

**Vulkanologien und Geochemie pliozärer bis rezenter
Vulkanite beiderseits der Bransfiel-Straße / West-Antarktis**

**Volcanology and geochemistry of Pliocene to Recent
volcanics on both sides of the Bransfiel-Strait / West-
Antarctica**

Andreas Veit

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 420 (2002)
ISSN 1618 - 3193**

Andreas Veit

Department für Geo- und Umweltwissenschaften
Lehrstuhl für Allgemeine und Angewandte Geologie
Luisenstrasse 37
D-80333 München

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die im April 2001 der Fakultät für Geowissenschaften der
Ludwig-Maximilians-Universität München vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	ii
Vorwort	iii
Acronym-Liste	iv
1. Einführung	1
1.1. Einleitung und Problemstellung	1
1.2. Geographische Lage des Arbeitsgebietes	3
1.3. Geologischer Rahmen	4
1.4. Klimaentwicklung	9
1.5. Probennahmesituation	10
2. Begleitende Untersuchungen	13
2.1. Geodätische Untersuchungen	13
2.2. Geophysikalische Untersuchungen	14
3. Alkali-Vulkanismus unter dem Eis von Gletschern oder in polar-marinem Milieu	15
3.1. Nunatakker, Tafelberge (Tuyas) und Vulkaninseln	15
3.2. Vulkanische Gesteine und Typen vulkanischer Eruptionen	17
3.2.1. Pyroklastite	17
3.2.2. Basaltische Laven	19
3.2.3. Typen vulkanischer Eruptionen und ihre pyroklastischen Produkte	20
3.3. Hydrothermale Alterationen (Palagonitisierung)	20
4. Übersicht über die in der Geochemie angewandten Methoden	22
4.1. Geochemische Analytik	22
4.2. Geochemie der Haupt-, Neben- und Spurenelementen	23
4.3. Geochemie der Elemente der Seltenen Erden	24
4.4. Sr-, Nd- und Pb-Isotopen-Geologie	25
4.4.1. Isotopen-Geologie des Strontiums (^{87}Sr , ^{86}Sr)	25
4.4.2. Isotopen-Geologie des Bleis (^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{204}Pb)	26
4.4.3. Isotopen-Geologie des Neodyms (^{143}Nd , ^{144}Nd)	27
4.5. Bestimmung von Schmelzeinschlüssen in Mantel-Xenolithen mit der Elektronenstrahlmikrosonde	28
5. Geodynamische Modelle	30
5.1. Subduktionszonen-Magmatismus	30
5.2. Geochemische Mantelmodelle	32
5.3. Mantelströmung im Südpazifik	34

6.	Plio-Pleistozäner Extensions-Vulkanismus (James-Ross-Island-Volcanic-Group) auf dem kontinentalen Schelf im Weddell-Meer	36
6.1.	Die Seal-Nunatakker als Beispiele für ältere Serien	36
6.1.1.	Lithologische und vulkanologische Beschreibung der einzelnen Nunatakker (Koordinatendatum: WGS 84)	37
6.1.2.	Lithologische Vergleiche	43
6.1.3.	Petrographie der Basalte der Seal-Nunatakker	44
6.1.4.	Mafische Xenolithe in den Basalten der Seal-Nunatakker	45
6.1.4.1.	Petrographie der Spinell-Lherzolith-Xenolithe	46
6.1.4.2.	Geochemie der Schmelzeinschlüsse in den Spinell-Lherzolith-Xenolithen	47
6.1.5.	Xenolithe aus den unterlagernden Sediment-Gesteinen	55
6.2.	Der Paulet-Vulkan als Rezentbeispiel	56
6.2.1.	Lithologische und vulkanologische Beschreibung der Insel	56
6.2.2.	Petrographie der Basalte der Paulet-Insel	57
6.3.	Geochemie der Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker	58
7.	Back-Arc-Vulkanismus in der Bransfield-Straße	81
7.1.	Back-Arc-Magmatismus im Überblick	81
7.2.	Back-Arc-Magmatismus auf der Deception-Insel und in der Bransfield-Straße	82
7.3.	Lithologischer Aufbau der Insel	83
7.4.	Vulkanologische Beschreibung der Deception-Insel	85
7.5.	Petrographie der Vulkanite der Deception-Insel	85
7.6.	Geochemie der Vulkanite Deception-Insel und der Eruptionzentren der Bransfield-Straße	86
8.	Quartärer Magmatic-Arc-Vulkanismus am Beispiel der Livingston- und Penguin-Insel	88
8.1.	Arc-Magmatismus im Überblick	88
8.2.	Eintrag von ozeanischem Krustenmaterial in den Mantel	88
8.3.	Eintrag von Sediment in den Mantel	90
8.3.1.	Sedimenteintrag am Akkretionskeil und in den unterlagernden Mantel	90
8.3.2.	Lithologie der Sedimente im Südpazifik nahe der Antarktischen Halbinsel	90
8.3.3.	Geochemie der Sedimente von Leg 35	92
8.4.	Arc-Magmatismus auf der Livingston-Insel	93
8.4.1.	Lithologischer Aufbau der Livingston-Insel	93
8.4.2.	Vulkanologische Beschreibung der Aufschlüsse	94
8.5.	Arc-Magmatismus auf der Penguin-Insel	95
8.5.1.	Lithologischer Aufbau der Insel	95
8.5.2.	Vulkanologische Beschreibung der Insel	95
8.6.	Petrographie der Basalte der Livingston- und Penguin-Insel	96
8.7.	Geochemie der Basalte der Livingston- und Penguin-Insel	96

9.	Geochemischer Vergleich der untersuchten Vulkanite beiderseits der Bransfield-Straße	119
9.1.	Magmato-tektonischer Vergleich von Arc- und Back-Arc-Vulkanismus beiderseits der Bransfield-Straße	119
9.2.	Geochemische Veränderungen durch Einströmen von süd pazifischen Mantel in die Quellregion der Vulkanite der Antarktischen Halbinsel	120
10.	Magmato-tektonische Entwicklung der Bransfield-Straße	121
10.1.	Plattentektonische Auswirkungen durch den Zerfall des Westrands von Gondwana	121
10.1.1.	Plattentektonischer Wandel im Gebiet der nördlichen Antarktischen Halbinsel	121
10.1.2.	Strukturelle Beckenentwicklung in der Bransfield-Straße	122
10.2.	Plattentektonisches Modell der Bransfield-Straße ausgehend von geologischen Daten unter Berücksichtigung von geodätischen und geophysikalischen Daten	124
10.2.1.	Tektonische Veränderungen bei der Entstehung der Bransfield-Straße	124
10.2.2.	Plattentektonisch bedingte geochemische Veränderungen der Magmen	125
11.	Literaturverzeichnis	126
Appendix	Geochemische Analysen	142

Zusammenfassung

Der geochemische Vergleich der pliozänen bis rezenten Vulkanite beiderseits der Bransfield-Straße hatte zum Ziel die tektonische Entwicklung der Region näher zu untersuchen. Während der Geländekampagne im Südsommer 1997/98 wurden entlang der Küste der Antarktischen Halbinsel zur Weddell-See die Seal-Nunatakker und die Paulet-Insel, sowie im Bereich der Bransfield-Straße die Livingston- und die Penguin-Insel besucht.

Die Geochemie der pliozänen bis rezenten Basalte der Antarktischen Halbinsel wird im wesentlichen bestimmt von der Entwässerung der abtauchenden Aluk/Phönix-Platte. Die Arc-Basalte der Livingston- und Penguin-Insel ähneln geochemisch Boniniten und Adakiten. Sowohl Boninite als auch Adakite lassen sich aus einem Eintrag junger ozeanischer Kruste in die Subduktionszone zurückführen. Die Schmelzbildung auf der jungen ozeanischen Kruste der Aluk-Platte erlaubt es, die Zusammensetzung der Arc-Basalte auf den Südshetland-Inseln denjenigen der ozeanischen Inseln anzunähern. Die erhöhte thermische Energie leitet sich aus der Nähe zum Antarktis-Phönix-Rücken ab. Im Wandel des Chemismus der Vulkanite der Südshetland-Inseln läßt sich ablesen, daß zu Beginn der Öffnung der Bransfield-Straße sich die Tiefenlage der Schmelzbildung auf der abtauchenden Platte langsam auf das heutige Niveau an hob.

Die Basalte der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel sowie Rücken der Bransfield-Straße basieren auf Schmelzbildungs-Prozessen in einem Back-Arc bzw. „marginal basin“. Die Back-Arc-Vulkanite zeigen einen Übergang zwischen reinem N-MORB und kalk-alkalinen Arc-Basalten („island-arc basalts“). Die dem MORB ähnliche Zusammensetzung von Back-Arc-Vulkaniten läßt auf Bildungsbedingungen ähnlich, denen unter langsam spreizenden mittelozeanischen Rücken schließen. Die heute meßbare Krustendehnung findet im zentralen Bereich der Bransfield-Straße statt. Aktiver Vulkanismus gibt es aller Orten entlang des Bransfield-Rückens. Die Zunahme des Magmatismus von Nord nach Süd wird möglich durch den Kontakt von ozeanischem Mantel des Südpazifiks mit dem kontinentalen der Antarktischen Halbinsel.

Es ist anzunehmen, daß einzelne Rückensegmente eines ozeanischen Spreizungs-Rückens mit dem Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel südlich der Hero-Bruchzone kollidierten, nachfolgend die abtauchende ozeanische Kruste abriß und es zur Ausbildung eines „slab-window“ an der Abrißstelle kam. Nach dem „slab break-off“ kommt es zur Ausbildung einer Kontaktzone zwischen den beiden Manteltypen. Aus der Tatsache heraus, daß die heiße, ozeanische Asthenosphäre in Kontakt tritt mit dem kälteren, an wasserreichen Mineralen (Amphibol bzw. Phlogopit) reichen kontinentalen Mantel unter einer verdickten kontinentalen Lithosphäre, wird der Schmelzpunkt im hangenden Mantelkeil unterschritten und es tritt partielles Schmelzen mit einer ozeanischen „Signatur“ der Magmatite ein. Der Zeitpunkt des Kontakts von ozeanischem Mantel aus dem Südpazifik mit dem kontinentalen Mantel unterhalb der Bransfield-Straße fällt an die Grenze Ober-Miozän – Unter-Pliozän. Der Zeitpunkt fällt somit auch mit dem ersten Aufdringen der Magmatite der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel zusammen.

Mit dem Einströmen ozeanischen Mantels in den ehemals subduktions-beeinflußten Mantel werden MORB-ähnliche Basalte gefördert, die in ihrer Geochemie eine Mischung verschiedener Mantel-Typen zeigen. Mit dem Zerfall des Westrands von Gondwana gelangten Mantel-Strömungen aus dem Süd-Pazifik in das Gebiet der neu entstehenden Scotia-See. Die Mantelströmung um Südamerika herum ist heute noch nachweisbar und beeinflußt weiter im Süden den Bereich der Antarktischen Halbinsel. Im Südshetland-Graben taucht ozeanische Kruste in den Mantel unterhalb der Antarktischen Halbinsel ab und wirkt so wie eine Barriere für den Mantel-Fluß aus dem Südpazifik. Zusätzlich stellt sich ein Umfließen der abtauchenden Platte ein, welches das Rückschreiten der Subduktionsfront sowohl ausgleicht, als auch für die Aufwölbung der Kruste im gesamten Bereich des aktiven Bransfield-Straßen-Riffs verantwortlich ist.

Abstract

The geochemical comparison of Pliocene to recent volcanics on both side of the Bransfield Strait was used to study the tectonic evolution of the region. During one austral summer campaign in 1997/98 volcanic outcrops on the Seal Nunataks and Paulet Island at the Weddell Sea coast of the Antarctic Peninsula and on Livingston and Penguin Island in the Bransfield Strait region were visited.

The geochemistry of Pliocene to Recent basalts from the Antarctic Peninsula is determined by dehydration of the downgoing Aluk/Phoenix plate. The arc-basalts from Livingston and Penguin Island show geochemical analogies to boninites and adakites. Both adakites and boninites derive from subduction of young oceanic crust. Melting of the young oceanic Aluk plate shifts the composition of arc basalts of the South Shetland Islands from calc-alkaline toward oceanic islands tholeiites. Thermal energy increases with decreasing distance to the Antarctic-Phoenix ridge. The change in composition of the South Shetland Islands volcanics was caused by the shallowing of the level of melt generation on the downgoing slab toward its present position.

The basalts from the Seal Nunataks and Paulet Island as from the Bransfield Strait ridge were generated through melting processes in a back-arc or marginal basin. Back-arc volcanics have an intermediate geochemical composition between calc-alkaline arc-basalts (island-arc basalts) and N-MORB. The chemical composition of back-arc basalts show similarities to MORB from slow spreading oceanic ridges. Measurable active spreading is only restricted to the central part of the Bransfield Strait. The volcanic activity is limited along the Bransfield Strait ridge. An increase of magmatism from north to south is thought to be triggered through contact of oceanic mantle from the southeast Pacific with the Antarctic Peninsula continental mantle.

It is assumed that segments of an oceanic spreading center collided with the Antarctic Peninsula continental margin south of the Hero fracture zone and the formation of an slab-window was initiated by slab break-off. After the slab break-off, two different mantle types came into contact. Interaction of oceanic asthenosphere with colder continental mantle, rich in minerals with higher water content, caused partial melting in the continental mantle wedge. Thereby melts were generated with oceanic signature. It is assumed that, oceanic mantle from the south Pacific got in contact with the Antarctic Peninsula continental mantle between upper Miocene to lower Pliocene. The first occurrence of Seal Nunataks and Paulet Island volcanics support these too.

The intrusion of oceanic mantle into the subduction-related mantle wedge lead to generation of basalts similar to MORB which show features of melting of different mantle types. With the break-up of West Gondwana the new established Scotia Sea came under the influence of mantle flow out from the south Pacific. Actual mantle flow around the South American trench is still measurable today and may influence the Antarctic Peninsula area to the south. Along the South Shetland trench oceanic lithosphere was subducted and acted like a barrier for mantle flow under the Antarctic Peninsula. It is assumed that trench parallel upper mantle flow will trigger the oceanward migration of the South Shetland trench and force crustal uplift within the active Bransfield Strait rift.

Vorwort

Die Idee zu dieser Arbeit entstand während meiner ersten Expedition zu den Seal-Nunatakkern vom Oktober bis Dezember 1994 unter der Leitung von Herrn Dr. Rodolfo del Valle vom Instituto Antartico Argentino in Buenos Aires, Argentinien.

Aus den Ergebnissen der Kampagne von 1994 und einer umfangreichen Literaturrecherche entstand der Arbeitsplan für die Geländearbeiten im Südsommer 1997/98. Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. Hubert Miller erweiterte ich mein Arbeitsgebiet auf beide Seiten der Bransfield-Straße, um so die jüngste geologische Entwicklung der Region erfassen zu können. Die Dissertation ist eingebettet in das Verbundvorhaben des BMBF „Referenznetz II: Geodynamik der mobilen Zone Antarktische Halbinsel - Scotia Arc im Vergleich der geologischen Geschichte mit rezenten Bewegungsraten“, Förderkennzeichen 03 PL 022 D.

Mit seiner konstruktiven Kritik und seiner fachlichen Kompetenz hat mein Doktorvater, Herr Miller viel zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen. Mit seiner Hilfe war es mir möglich, daß ich alle notwendigen Arbeiten in der Antarktis und in München ausführen konnte. Herrn Miller sei an dieser Stelle besonders gedankt, daß ich auch über die Projektlaufzeit hinaus mit finanziellen Mitteln ausgestattet wurde.

Gedankt sei hier Herrn Dr. Rodolfo del Valle, der mir die Teilnahme an den Expeditionen des Instituto Antártico Argentino zu den Seal-Nunatakkern ermöglichte und dessen umfassendes Wissen über die Geologie der Region mir im Gelände von unschätzbarem Wert war.

Meinen beiden Kollegen vom Instituto Antártico Argentino, Herrn Juan-Manuel Lirio und Herrn Hector Nunes danke ich für deren tatkräftige Unterstützung während den Geländearbeiten im Südsommer 97/98. Deren Aufgeschlossenheit und Diskussionsbereitschaft im Gelände trug in einem nicht unerheblichen Maß zum Gelingen meiner Arbeit bei.

Meinem langjährigen Freund und Partner Prof. Dr. Christo Pimpirev von der Sofia Universität, Bulgarien verdanke ich meine Teilnahme an der 5. bulgarischen Antarktisexpedition zur Livingston-Insel. Seine Kompetenz und sein Fachwissen zur Geologie der Livingston-Insel erleichterte mir die Expeditionsplanung und Durchführung. Seinem persönlichen Einsatz vor Ort ist es zu verdanken, daß ich die Möglichkeit bekam bislang unbekannte Vulkane anzulaufen und zu beproben.

In Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Wilfried Jokat und Herrn Dr. Christian Müller vom Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven leitete ich beim Vergleich von meinen Ergebnissen mit den im Verbund-Projekt erarbeiteten geophysikalischen Ergebnissen mein geodynamisches Modell ab.

Herrn Dr. habil. Stefan Hölzl danke ich für seine tatkräftige Unterstützung bei der Laborarbeit, den Messungen am Massenspektrometer und seiner steten Bereitschaft mir in fachlichen Fragen Rede und Antwort zu stehen.

Dem Laborleiter des geochemischen Labors am Bayerischen Geologischen Landesamtes (GLA), Herrn Dr. Elmar Linhard und dessen Mitarbeitern sei für die Erstellung der Spurenelement-Analysen an dieser Stelle besonders gedankt. Ermöglicht wurde die Amtshilfe aus dem GLA durch die dankenswerte Unterstützung seitens des Präsidenten Herrn Prof. Dr. Schmid.

Den Mitarbeiterinnen aus dem Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU Frau Lisa Böck, Frau Heide Felske, Frau Susanne Gräler und Frau Marianne Werner sei gedankt für deren Hilfe bei der Aufbereitung und Analyse meiner Proben, als auch der graphischen Darstellung meiner Ergebnisse.

Unserer Institutssekretärin Frau Haitz danke ich für ihre Beratung und Mithilfe bei der Erstellung meiner Dissertationsschrift und auch ihrer Geduld bei meinen vielen Fragen.

Meiner Familie und insbesondere meiner Freundin Barbara Bassler verdanke ich den nötigen psychologischen Rückhalt, der notwendig war um diese Arbeit zu erstellen.

Acronym-Liste

ACTLABS: Activation Laboratories Ltd.

AFC: Assimilation and Fractional Crystallization (Assimilation und fraktionierte Kristallisation)

APVG: Antarctic Peninsula Volcanic Group

BMBF: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie

BSE: Bulk Silicate Earth

CAB: Calc-Alkaline Basalt

DM: Depleted Mantle

DMM: Depleted MORB Mantle

DSDP: Deep Sea Drilling Project

DUPAL anomaly: Besonderheit in der Isotopie des Mantels der südlichen Hemisphere nach
DUPre & ALlegre (1983)

EM: Enriched Mantle

E-MORB: Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt

EPR: East Pacific Rise

GH-I(II): Gleaner Hights-I(II) (Vulkanbauten GH-I bzw. GH-II auf der Livingston-Insel)

GLA: Bayerisches Geologisches Landesamt

GPS: Global Positioning System

HFSE: High Field Strength Elements

HIMU: High- μ Mantle

HREE: Heavy Rare Earth Elements

HVB: High Velocity Body

IAT: Island Arc Tholeiite

ICP: Inductively Coupled Plasma (Emission Spectrometry)

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma Mass Emission Spectrometry

INAA: Instrumental Neutron Activation Analysis (Neutronen-Aktivierungs-Analyse)

ITRF: International Terrestrial Reference Frame

JRIVG: James Ross Island Volcanic Group

Acronym-Liste

LFS: Low Field Strength Elements

LILE: Large Ion Lithophile Elements

LREE: Light Rare Earth Elements

Ma: Millionen Jahre

MBF: Miers Bluff Formation

MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt

MREE: Middle Rare Earth Elements

MS: Massenspektrometer

NHRL: Northern Hemisphere Reference Line

N-MORB: Normal-Type (N-Type) Mid-Ocean Ridge Basalt

ODP: Ocean Drilling Project

OIA: Oceanic Islands Alkali Basalt

OIB: Oceanic Islands Basalt

OIT: Oceanic Islands Tholeiite

PAR: Pacific Antarctic Ridge

ppb: Parts Per Billion

ppm: Parts Per Million

ppt: Parts Per Trillion

PREMA: Prevalent Mantle

REE: Rare Earth Elements

RFA: Röntgenfluoreszenzanalyse

SCAR: Scientific Committee on Antarctic Research

SCAR WG-GGI: SCAR Working Group on Geodesy and Geographic Information

SEE: Seltenerdelemente

SMC: Scotia-Metamorphic-Complex

SOPITA: South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly

TAS: Total Alkalis-Silica Diagramm

TPG: Trinity Peninsula Group

1. Einführung

1.1. Einleitung und Problemstellung

Die vorliegende Arbeit ist Teil des BMBF-Vorhabens „Referenznetz II“ und hatte den Ansatz, geodätisch ermittelte Bewegungsdaten geologisch zu interpretieren. Die Standorte der GPS- (Global Positioning System) Empfänger wurden so gewählt, daß Internbewegungen innerhalb der Antarktischen Halbinsel erfaßt werden konnten (Abbildung 1.1). Die Verdichtung des Referenznetzes um die Bransfield-Straße hatte zum Ziel, dieses Gebiet genauer zu untersuchen, da man hier eine aktives Dehnungsgebiet vermutete. Die Ergebnisse aus den GPS-Messungen zeigten, daß sich diese Vermutung bewahrheitete. Man kann heute davon ausgehen, daß sich das Becken der Bransfield-Straße mit einer Spreizungsrate von ca. 11-13 mm/a öffnet (NIEMEIER et al., 2000 und MAYER et al., 2000).

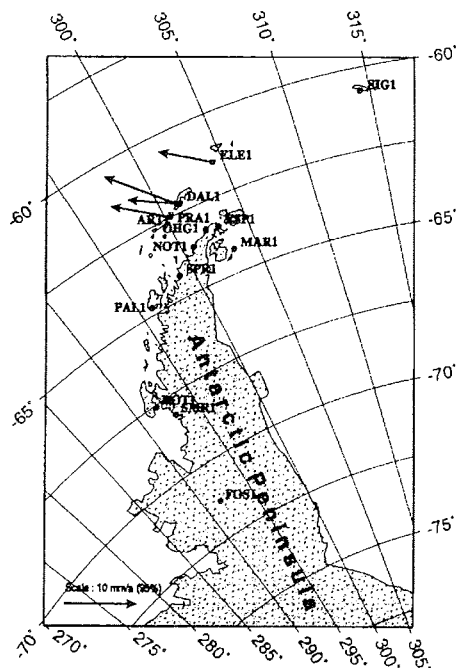
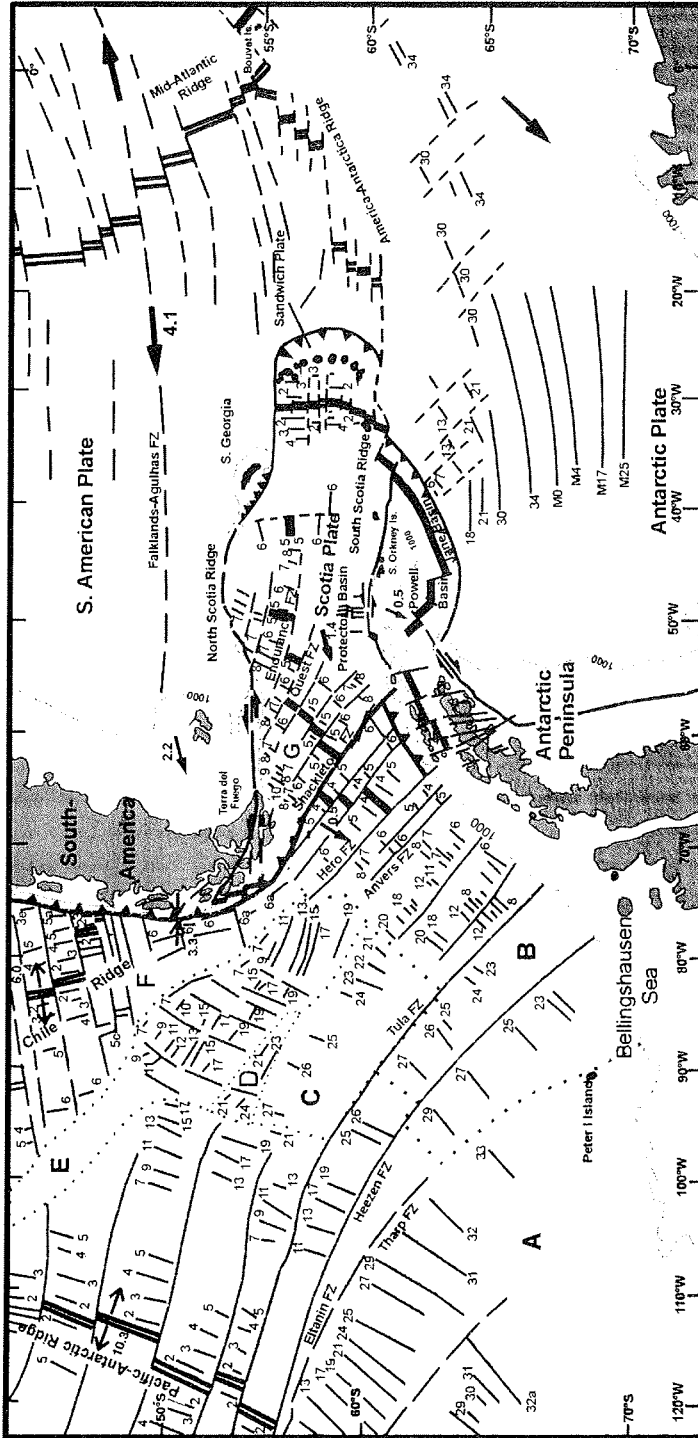


Abb. 1.1: GPS-Stationen im Referenznetz Antarktische Halbinsel. Einzelpunktbewegungen innerhalb der Südshetland-Inseln relativ zur Antarktischen Halbinsel. (NIEMEIER et al., 2000, Abbildung 11, S. 120)

argentinischer Kollege Juan-Manuel Lirio, ebenfalls vom Instituto Antártico Argentino, half mir auf den Seal-Nunatakkern bei der sedimentologischen Interpretation der einzelnen Profile. Die schwierige Erreichbarkeit der Aufschlüsse an Land in der Antarktis stellten immer wieder eine logistische Herausforderung dar, die nur durch eine internationale Zusammenarbeit bewältigt werden konnte.

Während eines Expeditionszeitraums von Oktober 1997 bis März 1998 wurden möglichst viele Vulkanaufschlüsse angefahren und beprobt (Probennahmepunkte fett gedruckt in Abbildung 1.3.). Die einzelnen Aufschlüsse waren zwar in der Literatur benannt und es liegen einige geochemische Analysen vor, aber der Vulkanologie wurde bislang nur wenig bis kein Augenmerk geschenkt. Die Geländearbeit diente der stratigraphischen Einordnung der Aufschlüsse und der Abwägung klimatischer Einflüsse auf das Gestein.

Die Geochemie der gesammelten Basaltproben ist das Schwerpunktthema meiner Dissertation. Mit Hilfe der Geochemie konnten die einzelnen Probenpunkte verglichen und ein möglicher Wandel im geologischen Umfeld nachgezeichnet werden. Dazu wurden Gehalte



Vert 2001

0 1000 km at 60°S

Symbols used in the map:

- 5 Anomaly Number
- FZ Fracture Zone
- Spreading Ridge
- Subduction Zone
- Former plate boundary
- Edge of shelf ice
- 1000 m isobath

Sea floor divided into regions based on the spreading ridge at which oceanic crust was generated (from Canide et al., 1992):

- A = Pacific-Antarctic-Bellingshausen;
- B = Akuk-Antarctic-Bellingshausen;
- C = Pacific-Phoenix;
- D = Pacific-Fanlon;
- E = Antarctic-Fanlon;
- F = Antarctic-Nazca;
- G = Spreading on a now-extinct ridge east of the Shackleton Fracture Zone

Compiled map of the Scotia Sea tectonics and sea-floor magnetic anomalies.

The Antarctic Peninsula and southeastern Pacific Ocean. Sea floor magnetic data and structural features from Apaxia & Leung (1996), Barker (1992), Canide et al. (1992), Del Valle & Rinaldi (1992), Elliot (1998), Gonzalez Ferran (1985), Galindo-Zaldívar et al. (1996), Klepeis & Lawver (1996), Labrecque et al. (1986), Livramento et al. (1994), Peleayo & Wiens (1989), Sloan et al. (1985).

Abb. 1.2: Tektonische Karte der Scotia-See

an Haupt-, Neben-, Spuren- und Seltenerdelementen sowie die Strontium- und Bleisotopen-Verhältnisse in nicht alterierten und undeformierten Vulkaniten gemessen. Die Isotopensysteme des Strontiums und des Bleis reagieren empfindlich auf Änderungen im geologischen Umfeld und erlauben weitere wichtige Rückschlüsse hinsichtlich der Genese. Aus den Daten wurde die geotektonische Position ermittelt und ein neues geodynamisches Modell der Antarktischen Halbinsel erstellt.

