

**Verteilung und Herkunft glazial-mariner
Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand
des östlichen Weddellmeeres**

**Distribution and origin of glaciomarine
pebbles on the Antarctic continental margin
of the Eastern Weddell Sea**

Wolfgang Oskierski

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Zusammenfassung	2
Summary	5
<u>1. Grundlagen</u>	7
1. 1 Einleitung und Problemstellung	7
1. 2 Geographische Position des Arbeitsgebietes	10
1. 3 Physiographie des Kontinentalschelfs	10
1. 4 Ozeanographie	12
1. 5 Vereisungsgeschichte und Glaziologie	12
1. 6 Eisflußrichtungen und Lage der aufgeschlossenen Areaale in der Umrandung des östlichen Weddell- meeres	13
1. 7 Subglaziale Erosion und Sedimentation	17
1. 8 Glazigene Sedimente	20
1. 9 Geologischer Überblick	22
1.9.1 Geologische Entwicklung des Weddellmeeres	22
1.9.2 Geologische Übersicht aufgeschlossener Ge- biete in der Umrandung des östlichen Wed- dellmeeres	26
1.10 Bisherige Arbeiten	28
<u>2. Methodik</u>	30
2. 1 Beprobung	30
2. 2 Petrographische Bearbeitung	31
2. 3 Geochemische Bearbeitung	34

	Seite
<u>3. Petrographische Provinzgliederung</u>	35
3. 1 Überblick	35
3. 2 Provinz I	39
3. 3 Provinz II	43
3. 4 Provinz III	45
3. 5 Provinz IV	48
3. 6 Provinz V	52
3. 7 Schlußfolgerungen	57
<u>4. Geochemie der Vulkanite</u>	62
4. 1 Einführung	62
4.1.1 Altersfrage	62
4.1.2 Vorgehensweise	63
4. 2 Petrographie der untersuchten Vulkanite	64
4. 3 Allgemeine geochemische Klassifikation	65
4.3.1 Überblick	65
4.3.2 Haupt- und Nebenelemente	66
4.3.3 Spurenelemente	76
4. 4 Geochemische Variation der untersuchten Vulkanite	78
4. 5 Geotektonische Stellung	86
4.5.1 Überblick	86
4.5.2 Haupt- und Nebenelementdiskriminanzanalysen	87
4.5.3 Spurenelementdiskriminanzanalysen	90
4.5.4 Vergleich	91
4. 6 Korrelation mit aufgeschlossenen Vulkanitvorkommen im Hinterland	96

	Seite
<u>5. Verknüpfung der Geröllassoziationen mit potentiellen Liefergebieten</u>	104
5. 1 Provinz I	104
5. 2 Provinz II	107
5. 3 Provinz III	111
5. 4 Provinz IV	118
5. 5 Provinz V	124
<u>6. Ein geologisches Modell für den Bau des Kontinentalrandes des östlichen Weddellmeeres</u>	138
6. 1 Zusammenfassende Übersicht des kontinentalnahen geologischen Aufbaus	138
6. 2 Die Geröllspektren als neue Daten zur Entwicklung des Kontinentalrandes des östlichen Weddellmeeres	142
<u>7. Literaturverzeichnis</u>	149

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Verteilung und Herkunft glazial verfrachteten Gesteinsmaterials am antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres untersucht. Fünf Provinzen mit jeweils spezifischen petrographisch-geochemischen Eigenschaften lassen sich unterscheiden:

Provinz I, im Nordosten des Arbeitsgebietes, wird durch das verbreitete Auftreten vulkanischer, i.w. basaltischer Gebiete (> 90 %) charakterisiert. Hinzu kommt ein geringer Anteil klastischer Sedimentgesteine (< 10 %); Metamorphite und Plutonite treten kaum in Erscheinung.

In der südwestlich anschließenden Provinz II stellen basaltische Vulkanite zwar noch die größte Gesteinsgruppe (um 60 %), jedoch erhöht sich der Anteil metamorpher (ca. 15 %) und sedimentärer Gesteine (ca. 25 %). Plutonite treten wiederum nur als Einzelgerölle auf.

Provinz III wird durch das Vorkommen wechselnder Anteile an mittel- und hochgradigen Metamorphiten (ca. 36 %) und Plutoniten (ca. 30 %, vorwiegend Granite) geprägt. Der Vulkanitanteil nimmt weiter deutlich ab (ca. 20 %). Ebenso reduziert sich die Gruppe der Sedimentgesteine auf, ca. 13 %.

Charakteristisch für die Provinz IV sind relativ ausgeglichene Anteile (um 28 %) an sauren und intermediären Plutoniten, mittel- und hochgradigen Metamorphiten sowie klastischen Sedimentgesteinen. Die Gruppe vulkanischer Gesteine verringert sich auf unter 15 %.

In der Provinz V dominieren Sedimentgesteine, deren Anteil i.a. über 80 % erreicht. Neben klastischen Varietäten kommt eine größere Gruppe karbonatischer Sedimentgesteine vor. Untergeordnet finden sich Vulkanite (< 10 %), Metamorphite (< 5 %) und Plutonite (< 5 %).

Spezifische provinzabhängige Unterschiede ergaben sich auch aus den geochemischen Untersuchungen von Basaltproben entlang des bearbeiteten Küstenabschnittes.

Für alle untersuchten Proben konnte ein tholeiitisches Ausgangsmagma nachgewiesen werden. Sowohl Haupt- als auch Spurenelemente lassen eine regionale Trennung in Basalte einer sogenannten Nordgruppe - entsprechend den Provinzen I und II - von Basalten einer Südgruppe - entsprechend den Provinzen IV und V - zu.

In Bezug auf ihre geotektonische Stellung belegen die zur Diskriminanzanalyse verwendeten Diagramme eine an divergierende Plattengrenzen gebundene Genese. Dabei weisen insbesondere Basalte der Nordgruppe einen stärker ozeanischen Charakter auf. Das entspricht der Vorstellung von Basalteigenschaften initialer 'spreading' Zentren, die trotz einer rezenten, geographisch Kontinentalrand-nahen Lage alle Eigenschaften ozeanischer Basaltfolgen besitzen. Somit belegen die Basaltzusammensetzungen der Provinzen I und II einen engen räumlichen Bezug zu den Basaltfolgen im entsprechenden

Hinterland des westlichen Neuschwabenlandes. Entsprechend deuten sich für Basalte der Provinzen IV/V Einzugsgebiete im Bereich des südlichen Coats Land (Theron Mts.) bis zum Südostrand von Berkner Island an.

Die durchgeführten geochemischen Untersuchungen unterstützen die These, daß dieses Gebiet ein Überlappungsbereich zwischen den durch unterschiedliche krustale Kontamination bzw. Heterogenitäten im oberen Mantel gekennzeichneten Basaltprovinzen Neuschwabenlands und der Transantarctic Mts. darstellt.

Aus dem differenzierten Auftreten von petrographisch-geochemisch definierten Gesteinsassoziationen entlang des bearbeiteten Küstenabschnitts des östlichen Weddellmeeres deutet sich eine starke Abhängigkeit vom petrologischen Aufbau des jeweiligen Hinterlands an.

Die bei der Korrelation der Geröllspektren mit entsprechenden Einzugsgebieten zu berücksichtigenden Fließrichtungen der Inlandeisströme sind im Bereich des westlichen Neuschwabenlands und Coats Land küstennormal orientiert. Das Gebiet zwischen Luitpold Coast und Berkner Island wird dagegen durch konvergierende Eisströme aus dem Gebiet Shackleton Range-Pensacola Mts. beeinflusst.

Bei der daraus folgenden Verknüpfung der petrographisch-geochemischen Daten der verschiedenen Provinzen mit den einzeln im jeweiligen Einzugsgebiet aufgeschlossenen Gesteinsfolgen ergibt sich die folgende Modellvorstellung:

Das eisbedeckte Gebiet zwischen Atka Bucht und Vestfjella wird küstennah von deckenhaft verbreiteten, effusiven Basaltfolgen aufgebaut. Sie setzen sich südlich Vestfjella bis etwa 75°S fort. In diesem Areal deutet sich eine dem Staffelbruchsystem Vestfjella/Heimefrontfjella vergleichbare strukturelle Situation an, die durch auftretende Gesteine eines mittel- bis hochgradig metamorphen Grundgebirges belegt wird.

Im Bereich Halley ist vermutlich eine Höhenlage des kristallinen Grundgebirges mit größeren Plutonitkörpern, die in mittel- bis hochgradig metamorphen Folgen eingeschaltet sind, zu erwarten. Sie erstreckt sich entlang der Luitpold Coast, weist aber hier eine sedimentäre Hüllserie vom 'Beacon-Typ' sowie vereinzelt basischen Gangmagmatismus auf.

Somit deutet sich für den gesamten Bereich des antarktischen Kontinentalrandes zwischen Heimefrontfjella und Luitpold Coast aus dem Nebeneinander von mittel- bis hochgradig metamorphen Gesteinen, zusammen mit untergeordnet auftretenden Myloniten, eine mögliche nördliche Fortsetzung des Ross Orogens an.

Das Areal zwischen Luitpold Rücken und Pensacola Mts./Berkner Island ist dagegen durch mächtige Sedimentgesteinsfolgen gekennzeichnet. Die größte Verbreitung haben danach 'Beacon' Gesteine. Im Gegensatz dazu besitzen die an känozoische Horste gebundenen Aufschlußgebiete der Shackleton Range und der Pensacola Mts. mit ihren i.w. präkambrischen Folgen infolge ihrer geringen Anteile an den beobachteten Geröllspektren nur lokale Bedeutung im Hinblick auf die subglaziale Verbreitung ihrer Gesteinsfolgen.

Die sowohl vor dem westlichen Neuschwabenland als auch im Bereich der Filchner Depression auftretenden Basaltgerölle sind mit der mesozoischen Fragmentierung Gondwanas assoziiert. Die festgestellte Gliederung belegt auf der einen Seite den paläogeographischen Bezug der ostantarktischen Plattform zur Karroo-Provinz des südlichen Afrikas sowie zur südamerikanischen Sierra Geral-Provinz. Auf der anderen Seite zeigt sich eine enge Beziehung der Südgruppe zur antarktisch-australischen Vulkanit-Provinz.

Summary

Petrographic and geochemical investigations on ice-rafted debris along the continental margin of the eastern and southern Weddell Sea give additional information for modelling subglacial geology at the continental border region. From northeast to southwest five provinces with different petrographic and geochemical properties could be distinguished:

The northeastern province I is characterized by volcanic rocks, mainly basalts (> 90 %). Only a small portion of clastic sedimentary rocks was recognized while metamorphic and plutonic rocks are almost lacking.

Province II is still dominated by basaltic rocks (~60 %), but there is a considerable increase in metamorphic (~15 %) and clastic sedimentary rocks (~25 %).

Province III is typified by a variation in the occurrence of medium to high grade metamorphics (~36 %) and a variety of different plutonic rocks (~30 %). The portion of volcanic rocks decrease to ~20 % whereas sedimentary rocks form a portion of ~13 %.

Almost equal portions of intermediate to acidic plutonic rocks, medium- to highgrade metamorphic rocks and clastic sedimentary rocks (~28 %) characterize province IV. Volcanic rocks occur only in minor portions (~15 %).

Finally, province V is dominated by the occurrence of sedimentary rocks (~80 %). Besides clastic sedimentary rocks some calcareous rocks (e.g. trilobite-bearing limestones) have been found. Only minor numbers of volcanic (~10 %), magmatic (< 5 %) and metamorphic rocks (< 5 %) were observed.

Likewise geochemical investigations on basaltic rock samples show the some remarkable differences along the continental margin of the eastern Weddell Sea.

Almost all samples belong to the group of tholeiitic basalts. But major as well as minor element distributions lead to the distinction of a northern basalt group - related to provinces I and II - and a southern basalt group - related to provinces IV and V. For the northern group the use of geochemical discriminants lead to a tectonic environment which is similar to modern oceanic tholeiitic basalts. This group shows a strong evidence for a magma generation at an initial spreading zone near the recent continental margin. Comparisons with outcropping jurassic basalts in western Newschwabenland show almost the same major and minor element distribution. Therefore it can be concluded that the basaltic pebbles of the northern basalt group are derived from this part of the antarctic margin.

Similar investigations on the southern basalt group show a strong correlation to a region which comprises southern Coats Land and continues to the southeastern coast of Berkner Island.

The distinctive occurrence of different rock suites shows a strong dependency from the geology of the corresponding hinterland. The combination of petrological and geochemical data with ice-flow directions in this part of the antarctic continental margin lead to the following model of the subglacial geology:

Sheets of effusive basaltic rocks from the subglacial surface of the ice-covered area between Atka Bay and Vestfjella. This zone extends down to 75°S. In this area are deposited basaltic and medium to highgrade metamorphic rocks are likely derived from a fault system which is probably similar to the Vestfjella/Heimefrontfjella region.

In the Halley Bay area probably uplifted basement from the subglacial geology. It is composed of plutonic rocks which are enclosed in medium- to highgrade metamorphics. This zone extends along the Luitpold Coast, but probably there it is covered by a thin Beacon-type sedimentary cover with minor occurrence of basaltic dikes. The occurrence of medium- and highgrade metamorphic rocks together with some mylonitic rocks between Heimefrontfjella and Luitpold Coast may be interpreted as the northern extension of the Transantarctic Mountains.

In contrary the geology in the area between Luitpold Ridge and Pensacola Mts./Berkner Island is mainly characterized by sedimentary rocks. Beacon-type sequences dominate in most parts of the region whereas typical precambrian sedimentary rocks seem to be limited to the cenozoic horsts of Shackleton Range and Pensacola Mts..

The analyzed basaltic rocks do have their main occurrence at the border of western Neuschwabenland and in the Filchner Depression. Both basaltic suites are associated with the mesozoic fragmentation of Gondwana. Properties of the northern basaltic suite show again the palaeogeographic relationship of the eastantarctic shield to the Karroo-Province of southern Africa, respectively to the Sierra Geral Province of southern America.

On the other hand there is evidence for a relationship of the southern basalt group to the antarctic-australian volcanic province.

1. Grundlagen

1.1 Einleitung und Problemstellung

Seit Alfred Wegener 1912 als Grundstein zur Entwicklung der 'new global tectonics' die Theorie der Kontinentalverschiebung formulierte, gibt es zahlreiche Arbeiten, die sich mit der Konfiguration der heutigen kontinentalen Landmassen beschäftigen. Ausgehend von zwei ursprünglichen Großkontinenten - 'Laurasia' im Norden und 'Gondwana' im Süden - nahm Du Toit (1937) die Ideen Wegeners auf und gruppierte die heutigen Südkontinente zu einer Konfiguration, die auch heute noch weitgehend akzeptiert werden kann (Lawver et al., 1985). Die Antarktis ist dabei das Kernstück des alten Superkontinents Gondwana (Abb. 1) und spielt somit für das Verständnis der geologischen Entwicklung der zugehörigen Landmassen bis ins ausgehende Paläozoikum eine entscheidende Rolle. Erst mit dem Zerschneiden Gondwanas im Mesozoikum wurde die Entwicklung zur heutigen Konfiguration der Südkontinente eingeleitet.

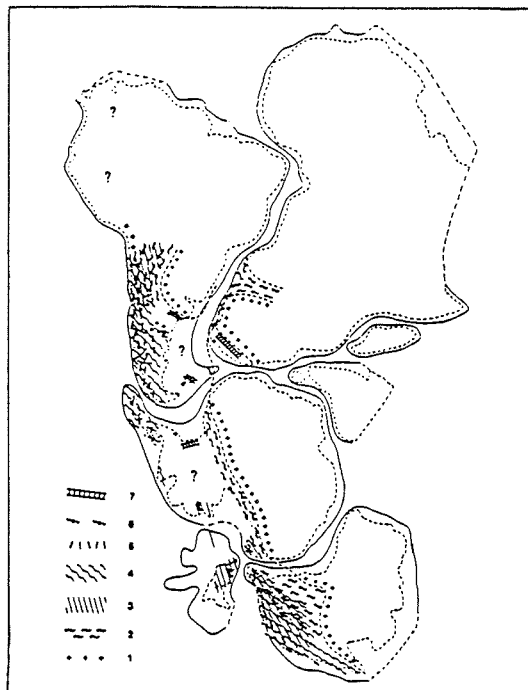


Abb.1: Rekonstruktion Gondwanas am Ende der Trias (nach Miller, 1980)

1. präkambrisches Grundgebirge; 2. mittelkambrische bis frühordovizische Orogenesen; 3. silurische bis mitteldevonische Orogenesen;
4. karbonische Orogenesen; 5. permische bis triassische Orogenesen;
6. spättriassische bis frühjurassische Orogenesen; 7. paläozoische Aulacogene

Aus der dabei erreichten Pöllage der Antarktis resultiert ein rezentes glaziales Regime, das zu einer fast vollständigen Eisbedeckung des Kontinents führt. Insgesamt akkumuliert hier rund 90 % der globalen Eismasse zu einer durchschnittlich 2200 m mächtigen Eiskalotte, die im Bereich der Ostantarktis eine maximale Mächtigkeit von ca. 4800 m erreicht (Drewry, 1983). Nur ca. 1 % der Gesamtfläche ist eisfrei und damit direkter geowissenschaftlicher Untersuchung zugänglich (Abb. 2).

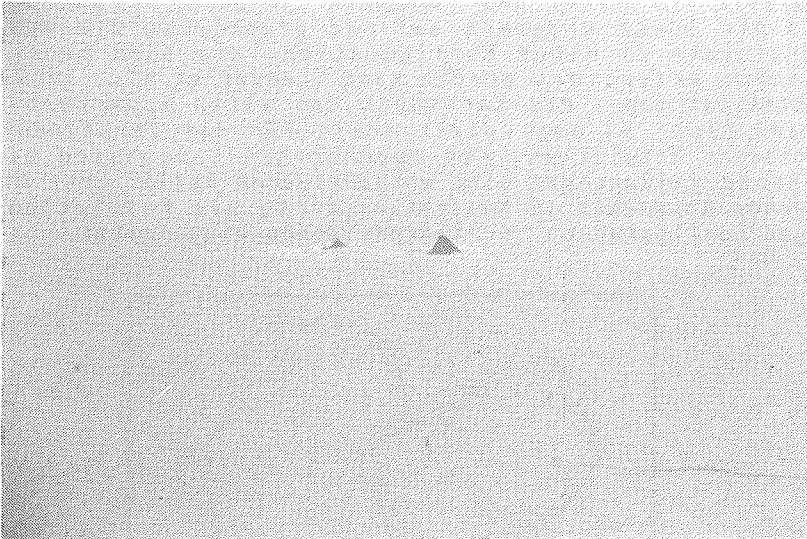


Abb.2: Nunatak im Gebiet Vestfjella; ein typisches Beispiel für die Aufschlußverhältnisse am Kontinentalrand der Ostantarktis

Trotz zahlreicher, insbesondere nach dem internationalen geophysikalischen Jahr 1957 - 58 durchgeführter Expeditionen sind die Kenntnisse des geologischen Aufbaus bzw. der geodynamischen Entwicklung des Kontinents in weiten Bereichen fragmentär. Die bisher entwickelte Modellvorstellung einer Gliederung in zwei geologische Großeinheiten - der präkambrisch konsolidierten Ostantarktis und der paläozoisch bis känozoisch entwickelten Westantarktis - beruht im wesentlichen auf der Extrapolation des geologischen Aufbaus aufgeschlossener Gebiete unter Einbeziehung geophysikalischer Untersuchungen auf die eisbedeckten Areale.

Eine weitere Möglichkeit, zum Verständnis des petrologischen Aufbaus subglazialer Gebiete beizutragen, bietet sich in der Untersuchung terrigener Sedimente, die am antarktischen Kontinentalrand als glazialer bzw. glazial-mariner Till abgelagert wurden (Anderson et al., 1980b; Elverhoi & Roaldset, 1983). Durch das dynamische Verhalten der Inlandeismassen

kommt bzw. kam es an der Kontaktfläche Eis-Gesteinsuntergrund zu intensiven Erosionsprozessen, die mit umfangreichem Massentransport und mit einer Deposition des Materials auf dem antarktischen Schelf verknüpft waren. Dabei ist die petrographische Zusammensetzung der glazigenen Sedimente direkt mit dem petrologischen Aufbau der Einzugsgebiete bestimmter Eisströme zu korrelieren (Dreimanis & Vagners, 1969).

Die vorliegende Arbeit ist eine petrographisch-geochemische Untersuchung von Geschieben vom Schelf des östlichen und südlichen Weddellmeeres (Abb. 3). Das Gebiet liegt im Grenzbereich der Ost- und Westantarktis. Daher bietet sich die Möglichkeit, sowohl Material des ostantarktischen Kristallins als auch Gesteine aus dem mobilen Randbereich der Ostantarktis mit seinen westwärts immer jünger werdenden Orogengürteln zu bearbeiten.

Ausgehend von einer petrographischen Bestandsaufnahme des entlang des antarktischen Kontinentalrands gewonnenen, glazial verfrachteten Gesteinsmaterials sollte eine Verteilung spezifischer Geröllasoziationen erstellt werden. Dabei galt es zunächst zu prüfen, ob in Abhängigkeit der geographischen Position spezifische Geröllasoziationen auftreten oder ob Eisbergverdriftung von Gesteinsmaterial ('dropstones') zu Mischungseffekten führt, die keine Zuordnung des Materials zu bestimmten Liefergebieten zulassen. Darauf aufbauend sollte dann zum einen eine Korrelation der Geröllasoziationen mit den im potentiellen Einzugsgebiet aufgeschlossenen Gesteinsfolgen durchgeführt werden, um so eine räumliche Verknüpfung von Liefergebiet, Transportweg und Ablagerungsraum zu verifizieren.

Zum anderen sollte mit Hilfe der petrographischen Daten versucht werden, Rückschlüsse über im Hinterland anstehende, wegen mächtiger Eisbedeckung jedoch nicht zugängliche Gesteinsfolgen zu ziehen. Zu beiden Problemkreisen wurden als Ergänzung der petrographischen Untersuchungen Haupt- und Spurenelementanalysen der im Arbeitsgebiet zahlreich auftretenden mesozoischen Vulkanitgerölle durchgeführt. Damit sollen sowohl regionale Variationen der chemischen Zusammensetzung entlang des bearbeiteten Küstenabschnitts dokumentiert werden, als auch in Korrelation mit dem im Hinterland aufgeschlossenen Vulkanitvorkommen Aussagen zur Petrogenese gemacht werden.

Aus der Kombination der petrographisch-geochemischen Daten mit dem petrologischen Aufbau der aufgeschlossenen Areale im Hinterland sowie Ergebnissen geophysikalischer Untersuchungen sollte abschließend der geologische Aufbau der Umrandung des östlichen und südlichen Weddellmeeres modelliert werden. Damit könnte ein Beitrag zur Klärung der geodynamischen Entwicklung dieses Raumes sowohl vor als auch nach dem Zerfalls Gondwanas geleistet werden.

Insbesondere sind in diesem Zusammenhang z.B. die Frage der nördlichen Fortsetzung des Ross Orogens, der Art der Metamorphose des ostantarktischen Kristallins am Rand des östlichen Weddellmeeres, aber auch die Frage nach der Art und der

Verbreitung der im Zusammenhang mit der Fragmentierung Gondwanas entstandenen Vulkanite am antarktischen Kontinentalrand zu nennen. Bisher waren nur regional sehr eng begrenzte Vorkommen effusiver jurassischer Basaltfolgen aus dem Gebiet Vestfjella bekannt. Weiterhin wurden petrographische Informationen zu geophysikalisch nachgewiesenen Kristallinvorkommen auf der Ostflanke der Filchner Depression sowie zur mesozoisch-känozoischen Sedimentgesteinsfolge im Grenzbereich der Ost- und Westantarktis westlich der Transantarctic Mts. (Berkner Island) erwartet.

1.2 Geographische Position des Arbeitsgebiets

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Schelf des östlichen und südlichen Weddellmeeres, einem bis zu über 5000 m tiefen Meeresbecken zwischen der westlichen Grenze der Ostantarktis, dem Filchner-Ronne-Schelfeis und der antarktischen Halbinsel (Abb. 3). Von der Atka Bucht an der Nordgrenze des Arbeitsgebiets wurden entlang der Küste des westlichen Neuschwabenlands (Kronprinzesse Märtha Coast), der Caird Coast, der Luitpold Coast sowie vor dem Filchner Schelfeis im Bereich der Filchner Depression (Vahsel Bucht) bis in die Gould Bay (vor Berkner Island) auf einer Küstenlänge von ca. 1200 km Probenmaterial gewonnen. Die Lage der Probennahmestationen beschränkt sich bis auf wenige Ausnahmen auf den eigentlichen Schelfbereich, der zum Kontinent von vorgelagerten Schelfeisen (vgl. Kap. 1.5) bzw. seewärts vom Beginn des oberen Kontinentalabhanges (vgl. Kap. 1.3) begrenzt wird (Abb. 11).

1.3 Physiographie des Kontinentalschelfs

Charakteristisch für alle Schelfgebiete des antarktischen Kontinents ist ein im Vergleich zur Schelfbathymetrie anderer Kontinente größerer Tiefenbereich. Die durchschnittliche Tiefe des antarktischen Kontinentalschelfs ist mit ca. 400 bis 900 m ungefähr drei bis vier mal größer als die durchschnittliche Schelftiefe der anderen Kontinente (Johnson et al., 1982). Isostatische Subsidenz als Ausdruck der enormen Masse der antarktischen Eiskalotte ist die wahrscheinliche Ursache für dieses physiographische Phänomen (Denton et al., 1971). Typisch für den antarktischen Schelfbereich ist weiterhin eine intensive Topographie, hervorgerufen durch glaziale Erosion, wodurch tief eingeschnittene Depressionen entstanden sind.

Für den Schelf des östlichen bzw. südlichen Weddellmeeres lassen sich zwei verschiedenartige physiographische Einheiten unterscheiden. Zwischen der Atka Bucht im Norden und einer Linie etwa parallel zu 75°S tritt mit durchschnittlich weniger als 100 km Breite ein schmaler Schelf auf, der zum größeren Teil von verschiedenen Schelfeisen (vgl. Kap. 1.5) bedeckt ist. Südlich 75°S und dem Filchner Schelfeis verbreitert sich der Kontinentalschelf auf mehrere hundert Kilometer. In diesem breit angelegten Areal schneidet sich die Filchner Depression ein, die eine SSW-NNE-Erstreckung aufweist und über 1000 m Tiefe erreicht (Wright & Anderson, 1982). Sie wird als

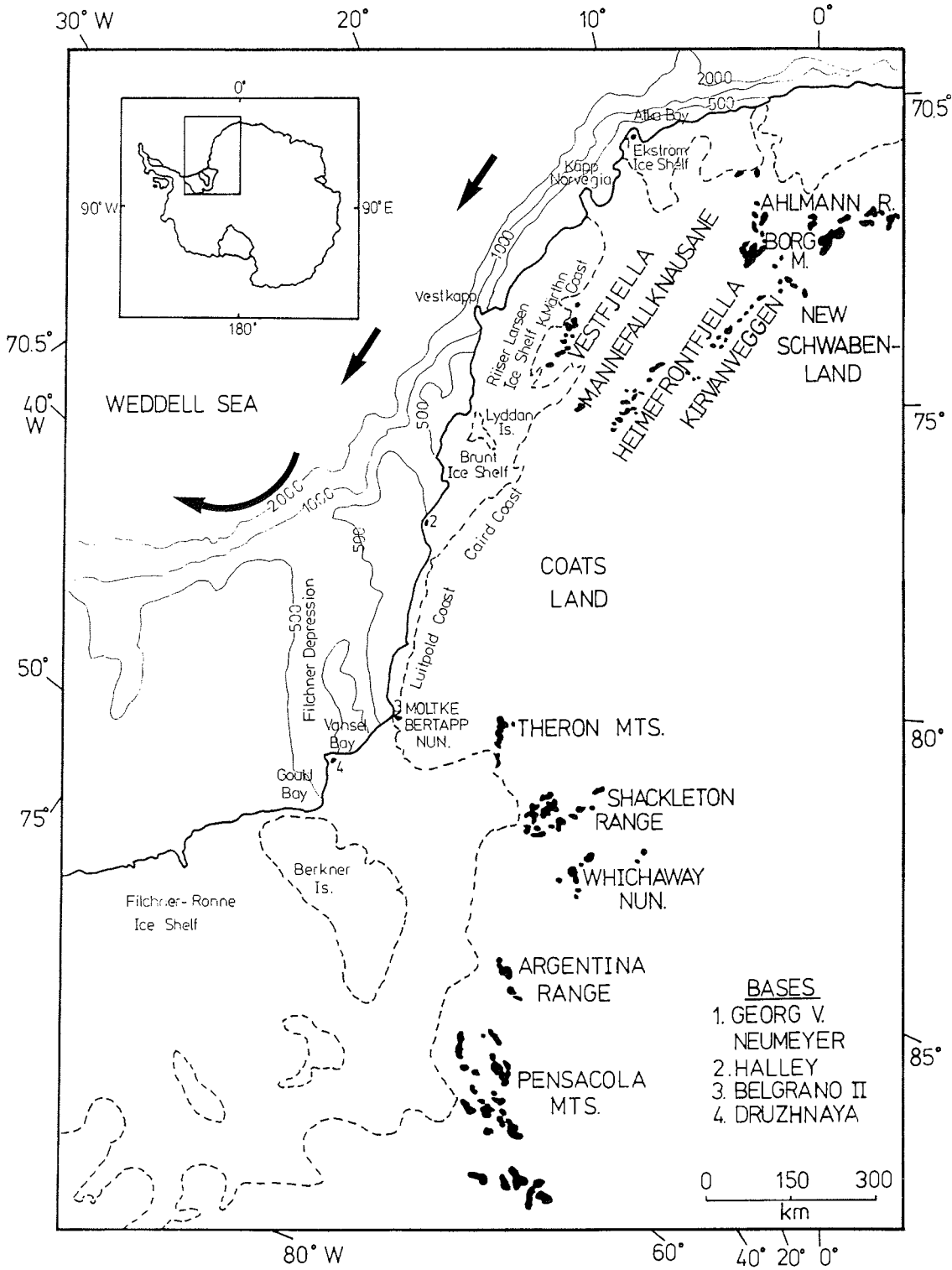


Abb.3: Geographische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes am Ostrand der Weddell See; die Pfeile deuten den Verlauf des Küstenstroms an.

glaziale Ubertiefungsrinne angesehen, die entlang einer tektonischen Schwächezone - westliche Grenze des ostantarktischen Kristallins - während der letzten quartären Vereisungsphasen entstanden ist.

1.4 Ozeanographie

Das Strömungssystem des Weddellmeeres wird durch den im Uhrzeigersinn verlaufenden Weddell-Wirbel charakterisiert. Dieser Strom verläuft im östlichen Weddellmeer küstenparallel. Im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfeises schwenkt er in westliche bzw. nordwestliche Richtung um (Foster, 1978; Abb. 3). Durch den küstenparallelen Strom driften Eisberge auf ihrem Weg durch das Weddellmeer im Uhrzeigersinn entlang des äußeren Kontinentalschelfs bzw. Kontinentalabhangs.

Im Gebiet des östlichen Weddellmeeres strömt atlantisches Tiefenwasser auf den Schelf, vermischt sich graduell mit Schelfwasser, das entlang der östlichen Küste in südwestliche Richtung in das Weddellmeer hineinfließt (Foster, 1978). Infolge von Meereisbildung erhöht sich die Salinität und es kann besonders in der südlichen und westlichen Weddellmeer-Schelfregion zu haliner Konvektion oder zu Mischungsprozessen kommen.

Messungen der Bodenströmung im Bereich des östlichen und südlichen Schelfs ergaben Geschwindigkeiten zwischen ca. 10 - 30 cm/s (Gill, 1973; Foldvik, 1980; Foldvik et al., 1985). Wegen der fast während des gesamten Jahres vorherrschende Meereisbedeckung und der schon erwähnten Tiefe des gesamten Schelfareals erfolgt keine Beeinflussung der Oberflächensedimente durch Wind und Wellen.

1.5 Vereisungsgeschichte und Glaziologie

Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis beginnt im späten Oligozän vor ca. 25 Ma (Denton et al., 1971; Hayes & Frakes, 1975). Dabei war die Eisbedeckung zunächst auf einen engen Raum begrenzt. Erst im jüngeren Miozän bildete sich die heute bekannte extensive Eisbedeckung mit den beiden Hauptschelfeisen - dem Filchner-Ronne Schelfeis auf der atlantischen und dem Ross Schelfeis auf der pazifischen Seite - aus.

Ost- und Westantarktis haben sich in der Vereisungsgeschichte unterschiedlich entwickelt. Während man in der Westantarktis vier größere Eisvorstöße, die alle jünger als 2 Millionen Jahre sind, unterscheidet, lassen sich in der Ostantarktis 5 größere Vorstöße beobachten, deren ältester auf etwa 3.5 Millionen Jahre zu datieren ist (Denton et al., 1971).

Für den Bereich des Weddellmeeres konnte Elverhoi (1981) einen letzten Eisvorstoß im späten Wisconsin (Würm, < 31000 y.b.p.) nachweisen, bei dem der gesamte Schelfbereich durch auflagerndes Eis (grounded ice) bedeckt war.

Die rezente Eiskalotte der Antarktis gliedert sich in die ost- und westantarktische Eistafel, die durch die Transantarktische Mts. getrennt werden. Während sich die Basis der ostantarkt-

tischen Eisströme über Meeresniveau befindet ('terrestrial ice sheet'), zeichnen sie sich im Bereich der Westantarktis durch eine Lagerung auf einer Gesteinsoberfläche unter Meeresniveau ('marine ice sheet') aus (Anderson et al., 1984). Die ostantarktische Eistafel besitzt ein seewärts steil abfallendes Randprofil mit relativ schmalen (< 100 km) vorgelagerten Schelfeisen. Im Gegensatz dazu steht die westantarktische Eistafel mit flachen Randprofilen, an denen sich mit dem Filchner-Ronne Schelfeis und dem Ross Schelfeis die beiden größten Schelfeise der Erde entwickelten (Hughes, 1973). Unter dem gegenwärtigen glazialen Regime wird der einzige wirksame Massenverlust der Eiskalotte durch Kalbungsvorgänge am Rand der Eismassen sowie durch subglaziale Schmelzprozesse von Schelfeisen verursacht (Robin, 1979). Oberflächlicher Schmelzwasserabfluß und Verdunstungsprozesse sind dagegen für den gesamten Massenhaushalt vernachlässigbar klein.

1.6 Eisflußrichtungen und Lage der aufgeschlossenen Areale in der Umrandung des östlichen Weddellmeeres

Zur beabsichtigten Korrelation von Gesteinsassoziationen der bearbeiteten Seegebiete mit den entsprechenden Liefergebieten spielen die Flußrichtungen der Inlandeisströme eine entscheidende Rolle. Durch Radar-Altmetrie, seismische und andere geophysikalische Untersuchungen ist der Verlauf der holozänen Flußrichtungen der Eisströme annähernd bekannt (z.B. Budd et al., 1969; Drewry, 1983). Die für das Arbeitsgebiet relevanten Eisströme zwischen der Atka Bucht im Norden und der Luitpold Coast im Süden weisen einen küstennormalen Verlauf auf (Abb. 4). Der südöstliche Bereich der Filchner Depression ist dagegen durch mehrere, von Osten nach Süden konvergierende Eisströme gekennzeichnet. Die westliche Vahsel Bucht sowie die Goudl Bay werden durch nordwärts gerichtete, wiederum küstennormal verlaufende Eisströme beeinflusst.

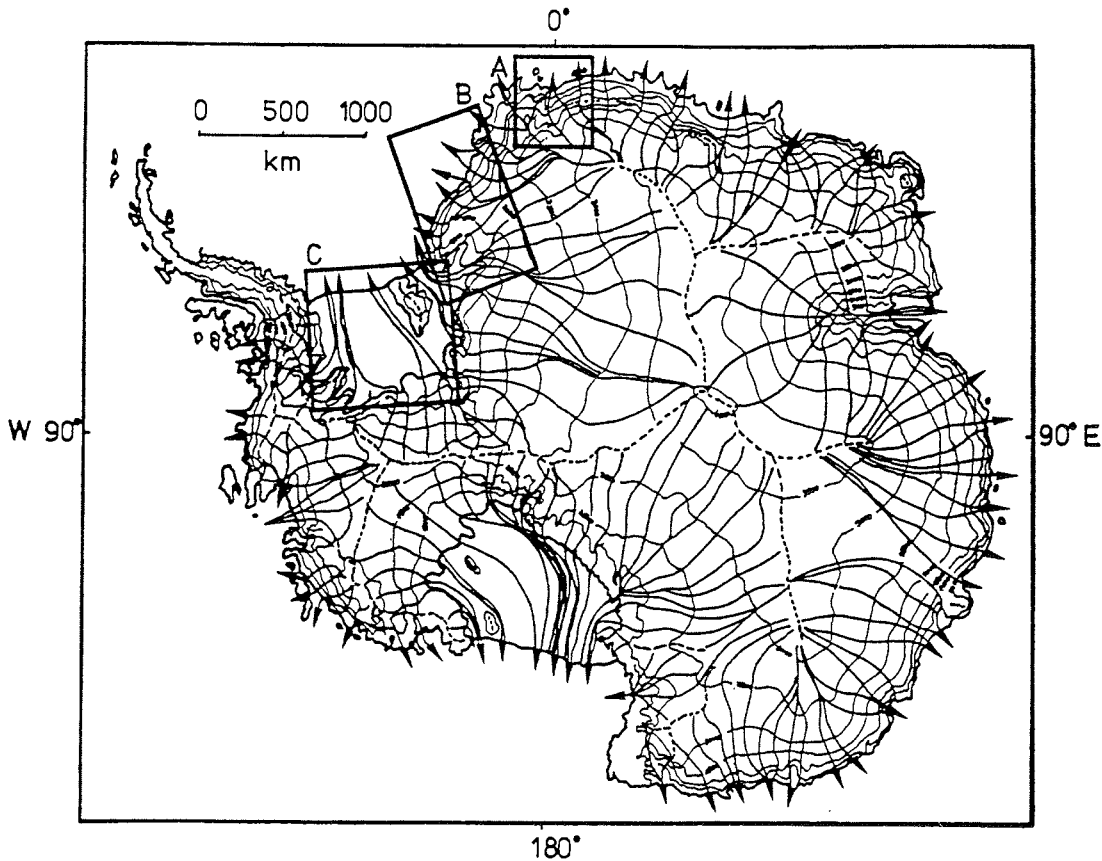


Abb.4: Topographie und Fließlinienverlauf der antarktischen Eisströme mit Lage der Ausschnittsvergrößerungen von Abb.5; unterschiedliche Einzugsgebiete sind durch gestrichelte Linien voneinander getrennt

Für die durchzuführende Korrelation mit den im Hinterland zugänglichen Gesteinsfolgen werden die aufgeschlossenen Areale nachfolgend aufgeführt und mit den entsprechenden Eisströmen in Beziehung gesetzt.

Generell gilt für alle aufgeschlossenen Gebiete, daß sie durch Bruchtektonik, d.h. durch Blockbildung entlang von Störungen ihre rezente Höhenlage erreicht haben.

Im westlichen Neuschwabenland findet sich küstennah im Abstand von ca. 100 bis 150 km von der rezenten Eiskante das Gebiet von Vestfjella (Kraul Berge). Es setzt sich aus einer ca. 130 km langen und ca. 10 bis 30 km breiten, SW-NE verlaufenden Kette von Nunatakkr zusammen (Abb. 3).

Im Abstand von ca. 400 km folgt eine Reihe von Nunatakkr bzw. größeren Massiven, die sich ungefähr in N-S Richtung über eine Entfernung von ca. 300 km erstrecken. Sie setzen sich aus dem Kirvanveggen, dem Borg Massiv und dem Ahlmannryggen zusammen

(Abb. 3). Kennzeichnend für diesen Bereich sind nordwärts gerichtete Eisflußrichtungen (Wolmarans & Kent, 1982; Schytt Glacier, Penck-Trough bzw. Jutulstraumen Glacier; Abb. 5a). Deshalb sind wahrscheinlich Gesteinsfragmente aus diesem Gebiet in den Geröllspektren vor dem westlichen Neuschwabenland kaum zu erwarten.

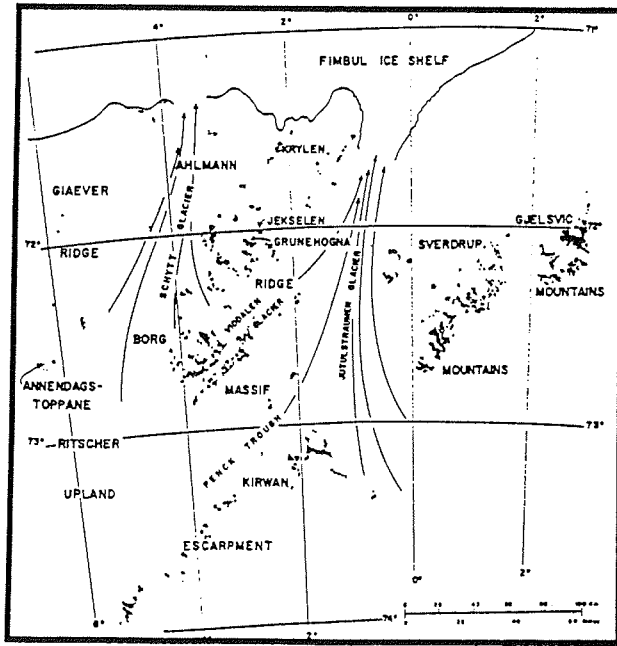


Abb.5a: Regionale Eisflußrichtungen im nordwestlichen Neuschwabenland (nach Barton & Copperthwaite, 1983)

Südlich der genannten Areale befinden sich in ca. 200 km Entfernung von der Eiskante die Nunatakr von Mannefallknausane und in ca. 300 km Entfernung das Gebirgsmassiv bzw. Nunatakr der Heimefrontfjella (Kottas Berge). Es gliedert sich über eine Entfernung von ca. 150 km in insgesamt vier SW-NE gerichtete 'Blöcke'.

Detaillierte Untersuchungen zur kleinregionalen Variation von Eisflußrichtungen (Marsh, 1985) zeigen für den Bereich der Heimefrontfjella, daß auf der Westflanke des Gebietes NW gerichtete Strömungsrichtungen (Veststraumen-Eisstrom) auftreten. Auf der Ostflanke der Massive verlaufen die rezenten, vom polaren Plateau SE-NW gerichteten Eisströme parallel zum aufgeschlossenen Areal, um an der SW-Begrenzung über westliche wieder in nordwestliche Richtungen einzuschwenken (Stancomb-Wills Eisstrom, Abb. 5b). Daraus folgt, daß sowohl die Geröllspektren der Stationen des Seegebietes südlich des Vestkapps aus den Heimefrontfjella und Mannefallknausane beeinflußt werden, als auch auf den Stationen

nördlich Halley (Abb. 5b) Heimefrontfjella-Gesteine auftreten können. Hinzu kommt für die Stationen im Bereich südlich des Vestkapps noch eine erwartete Beeinflussung durch das küstennahe Areal der südlichen Vestfjella.

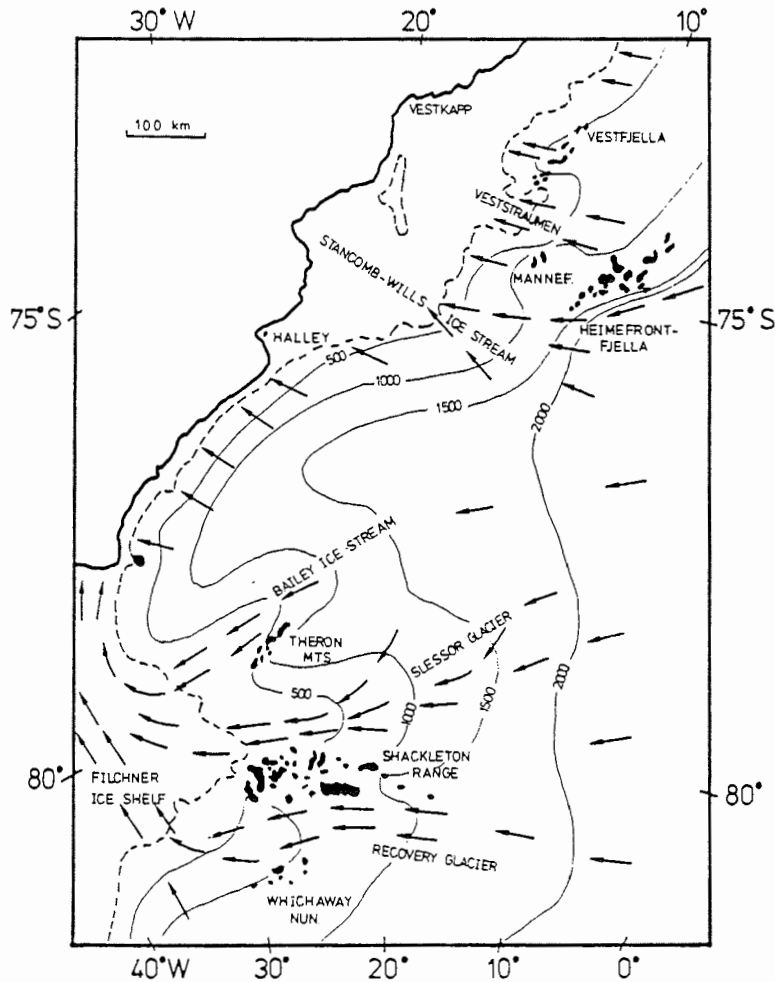


Abb.5b: Regionale Eisflußrichtungen zwischen Vestfjella und Whichaway Nunataks (nach Marsh, 1985)

Das Hinterland der Stationen südlich Halley ist vollständig von Eis bedeckt. Nur in der Südostecke der Filchner Depression treten punktuell küstennah einige weniger als 1 km große Nunataks (Littlewood-Bertrab-Moltke Nunataks) auf. Ansonsten wird die Filchner Depression durch mehrere Eisströme erreicht: Der Bailey Eisstrom und der Slessor Glacier schließen das Gebiet der Theron Mts. ein. Letztgenannter sowie

der Recovery Glacier umgrenzen den Bereich der Shackleton Range bzw. Whichaway Nunataks (Abb. 5c). Die in der genannten Reihenfolge von SW über W nach NW umschwenkenden Eisströme konvergieren im Filchner Schelfeis. Weitere aufgeschlossene Areale im Einzugsbereich der Vahsel- bzw. Gould Bay sind die Nunatakk der Argentina Range, ca. 500 km südlich der Filchner Schelfeiskante und die Massive der Pensacola Mts., ca. 600 km entfernt (Abb. 3). Hier herrschen ausschließlich nordwärtsgerichtete Eisstromrichtungen vor. Crabtree & Doake (1980) nehmen aus der Untersuchung der Eisfließlinien des Filchner Schelfeises an, daß der direkt im östlichen Grenzbereich von Berkner Island fließende Teil des Schelfeises aus dem Bereich des Support Force Glaciers abzuleiten ist. Damit müßten Gesteine der Pensacola Mts./Argentina Range in den Geröllspektren der westlichen Filchner Depression anzutreffen sein. Aber auch die subglazialen Areale zwischen Whichaway Nunataks und Argentina Range sollten danach ebenfalls diesen Bereich beeinflussen.

Das subglaziale Gebiet von Berkner Island ist durch aufliegendes Eis ('grounded ice') mit nördlicher Bewegungskomponente gekennzeichnet. Geröllspektren im Westteil der Gould Bay sollten danach Gesteinsfragmente dieses Gebiets enthalten.

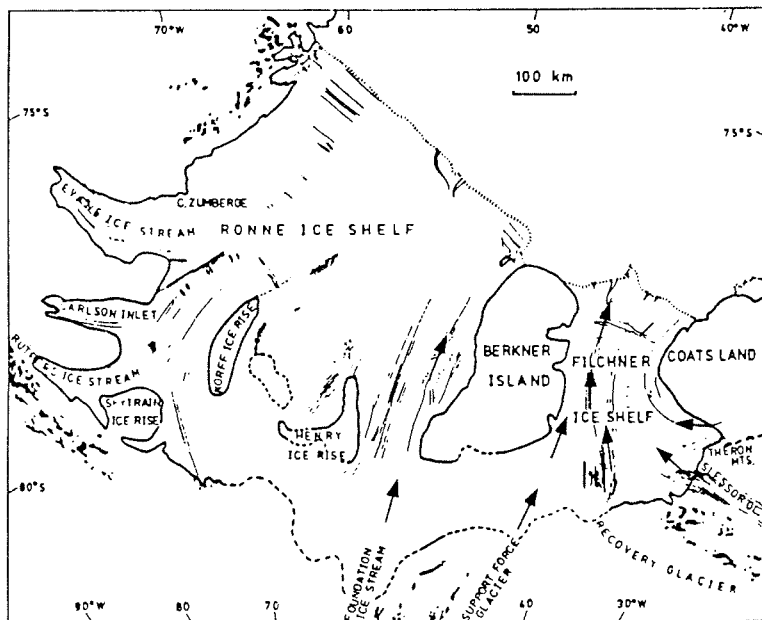


Abb.5c: Regionale Eisflußrichtungen im Bereich des Filchner-Ronne Schelfeises (nach Crabtree & Doake, 1980)

1.7 Subglaziale Erosion und Sedimentation

Infolge einer fast vollständigen kontinentalen Eisbedeckung werden subglaziale Erosions- und damit verbundene Transport- und Sedimentationsprozesse allein durch die Dynamik der

antarktischen Eiskappe bestimmt. Aus der zum Kontinentalrand gerichteten Bewegung der Inlandeisströme (Abb. 4) resultiert die Erosion oberflächlich anstehenden Gesteinsmaterials.

Die Intensität solcher Erosionsvorgänge ist u.a. abhängig von den basalen Temperaturbedingungen ('thermal regime'), der Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Eisstroms sowie der Topographie und des petrologischen Aufbaus des Untergrundes (Warnke, 1970; Boulton, 1979). Der Transport des glazialen Materials erfolgt im wesentlichen in den basalen Zonen der Inlandeisströme als Folge von Regelation und direktem Anfrieren (Boulton, 1972; Whillans, 1978).

Intraglaziales Gesteinsmaterial beschränkt sich auf vereinzelt beobachtete Scherzonen. Supraglazialer Gesteinsschutt kann in gebirgigen Regionen (i.w. Transantarctic Mts., Antarktische Halbinsel) auftreten.

Die beiden letztgenannten Vorkommen - intra- und supraglazialer Schutt - sind insbesondere in den Inlandeisströmen der Ostantarktis quantitativ unbedeutend (Whillans, 1978). Direkte Beobachtungen von basalen Schuttzonen der Inlandeisströme sind selten. Gow et al. (1968) beschreiben eine ca. 5 m mächtige basale Schuttzone in einem ca. 2100 m langen Inlandeiskern an der Byrd Station.

Eisbergerkundungen erbrachten zum überwiegenden Teil fehlende Schuttführung. An wenigen Exemplaren wurden basale Schuttzonen bis maximal 15 m Mächtigkeit beobachtet (Anderson et al., 1980a). Drewry & Cooper (1981) geben einen durchschnittlichen Wert der Mächtigkeit basaler Schuttzonen von ca. 1 % der gesamten Eisstrommächtigkeit an. Dabei liegt der Schuttanteil in diesen basalen Eisschichten i.a. bei ~ 10 %.

Die Art der Sedimentation des so transportierten Gesteinsmaterials und daraus resultierende Sedimentgefüge werden durch die Position der 'grounding line' bestimmt (Anderson et al., 1981; Elverhoi & Maisey, 1983). Dieser Terminus beschreibt den Übergang einer auf dem Untergrund auflagernden Eismasse zu einer aufschwimmenden Eisplatte ('floating ice'). Landeinwärts der 'grounding line' wird das Gesteinsmaterial durch subglaziale Prozesse an der Basis der auflagernden Eismasse als glazialer Till (s.u.) abgelagert. Seewärts der 'grounding line' erfolgt die Sedimentation als glazio-mariner Till (Anderson et al., 1982; Kurtz et al., 1979). Damit wird die Beeinflussung der Sedimentation durch marine Prozesse (z.B. Strömungseinfluß, marine Fauna) deutlich gekennzeichnet.

Die Distanz der 'grounding line' zur Kalbungslinie ('calving line'), d.h. der Bereich der aufschwimmenden Platte, an dem Massenverluste durch Kalbung von Eisbergen entstehen, bestimmt die glazial-marine Sedimentation auf dem kontinentalen Schelf. In der Antarktis müssen dabei drei Großbereiche unterschiedlich vergletschterter Küstenlinien differenziert werden (Drewry, 1983):

1. Schelfeise (ca. 44 % der Küstenlinie);
2. Gebirgsgletscher ('outlet glacier'; ca. 13 %);
3. Eiswälle (ca. 38 %).

Schelfeise sind durch Schmelzvorgänge an ihrer Unterseite gekennzeichnet. Lokale Anfrrierprozesse werden dagegen als Vorgänge von untergeordneter Bedeutung angesehen (Jakobs et al., 1979; Robin, 1979; Powell, 1984; Drewry & Cooper, 1981), wengleich gesicherte Daten für viele antarktische Schelfareale noch ausstehen. Die relativ gering mächtigen basalen Schuttzonen sind deshalb i.a. nach einigen km seewärts der 'grounding line' vor Erreichen der Kalbungslinie abgeschmolzen und sedimentiert (Abb. 6). Orheim & Elverhoi (1981) nehmen an, daß eine minimal 10 m mächtige Basalzone auf einer Distanz von weniger als 60 km vollständig abgeschmolzen ist. Direkte Beobachtungen auf dem Ross- und Amery Schelfeis unterstützen diese Annahme (Drewry & Cooper, 1981). Kalbende Eisberge von Schelfeisen führen aus den genannten Gründen keine größeren Schuttmassen (Orheim & Elverhoi, 1981; Anderson et al., 1983b).

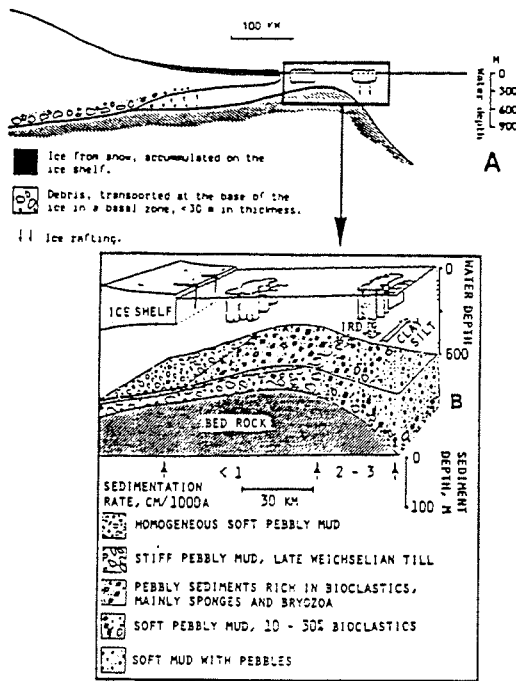


Abb.6: Sedimentationsmodell antarktischer Schelfeise (nach Orheim & Elverhoi, 1981) mit charakteristischen Sedimenttypen; das primäre Sedimentationsgebiet befindet sich in unmittelbarer Nähe der 'grounding line' (A); nur in Bereichen sehr schmaler Schelfeise und Gebirgsgletschern kann es zur Eisberg-Verfrachtung von glazialelem Material (IRD) kommen (B)

Gebirgsgletscher münden i.a. ohne größere vorgelagerte Schelfeise direkt ins Meer. Sie dominieren auf der antarktischen Halbinsel sowie im Bereich von Nord-Victoria-Land. Kalbende Eisberge von Gebirgsgletschern können somit signifikante Mengen glazialer Schuttmassen, sowohl in basalen als auch supraglazialen Bereichen mitsichführen (Anderson et al., 1980a). Sie werden als die Hauptquellen eisverfrachteter Gesteine ('dropstones') der angrenzenden ozeanischen Becken angesehen (Drewry & Cooper, 1981; Anderson et al., 1983b).

Eiswälle sind dadurch gekennzeichnet, daß die zum Kontinentalrand gerichtete Bewegung der Eismassen durch eine subglaziale topographische Hochlage in ihrem direkten Randbereich stark reduziert wird. Während Schelfeise sich mit einigen hundert Meter pro Jahr seewärts bewegen, liegt hier die Fließgeschwindigkeit bei ca. 5 bis 50 m pro Jahr (Drewry & Cooper, 1981). Durch die geringe Geschwindigkeit erfolgen im Fußbereich des Eiswalls im größeren Ausmaß Erosionsprozesse durch Welleneinwirkung bzw. Schmelzvorgänge. Dabei kommt es in einer relativ schmalen Zone nahe der Eiskante zur Sedimentation der basalen Gesteinsmassen.

Die glazialen Verhältnisse des Arbeitsgebietes sind überwiegend durch vorgelagerte Schelfeise bzw. Schelfeissedimentation gekennzeichnet (Abb. 3). Im östlichen Schelfareal zwischen Atka Bucht und Caird Coast münden ostantarktische Eisströme in die vorgelagerten Ekström-, Riiser-Larsen- und Brunt Schelfeise. Das südliche Schelfgebiet wird durch das Filchner-Ronne Schelfeis begrenzt. Es ist mit ca. 500 km Breite deutlich größer als die genannten, ~100 bis ca. 150 km breiten Schelfeise des westlichen Neuschwabenlands und Coats Land. Entlang der Luitpold Coast haben sich dagegen Eiswälle mit schmalen (< 20 km) vorgelagerten Schelfeisen mit entsprechender Sedimentation entwickelt.

1.8 Glazigene Sedimente

Die aufgezeigten Sedimentationsmechanismen haben auf dem antarktischen Schelf zur Ausbildung verschiedener Sedimenttypen geführt. Zwei Haupttypen müssen unterschieden werden (Anderson et al., 1980b; Elverhoi & Roaldset 1983; Orheim & Elverhoi, 1981):

1. Glazialer Till ('stiff pebbly mud') wird als Ablagerung unter einer auflagernden Eismasse angesehen. Sie stellen schlecht sortierte, überkompaktierte Tonsedimente mit einem hohen Anteil an gröber klastischen, insbesondere in der Kiesfraktion (> 2 mm) liegenden Komponenten dar. Interne Schichtung oder Fossilien fehlen.

2. Glazio-mariner Till ('soft pebbly mud') sind als Ablagerungen aufschwimmender Eismassen ebenfalls aus schlecht sortierten, einen größeren Kiesanteil führenden Tonsedimenten zusammengesetzt, die i.a. eine weiche Konsistenz besitzen. Sie führen verbreitet marine Fossilien und weisen häufig, infolge Strömungsbeeinflussung während der Sedimentation, eine interne Lamination sowie z.T. fehlende feinklastische Anteile auf.

Beide Tilltypen resultieren aus der Sedimentation basaler Schuttmassen der Inlandeisströme. Zahlreiche Arbeiten konnten belegen, daß die petrographische Zusammensetzung des glazial transportierten Gesteinsmaterial direkt vom petrologischen Aufbau des Untergrunds im Einzugsgebiet eines Eisstroms abhängig ist (z.B. Dreimanis, 1976; Fenton & Dreimanis, 1976; Harrison, 1960; Holmes, 1952; Karrow, 1976; Linden, 1975). Daraus ergibt sich umgekehrt die Möglichkeit einer Modellierung der Subglazialpetrologie aus der petrographischen Zusammensetzung eines glazialen Tills.

Eine Reihe von Faktoren wie z.B.

1. die Petrologie des Gesteinsuntergrunds im Einzugsgebiet,
2. die mechanischen Eigenschaften der im Einzugsgebiet anstehenden Gesteine,
3. die Distanz zwischen Erosionsgebiet und Ablagerungsraum bestimmen die petrographische Zusammensetzung der Gesteinsfragmente eines glazialen Tills.

In der Literatur existieren jedoch widersprüchliche Aussagen zur Wirksamkeit der genannten Faktoren. Nach Harrison (1960) ist die petrographische Tillzusammensetzung im Verhältnis von 1 : 1 mit dem petrologischen Aufbau des Liefergebietes korreliert. Danach läßt sich ein großer Teil der Gesteinsfragmente aus Bereichen des Einzugsgebietes ableiten, die mehr als 150 km vom Ablagerungsort entfernt sind. Dagegen stellen z.B. Holmes (1952) und Slatt (1972) fest, daß der überwiegende Anteil der Tillkomponenten aus einem Einzugsgebiet kommt, das weniger als 100 km vom Ablagerungsort entfernt ist. Auch die Untersuchungen von pleistozänen Eisstromablagerungen in Nordwesteuropa belegen den stärkeren Einfluß lokalen Materials (z.B. Woldstedt, 1927).

In Bezug auf die Erosions- und Transportresistenz unterschiedlicher Gesteine weist Harrison (1960) auf die bevorzugte glaziale Erosion von z.B. wenig resistenten Tonsteinen gegenüber deutlich stärker resistenten Graniten hin. Durch eine bevorzugte mechanische Transportzerstörung des Tonsteins im Vergleich zum Granit wird sein größeres Erosionsvolumen kompensiert, so daß in der Kies- und Geröllfraktion des daraus resultierenden Tills beide Komponenten in ähnlichem Verhältnis wie im Einzugsgebiet vorkommen. Slatt (1972) stellt fest, daß zumindest bei kürzeren Transportdistanzen (einige zehner Kilometer) keine signifikante Transportauslese stattfindet. Dagegen sind Dreimanis & Vagners (1971) der Meinung, daß leichter erodierbares Material mit zunehmender Transportentfernung nur in der Tillmatrix, d.h. nicht mehr als Geröllkomponente auftritt.

Zur Abschätzung der Transportweiten von Tillkomponenten auf dem antarktischen Schelf können auf Grund der kontinentalen Eisbedeckung nur indirekte Schlüsse gezogen werden. So kamen Domack (1982) bei Untersuchungen im Bereich des Adeli-Schelfs, Neethling (1972a) für das nordwestliche Neuschwabenland sowie Andrews (1984) für das östliche Weddellmeer zu Transportweiten von Tillkomponenten von minimal 100 km. Anderson et al. (1980b) stellten fest, daß Gerölle im Tillvor-

kommen an der äußeren Schelfkante im Bereich der Ross See und des Weddellmeeres sogar Transportweiten von nahezu 1000 km belegen. Betrachtet man die Topographie der Inlandeismassen (Abb. 4) im Vergleich zur Subglazialtopographie (Abb. 51), so zeigen sich insbesondere im zentralen Bereich der Ostantarktis die größten Mächtigkeiten bzw. die größten Tiefenlagen des subglazialen Untergrundes. In den kontinentalen Randbereichen steigt dagegen die subglaziale Morphologie stark an. Diese Tendenz wird insbesondere durch die verschiedenen Gesteinsaufrühe in der Umrandung des östlichen Weddellmeeres - als Ergebnis mesozoisch-känozoischer Bruchtektonik - dokumentiert.

