphasen bestimmt ist. Ihre chemischen Variationen können auf Mantelheterogenitäten, unterschiedliche partielle Aufschmelzungsgrade eines Peridotits bei möglicherweise unterschiedlichen Temperaturen und Tiefen im Mantel sowie auf metasomatisch erzeugte Mobilität bestimmter inkompatibler Elemente vor der Schmelzbildung zurückgeführt werden (vgl. Kap. II 3.3.3). Ähnliche Bedingungen postuliert WEDEPOHL (1985) bei der Bildung initialer Rifttholeiite in der nördlichen hessischen Senke. WEDEPOHL nimmt für die Genese dieser Tholeiite eine metasomatische Zufuhr von Si, Al, Ca, K, Na, P und inkompatibler Spurenelemente sowie der leichten REE durch wässrige CO₂-haltige Lösungen vor der Schmelzbildung an.

Diapirartiger Aufstieg dieses Peridotits führte nach diesem Autor zu lokalem Rifting in der Kruste und zur Bildung olivintholeiitischer Schmelzen durch partielle Aufschmelzung im oberen Mantel. Durch Kristallfraktionierung entwickelten sich schließlich Quarztholeiite, die das initiale Riftstadium anzeigen. Bei fortschreitender Entwicklung wurden unter weiterer metasomatischer Zufuhr Alkalibasalte in größeren Tiefen (etwa 75 km) erzeugt und anschließend gefördert.

In ähnlicher Weise kann die Genese der im mittleren Neuschwabenland auftretenden Tholeiite interpretiert werden. Danach repräsentieren die Quarztholeiite das initiale Stadium eines Riftings innerhalb eines Kontinents. Die untergeordnet repräsentierten "Alkalibasalte" stellen ebenfalls Tholeiite dar, deren Alkalinität durch relative metasomatische Alkalienanreicherung vor der partiellen Schmelzbildung erzeugt wurde. Wesentliche Unterschiede zwischen den "Alkali"-Basalten aus dem mittleren Ahlmannryggen und den Abfolgen der nördlichen hessischen Senke bestehen in den Cr-, Ni- und MgO-Konzentrationen. WEDEPOHL (1985) schließt umfangreiche Kristallfraktionierung von mafischen Mineralphasen bei Alkaliolivinbasalten aus. Bei den "Alkaliolivinbasalten" im mittleren Neuschwabenland treten jedoch ungewöhnlich hohe Ni-, CO- und MgO-Konzentrationen auf, die die Basalte als Olivin- und möglicherweise auch als Chromit-Kumulate ausweisen. Größere Anhäufungen von Olivineinsprenglingen und tröpfenförmige Chromitanreicherungen wurden mehrfach

beobachtet (vgl. Kap. II 2.3.2.2), so daß eindeutig von Tholeiiten gesprochen werden muß.

Weitere Hinweise zur Interpretation dieser Basaltvergesellschaftungen als kontinentale Rifttholeiite kann das mittlere La/Nb-Verhältnis liefern. Das mittlere La/Nb-Verhältnis der vorliegenden Basalte von 1,9 weist auf kontinentale Flutbasalte (THOMPSON et al. 1983) hin. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß einige Autoren zwischen kontinentalen Flutbasalten und initialen Riftvulkaniten unterscheiden (vgl. z. B. HOLM 1985).

Seit der Wende Trias/Jura bis rezent wird jedoch eine enge genetische Verbindung zwischen kontinentalen Flutbasalten und Riftprozessen als gesichert angesehen (Basaltic Volcanism Study Project 1981).

III 3.2 Westliches Neuschwabenland (N Vestfjella).

Beträchtliche Unsicherheiten traten auch bei den K/Ar-Datierungen an den Lavaflows, Dikes und Sills im westlichen Neuschwabenland auf. Bei den Lavaflows muß aufgrund der starken Vergrünung, die zu abnorm hohen K-Gehalten in den datierten Plagioklasen führte, mit Verfälschungen gerechnet werden.

Ebenso fragwürdig erscheinen die K/Ar-Datierungen an den Dikes und Sills (vgl. Kap. II 4.1).

Bei den paläomagnetischen Untersuchungen konnte eine weite Streuung der Paläopollagen dieser Vorkommen festgestellt werden. Die normalen Pollagen von Flows und Dikes gruppieren sich bevorzugt um die mittlere mesozoische Pollage für die E Antarktis und können das mit K/Ar-Methoden bestimmte jurassische Alter bestätigen. Darüber hinaus treten normale Pollagen von Dikes mit anomal hoher Breite und inverse Pollagen von Flows mit anomale niedrigen Breiten auf. Die niedrige Breite der Pollagen für die Flows könnten auf höhere Alter als Jura hinweisen. Rotiert man jedoch die mittlere Pollage dieser "älteren" Flows nach dem Gondwanarekonstruktionsmodell nach SMITH & HALLAM (1970) zurück, so plottet die rotierte mittlere Pollage (40°S; 160°E, vgl. Abb. 94) keineswegs in der Nähe der Polwanderkurve für das südliche Afrika. Daraus muß gefolgert werden, daß hier eine anomale Pollage vorliegt und die Interpretation eines höheren Alters für diese Flows als unrichtig angesehen werden muß. Ein Grund dafür ist möglicherweise in der Vergrünung dieser Flows zu sehen, denn diese anomalen Pollagen treten nur bei stark alterierten Proben auf, so daß mit einer chemischen Remanenz gerechnet werden muß. Eine Hauptursache liegt vermutlich in der niedrigtemperierten Umwandlung von magmatischem Magnetit in Hämatit, der als Spekularit vorliegt (vgl. Kap. II 2.2.3). Unerklärlich bleibt, aus welchem Grunde magnetomineralogisch ein nicht unwesentlicher Anteil der Remanenz in diesen Proben von Magnetit getragen wird (vgl. Kap. II 4.2.3.1), der aber erzmikroskopisch nicht nachweisbar ist. EVENS et al. (1968) und HARGRAVES & YOUNG (1969) vermuten, daß Magnetit als submikroskopisch feinverteilte Phase in Plagioklas auftritt. Nach diesen Autoren können die feinverteilten Magnetitphasen nicht weiter untersucht werden, so daß ungeklärt bleiben muß, ob dieser Magnetit eine primäre magmatische Remanenz oder aber eine chemische, sekundär aufgeprägte Remanenz trägt.

Nach den erzmikroskopischen Untersuchungen dieser Arbeit kann Magnetit als Remanenzträger in den vorliegenden Basalten ausgeschlossen werden und die Diskrepanz zwischen den magnetomineralogischen und erzpetrographischen Untersuchungen kann nicht erklärt werden. Zusätzlich ist eine nicht reproduzierbare tektonische Verkippung bei mindestens einem dieser Vorkommen gesichert.

Möglicherweise aber kommt diesen Pollagen mit niedrigeren Breitenwerten eine größere regionale Bedeutung zu, denn ähnliche Paläopollagen mit für den Jura anomal geringen Breitenwerten sind auch in Südviktorialand an Ferrar Doleriten (Wright und Viktoria Valleys: BULL, IRVING & WILLIS 1962) und Kirkpatrick Basalten (Queen Alexandra Range: OSTRANDER 1971) nachgewiesen worden. Diese Pollagen müssen jedoch nicht gezwungenermaßen ein höheres Kristallisationsalter der Basalte anzeigen, denn KYLE et al. (1981)

konnten Rb/Sr-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und K/Ar-Alter von ca. 180 Ma an diesen Vorkommen bestimmen.

Zwei Dikes aus dem N Vestfjella zeigen nahezu identische anomale Polpositionen mit für den Jura zu hohen Breitenwerten wie Kirkpatrick Basalte aus der Mesa Range (vgl. McINTOSH et al. 1982) und Tasmanische Dolerite (Australien; vgl. SCHMIDT & McDOUGALL 1977). Ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 175 Ma (McINTOSH et al. 1982) an Flows der Mesa Range belegt die Existenz von anomalen Pollagen, so daß auch mit diesen Pollagen keine Altersunterschiede verbunden sein müssen. Ungewöhnlich für den Jura ist das Auftreten von inversen und normalen Pollagen. Invers und normal gelagerte Pollagen wurden auch in den Tholeiiten des südlichen Vestfjella (LØVLIE 1979) und der Theron Mountains (BLUNDELL & STEVENSON 1959) sowie an der Dufek Intrusion (BECK 1972, BECK et al. 1979) ermittelt. Die Kirkpatrick Basalte und Ferrar Dolerite hingegen zeigen nur normale Pollagen.

BURMESTER & BECK (1981) nehmen an, daß die stabile Remanenz in der Dufek Intrusion aus submikroskopischem Magnetit in Kumulatplagioklasen resultiert. Diese Autoren postulieren, daß der Magnetit des akkumulierten Plagioklas eine viskose Remanenz trägt, die keinerlei Aussagen über die primären magnetischen Eigenschaften der magmatischen Gesteine zuläßt. In der überwiegenden Zahl der Lavaflows im N Vestfjella wurde Plagioklasfraktionierung und -akkumulation chemisch und petrographisch nachgewiesen (vgl. Kap. II 3.2.2). Das zahlreiche Auftreten von Plagioklaseinsprenglingen identifiziert diese Flows als Plagioklaskumulate. In diesen Flows sind die magmatischen Erzmineralisationen ebenfalls vollständig durch Sekundärphasen ersetzt, so daß keine primäre Remanenz erhalten geblieben sein kann. Bei diesen Flows können die paläomagnetischen Daten als nicht interpretierbar angesehen werden.

Drei Flows mit normaler Pollage hingegen, bei denen ebenso wie bei den Dikes keine Plagioklasfraktionierung festgestellt wurde, zeigen ebenso wie die Dikes für jurassische Magmatite der E Antarktis typische Polpositionen.

Diesen Ausführungen zeigen, daß bei den hier untersuchten Basalten aufgrund der variierenden Pollagen keineswegs mit größeren Altersunterschieden gerechnet werden muß. Vielmehr zeigen jurassische Vorkommen aus anderen Regionen ähnliche für den Jura anomale Pollagen. Daraus kann gefolgert werden, daß nur geringe Altersunterschiede zwischen Lavaflows, Dikes und Sills bestehen. Damit bestätigt sich auch die aus den mikrothermometrischen Untersuchungen vermutete Annahme einer autohydrothermalen Alteration der Effusivgesteine im N Vestfjella, und das mit 150-190 Ma bestimmte K/Ar-Alter kann sowohl für die Lavaflows als auch für die Dikes und Sills als wahrscheinlich angenommen werden.

Die chemischen Untersuchungen haben zeigen können, daß Lavaflows und die überwiegende Zahl der Dikes und Sills magmagenetisch nicht voneinander abgegrenzt werden können. Ihre chemischen Charakteristika und Entwicklungstrends weisen auf tholeiitische Basalte hin, deren Entwicklung hauptsächlich durch Kristallfraktionierung von mafischen Mineralen und zusätzlich bei einigen Flows von Plagioklasfraktionierung bestimmt wurde. Die Magmen können von einem an Spurenelementen heterogen zusammengesetzten Mantel- - möglicherweise metasomatisch erzeugt - unter hohen (20%) partiellen Aufschmelzungsgraden eines Modell-peridotits (nach HART & DAVIS 1978) abgeleitet werden. Zusätzlich muß mit Krustenkontamination gerechnet werden. Die Krustenkontamination führte zu starken Variationen in den magmagenetisch bedeutsamen inkompatiblen Elementen und erschwert die Einordnung dieser Magmatite in ein geotektonisches Environment aufgrund ihrer geochemischen Charakteristika. Ihre La/Nb-Verhältnisse von 1,96-2,0 geben jedoch Hinweise auf riftbezogene kontinentale Flutbasalte (entsprechend der Definition von THOMPSON et al. 1983).

III 3.3 Vergleiche zwischen den mesozoischen Vorkommen beider Regionen.

Die mesozoischen kontinentalen Basalte beider Regionen zeichnen sich durch eine Vielzahl von signifikanten Unterschieden aus. In Tabelle 28 sind die wichtigsten Unterschiede zusammenfassend dargestellt. Diese Unterschiede weisen auf Differenzen bei der Genese der

Basalte beider Regionen hin. Die Basaltvergesellschaftungen im mittleren Neuschwabenland zeigen eine Reihe von Parallelitäten zu Basalten von Kirwanveggen, wo ebenfalls untergeordnet an Spurenelementen angereicherte Basalte nachgewiesen wurden (HARRIS et al. 1987). Auffällige Übereinstimmungen bestehen auch zu Folgen in Simbabwe und dem nördlichen Lebombo (Südafrika).

Tabelle 28: Chemisch und mineralogisch signifikante Unterschiede zwischen den mesozoischen Kontinentbasalten im westlichen und mittleren Neuschwabenland.

Westliches Neuschwabenland (N Vestfjella)	Mittleres Neuschwabenland (Ahlmannryggen, Sverdrupfjella)
Lavaflows, Dikes, Sills ultrabasisch bis intermediär Kristallfraktionierung von ol, opx, cpx, plag	Dikes Ultrabasisch bis basisch Kristallfraktionierung von ol, opx, cpx, Magnetit, Chromit
krustenkontaminiert -	- z. T. anomal hohe Ti-, Zr-, Y-Konzentrationen.
granatfreier Ausgangsperidotit -	variable Granatkomponente im Ausgangsperidotit Alkaliennobilität vor der partiellen Schmelzbildung
Tholeiite	Tholeiite

COX et al. (1967) und COX (1983) konnten nachweisen, daß die Karoo Vulkanite in zwei geochemisch unterschiedliche Provinzen unterteilt werden können. Die südliche Provinz (Stromberge, Drakensberge, Swaziland) zeichnet sich durch Basalte mit normaler tholeiitischer Zusammensetzung aus. Die nördliche Provinz ist gekennzeichnet durch Tholeiitbasalte mit abnorm hohen H_2O -, TiO_2 -, Ir- und P_2O_5 -Konzentrationen. COX (1983) nimmt bei diesen Tholeiiten metasomatische Mobilität bestimmter Spurenelemente vor der Schmelzbildung an.

Bei den mesozoischen Basalten des Ahlmannryggen wird ebenfalls metasomatische Anreicherung bestimmter inkompatibler Elemente erwartet (vgl. Kap. II 3.4). Einige dieser Basalte weisen ebenfalls hohe TiO_2 - und Zr-Konzentrationen auf. Dieser Befund könnte auf eine genetische Verbindung zwischen den Karoo Vulkaniten der N Lebombo Provinz und den Basalten des mittleren Neuschwabenland hinweisen. Auffallend ist, daß überhöhte TiO_2 - und Zr-Konzentrationen nur in Basalten auftreten, die von einem granatfreien Peridotit abgeleitet werden können. Unterschiede zwischen Basalten beider Regionen bestehen in den K_2O -Gehalten: Während die Karoo Vulkanite der nördlichen Lebombo Provinz hohe K_2O -Gehalte zeigen, sind bei den Basalten des mittleren Neuschwabenland nur K_2O -arme Varietäten vertreten. Eine mögliche genetische Korrelation zwischen den Basalten des mittleren Neuschwabenland und der nördlichen Lebombo Provinz wurde bereits von RHODES & BORNHORST (1976) angenommen.

III 3.4 Geodynamische Interpretation.

Die spätriassischen bis früh-/mitteljurassischen tholeiitischen Basaltvergesellschaftungen in beiden Untersuchungsgebieten sind als Ausdruck des einsetzenden Gondwanazerfalls zu interpretieren. Im westlichen und mittleren Neuschwabenland zeichnet sich eine zweiphasige Entwicklung ab:

- eine früh-/spätriassische (?) Phase mit der Entwicklung des Jutul Penck Grabens (Streichrichtung NE-SW) als intrakratonisches initiales Rift und damit verbundener Förderung typischer kontinentaler Basaltvergesellschaftungen,
- eine spätere früh- bis mitteljurassische Phase mit der Förderung der Abfolgen in Vestfjella.