1.2. Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Die Südshetland-Inseln liegen 950 km südlich von Kap Hoorn entfernt. Die Bransfield-Straße bildet ein im Durchschnitt 100 km breites Meeresbecken, das die Südshetland-Inseln von der Antarktischen Halbinsel trennt. Südamerika und die Antarktische Halbinsel werden durch die Drake-Passage und die Scotia-See getrennt (Abbildung 1.2). Umgrenzt wird die

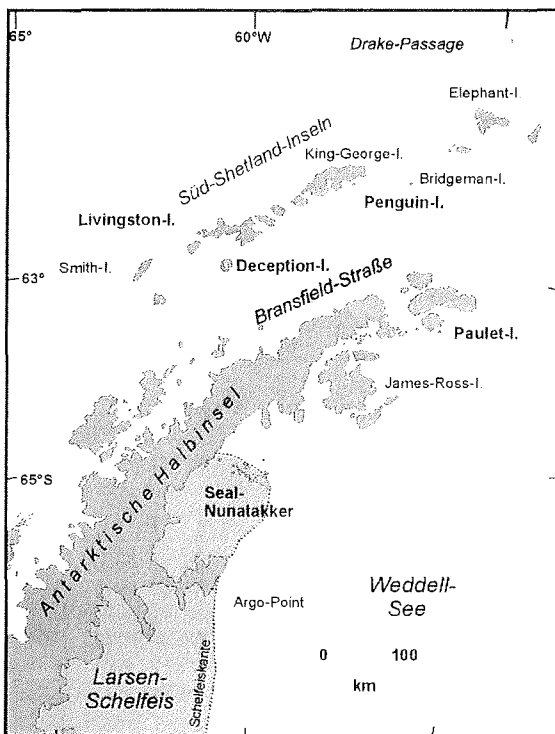


Abb. 1.3: Übersichtskarte Antarktische Halbinsel

Scotia-See vom überwiegend submarinen Scotia-Rücken, welcher Südamerika und die Antarktische Halbinsel in einem weiten Bogen verbindet. Die Südshetland-Inseln formen eine Linie von Inseln entlang der Antarktischen Halbinsel. Die beiden größten Inseln sind die Livingston- und die King-George-Insel. Der Livingston-Insel ist die Deception-Insel und der King-George-Insel ist die Penguin-Insel vorgelagert (Abbildung 1.3). Die Deception-Insel und die Penguin-Insel sind beide vulkanischen Ursprungs und bis in die heutige Zeit aktiv. Die Ruinen britischer, chilenischer und argentinischer Stationen auf der Deception-Insel zeugen von verheerenden Ausbrüchen in den Jahren 1969 und 1970. Die Südshetland-Inseln weisen zentrale Firnhäuben auf und nur entlang der Küste sind Aufschlüsse vorhanden.

Die Antarktische Halbinsel selbst stellt einen mehrere tausend Kilometer langen Gebirgszug dar. Das vergletscherte Plateau liegt auf über eintausend Metern, Bergspitzen mit bis über zweitausend Metern

ragen über dem Eis empor. Die alpinotypen Gletscher kalben im Bereich der Bransfield-Straße direkt an Steilabbrüchen ins Meer und bilden etwas weiter im Süden um die Alexander-Insel herum kleinere Schelfeis-Felder. Entlang der Küste zur Weddell-See der Antarktischen Halbinsel entstand durch die Gletscher ein breites Schelfeis-Gebiet, das Larsen-Schelfeis. Das Larsen-Schelfeis lagert sich vom Norden um die James-Ross-Insel über die Seal-Nunatakker und Jason-Halbinsel hinweg an, um sich im Süden der Weddell-See mit dem Larsen-Rijser-Schelfeis zu vereinigen.

Klimatisch werden die Südshetland-Inseln von feuchtkaltem Klima mit hohen Niederschlägen beherrscht, der Bereich des Larsen-Eisschelfes von einem trocken-kaltem Wetter. Die Antarktische Halbinsel ist die Wetterscheide, da sich die vom Südatlantik herantreibenden Wolkenfronten dort niederschlagen. Große Tafelberge brechen seit dem Januar 1995

vom Larsen-Eisschelf ab und treiben hinaus in die Weddell-See. Das Zerbrechen des Larsen-Eisschelfes bezieht heute den gesamten Küstenbereich ein und läßt die Seal-Nunatakker als Inselgruppen zurück.

1.3. Geologischer Rahmen

Die Antarktische Halbinsel – als Segment des zirkum-pazifischen Vulkangürtels mit andesitischem Magmatismus – wird oft als die Fortsetzung des andinen, magmatisch aktiven Vulkangürtels im Süden Chiles gesehen (TARNEY et al., 1982).

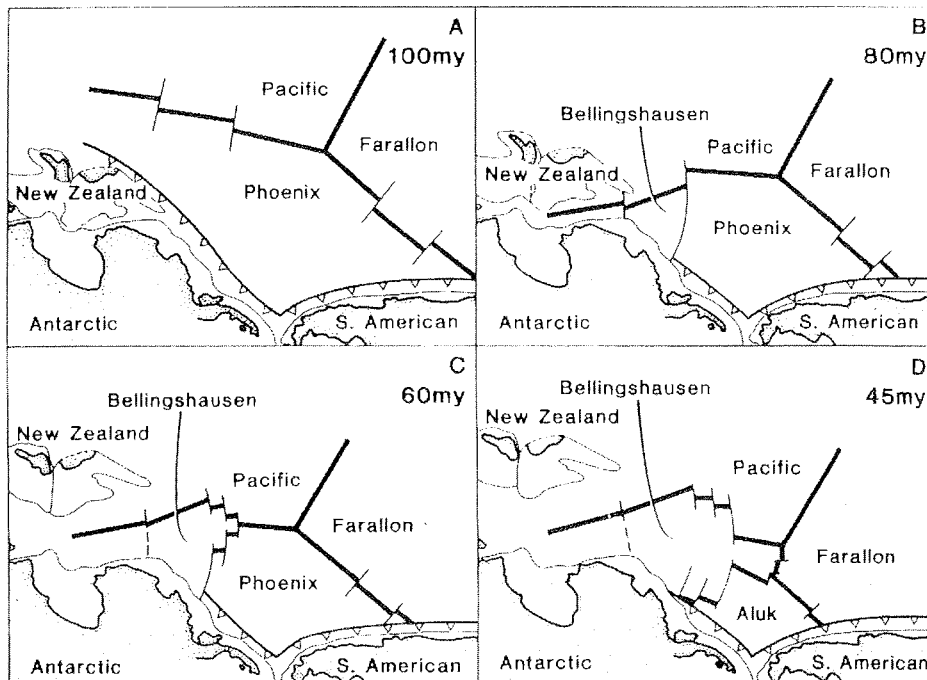
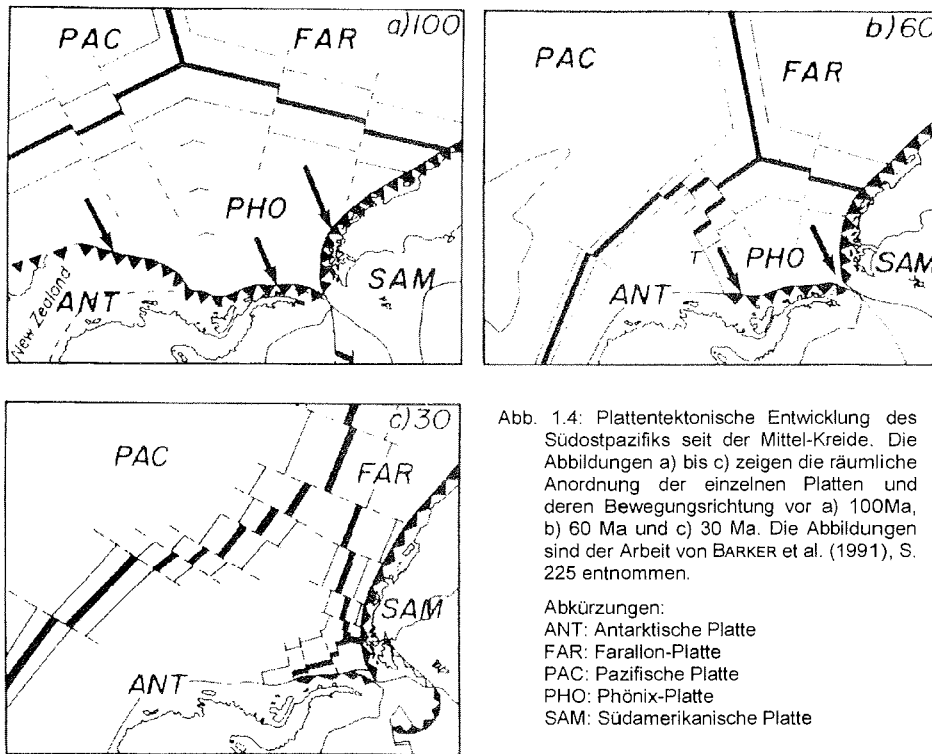
Das Mesozoikum und auch größtenteils das Paläozoikum hindurch zog sich ein aktiver Kontinentalrand entlang der Westküste Südamerikas, der Pazifikküste der Antarktischen Halbinsel bis nach Marie-Byrd-Land und Neuseeland (BARKER et al., 1991, CUNNINGHAM et al., 1995). Die Küste zum Proto-Pazifik bildete gleichzeitig den Westrand von Gondwana. Der Begriff Gondwanaland, oder auch das Land des Gonden-Volkes nach einer Lokalität in Südindien bezeichnet, wurde bereits im ausgehenden 19. Jahrhundert von dem österreichischen Geologen EDUARD SUESS eingeführt. Er faßte aufgrund gemeinsamer Vorkommen von Floren und Faunen, wie z.B. der Glossopteris-Flora und der Verbreitung des Lystrosaurus, die heutigen Südkontinente Afrika, Südamerika, Indien und die Antarktis zu einer paläogeographischen Provinz zusammen. Der Bereich der Südshetland-Inseln war im Perm und in der Trias Teil des Westrandes von Gondwana zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel. Im Oberjura begann der Superkontinent Gondwana zu zerbrechen. Die Antarktische Halbinsel wurde von Südamerika und der Ostantarktis isoliert durch die Ausbildung neuer Meeresbecken in der Weddell- und Scotia-See. Bedingt wurde die Meeresbecken-Neubildung durch die Öffnung des Südatlantiks und des Südindik.

Der aktive Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel war geprägt durch ein ostgerichtetes Abtauchen ozeanischer Kruste der Phoenix-Platte im Tiefseeegraben (Trench) vor den heutigen Südshetland-Inseln. Im Tiefseeegraben wurden die auflagernden Sedimentpakete abgesichert und im Akkretionskeil der Antarktischen Halbinsel angelagert. Die Metamorphite des Scotia-Metamorphic-Complex (SMC von TANNER et al. 1982) auf der Elephant-, Clarence- und Smith-Insel stellen die ehemaligen Ozeanboden-Sedimente der Phoenix-Platte dar (DALZIEL, 1984). Der mit der Subduktions-Zone in Verbindung stehende magmatisch aktive Bogen (Magmatic-Arc) lag auf dem Gebiet der heutigen Antarktischen Halbinsel.

Entlang des Pazifik-Phoenix- und Farallon-Phoenix-Rückens wurde ozeanische Kruste der Phoenix-Platte gebildet (Abbildung 1.4). Am Westrand Gondwanas entwickelte sich im Oberjura die Pazifik-, die Farallon- und die Phoenix-Platte, eine einfache Plattengrenze mit einem Tripel-Punkt (Triple-Junction) im Südostpazifik (BARKER, 1982, BARKER et al., 1991). Ausgehend von dem Tripel-Punkt erstreckt sich der Pazifik-Phoenix-Rücken entlang des Antarktischen Kontinentes, der Farallon-Phoenix-Rücken entlang der Küste Südamerikas.

Segmente des Farallon-Phoenix-Rückens kollidierten in der Unterkreide bei ca. 100 Ma mit dem Kontinentalrand Südamerikas, wodurch sich der Tripel-Punkt sukzessive in Richtung der Antarktischen Halbinsel verlagerte (Abbildung 1.4a). Segmente des Pazifik-Phoenix-Rückens stießen mit dem neuseeländischen Teil des antarktischen Kontinentalrandes (BARKER et al., 1991) zusammen (Abbildung 1.5a). Es spaltete sich Neuseeland vom antarktischen Kontinent ab und bildete ab der Oberkreide vor ca. 80 Ma einen eigenständigen Mikrokontinent (Abbildung 1.5b). Das Abspalten Neuseelands von der Antarktis ließ ein neues Rückensystem, den Antarktis-Pazifik-Rücken entlang der Pazifikseite der Antarktis ausformen. Der Antarktis-Pazifik-Rücken zweigte sich im Paleozän vor ca. 60 Ma auf und es entstand ein neuer Rücken, der die Phoenix-Platte in die Bellingshausen- und Aluk-Platte teilte (ELLIOT, 1988). Im Eozän erweiterte sich die Verzweigung des Pazifik-Phoenix-Rücken zum Pazifik-Bellingshausen- und Bellingshausen-Aluk-Rücken (Abbildung 1.5).

Die am Antarktis-Pazifik-Rücken neugebildete ozeanische Kruste erweiterte sich zur Bellingshausen-Platte und ließ den Mikrokontinent Neuseeland von der Antarktis wegdriften.



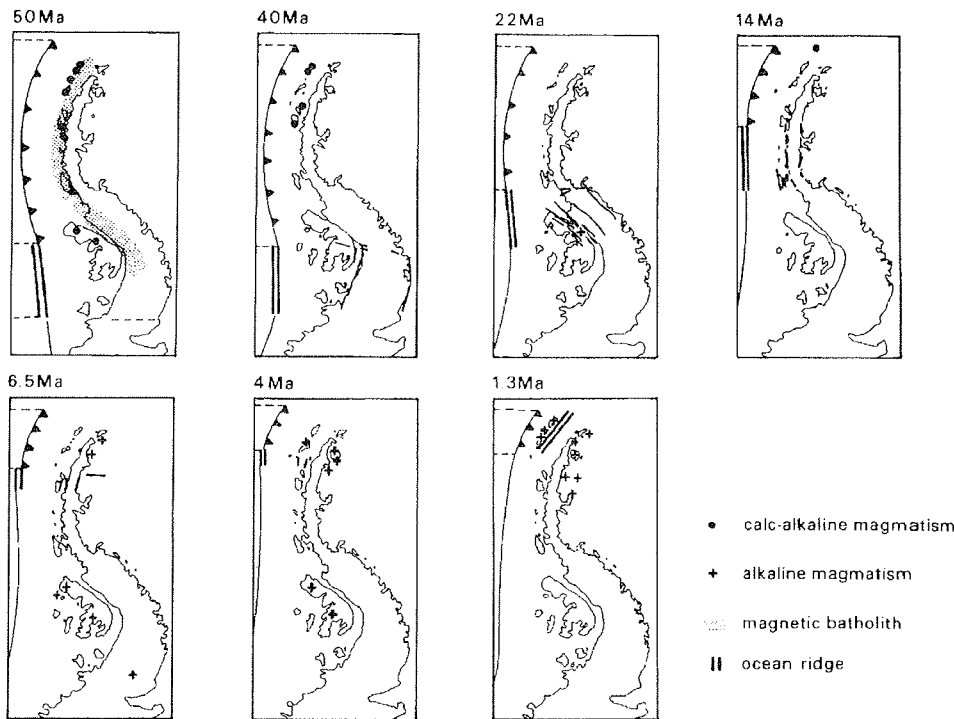


Abb. 1.6: Vereinfachtes Modell zur Entwicklung des känozoischen Extensionsregime in der kontinentalen Lithosphäre der Antarktischen Halbinsel nach dem sukzessiven Stoppen der Subduktion (nach GARRETT & STOREY, 1987)

Die bislang entlang des Tiefseegrabens der Antarktis ausgebildete Subduktionszone wanderte mit Neuseeland nach Osten. Der ehemals aktive Kontinentalrand der Antarktis wurde inaktiv und die Bellingshausen-Platte wurde, getrennt durch die Tharp-Fracture-Zone, Teil der Antarktische Platte. Segmente des Bellingshausen-Aluk-Rückens kollidierten mit dem Kontinentalrand der Antarktis, wodurch in dem Bereich die Bellingshausen-Platte Teil der Antarktischen-Platte wurde. Im Eozän (vor ca. 45 Ma) vereinigte sich der Antarktis-Pazifik-Rücken mit dem Pazifik-Farallon-Rücken und dem Farallon-Aluk-Rücken an einem weiteren Tripelpunkt (ELLIOT, 1988). Die Aluk-Platte wurde im Gegenzug immer kleiner, da im Bereich der Antarktischen Halbinsel weiterhin ozeanische Kruste der Aluk-Platte subduziert wurde. Die Subduktion entlang der Antarktis kam als Folge der Kollisionen des Antarktis-Phoenix-Rückens mit dem Tiefseegraben der Antarktischen Halbinsel (GARRETT & STOREY, 1987, SCARROW et al., 1997) von Süden nach Norden sukzessive zum Erliegen (Abbildung 1.6).

Die Lage des Inselbogens im Abstand zum Graben wird vom Winkel der abtauchenden Platte definiert. Bei langsamen Subduktionsraten vergrößert sich der Eintauchwinkel und es kommt zu tektonischen Phänomenen, wie der Verlagerung des Grabens ("trench migration"), einem Umbiegen der abtauchenden Platte ("roll-back") sowie einer Dehnung im Back-Arc-Bereich ("backarc spreading"), gekoppelt mit einer Dehnung oder Kompression am Arc (DAVIES & STEVENSON, 1992). Infolge abnehmender Spreizungstätigkeit des Aluk-Rückens verlangsamte sich einerseits die Neubildung ozeanischer Kruste der Aluk-Platte. Es sinkt weiterhin ozeanische Kruste der Aluk-Platte im Südshetland-Graben ab, aber durch den fehlenden Nachschub verringert sich der tektonische Druck am Graben (HENRIET et al., 1992). Als Folgereaktion trat ein „Abrollen“ der abtauchenden Platte („slab rollback“) ein und der Vulkangürtel verlagerte sich ozeanwärts. Der Abtauchwinkel des abtauchenden Mantelteils vergrößerte sich und der erkaltete Teil der abtauchenden Lithosphäre sank unter dem Inselbogen der Südshetland-Inseln weiter ab.

Der magmatisch aktive Inselbogen bewegte sich von der Antarktischen Halbinsel weg auf den ehemaligen Forearc-Bereich im Gebiet der Südshetland-Inseln (ELLIOT, 1988). Durch die Verlagerung des Inselbogens setzte eine Dehnung in der Proto-Bransfield-Straße im Back-Arc-Bereich bereits im Unter-Oligozän ein (KELLER et al., 1991). Verbunden mit der

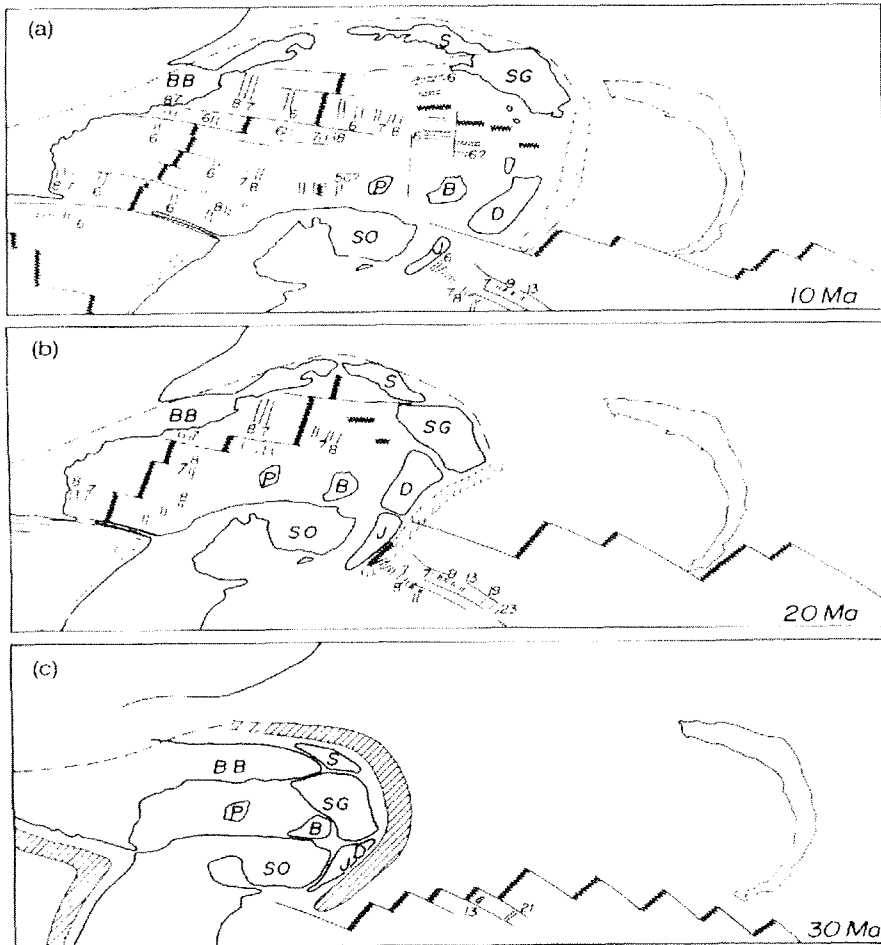


Abb. 1.7: Rekonstruktion der geologischen Entwicklung der Scotia-See vor a) 10 Ma b) 20 Ma und c) 30 Ma (nach BARKER et al., 1991).

Abkürzungen:

B: Bruce-Bank, BB: Burdwood-Bank, D: Discovery-Bank, J: Jane-Bank, P: Pirie-Bank,
S: Shag-Rocks, SG: Süd-Georgien, SO: Süd-Orkney-Inseln

Verlagerung des Inselbogens öffnete sich ein Randbecken („back-arc basin“) hinter dem Inselbogen. Das Becken der Bransfield-Straße senkte sich im Plio/Pleistozän nachweislich ein (PRIETO et al., 1998) und es brach zeitgleich ein Back-Arc-Vulkanismus aus (KELLER et al., 1991, LAWVER et al., 1995). WILLAN & KELLEY (1999) untersuchten das Alter und den Chemismus von Gängen auf den Südshetland-Inseln, konnten aber keinen Hinweis über den Beginn des Rifting in der Bransfield-Straße erbringen. Um den tektonischen Bransfield-Graben bildeten sich beiderseits tektonische Horste. Die östliche Grabenschulter stellt die Antarktische Halbinsel (GARRETT & STOREY, 1987) dar, die Südshetland-Inseln (BIRKENMAJER, 1998) sind die westliche Grabenschulter. Die Hebung der Südshetland-Inseln wird von TROUW et al. (1998) und WILLAN & KELLEY (1999) mit einem Alter jünger als 47 Ma angege-

ben. Ein eozänes Alter der Dehnung bzw. Rift-Bildung wird von BIRKENMAJER (1998) postuliert basierend auf Geländebefunden auf den Südshetland-Inseln und Altersdatierungen. Bedingt durch die Dehnung der Lithosphäre zergleitet der Inselbogen, was den Aufstieg von Mantel-Diapiren, gebildet aus Dekompressions-Schmelzen aus dem unterlagernden Mantel, ermöglicht (BARKER & AUSTIN, 1998).

Das Zergleiten von Südamerika und der Antarktischen Halbinsel entlang der neu entstandenen Shackleton-Bruchzone wurde eingeleitet mit der Kollision des Tripel-Punktes der Bellingshausen-, Farallon- und Aluk-Platte mit der Subduktionszone West-Gondwanas im Eozän. Gleichzeitig wurde durch diesen Zusammenprall die Bildung der Scotia-See eingeleitet (BARKER et al., 1991, CUNNINGHAM et al., 1995). Die Südspitze Südamerikas, Feuerland und das Falkland-Plateau lagen damals vermutlich in der Nördlichen Weddell-See, was durch Aufbruchstrukturen in der östlichen Weddell-See und durch heute inaktive Rücken mit ehemaliger N-S-Spreizung in der westlichen Scotia-See belegt wird (JOKAT, 1999 frendl. mündl. Mitt.). Beginnende Ozeanboden-Spreizung in der Drake-Passage ist nachweisbar seit dem Oligozän vor ca. 23 Ma (BARKER & BURRELL, 1977).

Der Bereich des Larsen-Beckens war seit der Oberkreide gekennzeichnet durch eine Dehnungstektonik, welche das Zergleiten von Südamerika und der Antarktischen Halbinsel begleitete. Im Eozän, zwischen 50 und 30 Ma, trennten sich Südamerika und die Antarktische Halbinsel, wobei der gesamte Bereich der Halbinsel gedehnt wurde (CUNNINGHAM et al., 1995). Die Aufweitung des Larsen-Beckens und der damit assoziierte Vulkanismus gingen einer Krustendehnung nebst Vulkanismus im Powell-Becken voraus (BARBER et al., 1991 und COREN et al., 1997). Dieser seit dem Oligozän bestehende westgerichtete Trend wird mit der Vergrößerung der Scotia-Platte in Verbindung gebracht (Abbildung 1.7). Damit verbunden ist die Bildung der Scotia-See mit dem Auseinanderdriften der umgebenden Kontinente (BARKER et al., 1991). Das Gebiet des Larsen-Schelfeises war ein Back-Arc-Sedimentationsbecken ohne den Nachweis von Vulkanismus (ELLIOT, 1982). Erst als die Spreizung an den verbliebenen Segmenten des Bellingshausen-Aluk-Rückens nachließ und die Subduktions-Zone sich grabenwärts verlagerte, lebte der Vulkanismus der James-Ross-Insel-Volcanic-Group (JRIVG) auf (LAWVER et al., 1995). Der Bereich der Antarktischen Halbinsel wurde gedehnt (STOREY & GARRETT, 1985, GARRETT & STOREY, 1987) und es konnten sich im Ober-Miozän die Eruptionszentren der JRIVG entwickeln (SYKES, 1988).

Parallel mit dem Aufbrechen und Auseinandergleiten der Kontinente im Bereich der heutigen Scotia-See entstand der Scotia-Rücken mit einem nördlichen und einem südlichen Ast. Perlschnurartig sind entlang des Scotia-Rückens Kontinentfragmente, wie Südgeorgien und die Südorkney-Inseln, aufgereiht. Submarine Fragmente, wie die Burdwood-, Bruce- und Jane-Bank, stellen weitere Teilstücke dar. Man findet entlang des Scotia-Rückens von Feuerland, unterbrochen vom Südsandwich-Inselbogen bis zur Antarktischen Halbinsel, Anzeichen großräumiger Blattverschiebungen. Blockrotationen, deren Segmente gestaffelt „en-echelon“ angeordnet vorliegen, schräge Extensionsbecken („pull-apart basin“), schräge Überschiebungen („pop-ups“) sowie Brüche und Störungen, die im Anschnitt einem Blumen-Strukturen ähneln („flower structures“), sind als Nachweis für Blattverschiebungen entlang von Transform-Störungen zu sehen (GALINDO-ZALDIVAR et al., 1996).

Die Bildung des Südsandwich-Inselbogens begann bereits im Oligozän mit Subduktionsvorgängen östlich der Jane- und Discovery-Bank (BARKER et al., 1991). An den Rückensystemen des sich eintiefenden Dehnungsbeckens wurde die ozeanische Scotia-Platte geformt und glich die gegenläufige Bewegung der auseinander driftenden Kontinente im Südatlantik aus (Abbildung 1.7).

Aktive Subduktion findet seitdem nur noch im Tiefseeegraben der Südshetland-Inseln statt. Im Ober-Pliozän bei ca. 4 Ma kam die Spreizungstätigkeit der Rücken in der Drake-Passage zum Erliegen. Seismische Aktivitäten an den verbliebenen Rückensegmenten des ehemaligen Pazifik-Phoenix-Rückens in der Drake-Passage sind auf Abkühlungsvorgänge zurückzuführen. Der verbliebene Teil der Phoenix-Platte ist heute als Drake/Aluk-Mikroplatte Teil der Antarktischen Platte und wird am Südshetland-Graben subduziert (BARKER, 1982, BARKER et al., 1991).

1.4. Klimaentwicklung

Die Klimaentwicklung in der Antarktis steht im engen Zusammenhang mit dem Zerbrennen von Gondwana und wurde von zwei tektonisch bedingten Faktoren gesteuert. Die Antarktis glitt einerseits seit dem Unter-Jura beständig in ihre heutige Lage am Südpol. In den Bereich des Südpols gelangten in der Oberkreide (ca. 90 Ma) zuerst Teile der West-Antarktis, wie z.B. Marie-Byrd-Land (GRUNOW et al., 1991). Die Ost-Antarktis erreichte ihre heutige Lage im Mittel-Tertiär (LAWVER et al., 1991). Andererseits war die Antarktische Halbinsel noch in der Oberkreide mit Südamerika verbunden.