Da topographisch exponierte Gebiete einer bevorzugten glazialen Erosion unterliegen, muß wahrscheinlich von einer überwiegenden Beeinflussung der Tillzusammensetzung durch Gesteine küstennaher Gebiete ausgegangen werden.

Unterstützt wird diese Annahme durch den Grad der Korrelation der petrographischen Zusammensetzung der Till-Gesteinsfragmente mit dem petrologischen Aufbau subglazialer Bereiche (vgl. Kap. 6).

1.9 Geologischer Überblick

1.9.1 Geologische Entwicklung des Weddellmeeres

Die Entstehung des Weddellmeeres ist als Teil des Zerfalls der Gondwana-Landmasse, d.h. der Trennung von Afrika, Südamerika und Antarktis zu verstehen. Dabei ist die frühe geologische Geschichte mit den tektonischen Ereignissen, die sich während der initialen 'rifting'-Prozesse abgespielt haben sowie die weiteren Vorgänge beim Aufreißen des Weddellmeeres bisher z.T. noch sehr spekulativ.

Erste durchgeführte geomagnetische Untersuchungen lassen auf ein Bildungsalter des Weddellmeeres zwischen oberem Jura und der untersten Kreide schließen (La Breque & Barker, 1981). Dabei soll das Weddellmeer-Becken auf der Südflanke eines 'spreading centers' entstanden sein, dessen Nordflanke unter die Scotia See subduziert worden ist (Hill & Barker, 1980). Reflexionsseismische Untersuchungen am Kontinentalrand des nordöstlichen und südöstlichen Weddellmeeres (Hinz & Krause, 1982; Fossum et al., 1982; Haughland, 1982; Haughland et al., 1985) zeigen seismische Strukturen, die als typische Riftstrukturen zu interpretieren sind. Der Übergang von der ozeanischen Kruste des Weddellmeeres zur kontinentalen Kruste Neuschwabenlands vollzieht sich danach an mehreren Bruchsystemen, die im Verlauf der jurassisch-kretazischen Trennung der Ostantarktis von Afrika entstanden sind.

Dabei läßt sich der Kontinentalrand des nordöstlichen Weddellmeeres in zwei unterschiedliche Struktureinheiten gliedern (Hinz & Krause, 1982). Ein meist ungestörtes sedimentäres Stockwerk mit 2000 bis 3000 m Mächtigkeit wird durch die sogenannte Weddellmeer-Diskordanz von einer wahrscheinlich durch Vulkanite geprägten Sequenz getrennt, die bis in etwa 8 km Tiefe reicht (Abb. 7).

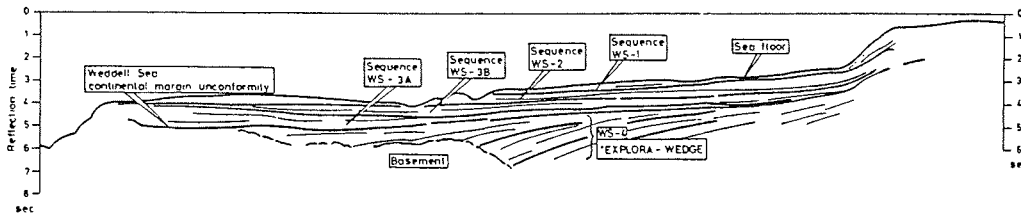


Abb.7: Aufbau des antarktischen Kontinentalrandes vor Kapp Norvegia (nach Hinz & Krause, 1982)

Das sedimentäre Stockwerk baut sich aus mindestens drei voneinander durch Diskordanzen getrennten Sequenzen (WS 1 bis WS 3) auf, deren Alter vom Eozän/Oligozän bis zum Holozän reichen. Die darunter folgenden Sequenzen der vermutlich vulkanisch-vulkanoklastischen Gesteinsfolgen sind durch ozeanwärts einfallende Reflektoren gekennzeichnet (Explora-Wedge). Sie werden durch eine nördlich lagernde Grundgebirgsscholle, die durch seismische Geschwindigkeiten von 5 - 7 km/s gekennzeichnet ist, begrenzt. Die nördliche Grenze dieses Strukturelements wird scharf durch ein an Störungen gebundenes Escarpment gebildet, das einen NE-SW Verlauf zeigt (Explora-Escarpment). Der Fuß dieses Escarpments (in ca. 3500 m Wassertiefe) wird aus ozeanischer Kruste aufgebaut. Der als 'Explora-Wedge' bezeichnete Halbgraben wird als Teil einer ca. 150 km breiten Riftzone gedeutet, die sich in das südöstliche Weddellmeer (Filchner Depression) fortsetzt. Nach Grikorov (1982) wird die Riftzone des südlichen Weddellmeeres als grabenartige Depression angesehen, die von ausgedünntem, archaischem Grundgebirge unterlagert wird. Sie reicht bis zum Dufek-Massiv, das durch eine ausgedehnte basische Intrusionen jurassischen Alters aufgebaut wird. Untersuchungen von Kristoffersen & Haughland (1986) belegen eine südwestliche Fortsetzung des Explora-Escarpments bis etwa 74°S, 38°W (Abb. 8). Die damit über 1000 km lange, als Andenes-Explora-Escarpment bezeichnete Grundgebirgsstruktur wird als möglicher Teil der ostantarktischen Plattengrenze während des Aufbrechens Gondwanas angesehen.

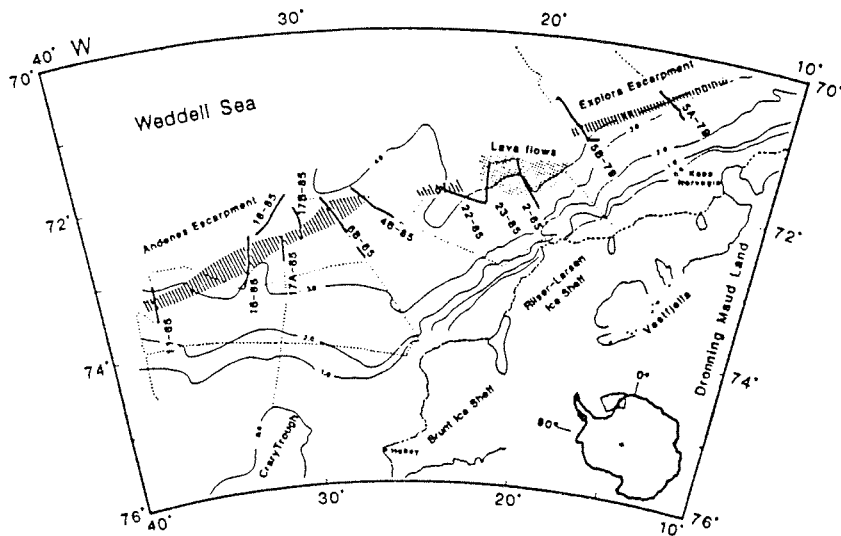


Abb.8: Verlauf des Andenes-Explora Escarpments (Schraffur) am antarktischen Kontinentalrand der östlichen Weddell See mit Lage der seismischen Profile; Bathymetrie in km; die gestrichelte Linie markiert den Verlauf der Schelfeis-Küste (nach Kristoffersen & Haughland, 1986)

Die geschilderte Abfolge - känozoisches sedimentäres Stockwerk über älteren magmatisch-metamorphen Folgen - reduziert sich zwischen Halley im Norden und dem Gebiet östlich der Achse der Filchner Depression ausschließlich auf kristalline Gesteine (Fossum et al., 1982; Haughland et al., 1985), auf denen nur eine dünne quartäre Sedimentbedeckung aufliegt.

Aus Untersuchungen der oberflächennahen Sedimente des sedimentären Stockwerks auf dem Schelf des östlichen und südlichen Weddellmeeres ist deren Aufbau und Verbreitung in etwa bekannt (Anderson et al., 1980b, 1982, 1983a, b; Elverhoi, 1981; Elverhoi & Roaldset, 1983; Orheim & Elverhoi, 1981). Danach ist der gesamte Schelfbereich dieses Gebietes von einer Decke überkonsolidierten glazialen Tills bedeckt. Er wird in weiten Bereichen durch weichen, glazio-marinen Till überlagert, der i.a. weniger als 2 m (häufig weniger als 0.5 m) mächtig wird (Abb. 9). Einzige Ausnahme davon bildet das Gebiet der westlichen Flanke der Filchner Depression von Berkner Island, wo Grobsandfächer charakteristische Oberflächensedimente sind. 14C-Datierungen organischer Komponenten ergaben für den glazialen Till Sedimentationsalter < 31000 y.b.p. (Elverhoi, 1981). Daraus kann eine Bedeckung des Schelfs mit 'grounded ice' im späten Wisconsin (Würm) abgeleitet werden, die sich bis zur äußeren Schelfkante erstreckte.

Beim Aufschwimmen bzw. Abschmelzen der Eismasse kam es zur Sedimentation des glazial-marinen Tills. Die bei einigen Proben beobachtete oberflächliche Anreicherung der Kies und Geröllkomponenten (vgl. Abb. 17) wird von Anderson et al. (1980) als das Ergebnis der Erosion feinerer Partikel (Ton- und Siltfraktionen) durch Bodenströmungen angesehen, die auf dem Schelf bei ca. 10 - 30 cm/s liegen (Foldvik, 1980; Foldvik et al., 1985).

Gegenwärtig ist die klastische Sedimentation auf den inneren Schelfarealen des Arbeitsgebietes auf Grund der in Kapitel 1.7 geschilderten glaziologischen Verhältnisse vernachlässigbar klein (Orheim & Elverhoi, 1981; Johnson et al., 1981). Für den inneren Schelfbereich (bis ca. 300 m Wassertiefe) wurden von Orheim & Elverhoi (1981) Sedimentationsraten von < 1 cm/1000 a angegeben, wobei biogene Komponenten als Sedimentquelle dominieren.

Basal transportierte Sedimente des Inlandeises schmelzen rezent unterhalb der Schelfeise nahe der 'grounding line' aus. Kalbende Eisberge sind in diesen Gebieten fast vollständig frei von glazigenem Schuttmaterial. Der einzige Eintrag erfolgt durch Material, das an intraglaziolen Scherzonen gebunden ist.

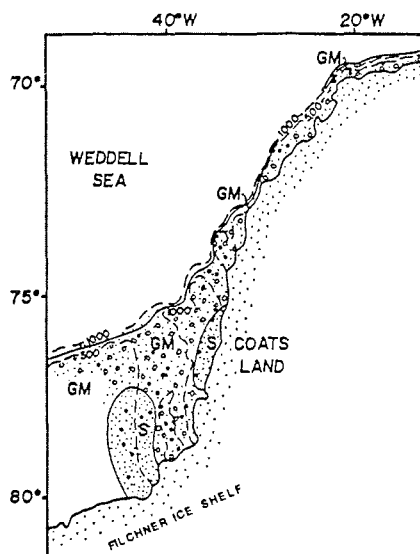


Abb.9: Verteilung glazialer Sedimente am Kontinentalrand der östlichen Weddell See; GM = glazialer und glazio-mariner Till, S = Sand (aus Anderson et al., 1983)

Eine weitere Möglichkeit sind Eisberge, die aus Gebirgs-gletschern anderer Regionen auf ihrem im Uhrzeigersinn gerichteten Driftweg entlang des äußeren Kontinentalrands eingelagerte Sedimente ausschmelzen können. Für den äußeren Kontinentalschelf bzw. den oberen Kontinentalhangbereich geben Orheim & Elverhoi (1981) eine Sedimentationsrate von ca. 2 - 5 cm/1000 a an.

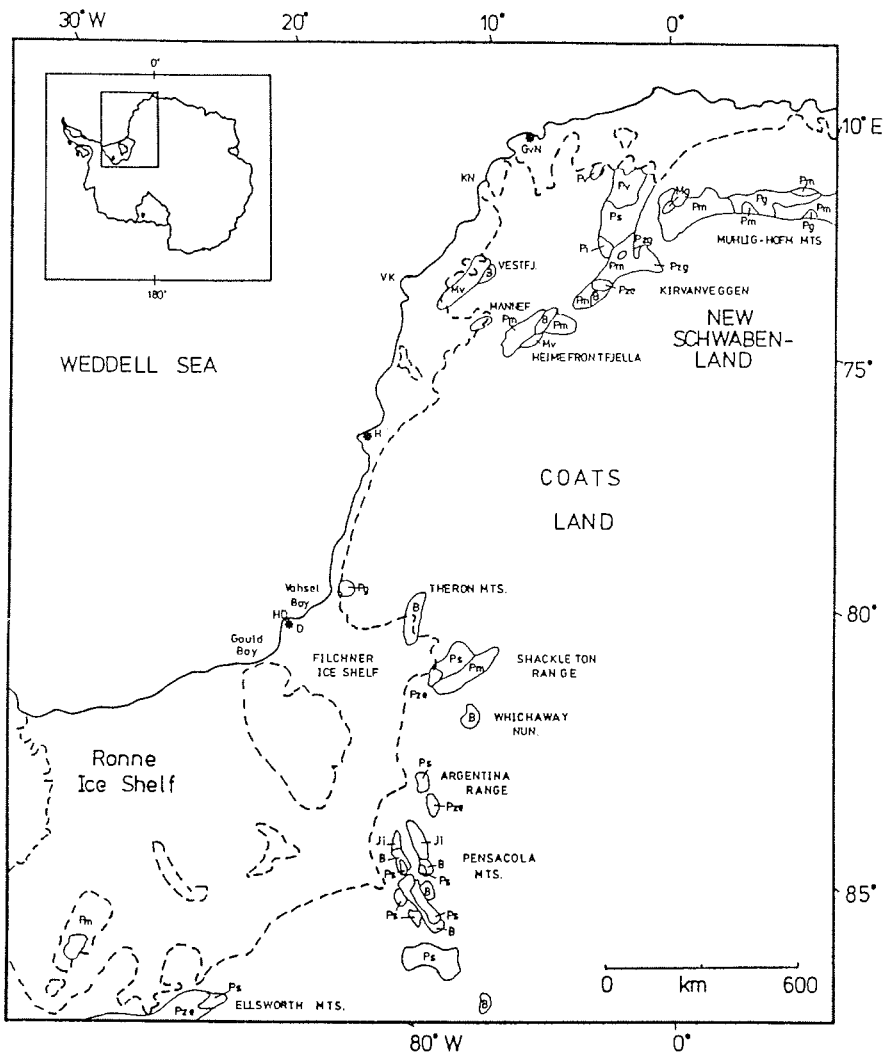
Aus dem Vorkommen von glazialeem bzw. glazio-marinem Till auf dem Schelf des östlichen und südlichen Weddellmeeres ergibt sich die Möglichkeit, durch petrographisch-geochemische Untersuchungen eingebetteter Gesteinsfragmente Korrelationen mit aufgeschlossenen Gesteinsvorkommen im Hinterland durchzuführen und darüber hinaus Rückschlüsse auf den subglazialen Aufbau der Liefergebiete zu ziehen.

1.9.2 Geologische Übersicht aufgeschlossener Gebiete in der Umrandung des östlichen und südlichen Weddellmeeres

Um einen Teil der Kontinentalrandsedimente des Arbeitsgebiets mit den Liefergebieten im entsprechenden Hinterland korrelieren zu können, wird an dieser Stelle ein kurzer Abriß über den bisher bekannten geologischen Aufbau der nicht vom Eis bedeckten Areale gegeben. Eine detaillierte petrographische Bestandsaufnahme erfolgt bei der jeweiligen Korrelation des eisverfrachteten Materials mit entsprechenden Liefergebieten (Kap. 6).

Das bearbeitete Gebiet liegt an der Nahtstelle zwischen dem Kraton der Ostantarktis und der mobilen Westantarktis, wobei das Ross Orogen (Transantarctic Mts.) den Grenzbereich zwischen beiden Einheiten darstellt (Abb. 10). Die im Einzugsgebiet des bearbeiteten Materials aufgeschlossenen Gesteinsfolgen der Ostantarktis sind die im westlichen Neuschwabenland liegenden Nunatakk bzw. Gebirgsmassive von Vestfjella, Heimefrontfjella, Kirvanveggen, Borg Massiv und Ahlmannryggen. Charakterisiert werden sie durch ein präkambrisches Grundgebirge aus magmatisch-metamorphen Serien. Überlagert werden diese durch flach lagernde, z.T. präkambrische, z.T. paläozoische Plattformsedimente sowie mesozoische (jurassische) Vulkanite. Letztere werden als typische Riftvulkanite gedeutet, die den Beginn des Gondwana-Zerfalls kennzeichnen (James & Tingey, 1983; Jukes, 1972).

In der Umrandung des südlichen Weddellmeeres treten die zu den Transantarctic Mts. gerechneten Massive der Shackleton Range und Pensacola Mts. sowie kleinere Nunatakzüge - Theron Mts. und Whichaway Nunataks - auf. Die Shackleton Range wird zum größten Teil aus präkambrischem Grundgebirge - hochmetamorphen Gneisen und Migmatiten sowie jüngeren amphibolitfazialen Metamorphiten - aufgebaut, die als Teil des ostantarktischen Schildes gedeutet werden (Clarkson, 1982a). Überlagert werden sie im östlichen Teil durch eine bis zu 3500 m mächtige flyschartige Folge von



Mv Mesozoic volcanic rocks	Ps Proterozoic metasediments
J1 Jurassic mafic intrusive rocks	Pv Proterozoic volcanic rocks
B Beacon Supergroup	Pq Proterozoic granitoids including charnockites
Pzg Palaeozoic granitoids	Pm Proterozoic high grade metamorphics
Pze Early Palaeozoic sedimentary and volcanic rocks	P1 Proterozoic mafic intrusives

Abb.10: Geologische Übersichtskarte des antarktischen Kontinentalrandes der östlichen und südlichen Weddell See (nach einem Entwurf von R.J.Tingey); ausgezogene Linie = Verlauf der Schelfeis-Küste; gestrichelte Linie = Lage der 'grounding line'

Schiefern und Quarziten sowie im westlichen Teil von bis zu 3000 m mächtigen paläozoischen, molasseähnlichen Serien (Sandsteine, Konglomerate).

Theron Mts. und Whichaway Nunataks werden aus paläozoischen, klastischen Sedimentfolgen (Beacon Supergroup), in denen zahlreiche mesozoischen Vulkanite eingeschaltet sind, aufgebaut (Stephenson, 1966).

Bei den Pensacola Mts. beginnt die bisher bekannte Schichtfolge mit einer mehrere 1000 m mächtigen Serie gefalteter turbiditischer Grauwacken mit eingeschalteten vulkanischen Gesteinen (Weber, 1982). Darüber folgen Karbonate und klastische Sedimente kambrischen Alters sowie weitere, durch eine Diskordanz getrennte paläozoische Sand- und Tonsteine der Beacon Supergroup. Die jüngste Einheit stellt das nicht beanspruchte Dufek Massiv dar, eine lagige basische Intrusion jurassischen Alters (Ford, 1972).

1.10 Bisherige Arbeiten

Die petrographische Analyse glazialer Sedimente hinsichtlich ihrer Provenienz bzw. zur Rekonstruktion von Flußrichtungen und Ausbreitungsgebiete größerer Inlandeismassen hat eine lange Tradition. Insbesondere wurden mit dieser Zielsetzung die pleistozänen Ablagerungen Nordwesteuropas und Nordamerikas eingehend untersucht (Ehlers, 1983; Harrison, 1960; Hesemann, 1937; Shilts, 1980; Woldstedt, 1927).

Wohlfeil (1982) bearbeitete quartäre glazio-marine Psephite im Nordatlantik südlich von Island und konnte daraus verschiedene Eisvorstöße rekonstruieren.

Im Bereich der Antarktis gibt es dagegen nur vereinzelt entsprechende Untersuchungen. Da im terrestrischen Bereich solche Fragestellungen infolge der mächtigen Eisbedeckung nur punktuell bearbeitet werden können (z.B. Duphorn, 1984), bieten die glazial-marinen Sedimente am antarktischen Kontinentalrand die einzige Möglichkeit, Aussagen zum genannten Problembereich machen zu können.

Seitdem wissenschaftliche Expeditionen in die Antarktis kommen, wurden vereinzelt Versuche unternommen, aus den glazio-marinen Sedimenten am antarktischen Kontinentalrand, Aussagen zum geologischen Aufbau des Kontinents zu machen (Hamilton, 1965; Kagami, 1964; Neethling, 1972a; Philipi, 1912; Wordie, 1921). Infolge der jeweils geringen zur Verfügung stehenden Probenmengen bzw. der geringen geographischen Verbreitung der bearbeiteten Probennahmepunkte konnten bei allen erwähnten Arbeiten nur punktuelle Aussagen gemacht werden, so daß keine systematische Bearbeitung größerer Küstenareale zur Verbreitung und Herkunft glazial-mariner Gerölle vorliegt.

Dagegen gibt es für die pelitisch-psymmitische Fraktion glazialer Sedimente am antarktischen Kontinentalrand erste Bearbeitungen für das Gebiet des Adelie-Schelfs (Domack, 1982) sowie für das östliche Weddellmeer (Andrews, 1984). Andrews (1984) führte im wesentlichen eine Komponentenanalyse der Sandfraktion von glazialen und glazio-marinen Tillproben aus

16 Lotkernstationen durch. Dabei wurde zusätzlich auch die Lithologie von ca. 700 Gesteinsfragmenten der Kiesfraktion makropetrographisch festgelegt. Infolge geographisch unterschiedlicher Probenzusammensetzung wurden sechs Zonen unterschieden, die durch jeweils unterschiedliche Einzugsgebiete gekennzeichnet sein sollen. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, daß von den 16 untersuchten Stationen allein 11 im Bereich der Filchner Depression liegen. Vier Zonen werden dagegen nur von jeweils zwei Stationen definiert, so daß die den gesamten Küstenbereich des östlichen Weddellmeeres umfassende Gliederung sehr unsicher ist. Weiterhin kamen Andrews (1984) und Domack (1982) zu dem Ergebnis, daß zwischen oberflächlich lagerndem glazial-marinem Till und darunter folgendem glazialen Till keine nachweisbaren Zusammensetzungsunterschiede in der Grobsand- und Kiesfraktion bestehen, also einheitliche Liefergebiete angenommen werden können. Beide Sedimenttypen zeichnen sich weiterhin über den gesamten Kernbereich durch eine große Homogenität ihrer Zusammensetzung aus, wodurch ausschließlich die Eigenschaften des unterlagernden Gesteinsuntergrundes entlang des Fließweges eines Eisstroms dokumentiert werden. Trotz der geringen Zahl untersuchter Gesteinsfragmente fand Andrews (1984) keine Unterschiede zwischen den auftretenden Lithologien in der Sandfraktion und denen der Geröllfraktion. Daraus wurde gefolgert, daß trotz längerer Transportwege (um 100 km) keine signifikanten Transportausleseprozesse von unterschiedlichen Gesteinstypen stattfinden.

Insgesamt stellen die i.w. auf der Untersuchung der Sandfraktion beruhenden Ergebnisse von Andrews (1984) auf Grund der geringen Anzahl an ausgewerteten Probennahmestationen nur einen ersten Ansatz zur Abschätzung von Liefergebieten glazialer Sedimente dar. Sie sind aber - insbesondere durch die festgestellte Einheitlichkeit der Liefergebiete und die nur in geringem Umfang zu erwartenden Transportausleseprozesse - eine sinnvolle Ergänzung der in der vorliegenden Arbeit durchgeführten petrographisch-geochemischen Analyse von Gesteinsfragmenten der Kies- und Geröllfraktion zur Modellierung des geologischen Aufbaus subglazialer Gebiete am Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres.

2. Methodik

2.1 Beprobung

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit resultieren aus der Bearbeitung von Probenmaterial, das auf den ersten drei Antarktisexpeditionen des Forschungsschiffes "Polarstern" in der Saison 1982/83, 1983/84 und 1984/85 genommen wurde. Insgesamt wurden 61 Stationen am Kontinentalrand des östlichen und südlichen Weddellmeeres (Abb. 11, Tab. 8.1) mit dem Agassiz-Trawl (AGT) und dem Großkastengreifer (GKG) beprobt. Vereinzelt wurden auch Proben aus dem Grund-Trawl (GT) verwendet. Dabei ist ein Großteil der Probennahmepunkte jeweils direkt am Rand der vorgelagerten Schelfeise gelegt worden, um eine Veränderung der glazial deponierten Geröllspektren durch möglichen Materialeintrag driftender Eisberge weitgehend auszuschalten. Zur Abschätzung dieses Problempunktes wurden zusätzlich zwei Stationsprofile vom flachen Schelf über den Kontinentalrand im Bereich Kapp Norvegia und südlich des Vestkapps beprobt (Abb. 11).

Mit dem AGT, einem schlittenähnlichen Dredgegerät (Abb. 12a), wird oberflächennahes Material gewonnen. Dagegen kann mit dem GKG (Abb. 12b), ein 0.5 x 0.5 x 0.6 m großer Stechkasten, der gravitativ in den Meeresboden eindringt, ein bis zu max. 0.6 m mächtiger, ungestörter Sedimentkern entnommen werden. Das Gros des so gewonnenen Materials besitzt Korngrößen < 2 cm. Zur Abtrennung der Kies- und Steinfraktion wurde es anschließend mit einem 0.6 mm Sieb naß ausgesiebt. Zur petrographischen Bearbeitung wurde die Fraktion > 0.6 mm gewählt, da Gesteinsfragmente erst oberhalb dieser Größe sinnvoll zu klassifizieren sind. Die Fragmentgrößen des AGT-Materials (i.a. > 2 cm) machten keine weitere Vorbehandlung notwendig.

Durch den Vergleich der petrographischen Zusammensetzung des Gesteinsmaterials des AGT und des GKG werden Aussagen zur Korngrößenabhängigkeit der Geröllpetrographie (Problemkreis selektive Transportbeanspruchung) sowie zur Homogenität des Probenmaterials in Abhängigkeit zur Probentiefe möglich. An verschiedenen Stationen ergaben sich Probleme hinsichtlich der Probenmenge. Durch oberflächlich exponierten, überkompaktierten glazialen Till oder oberflächennah anstehende Gesteinsfolgen (südlich Halley), die keine größere Eindringtiefe der Probennahmegeräte zuließen, wurden an einigen Stationen nur kleine Geröllmengen (weniger als 50 Stücke) gewonnen (vgl. Tab. 8.2). An insgesamt 24 Stationen wurden parallel zur Probennahme Unterwasserfotografien vom Meeresboden mit einer 9 x 9 Hasselblad Kamera durchgeführt (J. Gutt, Kiel). Mit einer Aufnahme konnte eine Fläche mit einer Kantenlänge von ca. 1.2 m erfaßt werden. Damit wurden Hinweise zur Oberflächenausbildung der glazialen Sedimente (z.B. qualitative Abschätzung der Geröllführung) sowie auf evtl. lokal anstehende Gesteinsfolgen bzw. zur Größenordnung von Blockmaterial erwartet.

2.2 Petrographische Bearbeitung

Die petrographische Bearbeitung der Gesteinsfragmente (insgesamt ca. 15000) erfolgte nach der Lupe und mit Dünnschliffanalysen. In einem ersten Schritt wurden die Proben aller Stationen makropetrographisch klassifiziert. Anschließende polarisationsmikroskopische Dünnschliffuntersuchungen wurden auch zur Struktur- und Texturanalyse von Gesteinsproben durchgeführt. Bei der Auswahl der ca. 400 Dünnschliffproben wurden sowohl die an einer Station häufigsten Gesteinstypen als auch charakteristische Einzelgerölle (insbesondere bei Metamorphiten und Vulkaniten) berücksichtigt. Gleiche Gesteinstypen benachbarter Probenpunkte wurden dabei jedoch nicht doppelt bearbeitet. Ein weiterer Schwerpunkt lag bei der Probenauswahl auf den mit geochemischen Methoden bearbeiteten Vulkaniten. Hier erfolgte parallel zu jeder analysierten Probe auch eine Dünnschliffbearbeitung zur Abschätzung ihres Alterationsgrades. Mit Hilfe der Dünnschliffuntersuchungen sollte neben einer Kontrolle der unmittelbaren Klassifikation makroskopisch nicht exakt zu bestimmende Proben (z.B. bei sehr feinen Korngrößen der gesteinsbildenden Minerale) genau klassifiziert werden. Weiterhin sollten aus dem Modalbestand und den Gefügemerkmalen petrogenetische Aussagen abgeleitet werden (z.B. Metamorphosegrad, Ablagerungsmilieu von Sedimentgesteinen, Alterationsprozesse und Abkühlungsverhalten von Vulkaniten), um einerseits petrographische Korrelationen mit im Hinterland aufgeschlossenen Gesteinsfolgen bzw. andererseits den petrologischen Aufbau subglazialer Gebiete sinnvoll modellieren zu können.

Die im Zuge der Dünnschliffarbeiten durchgeführte quantitative Abschätzung auftretender Minerale in einer Probe erfolgte unter Anwendung von Schätztafeln. Die optische Bestimmung der An-Komponente in Plagioklas wurde nach der Rittmann-Methode durchgeführt. Unterstützt wurden die Dünnschliffanalysen durch qualitative röntgendiffraktometrischen und röntgenmikroanalytische Untersuchungen (an polierten Dünnschliffen) optisch nicht eindeutig zu identifizierender Phasen. Dabei kam ein Röntgendiffraktometer der Fa. Philips (PW 1729) sowie ein Rasterelektronenmikroskop (REM) der Fa. Cambridge (Stereo-scan 250) mit angeschlossener energiedispersiver Röntgenmikroanalyse (EDX, Fa. Link) zum Einsatz.

Die an jeder Station petrographisch klassifizierten Gesteinsfragmente wurden anschließend den vier Hauptgesteinsgruppen - Vulkanite, Plutonite, Metamorphite und Sedimentgesteine - zugeordnet. Die sich daraus für jeden Probennahmepunkt ergebenden Häufigkeitsverteilungen wurden stationsweise sowohl innerhalb der einzelnen Seegebiete als auch zwischen den verschiedenen Seegebieten miteinander verglichen. Dadurch wurde in einem ersten Schritt geprüft, inwieweit regional unterschiedliche Geröllspektren auftreten, die auf spezifische Liefergebiete schließen lassen. Die dazu durchgeführten clusteranalytischen Rechnungen (hierarchisch-agglomeratives Verfahren nach Ward) erfolgten mit dem Unterprogramm 'Cluster'

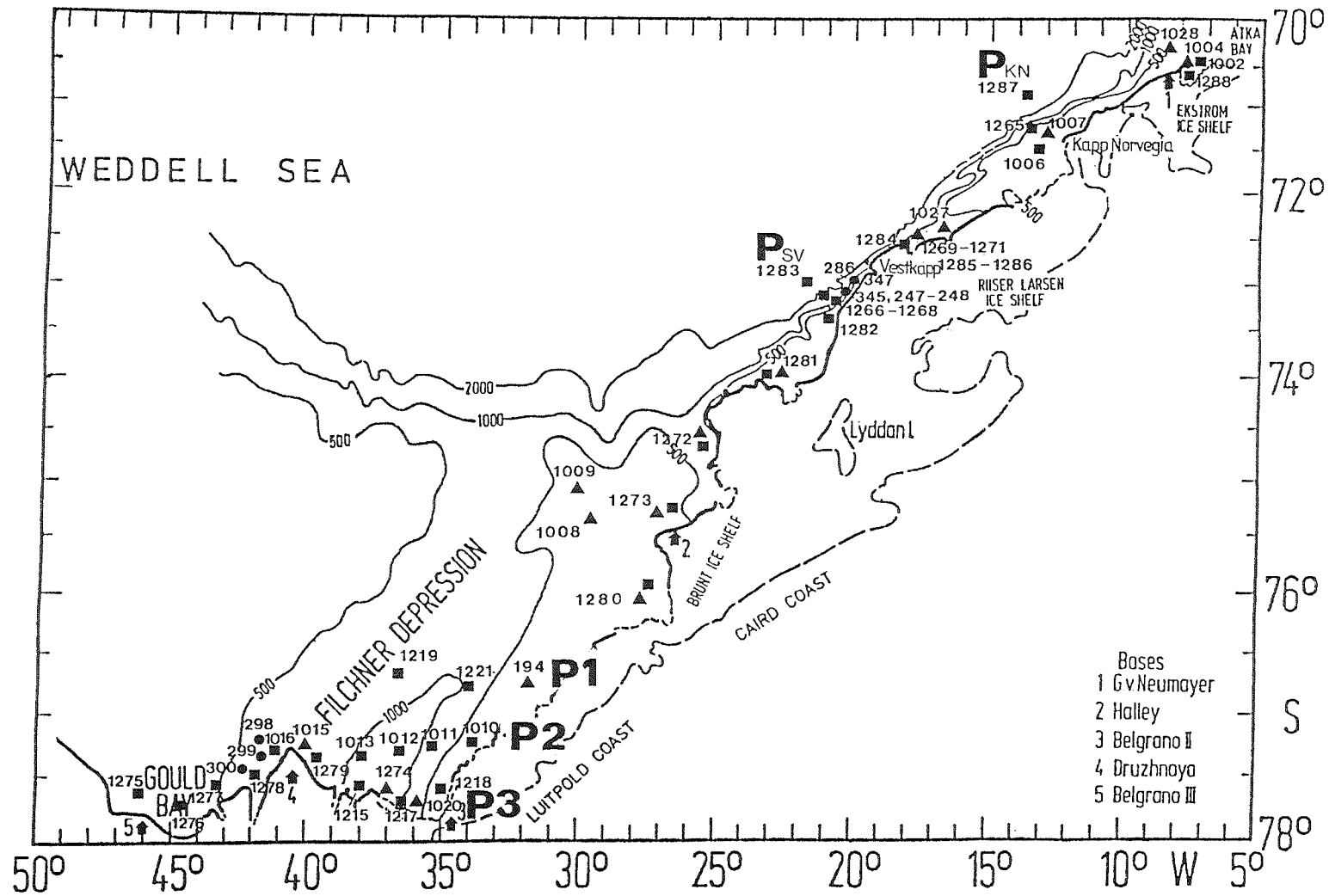
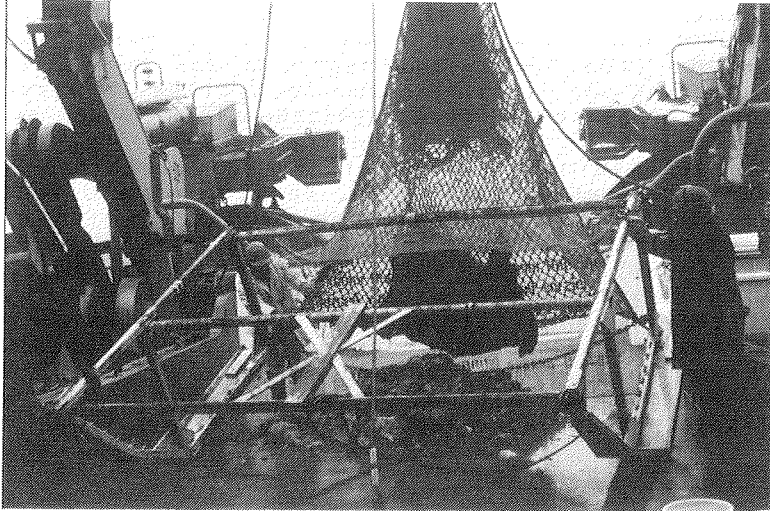
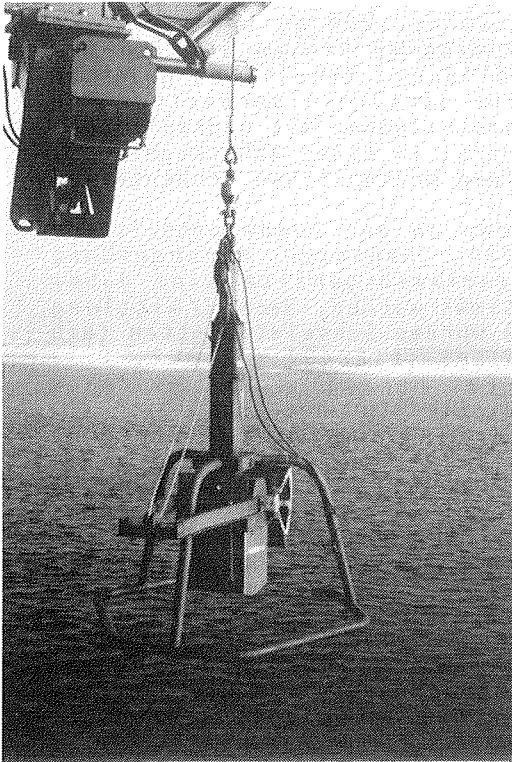


Abb.11: Lage der Probenahmestationen im Arbeitsgebiet; die beprobten Stationsprofile sind mit 'P' gekennzeichnet (PKN - Profil Kapp Norvegia; PSV - Profil Südliches Vestkapp); durchgezogene Linie = Verlauf der Schelfeis-Küste; gestrichelte Linie = Lage der 'grounding line'

A)



B)



C)



Abb. 12: A) Agassiz-Trawl nach der Probennahme
B) Großkastengreifer
C) typische GKG-Oberfläche aus glazial-marinem Till

des Programmpakets SAS (Statistical Analytical System) am Rechenzentrum der Universität Münster. In einem zweiten Schritt wurde jede Hauptgesteinsgruppe zur detaillierten Charakterisierung der Stationen bzw. Seegebiete in verschiedene, charakteristische, petrographische Kleingruppen gegliedert (vgl. Tab. 8.3). Die dabei stationsweise durchgeführten Vergleiche der Kleingruppenverteilung, wie auch der Petrographie der einzelnen Gesteinstypen, sollten eine Gliederung des Arbeitsgebiets in verschiedene Provinzen mit jeweils spezifischen petrographischen Eigenschaften ermöglichen. Dazu wurden als Ergänzung Mittelwerte der petrographischen Kleingruppenverteilung für jedes Seegebiet berechnet. Neben der indirekten Bestimmung von Liefergebieten durch die versuchte Provinzgliederung wurden zur direkten Überprüfung eines Einzugsgebietes Gesteinsproben aus dem Bereich Vestfjella herangezogen und mit den petrographischen Eigenschaften der Geröllspektren des vorgelagerten Schelfareals verglichen.

2.3 Geochemische Bearbeitung

Bei der zur Charakterisierung der Vulkanite durchgeführten geochemischen Untersuchungen wurden die zu analysierenden Gesteinsproben zunächst von Verwitterungs- und Bewuchskrusten sowie Kluftbestegen befreit. Da recht unterschiedliche Materialmengen (von > 1 kg bis zu ca. 200 g) zur Verfügung standen, mußte insbesondere bei kleineren Proben auf Inhomogenitäten (Lagenbau, Schlierenbildung, Xenolithe) geachtet werden. Ungeeignetes Material wurde daraufhin verworfen. Die so ausgewählten Proben wurden anschließend mit hydraulischer Presse und Backenbrecher zerkleinert, in einer Achatkugelmühle analysenfein gemahlen und über einen mechanischen Probenteiler aufgeteilt.

Die geochemischen Analysen wurden an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover durchgeführt (Dr. Fesser). Haupt- und Spurenelementgehalte sind dabei röntgenfluoreszenzanalytisch bestimmt worden. Nach Ermittlung des Glühverlustes bei 1000° (LOI) wurden Schmelztabletten (ein Teil Probe + fünf Teile Schmelzmittel (Li₂B₄O₇ + LiB₂O₄, 1:1) im automatischen Schmelzofen (Fa. Herzog) sowie gepreßte Pulvertabletten zur Bestimmung der Alkalien hergestellt.

Die Messung der Hauptelemente erfolgte mit einem Röntgenfluoreszenzspektrometer der Fa. Philips (PW 1450), die der Spurenelemente mit dem Typ PW 1400. Zur Eichung wurden internationale Gesteinsstandards sowie synthetische Proben benutzt. Die Konzentrationsbestimmung wurde rechnergestützt mittels des Korrekturverfahrens nach De Jongh durchgeführt.

Zur Auswertung der geochemischen Daten standen mehrere Rechenprogramme zur Verfügung. Die CIPW-Normwerte wurden mit Hilfe eines im Geol.-Pal.-Institut der Universität Münster vorhandenen Programms, die Niggli-Werte mit einem Programm nach Klenke (1984) berechnet. Berechnungen von Mittelwerten und Standardabweichungen erfolgten mit entsprechenden Unterprogrammen des Programmsystems SAS.

3. Provinzgliederung

3.1 Überblick

Aus der petrographisch-geochemischen Probenbearbeitung und den dabei durchgeführten petrographischen Vergleichen der im Arbeitsgebiet glazial deponierten Gesteinsfragmente ergeben sich im Küstenverlauf von Nordost nach Südwest regional sehr unterschiedliche Gesteinsassoziationen.

Es zeigte sich, daß die auf dem Schelf gelegenen Stationen innerhalb eines Seegebietes vergleichbare petrographische Eigenschaften aufweisen, während großräumig von Seegebiet zu Seegebiet charakteristische Unterschiede auftreten.

Die Stationen bzw. Seegebiete mit ähnlichen Gesteinsassoziationen wurden zu Provinzen zusammengefaßt. Dazu wurden einerseits direkt die Ergebnisse der petrographischen Stationsbearbeitung, andererseits - zur quantitativen Absicherung - clusteranalytische Rechnungen der Häufigkeitsverteilungen der petrographischen Hauptgruppen herangezogen.

Aus den Untersuchungen ergab sich eine Gliederung des Arbeitsgebietes in fünf petrographische Provinzen (Abb. 13). Sie sind jeweils sowohl durch spezifische petrographische Eigenschaften als auch durch charakteristische Häufigkeitsverteilungen verschiedener Gesteinsgruppen gekennzeichnet. Auf die detaillierte Darstellung der petrographischen Ergebnisse wird an dieser Stelle verzichtet und auf die Arbeit von Oskierski (1986) verwiesen. Auf Grund der möglichen Gerölldeposition aus küstenparallel driftenden Eisbergen (vgl. Kap. 1.4) wurden zur Abgrenzung der Provinzen nur die auf dem Kontinentalschelf gelegenen Stationen benutzt.

Aus dem Dendrogramm (Abb. 14) kommt die Gliederung des Arbeitsgebietes in fünf Provinzen deutlich zum Ausdruck. Es gibt die jeweils zu einer Provinz gehörenden Stationen wieder. Aus den durch Mittelung der Stationsergebnisse (Tab. 8.2 und 8.3) entstandenen Häufigkeitstabellen der petrographischen Haupt- und Kleingruppen (Tab. 1 und Tab. 2) sind die jeweils spezifischen Provinzeigenschaften zu erkennen.

Die nachfolgende Charakterisierung der einzelnen Provinzen gliedert sich in jeweils vier Abschnitte:

- A) Verteilung und Vergleich der petrographischen Hauptgruppen;
- B) Verteilung und Vergleich der petrographischen Kleingruppen;
- C) Verteilung und Vergleich charakteristischer, individueller Gesteinstypen;
- D) kennzeichnende Unterschiede in den petrographischen Eigenschaften zwischen benachbarten Provinzen.

Unterstützt wird die Provinzgliederung durch vergleichende Betrachtungen geochemischer Daten der untersuchten Basalte (Kap. 5).

Tab. 1: Hauptgesteinsgruppen - Mittelwerte der bearbeiteten Seegebiete/Provinzen (Anzahl %)

	Vulkanite	Plutonite	Metamorphite	Sediment- gesteine
<u>Provinz I</u>	93.2 ± 3.4	0.9 ± 0.3	1.4 ± 1.6	4.5 ± 3.2
Atka Bucht	93.2 ± 2.9	0.6 ± 1	3.1 ± 2.2	2.7 ± 1.9
Kapp Norvegia	94.7 ± 0.7	2.6 ± 1.4	0.8 ± 1.1	1.9 ± 0.4
N'Vestkapp	92.8 ± 3.0	0.1 ± 0.1	0.9 ± 1.0	6.2 ± 3.0
<u>Provinz II</u>				
S'Vestkapp	60.6 ± 6.8	0.7 ± 1.1	14.1 ± 6.6	24.7 ± 9.1
<u>Provinz III</u>				
um Halley	20.8 ± 11.4	30.1 ± 20.4	36.3 ± 16.7	12.8 ± 10.5
<u>Provinz IV</u>				
Luitpold-Coast	14.6 ± 8.4	29.3 ± 18.8	26.5 ± 9.5	28.9 ± 9.3
<u>Provinz V</u>				
Vahsel Bucht/West	9.5 ± 9.6	2.5 ± 6.2	2.7 ± 3.8	85.8 ± 11.1
Gould Bay	5.3 ± 6.3	1.4 ± 1.7	2.6 ± 3.5	92.0 ± 4.4
	17.4 ± 14.2	-	4.0 ± 3.9	78.2 ± 12.3

Tab. 2: Durchschnittliche Verteilung petrographischer Kleingruppen der verschiedenen Seegebiete (Abb. 11); angegeben ist der Mittelwert in (%) zusammen mit der jeweiligen Standardabweichung, berechnet aus den Geröllspektren der Stationen in den einzelnen Seegebieten (Tab. 8.3), Legende vgl. Tab. 8.3.

	VULKANITE				PLUTONITE		
	gb	dB	grB	rB	sv	rg	ibp
Atka Bucht (n=3)	76.4 +5.2	4.1 + 5.8	4.7 + 3.5	7.6 + 3.6	<1	-	-
Kapp Norvegia (n=2)	73.7 +0	<1	8.1 + 1.1	13.6 + 1.6	<1	2.3 +1.8	<1
Nördliches Vestkapp (n=8)	62.6 +14.1	2.6 + 1.1	21.1 + 7.8	5.9 + 4.8	<1	<1	-
Südliches Vestkapp (n=8)	41.0 +7.0	3.9 + 3.6	10.0 + 4.7	3.8 + 2.4	<1	<1	<1
Halley (n=5)	16.1 +13.6	<1	3.6 + 3.9	<1	<1	24.9 + 22.5	4.1 + 5.3
Luitpold Coast (n=5)	6.5 + 4.2	2.7 + 2.7	1.1 + 0.6	<1	<1	8.5 + 9.6	10.2 + 12.6
Vahsel Bucht (n=9)	2.2 + 3.5	2.2 + 6.1	-	-	<1	<1	<1
Gould Bay (n=6) + 14.8	14.4	<1	<1	-	-	-	-

Fortsetzung Tab. 2

	METAMORPHITE					SEDIMENTGESTEINE									
	qfg	hbG	gG	Am	Gs	sM	wgS	ggS	rS	Qz	Si	Ts	Ka		
Atka Bucht (n=3)	1.4 +2	1.7 +0.8	-	-	-	-	-	<1	1.1 +0.9	<1	1.0 +1.4	-	<1		
Kapp Norvegia (n=2)	<1	-	-	-	<1	-	<1	1.3 +1.1	<1	<1	<1	<1	-		
Nördliches Vestkapp (n=8)	<1	<1	-	-	-	<1	1.7 +2.0	2.95 +2.4	<1	<1	<1	-	-		
Südliches Vestkapp (n=8)	7.5 +4.2	5.4 +4.9	<1	<1	<1	<1	2.8 +3.1	8.4 +5.4	8.9 +6.2	1.9 +2.1	1.6 +2.0	<1	<1		
Halley (n=5)	21.9 +9.2	8.9 +4.2	<1	2.3 +2.7	2.8 +2.8	<1	2.5 +4.3	5.7 +3.4	3.7 +3.6	<1	<1	<1	-		
Luitpold Coast (n=5)	4.6 +1.3	7.7 +7.2	7.9 +5.7	2.9 +4.1	-	2.9 +3.4	<1	10.9 +8.3	7.7 +7.3	1.9 +1.5	2.9 +3.8	4.9 +6.4	<1		
Vahsel Bucht (n=9)	<1	<1	-	-	<1	<1	4.7 +1.6	36.4 +10.9	12.9 +13.7	1.7 +2.6	21.8 +13.1	6.7 +7.2	5.3 +8.5		
Gould Bay (n=6)	2.1 +1.4	2.0 +2.9	-	-	<1	-	3.5 +2.8	46.4 +18.6	9.3 +7.5	2.5 +2.6	6.2 +10.7	8.6 +6.7	1.5 +1.4		

3.2 Provinz I

A) Petrographische Hauptgruppen

Die petrographische Provinz I liegt im äußersten Nordosten des Arbeitsgebietes. Sie umfaßt die Seegebiete Atka Bucht, Kapp Norvegia und Nördliches Vestkapp (Abb. 13).

Diese Provinz wird wie keine andere durch das verbreitete Auftreten vulkanischer Gesteine geprägt. Ihr Anteil am Gesamtspektrum bewegt sich zwischen ca. 88 und 96 %. Alle anderen Hauptgesteinsgruppen - Plutonite, Metamorphite, Sedimentgesteine - weisen durchschnittliche Gehalte deutlich unter 5 % auf (Tab. 1). Provinz I besitzt somit im Vergleich zu den übrigen Provinzen die niedrigsten Gehalte dieser Gruppen: Während der Plutonit-Anteil bei durchschnittlich < 1 % liegt bzw. die Metamorphit-Gehalte um 1 % schwanken, bewegt sich der Anteil sedimentärer Gesteine bei 4.5 %.

B) Petrographische Kleingruppen

Beim Vergleich der petrographischen Spektren der die Provinz umfassenden Seegebiete bzw. deren Stationen ergeben sich folgende Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede:

In allen drei genannten Seegebieten dominieren dunkelgraue, mikro-bis feinkristalline Basalte (um ca. 70 %). Hinzu kommen stärker hydrothermal alterierte, grün-graue, epidotisierte-chloritisierte- sowie rötlich-graue, hämatisierte Basalt-Varietäten, die verbreitet mit Sekundärprodukten (Chlorit, Quarz, Kalzit, Epidot, Prehnit etc.) gefüllte Blasenräume aufweisen. Dabei deutet sich für das Seegebiet Nördliches Vestkapp im Vergleich zu den beiden anderen Gebieten eine Anreicherung stärker alterierter Basalte, insbesondere vergrüunter Varietäten (ca. 21 % gegenüber 5 bzw. 7 %) an. Dagegen zeigt sich hier ein durchschnittlich geringerer Anteil (ca. 6 %) hämatisierter Varietäten, die um Kapp Norvegia ca. 14 % bzw. im Bereich Atka Bucht ca. 8 % erreichen. Doleritisch entwickelte Basalte sind in der gesamten Provinz nur in geringem Umfang vertreten (i.a. < 4 %). Ganz vereinzelt treten intermediäre bis saure Vulkanite auf. Insbesondere wurden vor Kapp Norvegia einige rhyolitisch-trachytische Gerölle identifiziert.

Das Auftreten plutonischer Gesteine beschränkt sich auf das Gebiet Kapp Norvegia, wo einzelne granitische Gerölle beobachtet wurden. Die wenigen Metamorphite setzen sich in allen Seegebieten der Provinz I meist aus Quarz-Feldspat-reichen Gneisen zusammen. Der Sedimentgesteinsanteil besteht hauptsächlich aus braunen, z.B. roten, häufiger quarzitischen, meist mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, die vereinzelt Gesteinsbruchstücke führen. Hellgraue, quarzitisches sowie grau-grüne Sandsteinvarietäten reichern sich im Gebiet Nördliches Vestkapp im Vergleich zu den beiden anderen, nördlichen Seegebieten leicht an (ca. 2 %). Silt-/Tonsteine sowie Karbonatgesteine treten dagegen in allen drei Seegebieten nicht oder nur als Einzelgerölle in Erscheinung.

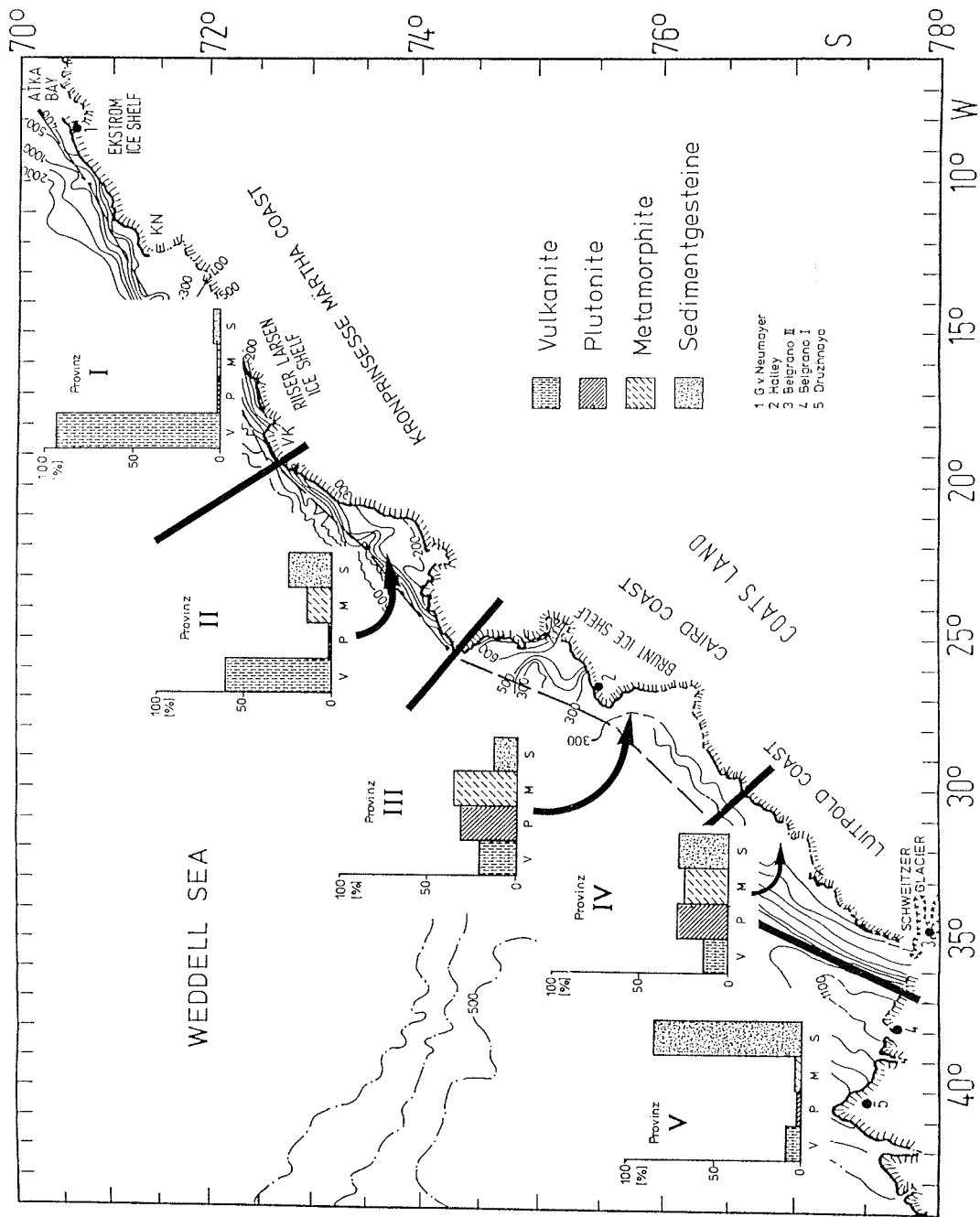


Abb. 13 : Lage der abgrenzbaren Provinzen mit unterschiedlichen Geröllassoziationen entlang der bearbeiteten Schelfeis-Küste (schraffiert); die gestrichelte Linie deutet die seewärtige Begrenzung der einzelnen Provinzen an; KN = Kapp Norvegia; VK = Vestkapp

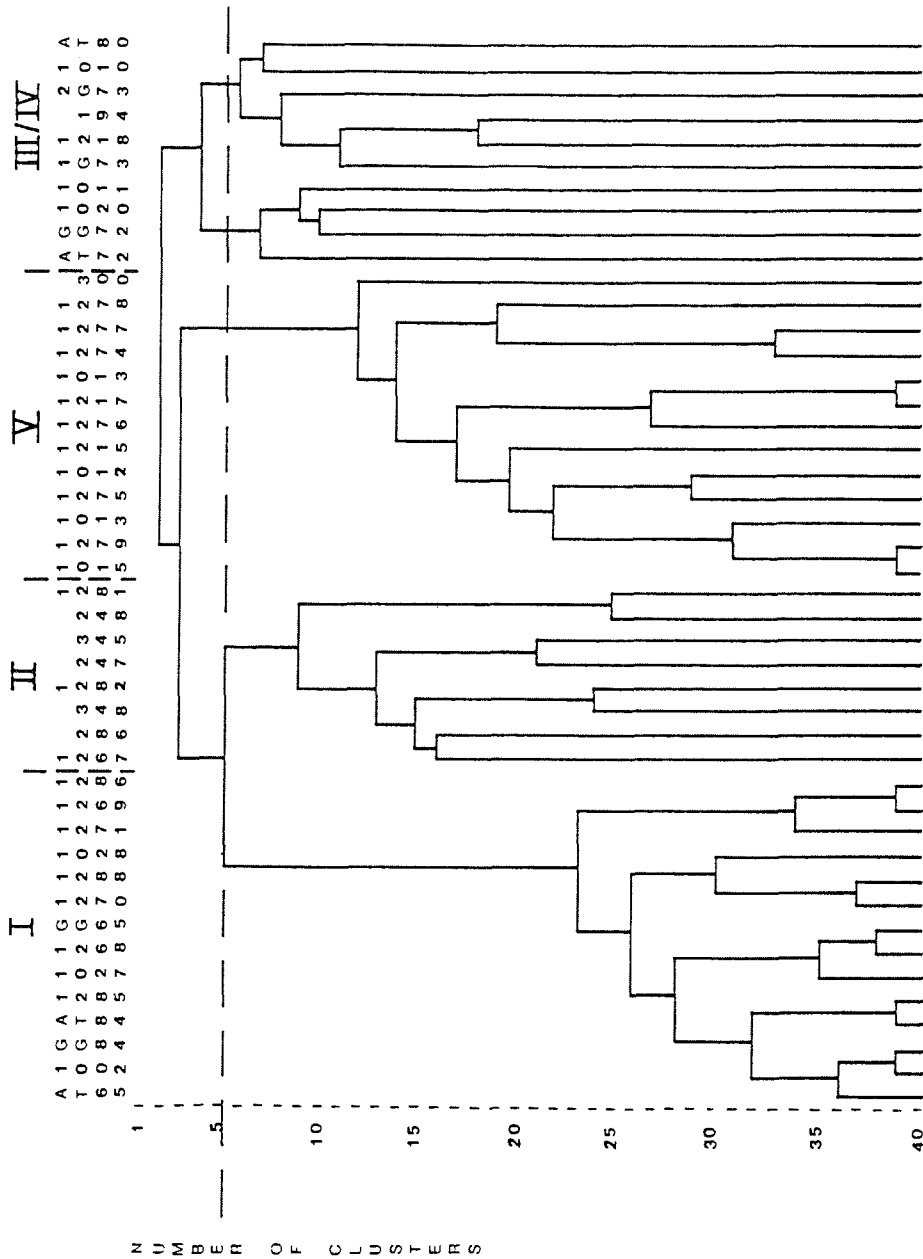


Abb. 14 : Clusteranalysen-Dendrogramm der bearbeiteten Probenstationen*; hierarchische Gliederung ähnlicher Prozentgehalte der Hauptgesteinstypen (Vulkanite, Plutonite, Metamorphite, Sedimentgesteine); die bei Clusterzahl 5 erhaltenen Gruppen sind den Provinzen I-V zugeordnet;
 * Stationen mit Geröllzahlen <50 wurden bei der Clusterbildung nicht berücksichtigt;
 AT = Agassiz Trawl; GG = Großkastengreifer

C) Einzelgesteinstypen

Der stationsweise durchgeführte Vergleich individueller Gesteinstypen verdeutlicht die ausgeprägte Äquivalenz der jeweiligen Vulkanit-Varietäten: An fast allen Stationen treten ähnliche oder identische dunkelgraue, wenig alterierte, häufig Olivin-führende, tholeiitische Basalte sowie stärker alterierte, vergrünte bzw. hämatisierte Varietäten, oft mit gefüllten Blasenräumen, auf. Die Stationen des Seegebietes Nördliches Vestkapp zeichnen sich dabei durch einen im Vergleich zu den anderen Bereichen hohen Anteil charakteristischer, vergrünter Basalte mit bis zu cm-lange, porphyrischen Plagioklaseinsprenglingen aus.

Während die wenigen Plutonite und Metamorphite i.a. individuelle Einzeltypen darstellen, besitzen eine Reihe von Stationen, insbesondere die im Bereich Nördliches Vestkapp gelegenen, vergleichbare Sedimentgesteinstypen. Charakteristische hellgraue und rote, mittel- bis grobkörnige Sandsteine sind auf den Stationen 1265, 1027, sowie fast allen Stationen des Gebietes Nördliches Vestkapp vertreten. Auffallend sind weiterhin kennzeichnende Einzelgerölle von dunklen, feinkörnigen Sandsteinen mit fossilen Pflanzenresten an der Station 1265.

Im Seegebiet Nördliches Vestkapp befinden sich im Vergleich zu den beiden anderen Bereichen eine Reihe von Stationen (insgesamt acht) in einem engräumigen Seegebiet (Abb. 11). Dadurch ist hier die Möglichkeit gegeben, kleinregionale Variationen in der Geröllzusammensetzung zur Abschätzung der Repräsentanz einer Probennahmestation für die Festlegung der petrographischen Eigenschaften einer Provinz zu untersuchen. Dabei zeigt der stationsweise vorgenommene Vergleich der petrographischen Spektren sowohl auf der Ebene der Hauptgesteinsgruppen (Tab. 1), als auch bei den jeweils auftretenden petrographischen Kleingruppen (Tab. 2), die gleichen Verteilungstrends. Bei den Vulkaniten dominieren immer dunkelgraue, wenig alterierte Basalte vor deutlich vergrünten und rötlichen Varietäten. Die Sedimentgesteine sind ausschließlich klastischer Natur und bewegen sich in ihren Korngrößen fast immer in der Sandfraktion. Mit wenigern Ausnahmen sind graue Sandsteinvarietäten die größte Einzelgruppe.