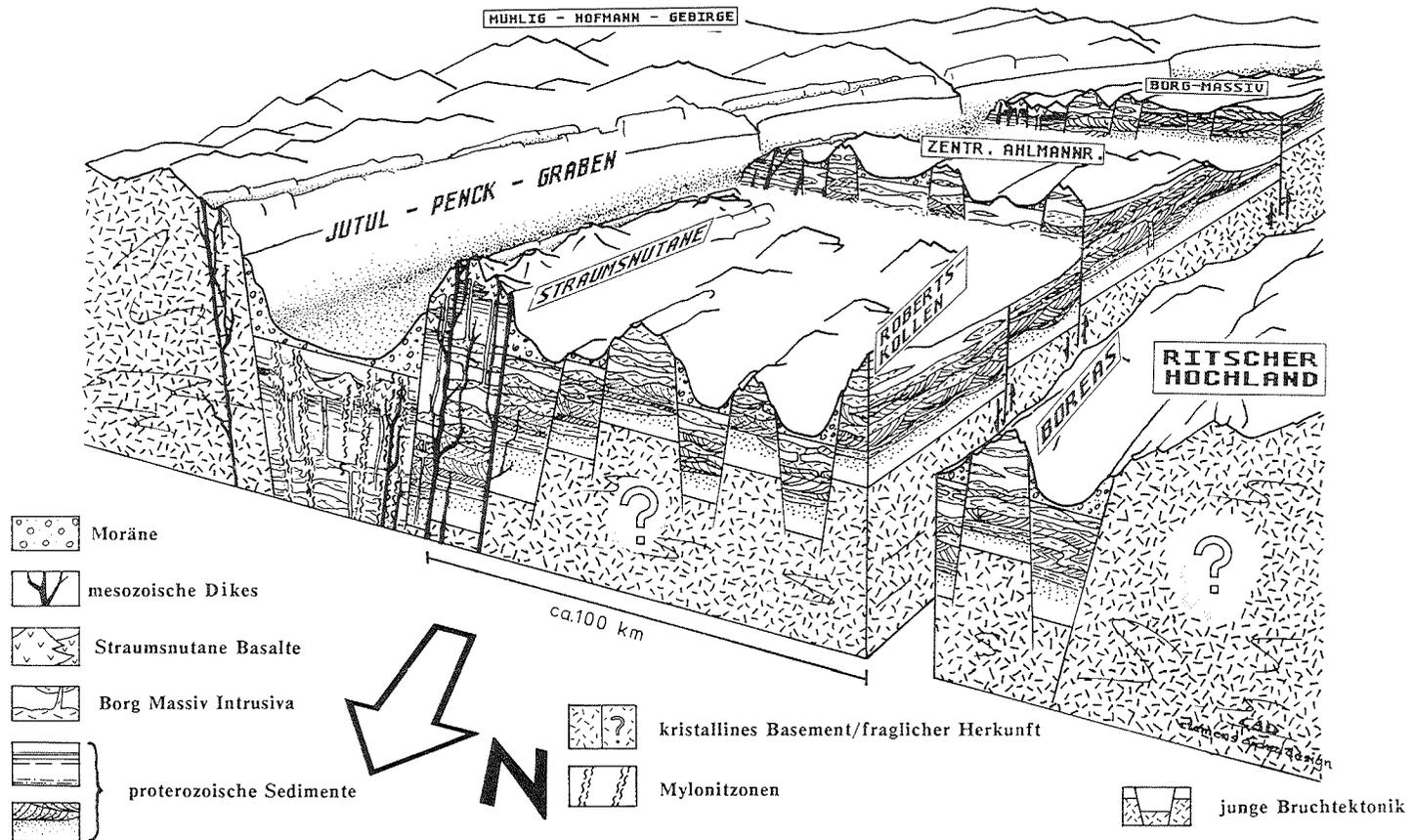


Abb. 97: Schematische Blochbildarstellung der mesozoischen Bruchschollentektonik innerhalb und am Westrand des Jutul Penck Grabens. Die parallel zum Jutul Penck Graben streichenden Mylonitzonen wurden während der Ross Orogenese als Einengungsstrukturen angelegt und mit der Anlage des Grabens als Bewegungsflächen für "junge Bruchtektonik" reaktiviert. Diese reaktivierten Bruchflächen konnten als Dehnungsklüfte aufreißen und als Aufstiegsspalten für die triassischen Dikes dienen.

Im Ahlmannryggen streichen die spätriassischen tholeiitischen und "alkalischen" Dikes bevorzugt parallel zum Jutul Penck Graben (SPAETH & PETERS 1984). Sie können einer Riftstruktur zugeordnet werden, die sich in westöstlicher Erstreckung vom Ostrand des Ritscherhochlandes über den Schyttbreen Graben und Jutul Penck Graben bis zum westlichen Mühlig Hofmann Gebirge (Sverdrupfjella) ausdehnt, wo der östliche Rand des Systems zu vermuten ist (vgl. Abb. 97). Die Grabenachse streicht NE-SW. Innerhalb des Riftsystems dominiert Blocktektonik mit tieferreichenden Störungen, die zu Vertikalbewegungen führte, eine wesentliche Schollenverkipfung jedoch nicht verursacht. Als Bewegungsbahnen für die Schollen dienten die während der Ross Orogenese angelegten Störungszonen (vgl. III 1.2), die bei dehrenden Bewegungen auch aufreißen konnten und als Aufstiegskanäle für die Dikes dienten (vgl. Abb. 97).

Dieses Riftsystem setzt sich, leicht nach NW versetzt, unmittelbar vor dem Kirwanveggen Escarpment und Heimefrontfjella Escarpment fort (Prof. Dr. K. WEBER, unveröffentlicht), wo ähnliche typische kontinentale Tholeiite gleichen Alters erwartet werden können. Seine Fortsetzung findet dieses Rift wahrscheinlich in der südöstlichen Weddell See, wo eine Vereinigung mit einem von HINZ & KRISTOFFERSEN (1987) postulierten kontinentalen Riftsystem vermutet werden kann, das zwischen 25°W und 30°W parallel zur Küste verlaufend nachgewiesen wurde und sich wahrscheinlich über Berkner Island bis zum Dufek Massiv fortsetzt (vgl. Abb. 98: hier als Filchner Rift bezeichnet).

Die mesozoischen Magmatite der Theron Mountains, Shackleton Range und die Dufek Intrusion sind diesem System wahrscheinlich zuzuordnen.

Nach Norden wird das von HINZ & KRISTOFFERSON (1987) vermutete parallel zur Küste verlaufende kontinentale Riftsystem bei ca. 25°W, 73°S abrupt vom jüngeren Explora Escarpment (Explora Andenes Störungszone) begrenzt.

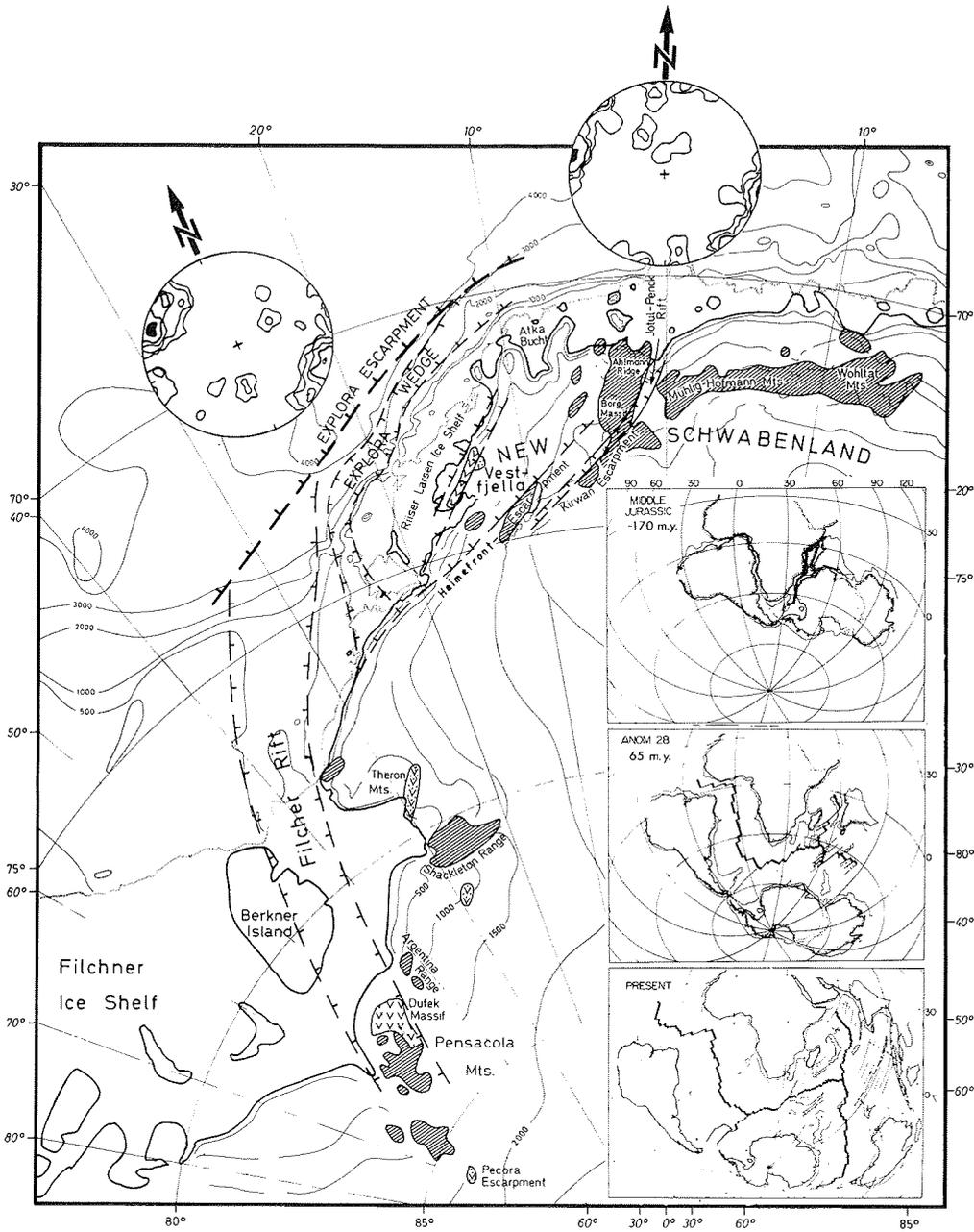
Der Schelf im Vorland des westlichen Neuschwabenland wird nach HINZ & KRAUSE (1982) von ausgedünnter kontinentaler Kruste gebildet, die am Fuße des Explora Escarpments in 3000-5000 m Wassertiefe an ozeanische Kruste grenzt und aus jurassischen Basalten besteht. Dieser Schelf wird als "Explora Wedge" bezeichnet. Der Übergang von der ozeanischen Kruste der Weddell See zur kontinentalen Kruste Neuschwabenlands vollzieht sich in mehreren Bruchsystemen, die parallel mit dem Explora Escarpment angelegt wurden.

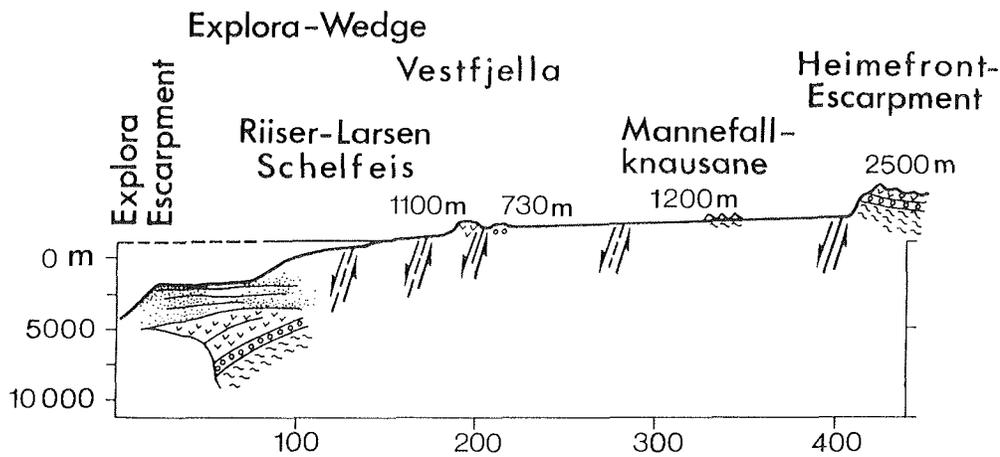
Die Anlage dieser Bruchsysteme erfolgte vermutlich im frühen bis mittleren Jura und gehört zur zweiten Phase des Riftings (vgl. oben), das zur endgültigen Aufspaltung Gondwanas und zur Öffnung der Weddell See führte. Es ist anzunehmen, daß die Vulkanite von Vestfjella den vermuteten Vulkaniten des Explora Wedge entsprechen, letztere jedoch durch stärkere Krustenausdünnung im Schelfbereich weiter abgesenkt wurden.

Der stufenartige Anstieg der Landoberfläche nach SE ist durch die Lage der permischen Sedimente dokumentiert (vgl. Abb. 99). Im Explora Wedge liegen sie vermutlich in 8000 m Tiefe, im N Vestfjella sind sie in 700 m Höhe über NN aufgeschlossen, in der Heimefrontfjella liegen sie bei 2000 m Höhe. Daraus ergibt sich ein Höhenunterschied von über 10 km.

Aber auch innerhalb Vestfjellas muß mit einem Anstieg der permischen Landoberfläche gerechnet werden. Am Basen und Plogen liegen die jurassischen Lavaflows in etwa 300 m Höhe. Dreißig Kilometer südöstlich am Fossilryggen sind in ca. 700 m keine Lavaflows mehr vorhanden, sondern es sind permische Sedimente aufgeschlossen (vgl. Abb. 99). Die Basis der Flows am Plogen und Basen muß also ursprünglich höher gelegen haben. Es ist deshalb anzunehmen, daß der NE-SW verlaufende Vulkanitzug von Vestfjella an einer ebenso verlaufenden Störungszone gegenüber dem Fossilryggen nach NW um mindestens einige hundert Meter abgesunken ist. Die hier auftretenden Dikes streichen ganz überwiegend NE-SW und liegen damit parallel zum Explora Escarpment und Explora Wedge. Dieser Befund läßt auf gleiche Ursachen für ihre Anlage schließen. Sie streichen jedoch nicht parallel zum Heimefrontfjella Escarpment, das vermutlich zur ersten Riftphase gehört und früher angelegt wurde (vgl. oben). Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß diese Struktur während der zweiten früh-/mitteljurassischen Riftphase reaktiviert wurde.

Abb. 98: Geologische Strukturkarte des mittleren und westlichen Neuschwabenlandes mit den wichtigsten Bruchstrukturen, die beim Zerfall Gondwanas angelegt wurden. Die eingesetzten Karten der Südkontinente zeigen 3 Stadien des Gondwanazerfalls und der Ozeanöffnung. Die eingesetzten Gefügediagramme zeigen die Raumlage von Doleritdikes im N Vestfjella und im Ahlmannryggen (modifiziert nach Prof. Dr. K. WEBER, unveröffentlicht).





∩∩∩ jurassische Basalte ∩∩∩ metamorphes Basement
 ∩∩∩ post-jurassische Sedimente ∩∩∩ permische Sedimente

Abb. 99: Profilschnitt vom Heimefrontfjella Escarpment über die Massive des N Vestfjella zum submarinen Explora Escarpment am Ostrand der Weddell See. Durch Bruchbildung im Bereich des Kontinentalrandes hat eine erhebliche Absenkung der permischen Landoberfläche stattgefunden. Die ehemalige permische Landoberfläche, auf der die Basalte vermutlich ausgeflossen sind, liegt am Heimefrontfjella Escarpment bei 2000 m über NN und im Explora Graben etwa 10.000 m unter NN.

Innerhalb des Jutul Penck Rifts kann ebenfalls eine Reaktivierung während der zweiten Riftphase vermutet werden, allerdings parallel zur heutigen Küstenlinie und damit senkrecht zu den dehrenden Bewegungen der ersten, älteren kontinentalen Riftphase. Die zweite Phase hat hier möglicherweise zu einem stufenartigen Anstieg der proterozoischen Landoberfläche innerhalb des Rifts geführt haben (vgl. Abb. 97), wobei jedoch keine hohen Versatzbeträge erwartet werden müssen. Diese Vermutung liegt darin begründet, daß untergeordnet senkrecht zur Grabenachse verlaufende Dikes festgestellt wurden und im NE Bereich mit den Straumsnutane Basalten die vermutlich stratigraphisch jüngsten Abfolgen der proterozoischen Magmatite aufgeschlossen sind. Weiter nach SW treten innerhalb des Grabensystems nur noch die Borg Massiv Intrusiva auf, die den Straumsnutane Basalten chemisch sehr ähnlich sind, aber sehr wahrscheinlich ein tieferes stratigraphisches Niveau innerhalb der proterozoischen Abfolgen darstellen. In Abb. 98 sind die hier diskutierten Bruchstrukturen dargestellt. Die auffallende Parallelität der Strukturen von Explora Escarpment nach Vestfjella mit der Streichrichtung der Dikes (zweite Riftphase) und gleiche Streichrichtung der Bruchstrukturen und der Dikes im Ahlmannryggen (erste, ältere Riftphase) läßt auf gleiche geodynamische Ursachen für ihre Anlage schließen. Dieser Schluß wird durch die im vorangehenden diskutierten geologischen Daten gestützt. Im westlichen und mittleren Neuschwabenland ist somit der exemplarische Fall eines durch Riftprozesse zerlegten Kontinentalrandes repräsentiert.

III 4 **Rekonstruktion der ehemaligen Lage von Antarktika und des südlichen Afrika innerhalb Gondwanas.**

Unter Berücksichtigung aller hier vorliegenden geologischen Daten aus dem südlichen Afrika und dem mittleren und westlichen Neuschwabenland läßt sich die Schlußfolgerung ziehen,

daß die ehemalige Position Neuschwabenlands im Gondwana-Superkontinent optimal rekonstruiert ist, wenn das mittlere Neuschwabenland an die nördliche Lebombo Vulkan-Provinz Südafrikas zurückrotiert wird.

Diese Rekonstruktion liegt begründet in:

- chemischen Parallelitäten der mesozoischen Dikes im mittleren Neuschwabenland mit den Karoo Vulkaniten der nördlichen Lebombo Provinz,
- ähnlichen Paläopollagen für mesozoische Karoo Vulkanite und mesozoische Basalte im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
- Verlauf der Pan-Afrikanischen Basement Rejuvenation Belts in Neuschwabenland (hier zur Ross Orogenese gehörig),
- Verlauf der tektonometamorphen Prinvinzen der Kibaren in Neuschwabenland (hier zur Nimrod Orogenese gehörig),
- ähnliche Paläopollagen der proterozoischen Magmatite im mittleren Neuschwabenland und der proterozoischen Umkondo Dolerite und Laven des NE Simbabwe Kaapvaal Kratons.