Die Lage der Antarktischen Halbinsel nördlich des sechzigsten Breitengrades (GRUNOW et al., 1991) lässt auf ein kontinental-gemäßigtes Klima schließen. Fossile Wirbeltiere beweisen ein gemäßigtes Klima bis in das Eozän hinein (WOODBURNE & ZINSMEISTER, 1984). Auf ein Vorhandensein signifikanter Eismassen vom Paleozän bis in das Eozän in der Antarktis folgern DENTON et al. (1991) aus Befunden von $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen an marinen Sedimenten. Im Unter-Oligozän erreichte das Eisvolumen der Erde in etwa ein Mittel zwischen

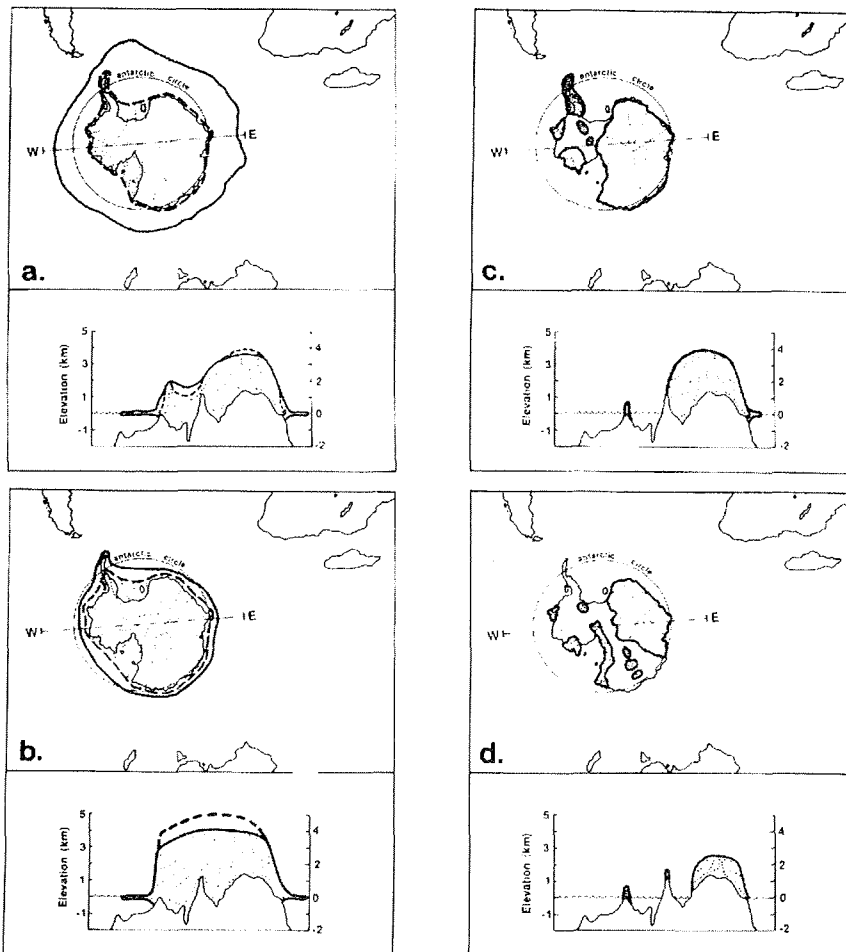


Abb. 1.8: Veränderungen im Volumen der antarktischen Eiskappe seit 6 Ma (aus DENTON et al. 1991).
 a) Spät-Pleistozän – der heutige Stand ist gestrichelt dargestellt, b) Pliozän – maximale Eismächtigkeit,
 c) Pliozän bei ca. 2,5 Ma – erneute Ausbreitung, d) Pliozän – alpinotype Vergletscherung der Gebirge.

dem heutigen Stand und dem im Hoch-Glazial (POORE & MATTHEWS, 1984). Mit Öffnung der Drake-Passage im Ober-Eozän/Unter-Oligozän bildete sich die zirkum-antarktische Strömung aus und die Antarktis wurde vollends thermisch isoliert (KENNETT, 1977). Dies bewirkte, daß im Oligozän der antarktische Eisschild sich durch die Vereinigung der einzelnen Eismassen bildete. Das erstmalige Auftreten von glazialen Sedimenten im Eozän der King-George-Insel belegt eine beginnende Vereisung auf dem Gebiet der Antarktischen Halbinsel (BIRKENMAJER, 1998). Der erste Höhepunkt der Vereisung im Miozän erreichte in etwa das halbe Volumen der heutigen Eismasse in der Antarktis (DENTON et al., 1991). Die Eiskappe der Ost-Antarktis entstand im Miozän vor einer flächenhaften Eisbedeckung der West-Antarktis (DENTON et al., 1991). Der Wechsel im Eisvolumen des antarktischen Kontinentes zwischen 6 und 12 Ma dürfte bedeutend größer ausgefallen sein als heute (DENTON et al., 1991). Das Rückschreiten der Vereisung im Pliozän (Abbildung 1.8) ließ nur auf den höheren Gebirgen der Ost- und West-Antarktis alpinotype Eiskappen zurück (DENTON et al., 1991).

Der klimatische Wechsel im Pliozän ist bisher nur von *Nothofagus*-Funden (*Nothofagus* = Südbuche) in der Sirius-Formation des Transantarktischen Gebirges und dem Auftreten von marinen, fossilreichen Sedimenten in der Ross- und Weddell-See dokumentiert worden (WEBB et al., 1984; BURCKLE & POKRAS, 1991). Für ein mildes Klima in der Antarktis sprechen die *Nothofagus*-Funde bis auf 500 km Nähe an den Südpol. Die *Nothofagus*-Stämme der Sirius-Formation ähneln Bäumen, wie man sie heute in Patagonien und Terra del Fuego antrifft. Vergleichend lassen sich mittlere Jahrestemperaturen von 5°C und Sommer-Temperaturen von 8-10°C im Süden Chiles mit den klimatischen Bedingungen in den Warmzeiten auf der Antarktis korrelieren (BURCKLE & POKRAS, 1991).

Das Auffinden von *Nothofagus*-Stämmen nahe dem Südpol (BURCKLE & POKRAS, 1991) kann nicht durch Einwanderung aus anderen Gebieten erklärt werden, eher gelten sie als Beweis, daß die Vereisung im Ober-Miozän und Unter-Pliozän geringer war als im Hochglazial. Das Fehlen von fossilreichen Schichten auf der Antarktischen Halbinsel aus dieser Zeit kann entweder mit der extensiven rezenten Eisbedeckung erklärt werden oder aber mit am Fuß bewaldeten Gletschern. Die Jahresmittel-Temperaturen in der Antarktis dürften im Ober-Pliozän (3,5 bis 2,4 Ma) deutlich über dem heutigen Niveau gelegen haben (PRENTICE et al., 1987). Eine Meeresverbindung zwischen der Ross- und Weddell-See würde, unter Beibehaltung der rezenten Konstellation von Meeresströmungen, die thermische Isolation der Antarktis gemildert oder ganz aufgehoben haben. DENTON et al. (1991) beschreiben in ihrer Rekonstruktion der Verbreitung von Eiskappen und Schelfeis den Bereich des Larsen-Beckens als eisfrei im Ober-Pliozän. Fossilreiche Konglomerate in den Vulkaniten der James-Ross-Insel lassen auf eine freie Wasserfläche in einem glazio-marinen Umfeld mit Wassertemperaturen über dem heutigen Wert schließen. LIRIO & DEL VALLE (1997) geben ein Sedimentations-Alter von 1,7 Ma, 2,7 Ma und 6,6 Ma für die Konglomerate mit Pectiniden an. SMELLIE & HOLE (1997) nehmen für die älteren Eruptionsphasen der Seal Nunatakker auf dem Larsen-Schelfeis eine freie Wasserfläche an. Die jüngeren Einheiten der Seal Nunatakker werden von SMELLIE & HOLE (1997) als subglaziale Eruptionen angesehen. Gletschervorstöße aus dem Süden der Antarktischen Halbinsel und der Zentral-Antarktis dominierten im Hochglazial das Gebiet des Larsen-Eisschelfes (DENTON et al., 1991).

1.5. Probennahmesituation

Die Antarktische Halbinsel als Teil des Antarktischen Kontinentes ist durch ein den Kontinent umspannendes Meeressystem klimatisch isoliert. Die bearbeiteten Gebiete stehen unter dem Einfluß teils polar-kontinentalen, teils polar-marinen Klimas. Die Frostverwitterung der Gesteinsaufschlüsse ist ebenso deutlich sichtbar wie die erosive Wirkung der Gletscher. Ein Rückschreiten der Eisüberdeckung nach dem Hochglazial ließ in der gesamten Antarktis ca. 3% eisfreie Fläche entstehen. Gesteinsaufschlüsse in diesen kleinen eisfreien Gebieten finden sich entweder entlang der Küstenlinie, an Berghängen oder auf Nunatakkern (Abbildung 1.9 und 1.10).



Abb. 1.9: Blick über den Bruce Nunatak in Richtung Südosten. Die Nunatakker im Hintergrund sind von links nach rechts Akerlundh, Donald, Oceana, Arctowski.



Abb. 1.10: Blick von Südwesten auf den Vulkan GH-I auf der Livingston Insel. Im Bild erkennbar sind die steilen Flanken des Vulkans und die Pillowlaven am Top.

Die oft sehr schwierige Erreichbarkeit der Gesteinsausbisse – besonders im Bereich von Gletschern – setzt der geologischen Bearbeitung Grenzen. Positiv wirkt sich dagegen der gute Erhaltungszustand der Gesteine aus. Die

1. Einführung

Gesteine sind dem sommerlichen Schmelzwasser, auf Inseln der Einwirkung von Regenwasser und nur im Gischtbereich dem Salzwasser ausgesetzt. Somit tritt die chemische Verwitterung deutlich hinter der Frostverwitterung zurück. Als Folge der Frostverwitterung breitet sich um die Aufschlüsse herum ein oberflächlicher Verwitterungsgrus aus, der ein weiteres Fortschreiten der Verwitterung hemmt.

An wenigen Stellen im Arbeitsgebiet, im besonderen Maße in den Aufschlüssen auf den Südshetland-Inseln lassen sich Beeinflussungen durch Pflanzen und Tiere verzeichnen. Flechten und Moose bewirken durch die Ausscheidung von Huminsäuren eine chemische Veränderung der Gesteinsoberflächen. Im Bereich von Pinguin- und Robbenkolonien bildet sich im Gestein unter Einwirkung von Harn und Kot oft ein dezimeter- bis metermächtiger Verwitterungshorizont aus, der eine Probenahme für geochemische Analysen unmöglich macht.

Es wurden nur Oberflächenproben aus dem Anstehenden genommen, die mit Hammer und Meißel aus dem Gesteinsverband herausgeschlagen, bzw. herausgelöst wurden. Alle für geochemische Analysen gesammelten Gesteinsproben wurden im Gelände sorgsam ausgewählt, bereits vor Ort von der Verwitterungsrinde befreit und in PE-Beutel verpackt, um eine Kontamination durch Blei von außen zu verhindern.

2. Begleitende Untersuchungen

2.1. Geodätische Untersuchungen

Plattenbewegungen, die bislang nur durch Veränderungen im Streifungsmuster des Ozeanbodens sowie paläomagnetische Rekonstruktionen von Kontinentbewegungen nachgewiesen werden konnten, lassen sich nun mit der GPS-Technologie direkt messen. Bei der Erforschung der geodynamischen Entwicklung der Bransfield-Straße zeigte es sich als sehr hilfreich, erstmalig geodätische Daten mit einzubeziehen. Weltweit forcierte technische Weiterentwicklungen des Global Positioning System (**GPS**) mit einer Genauigkeit im Zentimeterbereich machten es möglich, solche Geräte zur Messung von Bewegungen der Kontinente einzusetzen.

Um langsam ablaufende Bewegungen mit ausreichend guter Genauigkeit zu messen, war es nötig, weltweit ein geodätisches Netz mit ausreichender Punktdichte und Koordinaten in einem wohldefinierten Bezugssystem aufzubauen. Das **ITRF** (International Terrestrial Reference Frame) wird als das zur Zeit beste Referenzsystem für die Geowissenschaften betrachtet (DIETRICH et al., 2000). Die globale Verteilung der Referenzstationen ist derzeit noch nicht gleichmäßig ausgebaut: Weite Gebiete wie z.B. die Antarktis weisen noch größere Lücken auf. Das Ziel, eine höhere Netzichte auf den Südkontinenten zu erreichen, veranlaßte das Scientific Committee on Antarctic Research (**SCAR**), angeregt durch die Working Group on Geodesy and Geographic Information (SCAR WG-GGI), während dem XXIII. Meeting in Rom 1994, das ITRF dort zu erweitern. Hierbei wurde bereits im Vorfeld ein Augenmerk darauf verwendet, daß ein derartiges regionales Netz, wie z.B. in der Bransfield-Straße, auch speziellen geodynamischen Untersuchungen dienen sollte. Eine nunmehr große Anzahl an GPS-Permanentstationen in Verbindung mit zusätzlichen, saisonweise betriebenen mobilen Stationen zeigte sehr bald ein deutliches Bild der regionalen Geodynamik. Durchgeführt wurden in den Jahren 1995, 1996, 1997 und 1998 mehrere geodätische Kampagnen (SCAR Epoch GPS Campaigns) mit dem Ziel, sowohl ein permanentes geodätisches Netz aufzubauen, als auch während der Expeditionen das Netz durch mobile Stationen zu verdichten. Die Ergebnisse aus allen Kampagnen wurden in der Arbeit von DIETRICH et al. (2000) zusammengefaßt.

Aus der Deformationsanalyse von NIEMEIER et al. (2000) ergibt sich eine mittlere jährliche Dehnung der Bransfield-Straße von 11 mm (MAYER et al., 2000: 13 mm/a), wobei die Antarktische Halbinsel intern keinerlei Deformation aufzuweisen scheint. Der krustale Block der Südshetland Inseln bewegt sich relativ zur Antarktischen Halbinsel mit einer mittleren Geschwindigkeit von ca. 7 mm/a in nordwestlicher Richtung (NIEMEIER et al., 2000). Die nördliche Antarktische Halbinsel zeigt ein schwaches Absinkverhalten mit ca. 0,4 mm/a (MAYER et al., 2000), wohingegen der Block der Südshetland Inseln in Hebung begriffen ist. Eine schwache Rotation der King-George-Insel weist auf interne Deformationen im Südshetland-Block hin.

2.2. Geophysikalische Untersuchungen

Parallel zu den geologischen Feldarbeiten im Südsommer 1997/98 wurden von Christian Müller, vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven, seismologische Messungen zur Bestimmung möglicher Anisotropien im Mantel unterhalb der Antarktischen Halbinsel durchgeführt. Im Hintergrund der Publikationen von MÜLLER (1999) und MÜLLER (2000b) standen die Arbeiten von RUSSO & SILVER (1994 und 1996). Die Scherung der Mantelgesteine, hervorgerufen durch eine Mantel-Strömung, induziert Bereiche mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften (seismische Anisotropien). Die verschieden starke Brechung von P- und S-Wellen gibt Hinweise auf die Größe der Anisotropie. Der geophysikalische Nachweis deformations-induzierter seismischer Anisotropien im Oberen Mantel ist die Scherwellen-Brechungs-Analyse („shearwave-splitting“). Aus der Analyse der Richtungen und der Interpretation mit geophysikalischen Mehrschichtmodellen läßt sich der strukturelle Aufbau des Mantels und der Kruste ableiten.

Das Fließverhalten des Mantels wird verdeutlicht, wenn der Mantel-Fluß auf ein physikalisches Hindernis trifft. RUSSO & SILVER (1994 und 1996) stellten entlang von Südamerika ein subduktionszonen-paralleles Ausweichen des Mantels – nach Norden und Süden um die abtauchende Platte herum – fest. Der an der abtauchenden pazifischen Platte abgelenkte Mantelfluß mündet im Norden in die karibische See und im Süden in die Scotia-See. Die Karibik- und die Scotia-Platte driften nach Osten während sich die südamerikanische Platte nach Westen bewegt.

Im Bereich der Antarktischen Halbinsel sind Anisotropien in der Lithosphäre und in der Asthenosphäre ausgebildet (MÜLLER (2000b)). Die von MÜLLER (2000b) nachgewiesenen Anisotropien unterhalb der Antarktischen Halbinsel stehen im Konsens mit Mantel-Flüssen von RUSSO & SILVER (1994 und 1996) aus dem Südpazifik in die Scotia-See. Der gemessene Azimut deckt sich mit demjenigen in der Arbeit von RUSSO & SILVER (1996) und weist in Richtung Nordosten. Es liegt nahe, daß sich dadurch die Auftriebsneigung an der strömungszugewandten Seite unterhalb des Deception-Vulkans verstärkt und in abgeschwächter Form im Streichen den Spreizungsrücken folgt. Auffallend aber ist die Stärke der Anisotropien, die weltweit mit zu den Stärksten zählen (MÜLLER, 2000b). Aus dem Azimut der Asthenosphären-Anisotropien läßt sich ein deutlicher Mantelfluß um den südlichen Teil der abtauchende Phoenix-Platte herum ermitteln. Die Stärke der Anisotropie am Südrand der Phoenix-Platte läßt sich sowohl mit einem stumpfen Winkel zwischen Strömungsrichtung und Orientierung der abtauchenden Platte, als auch mit Strömungseffekten an der Kante der abtauchenden Platte erklären. In Strömungsrichtung oberhalb der Kante der abtauchenden Phoenix- oder Aluk-Platte befindet sich der größte und aktivste Vulkan der Antarktischen Halbinsel, der Deception-Vulkan. In der direkten Verlängerung der Hero-Bruchzone über den Deception-Vulkan hinaus liegen die älteren Seal-Nunatakker. Die Migration bzw. das Einfangen von Fluiden oder Schmelzen in einer Schwächezone scheint sich in vielen Gebieten um das SOPITA-Gebiet herum zu bestätigen.

3. Alkali-Vulkanismus unter dem Eis von Gletschern oder in polar-marinem Milieu

3.1. Nunatakker, Tafelberge (Tuyas) und Vulkaninseln

Die Ausbildung von Vulkanen unter dem Eis soll hier nach Studien von GUDMUNDSSON et al. (1997) und WERNER et al. (1996) an den Vulkanaufschlüssen des Vatnajökull und Herdubreid in Island näher erläutert werden. Eruptionen im Meer mit der Entstehung einer Vulkaninsel wird am Beispiel der Surtsey-Insel vor Island gezeigt. Bei der Beschreibung der Entstehungsgeschichte der Insel, der Ablagerung des vulkanischen Materials und der Alteration der Vulkanite liegen die Arbeiten von MOORE (1985) und JAKOBSON & MOORE (1986) zugrunde.

Subglazial entstandene Vulkane werden nach dem Abschmelzen des Eises auch Tafelberge oder Tuyas (MATHEWS, 1947) genannt. Solche Tafelberge, wie sie von WERNER et al. (1996) von Island beschrieben sind, wurden bereits schon früher von JONES (1969 und 1970) in British Columbia erkannt.

WERNER et al. (1996) differenzieren drei vulkanologisch unterscheidbare Faziesbereiche, die beim Aufbau von Vulkanen unter dem Eis von Gletschern aufkeimen. Pillowbasalte im Untergrund, ein Hauptkörper aus alterierten Hyaloklastiten (Palagonit) und subaerisch ausgeflossene Laven am Top sind immer wieder anzutreffende Merkmale subglazial entstandener Vulkane. In Abbildung 3.1 ist nach JONES (1969) die Entstehung eines Tuya, eines im Eis entstandenen Vulkanbaues gezeigt. Die von den Basalten abgestrahlte Wärme bildet zunächst eine Kaverne im Eis, die sich stetig ausweitet. Zu Beginn bilden sich Pillow-Laven, die bei Annäherung an die Eisoberfläche von Hyaloklastiten verdrängt werden. Dabei bildet sich ein steilwandiger vulkanischer Pillow-Laven-Körper, der sich am umgebenden Eis abstützt. Die subglazialen Laven sind durch ihre irreguläre Form (Pillow-Strukturen), das Auftreten von Glas, das Fehlen von Rotfärbung und säulige Absonderung gekennzeichnet (MOORE & CALK, 1991). Auf der Eisoberfläche taucht über dem Eruptionzentrum eine Caldera auf (im Englischen auch "Ice Cauldron" genannt), die sich mit Schmelzwasser füllt. Die mit abnehmender Wassertiefe sich verstärkende phreatomagmatische Eruption läßt Vulkanite entstehen, die denen im marinen Milieu ähneln.

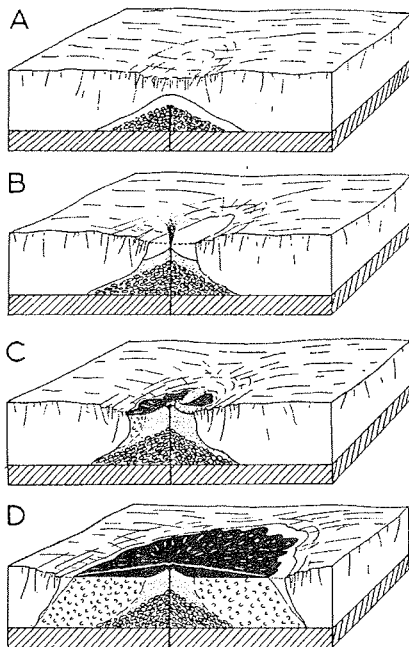


Abb. 3.1: Entstehung eines Tuya (aus JONES, 1969):

- A: Einschmelzen einer Kaverne während der Eruption. Ein steilwandiger Kegel aus Pillowlava und Palagonit entsteht.
- B: Der Vulkan schmilzt das überlagernde Eis. Es bildet sich ein See im Gletscher über dem Eruptionzentrum. Auf der Pillowlava lagert sich palagonitisierte Tephra ab.
- C: Subaerische Effusionsphase verdrängt das Schmelzwasser. Auf dem Gletscher bildet sich ein flacher Vulkankegel aus Tufflagen und Lavaströmen.
- D: Der Vulkan weitet sich aus und es treten vermehrt Basaltdecken auf.

Dauert die Eruption lange genug an, so setzt sich der Aufschmelzvorgang im Eis nach oben zur Eisoberfläche hin fort, bis die Eiskappe durchstoßen wird und ein Vulkan-schlot über dem Eis erscheint. Die von

3. Alkali-Vulkanismus unter dem Eis von Gletschern oder in polar-marinem Milieu

GUDMUNDSSON et al. (1997) beschriebene Spalteneruption am Vatnajökull zeigte, daß Eruptionsspalten oft mehrfach aktiv sind, sich die Kavernen im Streichen ausweiten und so sich Vulkanbauten unter dem Eis vergrößern. Bei der Eruption wird das den Vulkan umgebende Schmelzwasser bis auf 15-20°C aufgeheizt. Hydrothermal zirkulierende Wässer

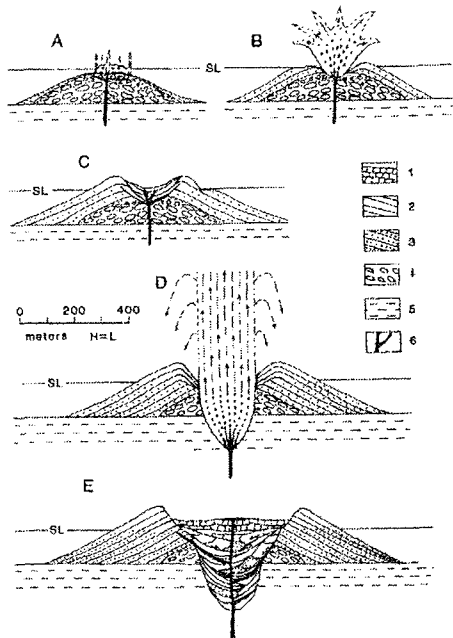


Abb. 3.2: Entstehung einer Vulkaninsel (aus MOORE, 1985).

- Ein untermeerischer Vulkankegel aus überwiegend Pillowlava wächst bis an die Wasseroberfläche und läßt das Wasser darüber kochen.
- Phreatomagmatische Explosion im flachen Wasser.
- Kleinerer Kollaps nach erster Effusionsphase und erste Bildung einer Caldera.
- Erneut einsetzende phreatomagmatische Eruption läßt einen Diatrem bis in den unterlagernden Meeresboden entstehen.
- Nach Ableben der Aktivität bildet sich eine trichterförmige Caldera in der subaerische Tephra und Laven abgelagert werden.

Legende:

- 1) Subaerisch erupitierte Lava
- 2) Subaerisch abgelagerte Tephra
- 3) Submarin abgelagerte Tephra
- 4) Pillowlava und Brekzie
- 5) Unterlagernde marine Sedimente
- 6) Gänge und Intrusionen

verwandeln die basaltischen Gläser in Palagonit. Die subaerisch abgelagerten Vulkanite bauen auf dem Eis einen Vulkankegel auf, der dann als Nunatak über das Eis hinausragt. Die Vulkanbauten zeigen ein typisches, flaches Gipfelplateau aus subaerisch geförderten Lavaströmen. Ein solches flaches Gipfelplateau ist typisch für Vulkane im Eis (JONES, 1969, 1970, CAS & WRIGHT, 1988). Die subaerisch ausgeflossenen Laven, zum Beispiel am Herdubreid in Island, weisen Mächtigkeiten von 2-10 Metern auf, deutliche säulige Absonderungen und eine typische Rotfärbung, hervorgerufen durch die oxidierende Wirkung des Luftsauerstoffs. Subaerische Eruptionsprodukte sind charakterisiert durch auffallend rotgefärbte, oxidierte Bomben und Lapilli (MOORE & CALK, 1991). Am Beispiel des Herdubreid-Vulkans auf Island beschreiben WERNER et al. (1996) die Entstehung räumlich isolierter Tafelberge nach Abschmelzen des ehemals umgebenden Eises. Die Flanken von im Eis entstandenen Vulkanbauten sind wesentlich steiler als im Wasser entstandene, weil das Eis eine stützende Funktion übernimmt, die im Wasser fehlt.

Im Eis gebildete Vulkanbauten sind lokal enger begrenzt als im Wasser auftretende. Im Wasser entwickeln sich weitflächigere, langgestreckte Inseln. Bei Beginn der Eruption in größerer Wassertiefe werden Pillowbasalte bis wenige Zehnermeter unterhalb des Wasserspiegels gefördert. Der umschließende Wasserdruck läßt erst bei weniger als einige Zehnermeter Wasserüberdeckung phreatomagmatische Eruptionen entstehen. In hohen Tephra-Fontänen wird dann das vulkanische Material in Form von Lapilli und kleineren Bomben ausgeworfen. Langsam formiert sich ein Kraterwall um die Zentralspalte herum. Bei Überschreiten des Wasserspiegels wird es möglich, daß ausbrechende Lava in Strömen ins Meer abfließt. Diese Art der Eruption, wie sie MOORE (1985) für die Entstehung der Surtsey Insel beschreibt, läßt Tephra und Bomben

als vulkanische Auswurfprodukte entstehen (Abbildung 3.2). Bei der Eruption wird ein trichterförmiger Kanal, auch Diatrem genannt, ausgeräumt, der sich später mit alterierter Tephra füllt. Der dabei entstehende ringförmige Wall aus Tephra um das Eruptionszentrum und ein

schüsselförmiger Aufbau des Kraterinneren ist typisch für die meisten Meeresinseln vulkanischen Ursprungs.

Die in beiden Umgebungen geförderten Hyaloklastite sind äußerlich sehr ähnlich ausgebildet, unterscheiden sich aber in der chemischen Zusammensetzung der Alterationsminerale. JAKOBSON & MOORE (1986) untersuchten die bei der Entstehung der Surtsey Insel vor Island geförderten Pyroklastika und Laven hinsichtlich ihrer Ablagerungsgeschichte und die dabei einhergehende Alteration durch das umgebende Meerwasser. Die für Eruptionen unter dem Eis typischen Alterationsvorgänge werden von MOORE & CALK (1991) anhand von Beispielen mehrerer isländischer Vulkane beschrieben.

3.2. Vulkanische Gesteine und Typen vulkanischer Eruptionen

3.2.1. Pyroklastite

Bei der Beschreibung von Vulkanbauten und Eruptionsbedingungen unterscheidet man einzelne Arten von pyroklastischen Gesteinen (Pyroklastite). Pyroklastite sind die häufigste Gesteinsart in den Vulkanbauten der Antarktischen Halbinsel. Pyroklastite entstehen sowohl beim Zerreißen des primären Magmas als auch beim Zerschlagen von Gesteinen während der vulkanischen Tätigkeit. Die Vulkanite der Antarktischen Halbinsel enthalten nur wenig bis kein Fremdgestein, abgesehen von seltenen, und nur auf wenigen Nunatakkern der Seal Nunatakker aufgefundenen Peridotiteinschlüssen in Bomben und Basaltbruchstücken, sowie Sandsteinfragmenten aus den unterlagernden Oberkreide-Sedimentgesteinen. Wichtig bei der Beschreibung von Pyroklastiten ist die Ablagerungsweise. Je nachdem, ob die Ablagerung aus der Luft auf das Land oder ins Wasser geschieht oder sich ein pyroklastischer Strom auf einer Landoberfläche oder im Wasser ablagert, entstehen unterschiedliche Arten von Pyroklastiten. Zur Klassifizierung der Pyroklastite werden ihre Größe, ihre Gefügeeigenschaften, ihre petrographische Zusammensetzung sowie ihre Entstehungsart herangezogen. Hier nun die einzelnen Arten im Überblick (angelehnt an die Vorgaben in WIMMENAUER, 1985 und FISHER & SCHMINCKE, 1984):

Blöcke und Bomben: Als Blöcke bezeichnet man meist eckige, mehr oder weniger isometrische, manchmal auch plattige Gesteinsbruchstücke mit einer Korngröße größer 64 mm. Bomben sind Vulkanite mit einer Korngröße größer 64 mm. Vulkanische Bomben sind Anzeiger für eine subaerische Eruption und bilden vielgestaltige Formen aus. Während des Auswurfs sind die Bomben meist noch plastisch mit rundlicher bis spindelförmiger Gestalt

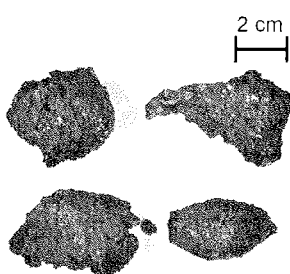


Abb. 3.3: Vulkanische Bomben von den Seal-Nunatakkern.

infolge Rotationsbewegungen während des Fluges (Abbildung 3.3). Beim Auftreffen werden die Bomben teilweise deformiert und zeigen im Extremfall eine plattige Ausbildung. Bomben sind auf ihrer Oberfläche von klaffenden, sich nach innen verschließenden Rissen durchzogen und weisen eine den Brotkrusten ähnliche Struktur auf. Die Lava in den Bomben ist noch glasig oder vitrophyrisch und enthält im Inneren Blasen und Einsprenglinge. Die Größe der Gasblasen nimmt im allgemeinen von außen nach innen zu und nahe der Oberfläche sind die Gasblasen oft fluidal eingeregelt. Werden bei einer Eruption überwiegend Bomben gefördert, so spricht man bei den sich gebildeten Pyroklastiten von **Agglomeraten**.