Im Seegebiet vor Kapp Norvegia wurden zu einer ersten Abschätzung der petrographischen Eigenschaften auftretender Gerölle der Schelfregion mit denen küstenferner, im Bereich des Kontinentalhanges bzw. Übergangsbereich zum Tiefseebecken drei Stationen in einem küstennormal verlaufenden Profil beprobt (Abb. 15). Die Stationen 1006 und 1265 befinden sich auf dem eigentlichen Schelf, während die Station 1287 am Fuß des Kontinentalhanges liegt.

Die Verteilung der Hauptgesteinsgruppen (Abb. 15) zeigt im Profilverlauf eine ausgeprägte Zweiteilung: Während die beiden Schelfstationen die schon aufgeführten petrographischen Eigenschaften mit hohen Vulkanitanteilen (> 95 %) bei vernachlässigbaren Anteilen der übrigen Hauptgesteinsgruppen aufweisen, besitzt die küstenferne Station nahezu ausgeglichene Gehalte an Vulkaniten, Plutoniten, Metamorphiten und Sedimentgesteine (zwischen ca. 20 und 30 %). Dabei treten neben höher

metamorphen Gneisen auch gering metamorphe Phyllite auf. Bestätigt wird dieses Ergebnis durch Grobe (1985), der für eine weitere, küstenferne Station ebenfalls ausgeglichene Anteile aller Hauptgesteinsgruppen fand.

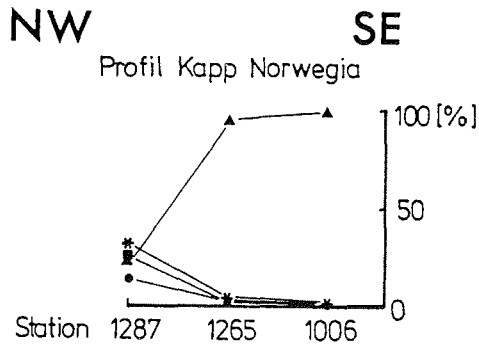


Abb. 15 : Stationsprofil für Kapp Norwegia: Hauptgesteinsgruppenverteilung;
▲ = Vulkanite; ■ = Plutonite; * = Metamorphite; ● = Sedimentgesteine

3.3 Provinz II

A) Petrographische Hauptgruppen

Die Provinz II bzw. die zweite Gruppierung des Dendrogramms (vgl. Abb. 14) beinhaltet die Stationen des Seegebietes Südliches Vestkapp (Abb. 13). Hier befinden sich nicht nur Stationen im unmittelbaren Schelfbereich, sondern es wurde auch in diesem Bereich ein Stationsprofil über den Kontinentaltalhang (bis 3300 m Tiefe) gelegt. Vulkanite stellen hier zwar auch die größte Hauptgruppe, jedoch geht ihr Anteil deutlich zurück und liegt bei ca. 60 %. Dagegen erhöht sich der Gehalt metamorpher Gesteine auf ca. 14 %. Sedimentgesteine sind im Vergleich zu Provinz I stärker vertreten und besitzen einen Anteil von ca. 25 %. Plutonite treten dagegen wiederum kaum in Erscheinung (< 1 %).

B) Petrographische Kleingruppen

Die auf dem Schelf gelegenen Stationen verteilen sich ebenso wie im Bereich Nördliches Vestkapp auf ein kleinräumiges Gebiet (Abb. 11). Sie sind alle durch die oben aufgeführte Rangordnung gekennzeichnet, wodurch das Einzugs- bzw. Liefergebiet petrographisch charakterisiert werden kann. Von Station zu Station zeigen sich bei meist ähnlicher Zusammensetzung der petrographischen Kleingruppen Differenzen in der jeweiligen Häufigkeitsverteilung.

So variiert z.B. der Anteil doleritischer Basalte zwischen < 1 % (Station 248) und ca. 10 % (Station 345). Einzelne Gerölle plutonischer Gesteine (Granite) treten nur an wenigen Stationen (345, 347, 1282) auf. Quarz-Feldspat-reiche Gneise finden sich an allen Stationen zwischen ca. 1 und 12 %. Mit wenigen Ausnahmen (s.u.) sind sie die größte Gruppe der metamorphen Gesteine. Hornblende-Biotit-reiche Gneise treten ebenfalls an allen Stationen auf und stellen die zweitgrößte Gruppe metamorpher Gesteine. Nur an den Stationen 248, 345 und 1282 besitzen Hornblende-Biotit-Gneise einen höheren Anteil als Quarz-Feldspat-reiche Gneise (Tab. 2). Amphibolite und Glimmerschiefer wurden nur an einigen Stationen in geringen Anteilen beobachtet. Bei den Sedimentgesteinen herrschen graue, mittel-grobkörnige Sandsteine vor. Mit vergleichbaren Anteilen (Tab. 2) treten rötliche Sandsteintypen, z.T. Gesteinsfragment-führend auf. Silt-/Tonsteine sind i.a. nur vereinzelt zu beobachten. Lediglich bei den Stationen 286 und 248 treten höhere Anteile (ca. 5 % bzw. ca. 9 %) auf. Quarzite kommen nur an den Stationen 1281 (ca. 4 %) bzw. 1267 (ca. 7 %) über die sonst üblichen Einzelvorkommen hinaus vor. Station 1281 zeichnet sich außerdem durch höhere Gehalte weiß-grauer, mittel- bis grobkörniger, quarzitischer Sandsteine aus (ca. 8 %), die auch schon im Bereich Nördliches Vestkapp zu beobachten sind. Hier findet sich neben Station 248 der höchste Anteil an metamorphen Geröllen, wodurch sich der Übergang zur südlich anschließenden Provinz III (s.u. andeutet).

Insgesamt läßt sich feststellen, daß trotz unterschiedlicher Gewichtung in den Kleingruppen-Verteilungen der petrographische Charakter der Provinz auf allen zugehörigen Schelfstationen zum Ausdruck kommt.

C) Einzelgesteinstypen

Der stationsweise vorgenommene Vergleich individueller Gesteinstypen belegt durchgängig ein hohes Maß an Äquivalenz der jeweiligen Basalt-Varietäten. Das gilt sowohl für wenig alterierte, dunkelgraue, mikro- bis feinkristalline Basalte als auch insbesondere für vergrünte, z.T. auch hämatisierte Varietäten (vgl. Tab. 8.3). Bei den wenigen Plutoniten wurden an den bearbeiteten Stationen keine vergleichbaren Typen beobachtet.

Ähnliche bzw. identische graue, Quarz-Feldspat-reiche Gneise finden sich auf den Stationen 347, 286 und 247. Rot-graue, Alkalifeldspat-reiche, granulitische Gneise treten auf den Stationen 248, 1267, 286, 247 und 1282 auf. Vergleichbare Biotit-reiche Gneise finden sich auf den Stationen 248 und 1267 bzw. Hornblende-Biotit-reiche Varietäten auf den Stationen 1282 und 1267. Ähnliche Amphibolite kommen auf den Stationen 248, 345 und 1267 vor. Bei den Sedimentgesteinen wurden vergleichbare graue, z.T. rote, oft mittel- bis grobkörnige Sandsteine an fast allen Stationen (vgl. Tab. 8.3) beobachtet, während ähnliche dunkelgraue Siltsteine auf die Probennahmepunkte 1267, 1282 und 248 beschränkt sind.

Die Stationen des über dem Kontinentalhang küstennormal verlaufenden Profils (Abb. 11, Psv) besitzen im Vergleich zu den Schelf-Stationen andere petrographische Eigenschaften (Abb. 15).

Vulkanitgehalte steigen mit zunehmender Küstendistanz, d.h. höherer Wassertiefe deutlich an. Von ca. 57 % auf dem Schelf nahe der Schelfeiskante (ca. 500 m Wassertiefe) erreichen sie einen Anteil von ca. 97 % im Bereich des unteren Kontinentalabhangs bei ca. 2300 m Wassertiefe. Im Übergangsbereich zum Tiefseebecken (ca. 3300 m) geht er auf ca. 83 % zurück. Dagegen verringern sich im küstennormalen Verlauf bis zur Station 1268 (ca. 2300 m) die Gehalte an metamorphen und sedimentären Gesteinen (von ca. 16 % auf 0 bzw. 27 % auf 1 %). An der Station 1283 (ca. 3300 m) erhöhen sich dagegen wiederum diese Gehalte auf ca. 3 % bzw. 8 %. Plutonite sind dagegen auf die tieferen Stationen beschränkt, wo sich ihr Anteil von < 1 % auf über 5 % steigert.

D) Provinz-Vergleich

Beim petrographischen Vergleich mit den Stationen der Provinz I zeigen sich bei den vulkanischen Geröllen sehr ähnliche Varietäten. Während bei den wenigen Metamorphiten der Provinz I Quarz-Feldspat-reiche Gneise dominieren, treten hier eine Reihe Hornblende-Biotit-reicher Varietäten sowie Amphibolite und Glimmerschiefer hinzu.

Bei den Sedimentgesteinen finden sich in beiden Gebieten ähnliche Typen, jedoch sind rötliche Varietäten in der Provinz II stärker angereichert. Auch wurden hier erstmals vereinzelt höhere Anteile an Silt-/Tonsteinen ermittelt.

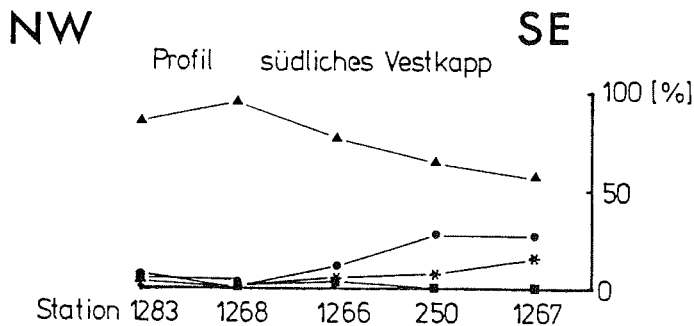


Abb. 16 : Stationsprofil südlich des Vestkapps: Hauptgesteinsgruppenverteilung
▲ = Vulkanite; ■ = Plutonite; * = Metamorphite; ● = Sedimentgesteine

3.4 Provinz III

A) Petrographische Hauptgruppen

Die Provinz III erstreckt sich entlang des Brunt Schelfeises an der Caird Coast (südlich ca. 74°30'S) bis hinunter zur Luitpold Coast bei ca. 76°30'S (Seegebiet um Halley, Abb. 13).

Da die Stationsdichte in diesem Gebiet im Vergleich zu anderen Provinzen gering ist (Abb. 11), kann die südliche Provinzgrenze nur annähernd festgelegt werden. Die hier vorliegenden Geröllspektren unterscheiden sich signifikant von denen der Provinzen I und II (Abb. 14).

Die Metamorphitgehalte erhöhen sich im Vergleich zur Provinz II und stellen hier mit durchschnittlich 36 % die größte Hauptgesteinsgruppe. Erstmals treten Plutonite in größeren Mengen auf. Sie sind mit durchschnittlich 30 % die nächst größere Gruppe. Der Anteil vulkanischer Gesteine geht im Vergleich zur Provinz II weiter zurück und bewegt sich bei durchschnittlich 21 %. Ebenso verringern sich die Gehalte an Sedimentgesteinen von ca. 25 % (Provinz II) auf durchschnittlich 13 %. Allerdings deuten schon die hohen Standardabweichungen (Tab. 1) auf ausgeprägte, stationsabhängige Variationen der Hauptgesteinsgruppen hin. So schwanken die Vulkanitanteile zwischen ca. 12 % bei Station 1272 und 38 % bei Station 1273, während sie bei Station 1280 wieder auf unter 12 % absinken. Plutonitgehalte bewegen sich zwischen ca. 7 % bzw. 18 % bei Station 1272 und über 60 % bei Station 1280. Dabei zeigt sich ein Trend zu steigenden Plutonitanteilen mit zunehmender südlicher Breite. Die Gehalte metamorpher Gesteine lassen keine systematische Variation erkennen und schwanken zwischen ca. 37 % (GKG) bzw. 65 % (AGT) bei Station 1272 und weniger als 2 % bei Station 1280. Der Anteil an Sedimentgesteinen ist an der nördlichsten Station der Provinz (1272) am größten (17 % bzw. 28 %), und reduziert sich über die Station 1273 (ca. 9 %) auf 0 bei Station 1280. Somit hebt sich letztgenannte Station durch fehlende Sedimentgesteine bzw. einen sehr kleinen Vulkanitanteil von den übrigen Stationen der Provinz ab.

Auch stationsintern zeigen sich stärkere Variationen der Hauptgruppenverteilungen:

Während in der Provinz I die jeweils an der gleichen Station genommenen GKG- und AGT-Proben (1265, 1284) in ihrem petrographischen Spektrum nahezu identisch waren, läßt Station 1272 deutliche Unterschiede zwischen beiden Proben erkennen. In der GKG- wie in der AGT-Probe treten ähnliche bzw. identische Gesteinstypen auf, die nur jeweils in unterschiedlicher Häufigkeit vorliegen (Tab. 8.3). Eine mögliche Ursache könnte in der Bevorzugung unterschiedlicher Korngrößen bei der Probennahme mit unterschiedlichen Geräten - größere, transportresistentere Gesteinsfragmente im AGT (z.B. Metamorphite) bzw. kleinere (i.a. < 2 cm), weniger resistente Gerölle im GKG (z.B. Sedimentgesteine) - liegen.

Die petrographischen Untersuchungen an der Station 1273 deuten eine weitere Möglichkeit an: Hier wurden zwei GKG-Proben genommen, die ebenfalls größere Verteilungsunterschiede (z.B. Vulkanite 26 bzw. 38 % oder Metamorphite 22 bzw. 33 %) bei ähnlichen bzw. identischen Hauptgesteinstypen aufweisen.

Somit scheinen stärkere primäre, kleinregionale Inhomogenitäten in den abgelagerten glazialen Sedimenten vorzuliegen, wobei sich trotzdem infolge der petrographischen Ähnlichkeiten der jeweiligen Proben ein gleiches Einzugsgebiet andeutet.

B) Petrographische Kleingruppe

Bei der Untersuchung der einzelnen petrographischen Gruppen zeigt sich bei den Vulkaniten, daß zum überwiegenden Teil gering alterierte Basalte bei kleinem Anteil stärker alterierter, dann fast ausschließlich vergrünter Varietäten (Tab. 2) auftreten. Bei den Plutoniten dominieren verschiedene Granitvarietäten. Dabei ist die Station 1272 (GKG) insbesondere durch rötliche, Alkalifeldspat-reiche Varietäten gekennzeichnet (ca. 13 %), während an den anderen Stationen graue, Zweifeldspatgranite dominieren. Sie erreichen an der Station 1280 einen Anteil von ca. 90 % (GKG). An Metamorphiten herrschen Quarz-Feldspat-reiche Gneisvarietäten vor. Dabei ist Station 1272 durch eine Vielzahl von Leukogneisvarietäten charakterisiert. Hier treten im Gegensatz zu anderen Stationen der Provinz höhere Anteile an Amphiboliten und Glimmerschiefern auf (um 6 %). Die zweithäufigste Gruppe metamorpher Gesteine stellen Hornblende-Biotit-reiche Gneise, die an fast allen Stationen zu finden sind.

Sedimentgesteinsfragmente setzen sich fast ausschließlich aus verschiedenen Sandsteinen zusammen, wogegen Quarzite sowie Silt-/Tonsteine i.a. nur als Einzelgerölle vorliegen. Hellgraue, mittel- und grobkörnige, quarzitisches sowie rote Sandsteintypen beschränken sich auf die Stationen 1272, während bei Station 1273 fast nur grau-grüne Varietäten auftreten.

C) Einzelgesteinstypen

Beim stationsweisen Vergleich individueller Gesteinstypen zeigt sich, daß die häufigsten Vulkanite, Plutonite, Metamorphite der Station 1273 (GKG1) in ähnlicher oder identischer Gefügeausbildung auch auf der Station 1272 zu finden sind. Dagegen hebt sich die durch Plutonite gekennzeichnete Station 1280 deutlich von den anderen Stationen ab: Beim Vergleich mit den Stationen 1273/1272 sind kaum vergleichbare Gesteinstypen festzustellen.

D) Provinz-Vergleich

Vergleicht man individuelle Gesteinstypen der Provinz III mit denen nördlich angrenzender Stationen, so zeigen sich im Geröllspektrum der durch höhere Metamorphit-Gehalte gekennzeichneten Stationen 1281 (Abb. 11) ähnliche oder identische Gneistypen. Nahezu alle Leukogneise sowie Hornblende-Biotit-reiche Gneise finden sich auch im Spektrum der Station 1272. Ebenso treten auf beiden Stationen vergleichbare Sedimentgesteine auf. Dagegen zeigt Station 1281 bis auf die Vulkanite kaum Ähnlichkeiten im petrographischen Spektrum zu weiter nördlich gelegenen Stationen der Provinz II. Somit besitzt sie Übergangscharakter für beide Provinzen.

Bei der Betrachtung der petrographischen Eigenschaften der weit vor der Küste der Provinz III liegenden Stationen 1008/1009 (Abb. 11) lassen sich auf Grund der geringen Probenzahlen zwei Aspekte einschränkend feststellen.

Zum einen weisen sie ebenso wie die Stationen der Provinz III im Vergleich zur Provinz II erhöhte Plutonit- bei verringerten Vulkanitanteilen auf. Es treten z.B. sowohl bei der Station 1009 als auch bei Station 1272 eine Reihe farbiger Granitvarietäten auf. Zum anderen sind die dort vorkommenden Sedimentgesteinsgehalte gegenüber Provinz III deutlich erhöht und erreichen bei Station 1009 über 50 %. Es finden sich

insbesondere graue, fein- bis mittelkörnige Sandsteine sowie ein hoher Anteil dunkler Silt-/Tonsteine (ca. 25 % bei Station 1009), die z.T. Zeichen tektonischer Beanspruchung (z.B. Schieferung) aufweisen. Dabei deuten sich lithologische Ähnlichkeiten zu weiter südlich im Bereich der Filchner Depression (Station 1274, Provinz V, s.u.) vorkommenden Gesteinen an.

3.5. Provinz IV

A) Petrographische Hauptgruppen

Provinz IV umfaßt das Gebiet entlang der Luitpold Coast südlich ca. 76°30'S bis zum Filchner Schelfeis (Abb. 13). Sie ist durch relativ ausgeglichene Anteile an Plutoniten (ca. 29 %), Metamorphiten (ca. 27 %) und Sedimentgesteinen (ca. 29 %) bei geringen Vulkanitgehalten (ca. 15 %) gekennzeichnet.

Im Vergleich zur Provinz III treten in der Provinz IV höhere Sedimentgesteinsgehalte auf (bis 42 %, Ausnahme Station 1010). Im Durchschnitt verringert sich hier auch der Anteil vulkanischer und metamorpher Gerölle (Tab. 1). Beim Vergleich spezifischer petrographischer Kleingruppen lassen sich charakteristische Differenzen zwischen beiden Provinzen festlegen (s.u.), so daß auch dadurch ihre Trennung zum Ausdruck kommt. Dagegen ergibt sich aus der Clusteranalyse (Abb. 14) keine eindeutige Trennung der Provinz IV von Provinz III, da einige Stationen beider Provinzen ähnliche Hauptgesteinsgruppen-Verteilungen aufweisen.

Trotz des engen räumlichen Bezugs zum übrigen Bereich der Filchner Depression - sie ist Teil des Seegebiets Vahsel Bucht - setzt sie sich auf Grund ihrer charakteristischen Gesteinsspektren mit scharfer Grenze vom übrigen Bereich dieses Seegebietes ab. Abb. 17 zeigt die Verteilung der Hauptgesteinsgruppen entlang der drei im Bereich Vahsel Bucht gelegten Stations-Profile (Abb. 11). Sowohl im nördlichen als auch im mittleren und südlichen Verteilungsprofil sind plutonische und metamorphe Gesteine ausschließlich auf die Stationen der Ostflanke (Profil 1: 194, 1221; Profil 2: 1010, 1011; Profil 3: 1218, 1020) beschränkt, während sie im zentralen und westlichen Bereich der Vahsel Bucht keine Rolle spielen. Sedimentäre Gesteine treten zwar auch auf der Ostflanke in signifikanten Mengen auf (zwischen ca. 17 und 42 %), steigen aber im zentralen Teil der Filchner Depression sprunghaft auf ca. 90 % an. Die dort vorherrschenden Varietäten weisen außerdem z.T. andere Gefügemerkmale auf (s.u.).

Wie schon in der Provinz III deuten die Standardabweichungen der Provinzmittelwerte (Tab. 1) auf größere stationsbedingte Variationen der Geröllspektren hin. Setzt man die petrographische Variation in Relation zur geographischen Position der jeweiligen Probennahmepunkte, so zeigt sich zum einen die Verringerung der Plutonitanteile im Ost-West-Verlauf bei den Profilen 2 (Station 1010 ca. 60 %, Station 1011 ca. 32 %) und 3 (Station 1218 ca. 25 %, Station 1020 ca. 12 %). Zum anderen erhöht sich auf allen Profilen in gleicher Richtung der Sedimentgesteinsanteil (Abb. 17). Metamorphe Gerölle verrin-

gern ihre Anteile in den Profilen 1 und 2 in gleicher Weise ebenso wie die generell geringen Vulkanitgehalte der Profile 1 und 3.

B) Petrographische Kleingruppen

Beim Vergleich der petrographischen Kleingruppen der einzelnen Stationen (Tab. 3) sowie deren Provinz-Mittelwerten (Tab. 2) zeigt sich bei den Vulkaniten neben den vorherrschenden gering alterierten Basalten, fast immer ein höherer Anteil doleritisch entwickelter Varietäten (z.B. Stationen 194, 1011, 1020). Sie erreichen im Provinz-Durchschnitt fast die Hälfte des Anteils gering alterierter Basalte. Stärker alterierte Varietäten kommen dagegen nur vereinzelt vor.

Bei den Plutoniten besitzen rote, Alkalifeldspat-reiche Granite durchschnittlich etwas größere Anteile als graue Granit-Varietäten. Sie sind insbesondere im Profil 2 stärker angereichert (Station 1010 ca. 32 %; Station 1011 ca. 12 %).

Kennzeichnend für die Stationen der gesamten Provinz IV sind die in größeren Mengen (ca. 9 %) auftretenden intermediären Plutonite (Syenite, Diorite). Dabei kommen an der südöstlichsten Station 1218 mit ca. 21 % die höchsten Gehalte vor, gefolgt von Station 1011 (Profil 2) mit ca. 14 %.

Das breite Spektrum metamorpher Gesteine weist keinerlei dominierende Typen auf. Durchschnittlich sind Hornblende-Biotit-reiche und granulitisch entwickelte Gneise mit ca. 8 % die beiden größten Einzelgruppen. Letztgenannte treten bevorzugt entlang des Profils 1 (Station 194 ca. 12 %) und des Profils 3 (Station 1218 ca. 15 %; Station 1020 ca. 6 %) auf, während sie im Profil 2 nur auf der Station 1011 (ca. 8 %) zu beobachten sind. Hornblende-Biotit-reiche Gneise sind dagegen auf Stationen der Profile 2 und 3 beschränkt. Quarz-Feldspat-reiche Gneise wurden an allen Stationen nachgewiesen. Ihre Variationsbreite ist relativ gering (zwischen ca. 3 und 6 %). Außer den genannten drei Haupttypen treten vereinzelt Amphibolite auf, die nur an Station 1020 (Profil 3) höhere Anteile (ca. 10 %) aufweisen. Weiterhin wurden insbesondere auf der Station 194 (ca. 9 %), untergeordnet auch auf Station 1011 (ca. 4 %) metamorphe Felse identifiziert.

Gerölle sedimentärer Gesteine setzen sich überwiegend aus fein- bis mittelkörnigen, grau-grünen und roten Sandsteinen zusammen, während hellgraue, mittel- bis grobkörnige, quarzitisches Sandsteine nur in Spuren vertreten sind. Insbesondere sind die Stationen 194 (Profil 1) und 1218 (Profil 3) durch höhere Gehalte roter Sandsteinvarietäten (12 bzw. 19 %) gekennzeichnet. Silt-/Tonsteine wurden mit Ausnahme der Station 1218 an allen Probenahmepunkten vorgefunden. Dabei setzen sich die Stationen 1020 (ca. 15 %) sowie 1010 und 1011 (ca. 9 %) durch erhöhte Gehalte von den übrigen Stationen ab.

Das hier skizzierte Verteilungsbild der verschiedenen Gesteinsgruppen wird durch vereinzelte Probenstationen älterer Expeditionen unterstützt. So fand Wordie (1921) ca. 20 km nordöstlich der Station 194 (bei ca. 76°30'S, 31°W) ebenfalls beide aufgeführte, graue und rötliche Granitvarietäten, wobei die graue Varietät, ebenso wie bei Station 194, deutlich überwiegt. Daneben wurde untergeordnet doleritische Basalte sowie graue Sandsteinvarietäten beobachtet.

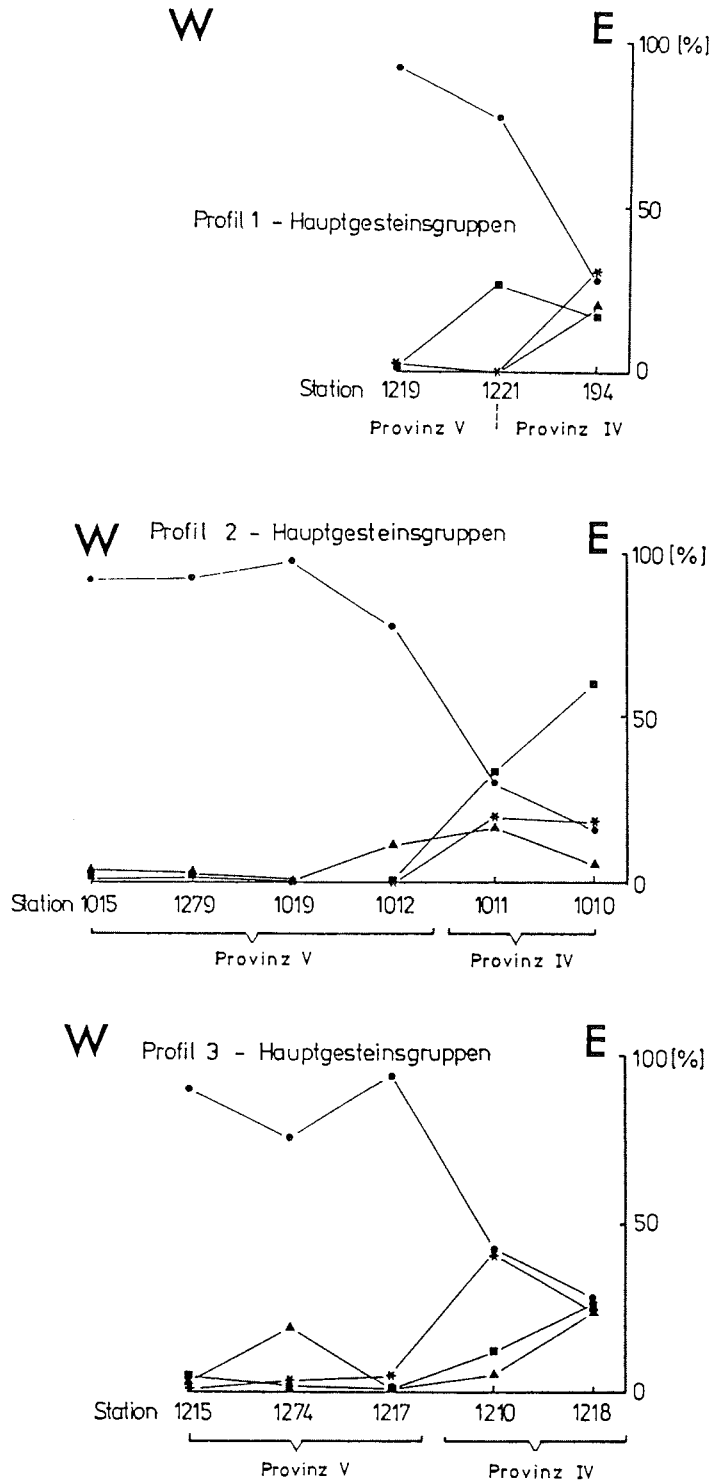


Abb.17 : Hauptgesteinsgruppenverteilung entlang der Stationsprofile 1 bis 3 im Bereich der Filchner Depression;
 ▲ = Vulkanite; ■ = Plutonite; * = Metamorphite; ● = Sedimentgesteine

C) Einzelgesteinstypen

Beim stationsweisen Vergleich individueller Gesteinstypen werden zwei Trends deutlich: Einerseits sind die jeweils östlichsten Probenpunkte der Provinz IV durch spezifische, d.h. unterschiedliche Gesteinstypen gekennzeichnet. So treten zwar auf den benachbarten Stationen 194 und 1010 (Abb. 11) verbreitet Granite auf (Tab. 3). Station 1010 setzt sich aber durch vorherrschende rote, Alkalifeldspat-reiche Varietäten deutlich von Station 194 ab. Während auf der Station 1010 Hornblende-Biotit-reiche Gneise vorherrschen, ist Station 194 durch granulitische, Pyroxen-reiche Gneise gekennzeichnet. Auf der Station 1218 finden sich im Gegensatz zur nördlichen Nachbarstation 1010 (Abb. 11) keine grauen Granit-Varietäten, dafür aber eine Reihe intermediärer Plutonite (Tab. 8.3). Weiterhin treten hier im Gegensatz zu Station 1010 granulitische Gneise sowie eine Vielzahl rötlicher Sandsteine auf.

Andererseits zeigen sich häufig vergleichbare bzw. identische Gesteinstypen bei den jeweils benachbarten Stationen eines Profils. So treten auf den Stationen 1010 bzw. 1011 (Profil 2) die gleichen, jeweils häufigsten Granit- und Syenittypen, ähnliche Leuko- und Hornblende-Biotit-reiche Gneise sowie vergleichbare Sand- und Ton-/Siltsteine auf. Ähnlichkeiten in den häufigsten Gesteinstypen zeigen sich auch an den achsenparallelen Stationen 1218 und 1020.

Vergleichbare Gesteinstypen treten aber auch an den auf dem eigentlichen Flankenbereich gelegenen Stationen benachbarter Profile auf. So finden sich auf den Stationen 1020 (Profil 3) und 1011 (Profil 2) sehr ähnliche Pyroxen- und Leukogneise, rötliche Granite sowie rote Sandsteinvarietäten.

Aus den aufgeführten Vergleichsuntersuchungen deuten sich für die Provinz IV sowohl im küstennormalen Verlauf als auch parallel zur Achse der Filchner Depression Äquivalenzen der bearbeiteten Gesteinsspektren an, durch die bestimmte Transportmechanismen zum Ausdruck kommen (vgl. Kap. 3.7).

D) Provinz-Vergleich

Vergleicht man spezifische petrographische Kleingruppen der Provinz IV mit denen der Provinz III, so zeigt sich hier bei den vulkanischen Gesteinen eine stärkere Betonung auf doleritisch entwickelten Basalten.

Die Plutonite setzen sich im stärkeren Maße aus einem höheren Anteil rötlicher Granite (Provinz III: ca. 4 %, Provinz IV: ca. 10 %) und intermediärer Varietäten zusammen.

Bei den Metamorphiten treten Leukogneise stark zurück (von ca. 22 auf ca. 5 %), während hier erstmals höhere Anteile granulitischer Gneise und kontaktmetamorpher Felse auftreten. Glimmerschiefer wurden dagegen in der Provinz IV nicht beobachtet.

Das Sedimentgesteinsspektrum enthält im Gegensatz zur Provinz III erstmals höhere Anteile an Silt-/Tonsteinen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß generell kaum Ähnlichkeiten in den petrographischen Eigenschaften beider Provinzen erkennbar werden, wodurch ihre Trennung nochmals deutlich unterstrichen wird.

3.6 Provinz V

A) Petrographische Hauptgruppen

Provinz V hebt sich sowohl durch ihre spezifischen petrographischen Eigenschaften als auch aus der Clusteranalyse (Abb. 14) deutlich von allen anderen Provinzen ab. Sie umfaßt das Gebiet der zentralen und westlichen Vahsel Bucht sowie das gesamte Seegebiet Gould Bay (Abb. 13).

Wie in keiner anderen Provinz dominieren hier Sedimentgesteine, deren Anteil bei durchschnittlich 86 % liegt. Vulkanite weisen durchschnittliche Gehalte von ca. 9 % auf, während sich Plutonit- und Metamorphitanteile jeweils unter 3 % bewegen. Allerdings lassen auch hier die Standardabweichungen der Provinz-Mittelwerte (Tab. 1) auf stärkere Variationen der Geröllverteilung schließen. Sie sind insbesondere durch Unterschiede zwischen den Geröllspektren der zentralen bzw. westlichen Vahsel Bucht und der Gould Bay bedingt. Während im genannten Vahsel Bucht-Bereich fast ausschließlich Sedimentgesteinsgehalte um 90 % (Ausnahme Station 1274) bei geringen Anteilen der übrigen Gruppen auftreten (Tab. 1), zeichnet sich die Gould Bay durch eine Erhöhung des Anteils vulkanischer Gerölle (durchschnittlich 17 %) bei gleichzeitiger Reduktion des Sedimentgesteinsanteils (durchschnittlich 78 %) aus. Plutonite und Metamorphite treten hier nicht bzw. nur untergeordnet in Erscheinung.

Aus Abb. 17 und Abb. 18 wird deutlich, daß diese Variationen von der geographischen Position der Probenpunkte abhängig sind. Für das Gebiet Vahsel Bucht wurden schon die vom Ostrand zum zentralen Bereich der Filchner Depression zunehmenden Sedimentgesteinsgehalte und die damit korrelierten Abnahmen der übrigen Gesteinsgruppen erläutert. Dabei deutet sich für die im zentralen Teil der Filchner Depression gelegene Station 1274 eine Sonderstellung an: Die lokale Anreicherung basaltischer Gesteine auf ca. 20 % geht hier mit einer Reduktion sedimentärer Gerölle auf ca. 75 % einher.

Die Gould Bay ist im Ost-West-Verlauf durch eine fast stetig verlaufende Anreicherung vulkanischer Gesteine gekennzeichnet (Abb. 18). Sie erreicht am westlichen Rand des Horns von Druzhnaya einen Spitzenwert von ca. 40 % (Station 1016). An den östlich anschließenden Stationen sind die Vulkanitgehalte wieder auf ca. 5 % (Station 1015) reduziert.

B) Petrographische Kleingruppen

Auch im Vergleich spezifischer petrographischer Kleingruppen lassen sich kennzeichnende Unterschiede bzw. bestimmte Verteilungstrends zwischen beiden Seegebieten erkennen. Aus Tab. 2 wird deutlich, daß im zur Provinz V zugeordneten Teil der Vahsel Bucht bei der Vulkanitgruppe doleritische Basalte durchschnittlich vor wenig alterierten, mikro- bis feinkristallinen Basalten vorherrschen. Dagegen treten in der Gould Bay überwiegend gering alterierte, häufiger andesitische Basaltvarietäten auf. Während in diesem Gebiet keine Plutonite identifiziert wurden, finden sich in der Vahsel Bucht vereinzelte, meist granitische Gerölle.

Metamorphe Gesteine sind in der Gould Bay durchschnittlich häufiger als auf den Stationen im Zentralteil der Filchner Depression (Tab. 1). In beiden Gebieten ist das metamorphe

Gesteinsspektrum fast ausschließlich auf Quarz-Feldspat-reiche und Hornblende-Biotit-reiche Gneise beschränkt. Untergeordnet treten Einzelfragmente von Glimmerschiefer hinzu.

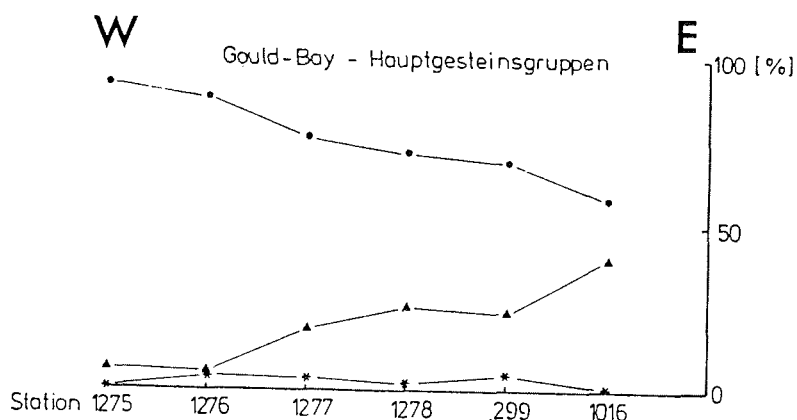


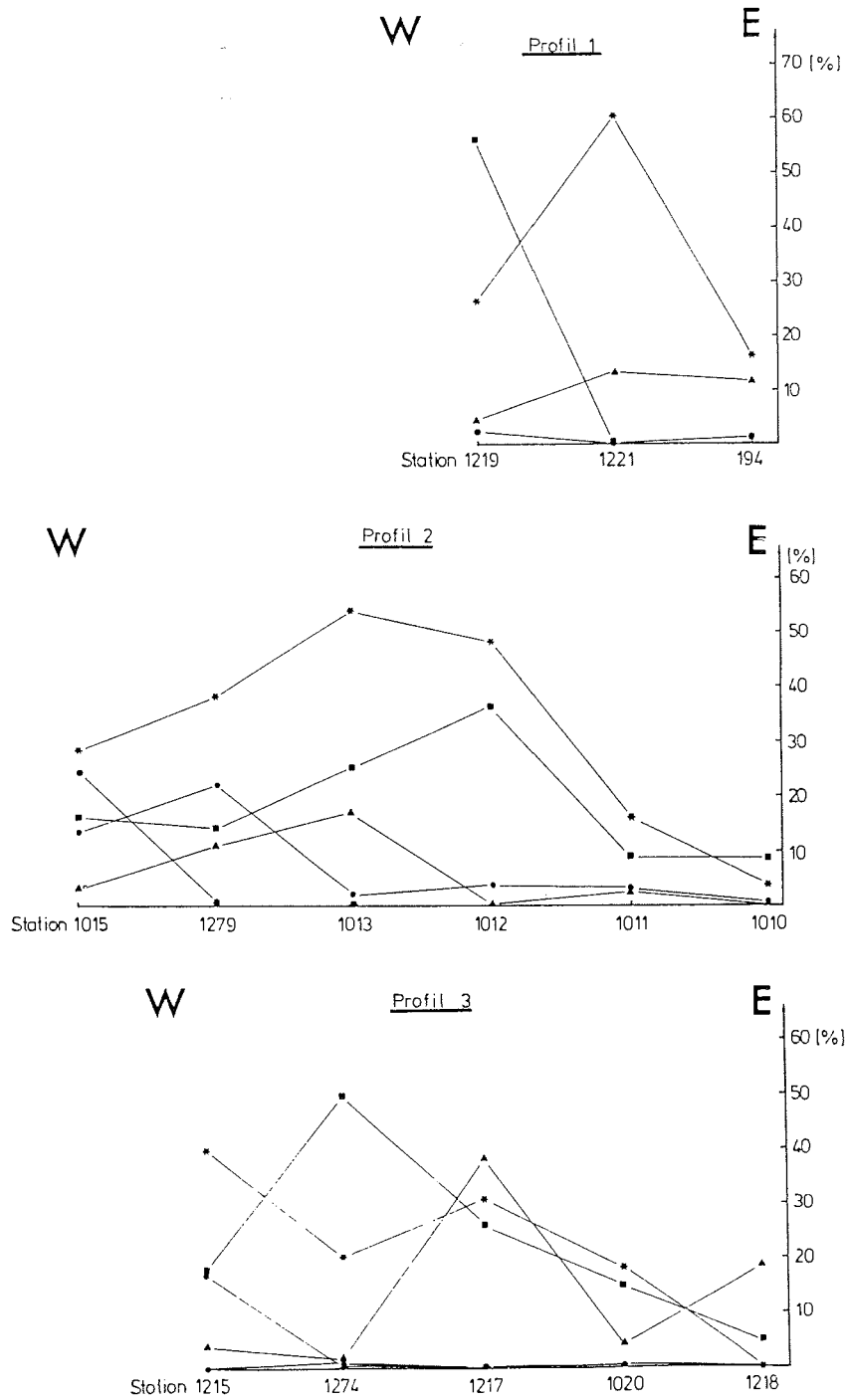
Abb. 18 : Hauptgesteinsgruppenverteilung entlang des Stationsprofils durch die Gould Bay

▲ = Vulkanite; ■ = Plutonite; * = Metamorphite; ● = Sedimentgesteine

Das Spektrum sedimentärer Gerölle ist i.a. durch eine Vielzahl unterschiedlicher Typen gekennzeichnet. In beiden Gebieten dominieren Sandsteinvarietäten mit unterschiedlichen Häufigkeiten (Tab. 2). Im Bereich der Vahsel Bucht tritt jedoch im Vergleich zur Gould Bay mit fast 30 % ein nahezu doppelt so großer Silt-/Tonsteinanteil auf. Erstmals wurden in der gesamten Provinz V größere Mengen karbonatischer Sedimentgesteine identifiziert, die wie auch verschiedene andere Sedimentgesteinsgruppen bestimmte geographische Anreicherungstrends ihrer Verteilung aufweisen (Abb. 19a, b):

- a) Karbonatische Sedimentgesteine sind ausschließlich auf die Westflanke der Filchner Depression beschränkt und reichern sich insbesondere am Horn von Druzhnaya stark an (Station 1015: ca. 23 %). Dieser Anreicherungstrend zeigt sich sowohl in den Verteilungsprofilen der Vahsel Bucht als auch im Bereich der Gould Bay, wo sich im West-Ost-Verlauf eine Erhöhung der Anteile karbonatischer Gerölle zeigt.

Abb. 19 a): Sedimentgesteinsverteilung entlang der Stationsprofile durch die Vahsel- und Gould Bay; ● = quarzitische Sandsteine; * = grau-grüne Sandsteine; ▲ = rötliche Sandsteine; ■ = Silt-/Tonsteine; * = Karbonatgesteine



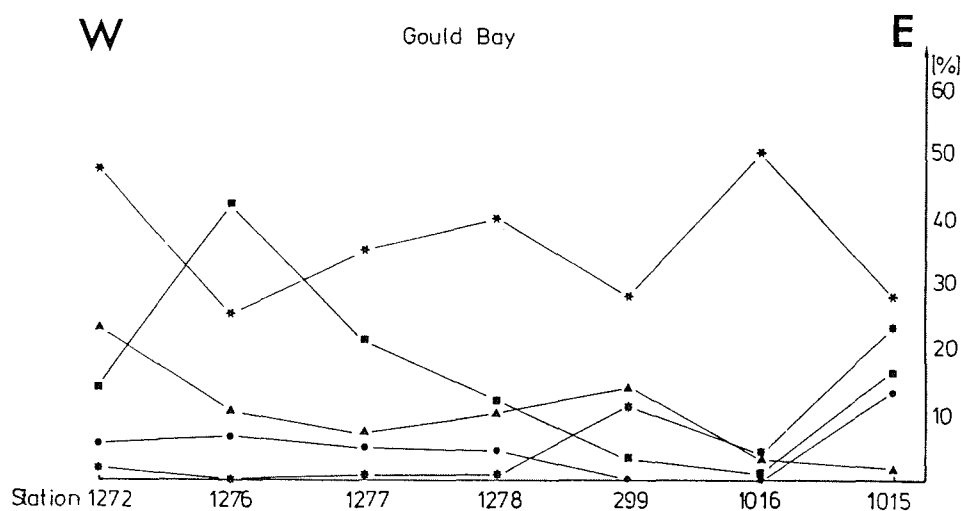


Abb.19 b): Sedimentgesteinsverteilung entlang des Stationsprofils durch die Gould Bay (Legende vgl. Abb.19 a))

- b) Silt-/Tonsteine treten zum einen bevorzugt im Achsenbereich der Filchner Depression - erkennbar in allen Verteilungsprofilen - auf. In beiden Flankenbereichen reduzieren sich ihre Anteile, während im westlichen Teil der Gould Bay in Ost-West-Richtung erneut ein Anreicherungstrend mit einem lokalen Spitzenwert bei Station 1276 (ca. 42 %) deutlich wird.
- c) Zur Gesamtgruppe der Sandsteine lassen sich auf Grund sehr variabler Stationsgehalte keine spezifischen Aussagen zur Verteilung machen. Es deutet sich lediglich eine stärkere Anreicherung (um 70 %) auf der Westflanke der Filchner Depression im Bereich des Profils 2 (Stationen 1013, 1279) an, während in der Gould Bay mit Ausnahme der Station 1275 Gehalte um 50 % charakteristisch sind.

Bei der Betrachtung spezieller Sandsteingruppen - hellgraue, quarzitische Sandsteine, rötliche Sandsteine - zeichnen sich jedoch lokale Anreicherungen beider genannten Gruppen ab. Erstgenannte weisen erhöhte Gehalte am östlichen Rand des Horns von Druzhnaya auf (Stationen 1279, 1015). In der Gould Bay liegt eine relativ gleichmäßige Verteilung (um 5 %) vor, während sie im Zentralbereich der Filchner Depression nur vereinzelt beobachtet wurden. Rote Sandsteinvarietäten reichern sich lokal im Bereich der Stationen 1218 und 1217 (Profil 3) sowie an der Station 1213 (Profil 2) auf fast bzw. über 20 % an. Ein Großteil der übrigen Stationen weist dagegen Gehalte deutlich unter 10 % auf (Abb. 19). Für den Bereich der Gould Bay ergeben sich fast durchweg Gehalte um oder über 10 %, die nur im Druzhnaya-Gebiet stark reduziert sind.

C) Einzelgesteinstypen

Durch einen stationsweise vorgenommenen Vergleich individueller Gesteinstypen werden die schon durch die Verteilungsspektren der verschiedenen Sedimentgesteinsgruppen aufgezeigten Trends bestätigt. Auch hier deuten sich bei achsenparallelen, weniger bei den küstennormalen Probenpunkten größere Übereinstimmungen bei den identifizierten Gesteinstypen an.

Im Bereich des südlichsten Profils (3) finden sich mit der aufgezeigten unterschiedlichen Gewichtung auf den benachbarten Stationen 1217 und 1274 die gleichen dunkelgrauen Ton-/Siltsteine sowie dunkelgraue und rote Feinsandsteintypen. Station 1215 weist zwar ebenfalls mit Station 1274 vergleichbare dunkle Ton-/Siltsteine und Feinsandsteine auf, jedoch kommen hier eine Reihe Sand- und Siltsteintypen mit anderen Gefügeeigenschaften, insbesondere aber auch karbonatische Sedimentgesteine hinzu.

Die Stationen des Profils 2 lassen zwar ähnliche Gesteinsgruppen erkennen, beim Vergleich individueller Typen zeigen sich aber verbreitet deutliche Differenzen. So treten auf den Stationen 1012/1013 zwar ähnliche dunkelgraue Feinsandsteine sowie Siltsteine auf, die aber in ihren strukturellen und texturellen Merkmalen differieren. Zum Beispiel finden sich auf der Station 1013 dunkelgrün-graue Silt-/Mergelsteine bzw. dunkelgraue, dichte Siltsteine auf Station 1012, die für die gesamte Westflanke der Depression charakteristisch sind. Station 1013 ist insbesondere durch höhere Anteile rötlicher Sandsteine (ca. 30 %) sowie untergeordnet auftretender Karbonatgesteine (ca. 4 %) gekennzeichnet. Beide Gesteinsgruppen wurden auf der Station 1012 nicht beobachtet. Hier tritt dagegen ein hoher Anteil an Tonsteinen (ca. 22 %) in Erscheinung, der wiederum auf Station 1013 fehlt. Merkwürdige Übereinstimmung zeichnet sich zwischen den Stationen 1013 und 1279 ab: Vergleichbare rote, fein- bis mittelkörnige-, weißgraue, quarzitisches - und dunkelgraue, feinkörnige Sandsteine sowie charakteristische dunkelgrün-graue Siltsteine und dunkle Tonsteine treten auf beiden Stationen auf. Mit unterschiedlicher Häufigkeit findet sich ein Großteil der Sedimentgesteinstypen der Station 1279 auch auf der Station 1015 (z.B. verschiedene Sandsteintypen sowie Silt-/Tonsteine). Im Unterschied zu Station 1279 kommen hier eine hohe Anzahl karbonatischer Sedimentgesteine (ca. 23 %) hinzu.

Beim Vergleich der parallel zur Achse der Filchner Depression liegenden Stationen der Profile 1 bis 3 werden weitaus markantere Äquivalenzen der individuell auftretenden Gesteinstypen deutlich. So sind nahezu alle Hauptgesteinstypen der im zentralen Bereich der Filchner Depression gelegenen Stationen 1274 (Profil 3) - insbesondere charakteristische Silt-/Tonsteine und dunkelgraue Feinsandsteine - auch an der nördlich anschließenden Station 1012 (Profil 2) vertreten. Ebenso sind ein Großteil der häufigsten, an der Station 1013 (Profil 2) auftretenden Sedimentgesteine - dunkle Silt-/Tonsteine, Karbonatgesteine und verschiedene feinkörnige Sandsteine - mit denen der Station 1215 (Profil 3) vergleichbar. Auch auf der Ostflanke der Filchner Depression lassen sich, wie oben schon angedeutet, achsenparallele Ähnlichkeiten in den Gesteinsspektren, wenn auch weniger deutlich erkennen. Für den Bereich Gould Bay sind an fast allen Stationen im westlichen Randbe-

reich des Horns von Druzhnaya (Stationen 298 bis 300, 1278, 1016, 180) dunkle Ton-/Siltsteine, verschiedene Karbonat- bzw. Mergelsteine, dunkle feinkörnige, z.T. rote oder hellgraue Sandsteinvarietäten, aber auch dunkelgraue Basalte kennzeichnend und mit denen der Stationen 1015 bzw. 1279 im Gebiet der Vahsel Bucht vergleichbar. Die anderen Stationen (1275 bis 1277) weisen untereinander mit jeweils unterschiedlicher Gewichtung ebenfalls ein hohes Maß an Übereinstimmung der häufigsten Gesteinstypen - dunkle Feinsandsteine, rote und hellgraue, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, sowie dunkle Silt-/Tonsteine - auf. Jedoch fehlen hier fast überall karbonatische Sedimentgesteine.

D) Provinz-Vergleich

Der abschließende Vergleich petrographischer Kleingruppen bzw. individueller Gesteinstypen der Provinz V mit denen der Provinz IV zeigt nur vereinzelte Übereinstimmungen bei den in beiden Provinzen auftretenden Gesteinsgruppen.

So finden sich im Bereich des Profils 2 an den Stationen 1011 (Provinz IV) und 1012 (Provinz V) ähnliche dunkelgraue Feinsandsteine, hellgraue, grobkörnige Sandsteine sowie eine rötliche Granitvarietät. Die Stationen 1020 (Provinz IV) und 1217/1274 (Provinz V) im Profil 3 weisen vergleichbare Ton-/Siltsteine, dunkle Feinsandsteine sowie rötliche Sandsteinvarietäten auf. Vereinzelt finden sich ähnliche graue Granite sowie rote, Alkalifeldspat-reiche, granulitische Gneistypen. Charakteristische Unterschiede zwischen beiden Provinzen ergeben sich bei klastischen Sedimentgesteinen, die im Bereich der Provinz V z.T. typische tektonische Beanspruchungsmerkmale (z.B. Schieferung, Kleinfaltung) aufweisen.

3.7 Schlußfolgerungen

Die vorliegenden, für die einzelnen Seegebiete bzw. Provinzen jeweils charakteristischen Gesteinsverteilungen lassen auf jeweils spezifische, zugehörige Einzugsgebiete schließen. Die jeweiligen provinztypischen Eigenschaften sind zusammenfassend in Abb. 20 dargestellt.

	Vulkanite	Plutonite	Metamorph.	Sedimentg.	intern. bis bas. Pluton.	granitische Gneise	Karbonat- gesteine	Silt/Ton- steine	Basalt- Geochemie
PROVINZ I	●	—	—	●	—	—	—	—	●
PROVINZ II	●	—	●	●	—	●	—	—	
PROVINZ III	●	●	●	●	—	●	—	—	—
PROVINZ IV	●	●	●	●	●	●	—	●	●
PROVINZ V	●	●	●	●	—	—	●	●	

Abb.20 : Zusammenfassende Übersichtsdarstellung der Provinzgliederung; die für die Unterscheidung der einzelnen Provinzen typischen Eigenschaften sind in ihrer relativen Gewichtung durch den Durchmesser der Punkte optisch hervorgehoben

Die sich von NE nach SW in kennzeichnender Weise ändernde petrographische Zusammensetzung glazial-mariner Gerölle deutet bis etwa zum Bereich Halley küstennormalen Eistransport der Gerölle an. Im Gebiet der Filchner Depression komplizieren sich die Ablagerungsbedingungen. Die scharfe Trennung der Provinz IV auf der Ostflanke von der Provinz V im Achsenbereich bzw. Westteil der Filchner Depression spricht zum einen für den weiterhin küstennormalen Transport bis zur Eiskante des Filchner Schelfeises im unmittelbaren Küstenbereich, d.h. auf dem Ostteil der Depression. Der zentrale bzw. westliche Teil der Vahsel Bucht bzw. die Gould Bay werden dagegen auf Grund ihrer spezifischen, durch Sedimentgesteine geprägten Geröllspektren sowie durch die im achsenparallelen Verlauf beobachtete Übereinstimmung von petrographischen Stationspektren offensichtlich durch Süd-Nord-verlaufende Eistransportrichtungen gekennzeichnet. Solche werden insbesondere durch die Profiluntersuchungen in diesem Gebiet in besonderem Maße deutlich, wobei die aufgezeigten Anreicherungen bestimmter Sedimentgesteinsgruppen - z.B. Tonsteine im Zentralteil der Filchner Depression, Karbonatgesteine im Bereich Druzhnaya - auf den in Nord-Süd-Richtung gelegenen Stationen der drei Profile jeweils wiederkehrend auftreten. Somit bestätigt sich das in Kap. 1.6 aufgezeigte Bild der holozänen Eisstromrichtungen, nach dem senkrecht zum Küstenverlauf unterschiedliche Einzugsgebiete auftreten sollen.

Infolge der festgestellten regional spezifischen Geröllassoziationen kann für das bearbeitete Schelfareal die Frage nach möglichen Mischungseffekten in den petrographischen Stationspektren durch Schmelzverlust driftender Eisberge, wie schon in Kap. 1.9.1 vermutet, als Folge der großräumig-ozeanischen Zirkulation vernachlässigt werden.

Die infolge des küstenparallelen Stroms des östlichen Weddellmeeres im Uhrzeigersinn driftenden Eisberge sollten eingeschlossenes Gesteinsmaterial auf ihrem NE-SW gerichteten Weg durch sukzessive Schmelzvorgänge verlieren, was unter der Voraussetzung, daß diese Eisberge über den eigentlichen Schelf drifteten, wenig differenziertes Geröllspektrum zur Folge hätte. Durch die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen ist eine solche Deposition nicht nachzuweisen. Vielmehr treten auf dem Schelf im Küstenverlauf distinkte Geröllassoziationen bzw. Basalte mit regional korrelierbarer Provenienz (vgl. Kap. 4.6) auf.

Weiterhin zeigt die Äquivalenz der petrographischen Daten der AGT- (= Oberflächenproben) und GKG-Proben (= Sedimentkernproben), daß kein signifikanter externer Eintrag durch 'dropstones' erfolgt (vgl. Stationsergebnisse 1265, 1284, 1272, 1013). Vielmehr scheint der gesamte Sedimentkörper - glazialer- bzw. glazial-mariner Till - in Relation zum jeweiligen Liefergebiet den gleichen Transport- und Depositionsprozeß erfahren zu haben.

Die petrographisch vergleichbare Zusammensetzung der AGT- und GKG-Proben, die jeweils auch unterschiedliche Fragmentgrößenfraktionen repräsentieren, belegt auch, daß sich aus den bearbeiteten Geröllspektrern keine bevorzugten Transportausleseprozesse ableiten lassen. Somit bestätigen sich die Aussagen von Andrews (1984), die aus einer mit zunehmender Tiefe, über den gesamten untersuchten Kernbereich festgestellten, petrographisch einheitlichen Zusammensetzung der verschiedenen Till-Einheiten sowohl auf gleiche Liefergebiete als auch auf gering wirksame Ausleseprozesse beim Transport des glazialen Sediments schließt. Zu gleichen Ergebnissen gelangt auch Wohlfeil (1982) bei der Untersuchung der Kiesfraktion von glazialen Sedimenten der Island-Faröer-Schwelle im Nordatlantik.

Bei größerer Küstenentfernung ergibt sich im Bereich des Kontinentalhanges in Bezug auf die Homogenität des Probenmaterials kein eindeutiges Bild. Wie die Ergebnisse des Stationsprofils vor Kapp Norvegia zeigen, liegen auf den Stationen des Kontinentalhanges wenig charakteristische Geröllspektrern ohne Bezug zum jeweiligen Hinterland. Grobe (1985) stellte nach sedimentologischen Untersuchungen am Kontinentalrand vor Kapp Norvegia fest, daß mit zunehmender Küstenentfernung erwartungsgemäß eine kontinuierliche Anlieferung eisverfrachteten Materials durch zirkumantarktisch driftende Eisberge erfolgt. Die hier an den glazio-marinen Geröllen sichtbare Heterogenität der küstenfernen Stationen bestätigt diesen Ablagerungsprozeß.

Das zweite, südlich des Vestkapps über den Kontinentalhang gelegte Stationsprofil weist mit zunehmender Küstenentfernung eine Anreicherung vulkanischer Gerölle bei gleichzeitiger Reduktion der übrigen Hauptgesteinsgruppen auf. Letztere treten mit höheren Anteilen erst wieder im Übergang zum eigentlichen Becken auf. Auch dort zeigt sich die erhöhte Sedimentation von Driftmaterial, wodurch wie an der Station 1287, stärker differenzierte Geröllspektrern entstehen.

Die festgestellte Homogenität der glazial auf dem Schelf deponierten Sedimente bzw. der Vernachlässigung eines durch Eisberge verursachten Drifteintrags ist in Übereinstimmung mit dem von Anderson et al. (1982), Orheim & Elverhoi (1981) sowie Powell (1984) erarbeiteten Sedimentationsmodell für den antarktischen Kontinentalrand. Durch das holozäne glaziale Regime mit den entwickelten, vorgelagerten Schelfeisen kommt es im Bereich der 'grounding line' zur Sedimentation des in den basalen Zonen der Eisströme glazial verfrachteten Schuttmaterials. Kalbende Eisberge sind daher nahezu frei von Sedimenten. Allenfalls sollten Eisberge von direkt ins Meer mündenden Gebirgsgletschern größere Schutt mengen enthalten. Durch den festgestellten Küstenstrom sowie durch die vorherrschend aus östlichen Richtungen kommenden Winde im Bereich des östlichen Weddellmeeres, driftet ein Großteil der Eisberge in einiger Küstentfernung, d.h. über den äußeren Schelf bzw. oberen Kontinentalhang hinweg. Eventuell eingeschlossenes und auf ihrem Driftweg ausschmelzendes Material konzentriert sich daher auf den genannten Bereich.

Wie in Kap. 2.1 erläutert, wurde das bearbeitete Geröllmaterial sowohl aus oberflächlichen, spät- bzw. postglazialen, glazio-marinen Sedimenten (AGT-Proben) als auch aus darunter folgendem glazialen Till (GKG-Proben) des letzten Eisvorstoßes im Wisconsin (< 31000 y.b.p.) entnommen. Daher muß zur Korrelation der Geröllspektren mit den im Hinterland aufgeschlossenen Gesteinsfolgen bzw. für die darauf folgende Modellierung der Subglazialgeologie die Frage nach der Richtungsäquivalenz des holozänen und pleistozänen Verlaufs geprüft werden.

Aus der festgestellten Äquivalenz der petrographischen Daten von AGT- und GKG-Proben ist eine gravierende Veränderung der pleistozänen Eisstromrichtungen nicht abzuleiten. Dies fordert auch Andrews (1984) auf Grund der strukturellen und textuellen Homogenität der oberflächennahen Sedimente.

Auch glaziologische Modellrechnungen der für das Wisconsin rekonstruierten Inlandeisverteilung und der daraus abgeleiteten Strömungsrichtungen unterstützen das angenommene ähnliche Verhalten des Inlandeises (Stuiver et al., 1981). Danach stieß 'grounded ice' im Bereich des Arbeitsgebiets bis zur äußeren Schelfkante vor (Abb. 21). Während dies küstennormal im Abschnitt Atka Bucht bis etwa Halley auf Grund der dort relativ schmalen Schelfzone nur über eine geringe Distanz erfolgte, wurde im Bereich der Filchner Depression eine Distanz von ca. 500 km überbrückt. Nord-Süd gerichtete Transportrichtungen gingen dabei mit einer minimalen Erhöhung der Eismächtigkeit von ca. 300 m bis 500 m einher (Abb. 21). Geländebeobachtungen aus dem Bereich der Thiel Mts. und Ellsworth Mts. bestätigen diese Annahme ebenso wie Daten aus dem Bereich Shackleton Range, wo im Vergleich zu rezenten Bedingungen ähnliche Strömungsrichtungen für die Zeit der letzten Vereisungsphase an Hand von Gesteinströmungen festgestellt wurden (Craddock, 1969, 1970). Ebenfalls vergleichbare Strömungsrichtungen werden auch aus den Heimefrontfjella von Worsfold (1967) berichtet.