Insgesamt lassen diese Parallelitäten erwarten, daß das mittlere und westliche Neuschwabenland mindestens vom mittleren Proterozoikum (1100-1400 Ma) bis zum einsetzenden Gondwanazerfall im Trias/Jura räumlich eng mit dem Simbabwe Kaapvaal Kraton korreliert war und mit diesem möglicherweise ein Krustensegment gebildet hat. Während dieser Zeitspanne wurden die Randbreiche dieses stabilen Kratons mehrfach durch tektonomagmatische und tektonothermale Rejuvenationen betroffen, die sich als Mobilgürtel um den Kraton legen (Pan-Afrikanische Rejuvenation, ca. 525 Ma; Nimrod Orogenese 1000-1200 Ma). Welche geotektonische Position die hier untersuchten proterozoischen Magmatite (1100-max. 1400 Ma) zur Nimrod Orogenese einnehmen, oder ob sie möglicherweise etwas ältere Magmatite repräsentieren, die keinen Bezug zur Nimrod Orogenese haben, kann nicht eindeutig geklärt werden.

Der durch Riftprozesse erzeugte mesozoische Gondwanazerfall ist als zweiphasiger Prozeß aufzufassen. Eingeleitet wurde das Rifting in der Trias (?) mit Bruchtektonik und Förderung der typischen kontinentalen Basalte des mittleren Neuschwabenland. Dieses Riftsystem setzt sich nach SW vor dem Kirwanveggen und Heimefrontfjella Escarpment fort und läßt sich bis in die südöstliche Weddell See verfolgen. Abgelöst wurde diese erste Phase durch ein zweites etwas jüngeres Rifting (150-190 Ma), das zur Anlage des Explora Andenes Escarpments und dazu parallelen Bruchstrukturen in der Kruste des westlichen Neuschwabenland führte. Die erste Phase des Rifting ist daher als "failed rift" zu interpretieren. Die Vulkanite von Vestfjella können möglicherweise der zweiten Phase zugeordnet werden, die schließlich zur Öffnung der Weddell See und zu "Sea-Floor-Spreading" führte.

LITERATUR

- Ade-Hall, J. M.; Palmer, H. C. & Hubbard, T. B. (1971): The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration.-*Geophys. J.* 24: 137-174.
- Ade-Hall, J. M.; Khan, M. A.; Dagley, P. & Wilson, R. L. (1968): A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single Tertiary lava from Skye, Scotland.-*Geophys. J.*, Vol. 16/I and II: 374-399.
- Adie, R. J. (1964) (ed.): *Antarctic Geology*.- North Holland Publishing Company: 758 pp., Amsterdam.
- Adie, R. J. (1972) (ed.): *Antarctic Geology and Geophysics*.-Universitetsforlaget: 876 pp., Oslo.
- 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, Stuttgart.
- Allsopp, H. L. & Neethling, D. C. (1970): Rb/Sr isotopic ages of Precambrian intrusives from Queen Maud Land, Antarctica.-*Earth and Planet. Sci. Lett.* 8, Elsevier: 66-70, Amsterdam.
- Allsopp, H. L., Erlank, A. J. & Hornung, G. (1973): Rb/Sr age measurements on the Umkondo dolerite of Rhodesia.-*Geol. Soc. South Afr., Spec. Publ.* 3: 217 ff, Johannesburg.
- Anderson, S. L. & Burke, K. (1983): A Wilson Cycle approach to some Proterozoic problems in eastern North America.-In: Medaris, L. G.; Byers, C. W.; Mickelson, D. M. & Shanks, W. C. (eds.): *Proterozoic Geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium*. *Geol. Soc. Amer., Inc, Mem* 161: 315 pp., Boulder, Colorado.
- Angino, E. E. & Turner, M. D. (1964): Antarctic orogenic belts as delineated by absolute age dates.-In: Adie, R. J. (ed.): *Antarctic Geology*. North Holland Publishing Company: 552-556, Amsterdam.
- Anhaeusser, C. R. (1973): The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa.-*Philos. Trans. R. Soc., A* 273: 359-388, London.
- Anhaeusser, C. R. & Wilson, J. F. (1981): The granitic gneiss greenstone shield of southern Africa.-In: Hunter, D. R. (ed.): *Precambrian of the southern hemisphere*. Elsevier: 423-499, Amsterdam.
- Aretz, J. (1986): Der jurassische Kalkalkali-Magmatismus des großen Kaukasus (UDSSR) - Ein Beitrag zur Kenntnis der geodynamischen Entwicklung des Kaukasusorogens.-*Inaugural-Diss. z. Erl. d. Dr.-Grd. Nat. Fak. Justus-Liebig-Univ. Gießen, Gießen*.
- Aucamp, A. P. H. (1972): The geology of Grunehogna, Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land.-*S. Afr. J. Antarct. Res.* 2: 16-22, Pretoria.
- Autenboer, T. v. & Declair, H. (1972): Ice thickness and subglacial relief of the Jelbartisen-Trolltunga area, Dronning Maud Land.-In: Adie, R. J. (ed.): *Antarctic geology and geophysics*. Universitetsforlaget: 713-722, Oslo.
- Barton, J. M., Jr. & Copperthwaite, Y. E. (1983): Sr-isotopic studies of some intrusive rocks in the Ahlmann Ridge and Annandagstoppane, western Queen Maud Land, Antarctica.-In: Oliver, R. L.; James, P. R. & Jago, J. B. (eds.): *Antarctic Earth Science. Proceedings of the 4th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Adelaide, 1982*. Australian Academy of Sciences: 697 pp., Canberra.

- Basaltic Volcanism Study Project (1981): Basaltic volcanism on the terrestrial Planets.- Pergamon Press: 1286 pp, New York.
- Beck, M. E. (1972): Palaeomagnetism and magnetic polarity zones in the Jurassic Dufek intrusion, Pensacola Mountains, Antarctica.-*Geophys. J. R. astr. Soc.* 28: 49-63, Oxford, Edinburgh, London, Melbourne.
- Beck, M. E., Jr.; Burmester, R. F. & Sheriff, S. D. (1973): Field reversals and palaeomagnetic pole for Jurassic Antarctica.-*EOS Transacts Americ. Geophys. Union* 60: 818.
- Behr, H.-J.; Kohnen, H.; Peters, M.; Spaeth, G. & Weber, K. (1983): Die geologische Expedition zu den Kraulbergen, westliches Neuschwabenland/Antarctica.-In: Kohnen, H. (ed.): Die Antarktisexpedition von MS Polarbjörn 1982/83, (Sommercampagne zur Atka Bucht und zu den Kraulbergen) Reports on Polar Research, No. 13. Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research: 13-26, Bremerhaven.
- Behr, H.-J.; Peters, M.; Reutel, Chr.; Weber, K. (1985): Hydrothermal alteration and secondary mineralization in continental rift-basalts of Vestfjella, western New Schwabenland.-In: Fluid inclusions: European Current Research on Fluid Inclusions, 8. Symposium. Edition and distribution: Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Goldschmidtstr. 3, 3400 Göttingen: 22-23, Göttingen.
- Bergh, H. W. (1977): Mesozoic sea floor spreading off Dronning Maud Land, Antarctica.-*Nature* 269: 686-687, London.
- Blundell, D. C. (1966): Palaeomagnetism of the dolerite intrusions, Trans-Antractic Expedition, 1955-58.-*Scientific Report* 8: 61-67, Cambridge.
- Blundell, D. J. & Stephenson, P. J. (1959): Palaeomagnetism of some dolerite intrusions from Theron Mountains and Whichway Nunataks, Antarctica.- *Nature* 184: 1860, London.
- Böhmel, H. (1985): Paläomagnetische Untersuchungen an jurassischen bis quartären Gesteinen aus Zentral- und Südmexiko.-Dissertation, Inst. Geophys. Univ. Münster: 235 pp., Münster.
- Bowman, J. R. (1971): Use of the isotopic composition of strontium and SiO₂ content in determining the origin of Mesozoic basalt from Antarctica.-M. Sc. thesis, Ohio State Univ., USA.
- Bredell, J. H. (1976): The Ahlmannryggen Group, the Viddalen Formation, and associated igneous rocks in the Viddalen area, western Dronning Maud Land, Antarctica.-M. Sc. thesis, Univ. Pretoria.
- Bredell, J. H. (1982): The Precambrian sedimentary-volcanic sequence and associated intrusive rocks of the Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land: a new interpretation.- In: Craddock, C. (ed.): Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press: 591-597 Madison, Wisconsin.
- Briden, J. C. (1976): Application of palaeomagnetism to Proterozoic tectonics.-*Philos. Trans. R. Soc. London, A* 280: 405-416, London.
- Briden, J. C. & Oliver, R. L. (1963): Palaeomagnetic results from the Beardmore Glacier region, Antarctica.-*N. Z. J. Geol. Geophys.* 6: 388-394, Wellington.
- von Brunn, V. (1963): Scientific studies in western Dronning Maud Land, Antarctica, 1960.- M. Sc. thesis, Univ. Cape Town.
- Bull, C. & Irving, E. (1960): The palaeomagnetism of some hypabyssal intrusive rocks from

- South Victoria Land, Antarctica.-Geophys. J. R. astr. Soc. 3: 211-224, Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.
- Bull, C.; Irving, E. & Willis, I. (1962): Further paleomagnetic results from South Victoria Land, Antarctica.-Geophys. J. R. Astron. Soc. 6: 320-336, London.
- Burmester, R. F. & Beck, M. E. (1981): Paleomagnetism of the Dufek Intrusion.-Ant. J. U. S., Vol XVI, No. 5: 58-60, Washington.
- Butt, B. C. (1962): The geology of the Straumnsnutane and Istind nunataks, western Queen Maud Land, Antarctica.-Unpubl. report Geol. Surv. South Afr., Pretoria.
- Button, A. (1976): Halite casts in the Umkondo system.-Trans. Geol. Soc. South Afr., 79: 177-178, Johannesburg.
- Chayes, F. (1966): Alkaline and subalkaline basalts.-Amer. J. Sci. 264: 128-145, New Haven, USA.
- Collinson, D. W. (1983): Methods in rock magnetism and palaeomagnetism.-Chapman and Hall: 500 pp., London, New York.
- Condie, K. C. (1981): Archean greenstone belts.-Elsevier: 1-434, Amsterdam.
- Cox, K. G. (1983): The Karroo provinces of southern Africa: Origin of trace element enrichment patterns.-In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (eds.) (1983): Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Geology Series: 272 pp., Cheshire.
- Cox, K. G.; Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1984): The interpretation of igneous rocks.-George Allen & Unwin: 450 pp. Boston, Sydney.
- Cox, K. G.; MacDonald, R.; Hornung, G. (1967): Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of southern Africa.-Amer. Mineral. 52: 1451-1474.
- Craddock, C. (1982) (ed.): Antarctic Geoscience.-The University of Wisconsin Press: 1172 pp., Madison, Wisconsin.
- Cross, W.; Iddings, J. P.; Pirsson, L. V. & Washington, H. S. (1902): Quantitative classification of igneous rocks.-University of Chicago Press, Chicago.
- Dalrymple, G. B. & Lanphere, M. A. (1969): Potassium-argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology.- W. H. Freeman: 258 pp., San Francisco.
- Declair, H. & Autenboer, T. v. (1982): Gravity and magnetic anomalies across Jutul Straumen, a major geologic feature in Western Dronning Maud Land.-In: Craddock, C. (ed.): Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press: 941-948 Madison, Wisconsin.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. & Zussman, J. (1966): An introduction to the rockforming minerals.-Longman Group Lim.: 528 pp., Essex.
- De Jongh, W. K. (1973): Alphas. - S & I.-N. V. Philips - Eindhoven, The Netherlands. Litt. X-Ray Spectrometry 2: 151-158, Eindhoven.
- De Ridder, E. (1970): The sedimentary succession exposed in part of the Borg Massif, western Queen Maud Land, Antarctica.-M. Sc. thesis, Univ. Pretoria.
- De Ridder, E. & Bastin, H. (1968): Preliminary report on the geology of the Borg Massif, western Queen Maud Land, Antarctica.-Unpubl. report geol. Surv., Pretoria.
- De Waal, S. A. (1966): The Alberta Complex, a metamorphosed layered intrusion north of

- Nauchas, South West Africa, the surrounding granites and repeated folding in the younger Damara System.- D. Sc. thesis (unpub.), Univ. Pretoria: 203 pp., Pretoria.
- Dietz, R. S. & Sproll, W. P. (1970): Fit between Africa and Antarctica: a continental drift reconstruction.-*Science* 169: 1612-1614.
- Dunlop, D. J. (1981): Palaeomagnetic evidence for Proterozoic continental development.-*Philos. Trans. R. Soc. London, A* 301: 265-277, London.
- Eastin, R.; Faure, G. & Neethling, D. C. (1970): The age of the Trollkjellrygg Volcanics of western Queen Maud Land.-*Antarct. J. of the U.S.* 5: 157-158.
- Emmermann, R. (1985): Basement Geochemistry, Hole 504B.-In: Andersen, R. N.; Honnorez, J.; Becker, K. et al. (eds.): *Init. Repts. DSDP*, (U.S. Govt. Printing Office): 183-199, Washington.
- Evans, M. E.; McElhinny, M. W. & Gifford, A. C. (1968): Single domain magnetite and high coercivities in a gabbroic intrusion.-*Earth Planet. Sci. Letters* 4: 142-146.
- Evenson, N. M.; Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K. (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites.-*Geochim. Cosmochim. Acta* 42: 1199-1212.
- Ewart, A.; Brothers, R. N. & Mateen, A. (1977): An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand Island Arcs.-*J. Volc. a. Geotherm. Res.* 2, Elsevier: 205-250, Amsterdam.
- Faure, G. (1977): *Principles of isotope Geology*.-John Wiley & Sons: 464 pp., New York, Santa Barbara, London, Sidney, Toronto.
- Faure, G.; Bowman, J. R. & Elliott, D. H. (1979): The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Kirwan Volcanics of Dronning Maud Land: Comparison with the Kirkpatrick Basalt, Transantarctic Mountains.-*Chem. Geol.* 26: 77-90.
- Ferrara, G.; Sacchi, R.; Tonarini, S. & Zanettin, G. (1984): Radiometric ages of the Mozambique Belt.-In: *Abstracts 27th Intern. geol. Congr.*, Moscow: 290-291.
- Ferreira, E. P. (1986): The sedimentology and stratigraphy of the Ahlmannryggen Group, Antarctica.-In: *Geocongress '86 Extended Abstracts*. 21th biennial congress of the geological Soc. of South Afr.: 719-722, Johannesburg.
- Fisher, R. A. (1953): Dispersion on a sphere.-*Proc. R. Soc. A* 217: 295-305, London.
- Floyd, P. A. & Winchester, J. A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements.-*Chem. Geol.* 21: 291-306.
- Fossum, B. A.; Maisey, G. H. & Torson, H. O. (1982): Marine geophysical research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition of 1976-77.-In: Craddock, C. (ed.): *Antarctic geoscience*, The University of Wisconsin Press: 397-404, Madison, Wisconsin.
- Frey, F. A.; Green D. H. & Roy, S. D. (1978): Integrated model of basalt genesis: a study of quartz tholeiites to olivin melilitites from South-eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data.-*J. Petrol.* 19: 463-513, Oxford.
- Furnes, H. & Løvlie, R. (1985): Geological and palaeomagnetic research in Vestfjella, Dronning Maud Land.-In: Orheim, O. (ed.): *Report of the Norwegian Antarctic research expedition (NARE) 1984/85*, Norsk Polarinstitutt. Rapportserie 22: 67-73, Oslo.