Lapilli: Lapilli sind nach den Aschen in Vulkaniten die wohl häufigste Art von Pyroklastiten. Der Lapillus ist ein Lavafragment von 2 bis 64 mm mittleren Durchmessers. Als Lapilli werden in festem Zustand ausgeworfene Pyroklastite benannt, die unregelmäßig-eckig oder schlackig ausgeformt, durch starke Reibung beim Transport auch gerundet sind

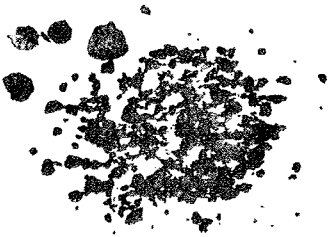


Abb. 3.4: Lapilli der Seal-Nunatakker.

(Abbildung 3.4). Blasige Texturen sind sehr häufig. Die Anzahl und das Volumen der Gasblasen in den Lapilli hängt von der Viskosität und dem Gasgehalt des Magmas ab. Alkalibasalte sind relativ geringviskos und gasreich, wodurch sich tropfenförmige und blasenreiche Lapilli ausbilden. In den kleineren Lapilli sind oft Olivin Xenokristalle eingeschlossen. Als Lapilli finden sich oft größere Aggregate von Spinell-Lherzolith-Xenolithen, die von einer glasigen Hülle umschlossen sind. Bei der Eruption in Form von Lavafontänen und Auswurfkegeln (engl. „spatter cone“) entstehen sogenannte **Agglutinate**, die eine Verschweißung von Bomben und Lapilli darstellen.

Aschen: Die Aschen werden je nach Korngröße als Aschekorn (0,06 bis >2 mm) oder als Aschepartikel (unter 0,06 mm) bezeichnet. Analog werden die Begriffe grobe Asche („coarse grained ash“) und feine Asche („fine grained ash“) bzw. Staub („dust“) verwandt. Für die Aschepartikel gilt, wie für alle anderen Pyroklastika, daß sie aus juvenil-magmatischem Material oder aus Fremdgestein bestehen können. Die aus juvenilem Material gebildeten Aschepartikel sind oft krummflächige Scherben, Splitter und Fetzen aus basaltischem Glas. Die Aschen der häufig blasenreichen Alkalibasalte im Untersuchungsgebiet erscheinen im Querschnitt vielfach Y-förmig, weil sich hier drei Blasen Hohlräume berühren. Als Bestandteile vulkanischer Aschen können oftmals einzelne Kristalle mit oder ohne anhaftende Glasmasse auftreten. Bei Ascheeruptionen werden Aschenkegel („cinder cone“) aus unverfestigten Lagen aufgebaut.

Schlacken: Blasenreiche Schlacken („scoriae“) treten als besondere Form in einer Reihe verschieden großer Pyroklastika auf. Schlacken lagern sich normalerweise als Schlackenkegel ab, wobei das ausgeworfene Material miteinander verbacken ist und keine losen Schichten bildet. Die unverschweißten Pyroklastite häufen sich in Form von Schlackentephra oder Schlackentuffen an.

Tephra, Tuff: Die Bezeichnung Tephra gilt für alle unverfestigten Pyroklastite unabhängig von der Korngröße. Nicht selten wird der Begriff Tephra aber mit Lapilli in Verbindung gebracht und von einer Lapilli-Tephra gesprochen. Der Begriff Tuff wird ebenfalls sehr weit gefaßt, meist mit Aschen in Beziehung gesetzt und ist gerade in der älteren deutschsprachigen Literatur weit verbreitet.

Hyaloklastite: Hyaloklastite entstehen durch Abschrecken des glutflüssigen Materials beim Kontakt von Lava mit Wasser (Meerwasser oder Süßwasser). Die Hyaloklastite bilden sich aus Fragmenten der glasigen Krusten von Laven. Sie sind kantige, scherbenartige bis splittrige Bruchstücke vulkanischen Glases (**Sideromelan**), zeigen keine Blasen Hohlräume und sind oft bereits bei der Bildung in Palagonit umgewandelt.

3.2.2. Basaltische Laven

Pahoehoe-Lava: Der Begriff Pahoehoe-Lava („Stricklava“) ist aus dem hawaiianischen Sprachgebrauch entlehnt. Die Pahoehoe-Lava hat eine glatte, in der Regel mit schnürenartigen Wellungen versehene Oberfläche. Die Pahoehoe-Lava ist typisch für Lavaströme aus tholeiitischem bis alkalibasaltischem Magma. Bedingt durch die niedrige Viskosität des Magmas beim Ausbruch fließt die dünnflüssige Lava schnell über weite Strecken. Dabei formt sie geringmächtige Lavaströme, die weit ausgreifen. In ihrem Inneren weist sie eine Vielzahl an Blasen auf, die mit einem Gesamtvolumen bis zu 50% einen großen Porenraum bilden. Eine Besonderheit von Pahoehoe-Laven ist die Neigung, Lavaröhren zu schaffen. Unter der erstarrten Oberfläche können sich Höhlen bis über 30 m Breite und 15 m Höhe sowie kilometerlange verzweigte Höhlensysteme entwickeln. Die Lavaröhren oder Tunnel stürzen sehr schnell wieder ein und bilden lange Einbruchstrukturen und offene Kanäle. Oft ergießen sich jüngere Lavaströme in ein solches Gang- und Tunnelsystem. Infolge der stark verminderten Wärmeabstrahlung bleibt die Lava über eine lange Strecke heiß, wodurch sie erst viel später zum Stillstand kommt bzw. sich ins Meer ergießt. Auf der Oberfläche einer Pahoehoe-Lava treten oft Schlackenkegel auf, wenn die Lava spontan entgast bzw. mit Wasser in Kontakt kommt. Am Rand des Lavaflusses bilden sich häufig Pressrücken, bei denen die erkaltete Haut aufgefaltet wird und darunter die glutflüssige Lava weiterfließt. Auch sitzen den Lavaröhren zuweilen Lavadome, sogenannte Tumuli, auf, die mit einem Durchmesser bis zu 20 m von der entgasenden Lava gespeist werden.

Aa-Lava: Die Aa-Lava weist eine raue Oberfläche mit Rissen auf. Unter einer Schicht von zerbrochenem Basalt dringt die Lava fingerartig ein. Langsam, einem Raupenfahrzeug gleich, schiebt sich die Lava vor und ähnelt dabei einer wandernden Schutthalde. Aa-Laven sind sandwichartig aufgebaut aus einer Schicht von Blöcken, die mehr oder minder miteinander verschweißt sind und sich auf einer etwas zäher fließenden Lava fortbewegen. Der Aa-Lavafluß ist bedeutend mächtiger als der dünnflüssigere Pahoehoe-Lavafluß. Mächtigkeiten bis zu 20 m sind keine Seltenheit. Der sich durch herunterfallende Blöcke vorwärts bewegende Lavastrom erzeugt charakteristische Geräusche, denen dieser Typus seinen Namen verdankt. Die Pahoehoe-Lava und die Aa-Lava sind die beiden extremen Ausbildungen basischer Lavaströme. Zwischen diesen beiden Extremen ergeben sich fließende Übergänge. Die Zunahme der Viskosität wird primär durch die Abkühlung der Lava herbeigeführt. Ob es zur Ausbildung einer Aa- oder Pahoehoe-Lava kommt, ist von der Effusionstemperatur beim Beginn der Eruption abhängig. Eine Pahoehoe-Lava kann hangabwärts in eine Aa-Lava kontinuierlich überwechseln. Die **Blocklava** stellt eine Besonderheit der Aa-Lava dar, bei der die Oberfläche der Lava mit regelmäßig ausgebildeten Blockfragmenten bestückt ist und die Oberfläche daher einheitlicher wirkt.

Pillow-Lava: Die Pillow-Lava (Kissenlava) bildet sich aus Lavaströmen ins Wasser oder im Wasser. Kennzeichnend für Pillow-Laven ist eine Ansammlung von rundlichen kissen-, schlauch-, sack- und zehenförmigen Körpern, die sich untereinander klar abgrenzen lassen. Die Größe der Kissen variiert zwischen wenigen Dezimetern bis hin zu zehn bis zwanzig Metern. Im Anschnitt erkennt man, daß die Kristallinität nach innen hin zunimmt. Die Gasblasen werden zum fast auskristallisierten Kern hin immer kleiner und sind in konzentrischen Ringe um den Kern angeordnet. Die Oberfläche der Kissen ist oft rissig, hervorgerufen durch Schrumpfvorgänge bzw. Expansionsvorgänge beim Entgasen und Abkühlen des noch glutflüssigen Kerns. Die Spalten auf den Kissen und die Zwickel zwischen den Kissen enthalten einen Saum aus Hyaloklastit, dessen Anteil in Kissenlaven-Sequenzen gelegentlich sehr hoch werden kann.

Säulige Absonderung: Alle basaltischen Laven-Typen zeigen eine deutliche und oft sehr regelmäßige Zerklüftung. Die im Anschnitt häufig vier-, fünf- und sechseckig vorkommenden Klüfte bilden Polygone. Die im Längsschnitt Säulen ähnelnden Formen treten am Kontakt des Lavastromes oder Ganges zum Nebengestein auf. Sie werden als säulige Ab-

sonderungen bezeichnet. Die Säulenbildung im Lavaström erfolgt senkrecht zur Abkühlungsrichtung und nimmt oft bizarre Formen an.

3.2.3. Typen vulkanischer Eruptionen und ihre pyroklastischen Produkte

Der wichtigste ist der **surtseyanische Eruptionstypus**, der im Beisein von Wasser entsteht. Er wird auch als phreatomagmatisch bezeichnet. Das basaltische Magma wird dabei fein zerstäubt. Die Eruptionswolken sind teils schwarz, teils weiß durch überwiegenden Wasserdampf. Es bilden sich feingeschichtete Aschenlagen und Lagen akkretionärer Lapilli aus. Bei fortschreitender Eruptionstätigkeit folgt der anfangs explosiven Phase eine effusive Phase mit der Förderung von Lavaströmen. Beim Eintritt der Lavaströme ins Meer- oder Schmelzwasser zerspringen sie zu hyaloklastischen Aschen und Schlacken. Namensgebend für diesen Eruptionstypus ist die Tätigkeitsepoche des Vulkans Surtsey südlich von Island von 1963 bis 1965.

Dem surtseyanischen sehr ähnlich ist der **plinianische Eruptionstypus**. Beim plinianischen Typ handelt es sich um starke, mehr oder weniger lang andauernde Gaseruptionen, die hoch aufsteigende Aschewolken und sich weit ausbreitende Asche-Ablagerungen erzeugen. Während einer plinianischen Eruption wird eine große Menge Material ausgeworfen und in der Umgebung des Vulkans abgelagert. Die grobstückigen, in Kraternähe abgeschütteten Lagen sind meist ungeschichtet und erst mit zunehmender Entfernung vom Krater tritt Sortierung, inverse Gradierung und Schichtung auf. Der plinianischen Phase können oft Lavaströme folgen. Die Unterscheidung von surtseyanischen und plinianischen Eruptionstypus ist im Gelände vielfach schwierig. Die Ausbildung der Vulkanite ist auch abhängig vom Wassergehalt der Gasphase.

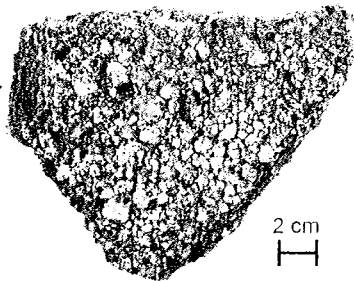
Beim Ausfließen dünnflüssiger, alkalischer Lava wird oftmals auch von einem **hawaiischen Eruptionstypus** gesprochen. Hierbei wird überwiegend Lava gefördert, Pyroklastika treten in den Hintergrund. Es bildet sich, ähnlich wie in Hawaii, häufig im Krater ein Lavasee aus. Lavafontänen, Schlackenkegel und Schweißschlacken sind für eine hawaiische Eruption typisch. Pahoe-hoe-Laven und Aa-Laven sind dem hawaiischen Eruptionstypus zuzuordnen.

3.3. Hydrothermale Alterationen (Palagonitisierung)

Erste Studien über eine Alteration von Alkalibasalten wurden in Island am Beispiel des Surtsey-Vulkans von JAKOBSSON & MOORE (1986) und an sechs Tafelbergen von MOORE & CALK (1991) durchgeführt.

Um die Eruptionsbedingungen näher zu erschließen, wurde auf dem Surtsey-Vulkan eine Bohrung in der Flanke des Vulkans niedergebracht. Untersucht werden sollte die Rolle des Meerwassers bei der Palagonitbildung (JAKOBSSON & MOORE, 1997). Die Palagonitisierung von Sideromelan, dem ursprünglichen vulkanischen Glas, ist eine Alteration mit einer Neubildung von OH-Mineralen. Bei den neugebildeten Mineralen handelt es sich hauptsächlich um Smektit-Tonminerale. Die Glasfragmente werden an den Rändern oder an den Blasenwänden zu einem rötlichen, bräunlich-gelben oder grünlichen Smektit umgewandelt (Abbildung 3.5). Da die Form der Blasen Hohlräume erhalten bleibt, ist anzunehmen, daß der Prozeß nahezu isovolumetrisch abläuft. Bei Hydrothermalbedingungen unter 87 °C ist das alterierte Glas klar, mineralogisch isotrop und wird als "Gelpalagonit" bezeichnet. Die dünnen Alterationssäume bestehen aus kleinen radiärstrahlig-stengeligen Kristallen. Das Glas neigt erst bei höheren Temperaturen, sich zu "Fibröpalagonit" umzuwandeln. Bei der Palagonitisierung werden aus dem Sideromelan verschiedene Elemente herausgelöst, die sich in Sekundärminerale einbauen. Ein nach der Palagonitisierung im Glas gleichgebliebener TiO₂-Gehalt ist gleichzeitig ein Anzeiger für eine Verarmung an Na₂O, Al₂O₃, SiO₂ und CaO. Der entstandene Palagonit wird auch als verarmt

("depleted") bezeichnet. Oberhalb des Meeresspiegels werden zusätzlich MgO und K₂O aus dem Glas herausgelöst ("leached"). Nach JAKOBSSON & MOORE (1986) entstanden während der Alteration von Olivin und Sideromelan im Temperaturbereich von 24-149 °C bis



zu zehn Sekundärminerale am Surtsey-Vulkan. Anhydrit und Gips bildeten sich wahrscheinlich direkt aus dem Meerwasser in den kühleren Bereichen unterhalb des Meeresspiegels. Abgesehen vom Smektit sind die drei prinzipiellen, hydrothermalen Minerale Analzit, Phillipsit und Tobermorit. In allen Bereichen über und unter dem Meeresspiegel sind Analzit, Phillipsit und Tobermorit annähernd gleich verteilt. Die im Allgemeinen kleinen Kristalle sind unterhalb des Meeresspiegels deutlich länger. Die

Abb. 3.5: Lapilli-Palagonit der Seal-Nunatakker.

Längenzunahme von Analzit, Phillipsit und Tobermorit gelten als Indikator für ihre Lage zum Meeresspiegel. Ein vermehrtes Auftreten von Calcit ist eher typisch für eine Genese über dem Meeresspiegel, während der "globulare" Smektit und der aus dem Olivin gebildete Nontronit eher für hydrothermale Entwicklung unterhalb des Meeresspiegels sprechen. Opal findet man nur an den Oberflächen, die Kontakt mit der Luftfeuchtigkeit hatten. Der Opal, das amorphe SiO₂, ist farblos bis weiß, geschichtet und manchmal "botryoidal", was heißt, daß der Opal in Flecken oder Belägen auf dem Gestein zu finden ist.

MOORE & CALK (1991) untersuchten Alterationen von Basalten isländischer Tafelberge und beschrieben die geochemischen Austauschreaktionen. Bei Eruptionen in Wasser wird das Glas schnell abgekühlt bzw. abgeschreckt, wodurch enthaltener Schwefel nahezu erhalten bleibt. Bei subaerischen Effusionen dagegen kann das Glas langsam entgasen, wodurch sich der Schwefelgehalt verringert. LIPMAN et al. (1985) referieren, daß beim Entgasen Wasser und Schwefel dem Magma entzogen wird, dadurch kühlt sich die Schmelze ab und es kommt spontan zu einer fraktionierten Kristallisation. Die durch die fraktionierte Kristallisation herbeigeführte Änderung in der chemischen Zusammensetzung vulkanischer Gläser während einer Eruptionsphase wird von MOORE & CALK (1991) mit der Abkühlung des Magmas durch Wassereintrag in die Magmenkammer gedeutet. Die Zunahme von fraktionierter Kristallisation sehen diese Autoren als ein sich ausweitendes Hydrothermalsystem an, das von Schmelzwasser oder Meerwasser aus der Umgebung gespeist wird.

4. Übersicht über die in der Geochemie angewandten Methoden

4.1. Geochemische Analytik

Zur Analyse der plio-/pleistozänen bis rezenten Basalte der Antarktischen Halbinsel wurden verschiedene geochemische Analysenverfahren verwandt. Mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) ist es möglich, bis zu 98 Elemente in Konzentrationen von Prozent bis ppt zu messen. Allerdings lassen sich Elemente mit einer Ordnungszahl kleiner 5 (z.B. Natrium) mit der RFA nicht messen. Die RFA-Methode bedarf keines chemischen Aufschlusses. Die Proben für die Hauptelement-Bestimmung werden mit Lithiumtetraborat + Metaborat versetzt und zu einer Glastablette verschmolzen. Für die Spurenelement-Analyse wird das Gesteinspulver zu Tabletten gepreßt. Nähere Beschreibungen zur RFA-Methode sind den Arbeiten von NORRISH & HUTTON (1969); NORRISH & CHAPPEL (1970); TERTIAN & CLAISSE (1982); WILLIAMS (1987), AHMEDALI (1989) und HAHN-WEINHEIMER et al. (1995) zu entnehmen.

Eine weitere Methode, die keines Aufschlusses bedarf und zur Spurenelement-Analyse verwandt wird, ist die Neutronen-Aktivierungs-Analyse (INAA). Hierfür werden die pulverisierten Proben zusammen mit den Standards in einem Atomreaktor dem Neutronenfluß ausgesetzt und bis zu einem Zeitraum von 30 Stunden bestrahlt. Der Neutronenfluß regt die Bildung von neuen, kurzlebigen, radioaktiven Isotopen an, die durch Abstrahlung von Gamma-Strahlung zerfallen. Die Messung des emittierten Spektrums wird über einen Zeitraum von einer bis zu mehreren Wochen nach der Bestrahlung durchgeführt, um die verschiedenen Halbwertszeiten der Isotope zu erfassen. Die Intensität der Gamma-Quanten ist proportional zu den in der Probe vorhandenen Isotopen. Die INAA-Methode ist geeignet für die Messung der Gehalte an Seltenerdelementen, Platingruppen-Elemente und high field strength Elementen. Angaben über Nachweisgrenzen und Messprozedur finden sich in der Arbeit von MUECKE (1980).

Eine weitere, in der Geochemie weit verbreitete Methode ist die „inductively coupled plasma“ (ICP) Atom-Emissions-Spektrometrie (ICP-AES). Die Probe wird hierfür naßchemisch gelöst und fein zerstäubt in den Plasmastrom eingebracht. Die Anregung der Probe erfolgt in einem induktiv gekoppelten Plasmastrom von Argon-Atomen. Hierbei können Spektrallinien der meisten Elemente des Periodensystems gemessen werden. Die Intensität der emittierten Spektrallinie erzeugt in dem nachgeschalteten Photomultiplier ein verschiedenes hohes elektrisches Signal, das im Standardvergleich mit der Konzentration des Elements in der Probe gleichgesetzt wird. Eine Beschreibung der Meßmethode und der Nachweisgrenzen ist in den Arbeiten von WALSH & HOWIE (1980); WALSH et al. (1981) und THOMPSON & WALSH (1983) zitiert.

Um noch höhere Nachweisgrenzen erreichen zu können, werden die zu messenden Elemente im Plasmastrom angeregt und ionisiert, um dann in einem nachgeschaltetem Massenspektrometer gemessen zu werden. Die sogenannte „inductively coupled plasma emission mass spectrometry“ (ICP-MS) wird auch zur Messung stabiler und radioaktiver Isotope herangezogen. Die Anwendung der ICP-MS Methode in den Geowissenschaften wird in den Arbeiten von DATE & JARVIS (1988) und JENNER et al. (1990) eingehend dargestellt.

Bei einem herkömmlichen Massenspektrometer (MS), wie ihn NIER (1940) vorstellte, wird die Probe auf einem Rhenium-Glühfaden ionisiert und in einem elektrischen Feld beschleunigt. Die beschleunigten Ionen werden in einem extrem starken Magnetfeld entsprechend ihrer unterschiedlichen Massen verschieden stark abgelenkt. Die verschiedenen schweren Ionen erzeugen dann in der Meßeinheit einzelne Signale mit unterschiedlich hoher Intensität, die dem Gehalt der einzelnen Isotope in der Probe entspricht. Moderne Massenspektrometer wurden gegenüber dem Modell von NIER (1940) hinsichtlich Auflösung, Messung und Speicherung der Impulse als auch der Möglichkeit, mehrere Isotope gleichzeitig mit mehreren Kollektoren zu messen, erweitert. Änderungen, aufbauend auf dem Prinzip

des Nier'schen Massenspektrometers wurden von INGRAM & HAYDEN (1954), DUCKWORTH (1958), McDOWELL (1963), MILNE (1971) und SHERILL & DALRYMPLE (1979) maßgeblich vorangetrieben.

Die Zusammensetzung einzelner Minerale in ausgewählten Proben kann an der Elektronenstrahlmikrosonde gemessen werden. Hierbei werden in den Elementen der Probe die Elektronen der verschiedenen Valenzschalen mit einem Elektronenstrahl abgelenkt. Beim Zurückspringen der Elektronen in die ursprüngliche Valenzschale wird ein Röntgenquant emittiert, welcher dann ähnlich wie bei der Röntgenfluoreszenzanalyse gemessen wird. Angaben über die allgemeine Meßmethodik zur Messung der Hauptelemente in Einzelmineralen wurde in LONG (1967) zusammengefaßt. Die Bestimmung von Neben- und Spurenelement-Verteilungen in silikatischen Mineralen beschreiben MERLET & BODINIER (1990).

Die Messung der Hauptelemente und einiger Spurenelemente mittels der ICP-AES-Methode wurden bei den Activation Laboratories Ltd. (**ACTLABS**) in Ancaster, Ontario, Canada mit einem Thermo Jarrell-Ash Enviro II ICP durchgeführt. Die gemahlten Proben wurden hierfür zuerst mit einer Mischung von Lithiummetaborat und Lithiumtetraborat vermischt und geschmolzen. Anschließend wurde die Glastypeablette in einer 5%igen Salpetersäure gelöst. Die Lösung wurde dann in die Plasmaflamme eingespritzt und gemessen. Zur Eichung und Kalibrierung des Geräts wurde eine Kombination aus CANMET und USGS-Standardmaterial benützt. Einige der untersuchten Proben wurden auf ihren Schwefelgehalt hin ebenfalls in Canada bei ACTLABS mittels der RFA-Methode an Presstabletten untersucht. Die Gehalte an Spurenelementen und Seltenerdelementen wurden mittels der ICP-MS- und RFA-Methode am Bayerischen Geologischen Landesamt in München gemessen. Bei dem am Geologischen Landesamt verwendeten ICP-MS handelt sich um ein Ende 1995 in Betrieb gestelltes Perkin Elmer ELAN 6000 Gerät der Firma Sciex. Die Probenaufbereitung und Messdurchführung wurden, wie in LINHARDT (1997) beschrieben, vorgenommen. Die Messung der Isotopenverhältnisse in den Proben erfolgten mit einem Finnigan MAT 261 Thermionen-Massenspektrometer am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie in München. Die Mikrosondenuntersuchungen von ausgewählten Proben wurden am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie in München an einer CAMECA SX-50 durchgeführt.

4.2. Geochemie der Haupt-, Neben- und Spurenelemente

Bei der Namensgebung von vulkanischen Gesteinen erschwert oft die optisch dichte Ausbildung der Glasmatrix eine direkte Ansprache im Handstück. Man behilft sich daher mit der geochemischen Analyse der Gesteine und zieht dabei die Gehalte verschiedener Elemente heran. Die Hauptelemente Silizium (Si), Titan (Ti), Aluminium (Al), Eisen (Fe), Mangan (Mn), Magnesium (Mg), Kalzium (Ca), Natrium (Na), Kalium (K) und Phosphor (P) werden zur Klassifizierung von Vulkaniten und Plutoniten verwertet. Das hierfür meist verwandte Diagramm ist das „total alkalis-silica“-Diagramm (**TAS**). Im TAS-Diagramm wird die Summe der Gehalte an Alkalien Na_2O und K_2O gegen die von SiO_2 aufgetragen. Der Vorteil hierbei ist, daß die Werte in Oxid-Prozenten angegeben sind und direkt dem Analysenbefund der RFA-Methode entnommen werden können. Angeregt wurde dieses Diagramm von COX et al. (1979) und LE MAITRE et al. (1989), basierend auf einer statistischen Analyse von mehreren tausend Analysen vulkanischer Gesteine unter Einbeziehung ihrer Nomenklatur. Die von COX et al. (1979) und LE MAITRE et al. (1989) angetragenen Analysenpunkte definieren Felder im TAS-Diagramm. Die Felder bilden die Umgrenzung einzelner Gesteinsarten, die eine nur minimale Überlappung zeigen. Vulkanische Gesteine lassen sich, wie von PECCERILLO & TAYLOR (1976) vorgeschlagen, anhand ihres SiO_2 -Gehalts in ultrabasisch, basisch, intermediär und sauer unterteilen. Der im TAS-Diagramm verwandte Name "Basalt" bezieht sich auf Alkali- oder Subalkali-Basalt. Die Abgrenzung von Alkali- und Subalkali-Gesteinen im TAS-Diagramm wird von verschiedenen Autoren je nach verwendetem Datensatz unterschiedlich bewertet (ROLLINSON, 1993). Der Kompilation von RICKWOOD (1989) liegt das TAS-Diagramm mit der Feldereinteilung nach LE MAITRE et al. (1989) zugrunde, in das die von

verschiedenen Autoren definierten Trennlinien zwischen Alkali- und Subalkali-Vulkaniten eingetragen wurden. Am gebräuchlichsten ist die Trennlinie nach IRVINE & BARAGAR (1971). Um eine genauere Unterteilung der Subalkali-Gesteine in die Shoshonit-, Kalk-Alkali- oder Tholeiit-Serie vornehmen zu können, wurde von LE MAITRE et al. (1989) und RICKWOOD (1989) vorgeschlagen, den K_2O - gegen den SiO_2 -Gehalt anzutragen. Neben dem TAS-Diagramm ist das Harker-Diagramm der wohl mit gebräuchlichste Typ bivarianter Diagramme. Dieser Typ von Diagramm geht zurück auf ALFRED HARKER, der es 1909 erstmals vorstellte, und das seitdem als „Harker-Diagramm“ bekannt ist. In den Harker-Diagrammen werden die Werte von Na_2O , K_2O , MgO , FeO , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 und MnO auf der y-Achse gegen den SiO_2 -Wert auf der x-Achse angetragen. Aus der Steigung von Ausgleichsgeraden bzw. der Verteilung der Probenpunkte im Diagramm lassen sich Aussagen über Prozesse bei der fraktionierten Kristallisation, die Aufnahme von Fremdmaterial durch Assimilation bei gleichzeitiger fraktionierter Kristallisation oder die Ausbildung von Teilschmelzen bei gleichzeitiger fraktionierter Kristallisation ableiten. Die grundsätzliche Bedeutung fraktionierter Kristallisation wurde bereits 1928 von BOWEN erkannt und beschrieben. BOWEN (1928) prägte auch den Begriff von Assimilation und fraktionierter Kristallisation, heute als **AFC** bekannt und gebräuchlich.