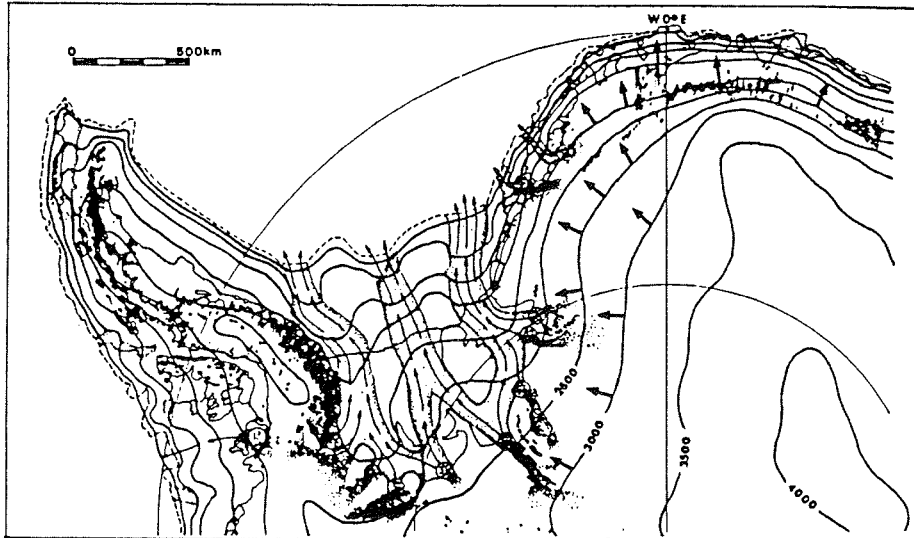


Abb.21 : Rekonstruierte Eisstromrichtungen und Eistopographie für das Wisconsin (nach Stuiver et al., 1981); der gesamte Schelfbereich vor dem Filchner-Ronne Schelfeis ist bis zum Kontinentalhang vollständig mit Inlandeis bedeckt

4. Geochemische Untersuchungen der Vulkanite

4.1 Einführung

Die an den verschiedenen Probennahmestationen auftretenden Geröllspektren enthielten insbesondere vor der Küste des westlichen Neuschwabenlandes sowie im Bereich der Filchner Depression zahlreiche vulkanische Gerölle. Dabei setzt sich der überwiegende Teil (> 95 %) aus basaltischen Gesteinsvarietäten zusammen. Zur geochemischen Charakterisierung wurden 70 Proben, im wesentlichen Basalte, dazu einige wenige Andesite und Rhyolithe/Trachyte, auf ihre Haupt- und Spurenelementzusammensetzung analysiert. Mit diesem Untersuchungsprogramm sollte

- die mikroskopische Vulkanitanalyse bestätigt bzw. ergänzt (bei mikro- bis kryptokristalliner Gefügebildung) werden;
- untersucht werden, ob Proben verschiedener Stationen auch geochemisch voneinander zu unterscheiden sind; damit wäre ein weiteres Kriterium zur geochemischen Differenzierung petrographisch ähnlicher Gesteine gegeben;
- direkte geochemische Vergleiche mit den im jeweiligen Hinterland (Einzugsgebiet) der Probennahmestation anstehenden Vulkaniten zur ergänzenden Klärung der Herkunftsgebiet-/Ablagerungsraumproblematik durchgeführt werden.

In einem weiteren Schritt sollten auf Grund der Haupt- und Spurenelementcharakteristika der untersuchten Vulkanite Rückschlüsse auf die Art der Stammagmen gezogen werden, sowie mit Hilfe verschiedener Diskriminanzdiagramme Aussagen zur geotektonischen Position der Vulkanite gemacht werden. Abschließend sollte das vorhandene Datenmaterial im Gondwana-Rahmen (Antarktis, Afrika, Südamerika) verglichen werden, um daraus im Zusammenhang mit den Ergebnissen zur Genese und zur geotektonischen Stellung ergänzende Aussagen zum Zerfall Gondwanas machen zu können.

4.1.1 Altersfrage

Als wesentliche Voraussetzung für vergleichende geochemische Betrachtungen ist die Altersgleichheit der untersuchten Proben anzusehen. Wie die Untersuchungen zu den potentiellen Einzugsgebieten der jeweiligen Stationen zeigen (vgl. Kap. 5), können die in den einzelnen Schwerpunktgebieten auftretenden Vulkanite wahrscheinlich bestimmten Herkunftsgebieten zugeordnet werden, deren jeweilige Affinität zueinander durch vergleichende geochemische Untersuchungen (vgl. Kap. 4.6) verdeutlicht wird.

Das Gros der im vermutlichen Einzugsgebiet des westlichen Neuschwabenlandes (Vestfjella, Heimefrontfjella, Abb. 3) auftretenden Vulkanite - sowohl effusive Basalt-Folgen als auch verbreitete basaltische Gänge - besitzen mesozoische (i.a. jurassische) Alter (Rex, 1967; Hjelle & Winsnes, 1972;

Juckes, 1968, 1972; Faure et al., 1979; Peters, 1986). Dolerit-Vulkanismus präkambrischen bis altpaläozoischen Alters wird dazu noch aus dem Gebiet des nordwestlichen Neuschwabenlandes (Ahlmannryggen, Borgmassiv, Kirvanveggen; Wolmarans & Kent, 1982) berichtet, das als Einzugsgebiet vermutlich nur peripheren Charakter besitzt (vgl. Abb. 5a). Bei den durchgeführten Untersuchungen an Vulkaniten vom Schelfareal des westlichen Neuschwabenlandes wurden i.a. nur feinkristalline Basalte mit typischen Merkmalen der jurassischen, effusiven Varietäten (z.B. kennzeichnende Alterationserscheinungen) bearbeitet, so daß ältere Vulkanite wahrscheinlich auszuschließen sind. Außerdem weisen die präkambrischen Dolerite deutlich unterschiedliche Haupt- und Spurenelementgehalte im Vergleich zu den mesozoischen Basalten auf. Neethling (1972c) konnte zeigen, daß diese Dolerite deutlich höhere SiO_2 -Gehalte (um 53 %), höhere K_2O - (um 1.2 %) sowie höhere Rb-Werte (um 40 ppm), dagegen niedrigere FeO - (um 5.8 %), TiO_2 - (um 1.2 %) und Sr-Werte (um 100 ppm) aufweisen.

Unsicher ist dagegen die Alterseinstufung der Vulkanite des Seegebietes Halley, da das entsprechende Hinterland vollständig von Eis bedeckt ist und auch detaillierte geophysikalische Informationen zum größten Teil fehlen.

In den vermuteten Einzugsgebieten der Filchner Depression finden sich ebenfalls verbreitet jurassische Magmatite in Form von Gängen und größeren Intrusivkomplexen.

In den Theron Mts. (Abb. 3) treten bis zu ca. 150 m mächtige jurassische Dolerit-Gänge in Sedimentfolgen der Beacon Formation auf (Stephenson, 1966). In der Shackleton Range durchschlagen im Bereich der Lagrange Nunataks Doleritgänge mit unsicheren Altern (> 175 Ma) anstehende Sedimentgesteinsfolgen. Daneben werden aus dem Bereich der Herbert Mts. basaltische Gänge silurisch-devonischen Alters berichtet (Hofmann et al., 1980). Die in den südlich der Shackleton Range gelegenen Whichaway Nunataks zahlreichen, bis ca. 50 m mächtigen Dolerit-Gänge weisen wiederum jurassische Alter (163 - 171 Ma; Hofmann et al., 1980). In den Pensacola Mts. tritt mit dem jurassischen Dufek Massiv (168 Ma; Ford, 1972) eine Intrusion mit Gabbros und Granophyren in einer Ausdehnung von über 30000 km^2 auf. Es ist mit seinen Gangapophysen der größte mesozoische Magmatitkomplex in der Umrandung des südlichen Weddellmeeres.

4.1.2 Vorgehensweise

Bei der Probenauswahl wurde versucht, aus jedem Seegebiet Material zu analysieren. Aus dem häufigen Auftreten vulkanischer Gerölle vor dem westlichen Neuschwabenland ergab sich im Vergleich zu den südlich folgenden Provinzen bei den untersuchten Proben ein Mengenverhältnis von ca. 2/3 zu 1/3. Es wurde versucht, möglichst alle in signifikanten Mengen auftretenden Vulkanitvarietäten zu bearbeiten, um eine jeweilige Bestandsaufnahme des Vulkanitinventars zu erhalten. Zu jeder Geochemieprobe wurden zu Beginn Dünnschliffanalyse zur Modal- und Gefügeanalyse, insbesondere zur Abschätzung des Alterationsgrads durchgeführt. Letzterer wurden in Abhängig-

keit auftretender Sekundärphasen sowie des An-Verlustes in Plagioklas mit Ziffern zwischen 1 (= frisches Material) und 5 (= stark alteriertes Material) klassifiziert (Tab. 8.4). Proben mit stärkerer Veränderung des primären Modalbestands wurden weitgehend verworfen. Da vor dem westlichen Neuschwabenland jedoch kaum frisches Gesteinsmaterial auftrat (i.a. deutlich hydrothermale Überprägung) wurden auch mäßig alterierte Proben analysiert.

Bei der nachfolgenden Darstellung der untersuchten, von insgesamt 22 Probennahmestationen kommenden Proben wurden, den verschiedenen Seegebieten entsprechend, geographisch orientierte Gruppen - insgesamt 6 - gebildet. In Abb. 22 ist die bei den Variations- bzw. Dreiecksdiagrammen verwendete Gruppenbildung aufgeschlüsselt.

4.2 Petrographie der untersuchten Vulkanite

Die ausführlichen petrographischen Eigenschaften der geochemisch analysierten Vulkanitproben finden sich bei den Ergebnissen der jeweiligen Stationen (Oskierski, 1986). An dieser Stelle wird zusammenfassend kurz auf die wesentlichen petrographischen Merkmale der Geochemieproben eingegangen.

Die basaltischen Vulkanite setzen sich aus einem breiten petrographischen Spektrum, das von pikritischen bis zu Feldspat-reichen Basalten reicht, zusammen. Ein Großteil wird aus den Hauptkomponenten Plagioklas, Augit und Fe-Oxiden zusammengesetzt. Untergeordnet treten Olivin und Orthopyroxen auf. Dabei besitzt Olivin stets Einsprenglingscharakter. Er wurde in keinem Fall als Grundmassenkomponente beobachtet. Infolge variabler Gefügeeigenschaften lassen sich drei Gruppen unterscheiden:

1. Mikro-, z.T. kryto- bis feinkristalline, aphyrische Basalte (Korngrößen i.a. < 0.2 mm)
2. mikro- bis feinkristalline, porphyrische oder glomerophyrische Basalte
3. fein- bis mittelkristalline, doleritische Basalte (Korngrößen > 0.2 mm).

Die beiden erstgenannten sind auf Grund ihrer Gefügeeigenschaften i.a. als Lavaströme zu interpretieren, während der dritte Typ wahrscheinlich aus subvulkanischen Gängen abzuleiten ist. Nach dem auftretenden Modalbestand und den Gefügemerkmalen sind die untersuchten Vulkanite als tholeiitische Basalte anzusehen (Cox et al., 1979).

Ein großer Teil dieser Gesteine ist mäßig bis stark hydrothermal alteriert. Dabei korreliert der Alterationsgrad positiv mit dem Auftreten von Blasenräumen. Varietäten mit höherem Anteil an Blasenräumen sind auch stärker alteriert. Doleritische Basalte, die i.a. keinen Porenraum aufweisen, liegen meist in frischem Zustand vor.

Die häufig makroskopisch erkennbare Vergrünung ist durch die fortgeschrittene Umwandlung von Plagiokals in ein Gemenge aus Epidot, Kalzit, Chlorit sowie Serizit, z.T. auch Prehnit bedingt. Der An-Gehalt der Plagioklase verringert sich deutlich mit zunehmender Alteration. Bei der Bestimmung des An-Gehalts zeigt sich eine gute Korrelation mit den errechneten An-Gehalten den CIPW-Normrechnungen (Tab. 8.4). Proben mit stärkerer Alteration, d.h. niedrigerem, modalem An-Gehalt weisen ebenfalls deutlich geringere Norm-An-Werte auf. Bei mikro- bis feinkristallinen Varietäten kommt eine Umwandlung der Matrix zu Chlorit und filzig-kryptokristalline Phasen hinzu. Untergeordnet treten Basalte mit deutlicher Rotfärbung auf, bei denen es durch hydrothermale Austauschprozesse zur Sekundärbildung von Fe-Oxiden gekommen ist.

Beim regionalen Vergleich der petrographischen Eigenschaften zeichnen sich zwei Großräume mit unterschiedlichen Charakteristika ab:

Vulkanite des Schelfs im Bereich des westlichen Neuschwabenlands sind im Vergleich zu Proben aus dem Gebiet Filchner Depression/Gould Bay meist fein- bis mikrokristallin. Letztere sind dagegen verbreitet doleritisch entwickelt. Der Anteil mäßig bis stark alterierter und damit auch stärker poröser Vulkanite ist vor dem westlichen Neuschwabenland deutlich erhöht (vgl. Tab. 8.4). Dabei deutet sich eine lokale Häufung alterierter Basalte mit Anteilen bis zu 45 % (z.B. Station 1269) in den Seegebieten nördlich und südlich des Vestkapps an. Im Gebiet Atka Bucht/Kapp Norvegia kommen dagegen geringere Anteile stark alterierter Basalte (< 25 %) vor. Weiterhin wurden vor dem westlichen Neuschwabenland vereinzelt intermediäre bis saure Vulkanitgerölle beobachtet, die im Gebiet der Filchner Depression/Gould Bay nicht auftreten. Insgesamt zeichnet sich für den Bereich 'westliches Neuschwabenland' ein Vorherrschen vulkanischer Lavaströme im entsprechenden Liefergebiet ab. Im südlichen Arbeitsgebiet dominieren wahrscheinlich subvulkanische Gänge.

4.3 Allgemeine geochemische Klassifikation

4.3.1 Überblick

Die hier zur Klassifikation und Charakterisierung basaltischer Gesteine anwendbaren Prinzipien sind das Ergebnis historisch gewachsener und aufeinander aufbauender Untersuchungen. Schon Kennedy (1933) unterschied zwei Magmentypen - Alkalibasalte und Tholeiite -, die er als voneinander unabhängige Stammmagmen ansah. Hauptsächlich durch die Arbeiten von Tilley (1950), Kuno et al. (1957) und Kuno (1959) wurden die Hauptunterschiede zwischen beiden Magmentypen herausgearbeitet. Yoder & Tilley (1962) zeigten, daß Tholeiite und Alkalibasalte im System Quarz-Nephelin-Forsterit-Diopsid darzustellen sind. Sie entwickelten auf der Basis der CIPW-normativen Mineralogie den sogenannten Basalt-Tetraeder. Basalte i.w.S. können dort in drei Großgruppen unterteilt werden:

- Alkalibasalte liegen im Kpx-01-Plag-Ne-Teiltetraeder, d.h. sie sind Nephelin-normativ (SiO_2 -untersättigt);
- Olivintholeiite sind durch normativen Olivin und Hypersthen gekennzeichnet und liegen im Kpx-01-Plag-Opx-Teiltetraeder (SiO_2 -untersättigt);
- Quarztholeiite sind dem Kpx-Opx-Plag-Qz-Teiltetraeder zugeordnet und immer Quarz-normativ (SiO_2 -übersättigt).

McDonald & Katsura (1964) benutzten zur Trennung von alkalischen und tholeiitischen Vulkaniten auf Grund höherer Alkaligehalte der ersteren ein Alkali/ SiO_2 -Variationsdiagramm. Wilkinson (1967) und Irvine & Barager (1971) ergänzten diese Klassifikation mit der Einführung drei voneinander unabhängiger Basalttypen:

Sie unterschieden wiederum alkalische von subalkalischen Varietäten, unterteilten aber letztere in Tholeiite i.e.S. und Kalkalkalibasalte. Dabei werden Kalkalkalibasalte als Übergangsglieder zwischen tholeiitischenn und alkalischen Serien angesehen (Wilkinson, 1967).

In den 70er Jahren erkannte man zunehmend die Bedeutung der Spurenelemente, insbesondere der auch bei Alterationsprozessen stabilen Spurenelemente zur Klassifikation und Charakterisierung vulkanischer Gesteine. Von besonderer Bedeutung ist die dabei erkannte Abhängigkeit bestimmter Elementkonstellationen von spezifischen petrogenetischenn Umgebungen der verschiedenen vulkanischen Serien (vgl. Kap. 4.5). Stellvertretend für viele sind hier die Arbeiten von Floyd & Winchester (1975), Miyashiro (1974), Pearce & Cann (1973), Pearce & Norry (1979) sowie Shervais (1982) genannt.

4.3.2 Haupt- und Nebenelemente

Die folgenden Aussagen zur Charakterisierung der Ausgangsschmelzen und zu ihrer Differentiation in den verschiedenen Geröllprovinzen sowie zu ihrer geotektonischen Stellung beruhen z.T. auf den Haupt- und Nebenelementgehalten der Proben. Diese sind aber in unterschiedlichem Maße von Sekundärprozessen abhängig, wodurch sich nicht quantifizierbare Anreicherungs- bzw. Reduktionsprozesse bestimmter Elemente/Elementgruppen ereignen. Tab. 3 faßt die unterschiedlichen Veränderungen der Hauptelementgehalte in Abhängigkeit der Alterationsprozesse zusammen. Aus den petrographischen Untersuchungen des Probenmaterials ging deutlich hervor, daß insbesondere die Vulkanite des westlichen Neuschwabenlandes hydrothermalen Alterationsvorgängen ausgesetzt waren. Es ist daher für die Hauptelementgehalte eine Tendenz zur Abweichung von der Primärzusammensetzung zu erwarten. Ausnahmen davon bilden die relativ immobilen Oxide TiO_2 und P_2O_5 .

Die vollständigen Analyseergebnisse für alle untersuchten Proben sind in Tab. 8.4 und Tab. 8.3 aufgeführt. Die Datenzuordnung zu den insgesamt sechs unterschiedlichen Gruppen und die damit verbundene große Variationsbreite der einzelnen Elemente macht zur Auswertung zusammenfassende Darstellungen notwendig. CIPW-Normrechnungen sind dazu geeignete Möglichkei-

ten. Die aus diesen Berechnungen erhaltenen normativen Modalbestände für die Vulkanite des östlichen Weddelmeeres (Tab. 8.6) sind in den Ne-01-Di-, 01-Di-Hyp- bzw. Di-Hyp-Qz-Projektionsflächen des Basalttetraeders eingetragen (Abb. 22).

Tab. 3: Austauschvorgänge bei verschiedenen Alterationsprozessen in Basalten (zusammengestellt aus Pearce, 1975; Vallance, 1974; Wedepohl et al., 1983; Humphris & Thompson, 1978).

Verwitterung

sehr mobil : +K₂O, -CaO, -MgO, +H₂O
mobil : -Na₂O, -SiO₂
gering mobil : +FeO, +TiO₂
immobil : Al₂O₃, P₂O₅

'very low grade' Metamorphose

sehr mobil : -CaO, -Al₂O₃, +H₂O
mobil : +Na₂O, SiO₂, +(MgO+FeO), -K₂O
immobil : TiO₂

Spilitisierung

sehr mobil : -CaO, +H₂O
mobil : -SiO₂, -FeO, +Na₂O, +K₂O, +Fe₂O₃, +MgO
gering mobil : -Al₂O₃
immobil : TiO₂, P₂O₅

Hydrothermale Alteration

sehr mobil : -CaO, -FeO, +K₂O, +H₂O
mobil : -Na₂O, -SiO₂, -MgO
gering mobil : +Fe₂O₃, +TiO₂
immobil : Al₂O₃, P₂O₅

Fast alle Analysen fallen in eines der beiden Hypersthen-normativen Teiltetraeder. Sie sind damit nach Yoder & Tilley (1962) als tholeiitische Basalte i.w.S. anzusehen. Auffallend ist die starke Streuung von Proben aus den Seegebieten vor dem westlichen Neuschwabenland, während Gesteine aus der Filchner Depression in einem relativ gut abgrenzbaren Feld (durch das geschlossene Feld markiert) angeordnet sind. Bei den letztgenannten ist außerdem eine deutliche Tendenz zu stärker Quarz-normativen Tholeiiten festzustellen. So sind z.B. fast alle Proben aus dem Bereich Druzhnaya Quarz-normativ, während der größte Teil der Proben von dem westlichen Neuschwabenland Olivin-normativ ist.

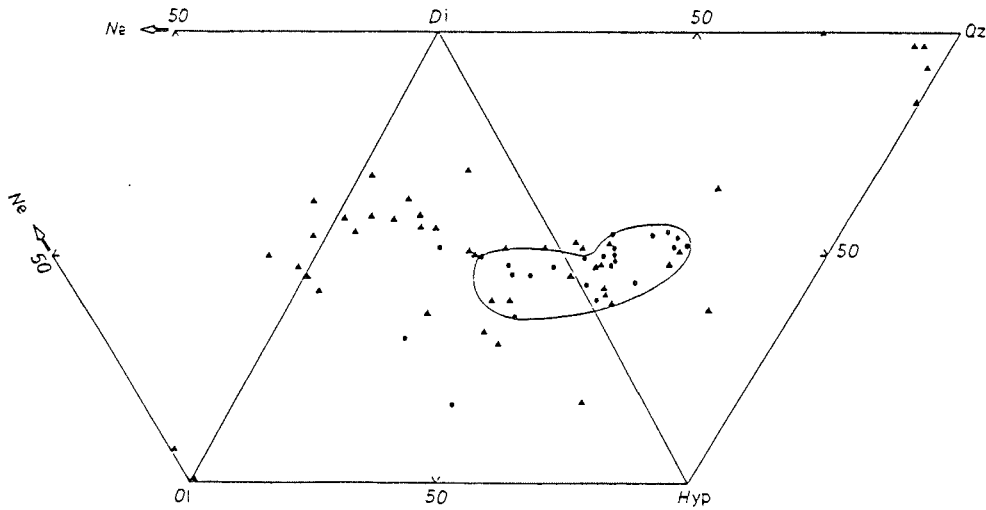


Abb.22 : CIPW-Normrechnungsdaten in verschiedenen Projektionsflächen des Basalt-tetraeders (▲ = Nordgruppe, ● = Südgruppe)

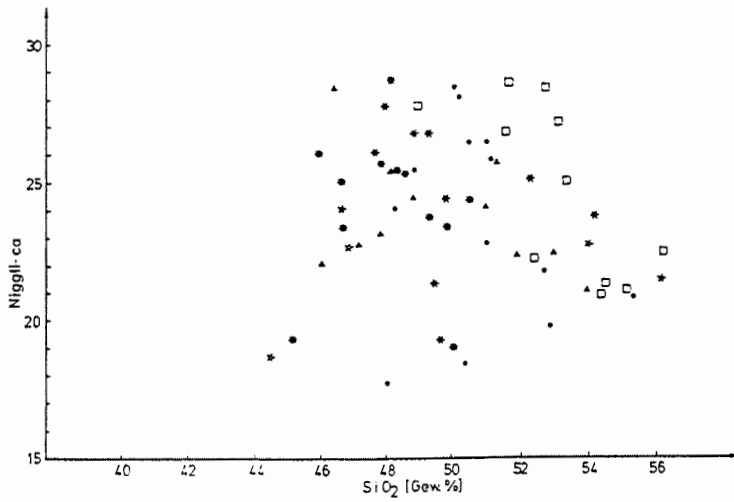
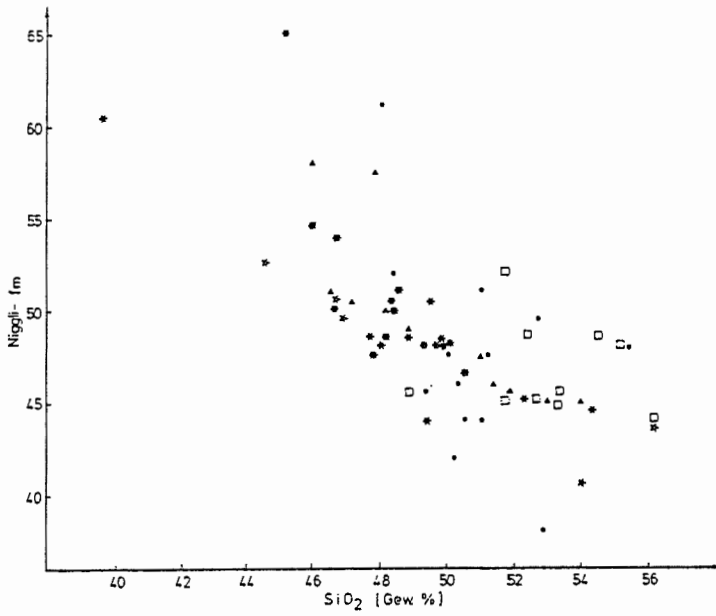
Eine weitere Möglichkeit geochemische Analysen übersichtsmäßig darzustellen, bietet die Umrechnung der Analysenergebnisse in Niggli-Äquivalentzahlen (Tab. 8.7). Diese zusammenfassende Darstellung von Hauptelementgruppen erlaubt anschauliche vergleichende Aussagen und gibt zusätzlich Hinweise auf den Differentiationsgrad der analysierten Vulkanite. Abb. 23 zeigt die berechneten Niggli-Werte in Abhängigkeit von den SiO_2 -gehalten.

Die femische Gruppe (fm , $=\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}$) zeigt mit fortschreitender Differentiation - (steigender SiO_2 -Gehalt) von Basalten zu basaltischen Andesiten (SiO_2 52 - 56 %) -erwartungsgemäß eine deutliche Abnahme (Einbau von Fe, Mg, Mn in Olivin und Pyroxen). Andeutungsweise ist bei vergleichbaren SiO_2 -Werten eine Tendenz der Basalte vor dem westlichen Neuschabenland (Provinzen I und II, im weiteren auch als Nordgruppe bezeichnet) im Vergleich zu Basalten der Filchner Depression (Provinzen IV und V, = Südgruppe) zu höheren fm-Gehalten erkennbar. Deutlich fallen die insgesamt höheren SiO_2 -Gehalte der Südgruppe (i.a. 50 %) im Gegensatz zur Nordgruppe (i.a. < 50 %) ins Auge.

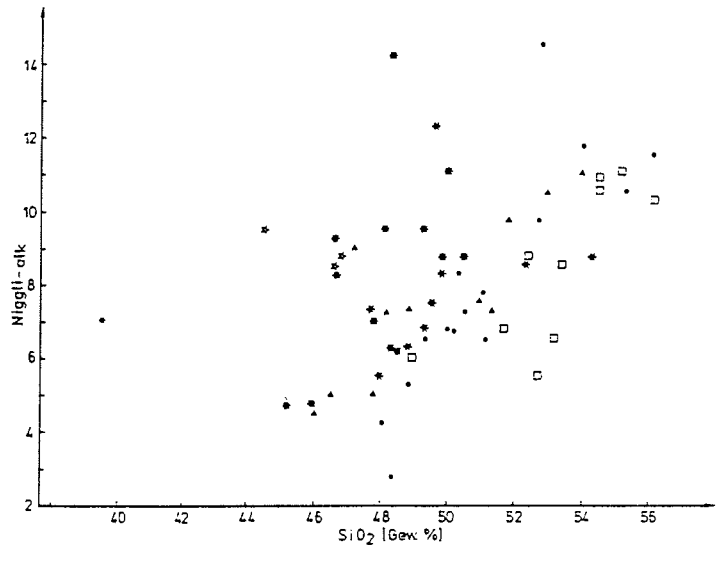
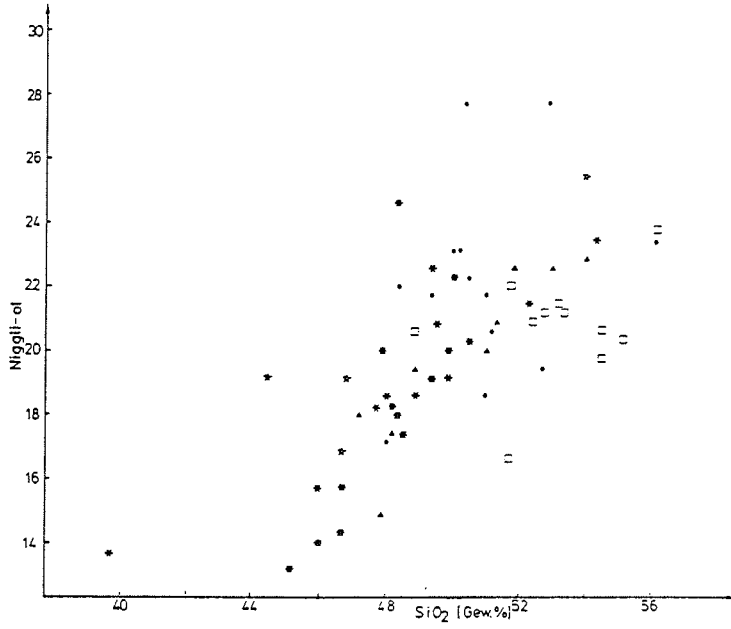
Kalzium (ca) sollte sich mit zunehmender Differentiation durch bevorzugten Einbau in Plagioklas verringern. Die untersuchten Proben geben diesen Trend jedoch nur ungenügend wieder. Vielmehr kommt hier durch die z.T. extreme Variation innerhalb der unterschiedenen sechs Gruppen (z.B. Seegebiet Nördliches Vestkapp) die schon petrographisch festgestellte Anorthit-Re-

Abb.23: Niggli-Werte in Abhängigkeit der SiO_2 -Gehalte; regionale Zuordnung der Ergebnisse zu den verschiedenen Seegebieten.

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia
- ☆ = Seegebiet um Halley
- ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp
- = Seegebiet Vahsel Bucht
- * = Seegebiet Südliches Vestkapp
- = Seegebiet Gould Bay



Fortsetzung Abb. 23



duktion von Plagioklas im Zuge hydrothormaler Sekundärprozesse bei vielen Basaltproben zum Ausdruck. Ein weiterer Grund ist die damit verbundene Kalzitbildung in Blasenräumen bzw. der Einbau von Kalzium in andere Sekundärphasen (z.B. Chlorit).

Beim Aluminium (al) zeigt sich insgesamt eine leicht positive Korrelation mit steigenden SiO_2 -Gehalten. Dabei besitzen die Vulkanite der Südgruppe durchschnittlich höhere al-Werte (zwischen 20 und 28, vgl. Tab. 8.7) als die der Nordgruppe (zwischen 17 und 20). Dies gilt nicht nur für die SiO_2 -reicheren Basalte. Auch bei vergleichbaren SiO_2 -Gehalten liegen die al-Werte der Seegebiete Vahsel Bucht und Gould Bay über denen der Nordgruppe.

Die Alkalien (alk) zeigen mit fortschreitender Differentiation die erwartete positive Korrelation durch ihre bevorzugte Anreicherung in spätkristallinen Phasen. Wiederum wird hier die Trennung der Nord- von der Südgruppe (höherer SiO_2 -Gehalt bei ähnlichen Variationsbreiten der Alkalien zwischen ca. 4 und 14) deutlich. Die Korrelation innerhalb der einzelnen Gruppen ist für den Bereich der Filchner Depression besser entwickelt - wiederum ein Hinweis auf die stärkere Veränderung des Primärchemismus bei den Proben der Nordgruppe durch Sekundärprozesse.

Im Alkali/ SiO_2 -Variationsdiagramm (Abb. 24) werden erhaltene Daten direkt ohne Umrechnung in fiktiven Maßzahlen dargestellt. Es erlaubt nach Irvine & Barager (1971) bzw. McDonald & Katsura (1964) eine Trennung von Alkali- und subalkalischen (tholeiitischen) Serien. Danach fallen ca. 90 % der untersuchten Proben in das Feld der subalkalischen Basalte. Berücksichtigt man die mäßig bis starke Alteration ($\text{LOI} > 2\%$, Reduktion des An-Gehaltes, vgl. Tab. 8.4) der über der von McDonald & Katsura (1964) definierten Grenzlinie liegenden Proben und die i.a. damit verbundene Anreicherung von Alkalien, so tendieren fast alle Proben zum Feld der subalkalischen Basalte. Deutlich sind auch hier wiederum die Basalte der südlichen Gruppe mit niedrigeren Alkaligehalten und einer angedeuteten Tendenz zu höheren SiO_2 -Gehalten von den nördlichen Proben abtrennbar.

Die Nomenklatur der untersuchten Gesteine verdeutlicht ebenfalls Abb. 24. Danach sind auch unter Berücksichtigung der Mobilität der Alkalien nahezu alle Proben im Bereich des Feldes tholeiitischer Basalte (SiO_2 44 - 52 %) bzw. basaltischer Andesite (SiO_2 52 - 56 %) angesiedelt. Zur weiteren Untergliederung der subalkalischen Vulkanite sind das AFM-Diagramm, das $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{An}$ -Diagramm sowie die von Miyashiro (1974) und Miyashiro & Shido (1975) entwickelten Variationsdiagramme anzuwenden. Sie benutzen das FeO/MgO -Verhältnis als Differentiationsindikator und tragen dagegen verschiedene Elemente bzw. Oxide auf.

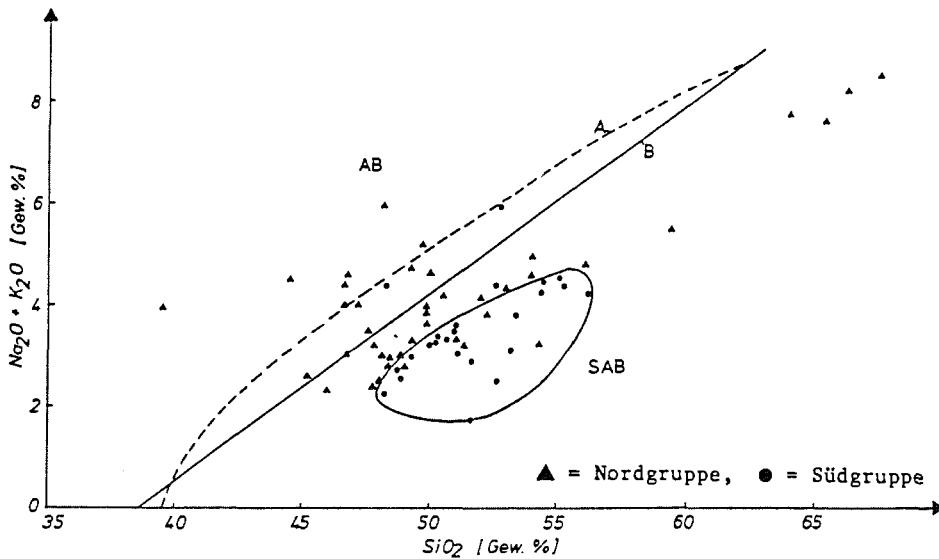


Abb.24 : Trennung alkalischer (AB) und subalkalischer (SAB) Basalte im Alkali/SiO₂-Variationsdiagramm; Basalte der Südgruppe sind durch das eingegrenzte Feld gekennzeichnet; Trennlinie A nach Irvine & Barager (1971), B nach McDonald & Katsura (1964);

Im AFM-Diagramm (Abb. 25) liegen nahezu alle Probenpunkte im Feld tholeiitischer Basalte, das nach Irvine & Barager (1971) vom kalkalkalischen Feld mit der eingezeichneten Trennlinie abgegrenzt wird. Dargestellt ist auch der typische Differentiationstrend nicht alterierter, tholeiitischer Basalte, um den sich ein Großteil der analysierten Proben gruppiert. Dadurch wird eine für tholeiitische Basalte typische FeO-Anreicherung im Zuge der Kristallisationsdifferentiation erkennbar. Eine signifikante Trennung zwischen einer Nord- und Südgruppe wird hier nicht deutlich. Zur Vollständigkeit sind auch die nicht basaltischen Proben (1265/4B, 1265/5, 1265/9A, 240/26, 247/9A) dargestellt. Das Al₂O₃-Anorthit-Diagramm (Abb. 26) unterstützt die oben genannte Aussage. Auch hier liegen fast alle Proben in dem für Tholeiite typischen Bereich mit Al₂O₃-Gehalten zwischen ca. 11 und 16 %. Deutlich werden auch die schon angemerkten Sekundärprozesse, durch die der Anorthit-Gehalt der Plagiokase auf z.T. deutlich unter 50 % reduziert wird (vgl. Tab. 8.4). Davon sind insbesondere Basalte der Nordgruppe betroffen. Bei den ebenfalls vereinzelt mit An-Gehalten < 50 % auftretenden Proben der Südgruppe handelt es sich meist um basaltische Andesite mit SiO₂-Gehalten zwischen ca. 52 - 56 %.

Hervorgehoben wird die Zuordnung der analysierten Basalte zur tholeiitischen Serie auch in den FeO-FeO/MgO-, SiO₂-FeO/MgO- und TiO₂-FeO/MgO-Diagrammen (Abb. 27) nach Miyashiro & Shido (1975). Dabei ist das FeO/MgO-Verhältnis proportional zum Differentiationsgrad der Vulkanite. Im FeO-FeO/MgO-Diagramm

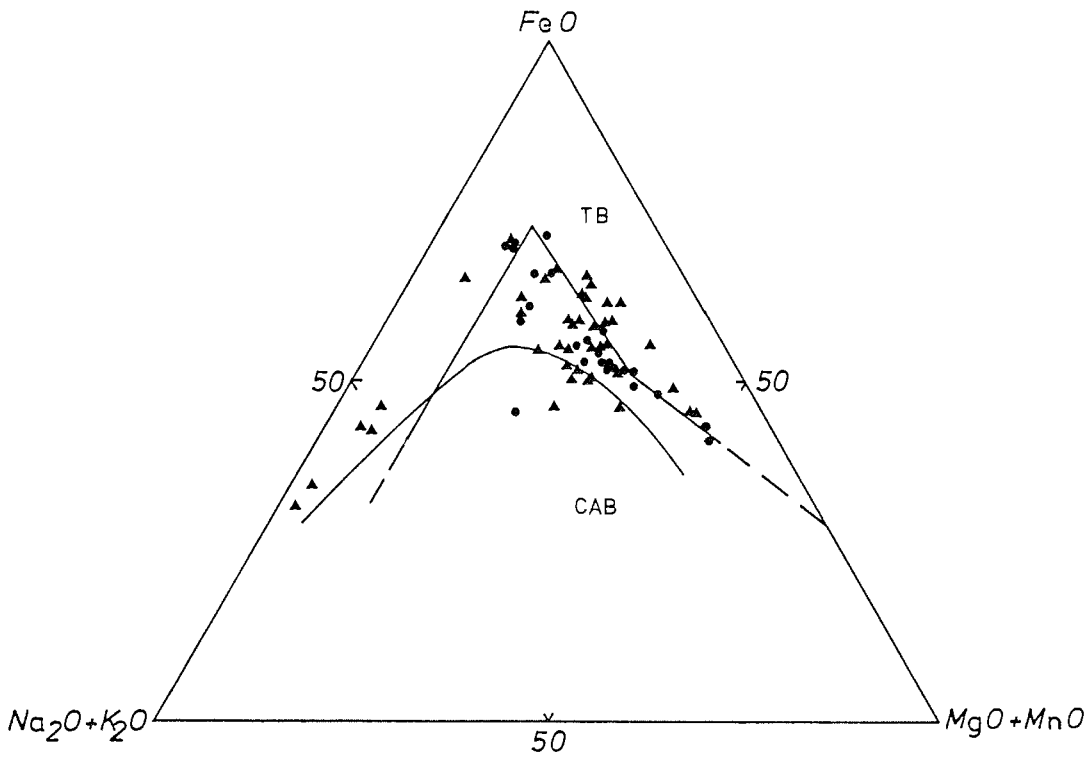


Abb.25: AFM-Diagramm ; eingezeichnet ist der Differentiationstrend für Tholeiite sowie die Felder für tholeiitische Basalte (TB) und Kalk-Alkalibasalte (CAB) nach Irvine & Barager (1971); (▲ = Nordgruppe, ● = Südgruppe)

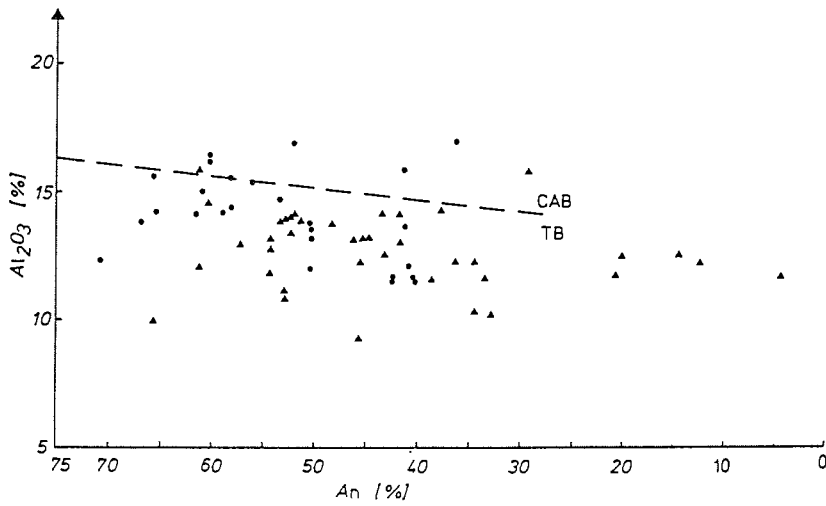
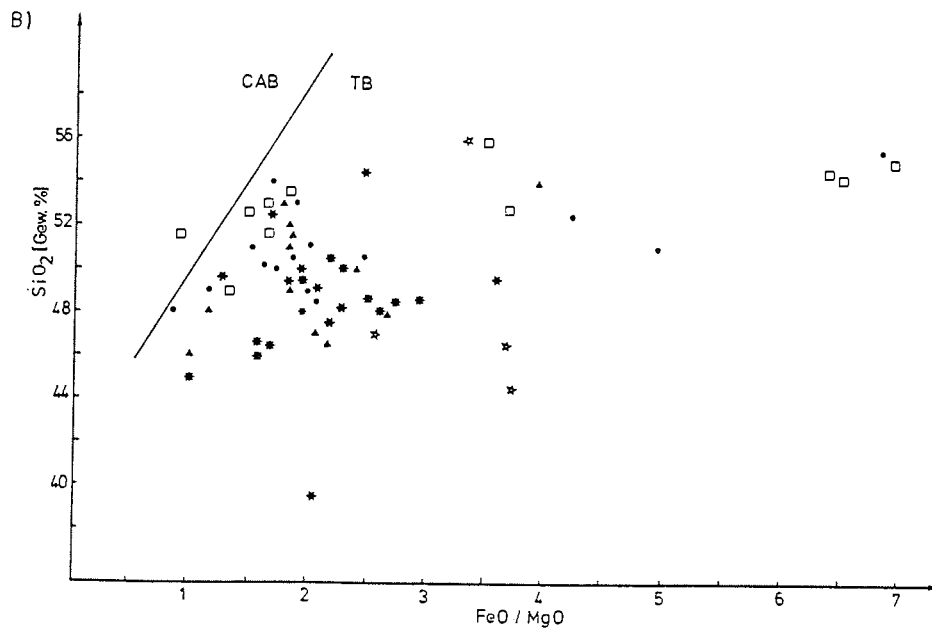
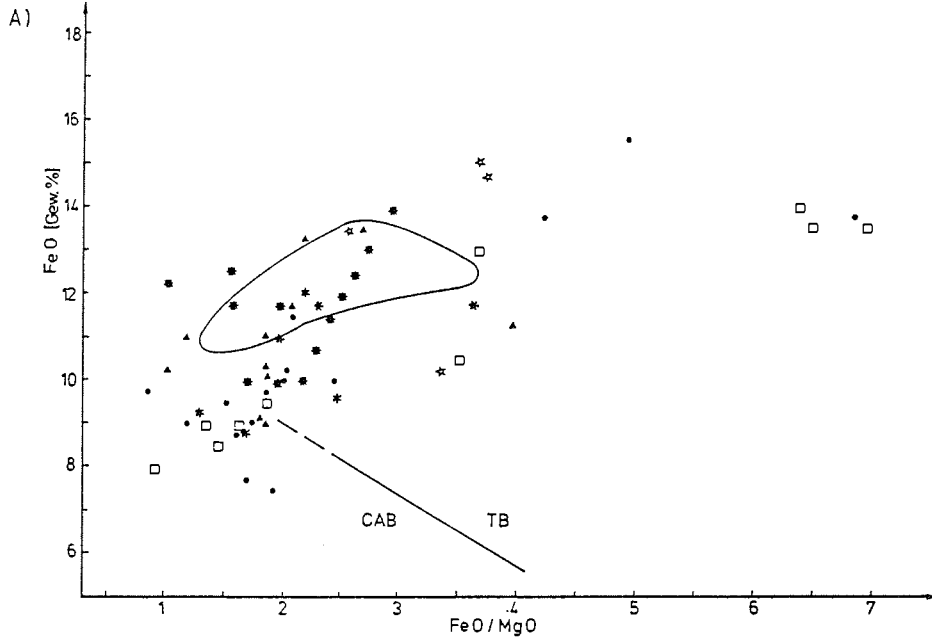


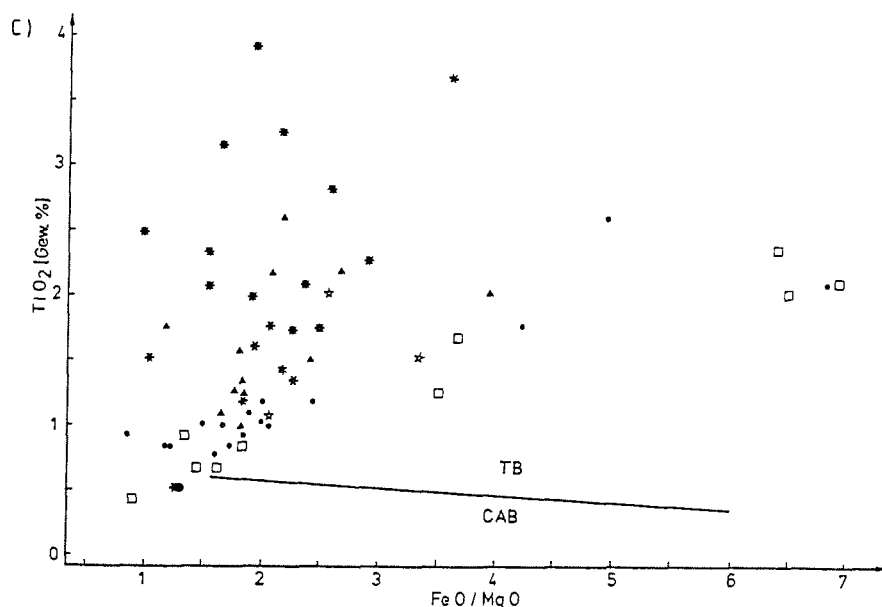
Abb.26: Trennung von kalkalkalischen (CAB) und tholeiitischen Basalten (TB) nach Irvine & Barager (1971); Gliederung der Proben in ▲ = Nordgruppe; ● = Südgruppe

Abb.27: Trennung von Kalk-Alkali- und Tholeiitbasalten nach Miyashiro & Shido (1975); zum Vergleich ist in (A) der Variationsbereich der Karroo-Tholeiite (nach Miyashiro & Shido, 1975) aufgetragen (geschlossenes Feld); Darstellung der Proben nach ihrer regionalen Zugehörigkeit:

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia
- ☆ = Seegebiet um Halley
- ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp
- = Seegebiet Vahsel Bucht
- * = Seegebiet Südliches Vestkapp
- = Seegebiet Gould Bay



Fortsetzung Abb. 27



ist der tholeiitische Trend durch eine Zunahme der FeO-Gehalte mit fortschreitender Differentiation gekennzeichnet, während für kalkalkalische Serien eine Abnahme des FeO-Gehaltes charakteristisch ist.

Im SiO_2 -FeO/MgO-Diagramm zeichnen sich die tholeiitischen Basalte bei gleichem Differentiationsgrad durch niedrigere SiO_2 -Gehalte aus. Im TiO_2 -FeO/MgO-Diagramm liegen tholeiitische Basalte bei gleichen FeO/MgO-Gehalten i.a. bei höheren TiO_2 -Werten. Auffallend sind hier die im Vergleich zur Südgruppe deutlich höheren TiO_2 -Gehalte der Nordgruppe, insbesondere der Basalte aus den Bereichen nördlich des Vestkapps (> 1.5 %). Beim Grad ihrer Differentiation ist für beide Gruppen kein Unterschied festzustellen. Sie weisen beide vergleichbare Variationsbreiten in ihren FeO/MgO-Verhältnissen auf.

4.3.3 Spurenelemente

Während die Klassifikation von stärker alterierten Vulkaniten mit Hauptelementen durch deren erhöhte Mobilität nicht exakt durchzuführen ist, ermöglichen bestimmte immobilie Spurenelemente eine relativ sichere Einordnung. Zum besseren Verständnis folgen an dieser Stelle einige Bemerkungen zum Kristallisationsverhalten, zur Mobilität bei Sekundärprozessen und daraus folgend zur Anwendbarkeit der Spurenelemente bei der Gesteinsklassifikation, insbesondere im Hinblick auf die in Kap. 4.5 folgenden Diskriminanzdiagramme zur Festlegung der

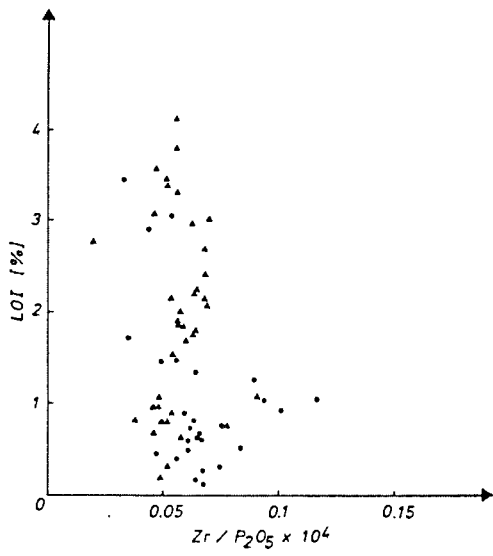


Abb.28: Gehalte flüchtiger Komponenten (LOI) in Abhängigkeit vom Zr/P₂O₅-Verhältnis
▲ - Nordgruppe; ● - Südgruppe

Ausgangsmagmen und ihre geotektonischen Stellung. Generell wird das geochemische Verhalten von Spurenelementen durch ihr Ionisierungspotential bzw. ihre Feldstärke ('field strength'; = Verhältnis von Ladung/Radius), d.h. dem Grad ihrer Kompatibilität zu den Hauptelementen bestimmt. Man kann sogenannte 'high field strength (HFS)''-Elemente (großes Verhältnis von Ladung zu Ionenradius) - das sind z.B. Ti, P, Zr, Y, Nb - von 'low field strength (LFS)''-Elementen (großer Ionenradius, kleine Ladung) wie z.B. K., Rb, Ba, Sr (Shervais, 1982), unterscheiden. Letztere sind zusammen mit den leichten Seltenen Erden (LREE) z.B. La und Ce bei Alterationsprozessen mobil, während sich dabei die HFS-Elemente immobil verhalten (Humphris & Thompson, 1978; Pearce & Cann, 1973; Pearce & Norry, 1979; Smith & Smith, 1976; Vallance, 1974). Zwischen beiden Gruppen gibt es sogenannte Übergangselemente (Ni, Co, Sc, V, Cr), die unterschiedliche Mobilität besitzen, wobei V in dieser Gruppe das 'stabilste' Element ist.

Bei der Abschätzung des Verhaltens 'stabiler' Spurenelemente mit fortschreitender Alteration ist der Gehalt an kristallin gebundenem H₂O (= LOI in Tab. 8.4) ein zuverlässiger Alterationsindikator (Dostal & Dupy, 1984; Humphris & Thompson, 1978; Winchester & Floyd, 1976). Abb. 28 zeigt die gemessenen LOI-Gehalte, die gegen das jeweilige Zr/P₂O₅-Verhältnis aufgetragen sind. Mit zunehmender Alteration ist keine Korrelation beider Parameter erkennbar. Zr/TiO₂- und Nb/Y-Verhältnisse verhalten sich in gleicher Weise. Damit sollten auch bei stärkerer Alteration keine signifikanten Änderungen der aufgeführten Elementverhältnisse auftreten, wodurch sie zur geochemischen Charakterisierung der untersuchten Proben geeignet sind.

Auffallend ist auch hier wieder die mit einer stärkeren Alteration verknüpften höheren LOI-Gehalte der Proben aus der Nordgruppe. Sie liegen zum überwiegenden Teil über 1.5 %. Aus dem Vergleich der LOI-Gehalte mit dem petrographisch definierten Alterationsindex (AI, Tab. 8.4) ergibt sich eine relativ gute Korrelation zwischen beiden Parametern. Proben mit LOI-Gehalten mit > 1.5 % weisen häufig einen AI > 3 . Ähnliches gilt sowohl für die modalen als auch normativen An-Gehalte der Plagioklase (Tab. 8.4). Beide lassen sich i.a. mit den LOI-Gehalten korrelieren, sind also ebenfalls deutliche Indikatoren des Erhaltungszustands der untersuchten Proben.

Immobilie Spurenelemente wurden auf Grund ihrer systematischen Variation in unterschiedlichen Magmenserien und Vulkanit-Typen von Winchester & Floyd (1977) und Floyd & Winchester (1978) zur Klassifikation alterierter Vulkanite herangezogen. Dabei ist das Nb/Y-Verhältnis ein Indikator für die Alkalinität von Vulkaniten (Pearce & Cann, 1973; Floyd & Winchester, 1978). Als Grenzwert zur Trennung von alkalischen und subalkalischen Magmenserien wird dabei ein Nb/Y-Verhältnis von 0.67 angesehen.

Im Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm (Abb. 29) liegen nahezu alle Proben deutlich im Bereich der subalkalischen Basalte bzw. basaltischen Andesite. Dabei weisen die Proben der Südgruppe im Vergleich zur Nordgruppe durchschnittlich höhere Zr/TiO₂-Verhältnisse auf.

Die gleiche signifikante Trennung zeigt sich im TiO₂-Zr/P₂O₅-Diagramm (Abb. 30). Dabei ist das Zr/P₂O₅-Verhältnis ein aussagekräftigerer Differentiationsindex als das mit dem durch Sekundärprozesse mobilisierbaren SiO₂ in Abb. 23 möglich ist. Beim Zr/P₂O₅- zeigt sich ebenso wie beim FeO/MgO-Verhältnis kein signifikanter Unterschied zwischen der Nord- und Südgruppe, womit die Annahme eines für beide Gruppen ähnlichen Differentiationsgrades unterstrichen wird.

Der schon aus Abb. 24 hervorgehende subalkalische Charakter der untersuchten Vulkanite wird durch die angeführten Spurenelementverhältnisse voll bestätigt.

Die weitere Untergliederung der subalkalischen Basalte in Kalkalkali (CAB)- und tholeiitische Basalte (TB) ist nach Miyashiro & Shido (1975) aus dem Verhältnis von Cr zu SiO₂ und V zu FeO/MgO (Abb. 31) möglich. Sowohl im SiO₂-Cr- als auch im V-FeO/MgO-Diagramm, bei der eine sinnvolle Trennung erst bei fortgeschrittener Differenzierung möglich ist, bestätigen ebenfalls den im Kap. 4.3.2 festgestellten tholeiitischen Charakter der untersuchten Basalte. Bei einem gegebenen SiO₂-Wert besitzen sie im Vergleich zu CAB kleinere Cr-Gehalte (zwischen ca. 10 und 1000 ppm). Ebenso weisen die gemessenen V-Gehalte die für TB im Vergleich zu CAB höheren Werte auf (zwischen ca. 90 und 450 ppm) auf.

4.4 Geochemische Variation der untersuchten Vulkanite

Nach der durchgeführten petrographischen Gliederung des Arbeitsgebietes in verschiedene Provinzen und daraus folgender Verifikation der in Kap. 1.6 angenommenen Eistransportrichtungen bietet sich in der Auswertung der gemessenen Haupt- und Spurenelementzusammensetzungen regional unterschiedlicher Vulkanitassoziationen neben einer weiteren Differenzierung verschiedener Einzugsgebiete auch die Möglichkeit petrogenetischer Aussagen.

Auf die in Kap. 4.3 erfolgte allgemeine geochemische Charakterisierung des untersuchten Probenmaterials bzw. der Bestimmung des Stammagmas und seiner Differenzierung werden dazu nachfolgend geochemische Differenzen zwischen den untersuchten sechs Einzelgruppen aufgezeigt. Aus den Darstellungen in Kap. 4.3 können zwei Großgruppen - ein Nord-(Geröllprovinzen I bis III) von einer Südgruppe (Provinzen IV und V) unterschieden werden, deren Elementmittelwerte in Tab. 4 aufgeführt werden.

Die Nordgruppe zeigt im Basalttetraeder (Abb. 22) einen deutlichen Trend zu stärker Olivin-normativen Basalten. Sie besitzt im Vergleich zur Südgruppe bei gegebenem SiO₂-Gehalt höhere Niggli-fm-Werte (Abb. 23) sowie höhere TiO₂- (ca. 2.1 %, Abb. 30) und P₂O₅-Gehalte (ca. 0.3 %). Bei den Spurenelementen treten z.B. höhere Gehalte an Zr (ca. 146 ppm, Abb. 37), Cr (ca. 208 ppm, Abb. 31) und Ce (ca. 81 ppm) auf.

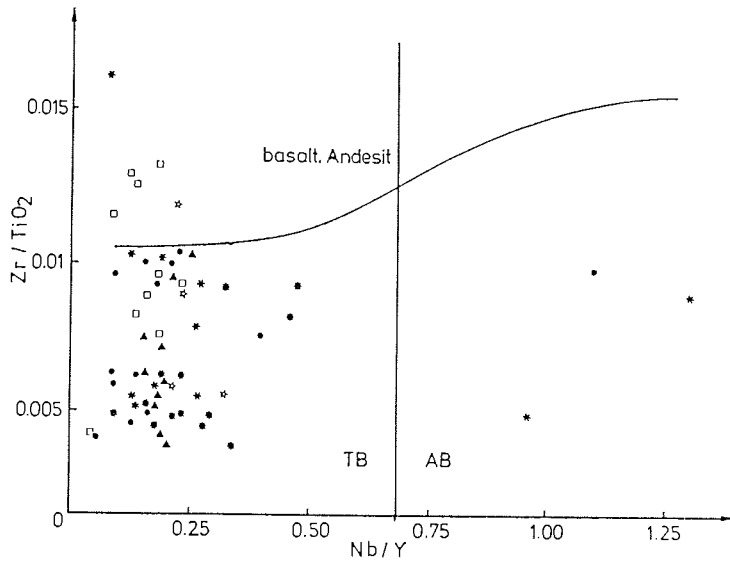


Abb.29: Trennung subalkalischer (TB) von alkalischen Magmen (AB) im Zr/TiO_2 - Nb/Y -Diagramm ; Darstellung der Proben nach ihrer regionalen Zugehörigkeit

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia ☆ = Seegebiet um Halley
- ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp ● = Seegebiet Vahsel Bucht
- ⋆ = Seegebiet Südliches Vestkapp □ = Seegebiet Gould Bay

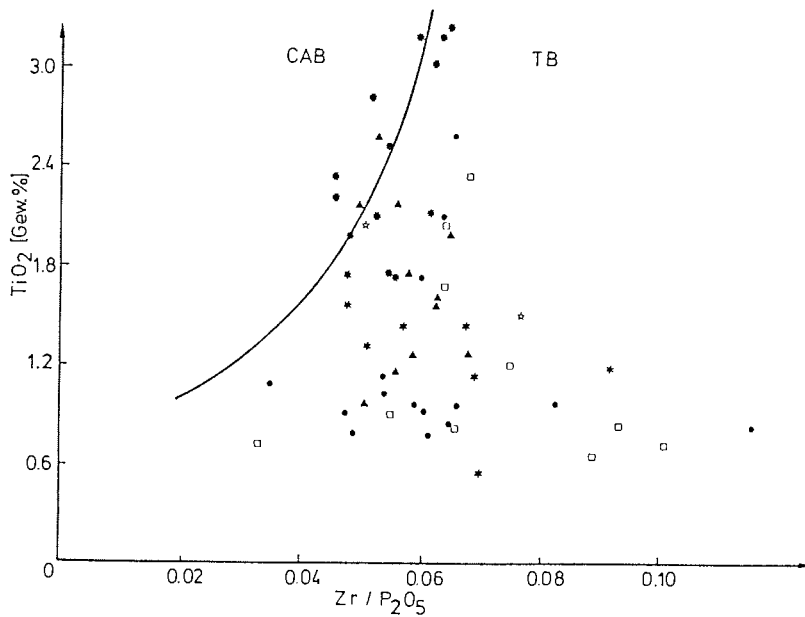
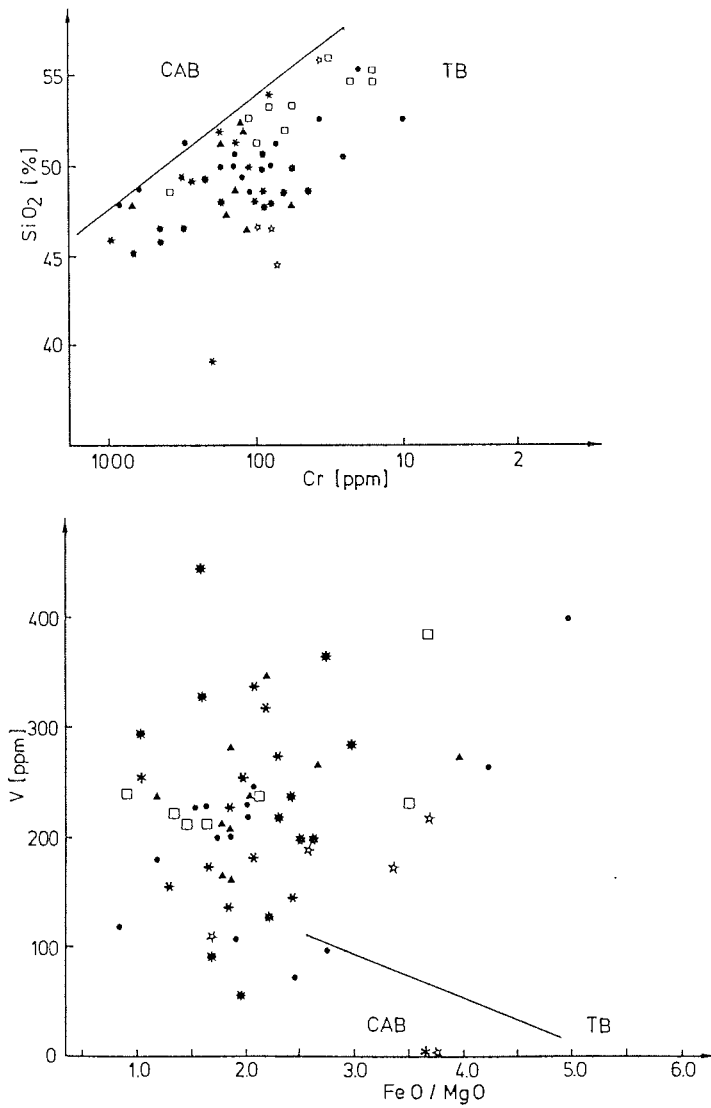


Abb.30: Trennung alkalischer von subalkalischen Magmen im TiO_2 - Zr/P_2O_5 -Diagramm nach Floyd & Winchester (1978) ; (Symbole vgl. Abb.29)

Abb.31: Trennung tholeiitischer von kalkalkalischen Basalten nach Miyashiro & Shido, (1975)

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia
- ☆ = Seegebiet um Halley
- ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp
- = Seegebiet Vahsel Bucht
- * = Seegebiet Südliches Vestkapp
- = Seegebiet Gould Bay



Besonders deutlich wird ihre Trennung im Rb/Sr-Diagramm (Abb. 32). Hier weisen die Proben der Nordgruppen im Vergleich zur Südgruppe deutlich höhere Sr- (ca. 278 ppm) bzw. geringere Rb-Gehalte (27 ppm) auf. Kennzeichnend sind weiterhin höhere Nb/Y- (Abb. 29) und Zr/Y-Verhältnisse (Abb. 37). Die Südgruppe zeichnet sich dagegen durch höhere Al₂O₃- (ca. 14.5 %, Tab. 4) und K₂O-Gehalte (ca. 0.96 %, Tab. 4) aus. Hinzu kommen bei ähnlichem Differentiationsgrad höhere SiO₂-Gehalte (>51 %, Tab. 4) sowie höhere Zr/TiO₂-Verhältnisse (Abb. 29). Die Großgruppendifferenzierung läßt sich also sowohl aus der Hauptelementchemie als auch aus den meisten immobilien Spurenelementen bzw. deren Verhältnisse ableiten.