- Furnes, H. & Mitchell, J. G. (1978): Age relationships of Mesozoic basalt lava and dykes in Vestfjella, Dronning Maud Land, Antarctica.- Norsk Polarinstitutt Skrifter 169: 45-68, Oslo.
- Furnes, H.; Neumann, E.-R. & Sundvoll (1982): Petrology and geochemistry of Jurassic basalt dykes from Vestfjella, Dronning Maud Land, Antarctica.-In: Griffin, W. L. & Jensen, B. (eds.): *Lithos* 15, Universitetsforlaget: 295-304, Oslo.
- Furnes, H.; Vad, E.; Austerheim, H.; Mitchell, J. G.; Garmann, L. B. (1987): Geochemistry of basalt lavas from Vestfjella and adjacent areas, Dronning Maud Land, Antarctica. *Lithos* 20: 337-356.
- Gass, J. G. (1980): Crustal and mantle processes. Red Sea case study.-The Open University Press: 142 pp., Milton Keynes, U. K.
- Gavshon, R. D. & Erasmus, J. M. (1975): Precambrian metamorphic rocks of the Neumayer-skarvet area, Kirwanveggen, western Dronning Maud Land.-*South Afr. J. Antarct. Res.* 5: 2-9, Pretoria.
- Govindaraju, K. (1984) (ed.): *Geostandards Newsletter*.-Vol. III, Special Issue, July 1984, Appendix I: 1-19, Vandoeuvre-lès-Nancy, FRA.
- Green, D. H. (1973): Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions.-*Earth Planet. Sci. Lett.* 19, Elsevier: 37-53, Amsterdam.
- Grindley, G. W. & Mc Dougall, I. (1969): Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units in the central Transantarctic Mountains, Antarctica.- *N. Z. Geol. Geophys.* 12: 391-411, Wellington.
- Haas, A. (1985): *Der Alkali-Vulkanismus im Pantellaria-Riftsystem (zentrales Mittelmeer) - eine petrologische Studie*.-Dissertation: 177 pp., Karlsruhe.
- Haggerty, S. E. (1976): Oxidation of opaque mineral oxides in basalts.-In: Rumble, D. (ed.): *Oxide minerals, reviews in mineralogy*, Vol. 3, Mineralogical Society of America, chapter 4: Hg1-Hg100, Chelsea, Michigan.
- Hajash, A., (1984): Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results.-*Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 409-412.
- Halpern, M. (1970): Rb/Sr date of possible three billion years for a granite rock from Antarctica.-*Science* 169: 977-978.
- Hargraves, R. B. & Young, W. M. (1969): Source of stable remanent magnetism in Lambertville diabase.-*Amer. J. Sci.* 267:1161-1177.
- Harker, A. (1909): *The natural history of igneous rocks*.-Macmillan, New York.
- Harper, C. T. (1970): Graphical solutions to the problem of radiogenic argon -40 loss from metamorphic minerals.-*Eclogae* 63, 1.
- Harris, C.; Marsh, J. S.; Erlank, A. J. & Duncan A. R. (1987): Jurassic basalts of Dronning Maud Land and their significance for Gondwanaland reconstruction.-*Abstracts 5th international Symposium on Antarctic earth science*: 173 pp., Cambridge
- Hart, S. R. & Davis, K. E. (1978): Nickel partitioning between olivine and silicate melt.-*Earth Planet. Sci. Lett.* 40, Elsevier: 203-219, Amsterdam.

- Haugland, K. (1982): Seismic Reconnaissance Survey in the Weddell Sea.-In: Craddock, C. (ed.): Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press: 405-413, Madison, Wisconsin.
- Haverkamp, B. (1982): Paläomagnetische Untersuchungen an Maarsedimenten aus der Eifel.-Diplomarbeit (unpubl.), Inst. Geophys. Univ. Münster, Münster.
- Henderson, P. (1984) (ed.): Rare earth element geochemistry.-Developments in Geochemistry 2. Elsevier: 510 pp., Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- Hellmann, N. & Lippolt, H. J. (1981): Kalibration of the middle Triassic time scale by conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkali feldspars.-J. Geophysics 50: 73-88.
- Herrmann, A. G. (1975): Praktikum der Gesteinsanalyse.-Springer Verlag: 204 pp., Berlin.
- Herzog, M. (1978): Die örtlichen Variationen paläomagnetisch bedeutsamer Gesteinsparameter in fünf ausgewählten vulkanischen Vorkommen der Eifel.-Diplomarbeit (unpubl.), Inst. Geophys. Univ. Münster, Münster.
- 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, Hannover.
- Hinz, K. & Kristoffersen, Y. (1987): Antarctica, recent advances in the understanding of the continental shelf.-Geol. J. Reihe E, Heft 37: 1-54, Hannover.
- Hjelle, A. (1972): Some observations on the geology of H.U. Sverdrupfjella, Dronning Maud Land.-Norsk Polarinstitut Arbok 1972: 7-22, Oslo.
- Hjelle, A. & Winsnes, T. (1972): The sedimentary and volcanic sequence of Vestfjella, Dronning Maud Land.-In: Adie, R. J. (ed.): Antarctic geology and geophysics, Universitetsforlaget: 539-546, Oslo.
- Holm, P. E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram.-Contr. Mineral. Petrol. 79: 308-310.
- Holm, P. E. (1985): The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites.-Chem. Geol. 51. Elsevier: 303-323, Amsterdam.
- Hollister, L. S. & Crawford, M. L. (1981): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology.-Mineralogical Association of Canada: 1-304, Calgary.
- Horstmann, U. E. (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 pp., Göttingen.
- Hughes, C. J. (1982): Igneous Petrology.-In: Developments in Petrology, No. 7. Elsevier: 551 pp., Amsterdam, New York, Oxford.
- Humphris, S. E. (1984): The mobility of the rare earth elements in the crust.-In: Henderson, P. (ed.): Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, : 317-342 Amsterdam, New York, Oxford, Tokyo.
- Humphris, S. E. & Thompson, G. (1978): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts.-Geochim. Cosmochim. Acta: 127-136.
- Hunziker, J. C. (1979): Potassium Argon Dating.-In: Jäger, E. & Hunziker, J. C. (eds.):

Lectures in Isotope Geology. Springer: 52-76, Berlin, Heidelberg, New York.

- Ingamells, C. O. & Engels, J. C. (1976): Preparation, analysis and sampling constants for a biotite. National Bureau of Standards special publications 422: Accuracy in trace analysis: Sampling, sampling handling and Analysis.-Proceedings of the 7th IMR Symposium 1976.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.-Can. J. Earth Sci. 8: 523-548.
- Jäger, E. & Hunziker, (1979) (ed.): Lectures in isotope geology.-Springer : 1-329, Berlin, Heidelberg, New York.
- Jakes, P. & White, A. J. R. (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.-Geol. Soc. Am. Bull. 83: 29-40, Boulder, Colorado.
- Jaques, A. L. & Green, D. H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb and the genesis of tholeiite basalts.-Contr. Miner. Petrol. 73: 287-310.
- Johnson, H. P. & Hall, J. M. (1978): A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from the Nasca plate.-Geophys. J. 52: 45-64.
- Jukes, L. M. (1968): The Geology of Mannefallknausane and part of Vestfjella, Dronning Maud Land.-Br. Antarct. Surv. Bull., No. 18: 65-78, Cambridge.
- Jukes, L. M. (1972): The geology of north-eastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.-Br. Antarct. Surv. Sci. Rep. 65: 1-44, London.
- Kent, L. E. (1980): Lithostratigraphy of South Africa, South West Africa/Namibia and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda.- Handb. Geol. Surv. S. Afr. 8: 690 pp. Pretoria.
- Kertz, W. (1969): Einführung in die Geophysik I.-Hochschultaschenbücher, Bd. 275: 232 pp., Mannheim, Wien, Zürich.
- Kohnen, H. (1983): (ed.): Die Antarktisexpedition von MS Polarbjörn 1982/83 (Sommercampagne zur Atka Bucht und zu den Kraulbergen).-Reports on Polar Research, No. 13. Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research: 80 pp., Bremerhaven.
- Kohnen, H. 1984): (ed.): Die Expedition Antarktis II mit FS "Polarstern" 1983/84.-Reports on Polar Research, No. 19. Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research: 185 pp., Bremerhaven.
- Kristmannsdóttir, H. (1982). Alteration in the IRDP drill hole compared with other drill holes in Iceland.-Iceland research drilling project. American Geophysical Union. J. geophys. Res., Vol. 87/B8: 6525-6531.
- Kröner, A. (1977): Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa - Ancient sutures or sites of ensialic mobility. A case for crustal evolution towards plate tectonics.-Tectonophysics 40: 101-135, Amsterdam.
- Kröner, A. (1981) (ed.): Precambrian plate tectonics.-Elsevier: 780 pp., Amsterdam.
- Kröner, A. (1983): Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept.-In: Mudaris, L. G.; Byers, C. W.; Mickelson, D. M. & Shanks, W. C.: Proterozoic Geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium. Geol. Amer. Inc, Mem. 161: 315 pp., Boulder, Colorado.
- Krynauw, J. R.; Watters, B. R.; Hunter, D. R. & Wilson, A. H. (1987, in Vorb.): A review of

the field relationships, petrology and geochemistry of the Borgmassivet Intrusions in the Grunehogna Province, W Dronning Maud Land, Antarctica.-Proceeding to the 5th International Symposium on Antarctic Earth Science, Cambridge 1987.

- Kuno, H. (1966): Lateral variations of basalt magma across continental margins and island arcs.-*Geol. Surv. Can. Paper* 66-15: 317-336.
- Kuno, H. (1966): Lateral variations of basalt magma type across continental margins and island arcs.-*Bull. Volcanol.* V. 29: 195-222.
- Kyle, P. R.; Elliot, D. H. & Sutter, J. F. (1981): Jurassic Ferrar Supergroup tholeiites from the Transantarctic Mountains, Antarctica, and their relationship to the initial fragmentation of Gondwana: 283-287.-In: Cresswell, M. M. & Vella, P. (eds.): *Gondwana Five: 283-287*, Rotterdam.
- Lambert, R. I. J. (1976): Archean regime, crustal and upper mantle temperatures and a progressive evolutionary model for the earth.-In: Windley, B. F. (ed.): *The early history of the earth*, Wiley: 363-373, London.
- Lindner, B. & Rudert, V. (1969): Eine verbesserte Methode zur Bestimmung des gebundenen Wassers in Gesteinen, Mineralen und anderen Festkörpern.-*Z. Anal. Chem.* 248: 21-24.
- Livermore, R. A.; Vine, F. J. & Smith, A. G. (1984): Plate motions and the geomagnetic field - II. Jurassic to Tertiary.-*Geophys. J. R. Astr. Soc.* 79: 939-961.
- Løvlie, R. (1979): Mesozoic palaeomagnetism in Vestfjella, Dronning Maud Land, East Antarctica.-*Geophys. J. R. Astr. Soc.* 59: 529-537.
- Lutz, T. M. & Srogi, L. A. (1986): Biased isochron ages resulting from subsolidus isotope exchange. A theoretical model and results.-*Chem. Geol.* 56: 63-72.
- MacDonald, G. A. & Katsura, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas.-*J. Petrol.*, 5: 82-133, Oxford.
- Martin, H. & Eder, F. W. (1983) (eds.): *Intracontinental fold belts*.-Springer: 945 pp., Berlin, Heidelberg.
- Matuyama, M. (1929): On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria.-*Proc. Imp. Acad. Japan* 5: 203-205, Tokyo.
- McDougall, I. (1969): K/Ar dates on minerals from dolerites from western Queen Maud Land, Antarctica.-Appendix to: Neethling, D. C. (1969): *Pre-Gondwana sedimentary rocks of Queen Maud Land, Antarctica*. In: *Gondwana Stratigraphie*, UNESCO, Paris: 1153-1162.
- McElhinny, M. W. (1973): *Palaeomagnetism and plate tectonics*.- Cambridge University Press: 358 pp., Cambridge.
- McElhinny & McWilliams, M. O. (1977): Precambrian geodynamics - a palaeomagnetic view.-*Tectonophysics* 40: 137-160, Amsterdam.
- McElhinny M. W.; Giddings, J. W. & Embleton, B. J. J. (1974): Palaeomagnetic results and late Precambrian glaciations.-*Nature* 248: 557-561, London.
- McIntosh, W. C.; Kyle, P. R.; Cherry, E. M. & Noltimer, H. C. (1982): Paleomagnetic results from the Kirkpatrick Basalt Group, Victoria Land.-*Antarctic J. U. S.*, Vol. 17, No. 4: 20-22, Washington.
- McWilliams, M. O. & Kröner (1981): Palaeomagnetism and tectonic evolution of the Pan-

- African Damara Belt, southern Africa.- J. Geophys. R. 86, No. B6: 5147-5162, Pasadena, California.
- Mengel, K.; Borsuk, A. M.; Gurbanov, A. G.; Wedepohl, K. H.; Baumann, A. & Hoefs, J. (1987): Origin of spilitic rocks from the southern slope of the greater Caucasus.-Lithos 20; No. 2: 115-133.
- Minnar, C. L. J. (1973): The geology of the south-eastern Borgmassivet: description of individual nunataks.-Unpubl. report geol. Surv. Pretoria.
- Minnar, C. L. J. (1975): Some field and petrographical data on the volcaniclastics of Brapiggen.-Unpubl. report geol. Surv., Pretoria.
- Molyneaux, L. (1971): A complete result magnetometer for measuring the remanent magnetizations of rocks.-Geophys. J. 24: 429-433.
- Mücke, A.; Peters, M.; Weber, K.; Neumann, U. (1986): Erzpetrographische Untersuchungen an antarktischen Effusiv- und Intrusiv-Gesteinen und Hinweise auf das Vorkommen von Komatiiten in der Antarktis.-In: Fortschritte der Mineralogie, Bd. 64, Beiheft 1 der Dt. Mineral. Gesellschaft. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 123, Stuttgart.
- Nakamura, S. & Kikuchi, S. (1912): Remanent magnetism of volcanic rocks.-Proc. Tokyo Math. Phys. Soc. 6: 268-275, Tokyo.
- Neethling, D. C. (1964): The geology of the "Zukkertoppen Nunataks", Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land.-In: Adie, R. J. (ed.): Antarctic Geology. North Holland Publishing Company: 379-389, Amsterdam.
- Neethling, D. C. (1967): Early Precambrian sedimentary rocks of Ahlmann Ridge and Borg Massif, Western Queen Maud Land, Antarctica.-In: IUGS Symposium on Continental drift emphasizing the history of the south Atlantic Ocean. Montevideo, Oct. 67 (unpubl).
- Neethling, D. C. (1969a): Pre-Gondwana sedimentary rocks of Queen Maud Land, Antarctica.-In: Gondwana Stratigraphy, Unesco: 1153-1162, Paris.
- Neethling, D. C. (1969b): Geology of the Ahlmann Ridge, western Queen Maud Land.-In: Bushnell, V. C. & Craddock, C. (eds.): Geologic Maps of Antarctica, Antarctic Folio Series, 12: Pl. VII.
- Neethling, D. C. (1970): South African Earth Science exploration of western Dronning Maud Land, Antarctica.-Ph.D. thesis. Univ. Natal, Pietermaritzburg.
- Neethling, D. C. (1972a): Age and correlation of the Ritscher Supergroup and other Precambrian rock units, Dronning Maud Land.-In: R. J. Adie, (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, Universitetsforlaget: 547-556, Oslo.
- Neethling, D. C. (1972b): Comparative geochemistry of Proterozoic and Palaeo-Mesozoic tholeiites of western Dronning Maud Land.- In: Adie, R. J. (ed.): Antarctic geology and geophysics, Universitetsforlaget: 603-616, Oslo.
- Neethling, D. C.; Kingsley, C. S. & Aucamp, A. P. H. (1968): The geology of Troien, Framrabben and Pyramiden Nunataks, Ahlmann Ridge.-Unpubl. report geol. Surv., Pretoria.
- Norton, I. O. & Sclater, J. G. (1979): A model for the evolution of the Indian Ocean and the break up of Gondwanaland.-J. geophys. Res. 84, 12: 6803-6830.
- Olszak, G. (1984): Zur Zyklizität plattentektonischer Bewegungen und zu einigen Aspekten der Entwicklung geophysikalischer Parameter in der Geschichte der Erde.-Z. geol.

Wiss. 12,1: 23-33, Berlin.

- Orheim, O. (1985) (ed.): Report of the Norwegian Antarctic research expedition (NARE) 1984/85.-Norsk Polarinstitut, Rapportserie 22, Oslo.
- Orpen, J. L.; Wilson, J. F. (1981): Stromatolites at 3500 Myr. and a greenstone-granite unconformity in the Zimbabwe Archean.-Nature 291: 218-220, London.
- Ostrander, J. H. (1971): Paleomagnetic investigations of the Queen Victoria Range, Antarctica.-Ant. J. U. S., 6 (S):183-185, Washington.
- Paech, H. J. (1986): Vergleich der geologischen Entwicklung des südlichen Afrika mit der des antarktischen Kontinents.-Habil.-Schrift, Veröffentlichung des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 87: 205 pp., Potsdam.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.-Earth Planet. Sci. Lett. 20, Elsevier: 290-300, Amsterdam.
- Peters, M.; Behr, H. J.; Emmermann, R.; Kohnen, H.; Weber, K. (1986): Alter und geodynamische Stellung der Vulkanitserien im westlichen Neuschwabenland (Antarktika).-Nachr. Dt. Geol. Ges. 35: 64-65, Hannover.
- Petersen, N.; Eisenach, P. & Bleil, U. (1979): Low temperature alteration of the magnetic minerals in ocean floor basalts.-Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 2: 169-209.
- Piper, I. D. A. (1976): Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent.-Philos. Trans. R. Soc. London, A280: 409-490, London.
- Pollak, W. (1966): The geology of the south-eastern portion of the Ahlmann Ridge, western Queen Maud Land, Antarctica.-Unpubl. report geol. Surv. Pretoria.
- Ramdohr, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.-Akademie-Verlag: 1277 pp., Ost Berlin.
- Ravich, M. G. & Krylov, A. Ya. (1964): Absolute ages of rocks from East Antarctica.-In: Adie, R. J. (ed.): Antarctic geology. North Holland Publishing Co.: 579-589, Amsterdam.
- Ravich, M. G. & Soloviev, D. S. (1969): Geology and petrology of the mountains of central Queen Maud Land (Eastern Antarctica). Translated from the Russian, 1969.-Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem 1969.
- Reuter, A. (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge.-Göttinger Arb. Geol. Paläont. 27: 91 pp., Göttingen.
- Rex, D. C. (1972): K/Ar ages determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land.-In: Adie, R. J. (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, Universitetsforlaget: 133-136, Oslo.
- Rhodes, R. C. & Bonhorst, F. J. (1976): Petrologic provinces in Jurassic tholeiites of Gondwanaland.-Geol. Rdsch. 65: 930-938, Stuttgart.
- Ringwood, A. E. (1974): The petrological evolution of island arc systems.-J. Geol. Soc. London 130: 183-204, London.
- Rittmann, A. (1929): Die Zonenmethode - Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithisches.-Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 9: 1-46.