Zur geochemischen Klassifizierung von Eruptivgesteinen und zur Beschreibung von magmengenetischen Prozessen spielen Neben- und Spurenelemente eine wichtige Rolle. Neben- und Spurenelemente sind Elemente mit einer Konzentration von weniger als 0,1 Gewichtsprozent bis zu weniger als 1000 ppm in der Probe. Die Gruppen der Neben- und Spurenelemente werden nach ihrem unterschiedlichen Ionenpotential („ionic potential“ oder auch „field strength“) unterteilt, das heißt, einem unterschiedlich großen Verhältnis von Ladung und Ionenradius. Die Gruppe von Elementen mit einem großen Ionenradius von größer $1,2 \cdot 10^{-10}$ m, einer Ladung von +1 bis +2 und einem niedrigen Ionenpotential (<2) wird als „low field strength elements“ (**LFS**) bezeichnet. Diese Gruppe reichert sich bevorzugt in der Lithosphäre an, und die zugehörigen Elemente werden deshalb auch als „large ion lithophile elements“ (**LILE**) benannt. Zu der Gruppe der LILE oder LFS gehören Elemente wie Strontium (Sr), Kalium (K), Rubidium (Rb), Cäsium (Cs), Blei²⁺ (Pb^{2+}), Barium (Ba) und das Seltenerdelement Europium²⁺ (Eu^{2+}). Eine andere Gruppe von Elementen mit einem Ionenradius von $0,6 - 1,2 \cdot 10^{-10}$ m und Ladungen von +3 bis +6 besitzen ein höheres Ionenpotential (>2) und werden daher auch als „high field strength elements“ (**HFS**) bezeichnet. Zur Gruppe der HFS werden sowohl die Seltenerdelemente als auch die Elemente Tantal (Ta), Niobium (Nb), Skandium (Sc), Zirkonium (Zr), Hafnium (Hf), Thorium (Th), Uran (U), Yttrium (Y), Titan (Ti) und Blei⁴⁺ (Pb) zugerechnet (ROLLINSON, 1993). WILSON (1991) rechnet Thorium zur Gruppe der LILE, weil es im Mantel bevorzugt in die Schmelze geht und sich in der Lithosphäre anreichert. Mit einem Ionenradius unter $1,2 \cdot 10^{-10}$ m, einer Ladung von +4 und einem höheren Ionenpotential stellt ROLLINSON (1993) Thorium in die Gruppe der HFS-Elemente. Die Elemente Chrom (Cr) und Phosphor (P) sind nach diesem Autor keine HFS-Elemente, aber ihren physiko-chemischen Eigenschaften nach werden sie von WILSON (1991) ebenfalls dazugerechnet. Von einigen Elementpaaren (Eu^{2+} -Sr, Zr-Hf, Nb-Ta) mit gleichen Ladungen und ähnlichen Ionenradien ist anzunehmen, daß sie das gleiche geochemische Verhalten besitzen. Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal der beiden Gruppen ist ihre Mobilität in Fluiden und Schmelzen. So zeigen im allgemeinen die LFS-Elemente eine deutlich höhere Neigung, in die fluide Phase zu wechseln als die eher immobilen HFS-Elemente. Trägt man bei der Betrachtung von Eruptivgesteinen LFS- und HFS-Elemente gegeneinander an, so lassen sich schnell magmengenetische Rückschlüsse ableiten (siehe ROLLINSON, 1993, Seite 175).

4.3. Geochemie der Elemente der Seltenen Erden

Die absoluten Konzentrationen der Seltenerdelemente (SEE oder „rare earth elements“ (REE)) erlauben Rückschlüsse auf die Genese von Magmatiten und werden deshalb oft als geochemischer Fingerabdruck bezeichnet. Charakteristisch für die SEE ist, daß sie unter-

schiedliche Ionenradien, Wertigkeiten und Massen aufweisen, wodurch der Einbau in gesteinsbildenden Mineralen selektiv erfolgt. Das Verhalten der SEE bei der Schmelzbildung steht in direktem Zusammenhang mit der Interaktion von Kristall und Schmelze und wird daher bei vielen geochemischen Modellrechnungen mit einbezogen. Eine umfassende Übersicht über solche Modelle zeigt die Arbeit von HASKIN (1984). Das Auftreten der Seltenerd-elemente in Gesteinen des Oberen Mantels und ihr Verhalten bei Schmelzprozessen behandelt eingehend FREY (1984). Die Seltenen Erden umfassen die Elemente Lanthan (**La**), Cer (**Ce**), Praseodym (**Pr**), Neodym (**Nd**), Promethium (**Pm**), Samarium (**Sm**), Europium (**Eu**), Gadolinium (**Gd**), Terbium (**Tb**), Dysprosium (**Dy**), Holmium (**Ho**), Erbium (**Er**), Thulium (**Tm**), Ytterbium (**Yb**) und Lutetium (**Lu**). Die SEE werden von WILSON (1991) in drei Gruppen untergliedert: Bei den Elementen Lanthan bis Promethium handelt es sich um die Gruppe der leichten SEE (LREE = „light-REE“); Samarium, Europium und Gadolinium werden als mittlere SEE bezeichnet (MREE); die Gruppe der schweren SEE umfassen die höheren Atomnummern und Massen vom Terbium bis Lutetium (HREE = heavy-REE). Die Konzentration der SEE werden in „Spider-Diagrammen“, basierend auf der Anregung von PEARCE (1983), dargestellt. Dabei werden die Gehalte an den SEE gegen einen Standard normiert, um eine relative Anreicherung oder Verarmung an bestimmten Elementen darzustellen. Als Standard werden der C1 Chondrit, N-type MORB oder Primitive Mantle von HOFMANN (1988) und SUN & McDONOUGH (1989) verwendet. Positive oder negative Anomalien kann man mit Vorgängen bei der Magmengenerierung in Beziehung setzen (SUN & McDONOUGH, 1989).

Bei der Bildung von basaltischer Schmelze aus Mantel-Peridotit reichern sich die leichten SEE stärker an als die schweren. Das Residuum dagegen verarmt an den leichten SEE. Eine sogenannte negative „Europium Anomalie“, Europium ist weniger stark in der Schmelze angereichert als die übrigen SEE, entsteht aber erst bei der fraktionierten Kristallisation von Plagioklas.

4.4. Sr-, Nd- und Pb-Isotopen-Geologie

4.4.1 Isotopen-Geologie des Strontiums (^{87}Sr , ^{86}Sr)

Die vier natürlich vorkommenden Sr-Isotope sind ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr und ^{84}Sr . ^{87}Sr entsteht teilweise durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb . Sowohl Strontium als auch Rubidium gehören den LILE- oder LFS-Elementen an und verhalten sich nach PEARCE & PEATE (1995) „highly nonconservative“, was besagt, daß ihr Bestreben, in die fluide Phase zu wechseln, höher ist als bei den anderen LILE- oder LFS-Elementen.

Bei der Ozeanbodenalteration tauscht der Basalt mit dem Meerwasser aus; bei der Verwitterung an Land bilden sich Tonminerale. Dabei verändert sich der Wert des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses bereits bei mehr als 1% H_2O -Einbau im Basalt (DASCH et al., 1973). Wird der Basalt vor der Messung geleached, so werden die Alterationsminerale weggelöst und der Basalt erhält die gleiche Isotopie wie ein entsprechendes, unalteriertes, basaltisches Glas (DUPRE & ALLÉGRE, 1980). Bei frischen, nicht alterierten Proben entfällt dieses Problem. Eine weitere Schwierigkeit, die im Vorfeld der Bewertung von Sr-Isotopiedaten auftritt, ist die Massenfractionierung während der Schmelzbildung und während der Messung. Es wird deshalb heutzutage immer eine Fraktionierungs-Korrektur auf ein Standard- $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 8,37521 durchgeführt.

In der Geochemie von Basalten wird das Rb/Sr- und das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis zur Ableitung von Prozessen bei der Bildung des Magmas und später einsetzender fraktionierter Kristallisation verwendet. Das Rb/Sr-Verhältnis steigt mit zunehmendem Grad der Magmen-Differentiation an. Strontium ist ein wichtiger Tracer für Differentiationsprozesse im Mantel und dabei einsetzender Fluid- und Magmen-Diffusion. FLOWERS et al. (1975) erwähnen in ihrer Studie bei der Betrachtung einer diffusiven Homogenisierung von Mantelmineralen hinsichtlich ihrer Sr-Isotopie, daß die Temperatur und die Zeit eine wichtige Rolle spielen. Ist der Zeitraum genügend lang, so stellt sich in Phlogopit und Klinopyroxen ein gleiches $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ein. HOFMANN & HART (1978) untersuchten die Diffusion von Strontium in Mantel-

silikaten und stellen fest, daß sich bei Erhöhung der Temperatur, z.B. über den Basalt-Solidus von ca. 1000-1200 °C, die Homogenisierung beschleunigt. Zwei wichtige zusätzliche Faktoren beeinflussen das primäre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis: Ein Faktor ist der Aufschmelzungsgrad in der Magmenquelle. Bei geringen Aufschmelzungsgraden erhöht sich das Rb/Sr- und das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis relativ zu höheren Aufschmelzungsgraden. Der Grund dieser Erhöhung liegt im Zerfall von Mineralen mit einem hohen Rb/Sr-Verhältnis, z.B. Phlogopit. Der Zerfall von Phlogopit und etwas später von Klinopyroxen läßt das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ansteigen. Werden bei zunehmenden Aufschmelzungsgrad Olivin und Orthopyroxen, die kein Strontium enthalten, mit aufgeschmolzen, kehrt sich der Effekt um bis hin zu Magmen mit einem niedrigeren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis. Die Ausbildung der Magmen und des damit verbundenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses wird von Fraktionierungsvorgängen während des Magmenaufstiegs mitbestimmt (PLANK & LANGMUIR, 1988).

Die Zufuhr von Krustenmaterial in Subduktionszonen ist ein weiterer wichtiger Faktor bei der Betrachtung des Sr-Haushalts im Mantel. In normalen Subduktionszonen findet Schmelzbildung primär im hangenden Mantel oberhalb der Wadati-Benioff-Zone statt, hervorgerufen durch den Fluidfluß aus der abtauchenden ozeanischen Kruste. Wasser, das bei der Entwässerung der Sedimente, beim Zerfall von OH-Mineralen, z.B. Amphibol, frei wird, bildet einen wichtigen Bestandteil des Fluids. Eine wichtige Rolle spielt bei der Bildung von kalk-alkalinen Magmen das Alter der abtauchenden Kruste. Die eingeschleppten Sedimente bewirken, daß sich sowohl das Rb/Sr- als auch das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Magma verändert. Junge Kruste ist im Vergleich zu alter Kruste wärmer. Die zusätzliche Wärmezufuhr bewirkt, daß sich bereits in einem seichteren Mantelniveau über der Wadati-Benioff-Zone Schmelze bildet (WYLLIE, 1981). Die Neigung zur Schmelzbildung auf der abtauchenden Platte wird durch die zusätzliche Wärmezufuhr verstärkt (DEFANT & DRUMMOND, 1990). Junge Sedimente besitzen in der Regel ein hohes Rb/Sr- und ein niedriges $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (HOLE et al., 1984; PLANK & LANGMUIR, 1998). In alten, kontinental beeinflussten Sedimenten ist Rubidium angereichert wodurch sich zwangsläufig das Rb/Sr-Verhältnis erniedrigt und das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis erhöht. Viele Mantelmodelle gehen von einem nachhaltigen Einfluß alter, tief in den Mantel versenkter Krustenteile, nebst Sedimentauflage auf die Bildungsbedingungen von MORB und OIB, aus (HOFMANN & WHITE, 1980; HOFMANN et al., 1986; ZINDLER & HART, 1986; ALLÉGRE, 1987; WEAVER, 1991; HOFMANN, 1997; PLANK & LANGMUIR, 1998). Der Einfluß nimmt mit abnehmendem Alter der ozeanischen Kruste und der dazugehörigen Sedimente ab. Im Extremfall zeigen die Arc-Vulkanite ein ähnlich niedriges $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wie N-MORB. Ähnliche Beobachtungen machten SINGER et al. (1996) an Subduktionszonen, in denen ein „ozeanischer“ Rücken in der Wadati-Benioff-Zone eintaucht. Das Fehlen von Sediment auf dem Rücken und der höhere Wärmefluß am Rücken lassen Veränderungen im Mantelfluid erwarten. Das entweichende Strontium im Fluid besitzt das gleiche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wie der MORB. Eine weitere wichtige Komponente bei der Magmenbildung ist die Krustendicke im Arc-Bereich. PLANK & LANGMUIR (1988) fanden heraus, daß die Zusammensetzung des Magmas und der Aufschmelzungsgrad von der Krustendicke mitbestimmt werden. In Subduktionszonen mit dünner Kruste ist ein höherer Aufschmelzungsgrad und damit ein niedrigeres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis nachweisbar.

4.4.2. Isotopen-Geologie des Bleis (^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{204}Pb)

Das chemische Element Blei hat vier natürliche Isotope: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb und ^{204}Pb . Drei davon haben radiogenen Anteil und entstehen während des radioaktiven Zerfalls von Uran und Thorium; ^{206}Pb entsteht aus dem Zerfall von ^{238}U zu ^{234}U zu ^{206}Pb . Während des radioaktiven Zerfalls von ^{235}U bildet sich ^{207}Pb als stabiles Endprodukt. Aus dem radioaktiven Zerfall des ^{232}Th geht das ^{208}Pb hervor.

In der Isotopen-Geochemie werden nicht die Gehalte der einzelnen Isotope, sondern die Isotopen-Verhältnisse ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) verwendet. Alle vulkanischen Gesteine enthalten Blei in unterschiedlicher Konzentration. Die Messung der Bleiisotopen-Verhältnisse erlaubt differenzierte Rückschlüsse auf magmengenetische Vorgänge.

Wichtig bei der Geochemie des Bleis in Verbindung mit Mantel- und Krusten-Prozessen sind die verschiedenen U/Pb- und Th/Pb-Verhältnisse. Alle cogenetischen Suiten von Magmatiten besitzen ein gemeinsames initiales Pb-Isotopenverhältnis. Der durch das Abscheiden der Kruste verarmte Mantel („depleted mantle“) besitzt ein stärker radiogenes Verhalten und somit ein höheres U/Pb-Verhältnis als die hypothetische Gesamterde („Bulk Earth“). TATSUMOTO (1988) schließt aus dem experimentellem Befund, daß Uran sich im Mantel stärker inkompatibel als Blei verhält und daher bestrebt ist, in die fluide Phase abzuwandern. Dies war das genaue Gegenteil von dem, was man erwartet hatte, und so spricht man deshalb auch vom „Blei-Paradoxon“ („lead paradox“). Demnach sollte ein gegensätzliches Reservoir mit nichtradiogenem Blei existieren, das den verarmten Oberen Mantel ausgleicht. Als ein mögliches Reservoir könnte nach DOE & ZARTMAN (1979) die Unterkruste wirken. Unter hochgradigen Metamorphosebedingungen ist Uran stärker mobil als Blei. Die Unterkruste besitzt ein geringeres U/Pb-Verhältnis als der Obere Mantel. Nach vorausgehenden Untersuchungen von DUPRE & ALLÈGRE (1980), ZINDLER et al. (1982) und ZINDLER & HART (1986), zusammengefaßt von HOFMANN (1997), lassen sich über das Pb-System Aussagen über die Beschaffenheit der Mantelquelle von Vulkaniten machen.

Gelangt der Abtragungsschutt von tief erodierten Kontinenten bei der Subduktion wieder in den Mantel, so mischt sich Mantelblei mit krustalem Blei aus den Sedimenten. Man spricht daher auch von einer krustalen Kontamination einer Schmelze, die im Mantel gebildet wurde. Bei der Schmelzbildung im Mantel gehen Uran und Thorium bevorzugt in die silikatische Schmelze, Blei in die fluide Phase. Konsequenterweise ist dadurch das U/Pb- und Th/Pb-Verhältnis in Krustengesteinen höher als in Mantelgesteinen. Im Gegensatz zum Strontium aus dem Rubidiumzerfall, stellt die Zusammensetzung der Blei-Isotope keinen *in-situ* Zerfall sondern einen Fluiddurchsatz im Mantelreservoir dar. Ein solches Durchströmen des Mantelreservoirs mit einem bleihaltigen Fluid bringt ein dynamisches Gleichgewichtsschmelzen mit sich, das sich in der Bleiisotopie von Vulkaniten widerspiegelt. Beim Durchströmen von Fluiden wird einerseits der Schmelzpunkt herabgesetzt, andererseits bilden sich hydrische Phasen, wie Amphibol und Phlogopit, im Mantel. Diese hydrischen Phasen sind eine begrenzte Zeit stabil im Mantel und bewirken dann zeitverzögert eine Schmelzbildung in der Quellregion der Vulkanite. Diese lassen sich in Modellrechnungen mit zerfallsbedingten U-Pb-Th-Ungleichgewichten (HAWKESWORTH et al., 1993) nachweisen. Die Zeitspanne beim Aufstieg des Magmas und bei der daran gekoppelten fraktionierten Kristallisation verändert die Zusammensetzung des Magmas (WYLLIE, 1982). ZINDLER & HART (1986) berechneten eine durchschnittliche Aufstiegs geschwindigkeit eines Manteldiapirs von ca. 5 cm pro Jahr, wobei sich in 300000 Jahren 5% Partialschmelze bilden kann.

4.4.3. Isotopen-Geologie des Neodyms (^{143}Nd , ^{144}Nd)

Das chemische Element Neodym gehört den leichten SEE an und hat sieben natürliche Isotope: ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{147}Nd und ^{150}Nd . Zwei davon sind radiogene Isotope und entstehen während des radioaktiven Zerfalls von Samarium; ^{143}Nd entsteht aus dem radioaktiven Zerfall von ^{147}Sm . Aus dem radioaktiven Zerfall von ^{146}Sm geht ^{142}Nd hervor.

Nd und Sm stehen hier stellvertretend für die übrigen SEE und spiegeln deren chemisches Verhalten bei der Schmelzbildung wider. Das Verhalten der SEE in petrogenetischen Prozessen gibt Hinweise auf die Petrogenese der untersuchten Gesteine, und über die geologische Geschichte der Mantelquelle.

In der Isotopen-Geochemie des Neodyms spielen die Isotope ^{143}Nd und ^{144}Nd eine wichtige Rolle. Das ^{144}Nd -Isotop ist ein stabiles Nuklid, das weder radiogen entsteht, noch radioaktiv zerfällt und daher als Normalisierungs-Isotop verwendet wird (DEPAOLO, 1988).

Das Isotopen-Verhältnis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ist indikativ bei der Petrogenese von Basalten. Im Oberen Mantel bildet sich basaltische Schmelze aus Peridotit. In der Schmelze reichern sich

die SEE an und werden so dem Residuum entzogen. Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopen-Verhältnis der Schmelze spiegelt so das des ursprünglichen Residuums wieder.

HAWKESWORTH et al. (1977) verglichen Magmen aus dem Arc- und Back-Arc der Süd-Sandwich-Inseln miteinander und stellten fest daß beide Vulkanprovinzen ein identisches $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis aufweisen. Der Bereich der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse überlappt mit dem von MORB und impliziert die Bildung beider Magmen-Provinzen in einem verarmten MORB-Mantel oberhalb der Subduktionszone. PEARCE (1983) führt die Varianz im $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis an anderen Subduktionszonen auf den wechselnden Einfluß sowohl der überlagernden kontinentalen Kruste als auch der abtauchenden ozeanischen Kruste und der auflagernden Sedimente zurück.

Bei der Assimilation von Gesteinen aus der Umgebung stellt sich im Magma ein neues $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis ein, das zwischen den beiden „Endgliedern“ liegt. Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis wird bestimmt vom Typ und vom Volumen des assimilierten Gesteines.

Kühlt das Magma in der Kruste aus, so setzt die fraktionierte Kristallisation in der Magmenkammer ein. Durch das Ausscheiden von Olivin, Pyroxen und Plagioklas aus der Schmelze werden im Residuum die SEE angereichert.

Ein Vorteil des Nd-Isotopensystemes gegenüber denen des Pb und Sr ist, daß es weit weniger von oberflächennaher Alteration oder hydrothermal beeinflusbar ist. Nd ist weniger mobil als vergleichsweise Pb und Sr in Hydrothermalsystemen. Die weit geringere Neigung, in die fluide Phase zu wechseln, erlaubt es anhand der Nd-Isotopie die Sr- und Pb-Isotopie zu überprüfen. Ein weiterer Vorteil des Sm-Nd-Systems ist, daß sowohl das Mutter- als auch das Tochternuklid den gleichen Gitterplatz im Mineral einnehmen. Dadurch bleibt die Kristallstruktur erhalten.

In der geochemischen Bearbeitung der jungen Basalte der Antarktischen Halbinsel war vorgesehen, die Nd-Isotopie der untersuchten Basalte mit zu bestimmen. Mit Hilfe der Varianz im $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnis sollten die bei der Magmenbildung beteiligten Komponenten näher charakterisiert werden. Speziell der Vergleich der Nd-Isotopie der Arc-Magmatite der Livingston- und Penguin-Insel mit denen des Back-Arcs der Bransfield-Straße hätte mehr Information über den Eintrag aus der kontinentalen Kruste der Antarktischen Halbinsel, der abtauchenden Aluk-Platte und dem partiell durchmischten Antarktischen Mantel in die Schmelzbildung erbracht. Die hohen Gehalte an Ca, Mg und Fe in den Basalte störten die Säulentrennung im Labor und machten die Messung am Thermionen-Massenspektrometer unmöglich. Nach drei Durchläufen gelang es mir, fünf Datenpunkte zu erhalten. Die fünf gemessenen Proben entstammen alle dem Castor Nunatak. Zur Auswertung kamen auf Grund der unsicheren Datenlage und der ungenügenden Reproduzierbarkeit nur vier Proben. Die in den Diagrammen in Kapitel 6 vorgestellten Datenpunkte vom Castor Nunatak sind jenen von Weaver et al. (1979), HOLE (1990), HOLE et al. (1991), KELLER et al. (1991), KELLER & FISK (1992) und HOLE et al. (1994) gegenübergestellt. Die Zielsetzung, mit Hilfe der Nd-Isotopie die Basalte beiderseits der Bransfield-Straße zu vergleichen mußte infolge Zeitmangels aufgegeben werden.

4.5. Bestimmung von Schmelzeinschlüssen in Mantel-Xenolithen mit der Elektronenstrahlmikrosonde

Untersuchungen an Mineralen und Schmelzeinschlüssen in Mantel-Xenolithen eröffnen die Möglichkeit, *in-situ* Schmelzbildung zu studieren. Mantelbruchstücke, die von Alkalibasalten nach oben gebracht wurden, enthalten oft mehrere Phasen von Schmelzeinschlüssen, die mit herkömmlichen Methoden nicht gemessen werden können. Vergleicht man Schmelze und Residuum, so ergeben sich Rückschlüsse über die Genese der Magmen und Veränderungen beim Aufstieg zur Oberfläche.

Die wichtigsten Mineralphasen in den Lherzoliten sind Klinopyroxen, Orthopyroxen, Olivin und Spinell. Der Vergleich des unterschiedlichen Schmelzverhaltens der einzelnen Mantelphasen mit deren prozentuaalem Vorhandensein im Residuum (Xenolith) erlaubt eine Abschätzungen des Druck-Temperatur-Umfeldes bei der Schmelzbildung. Zum Vergleich sei auf eine Zusammenfassung über ozeanische Peridotite von MENZIES (1991) hingewiesen, in der der Autor die einzelnen geotektonischen Positionen gegenüberstellt und vergleicht. In den Arbeiten von EDGAR et al. (1989), SCHIANO et al. (1992), IONOV et al. (1994), ZINNGREBE & FOLEY (1995) und CHAZOT et al. (1996) wird über eine mögliche Beeinflussung der Geochemie von Mantel-Xenolithen durch Magmen-Infiltration, durch *in-situ* inkongruentes Schmelzen und durch Perkolatation von Mantel-Fluiden gesprochen. In einer Studie von RATERRON et al. (1995) über inkongruentes Schmelzen von Diopsid konnte nachgewiesen werden, daß Olivin + Chrom-Spinell + Schmelze (Fluid) entsteht. In den primären Schmelzen ist der SiO₂-Gehalt am größten und nimmt mit zunehmenden Aufschmelzungsgrad stetig ab. Bei der Migration metasomatischen Fluids entlang von Korngrenzen entsteht nur wenig Schmelze, die sich in Zwickeln oder Schmelztaschen sammelt. Bei einem niedrigen bis moderaten partiellen Aufschmelzungsgrad, speziell bei einem erhöhten Wasseranteil im Fluid und etwas niedrigerer Temperatur, kann ein Chlor-Apatit als residuale Phase zurückbleiben (CHAZOT et al., 1996). Proben mit einem erhöhten Fluid/Festgestein-Verhältnis wie von CHAZOT et al. (1996) beschrieben, lassen auf das Vorhandensein einer wasserreichen Phase (Amphibol oder Phlogopit) während der Schmelzbildung schließen. Aus dem Vorhandensein großer Spinellkörner in Schmelztaschen folgern CHAZOT et al. (1996) auf eine ehemals bei der Schmelzbildung vorhandene wasserreiche Phase. Die Messung der Zusammensetzung des Spinells in metasomatisch überprägten Peridotiten mit der Mikrosonde in Verbindung mit den silikatischen Schmelzen und dem umgebenden Basalt ergeben eine weitere Hilfestellung bei der Beurteilung der anderen Meßergebnisse.

5. Geodynamische Modelle

5.1. Subduktionszonen-Magmatismus

In den Arbeiten von RINGWOOD (1974), THORPE et al. (1976) und HAWKESWORTH et al. (1979) wird die Abwanderung von, durch Dehydratation der abtauchenden ozeanischen Kruste entstandenen, volatilen Phasen in den Mantelteil oberhalb der Subduktionszone als Grundprinzip der Magmenbildung bezeichnet. Die Quellregion (Zone potentiellen Schmelzens) der Vulkanite taucht im hangenden Mantel infolge eines Überschusses an Wasser auf. Die Entwässerung der abtauchenden Kruste setzt sich bis in ca. 200 km Tiefe fort, wobei sich sukzessive wasserhaltige Mineralphasen in wasserfreie umwandeln (RINGWOOD, 1974, DAVIES & STEVENSON, 1992, HAWKESWORTH et al., 1993). Das verbleibende, in Mineralen gebundene Wasser gelangt dann in den tieferen Mantel und spielt erst wieder bei der Bildung von „hot-spots“ und „mantle-plumes“ eine Rolle (siehe Kapitel 5.3.). Die freigesetzten Fluide bestehen überwiegend aus überkritischem Wasser und transportieren wasserlösliche Elemente. Beim Durchströmen mit Fluiden wird einerseits der Solidus des hangenden Mantels herabgesetzt, andererseits bilden sich hydrische Phasen, wie Amphibol, im Mantel.

Die Zusammensetzung des Mantel-Peridotits in der Quellregion wird von WYLLIE,

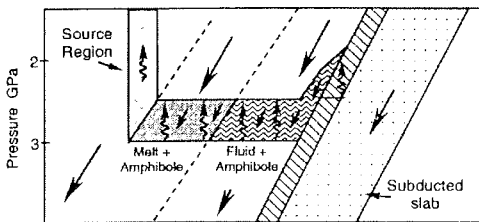


Abb. 5.1: Querschnitt durch den Mantelteil oberhalb einer Subduktionszone: Die freigesetzten hydrischen Fluide aus der abtauchenden Platte migrieren einerseits lateral, werden aber gebunden im Amphibol vertikal verschleppt (aus HAWKESWORTH et al., 1993).

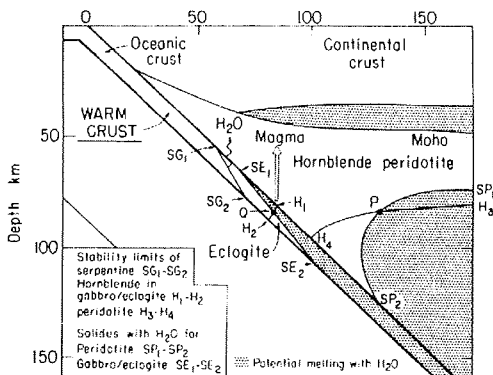


Abb 5.2: Zonen partiellen Schmelzens an einer Subduktionszone, in der junge ozeanische Kruste abtaucht. Die noch heiße abtauchende Platte produziert bereits in geringen Tiefenlagen hydrisches Fluid und Schmelze.

(1982) als Hornblende-Peridotit bezeichnet. Der Bereich eines amphibolführenden Mantels in der Quellregion der Arc-Vulkanite ist nach neueren Untersuchungen von DAVIES & STEVENSON (1992) deutlich kleiner als in der Arbeit von RINGWOOD (1974). Diese hydrischen Phasen sind im Mantel nur eine begrenzte Zeit stabil und bewirken dann zeitverzögert eine Schmelzbildung in der Quellregion der Vulkanite (DAVIES & STEVENSON, 1992, HAWKESWORTH et al., 1993) (Abbildung 5.1). Im Extrem-Fall tritt trotz genügendem Fluid (hauptsächlich H_2O) keine Schmelzbildung im Mantel ein und nur an der Basis der kontinentalen Kruste entsteht eine granitische Schmelze.

Bei der Bildung von Arc- und Back-Arc-Magmatiten spielt das Alter, und somit der thermische Zustand der abtauchenden Platte, eine wichtige Rolle. WYLLIE (1982) zeigt, daß die Zone potentieller Schmelzbildung von ca. 150 km Tiefe auf ca. 70 km ansteigt (WYLLIE, 1981, Abbildung 8) (Abbildung 5.2). Die dabei entstandenen magnesiumreichen Andesite ähneln Boniniten und Adakiten. STERN & KILIAN (1996) bringen die magnesiumreichen Andesite im Süden Chiles in Verbindung mit der Annäherung eines mittelozeanischen Rücken an den Kontinentalrand bzw. mit der Subduktion eines solchen Rückens. Eine Schmelz-

bildung auf der abtauchenden Platte kommt aber erst zum Tragen, wenn die abtauchende Kruste ein Alter von 25 Ma unterschreitet (DEFANT & DRUMMOND, 1990).

Ein numerisches Modell von TOKSÖZ & HSUI (1978) über die Entstehung eines Back-Arc-Randmeeres („marginal basin“) läßt den Schluß zu, daß bei einer Subduktionsrate von 8 cm pro Jahr und einem Eintauchwinkel von 45° sich innerhalb von 5 bis 10 Ma eine Back-Arc-Spreizung bilden kann. Mit ihren Berechnungen postulieren TOKSÖZ & HSUI (1978) eine Entfernung des Spreizungsgebiets von 200 bis 300 km vom Inselbogen.

Bedingt durch ein Abrollen („roll-back“) der abtauchenden Platte und ein Vordringen („advance“) des Arcs in Richtung der Bogen-Polarität öffnet sich ein Randbecken – "marginal basin" bzw. "back-arc basin" (HERGT & HAWKESWORTH, 1994, CLIFT, 1995 und HAWKINS, 1995). Ein Konvektionsregime, ähnlich dem unter langsam spreizenden Rücken, bewirkt eine Ausdünnung der Lithosphäre über dem hangenden Mantelkeil und ein Einsetzen von Dehnungs- oder Rift-Vulkanismus.