Vergleicht man die Haupt- und Spurenelementgehalte einzelner Stationen innerhalb beider Großgruppen (Tab. 5), so lassen sich mit einzelnen Ausnahmen (s.u.) keine definitiven Unterscheidungen herausarbeiten. Geht man für die an den einzelnen Stationen auftretenden Vulkanite von einer isochronen Genese unter vergleichbaren geotektonischen Bedingungen (vgl. Kap. 4.1) aus, sollten auch keine signifikanten Differenzen in Bezug auf die Differentiationsentwicklung auftreten. Lokale Unterschiede könnten allenfalls untergeordnet infolge unterschiedlicher Assimilation von Krustenmaterial beim Magmenaufstieg auftreten. Zur Klärung bzw. statistischen Absicherung solcher kleinregionalen Phänomene ist die bisherige Datenbasis nicht ausreichend, so daß allenfalls trendhafte Entwicklungen aufzuzeigen wären.

Vergleicht man die Basaltzusammensetzungen der einzelnen Stationen bzw. Seegebiete vor dem westlichen Neuschwabenland (Tab. 5), so zeigt sich, daß die Gruppe der Basalte aus dem südlichen Bereich des Vestkapps leicht abweichende Elementgehalte aufweisen. Ihre Haupt- und Spurenelementzusammensetzung tendiert in Richtung der für die Südgruppe kennzeichnenden Elementgehalte. Bei einer Reihe von Variationsdiagrammen wird ihre vermittelnde Position deutlich. Die aufgetragenen Niggli-fm- sowie die Niggli-alk-Zahlen (Abb. 23) liegen trotz einer relativ breiten Streuung im mittleren Bereich zwischen Werten der übrigen Neuschwabenland- und denen der Filchner-Basalte.

Tab. 4: Mittelwerte für Haupt- und Spurenelementgehalte der bearbeiteten Basaltproben der Nordgruppe (Seegebiete Atka Bucht bis Südliches Vestkapp) und Südgruppe (Seegebiete Vahsel Bucht und Gould Bay); Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm; Standardabweichung in ().

	Nordgruppe (n = 34)		Südgruppe (n = 26)	
SiO ₂	48.5	(2.0)	51.8	(2.2)
TiO ₂	2.1	(1.1)	1.2	(0.5)
Al ₂ O ₃	13.3	(1.4)	14.5	(1.7)
Cr ₂ O ₃	0.0	(0.0)	0.0	(0.0)
Fe ₂ O ₃	1.7	(0.2)	1.6	(0.3)
FeO	11.4	(1.6)	10.5	(0.3)
MnO ₂	0.1	(0.0)	0.1	(0.0)
MgO	6.6	(2.0)	5.6	(2.5)
CaO	9.2	(1.6)	9.0	(1.7)
Na ₂ O	2.8	(0.6)	2.6	(0.6)
K ₂ O	0.7	(0.6)	0.9	(0.4)
P ₂ O ₅	0.3	(0.3)	0.1	(0.2)
H ₂ O	2.1	(1.3)	1.1	(0.9)
Zr	146	(99)	101	(49)
Y	37	(10)	42	(16)
Nb	10	(12)	6	(3)
Rb	27	(26)	36	(18)
Sr	278	(146)	168	(111)
Ba	219	(268)	235	(111)
Sc	39	(8)	47	(8)
Ni	123	(120)	57	(35)
Co	52	(10)	44	(10)
Cr	208	(221)	156	(201)
V	216	(95)	210	(71)
Cu	128	(70)	103	(53)
La	51	(24)	35	(18)
Ce	81	(57)	54	(40)
FeO/MgO	2.1	(0.6)	2.8	(1.9)
Zr/P ₂ O ₅	0.05	(0.01)	0.06	(0.02)
Zr/TiO ₂	70	(33)	86	(26)
Zr/Y	3.7	(1.4)	2.5	(0.8)
Nb/Y	0.25	(0.2)	0.2	(0.1)

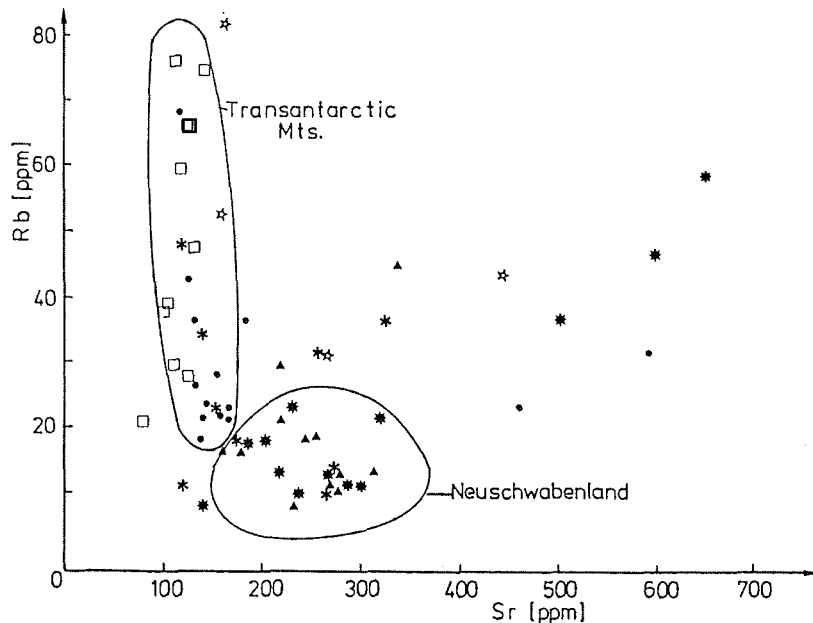
Tab. 5: Mittelwerte für Haupt- und Spurenelementgehalte der bearbeiteten Basaltproben verschiedener Seegebiete; Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm; Standardabweichung in ().

	Seegebiet Atka Bucht (n=5)		Seegebiet Kapp Norvegia (n=8)		Seegebiet Nördliches Vestkapp (n= 10)		Seegebiet Südliches Vestkapp (n=11)	
SiO ₂	48.4	(1.4)	47.8	(1.7)	49.1	(2.4)	49.2	(1.7)
TiO ₂	3.0	(0.7)	2.2	(0.4)	1.6	(0.5)	1.5	(0.8)
Al ₂ O ₃	12.9	(1.4)	12.7	(2.1)	13.4	(1.1)	13.9	(1.1)
Fe ₂ O ₃	1.6	(0.1)	1.8	(0.1)	1.6	(0.2)	1.6	(0.1)
FeO	10.9	(1.1)	12.2	(1.0)	10.8	(1.5)	10.6	(1.1)
MnO ₂	0.1	(0.0)	0.1	(0.0)	0.1	(0.0)	0.1	(0.0)
MgO	6.0	(0.7)	7.3	(3.1)	7.2	(2.1)	6.6	(2.0)
CaO	9.6	(1.0)	8.7	(2.3)	9.5	(1.2)	9.5	(1.4)
Na ₂ O	2.5	(0.3)	3.2	(1.1)	2.8	(0.6)	2.5	(0.4)
K ₂ O	1.4	(0.9)	0.3	(0.1)	0.4	(0.2)	0.9	(0.5)
P ₂ O ₅	0.3	(0.1)	0.2	(0.0)	0.1	(0.0)	0.3	(0.4)
H ₂ O	2.4	(2.0)	2.4	(1.0)	2.3	(1.1)	2.2	(0.9)
Zr	228	(113)	110	(24)	97	(10)	129	(74)
Y	41	(3)	33	(6)	31	(5)	38	(10)
Nb	14	(6)	7	(2)	6	(1)	13	(21)
Rb	35	(18)	15	(5)	17	(6)	29	(13)
Sr	438	(210)	246	(59)	237	(46)	239	(183)
Ba	493	(384)	50	(77)	116	(89)	271	(282)
Sc	39	(10)	36	(6)	37	(6)	40	(7)
Ni	113	(68)	184	(182)	144	(120)	102	(113)
Co	50	(12)	60	(7)	52	(8)	51	(9)
Cr	174	(98)	246	(262)	275	(314)	239	(281)
V	143	(79)	295	(80)	236	(54)	197	(90)
Cu	116	(46)	168	(41)	113	(60)	109	(61)
La	72	(27)	44	(8)	46	(18)	42	(24)
Ce	134	(72)	78	(30)	54	(31)	55	(44)
FeO/MgO	2.1	(0.4)	2.1	(0.6)	1.8	(0.4)	1.9	(0.6)
Zr/P ₂ O ₅	0.5	(0.0)	0.05	(0.0)	0.06	(0.0)	0.05	(0.01)
Zr/TiO ₂	72	(23)	50	(8)	63	(19)	93	(49)
Zr/Y	5	(2)	3	(0.5)	3.2	(0.3)	3.3	(0.9)
Nb/Y	0.3	(0.06)	0.2	(0.08)	0.18	(0.04)	0.3	(0.3)

Fortsetzung Tab. 5

	Seegebiet Halley (n=3)		Seegebiet Vahsel Bucht (n=15)		Seegebiet Gould Bay (n=11)	
SiO ₂	45.9	(1.2)	50.8	(2.0)	53.0	(2.0)
TiO ₂	4.1	(1.9)	1.2	(0.5)	1.2	(0.6)
Al ₂ O ₃	13.1	(1.1)	15.2	(1.7)	13.6	(1.2)
Cr ₂ O ₃	0.0	(0.0)	0.0	(0.0)	0.0	(0.0)
Fe ₂ O ₃	2.1	(0.1)	1.6	(0.3)	1.6	(0.3)
FeO	14.3	(0.8)	10.4	(2.2)	10.6	(2.3)
MnO ₂	0.2	(0.0)	0.1	(0.0)	0.1	(0.0)
MgO	5.0	(0.8)	5.9	(2.6)	5.2	(2.5)
CaO	8.6	(1.4)	9.0	(1.7)	8.9	(1.9)
Na ₂ O	2.9	(0.1)	2.8	(0.7)	2.3	(0.4)
K ₂ O	1.3	(0.4)	0.8	(0.3)	1.1	(0.5)
P ₂ O ₅	0.7	(0.7)	0.2	(0.2)	0.1	(0.0)
H ₂ O	0.5	(0.5)	1.0	(0.9)	1.2	(0.8)
Zr	296	(205)	92	(43)	112	(56)
Y	59	(14)	39	(14)	45	(19)
Nb	14	(5)	6	(3)	7	(3)
Rb	76	(67)	29	(13)	46	(19)
Sr	300	(134)	205	(135)	119	(21)
Ba	371	(289)	230	(101)	242	(130)
Sc	45	(8)	44	(93)	49	(3)
Ni	47	(19)	59	(37)	55	(34)
Co	37	(2)	42	(11)	47	(6)
Cr	83	(16)	187	(238)	114	(135)
V	136	(118)	197	(81)	228	(53)
Cu	136	(173)	98	(60)	110	(45)
La	75	(34)	33	(17)	37	(21)
Ce	147	(98)	50	(40)	61	(41)
FeO/MgO	3.3	(0.6)	2.4	(1.6)	3.2	(2.3)
Zr/P ₂ O ₅	0.04	(0.01)	0.05	(0.01)	0.07	(0.02)
Zr/TiO ₂	68	(18)	78	(23)	97	(26)
Zr/Y	4.7	(2.2)	2.4	(0.8)	2.6	(0.8)
Nb/Y	0.2	(0.08)	0.2	(0.2)	0.15	(0.05)

Abb.32: Rb-Sr-Variationsdiagramm der Proben verschiedener Seegebiete; zum Vergleich sind die Variationsbereiche von Basalten des westlichen Neuschwabenlandes und der Ferrar-Gruppe aufgetragen (Felder aus Clarkson, 1981); Legende vgl. Abb.31



Deutlich wird dieses Verhalten u.a. auch bei den TiO_2 -Gehalten - ca. 1.53 % für Basalte des südlichen Vestkapps gegenüber >1.6 % für Basalte des übrigen Neuschwabenlandes bzw. ca. 1.2 % der Filchner-Basalte - sowie bei den FeO-Gehalten mit ca. 10.63 % für die Gruppe des südlichen Vestkapps gegenüber 11.47 % der übrigen Neuschwabenland- bzw. 10.4 % der Filchner-Basalte (Tab. 5).

Die zusammengefaßten Stationen um Halley weisen in einigen Variationsdiagrammen ebenfalls eine Sonderstellung auf. Sie zeigen u.a. bei der femischen Gruppe der Niggli-Werte bei gegebenem SiO_2 -Gehalt die geringsten Werte (Abb. 23). In der alk-Gruppe lassen sie sich ebenfalls von allen anderen unterscheiden. Dieses Verhalten könnte auf unterschiedliche genetische Prozesse dieser Gruppe hindeuten. Da die Stationen im Vergleich zu den Provinzen 1 und 2 durch geringe Probenzahlen gekennzeichnet sind, für die keine Vergleichsdaten im entsprechenden Eis-bedeckten Hinterland vorliegen, könnten hier Basalte mit zeitlich unterschiedlicher Genese untersucht worden sein, die in keinem genetischen Zusammenhang zu dem ansonsten mesozoischen Probenmaterial stehen.

Aus den geschilderten trendhaft zu beobachtenden Unterschieden der geochemischen Zusammensetzung von Vulkaniten innerhalb der Nordgruppe, wie auch der identifizierten Großgruppengliederung ergibt sich in Bezug auf die Transport-/Ablagerungsraumproblematik ein weiterer Hinweis auf die Vernachlässigbarkeit der Eisberverdriftung von Geröllen. Vielmehr zeichnen sich auch in den auftretenden geochemischen Differenzen unterschiedliche, für die jeweiligen Stationen bzw. Seegebiete spezifische Einzugsgebiete ab (vgl. Kap. 3).

4.5 Geotektonische Stellung

4.5.1 Überblick

Mit Hilfe von gering mobilen Hauptelement-, in besonderem Maße aber auch von alterationsresistenten Spurenelementverhältnissen wurden von verschiedenen Autoren Diskriminanzdiagramme erarbeitet, mit denen die geotektonische Situation bei der Petrogenese basaltischer Gesteine festgelegt werden kann. Teilweise werden dabei - insbesondere bei Hauptelementkonstellationen für die nicht alteriertes Material benötigt wird - rezente Bildungsbedingungen und damit rezente geotektonische Situationen bei der Entwicklung solcher Diagramme zu Grunde gelegt (Mullen, 1983; Pearce et al., 1975, 1977). Andere Autoren benutzen bei Diskriminanzanalysen 'stabiler' Spurenelementverhältnisse außer känozoischen auch mesozoische Vulkanitanalysen (z.B. Floyd & Winchester, 1975; Miyashiro & Shido, 1975; Pearce & Cann, 1973; Pearce & Norry, 1979; Shervais, 1982). Bei der Anwendung dieser Diagramme auf Gesteine unterschiedlichen Alters zur Klärung ihrer geotektonischen Stellung gehen die meisten Autoren von der Stabilität der gegenwärtigen global-tektonischen Prozesse und damit verbundener, jeweils gleicher Haupt- und Spurenelementgehalte von Basalten unterschiedlicher Bildungsräume bis zur Grenze Präkambrium/Paläozoikum aus. Zum Teil werden sogar Gesteine des Archaikums mit Hilfe von Diskriminanzdiagrammen determiniert (Floyd & Winchester, 1975, 1978; Pearce et al., 1977). Auch wenn sich eine postproterozoische Evolution von Mantel und Kruste im weiteren Verlauf der Erdgeschichte vollzogen hat, werden Diskriminanzdiagramme als nützliche Indikatoren zur möglichen Bestimmung der geotektonischen Position von Basalten unbekannter Herkunft akzeptiert und erfolgreich angewendet (z.B. Brooks & Coles, 1980; Floyd, 1982; Grapes & Palmer, 1984; Pearce, 1975; Rogers et al., 1984; Smith & Smith, 1976; Winchester & Floyd, 1976). Morrison (1978) und Holm (1982) konnten zeigen, daß auch die Anwendung von Diskriminanzdiagrammen 'stabiler' Spurenelemente ohne die Einbeziehung anderer geologischer Faktoren, z.B. strukturelle Einbindung der Basalte, Petrographie der Nebengesteine etc., zu nicht eindeutigen oder gar fehlerhaften Deutungen führen kann. Hinzu kommt, daß zwar unter bestimmten geotektonischen Bedingungen Basalte mit spezifischen Elementspektren entstehen, es aber auch infolge regionaler Inhomogenitäten des oberen Mantels und damit verknüpfter Variationen von Auf-

schmelzprozessen zur Entstehung ähnlicher Basaltchemismen in verschiedenartigen geotektonischen Situationen kommen kann (Floyd, 1982).

Unter Berücksichtigung der genannten Gesichtspunkte müßten die aus Diskriminanzdiagrammen gemachten Aussagen mit Vorsicht betrachtet werden. Da verbreitet, wie auch nachfolgend erkennbar wird, selten eindeutige Beweise zur petrogenetischen Stellung abgeleitet werden können, sollten sie als ein nützlicher Hinweis auf eine mögliche Herkunft der untersuchten Gesteine angesehen werden, aber nicht als eindeutige, unzweifelhafte Definition.

In insgesamt fünf voneinander zu unterscheidenden geotektonischen Bildungsräumen entstehen unter den gegenwärtigen Bedingungen Basalte (Abb. 36). Sie können dabei generell in Interplattenbasalte (IPB), d.h. Basalte, die an konvergierende Plattenränder (ozeanische Inselbögen, orogene Bereiche an Kontinentalrändern) bzw. an divergierende Plattenränder (ozeanische Rücken, kontinentale Riftzonen) gebunden sind, eingeteilt werden. Weiterhin entstehen Basalte innerhalb von Lithosphärenplatten ('within plate basalts', WPB) sowohl in ozeanischen (ozeanische Inseln) als auch kontinentalen Bereichen (Plateau-Basalte).

4.5.2 Haupt- und Nebenelement-Diskriminanzanalysen

Pearce et al. (1977) entwickelten mit den als gering mobil angesehenen Hauptelementtoxiden $\text{FeO}/\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ein Diskriminanzdiagramm zur Differenzierung verschiedener geotektonischer Situationen bei der Basaltgenese. Dabei beschränkt sich die Anwendbarkeit ausschließlich auf subalkalische Basalte (Tholeiite und Kalkalkalibasalte) bzw. basaltische Andesite, wobei der subalkalische Charakter der untersuchten Proben durch die Untersuchungen in Kap. 4.3 gesichert scheint. Abb. 33 zeigt, daß mit einigen Ausnahmen die analysierten Gesteine auf zwei Bildungsbereiche - ozeanische Inseln und kontinentale Kruste - mit einem deutlichen Schwerpunkt auf den kontinentalen Bildungsbereich beschränkt sind. Beide genannten Räume sind Intraplattensituationen (WPB). Konvergierende Plattenränder, im Diagramm durch das Feld für orogene Basalte repräsentiert, werden diskriminiert. Von den nicht im Feld A und B liegenden Analysen befindet sich ein Großteil im Feld C, besitzt also eine Affinität zu Basalten ozeanischer Böden. Auch hier werden somit konvergierende Plattenrandsituationen ausgeschlossen.

Mit dem Diagramm werden bestimmte geotektonische Stellungen diskriminiert. Es führt aber mit den resultierenden ozeanischen und kontinentalen Bedingungen zu keiner eindeutigen Bestimmung. Gründe dafür könnten in der im Vergleich zu FeO und Al_2O_3 erhöhten Mobilität von MgO (Anreicherung bei hydrothermalen Alteration) zu suchen sein. Jedoch besitzen mit wenigen Ausnahmen die weniger alterierten Basalte der Südgruppe leicht höhere MgO -Gehalte (Tab. 4). Es könnten aber bei den untersuchten Proben auch natürlich bedingte Heterogenitäten im genannten Elementverhältnis infolge unterschiedlicher genetischer Prozesse vorliegen. In diesem Zusammenhang weisen

u.a. Pearce et al. (1975) und Mullen (1983) auf die Möglichkeit hin, daß kontinentale im Zuge von 'rift'-Prozessen entstandene Basalte durchaus kennzeichnende ozeanische Eigenschaften in ihrer Hauptelementchemie besitzen können (vgl. Kap. 4.5.4).

Das $TiO_2/P_2O_5/K_2O$ -Diskriminanzdiagramm nach Pearce et al. (1975) kann zur weiteren Klärung der Zugehörigkeit zu ozeanischen und kontinentalen Bildungsräumen verwendet werden (Abb. 34). Die Anwendung ist ebenfalls ausschließlich auf Subalkali-Basalte beschränkt, deren Alkaligehalte im AFM-Diagramm $\sim 20\%$ sind. Es zeigt sich hier eine deutliche Polarität in der Verteilung auf beide Bildungsräume. Während Basaltgesteine des westlichen Neuschwabenlands, besonders der Geröllprovinz I zum größten Teil ozeanischen Charakter besitzen, fallen die Gesteine der Südgruppe fast ausnahmslos in das Feld der kontinentalen Basalte. Zieht man eine, infolge der im Vergleich zu Ti und P erhöhten Mobilität des K und damit verbundener Anreicherung im Zuge hydrothermaler Alterationsvorgänge in Betracht, so würden die stärker veränderten Basalte der Nordgruppe eine noch deutlichere ozeanische Affinität aufweisen. Der trotz geringerer Alteration höhere K_2O -Gehalt der Südgruppe scheint sich somit als ein weiteres trennendes Merkmal beider Gruppen zu bestätigen.

Für die genauere Einordnung der als Basalte ozeanischer Bildungsräume gekennzeichneten Nordgruppe wird das Diskriminanzdiagramm $MnO/TiO_2/P_2O_5$ nach Mullen (1983) verwendet (Abb. 35). Wiederum lassen sich die Nord- und Südgruppenbasalte deutlich voneinander trennen. Die vorher nur allgemein als ozeanische Basalte gekennzeichnete Nordgruppe fällt hier in die Felder für Basalte ozeanischer Böden und ozeanischer Inseln mit einem deutlichen Schwerpunkt auf den erstgenannten Bereich. Die Südgruppe beschränkt sich erwartungsgemäß auf das Feld C (Inselbogen Tholeiite), die durchschnittlich sehr ähnliche MnO-Werte (ca. 0.24 %, Mullen, 1983) wie kontinentale Basalte (ca. 0.21 %, Pearce et al., 1977) aufweisen. Somit kann für die Nordgruppe auch so eine Genese an konvergierenden Plattenrändern ausgeschlossen werden. Abb. 35 unterstreicht ergänzend den tholeiitischen Charakter fast aller untersuchten Basalte. Alkalibasalt-, aber auch Kalkalkali-Affinitäten können ausgeschlossen werden.

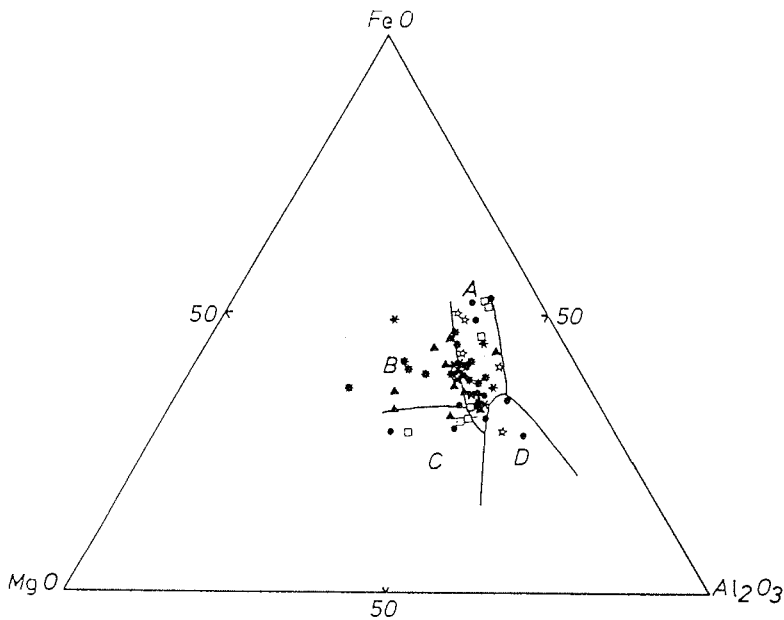


Abb.33: Basalte verschiedener Bildungsräume im $FeO^*/MgO/Al_2O_3$ -Diagramm nach Pearce et al. (1977); die untersuchten Proben sind mit ihrer regionalen Zuordnung aufgetragen:

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia
 - ☆ = Seegebiet um Halley
 - ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp
 - = Seegebiet Vahsel Bucht
 - ✱ = Seegebiet Südliches Vestkapp
 - = Seegebiet Gould Bay
- A = kontinentale Basalte; B = Basalte ozeanischer Inseln; C = Basalte ozeanischer Rücken; D = Basalte orogener Gebiete;

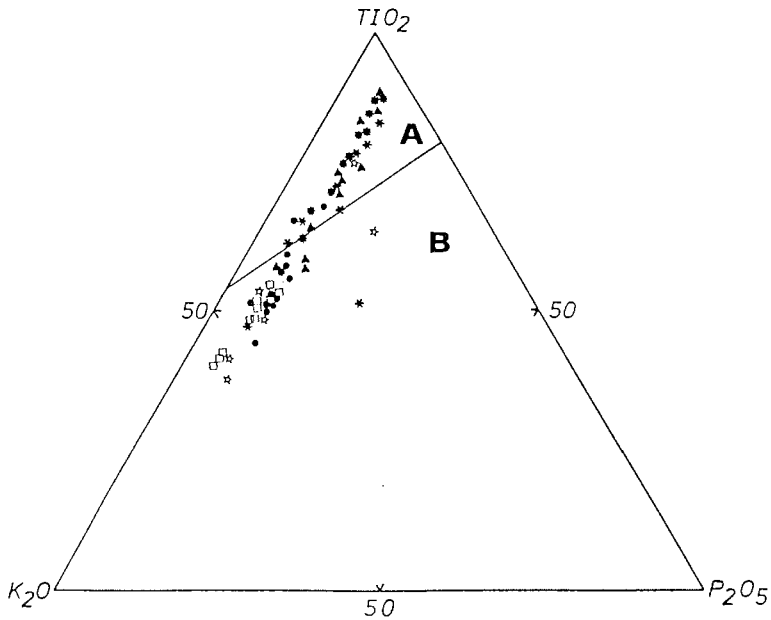


Abb.34: Trennung von 'ozeanischen' (Feld A) und 'nicht ozeanischen' Basalten (Feld B) im $TiO_2/K_2O/P_2O_5$ -Diagramm nach Pearce et al. (1975); (Symbole vgl. Abb. 33)

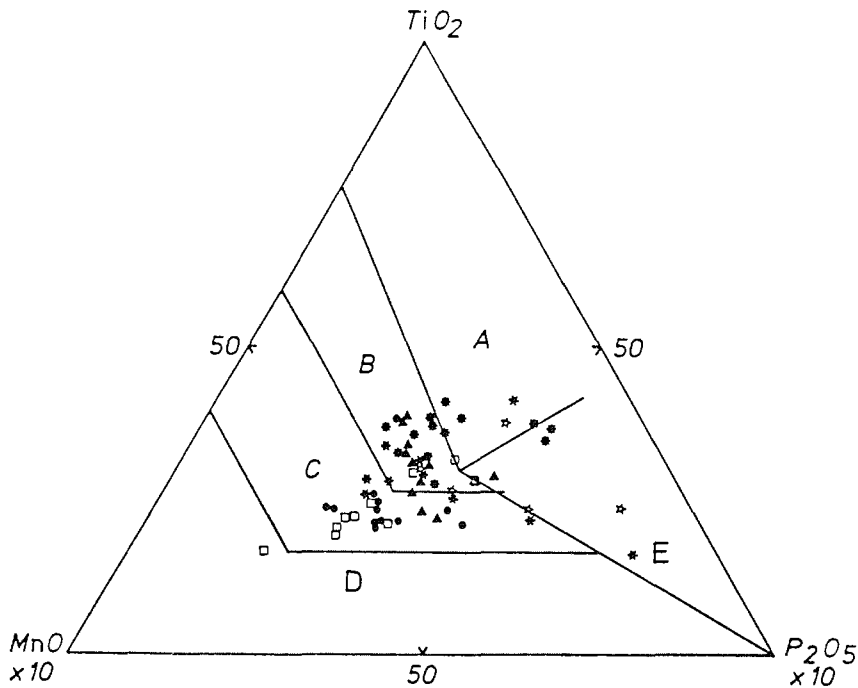


Abb.35: Trennung von Basalten ozeanischer Bildungsräume in $TiO_2/MnO/P_2O_5$ -Diagrammen nach Mullen (1983); (Symbole vgl. Abb.33)
A = Tholeiite ozeanischer Inseln; B = MORB; C = Inselbogentholeiite;
D = Kalkkalibasalte; E = Alkalibasalte ozeanischer Inseln

4.5.3 Spurenelement-Diskriminanzanalysen

Zur Absicherung und Ergänzung der Hauptelement-Diskriminanz-Diagramme wurden Spurenelement-Diskriminanzanalysen durchgeführt. Eine generelle Trennung zwischen Intraplattenbasalten (WPB) und Plattenrandbasalten ('interplate basalts', IPB) kann nach Pearce & Cann (1973) mit dem auf den unempfindlichen Elementen Ti/Zr/Y entwickelten Diskriminanzdiagramm erfolgen (Abb. 36). Dargestellt sind alle Proben mit basaltischem Chemismus (SiO_2 46 - 56 %). Außer der Trennung zwischen WPB (Feld D) und IPB erfolgt hier eine Differenzierung der IPB in tholeiitische Basalte von Inselbögen (Feld A), in Basalte ozeanischer Böden (Feld B) und ebenfalls in die für konvergierende Plattenränder typischen Kalkkalibasalte (Feld C). Die analysierten Proben liegen fast ausschließlich in den beiden Feldern B und D, entsprechen also ozeanischen Basalten bzw. Intraplattenbasalten. Es können danach auch hier konvergierende Plattenränder bei der Basalt-Petrogenese ausgeschlossen werden. Dennoch ist hier keine eindeutige geotektonische Situation für die gemessenen Basalte erkennbar, da sie bisher

sowohl Eigenschaften von Basalten ozeanischer Böden als auch Eigenschaften von Intraplattenbasalten, d.h. kontinentaler Basalte und solcher ozeanischer Inseln aufweisen.

Im Zr/Y-Zr-Diagramm (Abb. 37) nach Pearce & Norry (1979), in dem eine Zuordnung zu Intraplattenbasalten, ozeanischen Basalten und Inselbogentholeiiten möglich wird, fallen über 80 % der dargestellten Basalte in das Feld für ozeanische Basalte. Auch hier läßt sich wiederum eine Entstehung an konvergierenden Plattenrändern (Inselbogen Tholeiite = Feld C) ausschließen. Dabei sind die Basalte der Südgruppe mit Zr/Y-Verhältnissen zwischen ca. 2 und 3 deutlich von denen der Nordgruppe - Zr/Y-Verhältnisse zwischen ca. 3 und 4 - zu unterscheiden.

Eine weitere Unterstützung der Annahme, daß die untersuchten Basalte kein Produkt konvergierender Plattenränder sind, läßt sich aus dem Ti/Zr/Sr-Diagramm (Pearce & Cann, 1973) ableiten (Abb. 38). Dabei zeigt sich allerdings deutlich die Mobilität des Sr bei Sekundärprozessen. Stärker alteriertes Material weist i.a. durch die Ankopplung an das relativ mobile Ca i.a. auch höhere Sr-Gehalte auf. Trotzdem gruppiert sich der größte Teil der untersuchten Proben ins Feld C, besitzt also Affinitäten zum Chemismus ozeanischer Basalte. Inselbogen Tholeiite und Kalalkalibasalte - beide charakteristisch für konvergierende Plattenränder - können auch hier diskriminiert werden.

Floyd & Winchester (1975) versuchen kontinentale und ozeanische Basalte unterschiedlicher Bildungsräume mit Nb/Y-Zr/P₂O₅-Verhältnissen zu trennen. Abb. 39 zeigt, daß sich die untersuchten Basalte fast ausnahmslos im Feld tholeiitischer ozeanischer Basalte, das aber gleichzeitig vom Feld für kontinentale Basalte vollständig eingeschlossen wird, einordnen lassen. Wenn auch aus diesen Verhältnissen keine endgültig klärende Aussage zur geotektonischen Stellung der Basalte gemacht werden kann, bestätigt sich erneut ihr tholeiitischer Charakter. Ergänzend kann für die Basalte der Nord- im Vergleich zur Südgruppe ein Trend zu höheren Nb/Y-Verhältnissen (häufig > 0.15) festgestellt werden.

4.5.4 Vergleich

Nach der Durchführung von Diskriminanzanalysen mit den jeweils für bestimmte geotektonische Bildungsräume spezifischen Haupt- und Spurenelementverhältnissen läßt sich folgendes feststellen:

1. Aus der in Kap. 4.3 durchgeführten geochemischen Charakterisierung der bearbeiteten Vulkanite und dem Verlauf des beobachteten Differentiationstrends ist für fast alle Proben ein tholeiitisches Ausgangsmagma anzunehmen.
2. Wie die vergleichenden geochemischen Betrachtungen in Kap. 4.4 zeigen, können Vulkanite einer Nord- von denen einer Südgruppe unterschieden werden. Beide Gruppen sind

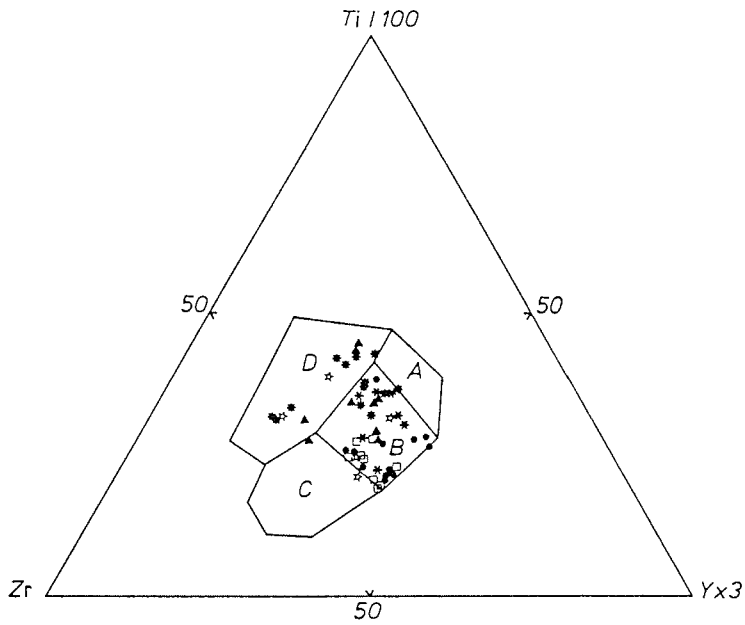


Abb.36: Basalte verschiedener Bildungsräume in Ti/Zr/Y-Diagrammen nach Pearce & Cann (1973);
 A = Inselbogen-Tholeiite; B = ozeanische Basalte; C = Kalkalkali-Basalte;
 D = Intraplattenbasalte

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia ✱ = Seegebiet um Halley
- ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp ● = Seegebiet Vahsel Bucht
- ✱ = Seegebiet Südliches Vestkapp □ = Seegebiet Gould Bay

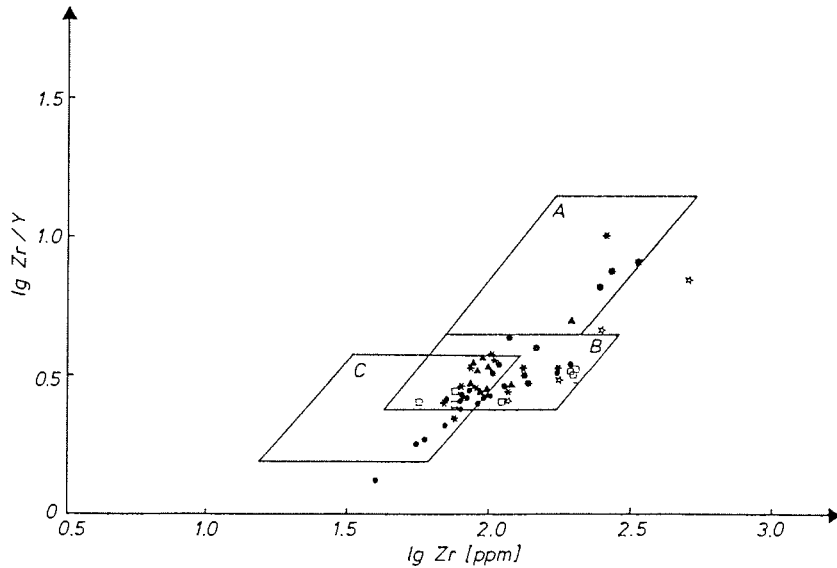


Abb.37: Trennung von Intraplattenbasalten (Feld A), ozeanischen Basalten (Feld B) und Kalkkalibasalten (Feld C) nach Pearce & Norry (1979); (Symbole vgl. Abb.36)

wahrscheinlich unter jeweils verschiedenartigen Bedingungen entstanden und/oder belegen eine inhomogene Ausbildung ihrer Quellenbereiche (vgl. Kap. 4.6).

3. Aus den Diskriminanzanalysen ergaben sich für das untersuchte Probenmaterial Hinweise für eine Genese an einem divergierenden Plattenrand oder als Intraplattenbasalte. Dabei ist insbesondere aus Abb. 34 ein Trend zu einer stärkeren ozeanischen Affinität der Nordgruppe abzuleiten.

Die kontinentale Herkunft des Probenmaterials bzw. ihre Kontinentalrand-Position kann aus den angestellten Untersuchungen des glazial deponierten Geröllmaterials in Verbindung mit den angenommenen Eisflußrichtungen (Kap. 1.6) jedoch als zweifelsfrei angesehen werden. Bei der Untersuchung des Zr/Ti/Y-Verhältnisses von tholeiitischen Basalten aus sieben kontinentalen Provinzen konnte Holm (1982) zeigen, daß die an divergierende Plattenränder gebundenen Basaltassoziationen - insbesondere Tholeiite initialer 'spreading'-Zentren, die heute in Kontinentalrand-Positionen vorliegen - stark ozeanische Affinitäten besitzen und zum großen Teil nicht von Basalten ozeanischer Böden unterschieden werden können. Zu gleichen Ergebnissen kommen auch Pearce et al. (1975, 1977) bei der Untersuchung der $TiO_2/K_2O/P_2O_5$ - und der $MgO/FeO/Al_2O_3$ -Verhältnisse von Basalten ursprünglicher 'rift'-Zentren sowie Floyd (1982) bei der Untersuchung herzynischer Basalte.

Somit scheint sich die von Behr et al. (1983) geäußerte Vermutung zur Einordnung der mesozoischen Basalte des westlichen Neuschwabenlands als initiale Riftbasalte bei der Öffnung des Weddellmeeres zu bestätigen. Zur gleichen Schlußfolgerung kommt auch Peters (1986) nach der Untersuchung mesozoischer Vulkanite von Vestfjella und des Alhmannryggen.

Der direkte geochemische Vergleich des bearbeiteten Probenmaterials mit Basalten aus dem rezent-aktiven amerikanisch-antarktischen Rücken (AAR) unterstützt diese Vermutung. Sun et al. (1979) unterschieden aus Spurenelementdaten drei Typen ozeanischer Basalte, die in Abhängigkeit von Aufschmelztiefe (Druck) und den Volumina der partiellen Schmelzen (Aufschmelzungsgrad) im oberen Mantel entstehen:

- a) N (normal)-type MORB, verarmt an REE
- b) T (transitional)-type MORB and
- c) P (plume)-type MORB, beide in unterschiedlichem Ausmaß angereichert.

Le Roex et al. (1985) zeigten, daß alle drei MORB-Typen im Bereich des AAR auftreten. Den Vergleich von HFS-, LFS- und Übergangselementen der untersuchten Basalte der Nord- bzw. Südgruppe mit den am AAR auftretenden 'normal-type' MORB zeigt Abb. 40. Sowohl bei der Nord- als auch bei der Südgruppe zeigt das normalisierte Spektrum im Bereich der LFS-Elemente (Ba-Sr; inkompatible Elemente mit großen Ionenradien) eine deutliche Anreicherung im Vergleich zu 'N-type' MORB. Bei den HFS- und

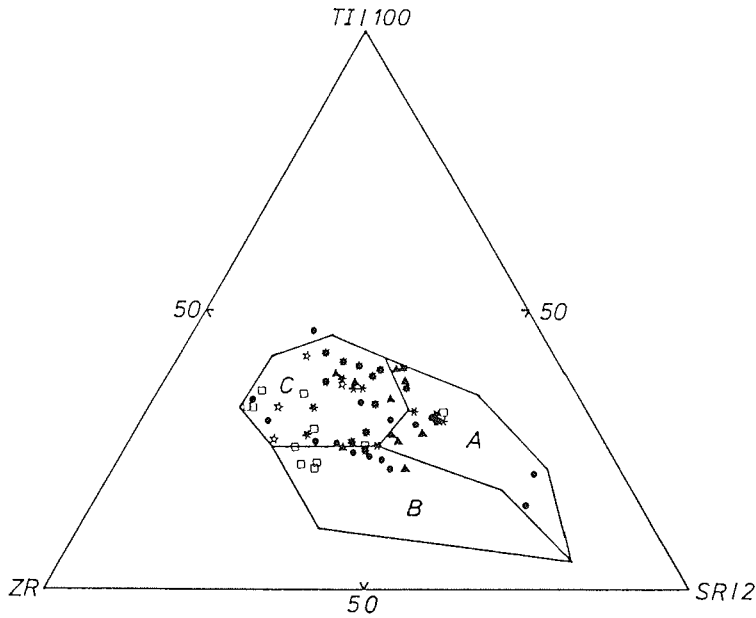


Abb.38: Trennung von Inselbogen-Tholeiiten (Feld A), Kalkalkalibasalten (Feld B) und ozeanischen Basalten (Feld C) nach Pearce & Cann (1973);

- * = Seegebiet Atka Bucht und Kapp Norvegia ☆ = Seegebiet um Halley
- ▲ = Seegebiet Nördliches Vestkapp ● = Seegebiet Vahsel Bucht
- ✱ = Seegebiet Südliches Vestkapp □ = Seegebiet Gould Bay

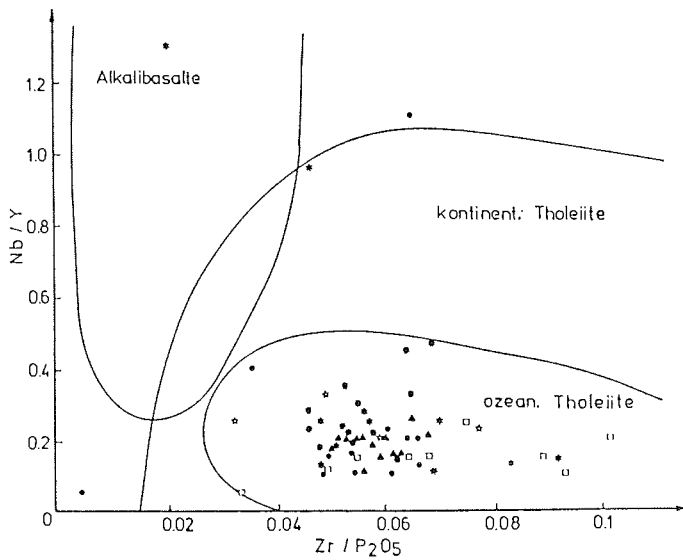


Abb.39 : Trennung ozeanischer und kontinentaler Basalte im Nb/Y/-Zr/P₂O₅-Diagramm nach Floyd & Winchester (1975); (Symbole vgl. Abb.38)

Übergangselementen sind dagegen deutliche Ähnlichkeiten zu MORB erkennbar. Trotzdem sind auch hier die Unterschiede zwischen der Nord- und Südgruppe deutlich:
Zum einen treten unterschiedliche Absolutgehalte bzw. normalisierte Verhältnisse, zum anderen unterschiedliche Trendverläufe - z.B. bei Nb, Y, Sc - auf. Insgesamt zeigen sich bei der Nordgruppe im Vergleich zur Südgruppe stärkere Übereinstimmungen bei einem Großteil der HFS- und Übergangselemente mit den MORB-Spektren.

Betrachtet man dazu das Elementspektrum der am AAR auftretenden 'enriched' MORB (Abb. 40), so zeigt sich ein nahezu identischer Trendverlauf mit dem Spektrum der untersuchten Basalte der Nordgruppe. Daraus könnten sich Hinweise auf ähnliche Quellenregionen im Bereich des oberen Mantels ableiten lassen. Die Anreicherung von Ba, K, Rb, Sr ist aber auch typisch für kontinental-tholeiitische Basaltfolgen. Dupy & Dostal (1984) führen diese Anreicherungen auf krustale Kontamination zurück, können aber auch Heterogenitäten in der chemischen Zusammensetzung des oberen Mantels nicht ausschließen.

Mit Hilfe von REE-Untersuchungen zeigten Fodor & Vetter (1984) für den südöstlichen Kontinentalrand Brasiliens, an dem ebenfalls jurassische bis kretazische Vulkanite im Zuge des Gondwana-Zerfalls entstanden, daß dort unterschiedliche Quellenregionen im oberen Mantelbereich für kontinentale und ozeanische Basalte abzuleiten sind. Initiale kontinentale Basalte haben danach ihren Ursprung in tieferen, an REE angereicherten Bereichen des oberen Mantels, während nachfolgende entstandene Basalte bis hin zu typischen MORB aus höheren, an REE verarmten Mantelabschnitten abgeleitet werden.

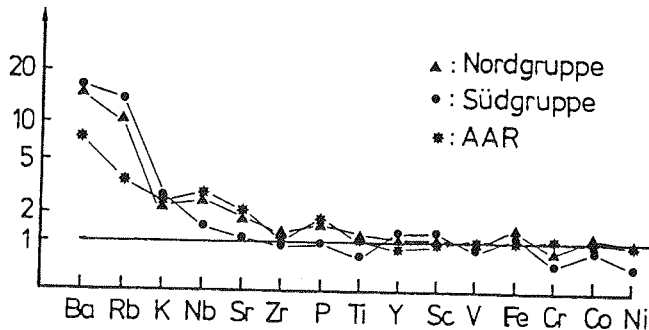


Abb. 40: MORB-normalisierte Werte der Nord- und Südgruppe; zum Vergleich ist das Spektrum für 'enriched' MORB des AAR aufgetragen (MORB-Werte aus Le Roex et al. (1985))

Ähnliche Untersuchungen von Fitton & Dunlop (1985) am westafrikanischen Kontinentalrand zeigen ebenfalls, daß die dortigen kontinentalen Basalte sehr ähnliche REE- und isotope geochemische Eigenschaften wie die westlich anschließenden ozeanischen Basalte besitzen. Der Einfluß krustaler Kontamination wird für beide Untersuchungsgebiete als vernachlässigbar klein angesehen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich aus den durchgeführten Vergleichsuntersuchungen deutliche Hinweise auf den initialen Charakter der in der östlichen Umrandung des Weddellmeeres auftretenden mesozoischen Vulkanite im Zusammenhang mit der Trennung Afrikas von der Antarktis ergeben. Die geschilderten analogen Verhältnisse in Südamerika unterstützen diese Annahme.

4.6 Korrelation mit aufgeschlossenen Vulkanitvorkommen im Hinterland

Wie lassen sich nun die Untersuchungsergebnisse der Vulkanitgerölle mit den für das Hinterland bekannten Daten einordnen? Wie die vorangegangenen Vergleichs- und Diskriminanzanalysen gezeigt haben, unterteilen sich die Basaltgerölle in eine Nord- bzw. Südgruppe. Diese Einteilung ist auch für die Verknüpfung mit den bisher bekannten geochemischen Daten der Vulkanite im jeweiligen Hinterland sinnvoll. Bei der Einordnung potentieller Liefergebiete (Kap. 1.6) und den Bemerkungen zur Altersfrage der Vulkanite (Kap. 4.1) wurden die im jeweiligen Hinterland aufgeschlossenen Vulkanitlokalitäten aufgeführt.

Vergleicht man zunächst die jeweiligen Mittelwerte der insgesamt sehr wenigen gemessenen Hauptelementgehalte, zusammen mit den in noch geringerem Umfang vorhandenen Spurenelementdaten der einzelnen Aufschlußgebiete des westlichen Neuschwabenlandes miteinander (Tab. 6), so zeigt sich eine insgesamt homogene Gruppierung mit sehr ähnlichen Elementgehalten. Alle drei aufgeschlossenen bzw. bisher untersuchten mesozoischen Vulkanitvorkommen besitzen die für tholeiitische Basalte typischen Hauptelementgehalte. Vergleicht man die durchschnittliche Hauptelementzusammensetzung von Basalten aus dem gesamten Bereich des westlichen Neuschwabenlandes mit der für kontinentale Tholeiite (Tab. 6), so zeigen erstere mit niedrigeren SiO₂- und höheren MgO-Gehalten

Tab. 6: Durchschnittliche Haupt- und Spurenelementzusammensetzung mesozoischer Basalte des westlichen Neuschwabenlands (vgl. Abb. 10) und der Ferrar-Gruppe der Transantarctic Mountains (Bereich Süd-Victoria Land); zum Vergleich ist die Durchschnittszusammensetzung kontinentaler Tholeiite aufgeführt:

Quellen:	1 - Hjelle und Winsnes (1972)	6 - Stephenson (1966)
	2 - Juckes (1972) und Hjelle und Winsnes	7 - Neethling (1972c)
	3 - Juckes (1968)	8 - Manson (1967)
	4 - Juckes (1972)	9 - Peters (1986)
	5 - Faure et al. (1979)	10 - Kyle (1980)
		* - Fumes et al. (1982)

	Vestfjella	Mannefallknausane (3)	Heimefrontjella (4)	ges.westl.Neuschwabenland (3)
	'flows'(1)	'dikes'(2)		
SiO ₂	49.66	48.06	49.04	50.13
TiO ₂	1.53	2.37	2.11	1.35
Al ₂ O ₃	14.69	14.65	12.67	14.50
FeO*	10.07	12.52	13.24	11.16
U _n O	0.19	0.18	0.18	0.19
MgO	6.31	6.36	6.63	6.46
CaO	9.42	10.51	11.13	10.69
Na ₂ O	3.18	2.41	2.36	2.37
K ₂ O	0.69	0.56	0.40	0.51
P ₂ O ₅	0.13	0.22	0.28	0.19
LOi	2.74	1.88	2.10	2.30
	9	9		
Zr	118	130	151	114
Y	27	24	20	24
Nb	5	5	14	5
Rb	11	41	17	10
Sr	237	260	230	226
Ba	-	272*	175	223
Sc	-	-	-	-
Ni	129	75	112	84
Co	49	66	-	-
Cr	259	71	261	214
V	-	299	-	-
La	-	-	17	14
Ce	-	-	38	26

Fortsetzung Tab. 6

Theron Mts. (6) Whichaway Ntks. (6) Ferrar-Gruppe (7) Kontinentale Tholeiite (8)

SiO ₂	53.34	54.24	53.27	51.50
TiO ₂	1.43	1.66	0.72	1.20
Al ₂ O ₃	14.33	13.42	14.56	16.30
FeO*	1.26	13.07	9.55	10.40
UnO	0.18	0.20	0.17	0.17
MgO	5.43	3.58	7.25	5.90
CaO	8.39	7.60	9.99	9.80
Na ₂ O	2.30	2.42	1.92	2.50
K ₂ O	1.21	1.46	0.88	0.86
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.16	0.21
LÖi	1.91	1.84	1.51	0.81
Zr	-	-	66	-
Y	-	-	25	-
Nb	-	-	-	-
Rb	-	-	21	-
Sr	-	-	132	-
Ba	-	-	157	-
Sc	-	-	38	-
Ni	-	-	68	-
Co	-	-	60	-
Cr	-	-	126	-
V	-	-	207	-
La	-	-	-	-
Ce	-	-	30	-

zwar eine primitivere Zusammensetzung, werden aber schon von Compston et al. (1968) ebenfalls als Tholeiite mit kontinentaler Affinität klassifiziert.

Vergleichende Betrachtungen ihrer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse, die für Basalte des westlichen Neuschwabenlands bei 0.7042 bzw. 0.7053 liegen (Faure et al., 1972, 1979), deuten auf tholeiitische Basalte ohne signifikante krustale Assimilationsvorgänge hin (Kyle et al., 1981). Fumes et al. (1982) fanden dagegen bei REE-Untersuchungen an Vestfjella-Basaltgängen uneinheitliche Verteilungsmuster, wobei die dort festgestellten Variationsbreiten der Spurenelementgehalte als Hinweis auf untergeordnete Kontaminations- und/oder Mischungseffekte mit Krustenmaterial angesehen werden.

In Kap. 4.4 zeigte sich andeutungsweise, daß sich innerhalb der Nordgruppe Vulkanite der Provinz II (Seegebiet Südliches Vestkapp) von denen der Provinz I (Seegebiet Nördliches Vestkapp) abgrenzen lassen. Zu vergleichenden Untersuchungen mit den Vulkaniten des Hinterlandes ist deshalb eine differenziertere Betrachtung der Provinz I- bzw. II-Vulkanite notwendig.

Beim Vergleich der Hauptelementzusammensetzungen von Basaltproben der verschiedenen Seegebiete der Geröllprovinz I (Tab. 5) mit den verschiedenen Aufschlußgebieten im Hinterland des westlichen Neuschwabenlandes bzw. deren Durchschnittszusammensetzung (Tab. 6) ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung bei allen Hauptelementgehalten. Sowohl die untersuchten Basalte als auch die der Gebiete Vestfjella, Mannefallknausane und Heimefrontfjella weisen im Verhältnis zur durchschnittlichen Zusammensetzung kontinentaler Tholeiite (Tab. 6) die gleichen Trends zu niedrigen SiO_2 - ($< 50\%$) bzw. höheren TiO_2 - ($> 1.5\%$), FeO - ($> 10\%$) und P_2O_5 -Werten ($> 0.13\%$) auf.

In Abb. 41 sind die Mittelwerte der auf MORB normalisierten LFS-, HFS- und Übergangselementgehalte aus den Analysen der Provinz I-Basalte zusammen mit den durchschnittlichen Elementgehalten der westlichen Neuschwabenland-Vulkanite aufgeführt. Der Vergleich zeigt einen nahezu identischen Trendverlauf bei verbreitet ähnlichen Größenordnungen in den Elementverhältnissen. Größere Abweichungen ergeben sich nur im Bereich der LFS-Elemente beim leicht mobilen Rb sowie im Bereich der HFS-Elemente beim Y, das bei den untersuchten Provinz I-Vulkaniten deutlich höher liegt. Insgesamt bestätigt sich die Vermutung, daß die Basalte der Provinz I in ihrer chemischen Zusammensetzung den im westlichen Neuschwabenland aufgeschlossenen Vulkaniten entsprechen.

Eine direkte Korrelationsmöglichkeit ergibt sich bei den untersuchten Proben aus dem Gebiet Nördliches Vestkapp, die nach den gegebenen Eistransportrichtungen aus dem Bereich Vestfjella abzuleiten sind. Abb. 42 zeigt die normalisierten Elementspektren, des Seegebietes Nördliches Vestkapp und des Gebietes Vestfjella. Beide Spektren weisen einen nahezu identischen Trendverlauf auf, wodurch die regionale Zuordnung deutlich zum Ausdruck kommt. Das zum Vergleich ebenfalls aufgetragene Elementspektrum der Provinz II-Basalte, dessen

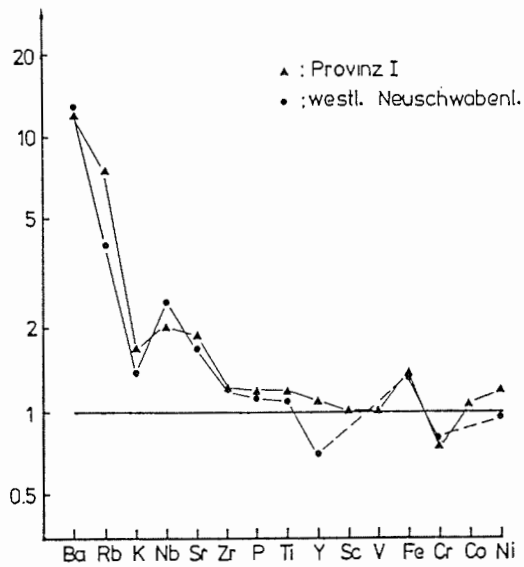


Abb.41 : MORB-normalisierte Elementspektren der Provinz I und der Neuschwabenland Basalte (Werte nach Faure et al., 1979)
 ▲ = Provinz I; ● = Neuschwabenland

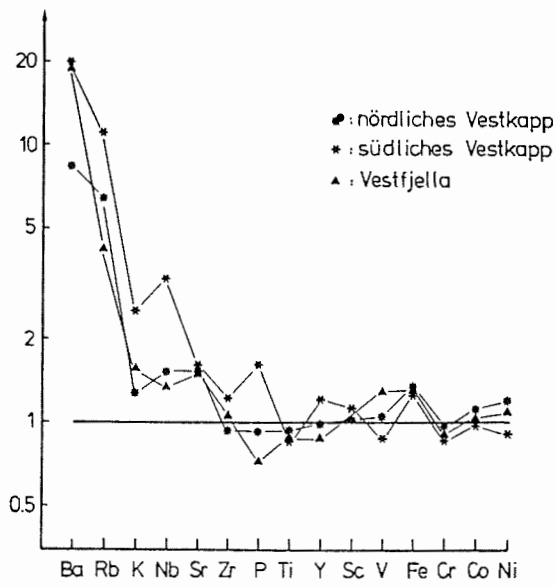


Abb.42 : MORB-normalisierte Elementspektren der Basalte aus dem Bereich 'Nördliches Vestkapp' (*), 'Südliches Vestkapp' (*) und 'Vestfjella' (▲) (nach Peters, 1986)

Liefergebiet südlich von Vestfjella bzw. Heimefrontfjella angenommen wird (vgl. Kap. 5.2), setzt sich z.T. deutlich von dem der Provinz I und damit von den aufgeschlossenen Basaltzusammensetzungen im Hinterland ab. Bei den mobilen (inkompatiblen) LFS-Elementen liegen sie für Ba, Rb und K sowie bei Fe im Bereich der Südgruppen-Basalte (Provinzen IV und V), deren Elementspektren zur Übersicht ebenfalls aufgetragen sind. Dagegen sind ihre Nb-, Zr-, P- und Zr-Gehalte mit denen der Provinz I vergleichbar. Alle anderen Elemente (Sr, Ti, Y, Co, Ni) nehmen in ihren Gehalten eine vermittelnde Position zwischen Provinz I- und Südgruppen Basalten ein. Es deutet sich danach für die Provinz II-Basalte eine Mittelstellung zwischen Zusammensetzungen der Nord- und der Südgruppe bzw. Basalten der Ferrar Gruppe (s.u. an).

Die potentiellen Liefergebiete der Vulkanite der zur Südgruppe zusammengefaßten Geröllprovinzen IV und V in der südöstlichen Umrandung des Weddellmeeres unterscheiden sich in ihren geochemischen Eigenschaften deutlich von denen des westlichen Neuschwabenlandes. Nach Faure et al. (1979) zeichnen sich die Vulkanite der dieses Gebiet zum größten Teil einschließenden Transantarctic Mts. - die sogenannten Ferrar-Dolerite und ihre äquivalenten Effusiva (Kirkpatrick Basalte) - durch im Vergleich zum westlichen Neuschwabenland höhere SiO_2 - und K_2O -Gehalte sowie geringere TiO_2 -, Al_2O_3 -, MgO - und CaO -Gehalte aus (Tab. 6). Außerdem weisen sie niedrigere Sr- bzw. höhere Rb-Konzentrationen auf. Trotzdem sind auch sie Basalte mit tholeiitischem Charakter. Ihr im Vergleich zum westlichen Neuschwabenland hohes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis (um 0.7115) deutet entweder auf stärkere Assimilation krustalen Materials (Sidors & Elliot, 1985) oder auf primäre Heterogenitäten der chemischen Zusammensetzung des oberen Mantels hin (Kyle, 1980).

Beim Vergleich der durchschnittlichen Hauptelementgehalte von Basalten der Südgruppe mit der durchschnittlichen Zusammensetzung von Ferrar Doleriten (Tab. 6) ergeben sich zwar Ähnlichkeiten, die Absolutwerte für SiO_2 sind jedoch bei den Ferrar Vulkaniten um ca. 2 % höher, während TiO_2 um ca. 0.5 %, FeO um ca. 2.5 % kleiner ist. Die MORB-normalisierten Elementspektren (Abb. 43) zeigen ebenfalls für beide Gruppen einen nahezu identischen Trendverlauf, bestätigen aber auch bei den angeführten Spurenelementen die Unterschiede in den Absolutgehalten. Mit Ausnahme der Co- und Ni-Werte sind alle anderen Elementgehalte in der Südgruppe höher. Das zum Vergleich ebenfalls aufgetragene Elementspektrum der Nordgruppe (Provinz I) bestätigt zum einen die deutlichen Unterschiede zwischen der Nord- und Südgruppe. Bei der letztgenannten stehen im Vergleich zur Nordgruppe höhere Ba-, Rb-, K-, Y- und Sc-Gehalte niedrigeren Nb-, Sr-, Zr-, P-, Ti-, V-, Fe-, Cr-, Co- und Ni-Werte gegenüber.