- Roedder, E. (1970): Applications on an improved crushing microscope stage for studies of the gases in fluid inclusions.-Schweiz. Min. Pet. Mitt. 50: 41-58.
- Roedder, E. (1971): Metastability in fluid inclusions.-Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3: 327-334.
- Roedder, E. (1972): The composition of fluid inclusions.-U.S. Geological Survey Prof. Paper, 440 JJ: 1-164.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusions.-In: Ribbe, P. H. (series ed.): Reviews in Mineralogy Vol. 12., Mineralogical Society of America: 1-644, Chelsea, Michigan.
- Rösler, H. J. (1980): Lehrbuch der Mineralogie.-VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie: 1-835, Leipzig.
- Roots, E. F. (1969): Geology of western Queen Maud Land.-In: Bushnell, V. C. & Craddock, C. (eds.): Geologic Maps of Antarctica, Antarctic Map Folio Series 12, Plate VI.
- Sacchi, R.; Marques, J.; Costa, M. & Casati, C. (1984): Kibaran events in the southernmost Mozambique Belt.-Precambrian Res.: 141-159, Amsterdam.
- Saunders, A. D. & Tarney, J. (1979): The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the east Scotia Sea.-Geochim. Cosmochim. Acta 43: 555-572.
- Schäfer, T. G. (1973): Radio echo sounding in western Dronning Maud Land, 1971.-South Afr. J. Antarct. Res. 3: 45-52, Pretoria.
- Schaeffer, O. A. & Zähringer (1966) (eds.): Potassium argon dating.-Springer: 234 pp., Berlin, Heidelberg, New York.
- Schmidt, P. W. & McDougall, I. (1977): Palaeomagnetic and potassium argon dating studies of the Tasmanian dolerites.-J. Geol. Soc. of Australia 25: 321-328, Canberra.
- Shackleton, R. M. (1973): Problems of the evolution of the continental crust.-Philos. Trans. R. Soc. London A 273: 317-320, London.
- Shaw, T. M. (1970): Trace element fractionation during anatexis.-Geochim. Cosmochim. Acta 34: 237-243.
- Smith, A. G. & Hallam, A. (1970): The fit of the southern continents.-Nature 225: 139-144, London.
- Spaeth, G. (1987): Aspects of the structural evolution and magmatism in western New Schwabenland, Antarctica.-In: Mc Kenzie, G. D.: Gondwana six: Structure, tectonics and geophysics. Geophys. Monograph 40: 295-307, Washington.
- Spaeth, G. & Peters, M. (1984): Geologische Untersuchungen im nördlichen Ahlmannrücken, mittleres Neuschwabenland/Antarctica.-Die Expedition Antarktis II mit FS "Polarstern" 83/84. Kohlen, H. (ed.): Reports on Polar Research No. 19, Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research: 174-185, Bremerhaven.
- Spohn, T. (1984): Die thermische Evolution der Erde.-J. Geophys. 54: 77-96, West Berlin.
- Sun, S. S. & Hanson, G. N. (1975): Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalts.-Geology 3, : 297-302, Boulder, Colorado.
- Tarling, D. H. (1978): Plate tectonics: present and past.-In: Tarling, D. H. (ed.): Evolution of the earth's crust, Academic Press: 361-408, London.

- Tarling, D. H. (1983): Palaeomagnetism: Principles and applications in geology, geophysics and archeology.-Chapman & Hall: 379 pp., London, New York.
- Thompson, G. (1973): A geochemical study of the low temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks.-EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 54: 1015-1019.
- Thompson, R. & Clark, R. M. (1982): A robust least-squares Gondwanan apparent polar wander path and the question of palaeomagnetic assessment of Gondwanan reconstructions.-Earth and Planet. Sci. Let. 57; Elsevier: 152-158, Amsterdam.
- Thompson, R. N. (1973): One-atmosphere melting behaviour and nomenclature of terrestrial lavas.-Contr. Mineral. Petrol. 41: 197-204, Berlin.
- Thompson, R. N.; Morrison, M. A.; Dickin, A. P. & Hendry, G. L. (1983): Continental flood basalts Arachnids rule OK?-In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Geology Series.: 272 pp., Cheshire, U. K.
- Thomson, J. W. (1968): Petrography of some basement complex from Tottanfjella, Dronning Maud Land.-Br. Antarct. Surv. Bull., No. 17: 59-72, Cambridge.
- Tröger, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Bd. II.-E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl : 822 pp., Stuttgart.
- Tröger, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband.-E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 1-822, Stuttgart.
- Turnbull, G. (1959): Some palaeomagnetic measurements in Antarctica.-Arctic 12: 151-157, Montreal.
- Van Zyl, C. Z. (1973): The succession at Grasteinen, western Dronning Maud Land.-Unpubl. report. geol. Survey, Pretoria.
- Van Zyl, C. Z. (1973): Radio echo-sounding in western Dronning Maud Land, 1972.-South Afr. J. Antarct. Res. 3: 53-59, Pretoria.
- Van Zyl, C. Z. (1974): The geology of Istind, western Dronning Maud Land, and the relationship between the Istind and Tindeklypa Formations.-South Afr. J. Antarct. Res. 4: 2-5, Pretoria.
- Viereck, L. G.; Griffin, B. J.; Schminke, H.-K.; Pritchard, R. G. (1982): Volcaniclastic rocks of the Reydarfjordur drill hole, eastern Iceland, 2. Alteration.-Iceland research drilling project. American Geophys. Union. J. geophys. Res. Vol. 87/B8: 6459-6476.
- Watters, B. R. (1969a): Notes on the geology of Framryggen, Nunatak 1705, Troien, Knallen, Tindegga and Fassetfjellet, Ahlmann Ridge.-publ. report geol. Surv., Pretoria.
- Watters, B. R. (1969b): The Trollkjellrygg Volcanic Formation of the Ahlmann Ridge, western Queen Maud Land, Antarctica.-Unpubl. report geol. Surv., Pretoria.
- Watters, B. R. (1972). The Straumsnutane Volcanics, western Dronning Maud Land.-South Afr. J. Antarct. Res. 2: 23-31, Pretoria.
- Weaver, S. D.; Saunders, A. D.; Pankhurst, R. J. & Tarney, J. (1979): A geological study of magmatism in the initial stages of back-arc spreading. The quaternary volcanics of Bransfield Strait, from South Shetland Islands.-Contr. Mineral. Petrol. 68: 151-169.
- Wedepohl, K.-H. (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin

of magmas from the mantle.-Fortschr. Mineral. 52: 141-172.

- Wedepohl, K.-H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression.-Contr. Miner. Petrol. 89, Springer: 122-143, Berlin, Heidelberg, New York.
- Wedepohl, K.-H.; Meyer, K.; Muecke, G. K. (1983): Chemical compositions and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany.-In: Martin, H. & Eder, F. W. (eds.): Intracontinental fold belts,, Springer: 231-256, Berlin, Heidelberg.
- Wilson, J. T. (1965): A new class of faults and their bearing on continental drift.-Nature 207:343-347, London.
- Wilson, R. & Haggerty, S. E. (1966): Reversals of the earth's magnetic field.-Endeavour 25: 103-109.
- Windley, B. E. (1981): Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept.-In: Kröner, A. (ed.): Precambrian plate tectonics, Elsevier: 1-17, Amsterdam.
- Windley, B. E. (1983): A tectonic review of the Proterozoic.-In: Medaris, L. G.; Byers, C. W.; Mickelson, D. M. & Shanks, W. C.: Proterozoic geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium. Geol. Soc. Amer., Inc., Mem. 161: 315 pp., Boulder, Colorado.
- Winkler, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.-Springer: 348 pp., Berlin, Heidelberg, New York.
- Wolmarans, L. G. (1982): Subglacial morphology of the Ahlmannryggen and Borgmassivet, western Dronning Maud Land.-In: Craddock, C. (ed.): Antarctic Geoscience, The University of Wisconsin Press: 963-968, Madison, Wisconsin.
- Wolmarans, L. G. & Kent, L. E. (1982): Geological investigations in Western Dronning Maud Land, Antarctica - a synthesis.-South African Journal of Antarctic Research, Supplement 2: 93 pp., Pretoria.
- Wood, D. A. (1979): A variably veined suboceanic upper mantle - Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence.-Geology 7, Geolog. Soc. of America, : 499-503, Boulder, Colorado.
- Yoder, H. S. & Tilley, C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.-J. Petrol. 3: 342-532, Oxford.
- Zijderveld, J. D. A. (1967): A. c. demagnetization of rocks: Analysis of results.-In: Collinson, D. W.; Creer, K. M. & Runcorn, S. K. (eds.): Methods in palaeomagnetism. Elsevier, Amsterdam.
- Zijderveld, J. D. A. (1968): Natural remanent magnetizations of some intrusive rocks from the Sør Rondane Mountains, Queen Maud Land, Antarctica.-J. Geophys. Res. 73: 3773-3785.

A N H A N G

Anhang A: Chemische Analysen; N Vestfjella

	A1 P142	A2 P141	A2 P141a	A14 P146	A14 P148	A14 P150a	A14 P150b	A26 P187	A26 P188	A26 P192	A27 P1100	A8 Pu32b	A8 Pu32c
SiO ₂	47,90	51,00	50,20	48,90	49,40	50,20	57,00	49,80	49,50	50,20	44,20	49,60	49,50
TiO ₂	1,33	1,00	2,17	1,01	1,04	1,16	1,64	2,38	2,66	2,34	0,57	1,81	1,84
Al ₂ O ₃	14,50	14,40	13,40	15,80	16,40	10,80	10,20	15,00	14,90	15,20	8,30	14,40	14,40
Fe ₂ O ₃	5,29	3,20	4,60	4,01	3,38	2,92	2,01	3,21	3,90	3,76	4,45	2,81	2,35
FeO	5,68	7,38	9,09	5,84	6,14	6,55	7,10	8,63	8,82	7,96	7,88	9,26	9,68
HnO	0,15	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	0,12	0,14	0,15	0,13	0,16	0,18	0,18
HgO	6,97	6,19	5,36	5,69	5,87	10,40	9,40	4,22	4,42	4,12	22,10	6,25	6,21
CaO	11,60	9,33	7,87	10,80	10,25	13,40	7,28	7,96	7,60	8,35	5,27	10,70	10,80
Na ₂ O	2,07	3,18	3,45	3,04	3,46	0,20	1,09	4,47	3,37	4,43	0,25	2,52	2,55
K ₂ O	0,03	1,03	0,65	0,23	0,39	0,03	1,67	0,69	0,53	0,74	0,04	0,27	0,24
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,20	0,18	0,20	0,13	0,18	0,21	0,23	0,20	0,07	0,31	0,30
H ₂ O	4,37	3,22	3,11	4,20	4,04	4,51	3,45	3,10	3,45	3,00	5,95	2,07	1,96
CO ₂	0,07	0,11	0,08	0,09	0,07	0,03	0,04	0,26	0,42	0,29	0,14	0,22	0,16
Sum	100,16	100,38	100,34	99,94	100,78	100,47	101,18	100,07	100,31	100,72	99,38	100,40	100,17
Fe ₂ O ₃ (ges)	11,6	11,3	14,7	10,5	10,2	10,2	9,9	12,8	13,7	12,6	13,2	13,1	13,1
Fe ₂ O ₃ (ges)	1,664	1,826	2,743	1,845	1,738	0,981	1,053	3,033	3,099	3,060	0,597	2,096	2,109
HgO	0,58	0,56	0,39	0,56	0,57	0,70	0,69	0,43	0,43	0,43	0,80	0,53	0,53
Mgv	0,58	0,56	0,39	0,56	0,57	0,70	0,69	0,43	0,43	0,43	0,80	0,53	0,53
CIPW-norm in wt%													
q	6,30	0,60	3,10	3,60	0,00	9,50	14,90	0,00	2,60	0,00	0,00	2,50	1,70
ab	17,50	26,90	29,20	25,70	29,30	1,70	9,20	37,90	11,60	37,50	2,10	21,30	21,60
or	0,20	6,10	3,80	1,40	2,30	0,20	9,90	4,10	3,10	4,40	0,20	1,60	1,40
an	20,20	22,00	19,10	26,60	28,00	28,50	18,00	18,80	22,30	19,40	21,40	27,20	27,10
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
kp	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
dl	20,40	18,30	14,80	15,00	17,00	29,50	13,40	14,60	9,30	15,50	2,70	18,40	19,30
hy	9,40	16,10	15,70	13,30	10,40	19,80	25,70	7,50	16,40	8,30	46,70	18,60	19,10
ci	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	4,00	0,00	1,70	12,30	0,00	0,00
nt	7,60	4,60	6,70	5,80	4,90	4,20	2,90	4,70	5,70	5,50	6,50	4,10	3,40
hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ll	2,50	1,90	4,10	1,90	2,00	2,20	3,10	4,50	3,80	4,40	1,10	3,40	3,50
ap	0,50	0,40	0,50	2,80	0,50	0,30	0,40	0,50	0,50	0,50	0,20	0,70	0,70
cc	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10	0,60	1,00	0,70	0,30	0,50	0,40
wo	10,70	9,40	7,60	7,80	8,80	15,40	7,00	7,40	4,70	7,90	1,40	9,40	9,80
en	14,90	15,40	13,30	14,20	14,60	25,90	23,40	10,50	11,00	10,30	55,00	15,60	15,50
fs	4,20	9,60	9,60	6,00	7,00	8,00	8,70	9,50	10,00	7,90	10,20	12,00	13,10
Spurenelemente in ppm													
Cr	270	131	90	250	253	880	139	172	163	167	1901	218	212
Co	49	46	65	40	42	54	41	50	47	41	112	48	45
Ni	98	111	111	95	98	456	129	82	77	82	1028	83	78
Cu	106	115	99	87	85	95	95	121	129	115	93	107	108
Zn	93	96	115	92	89	67	96	153	151	156	41	138	140
Ga	18	19	25	19	19	21	13	25	25	27	11	22	21
Rb	<5	25	16	<5	6	<5	31	12	13	13	<5	<5	<5
Sr	141	429	378	135	249	46	112	159	164	166	111	310	305
Y	20	22	34	19	20	19	26	33	35	32	10	28	27
Zr	84	94	142	98	99	94	122	151	165	148	54	95	105
Nb	<5	<5	<5	<5	5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pb	<5	5	5	<5	<5	6	<5	5	<5	8	<5	<5	<5
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
REE in ppm													
La	7,00		15,60	14,80		7,60	9,60		13,20		5,20		8,2
Ce	16,60		35,80	32,00		15,80	22,40		31,40		10,60		20,6
Pr													
Nd	9,40		19,60	16,00		10,60	14,40		20,00		6,20		14,2
Sm	2,74		6,60	4,32		3,68	5,60		6,34		2,12		4,78
Eu	1,32		2,02	1,34		1,40	1,58		2,04		0,64		1,58
Gd	4,24		7,00	4,16		5,02	5,88		6,70		2,36		5,3
Tb	0,40		1,06	0,36		0,50	0,72		0,86		0,32		0,66
Dy	4,14		6,96	3,80		3,66	5,30		6,58		2,36		5,14
Ho	0,68		1,08	0,60		0,62	0,90		1,08		0,44		0,88
Er	2,16		3,48	1,94		1,82	2,58		3,04		1,16		2,58
Ta													
Yb	1,80		2,68	1,68		1,50	1,98		2,28		1,10		2,08
Lu	0,26		0,36	0,24		0,20	0,26		0,30		0,14		0,28
Sp/Sr	0,292		0,317	0,270		0,347	0,389		0,117		0,342		0,337
Rb/Sr	0,035	0,058	0,042	0,037	0,024	0,109	0,277	0,076	0,036	0,037	0,045	0,016	0,034
La/Nb	1,400		3,120	2,960		1,520	1,600		2,640		1,040		1,640
Zr/Nb	16,800	18,800	28,400	19,600	19,800	18,800	20,332	30,200	33,000	12,000	10,800	19,000	21,000
La/Zr	0,083		0,110	0,151		0,081	0,079		0,080		0,096		0,078
La/Y	0,350		0,459	0,779		0,400	0,369		0,377		0,520		0,304
Ce/Y	0,830		1,053	1,684		0,832	0,862		0,897		1,060		0,763
Zr/Y	4,200	4,273	4,176	5,158	4,950	4,947	4,692	4,576	4,714	4,615	5,400	3,393	3,889
La(N)/Sm(N)	1,578		1,458	2,143		1,278	1,062		1,282		1,505		1,060
Tb(N)/Yb(N)	1,244		2,229	1,125		1,857	2,056		2,115		1,640		1,779
REE / CI-Chondrit*													
La(N)	21,3		47,4	45,0		23,40	29,2		40,0		15,8		24,9
Ce(N)	19,2		41,4	37,0		18,0	26,0		36,3		12,2		23,8
Pr(N)													
Nd(N)	14,9		31,1	25,0		17,0	23,0		31,7		9,8		22,5
Sm(N)	13,5		32,5	21,0		19,0	27,5		31,2		10,5		23,5
Eu(N)	17,1		26,2	17,4		18,1	20,5		26,5		8,3		20,5
Gd(N)	15,4		25,4	15,0		18,0	21,0		24,3		8,6		19,2
Tb(N)	10,2		27,2	9,0		13,0	18,5		22,0		8,2		16,9
Dy(N)	12,0		20,3	11,0		11,0	15,5		19,2		6,9		15,0
Ho(N)	7,9		12,6	7,0		7,0	10,5		12,6		5,1		10,2
Er(N)	9,6		15,5	8,6		8,0	11,5		13,5		5,2		11,5
Tm(N)													
Yb(N)	8,2		12,2	8,0		7,0	9,0		10,4		5,0		9,5
Lu(N)	7,6		10,6	7,0		6,0	7,6		8,8		4,1		8,2

*Evensen et al. 1978

Anhang A: Chemische Analysen; N Vestfjella (Forts.)