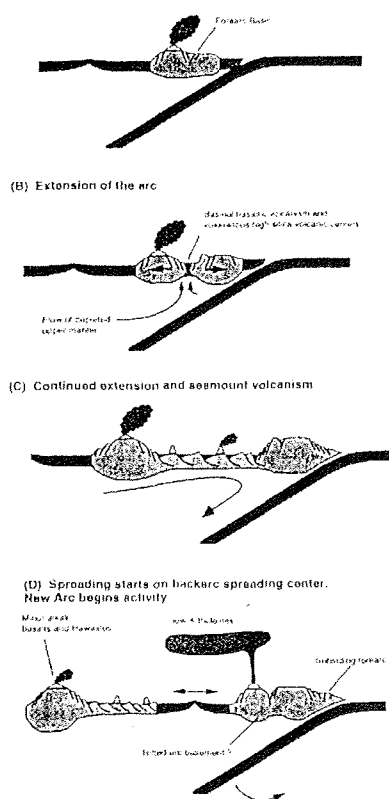


Abb. 5.3: Der Zusammenhang von Chemismus und Bildungsort bei Arc-Vulkaniten: Auf der dem Graben zugewandten Seite der vulkanischen Front entsteht ein Rift im Bereich des Inselbogens (nach CLIFT, 1995).

Bei der erneuten Ausbildung eines jungen Back-Arcs auf einem alten Inselbogen besteht die Möglichkeit, daß der Back-Arc-Vulkanismus dem erneut einsetzenden Arc-Vulkanismus voraussetzt (Abbildung 5.3). CLIFT (1995), CRAWFORD et al. (1981), HERGT & HAWKESWORTH (1994) und HAWKINS (1995), die wie KARIG (1971) in den Vulkangebieten des West-Pazifiks arbeiteten, fanden heraus, daß der Neubildung eines Back-Arc-Gebietes eine Teilung des alten Inselbogens (die zwei Teile werden dann als „remnant arc“ bezeichnet) vorangeht. Der später einsetzende Arc-Vulkanismus ist gekennzeichnet durch einen erhöhten Magnesium-Gehalt der Andesite („Boninite“ der Bonin-Insel).

In einem Back-Arc bestimmen – ähnlich wie am mittelozeanischen Rücken – Schmelzvorgänge im Mantel unterhalb des Spreizungszentrums die Zusammensetzung der Vulkanite. Ein oft beobachteter Wechsel von Alkali-Basalt zu Olivin-Tholeiit bei Intra-Platten-Vulkaniten wird von MCKENZIE & BICKLE (1988) einerseits mit einer zunehmenden Krustendehnung und Ausdünnung begründet, andererseits wird die Zusammensetzung des Magmas vom thermischen Regime, der Zusammensetzung des Peridotits und vom jeweiligen Aufschmelzungsgrad mitbestimmt. Die Ausbildung MORB-ähnlicher Gesteine im Back-Arc läßt sich nach MCKENZIE & BICKLE (1988) damit erklären, daß der Obere Mantel im Inneren überall heißer ist als der Mantel-Solidus bei Atmosphärendruck. Wird die Lithosphäre gedehnt, so dünnt die Kruste aus und die Kruste-Mantel-Grenze steigt auf unter vierzig Kilometer Tiefe. Eine kontinuierliche Dehnung im Back-Arc mindert den Eintrag aus der abtauchenden Platte in der Quellregion der Back-Arc-Vulkanite. Die Back-Arc-Magmen zeigen des-

halb ein geochemisches Verhalten (hin zu „reinen“ Mantelderivaten), das einem Übergang von kalk-alkalinem Inselbogenmagmatismus zu N-MORB ähnlichen Schmelzen gleichzusetzen ist (SAUNDERS & TARNEY, 1991). Geochemisch unterscheiden sich Back-Arc-Basalte von N-MORB durch höhere Gehalte an LILE (z.B. Ba) relativ zu den HFSE (z.B. Zr). Verschiebungen im Ba/Zr-Verhältnis subduktions-beeinflußter Vulkanite lassen sich so mit Änderungen in der geotektonischen Position korrelieren (SAUNDERS & TARNEY, 1991).

Mit dem Wasser und dem Kohlendioxid, das durch die Dehydratation der abtauchenden Platte freigesetzt wird, gelangen eine Reihe wasserlöslicher Elemente, wie z.B. Strontium und Blei, in die Quellregion sowie der Inselbogen- als auch der Back-Arc-Magmatite und beeinflussen dort das Spurenelementspektrum und die isotopische Zusammensetzung der Basalte (HOLE et al., 1984; KELLER et al., 1991; SAUNDERS & TARNEY, 1991; KELLER & FISK, 1992; HOLE et al., 1993; LAWVER et al., 1995). Als indikativ wird von CHAUVEL et al. (1995) das Ce/Pb-Verhältnis in Basalten erachtet. Das Ce/Pb-Verhältnis fällt oder steigt mit dem Eintrag ozeanischer Kruste in die Quellregion. Das Blei wird bei der hydrothermalen Alteration des Ozeanbodens mobil und kann im Bereich von starken riftgebundenen Hydrothermal-Systemen, wie den „black smokers“, eine mehr als hundertfache Anreicherung erfahren (CHAUVEL et al., 1995). Durch ein Überangebot an Blei aus den volatilen Phasen besitzen Inselbogen-Vulkanite ein geringeres Ce/Pb-Verhältnis als vergleichbare Back-Arc-Vulkanite. Das Ce/Pb-Verhältnis im Mantel ist bei der Bildung von ozeanischen Basalten im Normalfall unabhängig von Fraktionierungs-Prozessen (CHAUVEL et al., 1995). Das Ce/Pb-Verhältnis verändert sich, wenn bleihaltige Fluide aus der Entwässerung der abtauchenden ozeanischen Kruste in die Schmelzregion eingetragen werden. Die Subduktionszonen-Signatur in den Back-Arc-Vulkaniten läßt sich nach SAUNDERS & TARNEY (1991) auf wasserreiche Fluide aus der abtauchenden Platte zurückführen.

5.2. Geochemische Mantelmodelle

In Kombination der Pb- und Sr-Isotopie lassen sich nach ZINDLER & HART (1986) fünf verschiedene Mantelreservoirs unterscheiden, die sich untereinander vermischen und die isotopische Zusammensetzung der Vulkanite bestimmen (Abbildung 5.4). Nach ZINDLER et al. (1984) ist der Mantel in einem Maßstab von einigen wenigen Kilometern und kleiner in seiner isotopischen Zusammensetzung sehr heterogen, aber in großräumigen Maßstäben von 20 bis 100 km erscheint er dagegen homogen. Junge Magmatite spiegeln im allgemeinen die isotopische Zusammensetzung ihrer Mantelquelle wider und sind daher ideal geeignet, um die jeweilig beteiligten Mantelreservoirs näher zu charakterisieren. In der Geochemie der Pb-Isotope spricht man von einem μ -Faktor oder μ -Wert, welcher dem

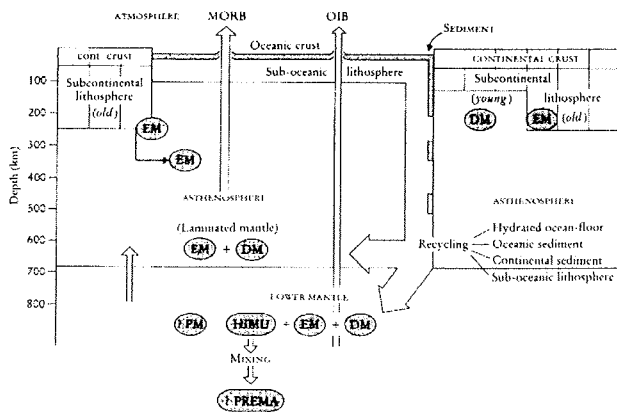


Abb. 5.4: Die räumliche Verteilung der Mantelreservoirs von ZINDLER & HART (1986) (aus ROLLINSON, 1993).

$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis entspricht.

DM: Das wohl prominenteste Mantelreservoir ist der „depleted mantle“ (DM) (verarmter Mantel). Der DM ist verarmt an LILE und zeichnet sich durch ein niedriges $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und ein niedriges $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis aus. Der DM ist die vorherrschende Mantelquelle für MORB an mittelozeanischen Rücken ohne direkten Einfluß durch einen „hot-spot“. Das Ausscheiden von Basalt und somit „Kruste“ im allgemeinen läßt den Mantel im Vergleich zu einem von einem „hot-spot“ beeinflussten Mantel arm werden. ZINDLER & HART (1986) und HART (1988) bezeichnen den Mantel, aus dem N-typ MORB (Normaltyp MORB) gebildet wird deshalb als „depleted MORB mantle“ (DMM).

Der DM ist ein wichtiges Mantelglied bei der Entstehung von subduktionsbezogenen Magmen. Die Verarmung entsteht durch die Ausscheidung kalk-alkaliner Magmen und die Ausformung von neuer Kruste über der Subduktionszone. Der Zustrom aus krustal angereichertem Fluid und die Bildung von Schmelze aus angereicherter Kruste läßt den DM partiell angereichert erscheinen. Die Anordnung verarmter und angereicherter Bereiche wird primär über das tektonische Umfeld definiert (UYEDA & KANAMORI, 1982). Die Zusammensetzung der abtauchenden Kruste in Kombination mit dem tektonischen Umfeld definiert wiederum die Isotopie der Magmenquelle (UYEDA, 1982).

HIMU: Der „high- μ mantle“ (HIMU) ist durch das höchste $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis charakterisiert und hat auch die höchsten $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse in Verbindung mit einem niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis. Die Mantelquelle von high- μ -Basalten ozeanischer Inseln ist durch eine Anreicherung an Uran und Thorium relativ zum Blei ohne ein erhöhtes Rb/Sr-Verhältnis gekennzeichnet. Eine Reihe von Modellen versucht die herausragende Stellung des HIMU durch Einbringen alter, durch Seewasser alterierter ozeanischer Kruste in den Mantel (ZINDLER et al., 1982; HOFMANN & WHITE, 1982), durch den Verlust von Blei aus Teilen des Mantels in den Kern (VIDAL & DOSSO, 1978; ALLEGRE et al., 1980) oder durch den Verlust von Blei (und Rb) in der Mantelquelle durch Metasomatose und Fluid-Migration innerhalb des Mantels (ZINDLER & HART, 1986; HART et al., 1986) zu erklären. ZINDLER & HART (1986) sehen die HIMU-Komponente als dispers verteilt im Mantel an und vermuten, daß während der Mantel-Metasomatose sich ein entgasstes HIMU-Residuum neben einer gasreichen low- μ -Komponente bildet.

EM I und II: Der „enriched mantle“ (EM) (angereicherte Mantel) erhält einen Bleieintrag von außen durch Sedimente an Subduktionszonen. Beide EM-Typen weisen erhöhte $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse bei einem vorgegebenen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis auf. Die beiden Typen EM I und EM II unterscheiden sich nach ZINDLER & HART (1986) im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis. So weist der EM I-Typ ein geringeres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis auf gegenüber dem deutlich höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis für EM II (ZINDLER & HART, 1986).

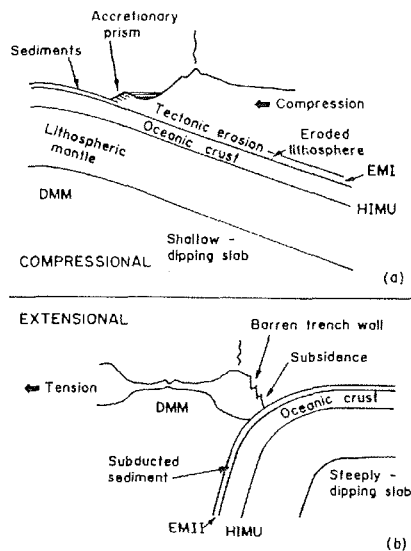


Abb. 5.5: Schematische Darstellung der zwei unterschiedlichen tektonischen Baustile von Subduktionszonen, welche konjugierte Paare von EM und HIMU hervorbringen (aus DICKIN, 1995):

- High-stress Subduktionszone nach UYEDA (1982) und die Ausbildung einer HIMU-EM I-Mantelsignatur.
- Low-stress Subduktionszone nach UYEDA (1982) und die Ausbildung einer HIMU-EM II-Mantel-Signatur.

Die Genese von EM I und EM II wird durch zwei verschiedene Mantelprozesse bestimmt. Der EM I-Typ ist nach HART (1988) ein metasomatisch überprägter primitiver Mantel, bzw. ein metasomatisch überprägter Mantel, der in der Zusammensetzung der silikatischen Gesamterde entspricht. Der EM II-Typ ist nach HART (1988) ein verarmter Mantel („depleted mantle“), in den Sediment eingetragen wird. HART et al. (1986) sind der Ansicht, daß es sich beim EM I- und HIMU-Mantel um die beiden Gegenstücke im gleichen metasomatischen Prozeß handelt (Infiltrat versus Residuum). WEAVER (1991) nimmt an, daß sich die beiden Mantel-Typen im subduzierten Sediment unterscheiden. Er geht davon aus, daß es sich bei EM I um recycelte pelagische Sedimente, beim EM II um terrigene Sedimente handelt, die über eine Subduktionszone in einen HIMU-Mantel eingebracht werden. Eine genetische Beziehung zwischen EM I, EM II und HIMU ist für UYEDA (1982) und DICKIN (1995) über die Kinematik der Subduktionszone definiert (Abbildung 5.5). Werden in einer Subduktionszone infolge Kompression

am Graben die Sedimente größtenteils abgeschert, so gelangt primär ozeanische Lithosphäre in den Quellbereich zur Aufschmelzung (UYEDA, 1982). Die dabei geförderten Magmen lassen sich durch eine Mischung von EM I und HIMU ableiten. Befindet sich infolge Extension hinter dem Bogen ein Back-Arc-Becken, so wirkt dem Eintauchen wenig Reibung entgegen und es gelangt mehr Sediment in den Mantel. Die bei diesem Typ entstehenden Magmen lassen sich auf eine Mischung von EM II und HIMU zurückführen (UYEDA, 1982).

PREMA: Der von ZINDLER & HART (1986) postulierte „prevalent mantle“ (PREMA) entspricht in etwa dem primitiven Mantel bei der Bildung der Erde. Die thermische Separation von Oberem und Unterem Mantel mag bewirkt haben, daß im Unteren Mantel noch ein PREMA-Reservoir vorhanden sein könnte.

BSE: Die Zusammensetzung des „bulk silicate earth“ (BSE) Mantels entspricht dem primitiven, homogenen Mantel, der kurz nach Bildung der Erde während der Entgasung des Mantels und der Bildung des Erdkerns vor der Entstehung der ersten Kontinente vorhanden war. Es gibt einige Basalte von Ozeaninseln, deren Isotopie mit dem BSE-Mantel kongruieren, aber andererseits fehlen Hinweise darauf, daß sich ein Stück ursprünglichen Mantels („primordial mantle“) bis auf den heutigen Tag erhalten hat (ZINDLER & HART, 1986).

5.3. Mantelströmung im Südpazifik

Der tektonische Aufbau des Pazifiks ist einerseits geprägt durch eine Neubildung ozeanischer Kruste entlang der ostpazifischen und südpazifischen Rückensysteme, andererseits durch ein Abtauchen alter ozeanischer Lithosphäre in den Subduktionszonen Asiens, Ozeaniens und der beiden Amerikas. Global betrachtet, verkleinert sich das pazifische Becken infolge fortschreitender Aufweitung des atlantischen Beckens. Pazifische Lithosphäre wird zwar an den Subduktionszonen rund um den Pazifik reduziert, aber in den Gebieten ohne eine Barriere durch eine Subduktionszone wirkt sich die Mantelströmung aus, indem der pazifische Mantel in andere Gebiete ausweicht.

Die Rückfuhr von Krustenmaterial in den Mantel bewirkt eine ständige Wiederaufarbeitung („recycling“) im pazifischen Mantel. Mit der Assimilation ozeanischer Lithosphäre gelangen wasserreiche Fluide bis an die Kern-Mantel-Grenze. Die wasserreichen Fluide haben nach STAUDIGEL et al. (1991) eine Verringerung der Viskosität des Mantels zur Folge, was wiederum die Mantelkonvektion beschleunigt. Die gesteigerte Mantelkonvektion läßt ein Auftriebsgebiet entstehen, welches STAUDIGEL et al. (1991) als „South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly“ (SOPITA) oder „South Pacific Superswell“ bezeichnen. McNUTT (1998) beschreibt in Französisch-Polynesien einen neuen Typ von Vulkanismus, dessen Quellregionen in einem SOPITA-Auftriebsgebiet liegen. Die Vulkanite werden nicht aus einem normalen „depleted“ MORB-Mantel gebildet, sondern leiten sich von Schmelzbildungen in einem „Layer“ heißen, niedrigviskosen Oberen Mantels unterhalb von Französisch-Polynesien ab, der sich nach JANNEY & CASTILLO (1999) aus der Kern-Mantel-Grenze („Thermal-chemical boundary layer“) entwickelt. Der heterogene Aufbau des SOPITA-Mantels wird laut JANNEY & CASTILLO (1999) vom episodischen oder kontinuierlichen Aufstieg kleiner Mantel-Diapire („enriched bodies“ oder „plumelets“) in einer „depleted matrix“ (DM) bestimmt.

Der Eintrag von Mantelmaterial aus dem SOPITA-Gebiet in Vulkanprovinzen des West-Pazifiks wurden an vielen Stellen untersucht (KLEIN et al., 1988; WENDT et al., 1997; CASTILLO et al., 1998; JANNEY & CASTILLO, 1999). Die Auswirkungen von Mantelströmungen aus dem SOPITA-Gebiet werden deutlich, wenn ein lokaler Hot-Spot beeinflusst wird. Im Gebiet um die Osterinsel belegen CHENG et al. (1999) lokal eine Mischung aus zwei verschiedenen Manteltypen. Es vermengt sich hier eine prominente „MORB-like source“ (SOPITA) mit einem „enriched mantle“ (Easter Plume source). Die „plume source“ repräsentiert eine Mischung aus einem vorherrschenden HIMU-Mantel und kleineren Proportionen von EM-I (HIMU-EM-Mischung in der Plume-Quelle). Der durch die Mantelströmung induzierte ostgerichtete Einfluß des „Easter hot-spot“ verändert die Schmelzzusammensetzung hin zu E-MORB

unterhalb der aktiven Spreizungsrücken in der Umgebung (HAASE et al., 1996, CHENG et al., 1999). NIU et al. (1999) untersuchten das Auftreten von E-MORB an den mittelozeanischen Rücken des East-Pacific-Rise (EPR) und sehen darin den Nachweis einer Fernbeeinflussung durch Hot-Spot-Material des Hawaii-Hot-Spots, das durch Mantelströmung in einen Bereich mit Lithosphären-Dehnung eingebracht wird. Etwas weiter im Süden des EPR, am Übergang zum Pazifik-Antarktis-Rücken (PAR), konnten CASTILLO et al. (1998) einen Einfluß von Mantelmaterial des Louisville-Hot-Spots nachweisen. Am Rückensegment, zwischen der Udintsev- und der Vaquier-Bruchzone, wird entlang des Hollister-Rückens Plume-Material durch Mantelströmung aus dem zentralen Pazifik in den DMM unterhalb des PAR bzw. EPR eingebracht (CASTILLO et al., 1998).

In Subduktionszonen um den Pazifik ist normalerweise kein Einfluß aus dem unterlagernden ozeanischen Mantel spürbar. Die herabhängende Lithosphäre stellt eine Barriere dar. Somit wird der Mantel-Fluß nach beiden Seiten hin abgelenkt (RUSSO & SILVER, 1994). Geochemisch nachweisbar wird eine Mantelströmung um eine abtauchende Platte erst, wenn der Mantelfluß den Mantel im Back-Arc-Bereich verändert. Wechselt der Chemismus der Vulkanite von „arc-like“ zu „OIB-like“, wird der Einfluß einer „hotspot-beeinflußten“ Mantelströmung deutlich (WENDT et al., 1997). Diese Autoren schreiben den Wechsel im Chemismus der Vulkanite auf den Inseln im nördlichen Tonga-Gebiet einem Einfluß vom Samoa-Hot-Spot zu. Der Mantelfluß aus dem Gebiet des Samoa-Hot-Spots (Teilbereich der SOPITA) umfließt die abtauchende pazifische Platte am Tonga-Kermadec-Graben. Der Mantelfluß umströmt mit einer Fließrate von ca. 5-7 cm pro Jahr die Kante der abtauchenden Platte und vermischt sich mit dem Mantel unterhalb des Lau-Beckens (WENDT et al., 1997). OIB-Mantel besitzt neben einer anders gearteten Isotopie eine höhere Konzentration an Nb relativ zu den HFSE's, wodurch ein Eintrag von Plume-Material in den Arc-Bereich leichter nachgewiesen werden kann (WENDT et al., 1997).

6. Plio-Pleistozäner Extensions-Vulkanismus (James Ross Island Volcanic Group) auf dem kontinentalen Schelf im Weddell-Meer

Das erste Aufdringen der James-Ross-Insel-Volcanic-Group-(JRIVG)-Vulkanite begann vor ca. 7 Ma, wobei Gesteine dieses Alters nicht in einem Aufschluß zu finden sind, sondern nur als Basaltbrocken in dem basalen Tillit der James-Ross-Insel vorkommen. Der Tillit ist jünger und liegt bei ca. 5 Ma. Bisher ist aus dem Gebiet der James-Ross-Insel nur Unter-Pliozän als ältestes Alter der JRIVG-Vulkanite bekannt.

Die Vulkanite der Seal Nunatakker sind bislang nur von wenigen Bearbeitern untersucht worden. HOLE (1990) befaßt sich mit der geochemischen Entwicklung der Seal-Nunatakker, ohne die glazialen und glazio-marinen Einflüsse näher aufzugreifen. SMELLIE et al. (1988) und SMELLIE (1990) beschreiben unter anderem die vulkanologischen Aspekte jener Vulkane, aber erst SMELLIE & HOLE (1997) gehen genauer auf Eruptionsbedingungen ein. In ihrem Aufsatz unterscheiden diese Autoren mehrere lithologische Einheiten, und deuten genetische Zusammenhänge zwischen den einzelnen Einheiten an. Der Übersichtlichkeit halber erwähne ich hier nicht näher alle fazialen vulkano-sedimentären Differenzierungen, statt dessen beschränke ich mich auf genetische Zusammenhänge der einzelnen Eruptionsstadien sowohl auf den einzelnen Nunatakkern als auch auf lithologische Gemeinsamkeiten zwischen den Nunatakkern.

Die Verknüpfung von vulkanologischer und geochemischer Literatur wurde bei der geologischen Bearbeitung der Vulkanite der Seal Nunatakker bereits während der Feldkampagne 1997/98 berücksichtigt. SMELLIE & SKILLING (1994) beschreiben, welche Parallelen zur Entstehungsgeschichte der Seal Nunatakker bestehen. Die Gleichförmigkeit in der Ausbildung der Magmen der JRIVG-Vulkanite und ihr nahezu zeitgleiches Auftreten erleichtern zudem den Vergleich.

6.1. Die Seal Nunatakker als Beispiele für die älteren Serien

Die Seal Nunatakker sind eine Gruppe von Vulkanbauten auf dem kontinentalen Schelf der Antarktischen Halbinsel (Abbildung 6.1). Die Nunatakker sitzen Spaltensystemen im Untergrund auf. Die basalen Einheiten der jeweiligen Nunatakker entstanden entweder bei E-

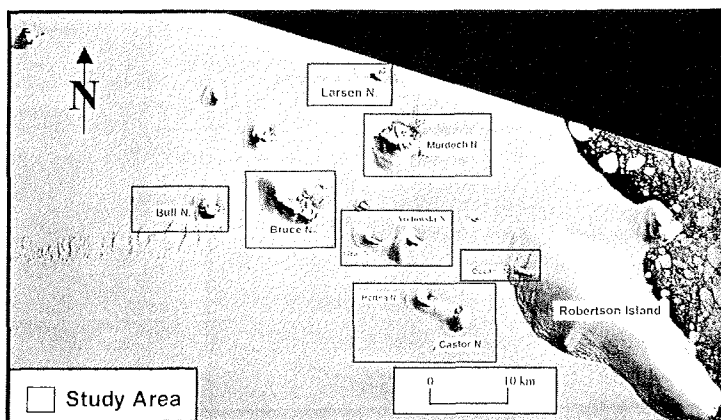


Abb. 6.1: Satellitenbild der Seal Nunatakker auf dem Larsen-Schelfeis.

ruptionen im Meer oder sind im Eis des Larsen-Schelfeises aufgedrungen. Der größere Teil der Vulkanbauten liegt noch im Eis des Larsen-Schelfeises, nur die jüngsten Einheiten befinden sich über dem Eis. Weil nur die obersten Einheiten zugänglich sind, gibt es bislang keinerlei Hinweise über den lithologischen Aufbau des Sockels der einzelnen Vulkane. Aus Arbeiten über die James-Ross-Insel, etwa 200 km weiter im Norden, und an tertiären Vulkanen von Island sind Bedingungen bekannt, wie sie für das frühe Stadium der Seal Nunatakker zutreffen mögen (SMELLIE & HOLE, 1997).

Geophysikalische Messungen in diesem Bereich zeigen eine deutlich weitere Verbreitung von Vulkaniten im Untergrund als an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Die basalen Pillowlaven sind nirgends aufgeschlossen und die sichtbaren Eruptionstadien umfassen die jeweils jüngsten Serien. Einheitlich ist bei allen Nunatakkern der Aufbau des Vulkankörpers aus Palagonit-Breccie, Palagonittuff oder -Lapilli, die während des Ausschmelzens der Eruptionshöhle im Eis bzw. bei der Eruption in der Wassersäule entstanden. Die auf den Nunatakkern anzutreffenden Gänge sind entweder während der Konsolidierung und Frittung des Palagonits eingedrungen oder gehören einer späteren Eruptionsphase an.

Am Top der Gänge sammeln sich bevorzugt die hellbeigen bis weißen Xenolithe, die während der Eruption aus den, die Magmenkammer umgebenden, sedimentären Serien der Unterkreide mitgerissen wurden.

6.1.1. Lithologische und vulkanologische Beschreibung der einzelnen Nunatakker (Koordinatendatum: WGS 84)

Arctowski-Nunatak (S6506.33198 W06001.43435):

Der Arctowski-Nunatak wird durch parallele, in Längserstreckung des Nunatak orientierte Gangschwärme im Palagonit aufgebaut. Die parallelen Gangschwärme sind 360/65 orientiert und die Gangbasalte sind der gleichen Eruptionsphase wie der umgebende Palagonit zugehörig. Die Gänge und Förderspalten zeigen einen engen genetischen Zusammenhang. Die Hauptspalte und die aufsitzenden Pillowbasalte befinden sich unterhalb des heutigen Schelfeises. Ihre Existenz ist nur anhand der geophysikalischen Arbeiten von RENNER (1980) und RENNER et al. (1985) anzunehmen. Die oberhalb der Eisoberfläche anstehenden Vulkanite des Arctowski-Nunatak entstammen vermutlich einer einzigen Eruptionsphase. Zwei weitere Gänge mit einer Orientierung von 200/90 und 150/90 sind zeitgleich mit den übrigen Produkten zu sehen und geben einen Hinweis auf die Orientierung des Stressfeldes wieder. Zwei Härtlinge aus Pillowbasalt stehen auf den höchsten Erhebungen an und lassen sich als Bildungen nahe der Eisoberfläche deuten. Die Pillowbasalte ähneln Lavaströmen, die bei der Einmündung in einen Schmelzwassersee im Gletscher abgeschreckt werden. Mit einer subaerischen Effusion lassen sich die ebenfalls am Top des Nunatak gefundenen Lapilli korrelieren. Die Eruption fand vermutlich während eines Hochstands des Eisschelfes und der umgebenden Gletscher statt und lieferte jene subaerisch geförderten Laven und Pyroklastika. Die geologische Situation während der Entstehung des Nunatak ähnelt derjenigen, wie sie von GUDMUNDSSON et al. (1997) über den isländischen Vulkan Herdubreid beschrieben wird.

Bruce-Nunatak (S6504.47386 W06015.55682):

Der Bruce-Nunatak ist der zweitgrößte und vermutlich mit der älteste Nunatak der Gruppe der Seal-Nunatakker neben dem Murdoch-Nunatak. Er zeigt einen deutlich mehrphasigen Aufbau mit einer großen Flächenausdehnung, flachen Flanken im basalen Teil und steilen Flanken in den höheren Lagen. Beim Bruce-Nunatak lassen sich markante Lavenflüsse am Top jener basalen Einheit aushalten, die einer Eruption im aquatischen Milieu entstanden. Die überlagernden jüngeren Serien bilden den zentralen Teil des Nunatak. Das Hauptgestein in den Aufschlüssen ist eine gelbliche bis hellbeige Palagonit-Breccie oder ein Lapillituff mit Basaltbruchstücken und Glasfetzen in der Matrix. Der basale Teil des Nunataks wird aus zwei Palagonit-Sequenzen aufgebaut, die sich im Gesteinsinhalt deutlich voneinander unterscheiden. Sind in der älteren Serie vorwiegend Basaltbruchstücke zu erkennen, so sind in der jüngeren Serie Glasfetzen häufiger. Auch beinhalten die jüngeren Serien Spinell-Peridotit-Xenolithe in ungewöhnlich gut erhaltenem Zustand. Diese Xenolithe sind die einzigen Zeugen aus dem Quellbereich der Magmen und erlauben magmen-genetische Aussagen über die Ausbildung des Magmenherdes im Oberen Mantel.