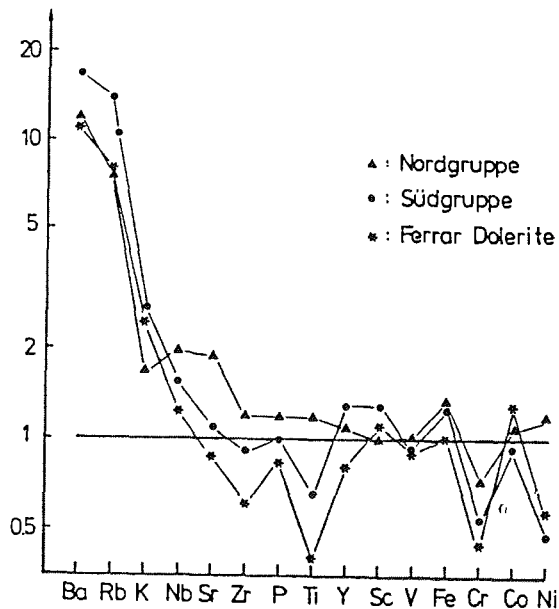


Abb.43: Vergleich der MORB-normalisierten Elementspektren von Basalten der Südgruppe (●) mit Basalten der Ferrar-Gruppe (*) (nach Neethling, 1972c)

Zum anderen wird auch hier eine vermittelnde Position in der Zusammensetzung der Südgruppen-Basalte zwischen denen der Nordgruppe bzw. denen des westlichen Neuschwabenlandes auf der einen Seite und den Ferrar-Doleriten auf der anderen Seite deutlich. Dies kommt insbesondere bei den immobilen HFS- und gering mobilten Übergangselementen zum Ausdruck.

Auf Grund der Altersgleichheit und des generell tholeiitischen Chemismus der Neuschwabenland- und Ferrar-Vulkanite vermutet Neethling (1972c) ein Gebiet - vermutlich Coats Land - in dem eine Überlappungszone beider Provinzen mit 'vermittelndem' Chemismus der dort auftretenden Basalte angesiedelt ist. Indizien dafür wurden aus einigen Basaltanalysen (Mittelwerte der Hauptelementgehalte vgl. Tab. 6) der Theron Mts. (Stephenson, 1966) abgeleitet. Dagegen sprechen Ford & Kistler (1980) hier von einer Grenze zwischen der 'Weddell-See-Subprovinz' (= Neuschwabenland-Vulkanite) im Norden und der 'Transantarctic-Subprovinz' im Süden. Bis auf ähnliche SiO₂- und Al₂O₃-Gehalte weisen die Basalte der Theron Mts. im Vergleich zu den Ferrar-Vulkaniten erhöhte TiO₂- (+ 0.7 %), FeO- (+ 2 %), Na₂O- (+ 0.4 %), K₂O-(+ 0.4 %) und P₂O₅-Gehalte

(+ 0.07 %) auf. Sie liegen damit mit Ausnahme der SiO₂-Werte in den gleichen Größenordnungen wie die Basalte der Südgruppe (vgl. Tab. 4).

Vergleicht man die bisher bestimmten ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr-Initialverhältnisse, so deutet sich ebenfalls mit Werten um 0.7042 für das Gebiet Kirvanveggen im Norden, ca. 07053 für den Bereich Vestfjella über ca. 07091 für das Dufek Massiv am Südrand des Weddellmeeres bis hin zu den höchsten Werten (um 0.7123) in den zentralen Bereichen der Transantarctic Mts. (Alexander Range) ein gradueller Übergang zwischen beiden Gebieten an.

Aus dem analysierten Probenmaterial der Südgruppe, dem Vergleich mit den bisherigen Daten aus dem Bereich der Theron Mts. sowie der graduellen Änderung des ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr-Initialverhältnisses scheint sich die Annahme eines Überlappungsreiches mit vermittelnden Basaltzusammensetzungen zu bestätigen. Von einem 'important geographic break' im Sinne von Ford & Kistler (1980) kann dagegen nicht gesprochen werden.

Die untersuchten Vulkanite der Südgruppe haben auf Grund der geschilderten Ähnlichkeiten bzw. Unterschiede zu den Ferrar Vulkaniten bei deutlichen Unterschieden zur Nordgruppe ihren Ursprung in dieser Überlappungszone. Sie ist dabei wahrscheinlich nicht auf den Bereich Coats Land beschränkt. Da die Gould Bay-Vulkanite ebenfalls 'Übergangscharakter' besitzen, sie aber wahrscheinlich auf Grund der Eisfließrichtungen nicht aus dem Gebiet Coats Land, sondern aus dem Bereich Berkner Island abzuleiten sind, müßte dort ebenfalls mit anstehenden Vulkaniten der Überlappungszone zu rechnen sein.

Die nördliche Ausdehnung dieser Zone bis in das Grenzgebiet Coats Land/westliches Neuschwabenland deutet sich in den aufgezeigten Differenzen des geochemischen Charakters der Vulkanitgerölle aus der Provinz II im Verhältnis zu denen der Provinz I mit der angedeuteten Tendenz in Richtung der Zusammensetzung der Südgruppe an.

5. Verknüpfung der Geröllassoziationen mit potentiellen Liefergebieten

Aus der Kombination der petrographischen Provinzgliederung mit den Eistransportrichtungen und den geochemischen Aussagen zur Basaltgenese lassen sich Verknüpfungen mit den entsprechenden Einzugsgebieten durchführen. Dazu werden nachfolgend

- A) petrogenetische Aussagen aus den petrographischen Untersuchungen der verschiedenen Geröllassoziationen abgeleitet, wobei als Einschränkung der fehlende Geländebezug zu sehen ist und damit keine megaskopischen Gefügemerkmale zur Klärung der detaillierten Petrogenese zur Verfügung stehen.
- B) Korrelationen mit den aufgeschlossenen Gesteinsfolgen potentieller Einzugsgebiete der jeweiligen Provinzen unter Berücksichtigung des aufgezeigten Eistransportsystems durchgeführt. Dabei ist es i. a. auf Grund der lithologischen Vielfalt der Geröllspektren, der z.T. geringen Information über den geologischen Aufbau aufgeschlossener Areale sowie deren geringe Anzahl und Dimension (vgl. Abb. 2) nicht möglich, direkte Zuordnungen von Geröll-Typen zu bestimmten Aufschlüssen durchzuführen. Vielmehr wurde versucht, die petrographischen Eigenschaften der Geröllspektren mit dem petrographischen Charakter der aufgeschlossenen Gebiete, z.B. die Art der vorherrschenden Metamorphite, zu korrelieren.
- C) Rückschlüsse aus den abgeleiteten petrogenetischen Aussagen der untersuchten Geröllassoziationen auf den petrographischen Aufbau eisbedeckter Gebiete ohne oberflächlich zugängliche Gesteinsfolgen gezogen.

Die Diskussion dieser Problemkreise erfolgt nachstehend in der aufgeführten Reihenfolge für die fünf ausgegliederten Provinzen.

A) Geröll-Petrogenese

Die den Bereich der Provinz I kennzeichnenden Vulkanite zeigen tholeiitischen Charakter bzw. eine kontinentalrandnahe Genese im Zuge initialer 'spreading' Prozesse. Die hier beobachteten Vulkanite sind, wie schon in Kap. 4.2 angedeutet, in ihrer Gefügeausbildung sehr heterogen. Immer treten wenig alterierte, meist fein kristalline Basalte neben stärker alterierten Varietäten, die verbreitet mikro- z.T. kryptokristallin mit höheren Anteilen gefüllter Blasenräume entwickelt sind, auf. Dabei deutet die beobachtete Fluidaltextur, welche insbesondere bei krypto- bis mikrokristallin entwickelten Basaltvarietäten auftritt, auf eine subaerische Genese dieser Basalttypen hin. Unterstützt wird diese Annahme durch die zum Teil starke Hämatitisierung des Primärgefüges, die ebenso wie die anderen aufgeführten Sekundärmineralisationen wahrscheinlich auf postmagmatische, hydrothermale Alterationsvorgänge zurückzuführen ist. Zur Bildung von Hämatit - z.B. aus Magnetit - sind höhere O_2 -Partialdrucke, typisch für meteorische Wässer, erforderlich.

Die nebeneinander vorliegenden gering und stärker alterierten Basalte deuten dabei auf eine heterogene Entwicklung der aufgeführten hydrothermalen Alterationsprozesse im potentiellen Liefergebiet der Gesteine hin. Wenngleich fein- bis mittelkristalline, doleritisch ausgebildete Varietäten nur untergeordnet auftreten, läßt sich dadurch sowohl auf vorherrschenden effusiven Vulkanismus als auch in geringem Umfang auf die Entwicklung basaltischer Gänge schließen.

Die nur in geringen Mengen, dafür aber an fast jeder Station auftretenden klastischen Sedimente weisen z.T. Rekrystallisationserscheinungen auf (z.B. Station 1028). Sie lassen sich durch die starke vulkanische Aktivität und die damit verbundenen kontaktmetamorphen Vorgänge erklären. Weitere Eigenschaften der Provinz I-Sedimentgesteine werden mit den in der Provinz II auftretenden vergleichbaren Sedimentgesteinen diskutiert, da sie dort in größerer Häufigkeit vorkommen.

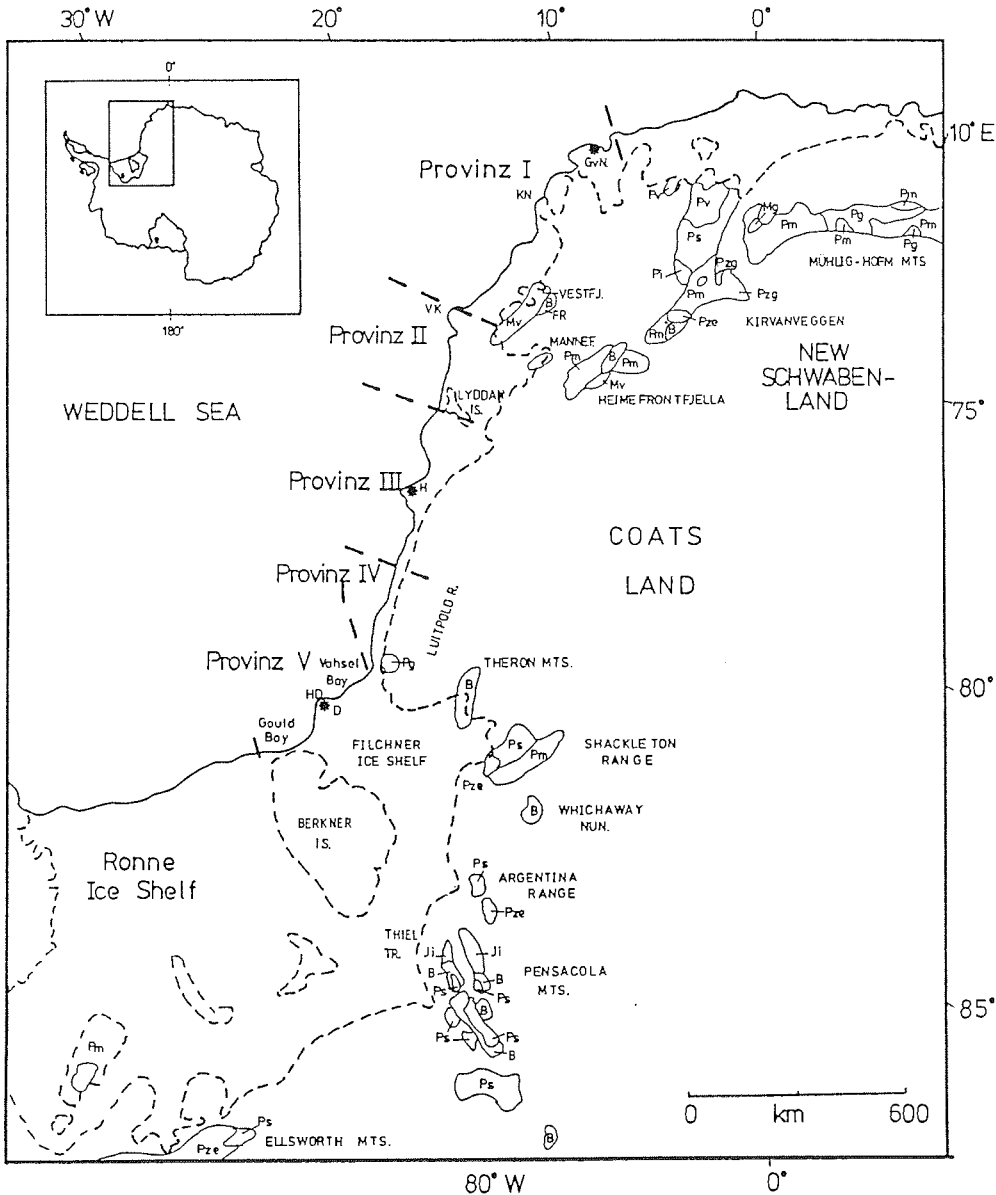
B) Korrelation mit aufgeschlossenen Gebieten

Wie die Betrachtungen zu den Fließrichtungen der Inlandeisströme für das Gebiet des westlichen Neuschwabenlands gezeigt haben (Kap. 1.6), sind die auf dem vorgelagerten Schelf auftretenden Geröllspektren der Provinz I und hier insbesondere das Seegebiet Nördliches Vestkapp, durch das aufgeschlossene Areal von Vestfjella beeinflusst (Abb. 44). Das Gebiet von Vestfjella ist Teil eines jurassisch-kretazischen, staffelartigen Bruchsystems, an dem es zu starker Absenkung einzelner Krustensegmente gekommen ist (Behr et al., 1983). Dadurch liegen Schollen unterschiedlichen Alters - Vestfjella (Jura), Fossylryggen (Perm) und Heimefrontfjella (Präkambrium) - nebeneinander aufgeschlossen vor.

Vestfjella wird aus einer Serie von jurassischen, über 1000 m mächtigen, effusiven, tholeiitischen Basalten aufgebaut (Abb. 45). Die gesamte Folge wird von doleritisch entwickelten Gängen intrudiert (Juckes, 1968; Peters, 1986). Während letztgenannte wenig alteriert sind, weisen die Effusiva stärkere hydrothermale Alterationserscheinungen auf. Außer verbreiteter 'Vergrünung' finden sich untergeordnet hämatitisierte Varietäten, die wie schon an den Geröllproben beobachtet, durch zirkulierende meteorische Wässer hervorgerufen werden (Peters, 1986).

Die petrographischen Eigenschaften der anstehenden Basalte sind sowohl in ihren strukturellen als auch texturellen Eigenschaften mit denen der Geröllproben vergleichbar. Auch hier treten verbreitet mikro- bis feinkristalline Basalte mit glomerophyrisch-subophitischen bis intergranularen Gefüge bei z.T. ausgeprägter An-Reduktion der Plagioklase und zahlreichen, mit verschiedenen Sekundärphasen gefüllten Blasenräumen auf. Die im Vestfjella-Bereich nur vereinzelt auftretenden, sehr charakteristischen Basaltvarietäten mit cm-langen, vergrünerten Plagioklaseinsprenglingen können beim direkten Vergleich mit den Geröllspektren des Seegebiets Nördliches Vestkapp diesen direkt zugeordnet werden.

Weitere ausgeprägte Übereinstimmungen der Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzungen der Basalte wurden schon bei den geochemischen Untersuchungen festgestellt (Kap. 4.6). Die analysierten Basaltproben besitzen danach die gleiche, von



Mv	Mesozoic volcanic rocks	Ps	Proterozoic metasediments
Ji	Jurassic mafic intrusive rocks	Pv	Proterozoic volcanic rocks
B	Beacon Supergroup	Pg	Proterozoic granitoids including charnockites
Pzg	Paleozoic granitoids	Fm	Proterozoic high grade metamorphics
Pze	Early Paleozoic sedimentary and volcanic rocks	Pi	Proterozoic mafic intrusives

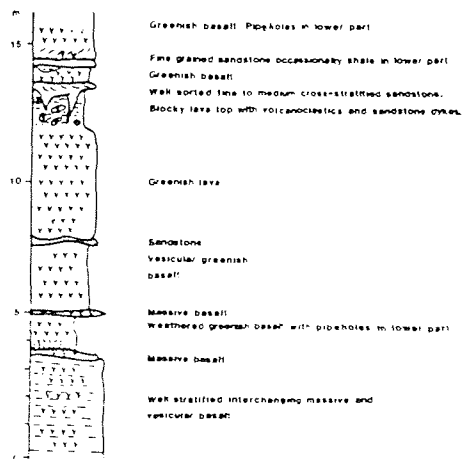
Abb.44: Lage der Geröllprovinzen (I bis V) in Relation zur Geologie aufgeschlossener Areale; GvN = Georg von Neumeyer Station; H = Halley; D = Druzhnaya; KN = Kapp Norvegia; VK = Vestkapp; FR = Fossylryggen; HD = Horn von Druzhnaya

Peters (1986) dokumentierte kontinental-tholeiitische Zusammensetzung. Die nördlich des Seegebiets Nördliches Vestkapp bearbeiteten Stationen im Bereich Kapp Norvegia bzw. Atka Bucht sind auf Grund des Fließverhaltens der Inlandeisströme nicht direkt vom Bereich Vestfjella abzuleiten. Die aber auch in diesen Gebieten dominierenden basaltischen Gerölle (> 90 %) deuten für das küstennahe Hinterland auf eine deckenhafte Verbreitung von Vulkaniten in den subglazialen Arealen zwischen Vestfjella und dem Bereich Ahlmannryggen/Kirvanveggen hin.

Die in der Provinz I in geringen Anteilen (< 5 %) vorkommenden klastischen Sedimentgesteine - ihre sedimentologischen Eigenschaften werden nachfolgend in der Provinz II diskutiert - sind wahrscheinlich auf die Sedimentgesteinsfolgen der die Basalte unterlagernden Beacon Gruppe abzuleiten. Sie treten im Vestfjella-Bereich im Fossylryggen (s.u.) oberflächlich in Erscheinung. Es ist nicht auszuschließen, daß in den subglazialen Bereichen nördlich Vestfjella untergeordnet ähnliche Verhältnisse, d.h. paläozoische Sedimente neben mesozoischen Vulkaniten, auftreten.

In den in der Provinz I nur vereinzelt auftretenden Metamorphiten bzw. Plutoniten dokumentieren sich größere Transportweiten. Sie lassen sich vermutlich aus nicht näher zu bestimmenden küstenfernen Bereichen des ostantarktischen Kristallins ableiten.

Abb.45:
Lithologisches Schemaprofil für den
Ploggen Nunatak/Vestfjella (nach
Olaussen, 1985)



5.2 Provinz II

A) Geröll-Petrogenese

Für die in der Provinz II ebenfalls vorherrschenden basaltischen Vulkanite gelten in Bezug auf ihre Genese die schon bei der Diskussion der Provinz I bzw. der Interpretation der geochemischen Daten erläuterten Bedingungen.

Die hier in größeren Mengen vorkommenden Metamorphite sind in ihren Gefügeeigenschaften sehr heterogen entwickelt. Sie lassen sich, trotz häufig fehlender Indexminerale, auf Grund verschiedener petrographischer Eigenschaften in zwei petrogenetisch unterschiedliche Gruppen gliedern.

Zum einen wurden typische 'medium-grade' Metamorphite identifiziert: Die auftretenden Glimmerschiefer, Amphibolite sowie Hornblende-Biotit-führende Gneise gehören zu dieser Gruppe. Zum anderen konnten verschiedene 'high-grade' Metamorphite beobachtet werden:

Alkalifeldspat-reiche, z.T. Granat-führende Gneise ohne primäre OH-Gruppen führende Phasen (Granulite s.l.) sowie Pyroxen-führende, charnockitische Gneise, die verbreitet auf Grund einer betont granoblastischen Struktur kaum textuelle Anisotropien erkennen lassen, wurden dieser Gruppe zugeordnet. Dagegen wurden auf keiner Station der Provinz II 'low-grade' Metamorphite beobachtet.

Eine eingrenzende Abschätzung der P/T-Bedingungen wird bei der Diskussion der Provinz III-Metamorphite, wo ebenfalls beide Gruppen vertreten sind, durchgeführt.

Die in der Provinz II stärker vertretene Gruppe sedimentärer Gesteine ist in ihren strukturellen Eigenschaften den im Bereich der Provinz I untergeordnet vorkommenden Typen - insbesondere denen des Gebiets Nördliches Vestkapp - sehr ähnlich. Wenngleich aus Handstückansprachen bzw. Dünnschliffuntersuchungen ohne Geländebezug kaum definitive Aussagen zur Genese gemacht werden können, so wurde doch bei den mikroskopischen Untersuchungen versucht, aus den Gefügeeigenschaften jeweils Hinweise auf Transport- und Ablagerungsbedingungen abzuleiten. Ergänzende Informationen könnten aus der synoptischen Betrachtung aller in der Provinz II auftretenden Sedimentgesteine unter der Voraussetzung abgeleitet werden, daß alle Typen im potentiellen Liefergebiet in einem stratigraphisch-räumlichen Bezug zueinander stehen (s.u.) Kennzeichnend für alle untersuchten Sedimentgesteine ist

- a) das Fehlen mariner Fossilien
- b) ihr klastischer Charakter (Karbonatgesteine fehlen) und
- c) das Fehlen tektonischer Deformationsphänomene (z.B. Fältelung, Scherklüftung etc.).

Die für Sandsteine verbreitet charakteristisch schlechte Sortierung (z.T. Gesteinsfragment-führend) sowie oft subanguläre Kornformen deuten auf relativ kurze Transportwege. Andererseits finden sich untergeordnet charakteristische hellgraue, Quarz-reiche Sandsteine, d.h. Sandsteine mit guter kompositioneller Reife (z.B. Stationen 1027, 1028). Dabei weisen die Komponenten oft stärkere kristallinterne Deformationserscheinungen sowie akzessorisch auftretende Epidot-, Pyroxen- und Granatfragmente auf. Damit deutet sich ein Liefergebiet metamorpher Prägung an. Auftretende Schichtung könnte ebenso wie die häufig mittel- bis grobkörnige Ausbildung sowie die für einige Sandsteine kennzeichnende gute kompositionelle Reife für Ablagerungsbedingungen unter höher energetischen (fluviatilen?) Bedingungen sprechen. Unterstützt

wird diese Annahme durch das Vorkommen von Sandsteinen mit linsigen Tonsteinfragmenten (Station 1027), die als Aufarbeitungsprodukte angesehen werden können. Durch ihr Auftreten wird gleichzeitig die stratigraphisch-räumliche Beziehung zu den untergeordnet auftretenden Silt-/Tonsteingeröllern angedeutet. Diese meist feinschichtigen Fragmente spiegeln energiearme Ablagerungsbedingungen wider.

Aus den beobachteten Resten pflanzlicher Fossilien (Glossopteris?, Station 1265) wird der terrestrische Charakter des Ablagerungsraumes deutlich. Dieser zeichnet sich auch in der verbreitet zu beobachtenden Rotfärbung der klastischen Gesteine ab. Dabei deutet sich mit den Hämatit-'coatings' klastischer Komponenten (z.B. Station 1027) eine Entstehung des Fe-Oxides im Zuge von Verwitterungs- und /oder Umlagerungsprozessen an (Füchtbauer und Müller, 1977). Im Porenraum auftretender Hämatit ist dagegen aus Diagenesevorgängen abzuleiten.

Da für die Bildung von Hämatit generell oxidierende Bedingungen Voraussetzung sind, werden solche Sandsteine mit terrestrischen Ablagerungsbedingungen assoziiert (Füchtbauer und Müller, 1977). Zusammenfassend bleibt festzustellen, daß aus den petrographischen Eigenschaften der unterschiedlichen Sedimentgesteinstypen eine Sedimentation in flachen, wahrscheinlich nicht marinen, epikontinentalen Beckenbereichen mit deutlich fluviatiler Beeinflussung anzunehmen ist.

B) Korrelation mit aufgeschlossenen Gebieten

Im potentiellen Einzugsgebiet der Provinz II liegt der südliche Teil von Vestfjella, wo neben den schon aufgeführten Vulkaniten auch klastische Sedimentgesteinsfolgen (Fossilryggen) auftreten sowie die Nunatakkr von Mannefallknausane. Sie werden aus hochmetamorphen Gneisen aufgebaut, in die bis zu 12 m mächtige Basaltgänge intrudiert sind (Juckes, 1968).

Aus Abb. 47 wird deutlich, daß die Provinz II des weiteren durch Gesteine der Heimefrontfjella beeinflusst wird. Nach Juckes (1972) wird der größte Teil durch mittel- bis hochmetamorphe Gneise aufgebaut. Darüber lagert mit einer Winkeldiskordanz, vor allem im Nordwestteil, eine ca. 160 m mächtige Folge klastischer Sedimentgesteine, die von jurassischen Basalten durchschlagen wird. Die in der Provinz II vorliegenden Geröllspektren sind danach aus einem petrographisch sehr heterogenen Hinterland abzuleiten. Jedoch spricht der an allen Stationen dominierende Vulkanitanteil für einen stärkeren Einfluß des südlichen Vestfjella-Gebietes. Da die petrographischen Eigenschaften der Provinz II -Vulkanite mit denen der Provinz I identisch sind, wird auf die entsprechende Diskussion im vorangegangenen Kapitel verwiesen.

Wie die geochemischen Untersuchungen zeigten, lassen sich die Provinz II- von den Provinz I-Basalten auf Grund ihrer unterschiedlichen Haupt- und Spurenelementgehalte voneinander unterscheiden. Während die Provinz I- bzw. die Basalte aus dem Bereich Nördliches Vestkapp mit den Vestfjella-Vorkommen korrelieren, setzen sich die Provinz II-Basalte deutlich von diesen ab. Somit deuten sich weitere, subglaziale, südlich der Heimefrontfjella gelegene Vulkanitvorkommen an. Ihre anzunehmende Küstennähe wird durch das Vorherrschen vulkanischer

Gerölle in den Provinz II-Spektren bzw. die erst in weiterer Küstenentfernung aufgeschlossenen Kristallinvorkommen der Heimefrontfjella unterstrichen.

Die zweitgrößte Gesteinsgruppe der Provinz II stellen die Sedimentgesteine. Im potentiellen Liefergebiet der Provinz II sind zwei Vorkommen bekannt.

1. Am Fossylryggen steht eine Folge hellgrauer, quarzreicher Sandsteine, die mit dunklen, fein geschichteten Silt-/Tonsteinen wechsellagern, an. Darin eingeschaltet sind kohlige Abschnitte sowie untergeordnet auftretende Pflanzenfossilien (z.B. *Glossopteris*, Abb. 46). Sie werden von Hjelle und Winsnes (1972) als permische, der Beacon Supergroup zugeordnete Sedimentgesteinsfolge angesehen. Nach Olaussen (1985) kann die Sequenz in drei Abschnitte mit unterschiedlichen kontinentalen bzw. epikontinentalen Sedimentationsräumen gegliedert werden (Abb. 46).
2. Die im Gebiet Heimefrontfjella anstehende Folge setzt sich über einem Basalkonglomerat aus wechsellagernden, hellgrauen, Quarz-reichen, aber auch grau-grünen, z.T. auch rötlichen, wechselkörnigen Sandsteinen und dunklen, feinschichtigen Silt-/Tonsteinen, z.T. mit kohligem Abschnitten zusammen. Aus auftretenden Pflanzenfossilresten der *Glossopteris*-Flora wird ein unterpermisches Alter angenommen (Juckes, 1972). Er beschreibt, daß ein großer Teil der Quarzkomponenten aus dem Bereich der basalen Sandsteine auf Grund ihrer Deformationserscheinungen sowie typischen akzessorischen Mineralphasen auf ein Liefergebiet mit metamorphem Charakter geschlossen werden muß. Weiterhin wurden einige Sandsteine mit karbonatischer Matrix, Sandsteine mit eingeschlossenen, linsigen Tonsteinfragmenten sowie hellgraue Sandsteine mit hohen Quarzanteilen, mäßiger Sortierung und subangularen Kornformen beschrieben. Alle genannten Gefügeeigenschaften wurden an verschiedenen Proben der Provinz II/I ebenfalls beobachtet, so daß auch bei den Sedimentgesteinen eine Korrelation zwischen Hinterland- und Provinz-Gesteinsspektren vorliegt.

Bei der Abschätzung der Sedimentationsbedingungen nimmt Juckes (1972) i.w. ein nicht marines 'environment' unter stärkerer Beeinflussung fluviatiler Bedingungen an. Die aus den petrographischen Untersuchungen des Geröllmaterials folgenden Aussagen zur Ablagerungsproblematik stimmen somit mit den bisher spärlichen Untersuchungsergebnissen der Hinterlandsgesteine gut überein.

Metamorphe Gesteine, die in der Provinz II die drittgrößte Gruppe darstellen, stehen in den Nunatakkr von Mannefallknausane und den Heimefrontfjella an. Während aus dem erstgenannten Gebiet nur einige Gneistypen beschrieben werden (s.u.), finden sich im Bereich Heimefrontfjella eine Vielzahl verschiedener Gneistypen, untergeordnet auch Amphibolite und Glimmerschiefer (Juckes, 1968, 1972). Sie werden detailliert bei der Diskussion der petrologischen Eigenschaften der Metamorphite der Provinz III beschrieben, deren Einzugsgebiet

im nördlichen Teil ebenfalls von den Heimefrontfjella beeinflusst wird und die gleichen petrologischen Eigenschaften wie die Provinz II-Metamorphite aufweisen.

An dieser Stelle sei jedoch bemerkt, daß nach den Ergebnissen der Heimefrontfjella-Expedition von 1986 das Kristallin in zwei Gruppen zu untergliedern ist (Weber, 1986b): Neben einer granulitfaziellen Einheit aus Leukogneisen bzw. granulitischen und charnockitischen Gneisen lagern mittelgradig metamorphe Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite etc.

Eine vergleichbare Gliederung zeigen auch die metamorphen Gerölle der Provinz II (s.o.). Dabei lassen sich die an fast allen Stationen auftretenden rötlichen, porphyroblastischen, Alkalifeldspat-reichen Gneise (z.B. Stationen 247, 248, 286, 1282) den im Bereich Mannefallkanusane vorherrschenden Gneistypen zuordnen.

Charakteristisch für das Gebiet Heimefrontfjella ist weiterhin das Fehlen größerer Intrusivkörper. Juckes (1972) und Thomson (1968) beschreiben nur vereinzelt, gangartige Körper, die sich aus fein- bis mittelkristallinen, z.T. rötlichen Graniten zusammensetzen. Die in der Provinz II meist als Einzelgerölle vorliegenden Granite lassen sich danach dem petrologischen Charakter dieses Gebietes gut zuordnen.

5.3 Provinz III

A) Geröll-Petrogenese

In der Provinz III stellen metamorphe Gesteine den größten Anteil an den auftretenden Geröllspektren. Aus der gemeinsamen Betrachtung der in Provinz III bzw. Provinz II auftretenden Metamorphite soll nachfolgend trotz fehlender Geländeeinbindung versucht werden, Aussagen zur metamorphen Prägung des Einzugsgebietes der Provinz zu machen. Bei der Dünnschliff-petrographischen Auswertung des Probenmaterials wurden aus dem auftretenden Mineralbestand und/oder der Gefügeentwicklung schon kurze Abschätzungen zur Metamorphoseentwicklung durchgeführt (Oskierski, 1986). Mit Hilfe der folgenden Zusammenfassung auftretender Paragenesen und Gefügeeigenschaften sollen mögliche petrogenetische Beziehungen bzw. genauere Einordnungen der Metamorphosebedingungen aufgezeigt werden.

Trotz einer lithologisch sehr vielfältigen Serie metamorpher Gerölle fällt auf, daß leukokrate, Quarz-Feldspat-reiche Gneise vorherrschen. Kennzeichnend sind dabei oft fehlende Indexparagenesen, so daß ausschließlich aus der Gefügeentwicklung auf den Grad der metamorphen Beanspruchung geschlossen werden muß. Aus der fortschreitenden Alkalifeldspatblastese, Sammelkristallisation bzw. Korngrenzenwanderung bei Quarz und einer damit verbundenen Vergrößerung der Kristalle, sowie aus der anisotropen Orientierung der neu bzw. weitersprossenden Phasen - wodurch ein weites Spektrum von schieferartigen Gesteinen über ausgeprägte Gneis-Texturen bis hin zu fast richtungslosen-homogenen Granuliten s.l. entsteht - kann auf höhergradige Metamorphosebedingungen geschlossen werden.

Wenn man weiterhin davon ausgeht, daß die auftretenden Metamorphitgerölle im Liefergebiet in einem stratigraphisch-räumlichen Bezug zueinander stehen, d.h. daß Metamorphittypen

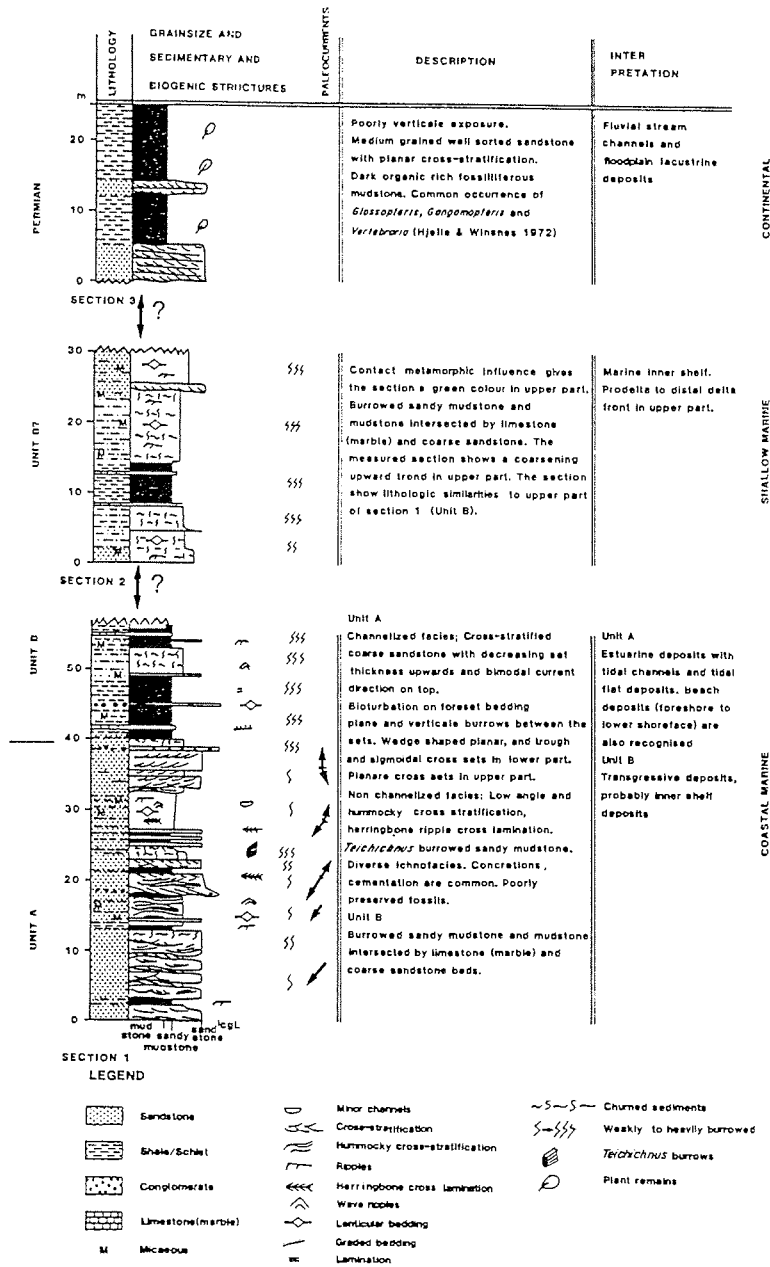


Abb. 46: Lithologisches Schemaprofil des Fosslryggen/Vestfjella mit Interpretation der sedimentologischen Eigenschaften (nach Olausson, 1985)

mit entsprechenden, zur Metamorphoseabschätzung nutzbaren Paragenesen mit solchen Gesteinen verknüpft sind, die keine spezifischen Paragenesen aufweisen, kann eine für alle Gesteine gültige Abschätzung durchgeführt werden.

Die vorliegenden Gesteine lassen sich in vier verschiedene Gruppen zusammenfassen, in denen die jeweils folgenden Berührungsparagenesen zu finden sind:

1. leukokrate, Quarz-Feldspat-reiche Gneise

Akf-Plag-Bio-Qz+Mus+Myrm
Px-Akf-Plag-Bio-Qz-+Myrm
Gra-Akf-Plag-Bio-Qz
Sill-Akf-Plag-Bio-Qz
Sill-Px-Akf-Plag-Bio-Qz

2. meso- bis melanokrate, Biotit-Hornblende-reiche Gneise

Plag-Akf-Qz-Hbl-Bio
Bio-Plag-Akf-Qz
Sill-Plag-Hbl-Bio-Qz
Gra-Plag-Hbl-Qz-Bio
Gra-Px-Akf-Plag-Qz-Bio
Gra-Hbl-Plag+Qz
Gra-Stau-Bio-Qz-Plag

3. Amphibolite

Hbl-Plag+Bio
Kpx-Hbl-Plag+Bio

4. Glimmerschiefer

Bio-Qz-Plag+Mus
Gra-Bio-Plag-Qz
Hbl-Bio-Plag-Akf-Qz

Während das Gros der leukokraten, z.T. auch der mesokraten Gneise und Glimmerschiefer, wie schon angedeutet, keine fazieskritischen Phasen aufweist, kann mit Hilfe der untergeordnet auftretenden Sil, Px, Gra und Hbl sowie spezifischer Gefügeeigenschaften eine angenäherte Einordnung der Metamorphosebeanspruchung durchgeführt werden.

So wird Sillimanit und Staurolith von Winkler (1979) als fazieskritisch für den Bereich der 'medium-grade' Metamorphose angesehen. Aus experimentellen Untersuchungen sind die Stabilitätsbeziehungen der genannten Phasen bekannt. Der Tripelpunkt der stabilen Al₂O₃-Modifikation liegt bei ca. 600°C und 4 - 6 kbar, während Staurolith bei ca. 545°+20°C zwischen 4 und 8 kbar entsteht (Hoschek, 1967). Die Koexistenz von almandinreichem Granat und Staurolith ordnet Winkler (1979) 'almandin-medium-grade' Bedingungen (ca. 540°C, 4 - 5 kbar) zu. Für die Koexistenz von Hbl-Plag-Gra sind Temperaturen von > 500°C erforderlich. Miyashiro (1973a) und Turner (1980) definieren 'amphibolite facies' Bedingungen für die genannte Paragenese, wobei das Auftreten almandinreichen Granates als Indikator mittlerer bis höherer Drucke (>4 kbar) angesehen wird.

Aus der in den leukokraten Gneisen häufiger zu beobachtende Verdrängung primären Muskovits durch ausgeprägte Alkalifeldspatblastese in Gegenwart von Quarz und damit verbundener Entstehung von Sillimanit und Granat bzw. das Fehlen primären Muskovits definiert Winkler (1979) die Grenze von 'medium- zu high-grade' Bedingungen.

Die Entwicklung von antiperthitischem Plagioklas deutet ebenso auf 'high grade' Bedingungen (Miyashiro, 1973a; Spry, 1969) wie poikiloblastische Plagioklas/Quarz-Verwachsungen und myrmekitische Wachstumsgefüge, die als lokale intergranulare Eutektika interpretiert werden können (Augustithis, 1973).

Die in homogen-granoblastisch entwickelten Amphiboliten auftretende Paragenese Kpx-Hbl-Bio ist nach Reinhardt & Skippen (1970) ebenso typisch für granulitische Bedingungen wie die diagnostische Paragenese Kpx-Gra-Qz in Gegenwart von Akf und Plag in mesokraten Gneisen (Winkler, 1979).

Eine für 'high grade' Bedingungen charakteristische Hypersthen-Paragenese wurde nicht beobachtet. Jedoch könnten die in leukokraten und mesokraten Gneisen häufiger zu findenden retrograden Hbl-Chl-Bildungen auf die primäre Existenz von Opx und damit granulitfazielle Bedingungen hinweisen.

Trotz fehlender Geländeeinbindung können aus den petrographischen Untersuchungen der Metamorphite verschiedene petrogenetische Aussagen gemacht werden:

1. In keiner der bearbeiteten Metamorphitproben lassen sich Hinweise auf 'very low' bzw. 'low grade' Bedingungen finden.
2. Eine Gruppe metamorpher Gesteine zeichnet sich durch typische 'medium grade' Paragenesen bzw. Gefügeeigenschaften aus. Sie schließt sowohl verschiedene, oft fein-, z.T. mittelkristalline, melanokrate bis mesokrate Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer ein.
3. Eine zweite Gruppe ist durch deutliche Indikatoren einer höhergradigen Metamorphose gekennzeichnet. Dazu gehören leukokrate bis mesokrate, granoblastisch entwickelte Gneise bzw. Granulite s.l. ohne stärker Gefügeanisotropie sowie homogen texturierte Amphibolite.

Typisch migmatische Gesteine wurden in den auftretenden Geröllspektren nicht beobachtet. Die insbesondere südlich Halley häufiger vorkommenden Granite bzw. Metagranite könnten jedoch ein Hinweis auf die - im Zuge einer hochgradigen Metamorphose - Entstehung palingener Magmen durch Anatexis sein.

Die in der Provinz III auftretenden Vulkanite und Sedimentgesteine entsprechen in ihren petrographischen Eigenschaften denen der Provinz II.

B) Korrelation mit aufgeschlossenen Gebieten

Versucht man die Provinz III-Gerölle mit den Aufschlüssen im entsprechenden Hinterland zu korrelieren, so ist aus den Betrachtungen der Eisflußrichtungen eine stärkere Beeinflussung der nördlichen Stationen (1272, 1273) durch das Gebiet

der Heimefrontfjella zu erwarten. Die hier im Vergleich zu den südlich Halley sehr heterogen zusammengesetzten Geröllspektren (Station 1280) unterstützen diese Annahme.

Aus den Arbeiten von Worsfold (1967), Thomson (1968) und Juckes (1972) läßt sich trotz der relativ wenigen mikroskopischen Untersuchungen folgende Gliederung der in der Heimefrontfjella anstehenden Metamorphite durchführen:

1. Leukogneise ('quartz-feldspat-gneisses'), häufig mit granoblastischem Gefüge und angedeuteter Paralleltextrur zum Teil auch gebändert mit verbreitete porphyroblastischem Alkalifeldspat. Darin wurden folgende Paragenesen identifiziert:
Akf-Plag-Qz-Bio ('gneisic granites', z.T. mit rötlichem Alkalifeldspat)
Gra-Akf-Plag-Qz-Bio
Akf-Plag-Qz-Bio-Hbl
Sie sind, ohne daß quantitative Angaben möglich wären, mit Abstand die häufigste Gruppe metamorpher Gesteine. Dahinter folgen
2. mesokrate bis melanokrate Hornblende-Biotit-reiche Gneise mit den Paragenesen
Akf-Plag-Bio-Qz
Plag-Akf-Bio-Hbl-Qz
3. Amphibolite, sowohl mit lepidoblastischen als auch granoblastischem Gefüge weisen die Paragenesen
Plag-Hbl+Bio+Qz
Plag-Hbl+Gra+Qz auf.
4. In Glimmerschiefern wurden folgende Paragenesen beobachtet:
Qz-Bio-Mus-Plag-Akf
Hbl-Bio-Epi-Qz
Hinzu kommen vereinzelt auftretende, an Störungszonen gebundene, mylonitische Gneis- und Glimmerschiefer-Varietäten sowie vereinzelte Marmore und Quarzite.

Außer den aufgeführten Metamorphiten finden sich untergeordnet kleinräumige, unregelmäßig ausgebildete, z.T. auch gangartige, plutonische Körper. Sie setzen sich aus grauen und rötlichen, wechselkristallinen Granitvarietäten zusammen. Vereinzelt wurden im Südteil des Massivs assoziierte Granodioritkörper beobachtet (Thomson, 1968).

Juckes (1972) bemerkt beim Versuch einer Metamorphoseabschätzung das verbreitete Fehlen von Indexmineralen in den vorherrschenden Quarz-Feldspat-reichen Gneisen. Die durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen der metamorphen Provinz III/II-Gerölle unterstützen diese Aussage, zeigen aber darüber hinaus, daß vereinzelt auch in den leukokraten Gneisgeröllen fazieskritische Paragenesen auftreten (s.o.). Aus den Analysen Hornblende-Biotit-reicher Gneise und Amphiboliten kommt Juckes (1972) zum Ergebnis einer Almandin-Amphibolit-faziellen Metamorphose des metamorphen Grundgebirges. Die von ihm vereinzelt beobachteten Übergänge Quarz-Feldspat-reicher Gneise in Amphibolite werden als anatektische Segregation gedeutet.

Die schon angedeutete, von Weber (1986b) angenommene Gliederung des Grundgebirges in zwei Gruppen - 'medium und high grade' Metamorphite - wird sowohl von Juckes (1972) als auch Thomson (1968) trotz der lithologischen Vielfalt nicht in Betracht gezogen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen an den metamorphen Geröllen der Provinz III/II lassen sich der von Weber (1986b) vorgeschlagenen Gliederung zuordnen. Dabei zeichnen sich die zwei genannten, unterschiedlich metamorphen Gruppen ab. Es ist zwar auf Grund der lithologischen Vielfalt ohne besonders charakteristisch auftretende Metamorphite nicht möglich, genau lokalisierte Zuordnungen durchzuführen. Es zeigt sich jedoch, daß sowohl in den Geröllspektren als auch in den Heimefrontfjella Quarz-Feldspat-reiche Gneise dominieren. Charakteristisch rötliche, Alkalifeldspat-reiche Gneise und porphyroblastisch entwickelte Leukogneise finden sich sowohl in den aufgeschlossenen Arealen als auch in den Geröllen der Provinzen III/II.

Dabei spiegelt sich offensichtlich auch das Verhältnis in der Häufigkeit der Verbreitung der im Hinterland anstehenden Gesteine in den Geröllspektren wider. Die in den Heimefrontfjella im Vergleich zu den Leukogneisen weniger häufigen Hornblende-Biotit-reichen Gneise stellen auch in den Geröllasoziationen die zweitgrößte Einzelgruppe metamorpher Gesteine. In gleicher Weise verhalten sich auch die nur untergeordnet aufgeschlossenen Amphibolite und Glimmerschiefer (vgl. Tab. 8.3). Eine weiter äquivalente petrographische Eigenschaft ist die sowohl in den anstehenden Metamorphiten als auch in den Geröllen verbreitete retrograde Umbildung primärer Phasen (Juckes, 1972).

C) Geologischer Aufbau subglazialer Gebiete

Die in den Provinz III-Geröllasoziationen ebenfalls häufig auftretenden Plutonite - insbesondere auf den Stationen 1273 und 1280 - lassen sich dagegen nicht bzw. nicht ausschließlich aus den Heimefrontfjella ableiten. Es finden sich dort nur sehr vereinzelte, kleinräumige Intrusivkörper. Auch deutet der von Nord nach Süd fortschreitende küstenparallele Anstieg des Plutonitanteils auf Liefergebiete südlich der Heimefrontfjella hin. Aufgeschlossene Areale treten aber im gesamten Gebiet südlich dieses Massivs bis zur Südgrenze von Coats Land (Abb. 44). nicht mehr in Erscheinung. Daraus folgt, daß sich hier der petrologische Aufbau subglazialer Bereiche in den Geröllspektren widerspiegelt.

Der höhere Vulkanitanteil in den Stationen 1272 und 1273 weist ebenfalls auf weitere, lithologisch nicht mit der Heimefrontfjella übereinstimmende Liefergebiete hin. Dort treten nur vereinzelt basaltische Gänge auf. Wie schon bei der Provinz II angedeutet, müssen deshalb subglaziale, kleinräumige Vulkanitareale in der südlichen Verlängerung von Vestfjella angenommen werden.

In ähnlicher Weise muß sich die Verteilung der Sedimentgesteine des potentiellen Liefergebiets verhalten. In den Heimefrontfjella finden sich nur im nordöstlichen Teil klastische Sedimentgesteinsfolgen, während der größere,

südwestliche Bereich vermutlich aus kristallinen Gesteinen aufgebaut wird. Da die petrographischen Merkmale der Provinz III-Sedimentgesteinsgerölle mit denen der Provinz II äquivalent sind (vgl. Kap. 3.4), lassen sich für die subglazialen Areale südlich Vestfjella/Heimefrontfjella anstehende 'Beacon'-Gesteine annehmen.

Die festgestellte kleinräumige Variation der Geröllspektren der Stationen der Provinz III nördlich Halley reflektiert wahrscheinlich die anzunehmende kleinregionale Variation des petrologischen Aufbaus der subglazialen Gebiete. Die Subglazialtopographie im Bereich des südlich der Heimfrontfjella verlaufenden Stancomb-Wills Eisstroms ist durch einen depressionsartigen Einschnitt bis ca. 500 m unter NN gekennzeichnet (Abb. 47). Kamanev & Ivanov (1983) bezeichnen das Gebiet als 'Brunt Megatrough'. Es ist danach eine trogartige Einsenkung, die mit einer bis zu ca. 14 km mächtigen Sedimentfolge gefüllt ist. Haughland (1982) sieht diese Sedimente als Ablagerungen eines sich nach Westen verbauenden mesozoisch bis känozoischen Deltas an. Dabei soll die oberste, maximal 1.5 km mächtige Folge aus tertiären, semikonsolidierten Sedimenten zusammengesetzt sein. Sedimentgesteinsfragmente sind deshalb aus diesem Gebiet nicht zu erwarten, so daß nur die subglazialen Areale zwischen dem Brunt Megatrough und der Heimefrontfjella bzw. der Bereich östlich des Troges als Liefergebiete der Provinz III-Sedimentgesteine in Frage kommen.

Station 1280 (Abb. 11) stellt auf Grund nur vereinzelt auftretender Vulkanit- bzw. fehlender Sedimentgesteinsfragmente eine Besonderheit der Provinz III dar. Die in der AGT-Probe vorherrschenden Blöcke sowie die in der GKG-Probe zu über 80 % auftretende Granit-Varietät sprechen für ein lokal stark eingegrenztes Liefergebiet bzw. für kurze Transportweiten.

Wie reflexionsseismische Untersuchungen belegen, wird der Schelf in diesem Bereich aus kristallinem Grundgebirge aufgebaut, über dem nur gering mächtige glaziale bzw. glazialmarine Sedimente lagern bzw. diese z.T. fehlen (Fossum et al., 1982; Haughland et al., 1985). Aus den fast ausschließlich vorkommenden Plutoniten und Metamorphiten muß auf eine Hochlage des Kristallins im potentiellen Liefergebiet dieses Schelfabschnitts geschlossen werden. Die petrographisch relativ einförmig zusammengesetzte GKG-Probe der Station 1280 könnte dabei auf lokal anstehenden Granit hindeuten. Unterstützt wird diese Annahme durch den Vergleich zahlreicher Unterwasserfotografien dieser Station. Dabei zeigten sich verbreitet große, formatfüllende Blöcke (>1.2 m im Durchmesser) bei nur sehr geringer Sedimentbedeckung.

Aus den anzunehmenden kurzen Transportweiten der übrigen Metamorphit- und Plutonitgerölle können deshalb nur petrologische Rückschlüsse auf den direkten küstennahen Aufbau gezogen werden. Aus den petrographischen Gerölluntersuchungen werden in diesem Areal verschiedene, mittel- bis grobkristallin-porphrische, mittel- bis hochgradig metamorphe Leukogneise sowie Biotit-reiche Gneise erwartet. Darin eingeschaltet sind wahrscheinlich größere Plutonitkörper, die sich aus Graniten, Alkaligraniten und Granodioriten zusammensetzen.

Die auf Grund ihrer küstenfernen Position nicht zur Definition der Provinz III herangezogenen Geröllspektren der Stationen 1008/1009 weisen gegenüber der Provinz III einen hohen Anteil an Sedimentgesteinen auf. Diese besitzen zumindest teilweise eine südliche Provenienz. Diese Vermutung wird durch vereinzelte Probenpunkte anderer Expeditionen unterstützt.

So berichtet Wordie (1921) von vorherrschenden Sedimentgesteinsgeröllen - dunkle Sandsteine, gebänderte Tonsteine, Quarzite und fossilführende, kambrische Kalksteine - auf einer Position bei etwa 76°S, 38°W (ca. 150 km südwestlich der Station 1009).

Solheim & Kristoffersen (1985) fanden während der norwegischen Expedition 1984/85 bei etwa 76°S, 32°W vorherrschende dunkelgraue, quarzitisches Sandsteine bei geringen Anteilen an kristallinen Geröllen.

Die beschriebenen Sandsteinverhältnisse, insbesondere aber kambrische Kalksteine sind typische Schichtglieder in entsprechenden Folgen der Pensacola Mts. bzw. Sackleton Range (vgl. Kap. 5.5).

5.4 Provinz IV

A) Geröll-Petrogenese

Die in der Provinz IV zusammen mit Plutoniten und Sedimentgesteinen in ähnlicher Häufigkeit auftretenden Metamorphite lassen sich wiederum in verschiedene Metamorphitgruppen untergliedern, in denen folgende Paragenesen auftreten:

1. Leukokrate Quarz-Feldspat-reiche Gneise

Akf-Plag-Bio-Qz
Gra-Akf-Plag-Bio-Qz
Akf-Hbl-Plag-Bio-Qz

2. meso- bis melanokrate Gneise

Bio-Plag-Akf-Qz
Bio-Akf-Mus-Qz
Sil-Bio-Plag-Akf-Qz
Sil-Plag-Hbl-Bio
Stau-Hbl-Bio-Plag-Qz
Hbl-Akf-Plag-Bio-Qz
Hyp-Aug-Plag+Qz

3. Amphibolite

Hbl-Plag+Bio+Qz
Hbl-Aug-Plag+Qz

4. Felse

Epi-Kpx-Chl
Epi-Plag-Qz
Epi-Chl-Bio-Plag-Qz
Gra-Chl-Bio-Plag-Qz

Im Gegensatz zu Provinz III-Metamorphiten finden sich keine Glimmerschiefer, dafür aber eine Reihe von Horn-, Kalksilikat- bzw. Epidotfelse. Auf Grund spezifischer Gefügeigenschaften (Rekristallisation, Resorption) eines Teils der Felse ist eine

Genese im Zuge kontaktmetamorpher Vorgänge anzunehmen. Die für die Provinz charakteristischen, zahlreich auftretenden Plutonite könnten die dazu notwendigen Wärmequellen darstellen. Ein anderer Teil weist stärker kataklastische bzw. stressbetonte Gefügeeigenschaften auf, so daß sich eine Entstehung im Verlauf dynamotektonischer Prozesse andeutet.

Ebenso wie in der Provinz III wurden keine 'low grade' Metamorphite beobachtet. Als typische 'medium grade' Metamorphite können nach den aufgeführten Paragenesen und den bei der Provinz III diskutierten P-T Bedingungen ($> 540^\circ$, ca. 4 - 6 kbar) Hornblende-Biotit-reiche-, Staurolith-führende- bzw. Sillimanit-Biotit-führende Gneise sowie Amphibolite angesehen werden (Winkler, 1979). Für die meisten Leukogneise ist auf Grund fehlender Indexminerale keine direkte Abschätzung möglich. Feldspatblastese, z.t. in Kombination mit Granatbildung, deuten aber auf minimal 'medium grade' Bedingungen hin.

Kennzeichnende 'high grade' Bedingungen werden durch Hypersthen-führende Paragenesen bei gleichzeitiger Abwesenheit primärer OH-führender Phasen dokumentiert (Mason, 1978; Winkler, 1979).

Insgesamt zeigt sich für die Metamorphite der Provinz IV, daß sie in Bezug auf ihre metamorphe Beanspruchung mit denen der Provinz III vergleichbar sind. Auch hier wurden sowohl 'medium' als auch 'high grade' Gesteine identifiziert. Allerdings setzen sich die 'high grade' Metamorphite durch verstärktes Auftreten Pyroxen- bzw. Hypersthen-führender Gneise (basische Granulite) deutlich von denen der Provinz III-Metamorphite ab.

Bei den in der Provinz IV untersuchten Vulkaniten läßt sich aus den festgestellten, häufig doleritisch entwickelten Basalten bei geringen Anteilen stärker alterierter Varietäten weniger auf effusivern Vulkanismus, als vielmehr auf stärkere subvulkanische Gang-Bildungen schließen. Wie die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen von Provinz IV-Basalten zeigen, setzen sie sich auch in ihrem stärker SiO_2 -betonten geochemischen Charakter von den Vulkaniten der nördlichen Provinzen ab.

Bei den Sedimentgesteinsgeröllen ist die Ähnlichkeit zu psammitischen Gesteinen der Provinzen I bis II eine auffallende Eigenschaft. Auch hier deuten sich in den häufig grauen und roten Sandsteintypen mit wechselkörniger Ausbildung, häufiger Hämatitbildung und fehlender tektonischer Beanspruchung epikontinental-terrestrische Ablagerungsbedingungen und damit Ähnlichkeiten mit den Gesteinen der Beacon Supergroup an.

B) Korrelation mit aufgeschlossenen Gebieten

Im potentiellen Einzugsgebiet der Provinz IV gibt es bis auf eine Ausnahme keine oberflächlich anstehenden Gesteine. Das Hinterland ist vollständig von Eis bedeckt. Nur an drei punktförmigen Aufschlüssen im Bereich des Südens der

Luitpold Coast stehen in den Moltke-, Bertrab- und Littlewood Nunataks (Abb. 47) plutonische bzw. subvulkanische Gesteine an.

Nach Aughenbaugh et al. (1965) werden die Littlewood Nunataks aus 'porphyrischem Rhyolith' aufgebaut. Molte- und Bertrab Nunataks (Position der Station Belgrano II) setzen sich aus rotem 'Granitporphyr' bzw. 'Granophyr' zusammen, in den Rhyolith- und Lamprophyrgänge intrudiert sind (Toubes Spinelli, 1983; Marsh & Thomson, 1984).

Es wäre danach eine Korrelation des petrologischen Aufbaus dieser Aufschlüsse mit den Geröllspektren der Stationen des Profils 3 (Abb. 3) zu erwarten. Bestätigung erfährt diese Annahme nur in den Geröllasoziationen der östlichsten, küstennahen Stationen 1218. Hier wurden sowohl vergleichbare Rhyolithe als auch die sehr charakteristisch roten Granophyre des Bertrab Nunataks identifiziert. Auf allen anderen, in weitere Küstenentfernung liegenden Stationen wurden dagegen keine Gesteine aus diesem Gebiet beobachtet. Daraus wird zum einen erneut deutlich, daß die petrographische Zusammensetzung einer Geröllasoziation vom geologischen Aufbau des direkten Hinterlandes gesteuert wird. Zum anderen deuten sich für die in weiterer Küstenentfernung, im Zentralbereich der Filchner Depression liegenden Stationen komplexere, wahrscheinlich aus südlicher Richtung abzuleitende Transportvorgänge an (s.u.).

C) Geologischer Aufbau subglazialer Gebiete

Die petrographische Zusammensetzung der Geröllasoziationen von Station 1218 weist aber auch auf die regionale Eingrenzung der aufgeschlossenen Vorkommen hin. Ebenso wie auf anderen Stationen der Provinz IV treten hier eine Reihe anderer Plutonite, verschiedene Metamorphit-, Vulkanit- und Sedimentgesteinsfragmente auf. Für den petrologischen Aufbau der subglazialen Liefergebiete ist deshalb auf eine im Vergleich zum nördlich anschließenden Gebiet um Halley (Station 1280) auf eine stärker heterogene Zusammensetzung zu schließen.

Zur Modellierung dieses Areals stehen verschiedene geophysikalische Informationen zur Verfügung. Mit Radar-Messungen wurden die subglaziale Morphologie der Antarktis erarbeitet (Drewry & Jordan, 1983). Aus Abb. 47 wird deutlich, daß sich östlich der Luitpold Coast im Bereich von Coats Land ein subglazialer, küstenparalleler Höhenzug mit maximalen Höhen zwischen 500 und 1000 m über NN erstreckt (Luitpold Rücken). Auf seiner Südostflanke bricht er relativ steil ab und grenzt an ein subglaziales Tal, das über 500 m unter NN absinkt und mit dem Bailey Eisstrom (Abb. 5) verknüpft ist. Die aus den morphologischen Verhältnissen bedingten Eisflußrichtungen lassen deshalb eine direkte Korrelation eines Großteils der Provinz IV-Geröllspektren mit dem petrologischen Aufbau des Luitpold Rückens zu.

Zieht man die Ergebnisse der marin-seismischen Untersuchungen zur Modellierung der Subglazialgeologie hinzu, so zeigt sich eine südliche Fortsetzung der sich im Gebiet der in Station 1280 (Provinz III) andeutenden Hochlage des kristallinen Grundgebirges bei nur geringmächtiger Bedeckung mit glazialen Sedimenten (im m-Bereich) bis zur Südostecke der Filchner

Depression (Haughland, 1982; Haughland et al., 1985). Die flächenmäßige Ausdehnung dieser Hochlage entspricht ungefähr der morphologisch steilen Ostflanke der Filchner Depression. Westlich anschließend wird der gesamte Kontinentalschelf bis zur Wurzel der antarktischen Halbinsel unter einer Decke glazialer Sedimente, von west- bzw. nordwestlich einfallenden, 'prograding'-Schelfsedimenten mesozoischen bis känozoischen Alters aufgebaut. Die klastischen, d.h. im wesentlichen sandigen Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von über 5 km (Abb. 48; Haughland, 1982).

Unterstützt werden diese Ergebnisse durch geomagnetische Messungen, die eine Hochlage des Kristallins im Bereich der östlichen Filchner Depression bis auf die parallel verlaufenden, küstennahen, subglazialen Bereiche des Luitpold Rückens extrapolieren (Kadmina et al., 1983).

Die hohen Anteile metamorpher und plutonischer Gerölle in der Provinz IV (durchschnittlich zus. ca. 60 %) unterstreichen die aus den geophysikalischen Untersuchungen resultierenden Ergebnisse.

Aus den petrographischen Geröllanalysen wird die Zusammensetzung des kristallinen Grundgebirges deutlich.

Die auftretenden zahlreichen basischen Granulite weisen auch hier auf die Existenz eines Grundgebirges mit granulitfaziellem Anteil hin. Mit den ebenfalls verbreiteten 'medium grade'-Metamorphitgeröllen deutet sich eine der Heimefrontfjella vergleichbare Situation an, wo 'medium grade'-Metamorphite auf granulitfaziellem Unterlager beobachtet werden. Dabei scheinen im Gegensatz zur Heimefrontfjella außer verschiedenen Quarz-Feldspat-reichen Gneisen verbreitet Hornblende-Biotit-reiche Varietäten sowie untergeordnet Amphibolitkörper charakteristische Grundgebirgsgesteine darzustellen.