	A17 Ba62a	A17 Ba62b	A16 Fl43	A18 Ba60	A18 Ba61	A7 Fo196	A30 Fo195	A8 Fu31	A26 Fl84	A8 Fu32a	A10 Fu33	A26 Fl85
SiO ₂	50,10	51,50	48,40	42,70	42,50	49,90	50,40	49,80	49,30	50,10	50,40	47,20
TiO ₂	2,19	2,66	1,37	2,88	2,98	1,66	1,42	1,32	1,67	1,32	1,70	1,56
Al ₂ O ₃	17,00	11,80	17,60	8,32	8,59	14,70	14,90	15,70	13,20	15,80	14,60	14,40
Fe ₂ O ₃	4,98	6,26	1,19	6,98	6,29	1,42	2,36	2,95	3,98	3,20	4,53	3,16
FeO	8,57	8,23	9,28	9,92	10,18	10,15	8,50	8,42	9,38	8,28	7,98	9,76
MnO	0,17	0,16	0,19	0,30	0,19	0,20	0,17	0,16	0,20	0,17	0,18	0,18
HgO	4,97	4,23	9,81	14,10	13,60	5,02	7,03	6,68	7,43	6,72	4,95	7,87
CaO	8,61	9,43	9,67	8,80	9,50	10,50	11,00	9,53	10,40	9,58	8,90	11,30
Na ₂ O	3,19	2,49	2,21	1,19	1,18	2,97	2,34	2,65	2,35	2,63	2,29	1,98
K ₂ O	0,87	0,54	0,64	0,54	0,58	0,56	0,57	0,94	0,71	0,95	1,17	0,39
P ₂ O ₅	0,20	0,24	0,16	0,36	0,37	0,18	0,19	0,23	0,15	0,24	0,32	0,14
H ₂ O	3,27	3,22	1,10	4,09	4,03	1,03	1,44	1,20	1,47	1,26	2,21	2,38
CO ₂	0,07	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,87	0,02
Sun	100,19	100,29	99,69	100,22	100,02	100,32	100,35	99,62	100,29	100,31	100,10	100,34
Fe ₂ O ₃ (ges)	14,5	15,4	13,5	18,0	17,6	14,7	11,8	12,3	14,4	12,4	13,4	14
Fe ₂ O ₃ (ges)	2,917	3,641	1,376	1,277	1,294	2,928	1,678	1,841	1,938	1,845	2,707	1,779
HgO	0,44	0,39	0,63	0,65	0,64	0,44	0,58	0,56	0,55	0,56	0,46	0,57
ngv	0,44	0,39	0,63	0,65	0,64	0,44	0,58	0,56	0,55	0,56	0,46	0,57
CIPW-norm in wt %												
q	4,10	12,10	0,00	0,00	0,00	0,50	1,20	0,00	0,60	0,20	7,20	0,00
ab	9,20	21,10	18,70	10,10	10,00	25,20	19,80	22,40	19,80	22,30	19,10	16,80
or	9,90	3,20	3,80	3,20	2,40	3,30	3,40	5,60	4,20	5,60	6,90	2,30
an	18,00	19,40	25,30	15,80	16,40	25,10	28,50	28,20	23,40	28,50	26,50	29,20
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
le	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
kp	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	13,40	20,60	17,10	20,10	22,30	21,20	20,10	8,20	21,90	13,90	8,20	21,00
hy	25,70	6,40	18,70	22,20	17,80	15,50	19,30	18,20	19,40	20,70	18,20	16,10
ol	0,00	0,00	7,20	8,30	10,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,60
mt	2,90	9,10	4,60	10,10	9,10	5,00	3,40	5,70	5,80	4,60	5,70	4,60
hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
il	3,10	5,10	2,60	5,50	5,70	3,20	2,70	3,20	3,20	2,50	3,20	3,00
ap	0,40	0,60	0,60	0,80	0,90	0,40	0,40	0,80	0,40	0,60	0,80	0,30
cc	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	2,00	0,10	0,10	2,00	0,00
wo	7,00	10,60	8,90	10,60	11,70	10,70	10,30	4,20	11,20	7,10	4,20	10,80
en	23,40	10,50	24,40	35,10	33,90	12,50	17,50	12,40	18,50	16,70	12,40	19,60
fs	8,70	5,80	12,50	8,30	8,90	13,50	11,60	9,90	11,60	10,70	9,90	13,10
Spurenelemente in ppm												
Cr	87	43	653	640	589	55	367	83	270	86	37	267
Co	62	57	71	129	103	49	42	58	61	55	58	58
Ni	111	60	298	805	675	48	109	171	161	176	104	99
Cu	102	118	164	107	111	182	107	119	190	119	129	150
Zn	135	148	85	140	151	107	93	88	97	87	114	105
Ga	25	25	19	20	22	22	21	21	22	20	21	21
Rb	29	14	11	12	14	12	14	17	19	17	19	6
Sr	229	209	285	413	396	307	322	425	233	428	385	230
Y	35	41	21	25	26	24	20	24	23	25	32	20
Zr	150	177	117	151	160	114	87	164	127	164	234	91
Nb	<5	<5	5	20	20	<5	<5	7	<5	7	10	<5
Pb	7	8	5	<5	<5	6	<5	7	<5	7	7	<5
Th	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
REE in ppm												
La				20,2			7	22,6	10,0	23,8		5,4
Ce				46,6			16,8	47,4	24,6	49,2		13,4
Pr												
Nd				27			11	22	16	25,9		11,4
Sm				8,54			3,32	5,64	5,36	5,5		4,24
Eu				2,86			1,2	1,58	1,6	1,76		1,52
Gd				6,64			3,6	5,28	5,54	5,2		4,82
Tb				0,64			0,5	0,6	0,64	0,8		0,6
Dy				5,82			3,9	4,38	5,28	4,9		4,48
Ho				0,86			0,7	0,68	0,9			0,78
Er				2,4			2,1	2,42	2,62	2,7		2,22
Tm												
Yb				1,56			1,84	2,08	2,24	2,18		1,84
Lu				0,18			0,28	0,3	0,32	0,3		0,26
Sm/Nd				0,316			0,302	0,256	0,335	0,212		0,372
Rb/Sr				0,035		0,039	0,044	0,040	0,082	0,040		0,026
La/Nd				1,010			1,400	3,229	2,000	3,400	0,050	1,080
Zr/Nb	30,000	35,400	23,400	7,550		22,800	17,400	23,429	25,400	23,429	23,400	18,200
Tl/Zr				0,126			0,081	0,138	0,079	0,145		0,059
La/Zr				0,777			0,350	0,942	0,435	0,952		0,270
La/Y				1,792			0,840	1,975	1,069	1,968		0,670
Ce/Y	4,286	4,317	5,571	6,040		4,750	4,350	6,832	5,522	6,560	7,110	4,550
Zr/Y				1,462			1,291	2,471	1,352	2,678		0,788
La(N)/Sm(N)				2,357			1,524	1,621	1,618	2,020		1,832
Tb(N)/Yb(N)												
REE / Cl-Chondrite*												
La(N)				61,4			21,3	68,7	30,4	72,3		16,4
Ce(N)				54,0			19,4	54,8	28,5	57,0		15,5
Pr(N)												
Nd(N)				43,0			17,5	35,0	25,4	41,0		18,0
Sm(N)				42,0			16,5	27,8	26,4	27,0		20,8
Eu(N)				31,7			15,6	20,5	20,8	22,9		19,7
Gd(N)				24,0			13,0	19,1	20,0	18,8		17,5
Tb(N)				16,5			12,8	15,4	16,5	20,0		15,4
Dy(N)				17,0			11,4	12,8	15,4	14,3		13,0
Ho(N)				10,0			8,1	7,9	10,5			9,1
Er(N)				10,7			9,3	10,8	11,6	12,0		9,9
Tm(N)												
Yb(N)				7,0			8,4	9,5	10,2	9,9		8,4
Lu(N)				5,0			8,2	8,8	9,4	8,8		7,6

Anhang B: Chemische Analysen; Ahlmannryggen, Proteroz. Vorkommen.

	A1 SK7	A2 SK32	A3 SK36	A3 SK37	A4 SK41	A5 SN105	A8 SH152	A9 DO175	A15 N820/234	A15 N820/235	A17 SH168	A21 SK60	A21 SK62
SiO ₂	50,70	47,40	53,70	53,20	55,00	52,30	53,60	49,00	52,80	51,10	54,10	51,10	52,00
TiO ₂	2,18	2,33	1,98	1,96	1,19	0,82	0,96	0,81	2,13	2,05	2,06	2,50	2,60
Al ₂ O ₃	13,90	14,40	13,00	13,20	13,70	14,30	14,30	15,40	14,40	13,70	13,20	13,70	13,00
Fe ₂ O ₃	9,26	11,49	8,26	8,69	5,15	2,91	2,58	6,34	3,45	4,35	7,52	4,06	3,83
FeO	5,26	4,33	5,08	5,14	5,81	6,65	7,58	3,47	8,51	8,69	5,74	9,76	10,50
MnO	0,21	0,18	0,16	0,15	0,19	0,16	0,16	0,11	0,17	0,17	0,17	0,21	0,24
MgO	4,90	4,89	3,63	3,37	3,22	6,02	6,04	4,33	2,51	3,44	3,64	1,83	3,39
CaO	5,60	5,59	6,35	7,17	8,90	10,40	7,33	14,80	7,93	8,30	6,03	6,31	5,75
Na ₂ O	3,92	3,49	2,11	2,94	4,04	1,97	2,84	0,30	1,81	2,04	2,98	5,65	4,82
K ₂ O	1,43	1,79	3,31	1,79	1,21	0,60	2,00	0,02	2,19	2,41	2,67	0,47	0,77
P ₂ O ₅	0,30	0,32	0,27	0,27	0,21	0,10	0,13	0,11	0,29	0,27	0,29	0,75	1,10
H ₂ O	2,64	3,13	1,96	2,08	2,35	4,30	2,78	5,32	2,73	1,65	1,80	2,11	2,42
CO ₂	0,04	0,89	0,68	0,57	0,08	0,11	0,05	0,06	1,69	0,35	0,07	0,07	0,06
Sum	100,340	100,230	100,490	100,530	101,050	100,640	100,350	100,120	100,610	100,520	100,270	100,520	100,480
Fe ₂ O ₃ (ges)	15,100	16,300	13,900	14,400	11,600	10,300	11,000	10,200	12,900	14,000	13,900	14,900	15,500
Fe ₂ O ₃ (ges) -----	3,082	3,332	3,829	4,273	3,603	1,711	1,821	2,356	5,139	4,070	3,819	3,890	4,572
MgO													
MgV	0,430	0,410	0,380	0,350	0,390	0,580	0,560	0,420	0,310	0,360	0,380	0,380	0,380
CIPW-norm in wt%													
q	6,10	4,70	14,30	13,90	7,30	8,60	3,60	16,30	17,90	10,00	11,40	0,00	3,30
ab	33,20	29,60	17,90	24,90	34,20	16,70	24,10	2,50	10,00	17,30	25,20	47,90	40,80
or	8,50	10,60	19,60	10,60	7,20	3,50	11,80	0,30	12,90	14,20	15,80	2,80	4,60
an	16,10	18,30	16,20	17,50	15,60	28,40	20,30	40,60	26,80	21,10	14,70	10,60	11,50
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
le	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
kp	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	7,40	1,30	7,20	10,00	21,60	17,70	12,10	24,60	0,00	13,30	10,10	12,80	7,90
hy	8,80	11,60	5,70	3,80	2,40	15,10	19,70	0,00	15,80	11,30	5,60	5,90	16,80
ol	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,00	0,00
nt	11,30	7,80	11,10	11,40	7,50	4,20	3,70	9,20	5,00	6,30	10,90	5,90	5,60
hm	1,50	6,10	0,60	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
il	4,10	4,40	3,80	3,70	2,30	1,60	1,80	1,50	4,00	3,90	3,90	4,80	4,90
ap	0,70	0,80	0,60	0,60	0,50	0,20	0,30	0,30	0,70	0,60	0,70	1,80	2,60
cc	0,10	2,00	1,50	1,20	0,20	0,20	0,10	0,10	3,80	0,80	0,20	0,20	0,10
wo	4,00	0,70	3,90	5,40	11,10	9,10	6,20	13,20	0,00	6,70	5,40	6,40	3,90
en	12,20	12,20	9,00	8,40	8,00	15,00	15,10	10,80	6,20	8,60	9,10	9,50	8,40
fs	0,00	0,00	0,00	0,00	4,90	8,60	10,50	0,00	9,60	9,30	3,20	10,80	12,30
Spurenelemente in ppm													
Cr	71	79	74	75	22	122	73	53	76	71	58	47	21
Co	57	60	47	51	44	40	45	39	42	44	45	36	36
Ni	56	54	58	60	32	84	76	61	46	50	45	24	32
Cu	139	113	93	367	160	68	93	17	292	310	417	28	12
Zn	183	195	129	127	77	78	89	87	126	129	132	77	125
Ga	19	16	19	19	14	17	15	21	21	21	19	23	22
Rb	44	46	168	60	39	68	5	66	83	178	13	19	19
Sr	99	130	207	356	44	28	236	83	153	161	190	95	87
Y	52	54	47	46	34	23	26	25	46	48	50	58	72
Zr	306	320	273	259	180	111	128	122	290	282	295	347	420
Hf	9	10	8	7	6	<5	<5	7	9	8	9	15	19
Pb	10	16	12	16	5	5	7	7	16	15	13	<5	<5
Th	5	5	5	5	5	5	6	6	12	5	13	<5	<5
REE in ppm													
La	41,00						16,80	19,00	33,30				37,00
Ce	87,80						35,80	40,60	66,40				92,50
Pr													
Nd	42,80						17,90	17,70	32,40				61,70
Sm	9,80						4,10	4,10	6,60				15,20
Eu	2,12						1,12	1,13	1,81				4,18
Gd	9,40						5,00	4,40	7,8				14,80
Tb							0,77	0,82	1,05				2,28
Dy	9,90						4,80	4,70	7,1				14,60
Ho	1,80						0,91	0,93	4,24				
Er	5,16						2,65	2,68	7,80				
Tm													
Yb	4,34						2,60	2,56	3,75				6,52
Lu	0,60						0,37	0,38	0,59				0,93
Sm/Nd		0,23					0,23	0,23	0,20				0,25
Rb/Sr		0,44					0,29	0,06	0,43				0,22
La/Hf		4,00	0,81	0,17	1,39	0,36	3,36	3,80	3,70	0,52	0,94	0,13	1,95
Zr/Hf	34,00	32,00	34,13	37,00	30,00	22,20	25,60	24,40	32,22	35,25	32,78	23,13	22,11
La/Y		0,76					0,13	0,16	0,12				0,09
Ce/Y		1,61					0,65	0,76	0,72				0,51
Zr/Y	5,89	5,93	5,81	5,61	5,29	4,83	1,38	1,62	1,44				1,29
La(N)/Sm(N)		2,59					4,92	4,88	6,30	5,88	5,90	5,98	5,83
Tb(N)/Yb(N)							2,53	2,87	3,11				1,49
							1,61	1,72	1,54				1,90
REE / Cl-Chondrite*													
La(N)	124,5						51,0	58,0	101,0				112,0
Ce(N)	101,5						41,0	47,0	77,0				107,0
Pr(N)													
Nd(N)	68,0						28,4	28,0	50,0				98,0
Sm(N)	48,0						20,2	20,2	32,5				75,0
Eu(N)	27,5						14,5	14,7	23,5				54,0
Gd(N)	34,0						18,1	16,0	28,3				57,0
Tb(N)							19,0	20,0	26,2				43,0
Dy(N)	28,9						14,0	13,7	20,7				
Ho(N)							10,6	10,8	11,7				
Er(N)	22,9						11,9	18,8	35,0				
Tm(N)													
Yb(N)	19,7						11,8	11,6	17,0				30,0
Lu(N)	17,6						10,9	11,2	17,3				27,4

* Evensen et al. (1978)

Anhang B: Chemische Analysen; Ahlmannryggen, Proteroz. Vorkommen. (Forts.)