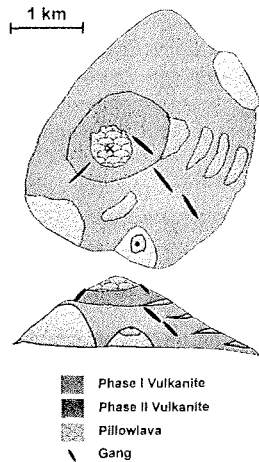
Abb. 6.2: Blick von Nordwesten auf die basalen Einheiten des Bruce-Nunataks. Die Verebnungsfläche im Südteil des Nunataks stellt ein ehemaliges Maar dar. Der Vulkanbau im Vordergrund entstand während eines jüngeren intra-glazialen Stadium des Nunataks.

Der gute Erhaltungsgrad kann mit einem deutlichen Tiefstand des Meeresspiegels oder aber mit einem ursprünglich größeren Umfang und einer größeren Höhe des Nunatak erklärt werden. Das Einfallen der geneigten Tufflagen läßt auf deutlich größere Eruptionszentren schließen, als sie heute vorhanden sind. Das Fehlen von erosionsresistentem Material dürfte bei den ältesten Nunatakkern zu einer erheblichen Verkleinerung der ursprünglichen Größe beigetragen haben. Anzunehmen ist, daß der ursprüngliche Nunatak doppelt so groß war wie der heutige. Die Ausbildung des Eruptionszentrums wäre mit derjenigen des Castor-Nunatak vergleich-

bar, der ebenfalls im Laufe der geologischen Geschichte gut ein Drittel seiner heutigen Größe eingebüßt hat.

Bull-Nunatak (S6504.74551 W06024.44352):

Die Lithologie des Bull-Nunatak zeigt eine komplexe geologische Geschichte. RENNER (1980) beschreibt eine starke positive Schwerefeld-Anomalie, wie sie für eine tiefreichende Förderröhre anzunehmen wäre. Der Bull-Nunatak weist eine erhöhte Anzahl an Laven und Gängen auf, ohne vom Baustil der übrigen Seal-Nunatakker abzuweichen. Da der Nunatak mehrere Stockwerke mit Lavaflüssen bzw. Pillowlaven zeigt, ist anzunehmen, daß es sich hier um ein sehr altes Eruptionszentrum innerhalb der Gruppe der Seal-Nunatakker handelt. Bull-Nunatak und Bruce-Nunatak könnten zusammen die ältesten Eruptionszentren sein. Es lassen sich zwei Eruptionsstadien und ein drittes Stadium mit dem Eindringen jüngerer Gänge erkennen (Abbildung 6.3).



Die erste Phase scheint im marinen Milieu entstanden zu sein. Die Pillow-Laven der ersten Phase sind auf verschiedenen Horizonten anzutreffen und markieren mehrere Magmenschübe. Im Glazial wurde die Westseite des Nunataks von den Eismassen der Antarktischen Halbinsel überfahren, so daß die Lavaströme Härtlinge über dem schwach erosionsresistenten Palagonit formten. Eine Schar von syneruptiven Gängen durchschlug die Palagonite der ersten Phase. Die Gänge selbst erreichten nicht die Oberfläche und bilden zwei bevorzugten Dehnungsrichtungen im umgebenden Stressfeld ab. Einige Gänge enthalten im erhöhten Maße Sedimentgesteins-Xenolithe. Einem besonders großen Block mit Bivalven-Resten wird kretazisches Alter zugeschrieben. Die Bivalven sind bislang nur aus den Aufschlüssen der Robertson-Insel und der James-Ross-Insel bekannt.

Die zweite Eruptionsphase war weniger intensiv und bildete sich unter glazialen Verhältnissen. Dieser Phase ist das obere Drittel des Nunatak mit subaerischen Blocklaven am

Top des Nunatak zuzurechnen. Die Blocklava wurde während des Glazials überfahren, was sich in deutlichen Schleifspuren auf den Laven zeigt. Die dazugehörigen Bomben und Lapilli sind glazial erodiert.

Ein sehr junger Basaltgang intrudierte in die umgebende Lapilli nahe dem Gipfel und zeigt ein ungewöhnlich frisches Aussehen. Inwieweit es sich hier um einen Fördergang handelt, ist infolge der Erosion nicht mehr zu erkennen. Sicher handelt es sich hierbei um das jüngste Ereignis. Die Masse der Effusionsprodukte und damit die Eruptionstätigkeit nahm im Laufe der geologischen Geschichte mehr und mehr ab. Die letzte Phase der Eruption lag vermutlich im Holozän.

Auf Verebnungsflächen findet man Granite, Gneise und Grauwacken-Blöcke, die der Antarktischen Halbinsel entstammen und von den Gletschern im Hochglazial herantransportiert wurden. Die Lapilli und Bomben des Bull-Nunataks enthalten nur sehr wenige Mantel-Xenolithe. Bisher wurden nur zwei Lherzoloth-Xenolithe in einem stark alterierten Zustand gefunden.

Castor-Nunatak (S6510.04180 W05956.45606):

Der Castor-Nunatak erstreckt sich in N-S-Richtung und enthält mehrere Eruptionszentren in verschiedener stratigraphischer Position. Drei Bereiche mit jeweils verschiedenartiger Ausbildung der Vulkanite können unterschieden werden. Die kettenförmige Anordnung der Eruptionszentren deutet auf eine gemeinsame Förderspalle hin, aus der während des gesamten Bildungszeitraums des Castor-Nunatak Magmen gefördert wurden.

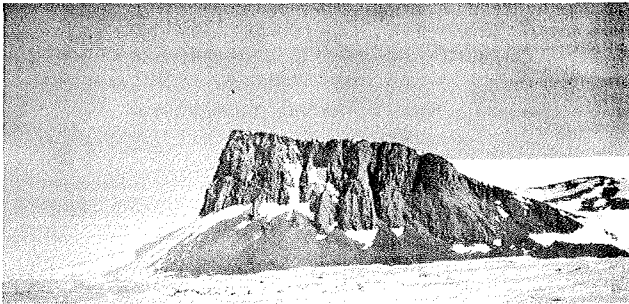


Abb. 6.4: Nördlicher Teil des Castor-Nunataks.

Der Norden des Nunatak wird dominiert durch ein großes Eruptionszentrum mit kraterähnlicher Struktur (Abbildung 6.4). Das Fehlen von Laven und die Ausbildung eines Kraterandes scheint auf eine surtseyanische bis phreato-plinianische Bildung hinzuweisen. Die ursprüngliche Tephra wurde in den submarinen bis subaerischen Stadien einer Aschenvulkan-Insel des späteren Castor-Nunatak pa-

lagonitisiert, ähnlich wie bei der von JAKOBSON & MOORE (1996) beschriebenen Entstehung der Surtsey-Insel vor Island. Geröllagen und Wiederaufarbeitungshorizonte in den Palagoniten lassen auf eine freie Wasserfläche bei der Ablagerung der Vulkanite der ersten Eruptionsphase schließen (Abbildung 6.5). Die aquatischen Palagonite sind in allen tieferen Lagen des Castor-Nunataks aufgeschlossen. In den Palagonit-Lagen sind häufig mehrere Zentimeter bis mehrere Dezimeter große Bomben mit Blasen Hohlräumen und Glashäuten, Hyaloklastite und Glasfetzen enthalten, die bei den phreatischen Eruptionen herausgeschleudert wurden. Ein in den Wänden des Kraters angeschnittener Sill kann auch als Lavastrom beurteilt werden, dessen runde, pillowähnliche Ausbildung beim Einfließen ins Wasser entstanden ist. Da der Sill in der Steilwand nicht ohne Hilfsmittel zugänglich war, mußte auf eine eingehende Bearbeitung verzichtet werden. Ein nahe dem Kraterand intrudierter Gang wird einem späteren, plinianischen Ereignis zugerechnet, das nach der Bildung der surtseyanischen Kraterwälle in glazialen Milieu stattfand.

Die zweite Eruptionsphase unterscheidet sich von der ersten durch das Auftreten massiver Lavaströme sowie subaerisch geförderter Vulkanite. Die Sequenzen oberhalb der Schichten des Aschenvulkan-Stadiums zeigen vermehrt Bildungen, wie sie von JONES (1969, 1970) für subglaziale Vulkane auf Island beschrieben sind. An Pillowfragmenten reiche

Palagonite, die räumlich eng begrenzt sind und im Hangenden in Basaltdecken übergehen,

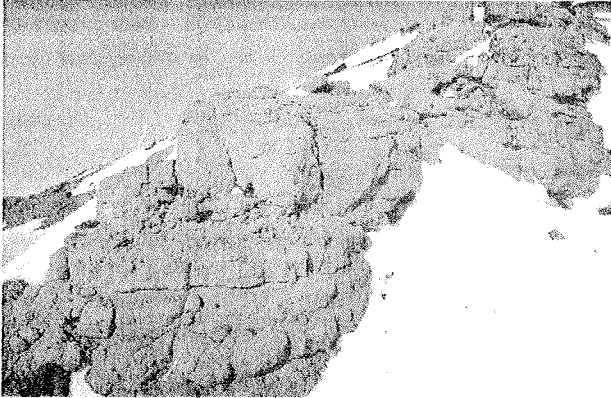


Abb. 6.5: Aufschluß in den basalen Einheiten des Castor-Nunatak mit einer Lage Strandgeröllen im mittleren Teil.



Abb. 6.6: Subaerisch geförderte Lava und Tephra im zentralen Teil des Castor-Nunatak direkt oberhalb Abbildung 6.5.



Abb. 6.7: Pillowlava am Top des Castor-Nunatak.

markieren den Übergang von subaerischer zu subglazialer Bildung (Abb. 6.6). Der direkte Übergang ist wegen der heutigen Eis- und Schneebedeckung des Nunataks nicht aufgeschlossen, aber die morphologische Anordnung der einzelnen Aufschlüsse untereinander belegt den faziellen Ablauf. Die Basaltdecken im Zentralbereich des Nunataks sind von Pillowsäumen am Übergang zum ehemals umgebenden Wasser eines Schmelzwassersees im Gletscher umgrenzt (Abbildung 6.7). Auf den Decken lagern rotgefärbte vulkanische Bomben und Lapilli verschiedener Korngrößen (Abbildung 6.8). Das Ausmaß der Basaltdecken nimmt nach oben hin ab. Der Rückgang der Ausbreitungsfläche mag einerseits mit der Abnahme der Förderfähigkeit an sich, andererseits aber auch mit der Zunahme der Eismächtigkeit begründet sein.

Im Südteil der Insel ist ein Zehner-Meter mächtiger Lavastrom aufgeschlossen, dessen Ursprungsort von der Gletscherkappe des Nunataks verdeckt ist. Der Lavastrom floß vermutlich während der maximalen Ausdehnung des Schmelzwassersees in diesen ein und füllte ihn auf. SMELLIE & SKILLING (1994) postulieren die in etwa zeitgleiche Entstehung eines ähnlichen Vulkans auf der Tabarin-Halbinsel an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel. Unklar ist im Falle des Castor-Nunataks, ob das subaquatische Frühstadium auf Bildungen im marinen Bereich oder auf Entstehung in einem großen Schmelzwassersee bei höheren Gletscherständen des Larsen-Schelfeises im Hochglazial zurückzuführen ist. Nach SMELLIE & SKILLING (1994) entstammen die Vulkanite von

Brown-Bluff auf der Tabarin-Halbinsel einem großen Schmelzwassersee im Eisschild der

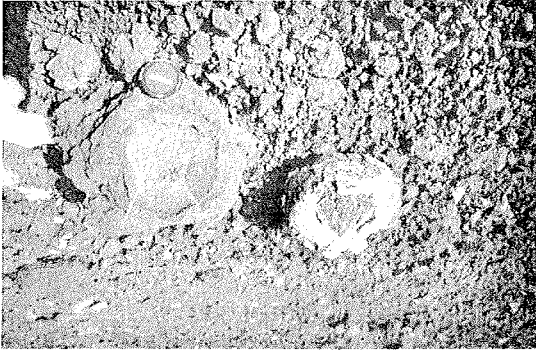


Abb. 6.8: Bomben und Lapilli am Top des Castor-Nunataks.

Antarktischen Halbinsel. Für eine Bildung im marinen Milieu, unter Ausschluß isostatischer oder tektonischer Hebungen würde dies einen Paläo-Meeresspiegel von ca. 40m über dem heutigen bedeuten.

Gray-Nunatak (S6506.18843 W06006.49310):

Der Gray-Nunatak ähnelt in seinem lithologischen Aufbau dem benachbarten Arctowski-Nunatak. Die Orientierung der Gänge ist identisch. Die basale Einheit wird von einer Palagonitbreccie mit Lavafetzen und Basaltbruchstücken gebildet. Da nur der Südteil des Nunataks besucht werden konnte, gelten die Aussagen nur für diesen Teil. Morphologisch sind beide Nunatakker als eine Ausformung zu sehen. In der Arbeit von SMELLIE (1990) werden beide in Abb. D.13.1. (S. 350) als ein Nunatak dargestellt. Somit ist zu erwarten, daß die parallelen Gänge ähnliches Verhalten zeigen wie die untersuchten Gangscharen des Arctowski-Nunatak. Für die Betrachtung des gesamten Gebiets der Seal Nunatakker spielt der Gray-Nunatak eine untergeordnete Rolle und wird deshalb nur der Vollständigkeit halber mitbearbeitet.

Hertha-Nunatak (S6509.19497 W06000.55179):

Der Hertha-Nunatak wird von Lapilli-Palagonit aufgebaut, der von Gängen durchsetzt ist, die sich zu Staukuppen und Pillowlaven erweitern. Lavaflüsse sind nur untergeordnet vorhanden und beschränken sich auf die Bereiche am Top des Nunatak. Eine Besonderheit stellt die „en-échélon“-Anordnung der Gänge dar. Da der Hertha-Nunatak am Rande der Seal Nunatakker liegt, scheint hier die Strike-Slip-Bewegung am deutlichsten hervorzutreten. In der Umgebung der Pillowlaven und Staukuppen ist der Top des Nunatak mit Lapilli bedeckt, die in einem Schmelzwassersee nahe der Seeoberfläche gefördert und im aquatischen Milieu sedimentiert wurden. Da die Aufschlüsse im Hochglazial von den nahen Gletschern der Antarktischen Halbinsel überfahren wurden, ist eine genaue Rekonstruktion des Paläoenvironments nicht mehr lückenlos möglich. Die überdurchschnittliche Vernässung der Palagonite läßt auf ein erst kürzlich erfolgtes Abschmelzen einer Eiskappe schließen. Der Palagonit erscheint deshalb dunkelbraun im Gegensatz zu dem hell gelblich-braunen Palagonit der anderen Nunatakker.

Larsen-Nunatak (S6414.28350 W05637.98697):

Im Falle des Larsen-Nunatak kann von einer einzigen Eruptionsphase ausgegangen werden. Der Larsen-Nunatak zeigt anschaulich, wie der Vulkan sich langsam seinen Weg durch das Eis schmolz, bis er es durchdrang und subaerische Laven mit Pahoehoe-Strukturen ausbildete. Die steilen Flanken deuten auf eine subglaziale Bildung hin (Abbildung 6.9). Da die stützende Funktion des Eises heute fehlt, formten sich am

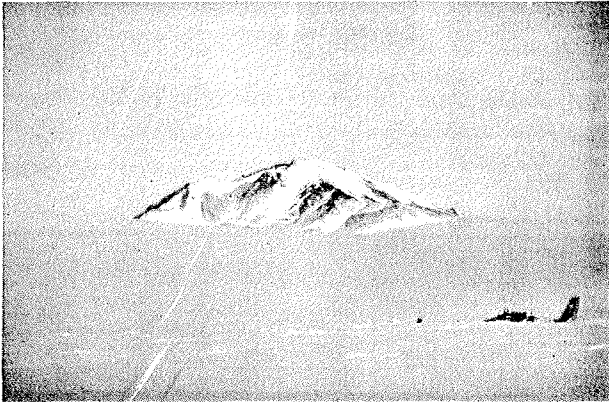


Abb. 6.9: Der Larsen Nunatak von Süden her gesehen, mit der Twin-Otter der argentinischen Luftwaffe im Vordergrund.

Fuß des Nunatak weite Schuttfächer aus Lockermaterial. Die Gänge treten deutlich hervor und die Pillowlaven auf den höchsten Punkten des Nunatak markieren den damaligen Eishochstand (Abbildung 6.10).

Der Larsen-Nunatak entstand, als sich nach einem marinen Zwischenstadium das Larsen-Schelfeis neu formierte. Die höchsten Bereiche des Nunataks wurden während des Hochglazials überfahren, worauf die Schleifspuren auf den Pillowlaven am Top hinweisen. Subaerische Bomben und Lapilli wurden vom Gletscher aberodiert.



Abb. 6.10: Pillowlava am Top des Larsen Nunataks.

Der Larsen-Nunatak konnte mit am besten untersucht werden, da sich auf ihm die argentinische Antarktisstation „Teniente Matienzo“ befindet, die Ausgangspunkt für alle Aktivitäten auf dem Larsen-Schelfeis ist, und es somit selbst bei widrigen Wetterverhältnissen möglich war, draußen zu arbeiten.

Murdoch-Nunatak (S6501.51431 W06003.29762):

Der Murdoch-Nunatak ist mit der größte und der höchste in der Gruppe der Seal-Nunatakker. Den Eruptionszentren sind zwei Eruptionsphasen zuzuordnen. Auffällig hierbei sind die steilen Flanken der zweiten Eruptionsphase im Gegensatz zu den flacheren Flanken der ersten Phase. Die Eruptionszentren sind Förderschloten mit Pillow-Strukturen am Top, die einer gemeinsamen Förderspalte aufsitzen. Die Förderschloten zeigen einen wenig verwitterungsresistenten, blasenreichen Zentral- und einen glasigen, blasenfreien Randbereich. Schlotbrekzien an der Außenseite des Schlotes weisen auf eine rasche Förderung mit Lapilliausstoß hin. Inwieweit eine Förderung von Laven bei der Eruption beteiligt war, läßt sich wegen der fortgeschrittenen Erosion nicht mehr bestimmen. Mehrere Lavaströme mit Pahoehoe-Strukturen am Top der jeweiligen Eruptionsphase sind erkennbar, wobei aber Lavaströme und Förderschloten nicht eindeutig einander zugeordnet werden können. Die häufigsten Pyroklastika sind 0,3 bis 0,5 cm große Lapilli und bis etwa 5 cm große Bomben. An den jeweiligen Glasrändern ("chilled margins") der Gänge, sind Dyke-in-Dyke-Intrusionen zu sehen. Der polyphase Aufbau der Gänge läßt auf ein über mehrere Eruptionsphasen gleich-

bleibendes Stressfeld schließen. Die Gänge sind im Durchschnitt 1,5 bis 2 Meter mächtig und folgen in etwa einem N-S Streichen.

Die Vulkanite sind blasenreiche (vesikuläre) Basalte mit Olivin und Plagioklas in der glasigen Matrix. An den höchsten Stellen der Gänge sind meist helle, glasige Aufschmelzprodukte aus dem unterlagernden sedimentären Basement zu finden. Bei den Sandsteinen handelt es sich um quarzreiche Arkosen und Grauwacken der Unterkreide.

Oceana-Nunatak (S6507.91942 W05948.67722):

Beim Oceana-Nunatak ist der Palagonit an der Flanke eines Eruptionszentrums angeschnitten und erlaubt einen Einblick in den Eruptionsmechanismus (Abbildung 6.11). Das Hauptgestein des geologischen Körpers sind subglazial abgelagerte Palagonite, die von Gangschwärmen intrudiert und durchschlagen werden. Dabei sind – ähnlich dem Murdoch-Nunatak – Dyke-in-Dyke-Intrusionen vorhanden, was auf ein gleichgeartetes Extensionsfeld über den gesamten Zeitraum der Effusion hindeutet. Der Oceana-Nunatak liegt auf der Robertson-Insel, die aus Sedimenten der Unterkreide aufgebaut wird, und in der Nähe des polyphasen Eruptionszentrums des Castor-Nunataks.

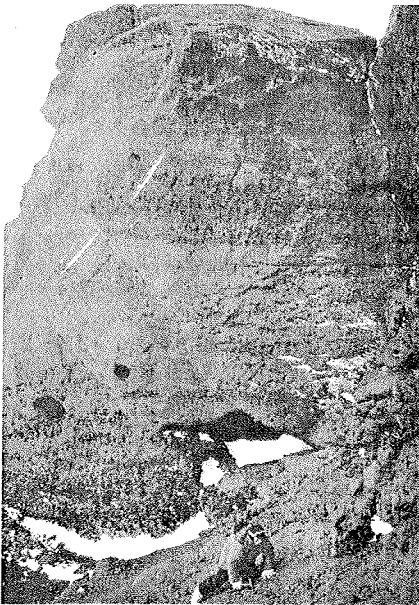


Abb. 6.11: Im Kliff am Oceana-Nunatak zeigt sich gut der Internbau subglazial eruptierter Vulkane. Im Aufschluß lassen sich Wechsellagerungen von feinlaminiertem Palagonituff und Brekzienlagen mit Basaltbrocken erkennen.

6.1.2. Lithologische Vergleiche

Alle untersuchten Eruptionszentren der Seal-Nunatakker werden durch das umgebende Wasser beeinflusst. Grundsätzlich gibt es zwei Typen von Eruptionszentren: Einmal sind dies Vulkaninseln mit einem mehr oder minder ausgebildeten Vulkankegel und flach einfallenden Flanken, wie sie während submariner bis subaerischer Tätigkeit entstehen. Die zweite Vulkanform zeigt keine deutlich ausgebildete Kegelform. Das flache Einfallen der Hänge wird durch gravitatives Rollen und Rutschen der einzelnen Partikel am Hang bedingt. Die steilen Hänge entstanden während einer Eruptionsphase unter dem Eis, wobei das umgebende Eis stabilisierend wirkte und so gravitativen Ausgleichsbewegungen entgegenwirkte. Es ist deshalb anzunehmen, daß die basale Einheit der Seal Nunatakker ehemals Vulkaninseln entsprach. Die jüngeren Teile der Seal-Nunatakker weisen steile Flanken auf und sind einer Eruptionsphase im Eis zuzuordnen. Die älteren Nunatakker, wie Bruce-, Bull-, Castor und Murdoch-Nunatak, lassen sowohl Charakteristika von Vulkaninseln in der basalen Sequenz, als auch die Form von Tuyas (siehe Kap 3.1.) erkennen. Nur die jüngeren Nunatakker, wie Larsen-, Artowski-, Gray-, Hertha- und Oceana-Nunatak, sind alleinig bei Eruptionen im Eis entstanden.

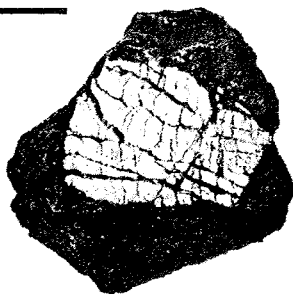
Allen Nunatakkern gemeinsam ist der dreistufige lithologische Aufbau von Pillowlaven im Untergrund, einem mehr oder minder ausgeprägten Vulkankörper aus Palagonit und subaerisch abgelagerte Laven und Pyroklastika am Top (Abbildung 6.3). Die Pyroklastika

und Laven bilden bei den Vulkaninseln den Kegel, während bei den Tuyas die Palagonite dominieren. Einheitlich ist bei allen Nunatakkern der Aufbau des Vulkankörpers aus Palagonit-Breccie, -Tuff oder -Lapilli, die während des Ausschmelzens der Eruptionshöhle im Eis bzw. bei der Eruption in der Wassersäule auftauchten. Sowohl die ins Meer als auch in einem Schmelzwassersee ausgeflossenen Laven sind Pillow-Laven. Im Gegensatz dazu handelt es sich bei den subaerisch ausgeflossenen Lavaströmen um Pahoehoe- und Aa-Laven. Die polare Umgebung läßt die Lavaströme rasch erkalten, wodurch die beiden Typen häufig ineinander übergehen. Die auf den Nunatakkern anzutreffenden Gänge sind entweder während der Konsolidierung des Palagonits eingedrungen oder gehören einer späteren Eruptionphase an.

Bei Eruptionen unter dem Eis werden die Effusiva durch Konvektion in einer Wasser / Hyaloklastit Suspension durchmischt und bei Abklingen der Förderfähigkeit abgelagert. Daher lagern sich die Basaltbruchstücke in Lagen in einer an sich homogenen Palagonit-Matrix ab (Abbildung 6.11). Auffällig hierbei ist die geneigte Lage der Schichten zum Zentrum hin, was bei einer Rekonstruktion von Eruptionszentren hilfreich ist. Die vollständige Palagonitisierung der Hyaloklastite wird einerseits durch zirkulierende Wässer in den noch heißen Gesteinsverband, andererseits durch direkten Kontakt des glühflüssigen Gesteins mit dem umgebenden Wasser gefördert.

Am Top der Gänge und der Lavaströme sammeln sich bevorzugt hellbeige bis weiße Xenolithe, die während der Eruption aus den die Magmenkammer umgebenden

3 cm



sedimentären Serien der Unterkreide mitgerissen wurden. Die ganz oder teilweise aufgeschmolzenen Sandsteine, Arkosen und Grauwacken (auch Buchite genannt) sind die mit Abstand am häufigsten anzutreffenden makroskopisch erkennbaren Xenolithe. Die Buchite sind glasig, teilweise schaumig ausgebildet und in der Dichte deutlich geringer als das alkalibasaltische Magma, dem sie aufschwimmen und somit bevorzugt am Top der Gänge zu finden sind. Da Sedimentgesteins-Xenolithe weit verbreitet sind und Mantel-Xenolithe nur am Bruce- und Bull-Nunatak vorkommen, kann von einem tiefreichenden Zufuhrkanal aus dem Oberen Mantel ausgegangen werden mit

Abb. 6.12: Buchit in Lava vom Larsen-Nunatak

einer langsamen Aufstiegs geschwindigkeit in Verbindung mit einem oberflächennahen, lange wirksamen Reservoir am Ende des Förderkanals.

6.1.3. Petrographie der Basalte der Seal-Nunatakker

Die Basalte der Seal-Nunatakker weisen eine einheitliche Zusammensetzung auf. Die Laven lassen sich unterteilen in subaerisch und subaquatisch ausgeflossene kleinräumige Ströme. Erstere zeigen an ihrer Oberfläche Wülste, was sie als Stricklava oder „Pahoehoe-Lava“ klassifiziert. Lavaströme sind nur lokal bedeutend und spielen beim Aufbau der Vulkane kaum eine Rolle. Die Oberfläche der „Pillows“ ist rau und von Abkühlungsrissen durchsetzt. Die immer vorhandenen Blasen Hohlräume entstehen beim Entgasen und konzentrieren sich nahe der Oberfläche. Die Größe der Gasblasen nimmt nach außen hin zu. Die oft beobachtete, im Anschnitt elliptische Form deutet auf Fließbewegungen hin. Füllungen der Gasblasen sind äußerst selten. Zwischen den „Pillows“ tritt der schwach grünlich gefärbte Hyaloklastit auf, der aus abgeplatzten Fragmenten der glasigen Kruste besteht und sich beim Kontakt des Lavastroms mit Wasser unter heftiger Dampfentwicklung bildet. Stellenweise sind die Hyaloklastite palagonitisiert. Die Palagonitisierung tritt jedoch in den jüngeren Serien deutlich zurück. Die Basalte der Seal-Nunatakker sind dunkle, graue bis im frischen

Zustand schwarze, zuweilen rötlich-braune Gesteine. Im Wesentlichen sind alle Basalte glasartig erstarrt und von einem Netzwerk von Blasen unterschiedlichster Größe durchzogen. Die Blasen Hohlräume und die Oberflächen der Gesteine erscheinen oft schillernd oder irisierend, was auf dünne Glas-

häute an den Oberflächen zurückzuführen ist. Die am häufigsten makroskopisch erkennbaren Einsprenglinge sind klare, idiomorphe forsteritische Olivin-Phenokristen. Im Dünnschliff tritt selten Plagioklas als Phenokrist und als Mikrophenokrist in der Matrix auf (Abbildung 6.13). Pyroxene sind äußerst selten. Die grünen oft klaren diopsidischen Augite sind meist mikroskopisch winzig und nur im Dünnschliff erkennbar. Zuweilen erscheinen



Abb. 6.13: Vitrophyrische Struktur eines Basalts vom Castor-Nunatak. In der glasigen Matrix sind Olivine als idiomorphe Phenokriste erkennbar. Leistenförmige Plagioklase treten in der Matrix entweder als Phenokrist oder Mikrophenokrist auf.

kleinere Aggregate von Spinell-Lherzolith in der Matrix.

Die überwiegende Gesteinsarten sind feine bis mittelgrobe Aschen und Lapilli, die zu-

weilen mit Bomben und Basaltbruchstücken verschiedener Größe durchsetzt sind. In der Tephra in einem Horizont am Bruce-Nunatak findet man zwischen den Bomben größere Knollen von Spinell-Lherzolith. Die Pyroklastika sind im allgemeinen palagonitisiert und farblich typisch fahl gelblich bis bräunlich. Die mit der Tephra nach oben gebrachten Gesteinsbrocken entstammen vermutlich alle dem Untergrund des jeweiligen Nunataks. Die dunklen Lapilli und Bomben entstammen der Phase, während der sich der Vulkan über die Eisoberfläche zu heben beginnt. Die späteren subaerischen Vulkanteile sind vermutlich der Erosion durch das Eis im Pleistozän zum Opfer gefallen. Gletscherschliffe auf den höchsten Punkten der Nunatakker belegen mächtige Eisströme aus dem Süden der Antarktischen Halbinsel.