Die stark dynamisch beanspruchten metamorphen Felse sowie beobachtete Mylonite lassen auf ausgeprägte tektonische Aktivität schließen, die auch in den Heimefrontfjella beobachtet werden (Juckes, 1972; Weber, 1986b).

Eine stärkere magmatische Aktivität mit der Entwicklung zahlreicher Plutonitkörper deutet sich in der größeren Häufigkeit der beobachteten Plutonitgerölle an. Neben den insbesondere in den nördlichen Stationen der Provinz IV vorherrschenden grauen und roten, Alkalifeldspat-reichen Graniten, zeichnet sich das direkte Einzugsgebiet der Stationen 1218 bzw. 1010 durch das Auftreten intermediärer Intrusivkörper aus. Die damit anzunehmende stärkere magmatische Aktivität kommt durch die im Hinterland der Station 1218 oberflächlich zugänglichen, schon aufgeführten, subvulkanisch-plutonischen Magmatite deutlich zum Ausdruck. Unterstrichen werden die vermuteten Plutonitvorkommen durch kleinräumige Magnetik-Anomalien in diesem Gebiet (Kadmina et al., 1983).

Auffallend ist die starke Konzentration plutonischer Gesteine im Bereich der Station 1010. Der um 60 % liegende Anteil grauer und roter Granitvarietäten reflektiert kurze Transportweiten. Dabei sind auch direkt auf der Ostflanke der Filchner Depression anstehende Vorkommen nicht auszuschließen, da die

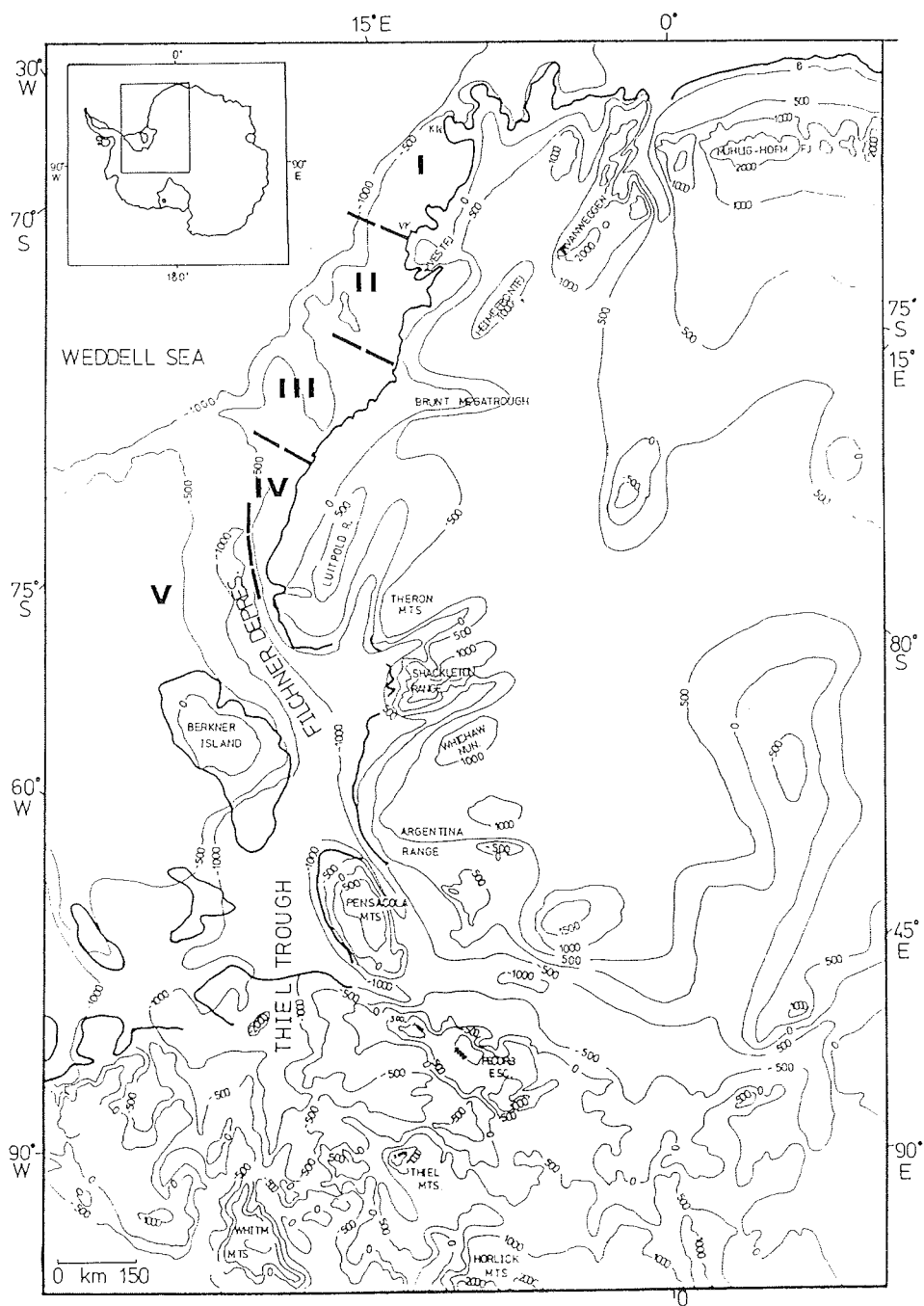


Abb.47: Subglazialtopographie im Grenzbereich Ost-/Westantarktis (nach Drewry & Jordan, 1983); die dick ausgezogene Linie gibt die vermutliche Position der 'grounding line' wieder: (KN = Kapp Norvegia; VK = Vestkapp)

Interpretation der seismischen Untersuchungen auf fehlende Sedimentbedeckung in einigen Abschnitten des Gebiets schließen läßt (Haughland, 1982).

Das verbreitete Vorkommen sedimentärer Gesteinsfragmente mit terrestrisch-epikontinentalen Gefügemerkmalen unterstreicht wiederum die Vorstellung eines der Heimefrontfjella vergleichbaren petrologischen Aufbaus:

Aus dem gleichzeitigen Auftreten kristalliner und sedimentärer Gerölle deutet sich für das potentielle Einzugsgebiet ebenfalls eine auf dem Grundgebirge lagernde Hüllserie vom Beacon-Typ an. Jedoch kann aus der festgestellten unterschiedlichen Häufigkeit von Sedimentgesteinen an den Stationen der Provinz IV weniger auf eine flächenhafte als vielmehr auf eine fleckenhafte Verbreitung der sedimentären Hüllserie geschlossen werden. Der hohe Anteil im Bereich des Südprofils (Stationen 1218, 1020) läßt eine größere Verbreitung im Südteil des Einzugsgebietes vermuten.

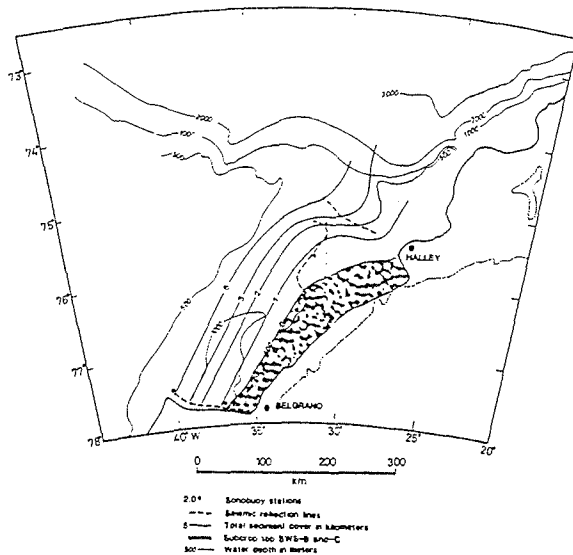


Abb.48 : Seismisch bestimmte Sedimentmächtigkeiten über kristallinem Basement (in km) im Gebiet der Filchner Depression (nach Haughland, 1982); der schattierte Bereich gibt den Bereich mit sehr geringer bzw. fehlender Sedimentbedeckung wieder.

Die aus den petrographischen Daten abgeleitete Folgerung eines doleritischen Gang-Vulkanismus im Liefergebiet läßt eine ähnliche Stellung dieser Vulkanite wie im Bereich des westlichen Neuschwabenlandes sowie den südlich des Liefergebiets aufgeschlossenen Theron Mts. vermuten. In den genannten Bereichen durchschlagen vulkanische Gänge die paläozoische Hüllserie.

5.5 Provinz V

A) Geröll-Petrogenese

Wie in keinem anderem der bearbeiteten Küstenabschnitte dominieren in der Provinz V sedimentäre Gesteine. Aus den unterschiedlichen petrographischen Merkmalen können die auftretenden Sedimentgesteinsgerölle in drei, petrogenetisch voneinander zu unterscheidende Gruppen gegliedert werden.

Die erste Gruppe (im weiteren als Gruppe 1 bezeichnet) entspricht den in den vorangegangenen Provinzen auftretenden klastischen Sedimentgesteinen mit Beacon-Supergroup-Eigenschaften. Diese werden als Sedimente eines fluviatilen-epikontinentalen Ablagerungsmilieus angesehen.

Die Gruppe 1 stellt die insgesamt größte Gruppe, wenngleich deutliche regionale Variationen im Ost-West-Verlauf der Provinz zu beobachten sind. Charakteristische Gesteine dieser Gruppe sind verbreitet rote, häufig mittel- bis grobkörnige Sandsteine, z.T. mit karbonatischer Matrix. Typisch sind weiterhin hellgraue, z.T. auch beigefarbene, mittel- bis grobkörnige, verbreitet quarzitisches Sandsteine sowie graugrüne, fein- bis mittelkörnige Sandsteine ohne auffallende Sedimentstrukturen. Zu dieser Gruppe können auch mittel- bis hellgraue Silt- sowie dunkelgraue Tonsteine ohne besondere Beanspruchungsmerkmale hinzugerechnet werden.

Für alle aufgeführten Gesteinstypen sind Fossilfreiheit sowie fehlende tektonische Beanspruchung weitere charakteristische Merkmale. Zusammen mit den durch die Hämatitbildung in den Sandsteinen dokumentierten oxidierenden Sedimentations- bzw. Diagenesebedingungen kann wie in den anderen Provinzen auf ein fluviatil-epikontinentales Ablagerungsmilieu der Gesteine der Gruppe 1 geschlossen werden.

Die zweite Gruppe (im weiteren als Gruppe 2 bezeichnet) weist dagegen zum Teil ausgeprägte Beanspruchungsmerkmale auf.

Charakteristisch sind hier verbreitet auftretende Sandsteine mit plattigem Absonderungsgefüge, wobei sich häufig auf Schichtflächen entwickelnder Glimmerbelag auf kleinräumige Dislokationsvorgänge (Schichtgleitung) schließen läßt. Untergeordnet wurden schieferige Sandsteine mit typischen Kleinfalten beobachtet. Aber auch durch spezifische petrographische Merkmale setzt sich diese Gruppe von der Gruppe 1 ab. Im Gegensatz zur letztgenannten finden sich hier verbreitet dunkelgraue, wechselkörnige Sandsteine mit schlechter kompositioneller und textueller Reife. Sie führen häufig Gesteinsbruchstücke - meist Metamorphite - wodurch ebenfalls geringe Transportweiten angedeutet werden. Kennzeichnend für diese grauwackenähnlichen Gesteine sind weiterhin ausgeprägte interne Drucklösungserscheinungen (Korn-in-Korn-Gefüge), die auf starke Diagenesevorgänge oder auf tektonische Beanspruchung zurückzuführen sind. Sandsteine mit den aufgeführten Merkmalen werden aus jungpräkambrischen Folgen der potentiellen Liefergebiete beschrieben (z.B. Turnpike Bluff Group der Shackleton Range, s.u.).

Zu dieser Gruppe gehören auch die untergeordnet auftretenden Quarzite sowie die zahlreichen dunkelgrauen und dunkelgraugrünen, z.T. feingeschichteten Silt- und Tonsteine. Sie besitzen ebenfalls plattige Absonderungsgefüge und weisen

verbreitet - insbesondere die Tonsteine - Schieferungsmerkmale auf. Vereinzelt wurden auch phyllitische Tonsteine beobachtet, d.h. hier erfolgte die tektonische Deformation unter niedrig metamorphen Bedingungen.

Die dritte Gruppe sedimentärer Gesteine (Gruppe 3) setzt sich aus verschiedenen Kalk-, Dolomit- und Mergelsteinen zusammen. Sie ist die einzige fossilführende Gruppe. Archaeocyathiden (Station 1015), Trilobiten, Brachiopoden sowie auftretende Onkoide zeigen marine Bedingungen an. Zusammen mit den beobachteten Sedimentstrukturen - laminierte Schichtung, angedeutete Kreuzschichtung - deuten sich flach-marine Beckenbedingungen an.

Für die in der Provinz V zweitgrößte Gruppe der Vulkanite deuten sich in Abhängigkeit von ihrer geographischen Position zwei Trends an. Einerseits fallen die ausgeprägt doleritisch entwickelten Basalte im Zentralbereich der Filchner Depression auf (Station 1274). Im potentiellen Liefergebiet muß daher ein ausgeprägt subvulkanischer Gang-Magmatismus vorherrschen. Andererseits deuten die Basalte der östlichen Gould Bay (z.B. Station 1016) auf Grund ihrer mikro- bis feinkristallinen Gefügemerkmale auf einen mehr effusiven Vulkanismus hin.

Die an fast allen Stationen der Provinz V mit geringen Anteilen auftretenden metamorphen Gerölle setzen sind wiederum aus einem Gemenge mittel- bis hochgradig metamorpher Gesteine zusammen. Neben Leukogneisen finden sich verbreitet Hornblende-Biotit-reiche Gneise sowie untergeordnet auch Glimmerschiefer. Im Achsenbereich der Filchner Depression wurden ergänzend granulitfazielle Gneise nachgewiesen.

Im Gegensatz zu allen anderen Provinzen kommen hier vereinzelt gering metamorphe Phyllite hinzu. Somit deutet sich für das potentielle Liefergebiet eine sehr heterogene Zusammensetzung des kristallinen Grundgebirges an, das in Analogie zu den nördlich anschließenden Provinzen wahrscheinlich hochmetamorphe neben mittelgradig metamorphen Anteile aufweist, die mit gering metamorphen (Hüll-?) Komplexen assoziiert sind.

Eine stärkere Heterogenität weist auch das Spektrum plutonischer Gesteine auf. Neben Graniten kommen vereinzelt Granophyre (Station 1274), Diorite, Syenite und Grabbros vor.

Aus dem Vorherrschenden sedimentärer Gesteine an den Stationen der Provinz V muß von einem bzw. mehreren (s.u.) Liefergebiet(en) mit vornehmlich sedimentärem Aufbau ausgegangen werden.

B) Korrelation mit aufgeschlossenen Gebieten

Bei der in Kap. 1.6 festgestellten Konvergenz verschiedener Eistransportrichtungen im Gebiet der Provinz V kann im Gegensatz zu den anderen Provinzen nicht von einem einzigen Einzugs- bzw. Liefergebiet ausgegangen werden (vgl. Abb. 5c). Zur Korrelation der Geröllspektren müssen die Aufschlußgebiete der Theron Mts., Shackleton Range, Whichaway Nunataks, Argentina Range und Pensacola Mts. herangezogen werden. In allen Gebieten stehen Komplexe sedimentärer Gesteine mit jeweils spezifischen petrographischen Eigenschaften an.

Das Einzugsgebiet der Provinz V liegt im Grenzberich der zwei geologischen Großprovinzen - Ost- und Westantarktis. Durch die festgestellte Konvergenz verschiedener Eistransportrichtungen gliedert sich das Einzugsgebiet in mehrere Teilbereiche. Die subglaziale Topographie ist westlich des antarktischen Schildes in eine Vielzahl von Inseln (= Areale über NN) und trogartige Depressionen zergliedert (Abb. 47). Die im potentiellen Einzugsgebiet liegenden Inseln umfassen das Gebiet der Pensacola Mts. sowie den subglazialen Bereich von Berkner Island. Die subglazialen Depressionen korrelieren mit den in Kap. 1.6 aufgeführten, die verschiedenen Aufschlußgebiete voneinander trennenden Eisströmen (Abb. 5). Der Thiel Trough - als markanteste Depression - erstreckt sich als südwestliche Fortsetzung der Filchner Depression zwischen den Pensacola Mts. und Berkner Island. Er erreicht eine maximale Tiefe von ca. 2000 m unter NN.

Daraus ergeben sich für die Ableitung der petrographischen Zusammensetzung der Provinz V-Stationen in Kombination mit den angenommenen Eistransportrichtungen, neben den angeführten Aufschlußgebieten, die subglazialen Areale südlich der Theron Mts., west-südwestlich der Whichaway Nunataks sowie das Gebiet Berkner Island (Abb. 47).

Die Theron Mts. werden nach Stephenson (1966) aus einer Folge von Beacon-Sandsteinen mit untergeordnet eingeschalteten Silt-/Tonsteinlagen aufgebaut. Sie werden von zahlreichen doleritischen Ganggesteinen durchschlagen. Kennzeichnend sind graue bis beigefarbene, wechselkörnige Sandsteintypen mit variierenden Quarz-Feldspatanteilen. Sie führen z.T. Gesteinsfragmente und weisen relativ geringe Matrixanteile, die sich aus Tonmineralen, vereinzelt auch aus Kalzit zusammensetzen, auf. Typisch für den untersuchten Quarz sind z.T. undulöse Auslöschung und häufiger auftretende Anwachsräume. Silt- und Tonsteine weisen i.a. dunkelgraue Farben sowie homogene Texturen ohne Zeichen tektonischer Beanspruchung auf. Charakteristisch für die gesamte flachlagernde Folge, die eine aufgeschlossene Mächtigkeit von ca. 610 m erreicht, ist häufige Kreuzschichtung im megaskopischen Maßstab. Mit Hilfe von Pflanzenfossilien der Tonsteine konnte diese Folge ins Perm datiert werden und ist zusammen mit den petrographischen Eigenschaften ein Teil der Beacon Supergroup.

In der Shackleton Range treten Sedimentgesteinsfolgen im Nordwesten und Süden über mittel- bis hochgradig metamorphem Grundgebirge auf (Abb. 49). Die im Süden aufgeschlossene jungpräkambrische Turnpike Bluff Group setzt sich nach Clarkson (1983) aus insgesamt vier Einheiten zusammen (Abb. 50).

Quarzite, quarzitisches Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer sowie Konglomerate sind die dominierenden lithologischen Gruppen. Die geschätzte Gesamtmächtigkeit erreicht über 5000 m. In Abhängigkeit der Lithologie sind sie z.T. intensiv gefaltet. Petrographisch weisen die Quarzite alle Übergänge zu quarzitischen Sandsteinen auf. Kennzeichnend sind dunkelgraue Farben und variable Quarzanteile bis ≥ 90 %. Neben granoblastischen, mittel- bis grobkörnigen Quarzgefügen finden sich

verbreitet auch feinkörnige Quarzite und quarzitisches Sandsteine mit feinklastischen Matrixanteilen, die ausgeprägte Rekristallisationsgefüge aufweisen. Silt- und Tonsteine weisen immer Schieferungsmerkmale - z.B. engständige Spaltbarkeit - auf. Charakteristisch sind dunkelgraue, dunkelgrau-grüne, z.T. auch rote Farben sowie ein feiner Lagenbau, wobei neben Wechsellagerungen Silt- und Tonsteinen auch eingeschaltete feinkörnige Sandsteine auftreten. Glimmerbelag auf Schieferungs- und Schichtflächen sowie Kleinfaltung sind verbreitete Erscheinungsformen. Die feinklastischen Sedimentgesteine setzen sich aus isoliert auftretenden Mineralfragmenten - in der Hauptsache Quarz, daneben Feldspäte - sowie einer mikrokristallinen Schichtsilikatmatrix aus Chlorit, Serizit und Tonmineralen zusammen.

Die im Nordwesten der Range aufgeschlossene Baiklock Glacier Group ist eine klastische Sedimentgesteinsfolge mit einer vermuteten Mächtigkeit von über 6000 m (Stephenson, 1966). Sie kann in einen untere Mt. Provender Formation und eine obere Otter Highlands Formation gegliedert werden (Clarkson & Whyeth, 1983). Erstgenannte besteht aus einer Sequenz roter Sandsteine, Siltsteine und untergeordnet vorkommenden Konglomeraten. Charakteristisch sind feinkörnige, verbreitet quarzitisches Sandsteine mit subangularen bis angerundeten Komponenten. Sie führen z.T. Gesteinsbruchstücke (Quarzite), die in einer chloritisch bis kalzitischen Matrix (zwischen ca. 20 und 40 %) mit unterschiedlichen Hämatitgehalten eingebettet sind.

Die auflagernde Otter Highlands Formation setzt sich fast ausschließlich aus hellgrau-grünen, hellgrauen, z.T. auch bräunlichen, häufig quarzischen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen zusammen. Hinzu kommen eingeschaltete Siltsteine und untergeordnet auftretende Konglomerate. Sand- und Siltsteine werden verbreitet durch subangulare bis angerundete Quarz- und Feldspatfragmente aufgebaut. Die Matrix variiert zwischen ca. 10 und 30 % und setzt sich überwiegend aus Chlorit zusammen.

Kennzeichnend für die Baiklock Glacier-Gesteine ist ihre Fossilarmut sowie die nur in geringem Umfang auftretenden Sedimentstrukturen (vereinzelte Schrägschichtungskörper). Sie wird als epikontinentale Bildung, wahrscheinlich in einem Delta-Environment, angesehen (Clarkson & Whyeth, 1983). Ihre Datierung und Korrelation ist bislang nicht eindeutig. Sie werden sowohl als Teile der Beacon Supergroup angesehen (Williams, 1972; Stephenson, 1966) als auch mit der kambrischen Nelson-Folge der Pensacola Mts. (s.u.) gleichgesetzt (Clarkson & Whyeth, 1983).

Sedimentäre Gesteine der Beacon Supergroup, die von doleritischen Gängen durchsetzt sind, bauen auch die Whichaway Nuntaks auf (Abb. 49). Flachlagernde, häufig quarzitisches, wechselkörnige Sandsteine mit vereinzelt eingeschalteten Silt- und Tonsteinlagen in einer aufgeschlossenen Gesamtmächtigkeit von ca. 250 m sind die vorherrschenden lithologischen Einheiten (Stephenson, 1966). Kennzeichnend sind hellgraue, z.T. auch braungraue Farben. Strukturelle und textuelle Eigen-

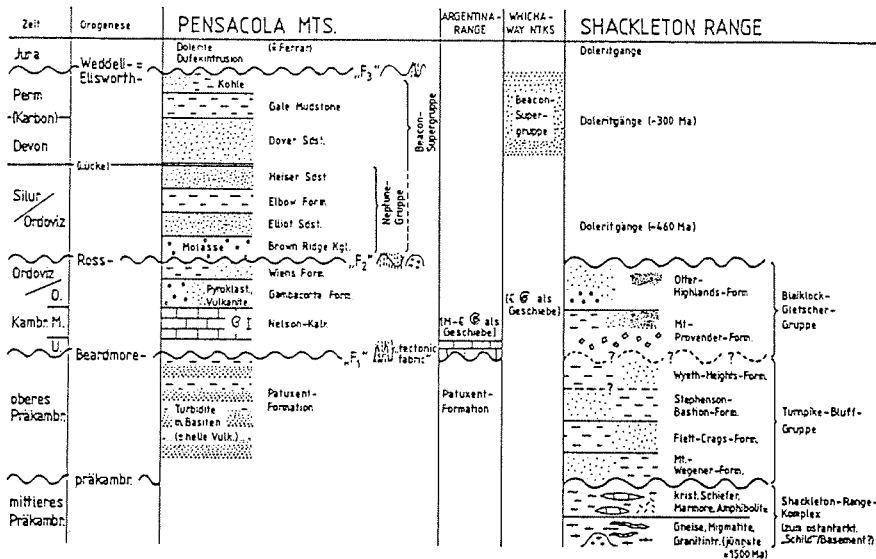


Abb.49: Schichtenfolge der Aufschlußgebiete in der Umrandung der südlichen Weddell See (nach Kleinschmidt, in Arbeitskreis 'Geologie der Polargebiete', 1984)

Age	Group	Formation	Lithologies	Thickness (m)
Late Precambrian	Turnpike Bluff Group	Wyeth Heights Formation	Slates and quartzites	(?)
		Stephenson Bastion Formation	A thick sequence of quartzite overlying slates and a pebble-conglomerate	(?) > 2 000
		Flett Crags Formation	Mainly slates, with minor quartzites and some pebble-conglomerates	(?) > 1 500
		Mount Wegener Formation	Slate, quartzite and minor conglomerate overlying a basal sequence of quartzite and metalmestose resting unconformably on the metamorphic basement	(?) > 2 500
Middle Precambrian	Shackleton Range Metamorphic Complex		Gneisses, schists and amphibolites	

Abb.50: Lithologische Einheiten der Turnpike Bluff Group, Shackleton Range (nach Clarkson, 1983)

schaften sind sehr variabel. Generell finden sich subangulare bis angerundete Mineralfragmente, wobei Quarz mit verbreitetem undulösen Auslöschungsverhalten stets die dominierende Komponente ist. Die Matrix setzt sich zum einen aus Kalzit, zum anderen aus Chlorit und Tonmineralen zusammen. Ihr Anteil variiert zwischen ca. 10 und 50 %.

Im Bereich der Argentina Range (Abb. 49) finden sich im Südteil erstmals größere Aufschlußbereiche mit kambro-ordovizischen Archaeocyatiden-Kalksteinen sowie größere Moränen mit Trilobiten- und Brachiopoden-führenden Kalksteinen (Palmer & Gatehouse, 1972). Der nördliche Teil der Range wird von jungpräkambrischen Grauwackenserien der Patuxent Formation (s.u.) aufgebaut (Schmidt & Ford, 1969).

Die Pensacola Mts. werden gleichfalls ausschließlich aus sedimentären Gesteinen aufgebaut, wobei im Nordteil ein lagiger Intrusivkörper (Dufek Massiv) eingedrungen ist (Abb. 49). Der Sedimentgesteinsstapel läßt sich in drei Folgen gliedern:

1. Die jungpräkambrische Patuxent Formation setzt sich aus einer bis ca. 10000 m mächtigen Wechsellagerung von Grauwacken, Sand-, Silt- und Tonsteinen zusammen (Schmidt & Ford, 1969). Sie wurde während der Beardmore Orogenese bei schwach metamorphen Bedingungen unter Ausbildung einer Transversalschieferung in den Peliten intensiv isoklinal gefaltet. Die petrographische Zusammensetzung der verschiedenen, dunkelgrau-grünen Sandsteine variiert von quarzitischen bis hin zu feldspatreichen Typen mit häufigen Gesteinsbruchstücken. Sie sind i.a. fein- bis mittelkörnig entwickelt. Kennzeichnend sind subangulare Komponenten bei schlechter Sortierung. Der Matrixanteil variiert von < 10 % bis ca. 40 % und ist meist tonig, seltener karbonatisch ausgebildet. Silt- und Tonsteine weisen graue, grau-grüne, braune und dunkelgrüne Farben auf. Im Zuge der orogenen Beanspruchung entwickelte sich ein engständiges Absonderungsgefüge (Schieferung) sowie eine Umbildung zu phyllitischen Gesteinstypen (Hofmann & Samsonov, 1982).
2. Mit einer Winkeldiskordanz lagert darüber eine ca. 450 m mächtige kambrische Folge charakteristischer Flachwasserkalke (Nelson-Kalksteine) mit eingeschalteten Mergellagen. Graue, flaserig ausgebildete, z.T. grob geschichtete Kalksteine, weißgraue, massig-dichte Kalksteine sowie dunkelgrün-graue, flaserige bis knollige Kalksteine mit höheren Pelitanteilen sind die dominierenden lithologischen Einheiten (Weber, 1982). Sie sind z.T. oolithisch ausgebildet, z.T. weisen sie Stylolithbildungen auf. Untergeordnet finden sich marmorartig-massige Varietäten. Kennzeichnende Fossilien sind kambrische Trilobiten und Brachiopoden. Auf dieser Folge lagern jeweils bis zu ca. 500 m mächtige, vulkanoklastische Einheiten, in denen Rhyolithe, Pyroklastika, Sand-, Silt und Tonsteine sowie graue Knollenkalke vorherrschen. Charakteristisch sind darin grüne und rote Feinsandsteine sowie schieferige Silt- und Tonsteine gleicher Färbung.

3. Die jüngste Sedimentgesteinsgruppe wird aus Teilen der Beacon Supergroup aufgebaut und gliedert sich in zwei Großeinheiten (Abb. 49).

Die mit petrographischen Eigenschaften der Beacon Supergroup auftretenden und in der Provinz V vorherrschenden Gesteinstypen der Gruppe 1 finden ihre Äquivalente im Bereich der Theron Mts.. Auf Grund der im Vergleich zu den übrigen aufgeschlossenen Vorkommen relativ geringen Transportweiten (um 250 km) leitet sich ein Großteil der Gruppe 1-Gesteine aus diesem Gebiet ab. Beacon-Gesteine aus den Bereichen Whichaway Nunataks und Pensacola Mts. sollten dagegen deutlich zurücktreten. Auffallend ist der fehlende Anteil roter Sandsteintypen, die in keinem der aufgeführten Aufschlußareale angetroffen werden, jedoch für fast alle Stationen der Provinz V charakteristisch sind (vgl. Abb. 19). Vergleichbare Varietäten treten nur im unteren Teil der Baiklock Glacier Group der nördlichen Shackleton Range sowie untergeordnet in der Wiens Formation der Pensacola Mts. auf (Abb. 49). Im erstgenannten Bereich sind kalzitische Matrixanteile kennzeichnende Eigenschaften, die auch ein Teil der Provinz V-Rotsandsteine aufweisen. Die weite Verbreitung der Rotsandsteinvarietäten innerhalb der Provinz sowie die vorherrschende Ausbildung von Schichtsilikat-Matrixanteilen lassen jedoch weitere, subglaziale Liefergebiete vermuten.

Die mit deutlichen Beanspruchungsmerkmalen auftretenden Gesteine der Gruppe 2 können sowohl mit der jungpräkambrischen Turnpike Bluff Gruppe der Shackleton Range als auch der Patuxent Formation der Pensacola Mts./Argentina Range korreliert werden. Insbesondere die in der Turnpike Bluff Gruppe auftretenden dunkelgrauen, quarzitischen Sandsteine und Quarzite mit geringen Matrixanteilen, stärkeren Deformationserscheinungen und angedeuteter tektonischer Beanspruchung scheinen den vergleichbaren Gesteinen der Provinz V zu entsprechen. Gleiches gilt auch für die zahlreichen dunkelgraue bis dunkelgrün-grauen, schieferigen Silt- und Tonsteine. Die vor allem im Bereich der zentralen und westlichen Vahsel Bucht vorkommenden grauackennähnlichen Gesteine sind ausschließlich auf die Vorkommen der Patuxent Formation beschränkt. Ebenso finden sich nach Weber (1982) hier die einzigen Vorkommen phyllitischer Tonsteine.

Anstehende Vorkommen karbonatischer Sedimentgesteine der Gruppe 3 finden sich einzig im Gebiet der Pensacola Mts. (Nelson Gruppe). Dort sind nahezu alle Karbonatgesteinstypen der Provinz V aufgeschlossen. Allerdings weisen häufige Moränenfunde vergleichbarer, fossilführender, kambrischer Karbonatgesteine im Bereich der Whichaway Nunataks auf weitere subglaziale Vorkommen südlich der genannten Region hin (Stephenson, 1966). Die in größerer Häufigkeit ausschließlich auf der westlichen Flanke der Filchner Depression im Bereich Druzhnaya auftretenden Karbonatgesteinsgerölle unterstreichen deutlich die im Kap. 3.7 abgeleiteten Eistransportrichtungen.

Danach sind ausschließlich westlich, eventuell auch südlich der Whichaway Nunataks gelegenen Vorkommen als Quelle für die Karbonatgesteine der Provinz V anzunehmen.

Für die Korrelation der zweithäufigsten Hauptgesteinsgruppe - der Vulkanite - muß auf Grund der in Abhängigkeit von der geographischen Fundposition petrographisch unterschiedlich entwickelten Varietäten von mindestens zwei Liefergebieten ausgegangen werden.

Die doleritischen Basalte der zentralen Filchner Depression und der daraus zu folgernde Gangvulkanismus können direkt mit den verbreitet im Bereich der Theron Mts., untergeordnet auch der Whichaway Nunataks, auftretenden Vorkommen korreliert werden. Auf Grund der im Vergleich zu den Theron Mts. größeren Transportweiten ist nur mit geringen Anteilen aus dem Gebiet der Whichaway Nunataks zu rechnen (s.u.). Obwohl auf Grund der nur in geringem Umfang vorhandenen geochemischen Daten aus dem genannten Gebiet kein vollständiger Vergleich möglich ist, weisen die entsprechenden Provinz V-Vulkanite durch ihren geochemischen Charakter, ebenso wie die Vulkanite der Theron Mts. und Whichaway Nunataks eine 'vermittelnde' Stellung zwischen Neuschwabenland- und Ferrar Vulkaniten auf (vgl. Kap. 4.6). Die am Ostrand der Gould Bay auftretenden Basaltgerölle besitzen zwar vergleichbare geochemische Eigenschaften, jedoch mikro- bis feinkristalline, wahrscheinlich durch effusiven oder gering mächtigen und damit rasch abkühlenden Gangmagmatismus geprägte Gefüge. In keinem der aufgeschlossenen Areale werden oberflächennah Vulkanite mit diesen Gefügeeigenschaften angetroffen, so daß subglaziale Areale als mögliche Liefergebiete in Frage kommen.

Für die an fast allen Stationen in geringen Mengen vorkommenden Metamorphite sowie die vereinzelt in der Vahsel-Bucht auftretenden Plutonite steht zur Korrelation nur die Shackleton Range zur Verfügung. Der größte Teil der Range wird durch kristalline Gesteine - dem 'Shackleton-Range-Metamorphic-Complex' - aufgebaut. Er gliedert sich in zwei Gruppen (Clarkson, 1982a; Pankhurst et al., 1983):

Der ältere Read Complex (>1600 Ma) setzt sich aus granulitfaziellen Gneisen bzw. Migmatiten zusammen, die amphibolitfaziell überprägt wurden. Er wird von sauren bis intermediären Intrusionen (Granite, Diorite) durchsetzt.

Der jüngere Provender Complex (< 600 Ma) wird aus einer amphibolitfaziellen Metasedimentserie - Schiefer, Marmore, Amphibolite - aufgebaut.

In den untersuchten Stationsspektren finden sich sowohl mittel- bis hochgradig metamorphe Gneise als auch vereinzelte Glimmerschiefer und Amphibolite sowie in geringerem Umfang Granite und Diorite. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß ein Teil der Provinz V-Metamorphite aus subglazialen Arealen des Ostantarktischen Schildes östlich der Shackleton Range abzuleiten ist.

C) Geologischer Aufbau subglazialer Gebiete

Aus den in Kap. 3.6 erläuterten Verteilungsprofilen der Provinz V und den dabei beobachteten lokalen Anreicherungen von Ton-/Siltsteinen im zentralen Teil der Filchner Depression

- Karbonatgesteine und Vulkanite im Bereich Druzhnaya - sowie den relativ homogenen petrographischen Spektren im Westteil der Gould Bay wird deutlich, daß die im Hinterland aufgeschlossenen Gesteinsfolgen die beobachteten Gesteinsassoziationen nicht repräsentiert.

Allein aus der relativen Nähe der Shackleton Range sollte z.B. ein höherer Metamorphitanteil in der Provinz V abzuleiten sein. Subglaziale Areale müssen deshalb zusätzlich zur Ableitung der auftretenden Geröllspektren herangezogen werden. Da der subglaziale Untergrund mit geophysikalischen Methoden mit Ausnahme lokaler Bereiche (z.B. Dufek Massiv) bisher nur wenig detailliert untersucht wurde, können damit nur großräumige Tendenzen aufgezeigt werden. Aus magnetischen Messungen läßt sich auf die Tiefenlage des 'magnetischen Basements', die mit der Lage der kristallinen Gesteine gleichgesetzt wird, schließen. Aus Abb. 49 wird deutlich, daß südlich der kristallinen Höhenlage im Bereich des Luitpold Rückens eine starke Absenkung bis zur Nordgrenze der Shackleton Range - Gebiet des Slessor Glaciers - erfolgt. Im Bereich der Range tritt mit den aufgeschlossenen kristallinen Gesteinsfolgen ein Maximum in der Höhenlage auf. Südlich anschließend, zwischen Shackleton Range und Pensacola Mts., zeigt sich wiederum eine ausgeprägte Depression des 'magnetischen Basements' mit Tiefen 5 km, die an der Ostflanke der Pensacola Mts. - Gebiet des Support Force Glaciers - mit >10 km ein Maximum erreicht. Unterbrochen wird dieses Areal durch einen subglazial verlaufenden Rücken bei etwa 83°S, 30°W, in dem kristalline Folgen bis auf Meeresniveau ansteigen. Im Bereich der Pensacola Mts. sind mit dem Dufek Massiv kristalline Folgen aufgeschlossen. Die Ergebnisse von Behrend (1962), Behrend et al. (1979) und Jankowsky et al. (1983) weisen auf eine starke Absenkung des Kristallins im nördlich anschließenden Gebiet des Thiel Trough (Abb. 44) auf >10 km hin. Im Bereich Berkner Island zeigt sich dagegen wiederum ein Anstieg auf bis zu ca. 5 km unter Meeresniveau. Die von Behrend et al. (1974, 1979) festgestellten lokalen magnetischen Anomalien an der Südostflanke von Berkner Island werden mit mafischen Intrusionen oder Effusionen assoziiert und als mögliche nördliche Fortsetzung der mesozoischen magmatischen Aktivität in den nördlichen Pensacola Mts. interpretiert.

Aus der Kombination der Tiefenlage des 'magnetischen Basements' mit der bisher bekannten Subglazialtopographie kann die Mächtigkeit der über dem Kristallin lagernden Sedimentfolgen abgeschätzt werden (Jankowsky et al., 1983).

Das subglaziale Gebiet zwischen den Theron Mts. und Shackleton Range zeichnet sich i.a. durch Höhen über NN aus (Abb. 47). Es wird danach von bis zu 10 km mächtigen Sedimentgesteinsfolgen (im Bereich des Sessor Glaciers >10 km) aufgebaut. Vergleichbare Mächtigkeiten ergeben sich auch zwischen der Shackleton Range und den Pensacola Mts.. Ausnahme davon ist die oben angeführte rückenartige Höhenlage bei ca. 83°S, 30°W. Nördlich der Pensacola Mts. liegt die Mächtigkeit im Bereich des Thiel Trough über 10 km, während Berkner Island wahrscheinlich aus Sedimentgesteinsfolgen mit Mächtigkeiten zwischen 5 und 10 km aufgebaut wird. Unterstützt wird diese Annahme durch Ergebnisse von Schweremessungen im Süden von Berkner Island, wo das

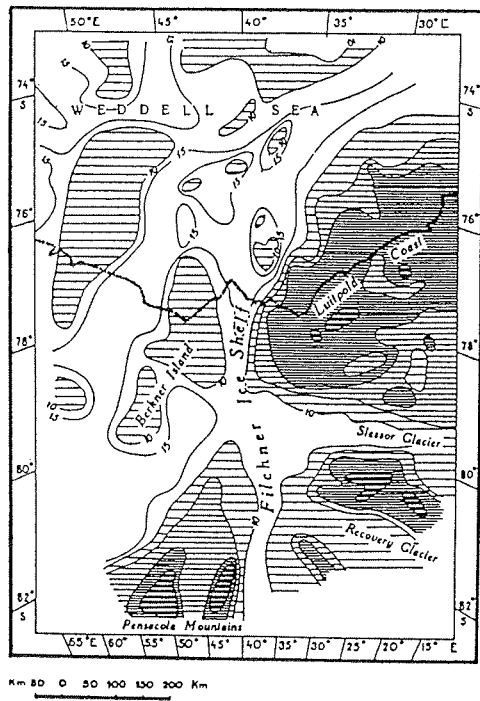






Abb.51: Tiefenlage des 'magnetischen Basements' im Grenzbereich Ost/Westantarktis (nach Masolov et al., 1980)

-  = über NN
-  = 0 bis -3 km
-  = -3 bis -5 km
-  = -5 bis -10 km

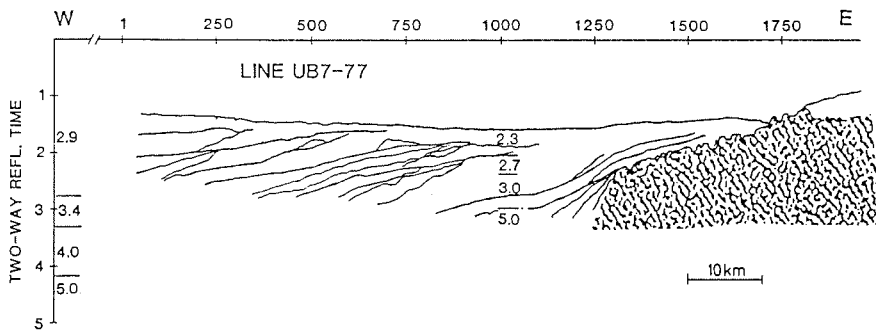


Abb.52: Vorgelagerte Schelfsedimentfolge am Westrand des ostantarktischen Kristallins (schraffiert); (nach Haugland et al., 1985)

Schelfeis direkt auf sedimentären Gesteinen aufliegt (Behrend, 1962). In gleicher Weise interpretiert Thyssen (mündl. Mitt.) die Ergebnisse aeromagnetischer Untersuchungen im Gebiet von Berkner Island.

Marin-seismische Untersuchungen im Frontbereich des Filchner Schelfeises (u.a. vor Berkner Island) ergaben eine über 5 km mächtige, flach lagernde Sequenz sedimentärer Gesteine. Kadmina et al. (1982) interpretieren sie als jungpaläozoische bis mesozoische Folge, die unter einer gering mächtigen känozoischen Lockersedimentbedeckung ansteht. Haughland (1982) und Haughland et al. (1985) differenzieren für das auf die Westflanke der Filchner Depression beschränkte seismische Profil vier Einheiten unterschiedlicher seismischer Geschwindigkeiten (Abb. 52). Danach läßt sich eine obere, um 2 km mächtige känozoische Schichtfolge von einer unterlagernden, ca. 3 km mächtigen, vermutlich kretazischen bis alttertiären Sequenz unterscheiden. Aus den auftretenden Erosionsdiskordanzen sowie auf Grund der in westlicher Richtung mit geringen Winkeln (ca. 5°) einfallenden Einheiten wird auf die Ablagerung klastischer Sedimente eines sich der Ostantarktis vorbauenden Schelfareals mit entsprechend höher energetischen Ablagerungsbedingungen geschlossen.

Da das Niveau von Berkner Island - die subglaziale Topographie bewegt sich um NN - nur um ca. 200 Höhenmeter von der Oberfläche der seismisch nachgewiesenen Sedimentsequenzen differiert, könnten für dieses Gebiet vergleichbare Gesteinsfolgen angenommen werden. Die aus den Verteilungsprofilen (Kap. 3.6) deutlich werdende Anreicherung von Sedimentgesteinen auf über 90 % im Ostteil der Gould Bay (Abb. 18) unterstreicht diese Annahme.

Insbesondere die Stationen 1275 bis 1277 liegen im Nahbereich von Berkner Island und sollten auf Grund des Eisflußregimes Gesteine dieses Liefergebietes enthalten. Dabei sind mittel- bis grobkörnige, quarzitische, rote und graugrüne Sandsteintypen charakteristisch. Sie treten hier im Gegensatz zu Gesteinen aus der Vahsel Bucht in relativ gleichbleibender Häufigkeit auf. Damit deutet sich ein petrographisch homogen strukturiertes Liefergebiet bzw. im Gegensatz zur Vahsel Bucht, die Beeinflussung der Gesteinsspektren durch ein Liefergebiet an.

Auf Grund ihrer petrographischen Merkmale (Kap. 3.6) könnten die psammitischen Gesteinstypen in einem Schelfenvironment abgelagert worden sein. In Analogie zur Interpretation der seismischen Untersuchungen wären sie dann meso- bis känozoischen Alters. Aus dem gleichzeitigen Vorkommen von untergeordnet auftretenden Silt- und Tonsteinen kommen aber gleichzeitig auch niedrig energetische Sedimentationsbedingungen zum Ausdruck. Diese Gesteine können somit keine hochenergetischen Schelfsedimente darstellen. Da die Kombination verschiedener Sandsteintypen mit eingeschalteten Silt-/Tonsteinen typische Merkmale der Beacon Supergroup sind, muß für den Bereich Berkner Island doch von einem Aufbau aus paläozoisch-altmesozoischen Beacon-Gesteinen ausgegangen werden. Die sich aus den geomagnetischen Untersuchungen zur Tiefenlage des 'magnetischen Basements' im Vergleich zu dem aus känozoischen Sedimenten aufgebauten Thiel Trough andeutende

Hochlage von Berkner Island kann als Ausdruck der mit den mesozoischen 'rift'-Prozessen assoziierten intensiven Bruchtektonik interpretiert werden.

Die im Ostteil der Gould Bay beobachtete Anreicherung von Basalten (Abb. 18) könnte auf den von Behrend et al. (1979) im Südostbereich von Berkner Island vermuteten lokalen Basalt-Magmatismus (s.o.) abzuleiten sein. Die mit Hilfe der Eisflußlinien vermutete Transportrichtung für den Ostteil der Gould Bay verläuft entlang der Ostseite von Berkner Island (vgl. Abb. 5c).

Andere aufgeschlossene Basaltkomplexe sind in dem auf Grund der Eisflußlinien vermuteten Liefergebiet bis auf vereinzelte Vorkommen in den Pensacola Mts. (Ford, 1976) nicht bekannt. Jedoch ist die Möglichkeit, daß der ebenfalls noch im Einzugsgebiet liegende subglaziale Aufbruch kristalliner Gesteine im Bereich von 83°S, 30°W (Abb. 51) durch Vulkanite aufgebaut wird, nicht auszuschließen. Der in den Whichaway Nunataks durch die in der Beacon Folge eingeschalteten Basaltgänge zum Ausdruck kommende jurassische Basaltvulkanismus würde sich damit in südwestlicher Richtung fortsetzen.

In Analogie zu den in den Whichaway Nunataks aufgeschlossenen Beacon-Sedimenten und der aus der Magnetik vermuteten Sedimentbedeckung von einigen Kilometern Mächtigkeit im Gebiet zwischen Whichaway Nunataks und Pensacola Mts. könnten in Kombination mit den Eisflußrichtungen die in der westlichen Vahsel Bucht in größerer Häufigkeit vorkommenden klastischen Sedimentgesteine der Gruppe 1 zu einem Teil aus diesem Bereich abgeleitet werden. Insbesondere rote Sandsteinvarietäten, die nur vereinzelt in den aufgeschlossenen Gebieten auftreten und auch andere petrographische Merkmale aufweisen (s.o.), würden diesem Bereich zugeordnet werden.

Aus dem gleichen Areal könnten aber auch Gesteine der Gruppe 3 (karbonatische Sedimentgesteine) abgeleitet werden. Stephenson (1966) vermutet südlich der Whichaway Nunataks unter dem Eis anstehende kambrische Archaeocyathidenkalke. Wie schon ausgeführt, korrelieren die Provinz V-Karbonatgesteinsgerölle sehr gut mit den karbonatischen Folgen der Pensacola Mts.. Es fällt jedoch auf, daß in den Geröllasoziationen der Provinz V nur vereinzelte Gabbro- und Granophyrfragmente (z.B. Station 1274) auftreten. Da mit dem Dufek Massiv in den nördlichen Pensacola Mts. ein sehr großer lagiger, basischer Intrusivkomplex - der sich im wesentlichen aus Gabbros (ca. 8 bis 9 km mächtig) und auf die 'Dachregion' beschränkte Granophyre (ca. 300 m mächtig) aufbaut (Ford, 1976) - aufgeschlossen ist bzw. unter dem Eis ansteht, sollten solche Gesteine eigentlich in größerer Zahl in den Geröllspektren auftreten. Aus der geringen Häufigkeit entsprechender Gesteinstypen in den Spektren der Provinz V folgt, daß Gesteine der Pensacola Mts. nur von untergeordneter Bedeutung für die Herkunft der Gerölle dieser Provinz sind. Die Herkunft der Karbonatgesteine aus subglazialen Arealen südlich, eventuell auch westlich der Whichaway Nunataks ist daher eine mögliche Alternative.

Für Gesteine der Gruppe 1 muß jedoch auch eine potentielle Herkunft aus den subglazialen Depressionen, d.h. dem Thiel Trough in Betracht gezogen werden. Hier akkumuliert die Sedimentmächtigkeit auf über 10 km. Aus Untersuchungen von Drewry (1976) ist bekannt, daß der Thiel Trough ein Teil des subglazialen Pensacola-Wilkes Becken ist, wodurch eine Verbindung zwischen Weddellmeer und Ross See hergestellt wird. Webb et al. (1984) wiesen darin kretazische bis tertiäre Sedimentgesteine nach, die zum überwiegenden Teil marinen Ursprungs sind, so daß von einer zeitweiligen marinen Verbindung des Weddellmeeres und der Ross See ausgegangen werden kann. Untersuchungen von Palynomorphen aus den Oberflächensedimenten der Filchner Depression (Truswell & Anderson, 1984) weisen ebenfalls auf Vorkommen mesozoischer Sedimentgesteine im Bereich des Thiel Trough hin. Dabei dominieren insbesondere kretazische Formen, während paläozoische, der Beacon Super-group assoziierte Formen nur untergeordnet auftreten. Im Gegensatz zu den aus entsprechenden Palynomorphen des Wilkes Beckens angenommenen dortigen marinen Sedimentationsbedingungen deuten sich mit den im Thiel Trough vorliegenden Assoziationen stärker terrestrische Sedimentationsbedingungen an (Truswell & Anderson, 1984).

Das Vorkommen meso- bis känozoischer Palynomorphen in den glazialen Oberflächensedimenten spricht deutlich für eine glaziale Erosion von Gesteinen des Thiel Trough, welche auch schon durch Elverhoi & Maisey (1983) in der nördlichen Fortsetzung, d.h. der Filchner Depression nachgewiesen wurde. Auch in der Kies- und Geröllfraktion sollten deshalb Gesteinsfragmente entsprechender Provenienz vorkommen. Da höher energetische Deltasedimentation in diesem Bereich angenommen wird, müßten entsprechende klastische Gesteinstypen vorherrschen. Die in der zentralen und westlichen Vahsel Bucht beobachteten Sandsteinvarietäten der Gruppe 1 könnten auf Grund ihrer petrographischen Eigenschaften zu einem Teil aus dem Bereich des Thiel Trough abzuleiten sein.

Jedoch deutet sich in den gleichzeitig mit diesen Sandsteinen auftretenden Silt- und Tonsteinen der Gruppe 1 die oben angeführte potentielle Korrelation mit vergleichbar zusammengesetzten Beacon-Folgen an. Dadurch wird deutlich, daß sicherlich nur ein nicht zu quantifizierender Teil der Gruppe 1-Sandsteinvarietäten meso- bis känozoischen Ursprungs sind.

Die nach den glazialen Erosions-, Transport- und Ablagerungsprozessen (Kap. 1.7) eigentlich zu erwartenden höheren Anteile 'lokalen Materials' aus dem Bereich des Thiel Trough ist mit der Topographie und der daraus resultierenden unterschiedlichen glazialen Sedimentation zu erklären. Während im Trogbereich der Filchner Depression bzw. des Thiel Trough im Ausgang des letzten Eisvorstoßes bereits 'floating ice'-Bedingungen eingesetzt hatten, erodierten im morphologisch exponierten Einzugsgebiet südlich und östlich der großen Depressionen weiterhin die sich nordwärts bewegenden Inlandeisströme. Dadurch wurde zum überwiegenden Teil Material aus diesen Hochlagen in den Trog bzw. in die Filchner Depression eingetragen.

Die Provinz V-Gesteinsassoziationen im Bereich Druzhnaya bieten eine gute Möglichkeit zur Abschätzung der Transportweiten des glazial verfrachteten Materials. Die hier nachgewiesenen kambro-ordovizischen Karbonatgesteine sind oberflächennah anstehend nur aus dem Bereich der Pensacola Mts. bekannt. Ein weiteres potentiell Liefergebiet liegt vermutlich auf Grund von Moränenfunden in den subglazialen Arealen südlich der Whichaway Nunataks. Daraus folgen minimale Transportweiten von 400 km. Die von Anderson et al. (1981) angegebenen Transportweiten von ca. 1000 km für Gerölle an der äußersten Schelfkante des südlichen Weddellmeeres, die durch den Nachweis des bis in dieses Gebiet reichenden würmzeitlichen Eisvorstoßes (Elverhoi, 1981) unterstützt werden, scheinen sich auch für die vor der Provinz III in weiterer Küstenentfernung liegenden Station 1008/1009 zu bestätigen. Die hier mit vermutlich südlicher Provenienz vorliegenden Spektren hätten zumindest teilweise Transportweiten ähnlicher Größenordnung erfahren.

Die bei der Diskussion der Eistransportmechanismen (Kap. 1.7) z.T. angenommenen geringen Transportweiten scheinen sich zumindest für die Gerölle der Provinz V nicht zu bestätigen. Gleichwohl zeigt sich auch hier, daß die überwiegende Mehrzahl des glazial verfrachteten Materials aus geringer entfernten Gebieten - Theron Mts., Berkner Island - kommt.

6. Ein geologisches Modell für den Bau des Kontinentalrandes des östlichen Weddellmeeres

Aus den vorangegangenen Ausführungen zur Korrelation der petrographisch-geochemischen Daten mit den im Hinterland aufgeschlossenen Gesteinsfolgen sowie der Korrelation mit geophysikalischen Ergebnissen für die subglazialen Gebiete läßt sich folgendes Modell zum geologischen Aufbau der küstennahen Bereiche in der Umrandung des östlichen Weddellmeeres skizzieren (Abb. 53).

Drei Großgebiete mit jeweils unterschiedlichem Aufbau der oberflächennah anstehenden Gesteine sind zu differenzieren:

- A) Das im wesentlichen durch Basalte geprägte Gebiet zwischen Atka Bucht und Lyddan Island (ca. 75°S), entsprechend den Geröllprovinzen I und II
- B) Der durch metamorph-magmatische Serien charakterisierte Bereich zwischen Lyddan Island und dem Südende der Luitpold Coast, entsprechend den Geröllprovinzen III und IV
- C) Das vornehmlich aus Sedimentgesteinen aufgebaute Gebiet südlich der Vahsel- und Gould Bay, entsprechend der Provinz V

6.1 Zusammenfassende Übersicht des Kontinentalrand-nahen geologischen Aufbaus

A) Gebiet Atka Bucht - Lyddan Island

Das Areal zwischen dem Hinterland der Atka Bucht und den aufgeschlossenen Nunatakkern von Vestfjella wird oberflächennah von effusiven Basaltfolgen mit variablem Alterationsgrad aufgebaut. Ihr kontinental-tholeiitischer Charakter ging aus den petrographisch-geochemischen Untersuchungen der vorliegenden Geröllspektren klar hervor. Aus den Diskriminanzanalysen ergaben sich deutliche Hinweise auf eine subaerische, an den Kontinentalrand gebundene Basaltgenese im Zuge initialer 'rifting' Prozesse. Dabei zeigt sich eine gute Korrelation dieser Basalte mit den aufgeschlossenen jurassischen Basaltfolgen des westlichen Neuschwabenlandes. Somit sind sie als nördliche Fortsetzung der im Bereich Vestfjella aufgeschlossenen Vorkommen anzusehen. Die ebenfalls im Hinterland zwischen der Atka Bucht und Vestfjella untergeordnet auftretenden klastischen Sedimentgesteine besitzen Eigenschaften der paläozoisch-altmesozoischen Beacon Serie (epikontinental-terrestrische Sandsteine mit eingeschalteten Silt-/Tonsteinen). Somit sind für das genannte Gebiet, ähnlich wie in dem Bereich Vestfjella/Fossylryggen, kleinräumige Bruchzonen anzunehmen, an denen Beacon Sedimente oberflächennah neben jurassischen Basaltvorkommen anstehen. Allerdings ist die Herkunft kleinerer Anteile aus geringmächtigen Sedimentgesteinseinschaltungen in den jurassischen Vulkanitfolgen, die ebenfalls Beaconsandstein-ähnliche Gefügeeigenschaften aufweisen, nicht auszuschließen. Solche Einschaltungen wurden vereinzelt im Bereich Vestfjella beobachtet (Olaussen, 1985).

Im küstennahen Gebiet südlich Vestfjella bis etwa zum Brunt Megatrough setzt sich die beschriebene Zone jurassischer 'rift'-Basalte fort.

Allerdings zeigt sich dort ein stärkerer Einfluß durch sedimentäre und metamorphe Gesteinsserien. Die Vulkanitzone ist in ihrer flächenmäßigen Verbreitung weniger stark ausgeprägt und verliert in südlicher Richtung an Bedeutung.

Der geochemische Charakter der Basalte dieser Zone deutet den Beginn eines graduellen Übergangs zwischen der kontinental-tholeiitischen Basaltprovinz des westlichen Neuschwabenlandes und jener der Transantarctic Mts. an (s.u.).

Die zusammen mit den Vulkaniten auftretenden Sedimentgesteine weisen ebenfalls typische Eigenschaften der Beacon Supergroup auf. Damit können hier ähnliche strukturelle Verhältnisse wie im Bereich Vestfjella - Beacon-Sedimente neben jurassischen Basalten - angenommen werden.

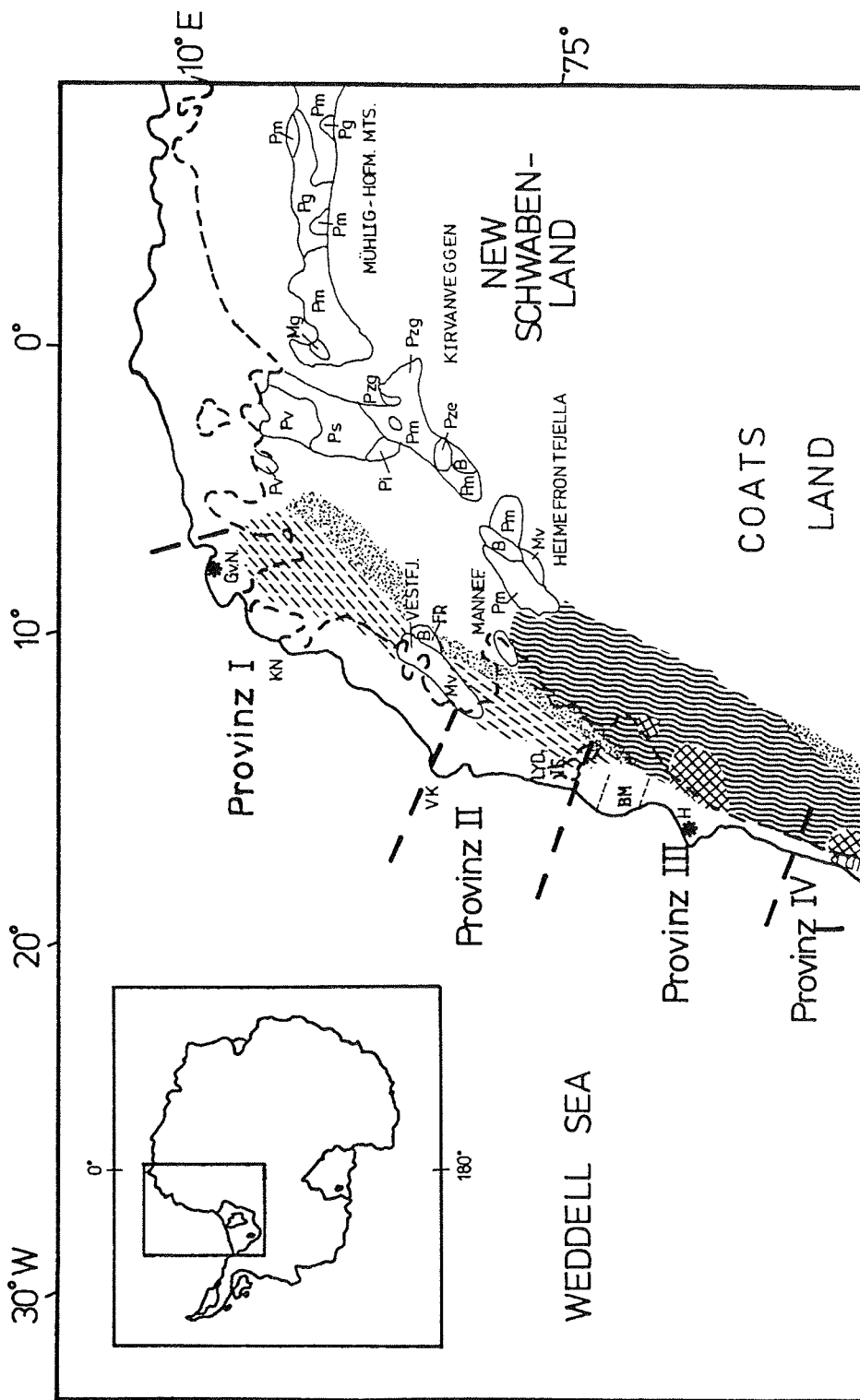
Aus den gemeinsam vorkommenden mittel- und hochgradigen Metamorphiten läßt sich für das Gebiet Vestfjella/Heimefrontfjella und dem Brunt Megatrough ein der Heimefrontfjella vergleichbarer Aufbau ableiten. Es wäre danach mit einem granulitfaziellen Grundgebirge (Granulite s.l., Charnockite etc.) zu rechnen, über dem amphibolitfazielle Serien (Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite etc.) lagern. Im Gegensatz zur Heimefrontfjella sind hier aber innerhalb des metamorphen Grundgebirges in größerem Umfang plutonische Intrusivkörper eingeschaltet.

Der Brunt Megatrough spiegelt sich dagegen mit seinen entsprechenden Sedimentfolgen in den Geröllspektren nicht wider.