	A27 SK85	A29 SK98	A38 R0317	A39 R0318	A31 BOREAS1	A31 BOREAS2	A31 BOREAS3	A31 BOREAS4	A31 BOREAS5	A31 BOREAS10	A30 H1285/265H1285/267	A30 GR293	
SiO ₂	58,60	55,40	49,10	48,90	49,50	50,20	49,70	50,60	53,40	49,30	59,00	53,40	54,30
TiO ₂	1,18	1,07	3,23	0,40	1,88	1,74	1,81	1,83	0,87	1,76	0,85	1,24	0,73
Al ₂ O ₃	13,00	13,50	10,40	6,94	13,50	14,50	13,80	13,30	14,80	14,30	16,50	13,90	16,40
Fe ₂ O ₃	3,32	5,23	2,41	1,78	5,06	4,78	4,91	4,92	1,96	4,69	2,10	3,37	2,40
FeO	7,72	5,55	10,43	10,37	11,20	10,55	11,06	10,87	7,96	10,90	5,58	8,85	6,62
MnO	0,16	0,17	0,17	0,21	0,22	0,20	0,21	0,22	0,17	0,20	0,12	0,19	0,14
NgO	3,99	4,86	11,20	24,10	4,34	4,05	4,32	3,98	6,13	4,31	3,22	5,02	6,24
CaO	5,38	7,36	9,28	5,56	8,65	9,08	9,23	8,82	9,69	9,47	4,74	8,42	9,60
Na ₂ O	3,27	3,19	1,82	1,78	2,36	2,18	1,97	2,17	2,51	1,95	4,15	2,77	2,03
K ₂ O	1,79	1,10	0,87	0,26	1,25	1,26	1,13	1,43	1,38	1,12	1,71	1,34	1,01
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,38	0,06	0,09	0,08	0,08	0,10	0,11	0,08	0,18	0,17	0,09
H ₂ O	2,20	2,95	0,90	1,00	2,16	1,69	1,52	1,75	1,62	1,43	2,15	1,87	1,38
CO ₂	0,16	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,23	0,17	0,04	0,05	0,05	0,04
Sum	100,940	100,590	100,250	100,420	100,270	100,360	99,800	100,220	100,770	99,550	100,550	100,590	100,980
Fe ₂ O ₃ (ges)	11,900	11,400	14,000	13,300	17,500	16,500	17,200	17,000	10,800	16,800	8,500	13,200	9,750
Fe ₂ O ₃ (ges)	2,982	2,346	1,250	0,552	4,032	4,074	3,981	4,271	1,762	3,898	2,640	2,629	1,563
HgO													
mgv	0,440	0,500	0,660	0,810	0,370	0,360	0,370	0,35	0,570	0,370	0,470	0,470	0,600
CIPW-norm in wt %													
q	13,60	11,60	0,00	0,00	4,30	5,60	6,00	6,70	3,50	5,20	10,90	5,90	7,90
ab	27,70	27,00	15,40	6,60	20,00	18,50	16,70	18,40	21,30	16,50	35,20	23,50	17,20
or	10,60	6,50	5,10	1,50	7,40	7,40	6,70	8,50	8,20	6,60	10,10	7,90	6,00
an	15,50	19,20	17,60	14,70	22,50	26,10	25,50	22,30	25,00	27,00	21,30	21,50	32,60
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
le	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
kp	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	7,50	12,70	20,60	9,70	16,20	15,10	16,20	16,10	17,40	16,00	0,60	15,50	11,50
hy	16,00	10,40	29,50	28,50	16,50	15,50	16,40	15,20	18,50	16,40	14,90	16,60	19,20
ol	0,00	0,00	0,50	23,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
nt	4,80	7,60	3,50	2,60	7,30	6,90	7,10	7,10	2,80	6,80	3,30	4,90	3,50
hna	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
il	2,20	2,00	6,10	0,80	3,60	3,30	3,40	3,50	1,70	3,30	1,60	2,40	1,40
ap	0,40	0,40	0,90	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30	0,20	0,40	0,40	0,20
cc	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,50	0,40	0,10	0,10	0,10
uo	3,80	6,60	10,50	5,10	8,10	7,60	8,10	8,10	8,90	8,00	0,30	7,90	5,90
en	9,90	12,10	27,90	60,00	10,80	10,10	10,80	9,90	15,30	10,70	8,00	12,50	15,50
fs	9,80	4,40	12,20	17,30	13,70	12,90	13,70	13,30	11,90	13,60	7,20	11,80	9,20
Spurenelemente in ppm													
Cr	22	32	850	3150	37	32	38	36	177	40	107	58	171
Co	45	45	70	110	74	72	75	65	40	66	24	50	37
Ni	33	48	530	640	33	32	31	29	85	36	44	49	66
Cu	105	152	128	44	361	327	342	341	104	345	54	137	63
Zn	100	96	121	88	117	106	111	102	58	97	82	102	77
Ga	15	16	21	10	22	21	21	20	17	22	21	17	18
Rb	75	36	17	8	49	61	51	68	48	54	52	45	42
Sr	159	52	541	79	342	188	163	157	173	162	256	206	153
Y	33	28	34	11	23	23	23	26	23	21	18	29	22
Zr	176	152	277	37	105	104	104	122	120	96	171	136	113
Nb	6	5	9	<5	5	<5	<5	<5	5	9	<5	<5	<5
Pb	6	6	5	<5	8	21	9	9	7	6	6	6	7
Th	8	7	<5	<5	<5	7	6	6	<5	<5	6	5	7
REE in ppm													
La	24,60			4,40		15,00		18,00	16,00	15,80			15,50
Ce	52,40			8,50		32,00		38,20	33,80	34,40			33,00
Pr													
Nd	25,40			4,80		14,20		16,80	15,40	15,40			14,80
Sm	5,70			0,90		4,00		4,68	4,42	4,08			3,50
Eu	1,42			0,35		1,14		1,16	1,04	1,14			0,97
Gd	5,50			1,60		3,66		4,24	4,04	3,94			3,70
Tb	0,72			0,28		0,38		0,48	0,44	0,24			0,66
Dy	6,00			1,20		4,22		4,66	4,40	4,16			4,00
Ho	1,12			0,29		0,74		0,82	0,76	0,76			0,76
Er	3,52			0,82		2,54		2,86	2,62	2,42			2,43
Tm													
Yb	3,28			0,80		2,42		2,80	2,62	2,44			2,30
Lu	0,48			0,12		0,36		0,44	0,40	0,38			0,34
Sm/Nd	0,22			0,19		0,28		0,28	0,29	0,27			0,24
Rb/Sr	0,47		0,03	0,10	0,14	0,32	0,31	0,43	0,28	0,33	0,20	0,22	0,27
La/Hb	4,10			0,88		3,00		3,60	3,20	3,16			3,10
Zr/Hb	29,33		10,78	7,40	21,00	20,80	20,80	24,40	24,00	19,20	19,00	27,20	22,60
Ti/Zr	0,14			0,12		0,14		0,15	0,13	0,17			0,14
La/Zr	0,75			0,40		0,65		0,69	0,70	0,75			0,70
La/Y	1,59			0,77		1,39		1,47	1,47	1,64			1,50
Ce/Y	5,33		8,15	3,36	4,57	4,52	4,52	4,69	5,22	4,57	9,50	4,69	5,14
Zr/Y	2,68			3,10		2,32		2,37	2,23	2,40			2,73
La(N)/Sm(N)	1,21			1,58		0,88		0,97	0,95	0,56			1,57
Tb(N)/Yb(N)													
REE / Cl-Chondrite*								54,7	48,6	48,0			47,0
La(N)	75,0			18,0		45,6		44,2	39,1	39,8			38,0
Ce(N)	60,6			13,3		37,0							
Pr(N)								26,7	24,5	24,5			23,5
Nd(N)	40,0			10,0		22,5		23,1	21,8	20,0			17,2
Sm(N)	28,0			5,8		19,7		14,8	13,5	14,8			12,6
Eu(N)	18,4			6,0		14,8		15,4	14,6	14,3			13,4
Gd(N)	19,9			7,8		13,3		12,3	11,3	6,2			16,5
Tb(N)	18,0			7,6		9,7		13,6	12,8	12,1			11,7
Dy(N)	17,5			4,7		12,3		9,5	8,8	8,8			8,8
Ho(N)	5,1			8,6				12,7	11,6	10,8			10,8
Er(N)	15,6			4,9		11,6							
Tm(N)								12,7	11,9	11,1			10,5
Yb(N)	14,9			4,8		11,0		12,9	11,1	11,1			10,0
Lu(N)	14,1			4,8		10,6							

Anhang B: Chemische Analysen; Ahlmannryggen, Proteroz. Vorkommen. (Forts.)

	2123 *	2120 *	2129 *	2130 *	2132 *	A33 GR277	A40 FA319	A40 FA320	A40 FA321
SiO ₂	54,16	55,29	55,19	54,63	55,04	47,40	50,90	50,80	50,60
TiO ₂	0,69	0,84	0,85	0,83	0,93	0,67	0,72	0,76	0,69
Al ₂ O ₃	16,54	14,01	14,75	14,57	14,39	9,34	14,90	11,80	14,20
Fe ₂ O ₃						1,82	2,19	3,26	2,57
FeO						9,34	7,12	7,42	7,14
HnO	0,16	0,18	0,14	0,16	0,20	0,18	0,16	0,17	0,17
HgO	6,58	6,70	5,10	5,41	5,35	20,20	9,22	12,40	10,40
CaO	9,49	9,00	7,69	8,12	9,45	7,23	10,40	9,04	10,00
Na ₂ O	1,87	1,94	3,18	2,62	2,06	1,27	1,70	1,88	1,53
K ₂ O	0,99	1,33	1,01	1,64	1,27	0,60	0,81	0,30	0,80
F ₂ O ₅	0,08	3,27	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09
H ₂ O						1,92	2,34	2,47	2,41
CO ₂						0,06	0,18	0,09	0,06
Sum	100,140	100,460	98,420	98,450	100,700	100,130	100,730	100,490	100,660
Fe ₂ O ₃ (ges)	9,520	10,990	10,080	10,300	11,870	12,200	10,100	11,500	10,500
Fe ₂ O ₃ (ges)	1,447	1,640	1,977	1,904	2,219	0,604	1,095	0,927	1,010
MgO									
mgv	0,620	0,530	0,540	0,550	0,510	0,790	0,680	0,710	0,690
CIPW-norm in wt %									
q	7,70	7,86	7,09	6,56	8,85	0,00	2,00	1,30	1,60
ab	15,82	16,42	26,91	22,17	17,43	10,80	14,40	15,90	13,00
or	5,85	7,86	5,37	9,69	7,50	3,50	4,80	3,80	4,70
an	33,81	25,59	22,99	23,15	26,27	18,00	30,60	22,90	29,50
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
le						0,00	0,00	0,00	0,00
kp						0,00	0,00	0,00	0,00
ac						0,00	0,00	0,00	0,00
di						13,40	15,50	16,60	15,40
hy						21,10	25,90	33,00	28,70
ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,20	0,00	0,00	0,00
nt	2,76	3,19	2,92	2,99	3,44	2,60	3,20	4,70	3,70
ha						0,00	0,00	0,00	0,00
il	1,31	1,60	1,61	1,58	1,77	1,30	1,40	1,40	1,30
ap	0,19	0,23	0,23	0,23	0,23	0,20	0,20	0,20	0,20
cc						0,10	0,40	0,20	0,10
wo	5,32	7,68	6,62	6,88	8,33	7,00	8,00	8,70	8,00
en						50,50	23,00	30,90	25,90
fs						14,90	10,40	10,00	10,20
Spurenelemente in ppm									
Cr	231	158	139	138	114	2550	281	1400	268
Co	50	55	45	49	59	95	52	65	51
Ni	97	86	92	88	122	840	191	244	232
Cu						67	76	79	68
Zn	73	91	68	87	105	79	78	80	78
Ga						12	15	14	16
Rb	43	61	33	54	58	26	32	16	32
Sr	157	138	523	439	144	112	153	136	152
Y						16	20	19	20
Zr	92	111	121	127	115	71	88	83	89
Nb						<5	<5	<5	<5
Pb						5	16	<5	<5
Th						<5	<5	<5	<5
REE in ppm									
La						9,20	11,20	12,40	
Ce						18,80	23,30	25,40	
Pr						2,60			
Nd						10,10	11,00	12,00	
Sm						2,30	2,70	2,70	
Eu						0,65	0,82	0,82	
Gd						2,50	3,40	3,60	
Tb						0,45	0,53	0,81	
Dy						2,60	3,50	3,40	
Ho						0,50	0,67	0,58	
Er						1,49	2,14	2,05	
Tm									
Yb						1,36	1,98	2,10	
Lu						0,21	0,28	0,28	
Sm/Nd						0,23	0,25	0,23	
Rb/Sr	0,27	0,44	0,06	0,12	0,40	0,23	0,21	0,12	0,21
La/Hb						1,84	2,24	2,48	
Zr/Nb						14,20	17,60	16,60	17,80
Ti/Zr						0,13	0,13	0,14	
La/Zr						0,58	0,56	0,62	
La/Y						1,18	1,17	1,27	
Ce/Y						4,44	4,40	4,37	4,45
Zr/Y						2,55	2,56	2,86	
La(N)/Sm(N)			6,05			1,49	1,47	2,11	
Tb(N)/Yb(N)									
REE / Cl-Chondrite*									
La(N)						38,0	27,0	29,0	
Ce(N)						29,0			
Pr(N)						27,0	17,5	19,0	
Nd(N)						21,3	13,3	13,3	
Sm(N)						14,9	10,8	10,6	
Eu(N)						11,2	12,3	13,0	
Gd(N)						12,2	13,2	20,0	
Tb(N)						12,2	10,2	9,9	
Dy(N)						10,2	7,8	6,7	
Ho(N)						8,8	9,5	9,1	
Er(N)						9,0			
Tm(N)						9,0	9,0	9,5	
Yb(N)						8,2	8,2	8,2	
Lu(N)						8,4			

* Freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Prof. Dr. G. Spaeth (RWTH Aachen)

Anhang B: Chemische Analysen; Ahlmannryggen, Proteroz. Vorkommen. (Forts.)

	2123 *	2128 *	2129 *	2130 *	2132 *	A33 GR277	A40 FA319	A40 FA320	A40 FA321
SiO ₂	54,16	55,29	55,19	54,63	55,04	47,40	50,90	50,80	50,60
TiO ₂	0,69	0,84	0,85	0,83	0,93	0,67	0,72	0,76	0,69
Al ₂ O ₃	16,54	14,01	14,75	14,57	14,39	9,34	14,90	11,80	14,20
Fe ₂ O ₃						1,82	2,19	3,26	2,57
FeO						9,34	7,12	7,42	7,14
MnO	0,16	0,18	0,14	0,16	0,20	0,18	0,16	0,17	0,17
HgO	6,58	6,70	5,10	5,41	5,35	20,20	9,22	12,40	10,40
CaO	9,49	9,00	7,69	8,12	9,45	7,23	10,40	9,04	10,00
Na ₂ O	1,87	1,94	3,18	2,62	2,06	1,27	1,70	1,88	1,53
K ₂ O	0,99	1,33	1,01	1,64	1,27	0,60	0,81	0,30	0,80
P ₂ O ₅	0,08	3,27	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09
H ₂ O						1,92	2,34	2,47	2,41
CO ₂						0,06	0,18	0,09	0,06
Sum	100,140	100,460	98,420	98,450	100,700	100,130	100,730	100,490	100,660
Fe ₂ O ₃ (ges)	9,520	10,990	10,080	10,300	11,870	12,200	10,100	11,500	10,500
Fe ₂ O ₃ (ges)	1,447	1,640	1,977	1,904	2,219	0,604	1,095	0,927	1,010
HgO									
mgv	0,620	0,530	0,540	0,550	0,510	0,790	0,680	0,710	0,690
CIPW-norm in wt %									
q	7,70	7,86	7,09	6,56	8,85	0,00	2,00	1,30	1,60
ab	15,82	16,42	26,91	22,17	17,43	10,80	14,40	15,90	13,00
or	5,85	7,86	5,97	9,69	7,50	3,50	4,80	1,80	4,70
an	33,81	29,59	22,99	23,15	26,27	18,00	10,60	22,90	29,50
na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
le						0,00	0,00	0,00	0,00
kp						0,00	0,00	0,00	0,00
ac						0,00	0,00	0,00	0,00
al						13,40	15,50	16,60	15,40
hy						21,10	25,90	33,00	28,70
ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	27,20	0,00	0,00	0,00
mt	2,76	3,19	2,92	2,99	3,44	2,60	3,20	4,70	3,70
ha						0,00	0,00	0,00	0,00
il	1,31	1,60	1,61	1,58	1,77	1,30	1,40	1,40	1,30
ap	0,19	0,23	0,23	0,23	0,23	0,20	0,20	0,20	0,20
cc						0,10	0,40	0,20	0,10
wo	5,32	7,68	6,62	6,88	8,33	7,00	8,00	8,70	8,00
en						50,50	23,00	30,90	25,90
fs						14,90	10,40	10,00	10,20
Spurenelemente in ppm									
Cr	231	158	139	138	114	2550	281	1400	268
Cd	50	55	45	49	59	95	52	65	51
Ni	97	86	92	88	122	840	191	244	232
Cu						67	76	79	68
Zn	73	91	68	87	105	79	78	80	78
Ga						12	15	14	16
Rb	43	61	33	54	58	26	32	16	32
Sr	157	138	523	439	144	112	153	136	152
Y						20	20	19	20
Zr	92	111	121	127	115	71	88	83	89
Nb						<5	<5	<5	<5
Pb						5	16	<5	<5
Th						<5	<5	<5	<5
REE in ppm									
La						9,20	11,20	12,40	
Ce						18,80	23,30	25,40	
Pr						2,60			
Nd						10,10	11,00	12,00	
Sm						2,30	2,70	2,70	
Eu						0,65	0,83	0,82	
Gd						2,50	3,40	3,60	
Tb						0,45	0,53	0,81	
Dy						2,60	3,50	3,40	
Ho						0,50	0,67	0,58	
Er						1,49	2,14	2,05	
Tm									
Yb						1,36	1,98	2,10	
Lu						0,21	0,28	0,28	
Sm/Nd						0,23	0,25	0,23	
Rb/Sr	0,27	0,44	0,06	0,12	0,40	0,23	0,21	0,12	0,21
La/Nb						1,84	2,24	2,48	
Zr/Nb						14,20	17,60	16,60	17,80
Ti/Zr						0,13	0,13	0,14	
La/Zr						0,58	0,56	0,62	
La/Y						1,18	1,17	1,27	
Ce/Y			6,05			4,44	4,40	4,37	4,45
Zr/Y						2,55	2,56	2,86	
La(N)/Sm(N)						1,49	1,47	2,11	
Tb(N)/Yb(N)									
REE / Cl-Chondrit*							34,0	38,0	
La(N)						38,0	27,0	29,0	
Ce(N)						29,0			
Pr(N)						27,0	17,5	19,0	
Nd(N)						21,3	13,3	13,3	
Sm(N)						14,9	10,8	10,6	
Eu(N)						11,2	12,3	13,0	
Gd(N)						12,2	13,2	20,0	
Tb(N)						12,2	10,2	9,9	
Dy(N)						10,2	7,8	6,7	
Ho(N)						8,8	9,5	9,1	
Er(N)						9,0			
Tm(N)							9,0	9,5	
Yb(N)						8,2	8,2	8,2	
Lu(N)						8,4			

* Freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Prof. Dr. G. Spaeth (RWTH Aachen)

Anhang C: Chemische Analysen; Ahlmannryggen, Mesoz. Vorkommen.

	A5 SH108	A7 SH136	A14 H820/222	A18 UT240	A19 SK50	A22 SK65	A23 SK75	A24 SK77	A25 TR249	A26 TR255	A28 SK91	A32 GR291	A32 GR292
SiO ₂	48,2	47,5	50,6	49,9	42,2	44,6	47,7	49,3	47,2	45,8	49,4	48,5	48,2
TiO ₂	2,72	3,28	2,19	2,22	3,4	1,73	3,38	2,85	2,19	1,39	3,4	4,3	3,62
Al ₂ O ₃	9,3	11	13,2	11,1	14,4	6,44	9,42	13,2	8,76	9,37	12	9,29	7,79
Fe ₂ O ₃	3,25	4,13	5,91	3,58	7,43	5,01	2,4	5,63	4,05	3,45	4,36	3,87	3,17
FeO	9,5	9,51	8,54	9,65	7,53	8,54	10,62	8,79	8,87	10,04	9,31	9,66	10,02
MnO	0,18	0,19	0,2	0,18	0,18	0,19	0,18	0,23	0,17	0,19	0,19	0,17	0,18
MgO	11,3	8,47	5,21	10,6	5,85	21,2	13,3	4,37	15,1	16,6	7,18	10,4	14,8
CaO	11,5	11,2	8,87	9,3	9,74	7,8	9,51	7,54	8,08	8,81	10,3	10,4	8,99
Na ₂ O	1,45	1,77	2,94	1,83	3,09	1,29	1,62	3,32	1,21	1,77	2,12	1,42	1,21
K ₂ O	0,27	0,16	1,12	0,66	0,95	0,56	0,5	0,78	0,55	0,8	0,76	0,24	0,2
P ₂ O ₅	0,23	0,28	0,24	0,22	0,45	0,19	0,28	0,71	0,21	0,17	0,34	0,32	0,27
H ₂ O	1,39	1,28	1,49	1,29	1,97	1,92	0,91	2,94	2,42	1,57	0,75	0,79	0,73
CO ₂	1,06	1,12	0,21	0,11	0,89	0,54	0,5	1,12	0,74	0,35	0,33	0,87	1,44
sum	100,35	99,89	100,72	100,64	98,08	100,01	100,32	100,78	99,55	100,31	100,44	100,23	100,61
Fe ₂ O ₃ (ges)	13,8	14,7	15,4	14,3	15,8	14,5	14,2	15,4	13,9	14,6	14,7	14,6	14,3
Fe ₂ O ₃ (ges) ----- -----	1,221	1,736	2,956	1,349	2,7	0,664	1,068	3,524	0,92	0,880	2,048	1,404	0,966
MgO													
mgv	0,66	0,57	0,44	0,63	0,46	0,77	0,69	0,4	0,72	0,73	0,53	0,62	0,71
CIPW-norm in wt %													
q	2,6	5,1	4,9	1,9	0	0	0	7,6	0,2	0	5,1	6,8	3,2
ap	12,3	15	24,9	15,5	26,2	10,9	13,7	28,1	10,2	15	18	12	10,2
or	1,6	0,9	6,6	3,9	5,6	3,3	3	4,6	3,3	4,7	4,5	1,4	2,2
an	18,1	21,6	19,5	20,1	22,6	10,1	16,9	18,8	16,8	15,2	21	18,3	15,2
ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
le	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
kp	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
di	24,7	20,2	17,5	19,2	13,6	18,9	20,2	5,6	13,7	20,1	20,8	20,5	14,4
hy	26,9	20,4	12	28,6	0,9	17,3	29,1	15,3	40,8	7,9	16,1	23,9	40,2
ol	0	0	0	0	7,1	25,4	4,7	0	0	0	0	0	0
nt	4,7	6	8,6	5,2	10,2	7,3	3,5	8,2	5,9	6,3	6,3	5,6	4,6
hm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ll	5,2	6,2	4,2	4,2	6,5	3,3	6,4	5,4	4,2	6,5	6,5	8,2	6,9
sp	0,5	0,7	0,6	0,5	1,1	0,4	0,7	1,7	0,5	0,8	0,8	0,8	0,6
cc	2,4	2,5	0,5	0,2	2	1,2	1,1	2,5	1,7	0,7	0,7	2	3,3
wo	12,9	10,5	9	10	7,2	10	10,5	2,9	7,2	10,8	10,8	10,8	7,5
en	28,1	21,1	13	26,4	14,6	52,8	33,1	10,9	37,6	17,9	17,9	25,9	36,9
fs	10,6	9	7,6	11,4	2,8	9,1	12,3	7,2	9,7	8,2	8,2	7,8	10,1
Spurenelemente in ppb													
Cr	1150	500	103	900	94	2050	900	77	1200	1300	352	950	1300
Co	70	68	60	73	73	116	75	47	83	102	66	80	80
Ni	516	232	74	412	81	1520	846	37	950	1030	177	440	800
Cu	123	151	270	117	46	149	136	47	102	122	170	338	114
Zn	106	122	116	111	120	91	122	143	104	106	126	330	123
Ga	17	21	23	20	24	13	18	22	16	16	22	19	18
Rb	7	<5	49	16	21	16	13	20	25	34	15	6	<5
Sr	254	325	298	292	711	284	314	139	246	236	473	277	232
Y	33	38	30	29	27	15	36	52	28	19	37	44	37
Zr	183	230	170	160	203	116	268	286	161	96	271	335	274
Nb	6	7	7	5	32	9	8	14	7	6	8	<5	<5
Pb	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
REE in ppm													
La	10,2	12,8		15,8	13,4				16,9				
Ce	27,6	33,6		37	32				36,2				
Pr													
Nd	22,1	26,8		22,4	19				23,2				
Sm	6,7	8,8		6,3	<5				6,2				
Eu	2,52	2,95		2,02	2,46				2,16				
Gd	7,9	9,1		6,3	4,4				6,5				
Tb	1,28	1,56		0,78	0,78				1,18				
Dy	6,9	8,4		5,8	3,3				5,9				
Ho	1,44			0,5	0,5								
Er	3,3	4,1		2,88	1,38				2,84				
Tm													
Yb	2,48	2,96		2,28	1,15				2,1				
Lu	0,32	0,37		0,3	0,14				0,28				
Sn/Nd		0,32		0,28		0,26			0,26				
Rb/Sr		0,01	0,16	0,05	0,02	0,08	0,04	0,14	0,10	0,14	0,03	0,02	0,02
La/Hb		1,82		3,16		1,48			2,41				
Zr/Hb		32,85	24,28	32	6,34	12,86	33,5	20,42	23	16	33,87	67	54,8
Ti/Zr													
La/Zr		0,05		0,09		0,11			0,10				
La/Y		0,33		0,54		0,89			0,60				
Ce/Y		0,88		1,27		2,13			1,29				
Zr/Y		6,05	5,66	5,51	7,5	7,73	7,44	5,5	5,75	5,05	7,32	7,61	7,40
La (H)/Sm (H)		0,90		1,54		1,66			1,67				
Tb (H)/Yb (H)		2,89				3,65			3,10				
REE / Cl-Chondrite*													
La (H)	31	39		48		41			51				
Ce (H)	32	39		43		37			42				
Pr (H)													
Nd (H)	35	42		35,5		30			37				
Sm (H)	33,2	43		31		24,6			30,5				
Eu (H)	32,7	38		26,2		19			28				
Gd (H)	28,6	33		22,8		16			23,6				
Tb (H)	12	19		19		19			29,5				
Dy (H)	20	24,5		16,8		9,6			17,2				
Ho (H)		16,8				5,8							
Er (H)	14,7	18,2		12,8		6,1			12,6				
Tm (H)													
Yb (H)	11,3	13,5		10,4		5,2			9,5				
Lu (H)	9,4	10,9		8,8		4,1			8,2				

* Evensen et al. (1978)

Anhang C: Chemische Analysen; Ahlmannryggen, Mesoz. Vorkommen. (Forts.)

	A41 Ve322	A41 Ve323	A41 Ve324	A42 Jut325	A43 Bra326	A44 Sver327
SiO ₂	44,2	44,6	45,4	44,5	46,4	48,2
TiO ₂	1,85	2,02	1,62	2,05	1,7	2,02
Al ₂ O ₃	10,5	11,4	10,6	9,05	9,86	10,1
Fe ₂ O ₃	2,91	3,13	3,6	2,69	3,79	2,11
FeO	11,87	11,4	10,53	13,15	9,64	10,88
MnO	0,21	0,21	0,21	0,22	0,2	0,19
MgO	14,4	12,6	14,7	14,8	15,5	14,6
CaO	9,63	9,99	9,26	9,72	8,91	8,58
Na ₂ O	2,29	2,59	2,27	2,06	1,83	1,64
K ₂ O	0,51	0,53	0,55	0,68	0,66	0,59
P ₂ O ₅	1,25	0,22	0,19	0,25	0,2	0,21
H ₂ O	1,25	0,99	0,94	0,79	1,45	1,07
CO ₂	0,11	0,05	0,08	0,05	0,18	0,07
Sum	99,93	99,93	99,95	100,01	100,32	100,26
Fe ₂ O ₃ (ges)	16,1	16	15,3	17,3	14,5	14,2
Fe ₂ O ₃ (ges)	1,118	1,27	1,041	1,169	0,935	0,973
HgO						
mgv	0,68	0,65	0,69	0,67	0,71	0,71
CIPW-norm in wt%						
q	0	0	0	0	0	0
ab	14,6	16	18,8	13,5	15,4	13,9
or	3	3,1	3,3	4	3,9	3,5
an	16,8	17,9	17,1	13,4	16,7	18,4
ne	2,6	3,2	0,2	2,2	0	0
le	0	0	0	0	0	0
kp	0	0	0	0	0	0
ac	0	0	0	0	0	0
di	23,3	24,1	21,7	26,5	20	17,9
hy	0	0	0	0	12,7	24,6
ol	29,9	25,3	29	31,1	20,5	13,3
mt	4,2	4,8	5,2	3,9	5,5	3,1
hm	0	0	0	0	0	0
il	3,5	3,8	3,1	3,9	3,2	3,8
ap	0,5	0,5	0,4	0,6	0,5	0,5
cc	0,2	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2
wo	12,1	12,5	11,3	13,7	10,4	9,3
en	35,9	31,4	36,6	36,9	38,6	36,4
fs	16,8	15,3	14,1	19	12,2	15,3
Spurenelemente in ppm						
Cr	1150	1050	1200	1300	1300	1150
Co	97	92	98	110	89	82
Ni	850	700	900	840	930	830
Cu	245	284	212	180	136	105
Zn	108	107	101	113	99	119
Ga	20	21	20	19	19	19
Rb	14	14	13	20	17	21
Sr	403	427	359	422	317	281
Y	20	22	20	21	21	30
Zr	108	119	107	126	135	129
Nb	9	10	7	12	9	<5
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5
REE in ppm						
La	11,5					
Ce	27,8					
Pr						
Nd	18,5					
Sm	4,9					
Eu	1,56					
Gd	4,5					
Tb						
Dy	4,2					
Ho						
Er	2					
Tm						
Yb	1,6					
Lu	0,21					
Sm/Nd	0,26					
Rb/Sr	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,07
La/Nb	1,27					
Zr/Nb	12	11,9	15,28	10,5	15	25,8
Ti/Zr						
La/Zr	0,10					
La/Y	0,57					
Ce/Y	1,39					
Zr/Y	5,4	5,40	5,35	6	6,42	4,3
La(N)/Sm(N)	1,45					
Tb(N)/Yb(N)						
REE / Cl-Chondrite*						
La(N)	35					
Ce(N)	32					
Pr(N)						
Nd(N)	29					
Sm(N)	24					
Eu(N)	20,3					
Gd(N)	16,3					
Tb(N)						
Dy(N)	12,3					
Ho(N)						
Er(N)	8,9					
Tm(N)						
Yb(N)	7,3					
Lu(N)	6,2					

NACHWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. K. Weber. Für die Überlassung dieses sehr interessanten Themas und für die Betreuung und ständige Bereitschaft zur Diskussion bin ich Herrn Prof. Weber zu Dank verpflichtet. Während der Neuschwabenlandexpedition 1982/83 erhielt ich tatkräftige Unterstützung von Herrn Prof. Dr. K. Weber und Herrn Prof. Dr. H. J. Behr, wofür ich beiden herzlich danke. Ein besonderer Dank geht an Herrn Prof. Dr. G. Spaeth, mit dem ich während der Antarktiskampagne 1983/84 eng zusammenarbeitete. Ein herzliches Dankeschön auch an Herrn Prof. Dr. A. Mücke, der bei den erzmikroskopischen Untersuchungen half, und Herrn Dr. H. Köhnen, der während des Feldaufenthaltes 1982/83 die paläomagnetischen Arbeiten anregte. Ein herzliches Dankeschön auch an Prof. Dr. D. R. Hunter (Natal Universität Pietermaritzburg, RSA) für die Möglichkeit zur Teilnahme an der südafrikanischen Antarktisexpedition 1983/84.

Ein Großteil der analytischen Arbeiten wurden nicht am Institut für Geologie und Dynamik der Universität Göttingen (IGDL) durchgeführt. Mein besonderer Dank gilt daher auch den Kollegen des Instituts für Mineralogie und Petrologie der Universität Gießen, des Instituts für Geophysik der Universität Münster und des Labors für Geochronologie der Universität Heidelberg. Besonders zu nennen sind A. Grünhäuser, B. Haverkamp und Dr. U. Rittmann.

Diese Arbeit wäre nicht zustande gekommen ohne die großzügige freundschaftliche Unterstützung der Mitglieder des IGDL. Hier sind besonders zu nennen: Dr. J. F. Adam, Dr. H. Ahrendt, Dr. S. Teufel, Dr. A. Vollbrecht, C. Grote, C. Kaubisch und S. Rust. Besonders danken möchte ich Herrn Dr. K. Mengel für seine Unterstützung. Weitere freundschaftliche Unterstützung während des Geländeaufenthaltes erhielt von Dr. J. R. Krynauw, Leiter des South African Earth Science Programme 1983/84, und Dr. B. Watters, (Saskatchewan, Kanada). Ein besonderer Dank auch an Chr. Engel-Suhrau, die die Textverarbeitung übernahm und bei der Gestaltung half.

Für die logistische Unterstützung bei der Vorbereitung und Durchführung der Expeditionen möchte ich den Mitarbeitern des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven) und dem Council for Scientific and Industrial Research (RSA) meinen Dank aussprechen. Dank auch den Besatzungen der Expeditionsschiffe MV SA AGULHAS und POLARBJÖRN sowie den Hubschrauberbesatzungen beider Schiffe.

Finanziell wurde diese Arbeit durch Sachbeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.

Herrn Prof. Dr. K. H. Wedepohl danke ich für die Übernahme des Co-Referates.

Besonderer Dank an meine Frau Beka und meinen Sohn Helmut.