B) Gebiet Lyddan Island - Luitpold Coast

Südlich des Brunt Megatrough deutet sich im Hinterland um Halley eine Hochlage des kristallinen Grundgebirges ohne größere epikontinentale Sedimentgesteinshülle an. Hier setzt sich das in der Heimefrontfjella aufgeschlossene mittel- bis hochgradig metamorphe Grundgebirge mit Leukogneisen und Biotit-reichen Gneisen nach Süden fort. In noch stärkerem Ausmaß als nördlich des Brunt Megatrough sind in diesem Gebiet plutonische Intrusivkörper (Granite, Alkaligranite, Granodiorite) eingeschaltet.

Im südwestlich anschließenden Luitpold Rücken ist mit einer vergleichbaren Situation zu rechnen. Das Kristallin setzt sich hier aus hochmetamorphen Gneisen zusammen, wobei im Gegensatz zu den nördlich anschließenden Arealen basische Granulite häufiger auftreten. Hinzu kommen eine Vielzahl mittelgradig metamorpher Leukogneise, Hornblende-Biotit Gneise und Amphibolite. Die häufig beobachteten dynamisch beanspruchten metamorphen Felse und Mylonite weisen auf ausgeprägte tektonische Vorgänge im Grundgebirge hin. In Analogie zu vergleichbaren Vorkommen in der Heimefrontfjella - granulitfazielles Grundgebirge durch Scherzonentektonik vom amphibolitfaziellen Hüllkomplex getrennt - könnten sich damit ebenfalls Hinweise auf Reste eines Orogens ableiten lassen. Aus den vorkommenden Geröllspektren müßen zahlreiche, insbesondere im Südteil des Rückens größere Plutonitkörper vermutet werden. Im Gegensatz



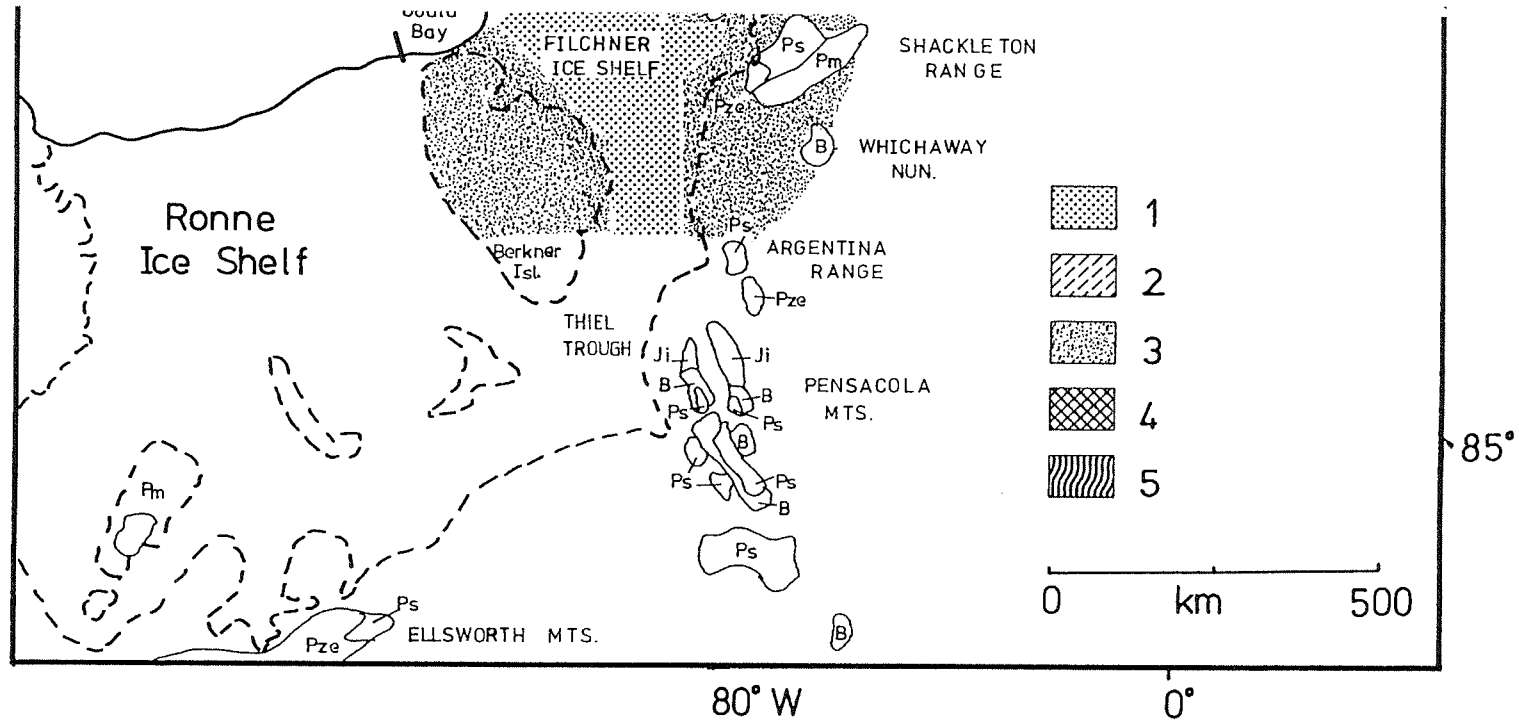


Abb.53: Ein petrologisches Modell für die Umrandung der östlichen Weddell See; (GvN = Georg von Neumeyer Station; H = Station Halley; D = Station Druzhnaya; KN = Kapp Norvegia; VK = Vestkapp; FR = Fossylryggen; BM = Brunt Megatrough, BI = Bailey Eisstrom; HD = Horn von Druzhnaya)
 1: meso- bis känozoische Sedimentgesteine
 2: mesozoische Basalte
 3: Sedimentgesteine der Beacon Supergroup
 4: Plutonitkörper
 5: mittel- bis hochgradige Metamorphite
 (übrige Legende vgl. Abb.44)

zu Gebieten nördlich des Luitpold Rückens setzen sie sich neben sauren auch aus intermediären bis basischen Plutoniten (z.B. Syenite, Diorite) zusammen.

Während im Hinterland von Halley sedimentäre Gesteine zurücktreten, deutet sich im Bereich des Luitpold Rückens eine ausgeprägte Sedimentgesteinshülle aus epikontinental-terrestrischen Beacon-Gesteinen an. Insbesondere ist im Südteil des Rückens mit einer größeren Verbreitung dieser Serie zu rechnen. Darin eingeschaltet sind basaltische Gänge, während effusiver Vulkanismus im Vergleich zu Gebieten nördlich des Brunt Megatrough deutlich zurücktritt.

C) Gebiet Vahsel- und Gould Bay

Das Hinterland südlich der Vahsel- und Gould Bay ist durch einen komplexen Aufbau aus vornehmlich sedimentären Gesteinen gekennzeichnet. Aus der möglichen Gliederung der auftretenden Sedimentgesteinspektren in drei verschiedene Gruppen und dem sich daraus ergebenden Übergewicht der Sedimentgesteine mit typischen Beacon Supergroup-Eigenschaften deutet sich eine weite Verbreitung dieser Gruppe an. Unter Berücksichtigung der spezifischen Eistransportverhältnisse im Einzugsgebiet des Filchner Schelfeises zusammen mit der Subglazialtopographie und der Tiefe des 'magnetischen Basements' ist für das subglaziale Gebiet zwischen Luitpold Rücken/Theron Mts. und Shackleton Range von einem oberflächennahen Aufbau aus Gesteinen der Beacon Serie auszugehen. Darin müssen, ähnlich wie in den Theron Mts., größere subvulkanische Basaltvorkommen in Form von Gängen eingeschaltet sein.

Im subglazialen Bereich zwischen Shackleton Range/Whichaway Nunataks und Argentina Range zeichnet sich eine vergleichbare Situation mit oberflächennah weit verbreiteten Beacon-Gesteinen ab. Dabei könnten die identifizierten kambrischen Karbonatgesteine auch auf vereinzelt, direkt unter dem Eis oberflächennah anstehende Aufbrüche altpaläozoischer Schichtfolgen hinweisen.

Im vorgelagerten Thiel Trough können flachlagernde, meso- bis känozoische, klastische Sedimentgesteinsfolgen angenommen werden. Im Gebiet von Berkner Island zeichnen sich dagegen wiederum Beacon-Gesteine ab, wobei im südöstlichen Bereich der Insel wahrscheinlich vereinzelt Basaltvorkommen eingeschaltet sind.

6.2 Die Geröllspektren als neue Daten zur Entwicklung des Kontinentalrandes des östlichen Weddellmeeres

Mit Hilfe der Geröllspektren am Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres ergeben sich neue Fakten zur geologischen Entwicklung dieses Raumes.

In dem durch hohe Kristallinanteile gekennzeichneten Raum südlich des Vestfjella/Heimefrontfjella-Gebietes sowie im Bereich des gesamten Luitpold Rückens deutet sich aus dem Nebeneinander von mittel- und hochgradig metamorphen Gesteinen zusammen mit eingeschalteten Plutoniten, die von Kamanev & Ivanov (1983) allein aus geophysikalischen Untersuchungen angenommene nördliche Fortsetzung der Ross-orogenen Kristal-

lins an. Sie sprechen allerdings von einem 'nördlichen Ende' dieses Komplexes im genannten Areal. Der von Weber (1986b) als Orogen gedeutete Komplex der Heimefrontfjella spricht dafür, daß sich diese Zone weiter nördlich fortsetzt. Da die Altersfrage und damit auch die strukturelle Zuordnung der Heimefrontfjella bislang noch nicht geklärt ist, könnten dort auch Reste eines präkambrischen Orogens vorliegen.

Die vermutlich zahlreichen Plutoniteinschaltungen zwischen der Heimefrontfjella und dem Südeinde des Luitpold Rückens finden Entsprechungen in der Shackleton Range und in aufgeschlossenen Arealen des nordwestlichen Neuschwabenlands. Sie gliedern sich in mindestens drei chronologische Gruppen.

In der Shackleton Range wurden von Pankhurst et al. (1983) Granite und Granodiorite mit ca. 1600 Ma bestimmt, während Hofmann et al. (1980) spät- bis postkinematische Granodiorite um 1400 Ma feststellten. Die im Bereich der Littlewood Nunataks auftretenden Magmatite zeigen jungproterozoische Alter zwischen 840 Ma (Aughenbaugh et al., 1965) und 1023 Ma (Eastin & Faure, 1971). Alter um 1000 Ma weisen auch intermediäre bis saure Plutonite des Ahlmannryggen und Kirvanveggen auf (Wolmarans & Kent, 1982). Ross-orogene Plutonite mit Altern um 500 bis 600 Ma, die im Bereich Nord- und Süd-Victoria-Land charakteristisch sind, wurden bisher in der Umrandung des östlichen Weddellmeeres nicht nachgewiesen. Somit sind für die Plutonitvorkommen zwischen Heimefrontfjella und südlichem Luitpold Rücken ebenfalls präkambrische Alter anzunehmen. Diese Einstufung spräche gegen eine Zuordnung des Gebietes zum Ross-Orogen, für das i.a. Intrusionsalter von 450 bis 580 Ma weit verbreitet sind (Elliot, 1975).

Die auf die angeführten Kristallinvorkommen altermäßig folgenden jungproterozoischen Sedimentgesteine, bei den petrographischen Gerölluntersuchungen als Gruppe 2 definiert, sind auf Grund ihrer im Vergleich zu Beacon-Gesteinen geringen Häufigkeit vermutlich auf die känozoischen Horste der Shackleton Range und Pensacola Mts. beschränkt.

Ähnliches muß für die kambrischen Karbonatgesteine (Sedimentgesteine der Gruppe 3) angenommen werden. Ihre vermutlich auf Bereiche nahe der Whichaway Nunataks und der Argentina Range beschränkte Verbreitung bestätigt das von Laird & Bradshaw (1982) angegebene Ablagerungsgebiet der jungproterozoischen wie auch der altpaläozoischen Sedimentgesteinsfolgen auf den Bereich der Transantarctic Mts. und westlich vorgelagerter Gebiete. Dagegen gibt es aus den untersuchten Geröllspektren keine Hinweise auf eine östliche Ausdehnung dieser Serien. So ist im Bereich des Luitpold Rückens aus dem Nebeneinander von metamorphen und magmatischen Serien sowie Gesteinen der Beacon Supergroup von einem direkten Auflagern der devonisch-triassischen, klastischen Sedimentgesteinshülle auszugehen.

Ihre weite Verbreitung in der Umrandung des Arbeitsgebietes - vom westlichen Neuschwabenland über Coats Land bis in das Gebiet der Pensacola Mts. - bestätigt die von Barret et al. (1972) auf Grund paläogeographischer Rekonstruktionen angegebene Ausdehnung dieser Serie auch auf die aufgeführten Subglazialgebiete. Dabei deutet sich im küstennahen Bereich

des nördlichen Luitpold Rückens bzw. im Hinterland von Halley, wahrscheinlich als Folge unterschiedlich ausgeprägter Erosion, eine nur fleckenhafte, eventuell sogar fehlende epikontinentale Sedimentbedeckung des kristallinen Grundgebirges an. Dagegen kann Berkner Island mit den dort angenommenen, oberflächennah anstehenden Beacon-Gesteinen als nördliche Fortsetzung entsprechender Folgen der Pensacola Mts. angesehen werden, die durch den meso- bis känozoisch angelegten Thiel Trough voneinander getrennt werden.

Insgesamt bestätigt sich in den kontinentalrand-nahen Gebieten des südlichen Weddellmeeres das aus geophysikalischen Untersuchungen vermutete Bild einer mächtigen sedimentären Hüllserie über präkambrisch/altpaläozoischem Grundgebirge. Sie setzt sich zumindest oberflächennah in weiten Bereichen aus Gesteinen der Beacon Grup zusammen.

Die bisher im westlichen Neuschwabenland nur im Gebiet von Vestfjella bekannten effusiven, flächenmäßig verbreiteten jurassischen Basaltvorkommen müssen auch für das nördlich angrenzende Gebiet bis zur Atka Bucht sowie für das südlich anschließende Gebiet bis zum Brunt Megatrough angenommen werden. Ihr tholeiitischer Charakter sowie ihre an divergierende Plattengrenzen gebundene Genese unterstreichen deutlich ihren Bezug zur mesozoischen Fragmentierung Gondwanas. Im Vergleich zu Basalten vom Schelf des südlichen Weddellmeeres entsprechen die mit ausgeprägt ozeanischem Charakter auftretenden Basalte vor dem westlichen Neuschwabenland der Vorstellung von Basalteigenschaften initialer 'spreading' Zentren, die trotz einer geographisch Kontinentalrand-nahen Lage mit den geochemischen Eigenschaften von Basalten ozeanischer Böden übereinstimmen. Sie können einem Riftsystem zugeordnet werden, das nach den Untersuchungen von Hinz & Krause (1982) mit der Öffnung des Weddellmeeres im Jura in Zusammenhang steht.

Trotz der aufgezeigten Unterschiede in der Haupt- und Spurenelementzusammensetzung zwischen den Basalten des westlichen Neuschwabenlands und denen der Transantarktische Mts. (und angrenzender Gebiete) schließen sich alle Basalte zu einem ca. 4000 km langen, annähernd linearen Gürtel synchroner Genese (zwischen ca. 168 und 179 Ma) zusammen. Paläogeographische Rekonstruktionen belegen den engen räumlichen Bezug der ostantarktischen Plattform und Neuschwabenlands zum südlichen Afrika (Norton & Sclater, 1979). Dabei sind die ältesten paläomagnetischen Daten für die Trennung beider Kontinente um ca. 40 Ma jünger als das Alter der antarktischen und den im südlichen Afrika weit verbreiteten, zeitgleich mit den antarktischen Vulkaniten entstandenen Karoo-Vulkaniten (Kyle, 1980). Damit geht der Beginn der magmatischen Aktivität der Trennung beider Kontinente voraus. Beide Vulkanzonen besitzen starke geochemische Ähnlichkeiten in ihren Haupt- und Spurenelementspektren sowie im $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Initialverhältnis (Faure et al., 1979). Sehr ähnliche Elementgehalte zeigen dazu auch die altersgleichen brasilianischen Sierra Geral Basalte (Compston et al., 1968; Faure et al., 1979). Die genannten Bearbeiter leiten daraus zwei unterschiedliche magmatische Provinzen ab,

von denen auf der einen Seite Neuschwabenland-, Karroo- und Sierra Geral Basalte mit typischen primitiven tholeiitischen Elementgehalten und niedrigen, für gering bis nicht krustal kontaminierte Vulkanite typischen $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ -Verhältnissen zu einer Provinz zusammengefaßt werden. Auf der anderen Seite zeigen sich starke geochemische Ähnlichkeiten zwischen antarktischen Ferrar- und australischen (tasmanischen) Vulkaniten, wodurch die zweite Provinz definiert wird. Der Überlappungsbereich beider Provinzen zeichnet sich nach den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten geochemischen Untersuchungen im Bereich von Coats Land/Nordende der Transantarctic Mts. ab. Die als 'Südgruppe' klassifizierten Basalte belegen auf Grund der Unterschiede ihrer Zusammensetzung gegenüber Basalten des westlichen Neuschwabenlandes - z.B. höhere SiO_2 -, K_2O - und Rb -Gehalte bei geringeren TiO_2 -, FeO - und Sr -Werten - und gegenüber solchen aus dem Gebiet der Transantarctic Mts. (Ferrar Group) in Verbindung mit dem gegebenen Eisflußregime die Existenz einer Provinzgrenze im Bereich Coats Land/Nordende der Transantarctic Mts..

Aufbauend auf die geschilderten petrographisch-geochemischen Verhältnisse lassen sich Rückschlüsse auf die strukturelle Entwicklung der kontinentalrand-nahen Gesteinekomplexe des Arbeitsgebietes ableiten.

So deutet sich aus der flächenhaften Verbreitung effusiver Basaltfolgen zwischen Atka Bucht und dem Brunt Megatrough für den gesamten Westrand Neuschwabenlands eine dem Gebiet Vestfjella/Heimefrontfjella vergleichbare strukturelle Situation an. Der Übergang von der ozeanischen Kruste des Weddellmeeres zur kontinentalen Kruste des westlichen Neuschwabenlands vollzieht sich nach Behr et al. (1983) an einem staffelartigen Bruchsystem, das während des jurassisch-kretazischen Zerfalls Gondwanas angelegt wurde (Abb. 54). Die küstennahen jurassischen Basaltfolgen von Vestfjella sowie deren nördliche und südliche subglaziale Fortsetzung sollten danach den von Hinz & Krause (1982) ebenfalls als jurassische Vulkanite interpretierten Folgen des 'Explora Wedge' entsprechen. Weiter landeinwärts folgen die durch Störungen begrenzten Sedimentgesteine der Beacon Group - aufgeschlossen im Fossylryggen - sowie in weiterer Küstenentfernung die präkambrischen (?) Kristallinvorkommen der Heimefrontfjella. Die Fortsetzung beider Komplexe in nördlicher und insbesondere in südlicher Richtung ist den identifizierten Gesteinspektren vom vorgelagerten Schelf zu entnehmen. Dabei befinden sich die in nördlicher Richtung auftretenden, oberflächlich anstehenden, an Störungen gebundenen präkambrischen Kristallinfolgen von Kirvanveggen, Borg Massiv und Ahlmannryggen in einer der Heimefrontfjella vergleichbaren strukturellen Position.

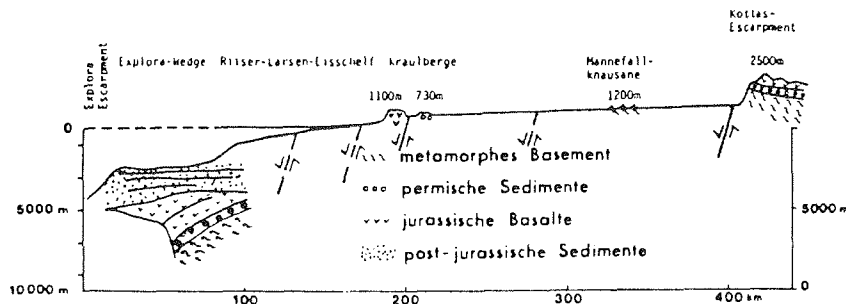


Abb.54 : Schematisches Profil durch das Staffelbruchsystem am Kontinentalrand des westlichen Neuschwabenlandes; die jurassische Landoberfläche (Basalte) ist von der Heimefrontfjella (Kottas-Escarpment) über Vestfjella (Kraulberge) bis zur Explora-Escarpment um ca. 10 km versetzt

Somit kann eine Ausdehnung der von Hinz & Krause (1982) identifizierten Riftstruktur am Ostrand des Weddellmeeres auf das gesamte kontinentalrand-nahe Gebiet des westlichen Neuschwabenlandes bis etwa zum Brunt Megatrough angenommen werden. Im Bereich des Brunt Megatrough deutet sich das südliche Ende der intensiven, mit ausgeprägt effusivem Vulkanismus einhergehenden Riftprozesse an, da südlich des Troges kaum effusive Basalte beobachtet wurden (s.u.).

Ausdruck des Aufbrechens und des beginnenden Auseinanderdriftens der Antarktis und Afrikas im Zuge der Entwicklung des Weddellmeeres ist auch die Bildung bzw. Wiederbelebung zahlreicher, tiefgreifender Bruchzonen im Grenzbereich zwischen Ost- und Westantarktis. Der südlich des Brunt Megatrough anschließende Luitpold Rücken grenzt mit einer tiefgreifenden Störung an die westlich vorgelagerten meso- bis känozoischen Sedimentsequenzen, wodurch die Westgrenze des ostantarktischen Kristallins markiert wird (Haughland, 1982; Masolov et al., 1980). Die Störung ist nach Masolov et al. (1980) vermutlich Teil der 'Filchner-Ross-See-Riftzone'. Jedoch zeigt die Homogenität der reflexionsseismisch identifizierten, vorgelagerten meso- bis känozoischen Sedimentsequenz, daß sich zumindest im Känozoikum keine ausgeprägten tektonischen Bewegungen oder Bruchbildungen im Bereich der Filchner Depression nachweisen lassen (Haughland, 1982). Das Fehlen von küstennahen, effusiven Basaltfolgen in diesem Bereich läßt vermuten, daß im Mesozoikum eine im Vergleich zum Kontinentalrand des westlichen Neuschwabenlandes weniger ausgeprägte magmatisch-tektonische Aktivität und damit für diesen Raum ein Ausklingen der jurassischen Riftprozesse anzunehmen ist. Diese Vermutung wird durch die von Kristoffersen & Haughland (1986) nachgewiesene südwestliche Fortsetzung der als mögliche ostantarktische Plattengrenze

angesehenen, NE-SW streichenden Explora-Escarpments (Abb. 8) unterstrichen. Es schneidet die mit der Filchner Depression assoziierte, N-S streichende Bruchzone spitzwinklig ab, was Kristoffersen & Haughland (1986) in Verbindung mit den oben angeführten fehlenden tektonischen Bewegungen in den meso- bis känozoischen Sedimentserien dieses Raumes auf eine Änderung der regionalen Streißfeldes im mittleren Jura zurückführen. Unter der Annahme, daß die im westlichen Neuschwabenland küstennah mit intensivem subaerischen Vulkanismus verknüpfte NE-SW streichenden Zone intensiver Bruchtektonik in ihrer südwestlichne Fortsetzung in vergleichbarem Abstand zum Escarpment verbleibt, d.h. seewärts ausstreicht, sollte der Luitpold Rücken eine Zone mit geringer vulkano-tektonischer Aktivität darstellen. Die von Hinz (1986) bis in das Gebiet seewärts des Brunt Megatrough reflexionsseismisch unter meso- bis känozoischen Sedimenten nachgewiesenen vulkanoklastischen Folgen sind dafür ein weiteres Indiz.

Die mit dem Baily Eisstrom assoziierte Störung als Südgrenze des Luitpold Rückens wird von Ford & Kistler (1980) sowie von Hofmann & Weber (1983) als Teil einer möglichen 'triple junction' angesehen. Der Hauptarm entspricht dabei der Filchner-/Thiel Depression und ist Teil der 'Filchner-Ross-See-Riftzone'. Das Zentrum wird mit dem Bereich des Dufek Massivs gleichgesetzt.

Gebunden an diese Bruchzonen kam es außer zu magmatischen Prozessen, zur klastischen Sedimentation terrestrischer und mariner Serien (Hofmann & Weber, 1983).

Die entsprechenden meso- bis känozoischen Sedimentvorkommen aus dem Bereich Filchner Depression/Thiel Trough werden von Masolov et al. (1980) als Folge dieser Prozesse interpretiert. Somit sind sowohl die mit der Bruchzone im Bereich des Baily Eisstroms assoziierte Sedimentfolge als auch die an der Südostgrenze im Gebiet der Theron Mts. aufgeschlossenen und für die angrenzenden Areale aus der Petrographie der Geröllspektren vermuteten, mächtigen Basaltgänge ebenfalls Ausdruck intensiver, mit der Fragmentierung Gondwanas einhergehender endogener (Magmatismus) wie auch exogener Prozesse (klastische Sedimentation).

Die sich aus den Geröllspektren andeutende weite Verbreitung der Beacon Serie in der Umrandung des südöstlichen Weddellmeeres läßt vermuten, daß die aufgeschlossenen Gebiete mit präkambrisch-altpaläozoischem Aufbau (Shackleton Range, Argentina Range/Pensacola Mts.) nicht repräsentativ für den oberflächennahen geologischen Aufbau der sie umgebenden Subglazialareale sein können. Vielmehr deutet sich in diesen Aufbrüchen die für den Übergangsbereich der Ost- und Westantarktis nach Hofmann & Paech (1980) typische mesozoisch-känozoische Bruchtektonik an.

Abschließend bleibt festzustellen, daß die Untersuchungsergebnisse an den glazial-marinen Gerölln mit den wenigen aufgeschlossenen Arealen in den entsprechenden Einzugsgebieten gut korrelieren. Außerdem waren weitergehende Aussagen zum geologischen Bau küstennaher, eisbedeckter Gebiete möglich.

Ergänzende, über das bearbeitete Gebiet hinausgehende Untersuchungen könnten zu einem guten Verständnis des geologischen Aufbaus und damit verknüpfter geotektonischer Entwicklungsprozesse weiterer Bereiche der Antarktis beitragen.

7. Literaturverzeichnis

- ANDERSON, J.B.; DOMACK, E.W. & KURTZ, D.D. (1980): Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implications to glacial erosion and transport.- J. Glaciol. 25, 387-396.
- ANDERSON, J.B., KURTZ, D.D.; DOMACK, E.W. & BALSHWAW, K.M. (1980): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf.- J. Geol. 88, 399-414.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; & DOMACK, E.W. (1981): Cenozoic glaciomarine sediments Bellinghausen Sea, George V Coast, Weddell Sea, Antarctica.-In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (Eds.), Earth's pre-Pleistocene glacial record, 196-198, Cambridge Univ. Press, 1004 S.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; WEAVER, F. & WEAVER, M. (1982): Sedimentation on the West Antarctic continental margin.- In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, 1003-1012, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N.C. & WRIGHT, R. (1983): Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information.- In: MOLNIA, B. F. (Ed.), Glacial-marine sedimentation, 233-264, Plenum Press, New York, 844 S.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N.C. & SINGER, J. (1983): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental shelf.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.), Antarctic earth science, 387-389, Australian Academy of Science.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; & MYERS, N.C. (1984): Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica.- Mar. Geol. 57, 295.-333.
- ANDREWS, B.A. (1984): Petrology of Wedell Sea glacial sediments: Implications for provenance and glacial history.- Ant. Journ. U.S., 19, 92-94.
- Arbeitskreis 'Geologie der Polargebiete' (1984): Geologisches Antarktis-Forschungsprogramm für die Jahre 1984-1989.
- AUGHENBAUGH, N.E., LOUNSBURY, R.W. & BEHRENDT, J.C. (1965): The Littlewood Nunataks, Antarctica.- J. Geol. 73, 889-94.
- AUGUSTITHIS, S.S. 1973: Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types.- Elsevier, Amsterdam, 378 S.

- AUGUSTITHIS, S.S. (1978): Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance.- Elsevier, Amsterdam, 323 S.
- BARTON, J.M. & COPPERTHWAIT, E. (1983): Sr-Isotopic studies in 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, 59 - 62, Australian Academy of Science.
- BARRETT, P.J. & GRINDLEY, G.W. & WEBB, P.N. (1972): The Beacon Supergroup of East Antarctica.- In: ADIE, R. J. (Ed.), Antarctic Geology and Geophysics, Universitetsforlaget, Oslo, 319-332.
- BEHR, H.J.; KOHNEN, H.; PETERS, M.; SPAETH, G. & WEBER, K. (1983): Die geologische Expedition zu den Kraulbergen, westliches Neuschwabenland/Antarktika.- Ber. zur Polarforschung 13, 13-26.
- BEHRENDT, J.C. (1962): Geophysical and glaciological studies in the Filchner Ice Shelf area of Antarctica.- Jour. Geophys. Res. 67, 221-234.
- BEHRENDT, J.C.; HENDERSON, J.R.; MEISTER, L. & RAMBO, W.L. (1974): Geophysical investigations of the Pensacola Mountains and adjacent glacierized areas of Antarctica.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 844, 28 S.
- BEHRENDT, J.C.; JANKOWSKY, E. & ENGLAND, A.W. (1979): Aeromagnetic and radar ice sounding data indicate substantially greater area for Duffek Intrusion in Antarctica.- EOS, 60, 245.
- BOULTON, G.S. (1972): Role of modern thermal regime in glacial sedimentation.- Inst. Brit. Geographers, Spec. Publ. No. 4, 1-19.
- BOULTON, G.S. (1979): Processes of glacier erosion on different substrata.- Journ. Glaciology, 23, 15-38.
- BROOKS, C. & COLES, D.G. (1980): Use of immobile trace elements to determine original tectonic setting of eruption of metabasalts, northern Sierra Nevada, California.- Geol. Soc. Am. Bull. Part I, 91, 665-671.
- BROOKS, C. & HART, S.R. (1978): Rb-Sr mantle isochrons and variations in the chemistry of Gondwanaland's lithosphere.- Nature 271, 220-223.
- BUDD, W.; JENSSEN, D. & RADOK, U. (1969): The extent of basal melting in Antarctica.- Polarforschung 6, 293-306.
- CLARKSON, P.D. (1981): Geology of the Shackleton Range. IV: The dolerite dykes.- Brit. Antarct. Surv. Bull. 53, 201-212.

- CLARKSON, P.D. (1982): Geology of the Shackleton Range. I: The Shackleton Range metamorphic complex.- Brit. Antarct. Surv. Bull. 51, 257-283.
- CLARKSON, P.D. (1982): Tectonic significance of the Shackleton Range.- In: CRADDOCK, C. (Ed.): Antarctic Geoscience, 835-839, Univ. Wisconsin Press.
- CLARKSON, P.D. (1984): Geology of the Shackleton Range: II: The Turnpike Bluff Group.- Brit. Antarct. Sur. bull., 52, 109-24.
- CLARKSON, P.D. & WYETH, R.B. (1984): Geology of the Shackleton Range: III: The Blaiklock Glacier Group.- Brit. Antarct. Surv., Bull. 52, 233-244.
- COMPSTON, W.; McDOUGALL, I. & HEIER, K.S. (1968): Geochemical comparison of Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa and Tasmania.-Geochim. cosmochim. Acta 32, 129-149.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks.- Allen and Unwin, London, 450 S.
- CRABTREE, R.D. & DOAKE, C.S.M. (1980): Flow lines on Antarctic ice shelves.- Polar Record, 20, 31-7.
- CRADDOCK, C. (1969): Geology of the Ellsworth Mountains.- In: C. CRADDOCK (Ed.): Antarctic Map Folio Series, Folio 12, Pl. IV.
- CRADDOCK, C., Ed. (1969/1970): Antarctic Map Folio Series, Folio 12, Geology of Antarctica, Pl. I-XXIII, American geographical Society, New York.
- DENTON, G.H.; ARMSTRONG, R.L. & STUIVER, M. (1971): The late Cenozoic glacial history of Antarctica.- In: TUREKIAN, K.K. (Ed.), The late Cenozoic glacial ages, 267-306, Yale Univ. Press. 606 S.
- DOMACK, E.W. (1982): Sedimentology of glacial and glacial-marine deposits on the George V-Adelie continental shelf, East Antarctica.- Boreas 1, 79-97.
- DOMACK, E.W., ANDERSON, J.b. & KURTZ, D.D. (1980): Clast shape an an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial marine sediments: George V continental shelf, Antarctica.- J. Sed. Pet. 50, 813-820.
- DOSTAL, J. & DUPY, C. (1984): Geochemistry of the North Mountains Basalts (Nova Scotia, Canada).- Chem. Geol. 45, 245-261.
- DREIMANIS, A. (1976): Tills; their origin and properties.- In: R. F. LEGGET (Ed.), Glacial till.- R. Soc. Can., Spec. Publ. 12, 11-49.

- DREIMANIS, A. & VAGNERS, U.J. (1969): Lithologic relationship of till to bedrock.- In: WRIGHT, H.E. Jr. (Ed.), Quaternary geology and climate, Nat. Acad. Sci., Publ. 1701, 93-98.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, U.J. (1971): Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills.- In: R.P. GOLDTWAIT (Ed.), Till: A Symposium. Ohio State Univ. Press, Columbus, Ohio, 237-250.
- DREWRY, D.J. (1976): Sedimentary basins of the East Antarctic craton from geophysical evidence.- In: M.H.P. BOTT (Ed.), Sedimentary Basins of Continental Margins and Cratons. Tectonophysics 36, 301-304.
- DREWRY, D.J. (1982): Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio.-Scott Polar Research Institute, Univ. Cambridge, U.K.
- DREWRY, D.J. (1983): The surface of the Antarctic Ice Sheet.- In: DREWRY, D.J. (Ed.) Antarctica: glaciological and geophysical folio. Scott Polar Research Institute, Cambridge University, Sheet 2.
- DREWRY, D.J. & COOPER, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation.- Ann. Glaciol. 2, 117-122.
- DREWRY, D.J. & JORDAN, S.R. (1983): The bedrock surface of Antarctica.- In: DREWRY, D.J. (Ed.), Antarctica: glaciological and geophysical folio. Scott Polar Research Institute, Cambridge University, Sheet 3.
- DREWRY, D.J. & ROBIN, G. de Q. (1983): Form and flow of the Antarctic ice sheet during the last million years.- In: ROBIN, G. de Q. (Ed.), The climatic record in polar ice sheets, 28-38, Cambridge Univ. Press.
- DUPHORN, K. (1981): Physiographical and glaciogeological observations in North Victoria Land, Antarctica.- Geol. Jb., B 41 89-109.
- DUPY, H. & DOSTAL, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites.- Earth & Plan.Sic.Lett., 67, 61-69.
- DU TOIT, A.L. (1937): Our wandering continents.- Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 S.
- EASTIN, R. & FAURE, G. (1971): The age of the Littlewood Volcanics of Coats Land, Antarctica.- J. Geol. 79, 241-245.
- EASTIN, R. & FAURE, G. (1972). Geochronology of the basement rocks of the Pensacola Mountains, Antarctica.- Geol.Soc. Amer., Abstr. programs 4, 7, S. 496.

- EHLERS, J. (1983): Glacial deposits in North-West Europe.- Balkema, Rotterdam, 470 S.
- ELLIOT, D.H. (1975): Tectonics of Antarctica, a review.- Am. J. Sci. 275, 45-106.
- ELVERHOI, A. (1981): Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea.- Nature 293, 641-642.
- ELVERHOI, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, Fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: A review.-Mar. Geol. 57, 53-88.
- ELVERHOI, A. & MAISEY, G. (1983): Glacial erosion and morphology of the eastern and southeastern Weddell Sea shelf.- In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.), Antarctic Geoscience, 483-487, Australian Academy of Science.
- ELVERHOI, A. & ROALDSET, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica.- Polar Res. 1, 1-21.
- FAURE, G.; BOWMAN, J.R.; ELLIOT, D.H. & JONES, L.M. (1974): Strontium isotope composition and petrogenesis of the Kirkpatrick basalts, Queen Alexandra Range, Antarctica.- Contrib. Mineral. Petrol. 48, 153-169.
- FAURE, G.; BOWMAN, J.R. & ELLIOT, D.H. (1979): The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Kirwan Volcanics of Dronning Maud Land: comparison with the Kirkpatrick Basalt, Transantarctic Mountains.- Chem. Geol. 26, 77-90.
- FAURE, G.; HILL, R.L.; JONES, L.M. & ELLIOT, D.H. (1972): Isotope Composition of strontium and silica content of mesozoic basalt and dolerite from Antarctica.- In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic Geology and Geophysics, Universitetsforlaget, Oslo, 617.
- FENTON, M.M. & DREIMANIS, A. (1976): Methods of stratigraphic correlation of till in central and western Canada.- In: LEGGETT, R.F. (Ed.), Glacial Till: Royal Society of Canada Special Publication 12, 67-82.
- FITTON, J.G. & DUNLOP, H.M. (1985): The Cameron line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt.- Earth and Planet. Sci. Let. 72, 23-28.
- FLOYD, P.A. (1976): Geochemical variation in the greenstones of S.W. England. - J. Petrol., 17, 522-545.
- FLOYD, P.A. (1982): Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics.- J.geol. Soc. London, 139, 505-520.

- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 211.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements.-*Chem. Geol.* 21, 291-306.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. (1984): Rift zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brasil margin.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 307-321.
- FOLDVIK, A. (1980): Current and tidal measurements from the Weddell Sea.-*International Assoc. Phys. Sci. Ocean (General Assembly in Canberra)*, Nr. 158 (Abstract).
- FOLDVIK, A.; GAMMESROD, T.; SLOTSVIK, N. & TORRESEN, T. (1985): Oceanographic conditions on the Weddell Sea Shelf during the German antarctic Expedition 1979/80.- *Polar Research* 3, 209-226.
- FORD, A.B. (1972): Weddell-orogeny - latest Permian to early Mesozoic deformation at the Weddell Sea margin of the Transantarctic Mountains.- In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarct. Geol. & Geophys.*, Universitetsforlaget Oslo. 419-425.
- FORD, A.B. (1976): Stratigraphy of the layered gabbroic Dufek intrusion, Antarctica.- *U.S. Geol. Surv., Bull.* 1405, 36 S.
- FORD, A.B. & BOYD, Jr., W.W. (1968): The Dufek intrusion, a major stratiform gabbroic body in the Pensacola Mountains, Antarctica.- *Int. Geol. Congr., Prag, Session 23, Sect. 2*, 213-228.
- FORD, A.B. & KISTLER, R.W. (1980): K-ar age, composition, and origin of mesozoic mafic rocks related to Ferrar Group, Pensacola Mountains, Antarctica.- *New Zealand J. Geol. Geophys.* 23, 3, 371-390.
- FOSSUM, B.A.; MAISEY, G.H. & TORSON, H.O. (1982): Marine geophysical Research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition of 1976-1977.-In: C. CRADDOCK (Ed.) *Antarctic Geoscience*, 397-404, Univ. of Wisconsin Press, Madison.
- FOSTER, T.P. (1978): Polar Ocean: Similarities and differences in their physical oceanography.- In: MCWHINNIE, M.A. (Ed.), *Polar Research: To the Present and the Future*, Am. Assoc. Adv. Sci. Westview Press, Boulder, Co., 117-140.
- FUMES, H.; NEUMANN, E.-R. & SUNDVOLL, B. (1982): Petrology and geochemistry of Jurassic basalt Dikes from Vestfjella, Dronning Maud Land, Antarctica.- *Lithos* 15, 295-304.

- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. Schweizerbart, Stuttgart, 784 S.
- GILL, A.E. (1973): Circulation and bottom water production in the Weddell Sea Deep Sea Research, 20, 111-140.
- GIOVINETTO, M.B. (1964): The drainage systems of Antarctica: accumulation.-In: MELLER, M. (Ed.), Antarctic snow and ice studies,- Am. Geophys. Union, Ant Res. Ser. 2, 127.
- GOW, A.J.; VEDA, H.T. & GARFIELD, D.E. (1968): Antarctic Ice Sheet: preliminary results of first core hole to bedrock.- Science 161, 1011.
- GRAVENOR, C.P. (1975): Erosion by continental ice sheets.- Americ. Journ. Sci., 275, 594-604.
- GRAPES, R. & PALMER, K. (1984): Magma type and tectonic setting of metabasites, Southern Alps, New Zealand, using immobile two elements.- New Zealand Journ. Geol. Geophys. 27, 21-25.
- GRIKUROV, G.E. (1982): Structure of Antarctica and outline of its evolution.- In: C. CRADDOCK (Ed.), Antarctic Geoscience (1982), 791-804, Univ. of Wisconsin Press, Madison.
- GRIKUROV, G.E.; KAMENEV, E.N. & KEMENEVA, G.I. (1982): Granitoid complexes in Antarctica.- In: C. CRADDOCK (Ed.) Antarctic Geoscience (1982), 695-701, Univ. of Wisconsin Press, Madison.
- GROBE, H. (1985): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalrand von Kapp Norvegia, östliche Weddell-See.- Diss. Univ. Kiel, 147 S.
- HAMILTON, N. (1965): Description of a bottom-sediment sample dredged from Halley Bay.- Brit. Ant. Surv. Bull. 7, 47-52.
- HARRISON, W. (1960): Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana.- Jour. Sed. Petrol, 30, 432-446.
- HAUGHLAND, K. (1982): Seismic reconnaissance survey in the Weddell-Sea.-In: C. CRADDOCK (Ed.), Antarctic geoscience, 404-413, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- HAUGHLAND, K.; KRISTOFFERSEN, Y. & VELDE, A. (1985): Seismic investigations in the Weddell Sea embayment.- Tectonophysics, 114, 293-313.
- HAYES, D.E. & FRAKES, L.A. (1975): General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 28.- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Report, 28, 919-942.

- HESEMANN, J. (1937): Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein.- Jb. preuß. geol. L.-A. 57: 418-434.
- HILL, I. & BARKER, P.F. (1980): Evidence for Miocene back-arc spreading in the central Scotia Sea.- Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 63, 427-440.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: seismic sequences, structural elements, and geological development.- Geol. Jb. E23, 17-41.
- HINZ, K. (1986): Bericht über die Expedition "Antarktis IV/3" des FS "Polarstern"; Teil 1: Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen der BGR im Weddell Meer.- BGR Report Nr. 99.194.
- 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, Oslo, 539-546.
- HOFMANN, J. (1982): Tektonische Untersuchungen in den Herbert Mountains (Shackleton Range, Antarktis).- Freiburger Forschungsh., C 371, 9-40.
- HOFMANN, J.; KAISER, G.; KLEMM, W. & PAECH, H.J. (1980): K/Ar-Alter von Doleriten und Metamorphiten der Shackleton Range und der Whichaway-Nunataks, Ost- und Südostumrandung des Filchner-Eisschelfs (Antarktis).- Z. geol. Wiss., 8, 1227-1232.
- HOFMANN, J. & PAECH, H.J. (1980): Zum strukturgeologischen Bau am Westrand der ostantarktischen Tafel.- Z. Geol.-Wiss., 8 425-437.
- HOFMANN, J. & PAECH, H.J. (1983): A Gondwana reconstruction between Antarctica and South Africa.- In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.): Antarctic Earth Science.
- HOFMANN, J. & SAMSONOV, V.V. (1982): Tektonische Untersuchungen in der Patuxent Formation der Schmidt Hills (Pensacola Mts., Antarktika).-Freiburger Forschungsh., C 371, 97-117.
- HOFMANN, J. & WEBER, W. (1983): A Gondwana reconstruction between Antarctica and South Africa.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.) Antarctic Earth Science, 584-589. Australian Academy of Science.
- HOLM, P.E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram.- Contrib. Mineral. Petrol 79, 308-310.
- HOLMES, C.D. (1952): Drift dispersion in west-central New York.- Bull. geol. Soc. Am. 63, 993-1010.

- HOSCHEK, G. (1967) in: WINKLER, H.G. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks Springer, Heidelberg, 348S.
- HUGHES, C.J. (1982): Igneous petrology.- Amsterdam (Elsevier), 559 S.
- HUGHES, T. (1973): Is the West Antarctic ice sheet disintegrating?- J. Geophys. Res. 78, 7884-7910.
- HUGHES, T. (1977): West Antarctic ice streams.- Rev. Geophys. Space Phys. 15, 1.46.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts-Geoch.-Cosmoch. Acta 42, 127-136.
- IRVINE, T.N. & BARAGER, V.R.A. (1971): A guide to the classification of the common volcanic rocks.- Can. J. Earth Sci. 8, 823-548.
- JACOBS, S.S.; GORDON, A.L. & ARDAI Jr., J.L. (1979): Circulation and melting beneath the Ross Ice Shelf.- Science, 203, 439-443.
- JAMES, P.R. & TINGEY, R.J. (1983): The Precambrian geological evolution of the East Antarctic metamorphic shield: a review.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.) Antarctic earth science, 5 - 10 Australian Academy of Science.
- JANKOWSKI, E.J. (1978/79): Airborne geophysical investigation of ice sheet and bedrock in West Antarctica.- AHS Journ., 6, 3, 14-20.
- JANKOWSKI, E.J.; DREWERY, O.J. & BEHRENDT, J.C. (1983): Magnetic studies of upper crustal structure in West Antarctica and the boundary with East antarctica.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.), Antarctic Earth Science, 197-203, Australian Academy of Science.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.R.; DREWRY, D.J. & ROBIN, G. de Q. (1980): General bathymetric chart of oceans (GEBCO); 5.18, Antarktis, publ. by Can. Hydrogr. Serv., Ottawa, Canada.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.-R.; ELVERHOI, A. & LA BREQUE, J.L. (1981): Morphology of the Weddell Sea and southwest Indian Ocean.- Dtsch. hydrogr. Z. 34, 263-272.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.R. & HAYES D. (1982): The Antarctic continental shelf.- In: C. CRADDOCK (Ed.), Antarctic geoscience, 995-1002, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- JUCKES, L.M. (1968): The geology of Mannefallknausane and parts of Vestfjella, Dronning Maud Land.- Bull. Br. antarct. Surv., 18, 65-78.

- JUCKES L.M. (1969): Trace-element values for dolerites from western Dronning Maud Land.- Bull. Brit. Ant. Surv., 22, 95-96.
- JUCKES, L.M. (1972). The geology of North-Eastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- Brit. Antarc. Surv. Sci. Rep., Lond. 65, 44 S.
- KADMINA I.N., KURININ, R.G.; MASOLOV, V.N. & GRIKUROV, G.E. (1983): Antarctic crustal structure from geophysical evidence. a review.- In: R.L. OLIVER, P.R. JAMES & J.B. JAGO (Eds.), Antarctic Earth Science, 498-502, Australian Academy of Science.
- KAGAMI, H. (1964): A description of bottom sediments in Lützw-Holmbukta.- In: ADIE, R.J. (Ed.), - Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget Oslo, 703-709.
- KAMANEV, E.N. & IVANOV, V.L. (1983): Structure and outline of geologisch history of the southern Weddell Sea Basin.- In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R., JAGO, J.B. (Eds.), Antarctic Earth Science, 194-196, Australian Academy of Science.
- KARROW, P.F. (1976): The texture, mineralogy, and petrography of North American tills.- In: LEGGET, R.F. (Ed.): Glacial Till: An Interdisciplinary Study, 83-98. Spex. Publ. 12 Royal Society of Canada.
- KENNEDY, W.Q. (1933): Trends of differentiation in basaltic magmas.- Am. J. Sci., Ser. 5, 15, 239-256.
- KISTLER, R.W. & FORD, A.B. (1979): Potassium-argon ages of Dufek intrusion and other mesozoic mafic bodies in the Pensacola Mountains.- Antarct. J.U.S. 14, 8-9.
- KLENKE, T. (1984): PASCAL-Program zur Berechnung von Niggli-Normwerten-Geolog. Inst. Münster.
- KRISTOFFERSEN, Y. & HAUGHLAND, K. (1986): Geophysical evidence for the East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea.- Nature, 322, 538-541.
- KUNO, H. (1959): Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding area. - Bull. volcanol., 20, 27-76.
- KUNO, H. (1968): Differentiation of basaltic magmas.- In: HESS, H. H. & A. POLDERVAART (Eds.), Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, Vol. 2, Wiley Interscience, New York, 623-688.
- KUNO, H.; YAMASAKI, K., IIDA, C. & NAGASHIMA, K. (1957): Differentiation in hawaiian magmas. - Jap. J. Geol. Geogr., 28, 179-218.

- KYLE, P. (1980): Development of heterogenities in the sub-continental mantle: Evidence from the Ferrar Group, Antarctica.- *Contrib. Min. Petrol.* 37, 89-104.
- KYLE, P.R., ELLIOT, D.H. & SUTTER, J.F. (1981): Jurassic Ferrar Supergroup tholeiites from the Transantarctic Mountains, Antarctica, and their relation to the initial fragmentation of Gondwana.- In: M. CRESSWELL and P. VELLA, (Eds.) *Gondwana*, V, 283-287, A.A. Balkema, Rotterdam.
- LA BRECQUE, J.L. & BARKER, P., (1981): Age of the Weddell Basin.- *Nature*, 290, 489-492.
- LAIRD, M.G. & BRADSHAW, J.D. (1982): Uppermost proterozoic and lower paleozoic geology of the Transarctic Mountains.- In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*, 525-534, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- LAWVER, L., SCLATER, J. & MEINKE, L. (1985): Reconstructions of the South Atlantik.- *Tectonophysics* 114, 233-254.
- LE ROEX, A.P., DICK, H.J., REID, A.M., FREY, F.A.; ERLANK, A.J. & HART, S.R. (1985): Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, 367-380.
- LINDEN, A. (1975): Till petrographical studies in an Archean bedrock area in Southern Central Sweden.- *Striae* 1,57 S.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. - *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- MANSON, S.V. (1967): Geochemistry of basaltic rocks, 1. Major elements. In: H. H. HESS & A. POLDERVAART (Eds.), *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, Wiley Interscience, New York.
- MARSH, P.D. (1983): The late Precambrian and early Palaeozoic history of the Shackleton Range, Coats Land.- In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Ed.), *Antarctic Earth Science*, 190-193, Australian Academy of Science.
- MARSH, P.D. (1983): The stratigraphy and structure of the metamorphic rocks of the Haskard Highlands and Otter Highlands of the Shackleton Range.- *Brit. Antarct. Surv., Bull.* 60, 23-43.
- MARSH, P.D. (1984): The stratigraphy and structure of the Lagrange Nunataks, northern Fuchs Dome and Herbert Mountains of the Shackleton Range.- *Brit. Antarct. Surv., Bull.* 63, 19-40.

- MARSH, P.D. (1985): Ice surface and bedrock topography in Coats Land and part of Dronning Maud Land, Antarctica. from satellite imagery.- Br. Ant. Surv. Bull., 68, 19-36.
- MARSH, P.D. & THOMSON, J.W. (1984): Location and geology of nunataks in north-western Coats Land.- Br. Ant. Surv. Bull. 65, 33-39.
- MASOLOV, V.N., KURININ, R.G. & Grikurov, G.E. (1981): Crustal structure and tectonic significance of Antarctic rift zones (from geophysical evidence.-In: CRESSWELL, M.M. & VELLA, P. (Eds.) Gondwana V, 303-309, A.A. Balkema, Rotterdam.
- MASON, R. (1978): Petrology of the metamorphic rocks.- Allen & Unwin, London, 253 S.
- MILLER, H. (1980): Pre-Andean orogenies of southern South America in the context of Gondwana.- In: CRESSWELL, M. M. & VELLA, P. (Eds.), Gondwana V, 237-242, A. A. Balkema, Rotterdam.
- MIYASHIRO, A. (1973a): Metamorphism and metamorphic belts.- Allen & Unwin, London, 492S.
- MIYASHIRO, A. (1973b). The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc.- Earth Planet. Sci. Lett. 19, 218-244.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.- A. Jour. Sci. 274-355.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviour of titanium, vanadium, chromium and nickel. - Am.J.Sci., 275,265-277.
- MORRISON, MA. (1978): The use of 'immobile' trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts: applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, northwest Scotland.- Earth Planet. Sci. Lett. 39, 407-416.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO / P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis.- Earth planet. Sci. Lett., 62, 53-62.
- NEETHLING, D.C. (1972a): Submarine and subglacial morphology, Kronprinsesse Märtha Kyst, Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic Geology and Geophysics, 705-712, Universitetsforlaget Oslo.

- NEETHLING, D.C. (1972b): Age and correlation of the Ritscher Supergroup and other Precambrian Rock units, Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic Geology & Geophysics, 547-556, Universitetsforlaget, Oslo.
- NEETHLING, D.C. (1972c): Comparative geochemistry of Proterozoic tholeiites of western Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic Geology and Geophysics, 603-616, Universitetsforlaget, Oslo.
- NORTON, I.O. & SCLATER, J.G. (1979): A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland.-J. Geophys. Res. 84, 6803-6830.
- OLAUSSEN, S. (1985): Sedimentological research in northwestern part of Dronning Maud Land.- Rep. Norwegian Ant. Res. Exp. 1984/85, Norsk Polarinstitutt Rapportserie 22, 75-82.
- ORHEIM, O. & ELVERHOI, A. (1981): Model for submarine glacial deposition.- Ann. of Glac. 2, 123-128.
- OSKIERSKI, W. (1986): Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am antarktischen Kontinentalrand der östlichen Weddell-See. - Diss. Univ. Münster, 328 S.
- PALMER, A.R. & GATEHOUSE, C.G. (1972): Early and middle cambrian trilobites from Antarctica.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 456-D.
- PANKHURST, R.J., MARSH, P.D. & CLARKSON, P.D. (1983): A geochronological investigation of the Shackleton Range.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Eds.): Antarctic Earth Science, 176-182, Australian Academy of Science.
- PEARCE, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.- Tectonophysics, 25, 41-67.
- PEARCE, J.A. (1976): Statistical analysis of major elements patterns in Basalts.- J. Petrol., 17, 15-43.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant Analysis using Ti, Zr and Y.- Earth Plan.Sci.Lett., 12, 339-349.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975): The TiO₂-K₂O-P₂O₅-diagram: a method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. - Earth Planet.Sci. Lett., 24, 1324-1342.

- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1977): The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.- *Earth Planet.Sci.Lett.*, 36, 121-132.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- PETERS, M. (1986): Geochemische und geochronologische Untersuchungen an Vulkaniten aus Neuschwabenland, Antarktika - Diss. Univ. Göttingen (in Vorbereitung).
- PHILIPPI, E. (1912): Die Grundproben der deutschen Südpolar-Expedition 1901-1903.- In: *Deutsche Südpolar-Expedition 1901-1903, Vol. 2, Geographie und Geologie*, 415-616, Berlin.
- POWELL, R.D. (1981): A model for sedimentation by tidewater glaciers.-*Annals of Glaciology*, 2, 129-134.
- POWELL, R.D. (1984): Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples.- *Mar. Geol.*, 5.
- REINHARDT, E. W. & SKIPPEN, G. B., (1970) - In: WINKLER, H.G.F. (1979), *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer, Heidelberg, 348 S.
- REX, D.C. (1967): Age of a dolerite from Dronning Maud Land.- *Bull. Br. Antarct. Surv.*, 11, 101.
- REX, D.C. (1971): K-Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land.- In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, 133-136, Universitetsforlaget, Oslo.
- ROBIN, G. de G. (1979): Formation, flow, and disintegration of ice shelves.- *J. Glaciol.* 24, 259-271.
- RODGERS, J.J.; SUAYAH, I.B. & EDWARDS, J.M. (1984): Trace elements in continental margin magmatism: Part IV. Geochemical criteria for recognition of two volcanic assemblages near Auburn, western Sierra Nevada, California - *Geol.Soc.Am.Bull.* 95, 1437-1445.
- SCHMIDT, D.L. & FORD, A.B. (1969): Geology of the Pensacola and Thiel Mountains.- In: BUSHNELL, V.C. and CRADDOCK, C. (Eds.), *Geology Maps of Antarctica, Antarctic Map Folio Series, Folio 12, Pl. V.*
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.- *Earth and Planet. Sci. Lett.* 59, 101-108.

- SHILTS, W.W. (1980): Flow patterns in the central North American ice sheet.- *Nature* 286, 213-216.
- SIDERS, M.A. & ELLIOT, D.H. (1985): Major and trace element geochemistry of the Kirkpatrick Basalt, Mesa Range, Antarctica.- *Earth and Planet. Sci.Lett.*, 72, 54-64.
- SLATT, R.M. (1972): Texture and composition of till derived from parent rocks of contrasting textures, Southeast Newfoundland.- *Sediment.Geol.* 7, 283-290.
- SMITH, R.E. & SMITH, S.E. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 32, 114-120.
- SOLHEIM, A. & KRISTOFFERSEN Y. (1985): Marine geological studies on the Weddell Sea Shelf.- *Rep. Norwegian Ant. Res. Exp. 1984/85, Norsk Polarinstitut Rapportserie 22*, 101-116.
- SPAETH, G.; & PETERS, M. (1984): Geologische Untersuchungen im nördlichen Ahlmannrücken, mittleres Neuschwabenland, Antarctica.- *Rep. on Polar Research, No. 19*, 174-185.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*.- Pergamon Press, New York, 350 S.
- Statistical Analysis System User's Guide: Basics and Statistics, 5th. Edition. 1984.*
- STEPHENSON, P.J. (1966): *Geology. 1. Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks (with a section on palaeomagnetism of the dolerite intrusions, by D.J. BLUNDELL)*.- *Scient. Rep. transantarct. Exped.*, No.8,79 S.
- STUIVER, M, DENTON, G.H.; HUGHES, T.J. & FASTOOK, J.L. (1981): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis.- In: DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (Eds.). *The last great ice sheets*, 319-436, John WILEYS and SONS, New York.
- SUN, S.S., NESBITT, R.W. & SHARASKIN, A.Y. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts.- *Earth Planet.Sci.Lett.*, 44, 119-138.
- TANKARD, A.J.; ERIKSON, K.A.; HUNTER, D.R., JACKSON, M.P.A.; HOBDAV, D.K. & MINTER, W.E.L. (1982): *Crustal Evolution of Southern Africa- 3.8 Billion years of Earth History*.- Springer Verlag, Berlin, 203-216.
- THOMSON, J.W. (1968): Petrography of some basement complex rocks from Tottanfjella, Dronning Maud Land, Antarctica.- *Br. Ant. Surv. Bull.* 17, 59-72.
- TILLEY, C.E. (1950): Some aspects of magmatic evolution.- *Q.J. Geol. Soc. London*, 106, 37-61.

- TOUBES SPINELLI, R.O. (1983): Geologia del Nunatak Bertrab, Sector Antartico Argentino.- Contribucion Instituto Antartico Argentino, No. 296, 9 S.
- TRÜGER, W.E. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (Teil 1 Tabellenband).- Schweizerbart, Stuttgart, 145 S.
- TRÜGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (Teil 2 Textband).- Schweizerbart, Stuttgart, 822 S.
- TRUSWELL, E.M. & ANDERSON, J.B. (1984): Recycled palynomorphs and age of sedimentary sequences in the Eastern Weddell Sea.- Antarctic Journ. U.S., 19, 90-92.
- TURNER, F. J. (1980): Metamorphic Petrology.- McGraw Hill, New York, 512 S.
- VALLANCE, T.G. (1974): Spilitic degradation of a tholeiitic basalt.- J. Petrol, 15, 79-96.
- WARNKE, D.A. (1970): Glacial erosion, ice rafting, and glacial-marine sediments: Antarctica and the Southern Ocean.- Am. J.Sci. 269, 276-294.
- WEBB, P.N., HARWOOD, D.M.; MCKELVEY, B.C.; MERCER, J.H. & STOTT, L.D. (1984): Cenozoic marine sedimentation and ice-volume variation of the East Antarctic craton.- Geology, 12, 287-291.
- WEBER, K. (1986 a): Neu-Schwabenland.- Berichte zur Polarforschung, 29, 62-63.
- WEBER, K. (1986 b): Bericht über die 2. Neuschwabenland-Expedition.-Berichte zur Polarforschung (in Vorbereitung).
- WEBER, W. (1982): Beitrag zur Geologie des Pensacola-Gebirges (Antarktika).- Freiburger Forschungsh. C 371, Leipzig, 41-96.
- WEBER, W. & FERDEROV, L.V. (1981): Zur Geologie des nördlichen Teils des Neptune Range Pensacola-Gebirges (Antarktika).- Geod.Geoph. Veröff. R.l., Berlin 8, 68-94.
- WEDEPOHL, K.H.; MEYER, K. & MUECKE, G.K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany.- In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Eds.), Intracontinental fold belts (Case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia), 231-256.
- WHILLANS, I.M. (1978): Erosion by continental ice sheets.- J. Geol. 86, 516-524.

- WILKINSON, J.F.G. (1967): The Petrography of Basaltic rocks.- In: HESS, H.H.; POLDERVAART, A. (Eds.), Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, Wiley Interscience, New York, 163-214.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. & GILBERT, C.M. (1953): An Introduction to the study of rocks in thin sections.- Freeman and Co., San Francisco.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- Earth Planet Sci. Lett. 28, 459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- Chem. Geol. 20, 325-343.
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.- Springer, Heidelberg, 348 S.
- WOHLFEIL, K. (1982): Verbreitung, Herkunft und Bedeutung der Psephite des Seegebiets zwischen den Färöer und Island.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, 36, 31-56.
- WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland.- Sber.preuß.geol. L.-A. 2, 115-119.
- WOLMARANS, L.G. (1982): Subglacial morphology of the Ahlmannryggen and Borgmassivet, Western Dronning Maud Land.- In: CRADDOCK, C. (Ed.): Antarctic Geoscience, 963-968, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- WOLMARANS, L.G. & KENT, L.E. (1982): Geological investigations in Western Dronning Maud Land, Antarctica - a synthesis.- Afric.Journ. Ant.Res., Supplem. 2, Pretoria.
- WORDIE, J.M. (1921): Depth and deposits of the Weddell-Sea, Shackleton Antarctic Expedition.- Trans. Royal Soc. Edinburgh 52, 781-793.
- WORSFOLD, R.J. (1967): Physiography and Glacial Geomorphology of Heimefrontfjella, Dronning Maud Land.- Br. Ant. Surv. Bull., 11, 49-57.
- WRIGHT, R. & ANDERSON, J.B. (1982): The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment, Weddell Sea, Antarctica Bull.- Geol. Soc. Amer., 93, 951-963.

- WRIGHT, R.; ANDERSON, J.B. & FISCO, P.P. (1984): Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial / glacial marine sediments around the continental margin of Antarctica.- In: MOLNIA, B. (Ed.), Glacial Marine Sedimentation, Plenum Press. New York, 265-300.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962): Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.- J. Petrol., 3, 342-532.