6.1.4. Mafische Xenolithe in den Basalten der Seal-Nunatakker

Die mafischen Xenolithe des Bruce- und Bull-Nunataks sind bislang die einzigen bekannten Mantelbruchstücke in den Vulkaniten der Antarktischen Halbinsel außerhalb der James-Ross-Insel. Bislang ist wenig über den Charakter jener Spinell-Lherzolithe publiziert. HOLE (1990) und SMELLIE (1990) beschreiben Mantel-Xenolithe in den Basalten der James-Ross-Insel und der Seal-Nunatakker. Die vorliegenden Spinell-Lherzolithe stammen aus einer Pyroklastitlage, einer Maar-Eruption in den basalen Einheiten des Bruce-Nunataks (Abbildung 6.14). Die vulkanischen Bomben wurden während zwei Südsommer-Kampagnen 1994 und 1997 gesammelt. Ultrabasische Gesteinsbruchstücke sind nach der Auffassung von FISHER & SCHMINCKE (1984) an alkalische mafische Magmen gebunden. Die gasreichen, niedrigviskosen Magmen besitzen eine sehr hohe Aufstiegs geschwindigkeit, die es erlaubt, die

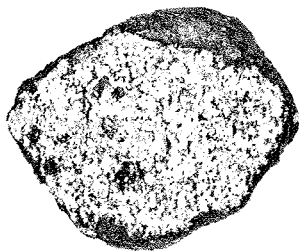


Abb. 6.14: Spinell-Lherzolite-Xenolith vom Castor Nunatak. Durchmesser der Bombe ca. 4 cm.

wesentlich dichteren Xenolithe an die Oberfläche zu transportieren. Bei den bekanntesten Vertretern der ultrabasischen Magmen, den Kimberliten, werden bei phreatomagmatischen Prozessen diamantführende Mantel-Xenolithe gefördert (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Der Zutritt von Grundwasser in die Magmenkammer und die hohe Transportkapazität alkalischer Magmen ermöglicht die Förderung der obengenannten Gesteine des Oberen Mantels.

6.1.4.1. Petrographie der Spinell-Lherzolith-Xenolithe

Der Spinell-Lherzolith des Bruce-Nunataks ist ein mittelkörniges Gestein, das überwiegend aus Olivin und zu wechselnden Anteilen aus Ortho- und Klinopyroxen und Spinell besteht. Mit einer deutlichen Grünfärbung, einem starken Relief und einer höheren Doppelbrechung lassen sich im Schliiff Klinopyroxene der Augitreihe bestimmen (Abbildung 6.15). Et-

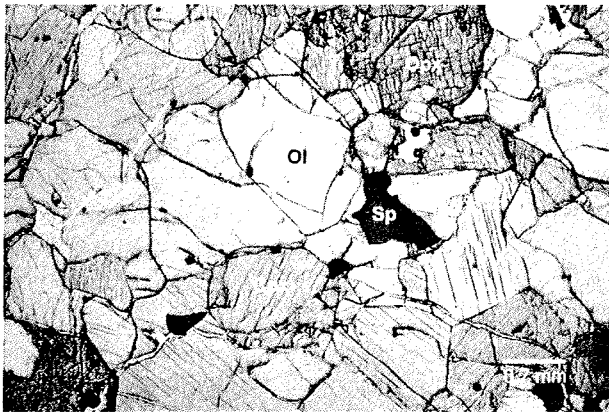


Abb. 6.15: Spinell-Lherzolith vom Bruce-Nunatak. Ungleichförmiges Gefüge von Olivin (Ol), Orthopyroxen (Opx), Klinopyroxen (Cpx) und Spinell (Sp). Primäre Schmelze tritt in den Zwischenräumen von Pyroxen und Spinell auf.

was schwächer gefärbt, mit einem weniger deutlichen Relief und einer geringeren Doppelbrechung, sind die Orthopyroxene der Enstatitreihe. Das ungleichkörnige Gefüge wird geprägt von den größeren Orthopyroxenen (ca. 2,5 bis 3 mm) neben den in etwa gleich großen Olivinen (ca. 0,75 bis 1,8 mm) und Klinopyroxenen (ca. 0,5 bis 1,5 mm) (Abbildung 6.15). Im panallotriomorph-körnigen Gefüge des Spinell-Lherzoliths stoßen die einzelnen allotriomorph ausgebildeten Mineralkörner mit einfachen, teils buchtigen Korngrenzen aneinander. Die Spinelle sitzen in Zwickeln zwischen den Pyrox-

enen und lassen am Kontakt mit den Klinopyroxenen einen feinkörnigen Reaktionssaum entstehen. Im Kontakt mit der, den Xenolith umschließenden alkalibasaltischen Schmelze bildete sich an den Klinopyroxenen ein kammartiger Saum aus, der fingerartig in die glasige Schmelze hineinragt. Weniger deutliche Säume finden sich an den Orthopyroxenen in unmittelbarer Nachbarschaft von großen Klinopyroxenen. Ein koronaartiger Reaktionssaum bildete sich um die Klinopyroxene am Kontakt mit den Olivinen. In einem Orthopyroxen-Wirtskristall zeigt sich bei gekreuzten Nikkols eine lamellare Entmischung zu Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe. Die einzelnen dünnen Klinopyroxen-Lamellen keilen an den Rändern aus. Diese lamellare Entmischung zeigt sich nur in einzelnen Kristallen, wohingegen eine Verzwilligung bei den meisten Orthopyroxenen auftritt. Die lamellare Entmischung einzelner Klinopyroxene deutet auf eine langsame Abkühlung in der Magmenkammer hin. Die innerhalb größerer Klinopyroxenkörner sichtbaren bräunlichen Lamellen zeigen keinerlei unterschiedliches Isotropieverhalten und sind entweder als primäre Schmelzbildungen oder sehr dünne Hämatit-Plättchen zu interpretieren. Die Präsenz von Magnetit in der basaltischen Schmelze am Klinopyroxen ließe sich von den Hämatit-Lamellen im Klinopyroxen ableiten.







6.1.4.2. Geochemie der Schmelzeinschlüsse in den Spinell-Lherzolith-Xenolithen

Die Schmelzeinschlüsse in den Spinell-Lherzolith-Xenolithen des Bruce-Nunataks repräsentieren primäre Schmelzen im Mantel unterhalb der Antarktischen Halbinsel. Die Spinell-Lherzolith-Xenolithe wurden von einem alkalibasaltischen Magma in der basalen Einheit des Bruce-Nunataks gefördert. Im TAS-Diagramm (Abbildung 6.16) nach COX et al. (1979) lassen sich die Schmelzeinschlüsse als alkaline Hawaiite bis Mugearite klassifizieren. Im Gegensatz zu den Schmelzeinschlüssen befinden sich die Probenpunkte der Vulkanite der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel im Feld der alkalinen Basalte (Abbildung 6.16). Gleichzeitig überlappt sich das Feld der Probenpunkte der Vulkanite der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel mit dem der Vulkanite auf Seamounts der Bransfield-Straße. Untergeordnet treten in den Vulkaniten der JRIVG auch Mugearite und Hawaiite auf. Magmengene-tisch sind alle Vulkanite der Antarktischen Halbinsel nah verwandt und leiten sich von einer primären pikritischen Basalt-Schmelze ab.

Die Al_2O_3 - SiO_2 -Verhältnisse (Abbildung 6.17) lassen erkennen, daß die Schmelzeinschlüsse den Vulkaniten der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel und der James-Ross-Insel gleichen. Bei den Vulkaniten der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel steigt bei steigendem Al_2O_3 -Gehalt der SiO_2 -Gehalt mit an. Anders dagegen die Schmelzeinschlüsse, da hier die SiO_2 -, MgO- und die Al_2O_3 -Gehalte kaum variieren (Abbildungen 6.17 und 6.18). Die Basalte der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel weisen bei steigendem SiO_2 -Gehalt niedrigere MgO-Gehalte auf (Abbildung 6.19). Dies läßt sich mit zunehmend fraktionierter Kristallisation eines primären Magmas erklären. Die Schmelzeinschlüsse besitzen deutlich niedrigere SiO_2 - und MgO-Gehalte als die dazugehörigen Vulkanite.

Die Vulkanite der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel haben SiO_2 -Gehalte um 50% und darunter, wodurch sich MgO als ein brauchbarer Index der Differentiation anbietet. Beim Vergleich der Verhältnisse von K_2O , P_2O_5 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO und SiO_2 zu MgO (Abbildungen 6.18 bis 6.23) fällt auf, daß die Vulkanite der Seal-Nunatakker, der Paulet-Insel und der James-Ross-Insel einem gemeinsamen Differentiations-Trend folgen. Die Back-Arc-Basalte der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel weisen vergleichsweise hohe Gehalte an K_2O und P_2O_5 und geringere Werte an Al_2O_3 und CaO auf. Die Gehalte an K_2O und P_2O_5 in den Schmelzeinschlüssen sind aber deutlich höher als die der Vulkanite der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel, bei in etwa gleichen Gehalten an Al_2O_3 und CaO . Im Vergleich zu den Vulkaniten der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel besitzen die Schmelzeinschlüsse im Xenolith die niedrigsten MgO-Gehalte. Der Anstieg des MgO-Gehalts bei in etwa gleichbleibendem CaO -Gehalt in den Vulkaniten der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel läßt sich nach DAVIDSON (1996) auch mit zunehmenden Aufschmelzungsgrad erklären. Es ist anzunehmen, daß der Aufschmelzungsgrad zunimmt bei steigender Erwärmung des kontinentalen Mantels der Antarktischen Halbinsel durch den Kontakt mit dem ozeanischen Mantel des Südpazifiks in der Verlängerung der Hero-Bruchzone. Die schwach positive Korrelation des Differentiations-Trends von den Schmelzeinschlüssen zu den Probenpunkten der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel im CaO -MgO-Diagramm (Abbildung 6.23) läßt vermuten, daß sich Klinopyroxen und Olivin +/- gleichzeitig während der fraktionierten Kristallisation ausscheiden. Beim inkongruenten Schmelzen von Diopsid kann nach RATERRON et al. (1995) Olivin + Chrom-Spinell + Schmelze (Fluid) entstehen. Bestätigen läßt sich die Annahme, daß sich bereits im primären basaltischen Glas in den Randsäumen des Xenolith Olivin und Klinopyroxen im Rückstrahlelektronen-Bild erkennen lassen. In den Zwickeln zwischen den Kristallen des Xenoliths ist vor allem Spinell neben den primären Schmelzeinschlüssen erkennbar (siehe Kapitel 6.1.4.1.). Es liegt somit die Vermutung nahe, daß die Vulkanite der JRIVG durch inkongruentes Schmelzen von Klinopyroxen (Diopsid) im Mantel unterhalb der Antarktischen Halbinsel entstanden sind.

Legende zu den Diagrammen in Kap. 6.1.4.2.:

-  Glassaum um den Xenolith
-  Schmelzeinschlüsse im Xenolith
-  Gesamtgesteinsanalyse des Xenoliths
-  Bruce-Nunatak-Basalt
-  Vulkanite der Südshetland-Inseln und der Bransfield-Straße
-  Vulkanite der JRIVG

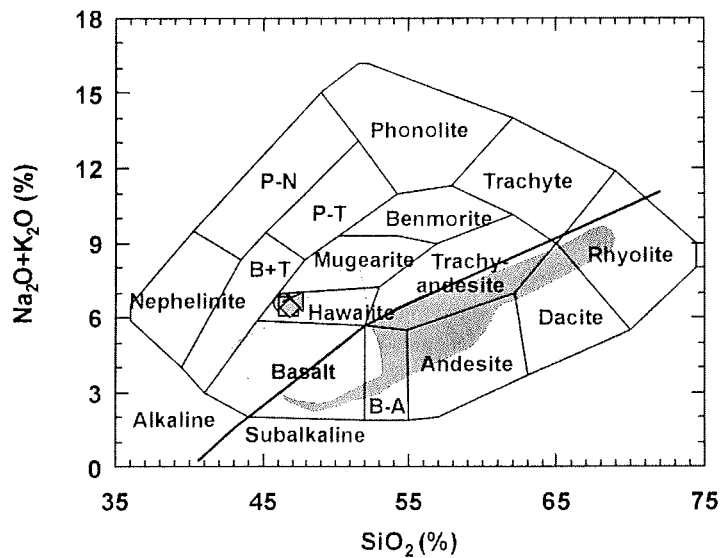


Abbildung 6.16: Diskriminationsdiagramm nach Cox. et al. (1979). Die Schmelzeinschlüsse im Xenolith entsprechen Hawaiiten. Zum Vergleich sind die Basalte von den Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und die der JRIVG (hellgraues Feld) mit eingetragen.

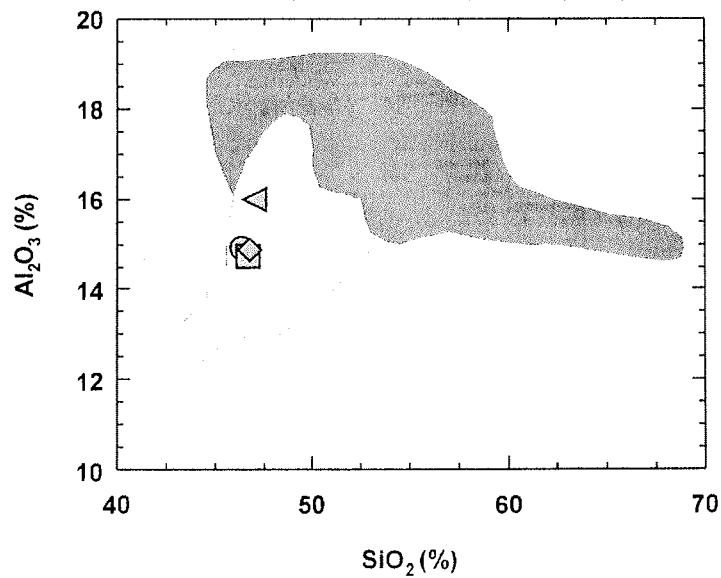


Abbildung 6.17: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der Bransfield-Straße (hellgraues Feld).

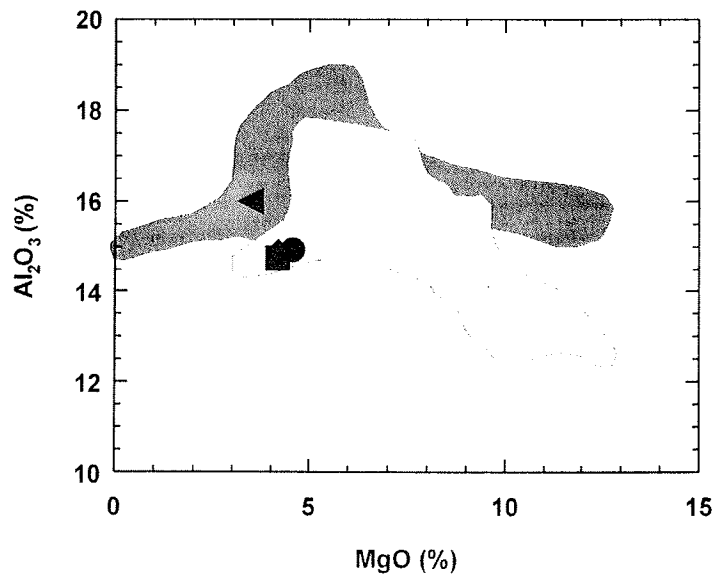


Abbildung 6.18: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld).

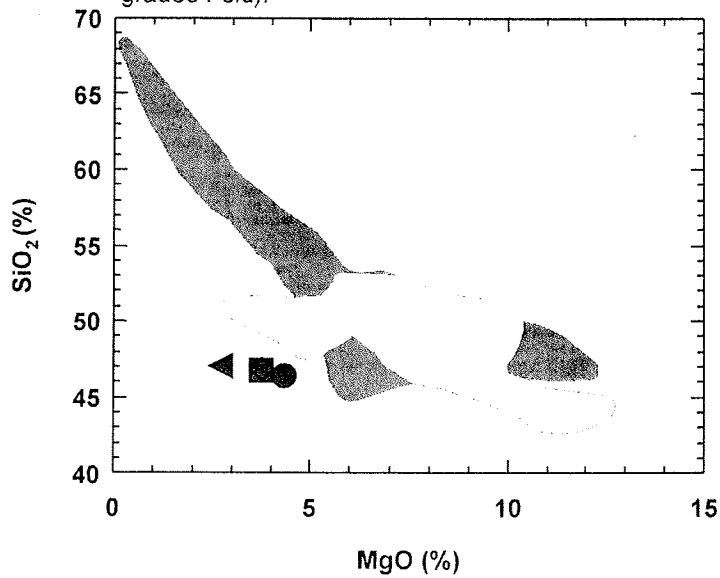


Abbildung 6.19: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld).

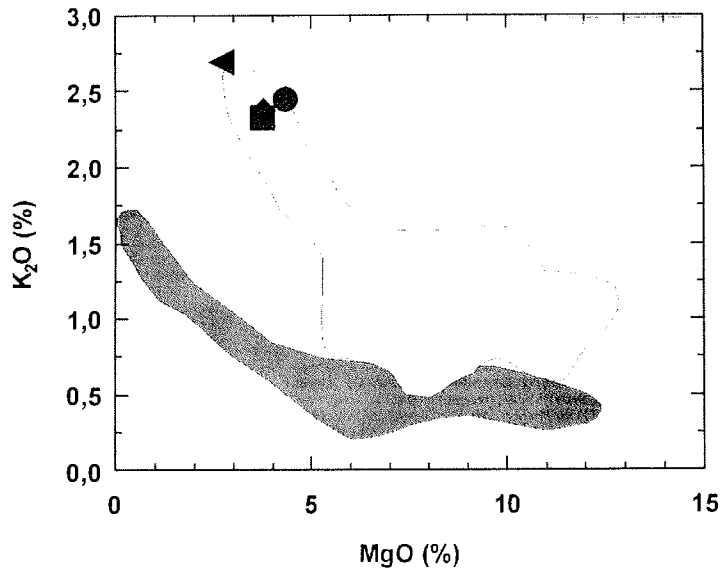


Abbildung 6.20: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld).

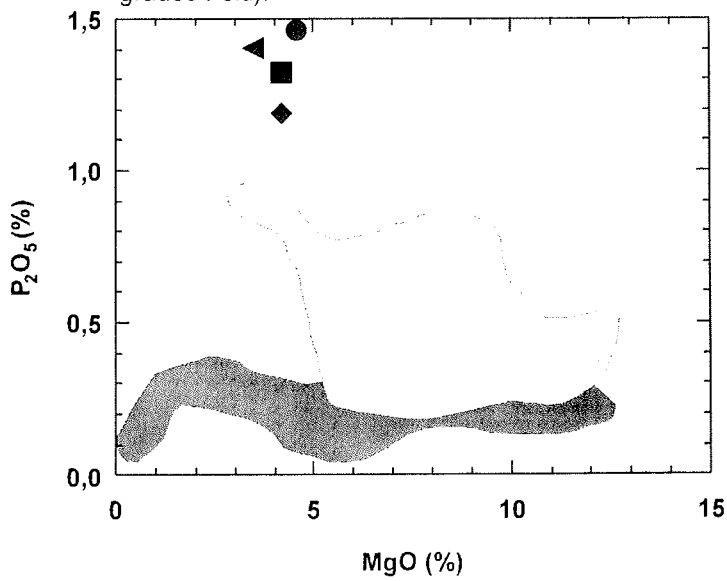


Abbildung 6.21: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld).

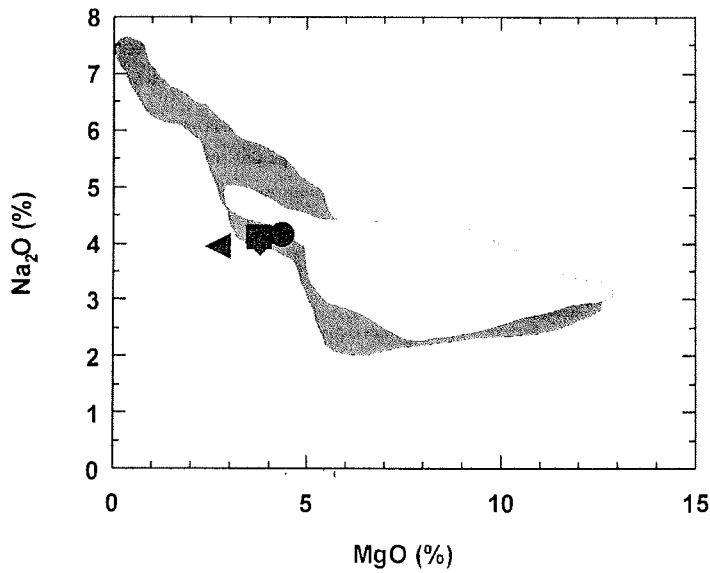


Abbildung 6.22: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld).

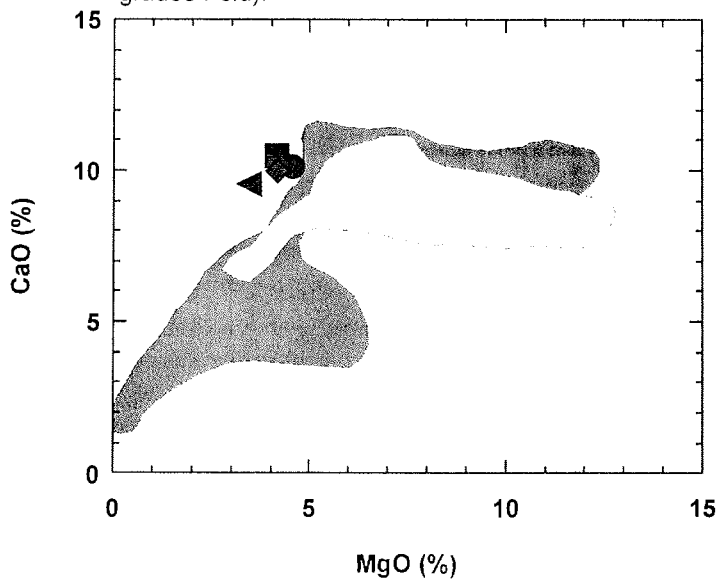


Abbildung 6.23: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Schmelzeinschlüsse im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld).

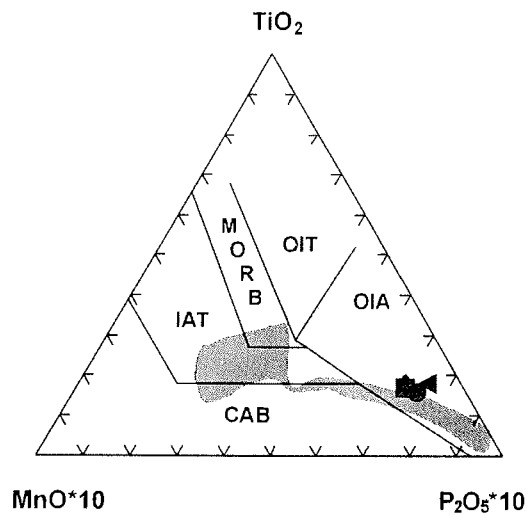


Abbildung 6.24: Diskriminationsdiagramm zur geotektonischen Position nach Mullen (1983) der Schmelzen im Xenolith zu den Basalten der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der Bransfield-Straße (hellgraues Feld).

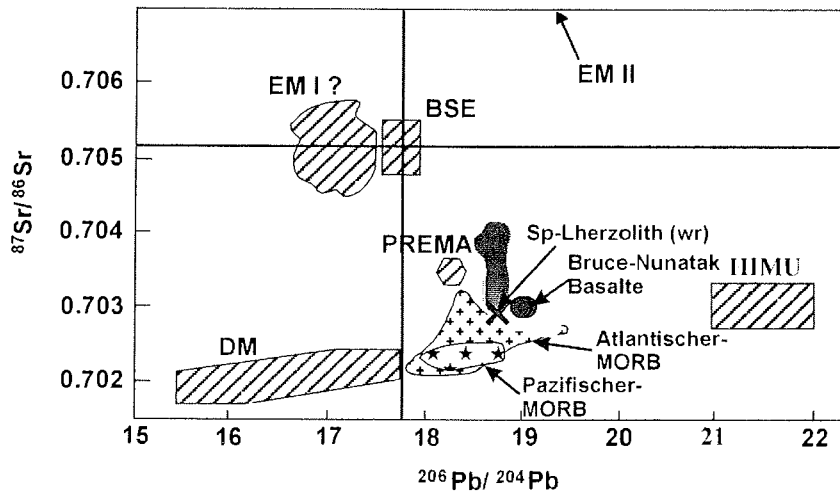


Abbildung 6.25: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Isotopie des Xenoliths. Zum Vergleich sind die Basalte der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld) und der JRIVG (hellgraues Feld) mit eingetragen.

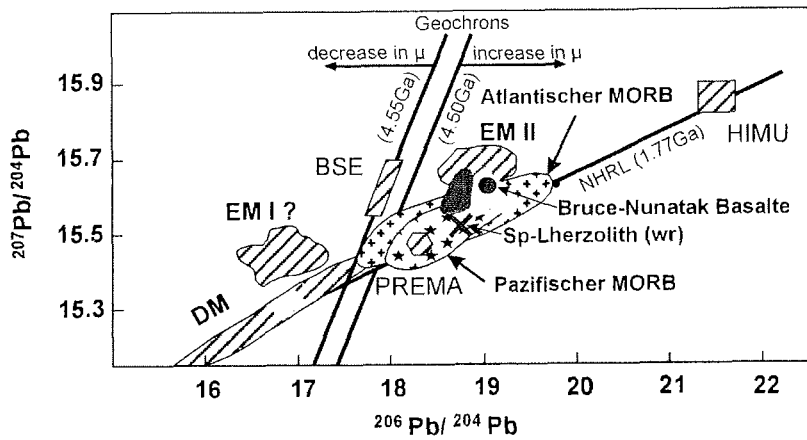


Abbildung 6.26: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Isotopie des Xenoliths. Zum Vergleich sind die Basalte der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der JRIVG (hellgrau) mit eingetragen.

Das MnO-TiO₂-P₂O₅-Diagramm von MULLEN (1983) (Abbildung 6.24) arbeitet mit immobilisierenden Elementen zur Diskrimination von Basalten in unterschiedlicher geotektonischer Position. Das bestimmende Element ist Phosphor, dessen Anteil von der Art der Magmen-Quelle und der Größe des Aufschmelzungsgrades abhängig ist (ROLLINSON, 1993). Mangan und Titan werden in den Mineralphasen der fraktionierten Kristallisation bevorzugt in Olivin, Pyroxen und Titano-Magnetit eingebaut und bestimmen somit den geochemischen Charakter der Schmelzen (ROLLINSON, 1993). Die der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel zeigen im Feld OIA (ocean-island alkali basalt or seamount alkali basalt) Eigenschaften von angereicherten OIB-Basalten. Die Schmelzeinschlüsse besitzen die mit am höchsten P₂O₅-Gehalte und setzen sich dadurch etwas vom Feld der Vulkanite der Seal-Nunatakker und der Paulet-Insel ab. Die Randlege im intra-plate OIA (oceanic-island alkali basalt) macht den hot-spot-Charakter der Schmelzeinschlüsse deutlich.

Die Isotopie der Basalte des Bruce-Nunataks und des Xenoliths wird bestimmt über die isotopische Zusammensetzung der Fluide aus der abtauchenden Platte und dem Mantel im Bereich der Magmenquelle. Im ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 6.25) lassen sich die Magmen des Bruce-Nunataks aus einer Mischung zwischen einem MORB, HIMU und EM-II-Mantelreservoir ableiten. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Isotopenverhältnisse des Bruce-Nunataks sind deutlich höher als die des Xenoliths. Sie sind sehr nahe denen von MORB und unterscheiden sich nur wenig von denen des Xenoliths. Im ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnis unterscheiden sich die Basalte des Bruce-Nunataks deutlich vom Xenolith und tendieren in Richtung HIMU und EM-II. Läßt einerseits der Eintrag von Kruste und Sediment am Südshetland-Graben in den Mantel in der Magmenquelle ein EM-Reservoir entstehen, so transportieren andererseits Fluide und Schmelzen aus der unterlagernden Platte Strontium und Blei in die Magmenquelle und lassen so ein EM-HIMU-Reservoir entstehen. Im ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 6.26) zeigen die Vulkanite des Bruce-Nunataks einen deutlichen Einfluß aus einem EM-II-Mantelreservoir. Der Spinell-Lherzololith dagegen liegt direkt oberhalb der NHRL (northern hemisphere reference line von ZINDLER & HART, 1986) wodurch die DUPAL-Signatur (Besonderheit in der Isotopie des Mantels der südlichen Hemisphäre nach DUPRÉ & ALLÉGRE, 1983) der Vulkanite der Antarktischen Halbinsel belegt ist. Die Vulkanite zeigen eine Mischung aus EM-II, MORB- und HIMU-Mantel. Die EM-II Komponente in den Basalten leitet sich aus dem Einfluß einer OIB-Mantelquelle ab. Als EM-Quelle könnte auch ein Mantelfluß aus dem Süd-Pazifik wirken. Untersuchungen im West-Pazifik belegen einen „OIB-like“-Charakter von Basalten in einem Back-Arc, welcher durch Mantelströmung in eine Subduktionszone hervorgerufen wird (WENDT et al., 1997). Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr- und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnisse des Xenoliths liegen auf einer direkten Linie zwischen dem DM-(depleted mantle)-Feld und den Probenpunkten des Bruce-Nunataks, wodurch sich der Hybrid-Charakter aus Dehnungsschmelze, plus Subduktion und Mantelfluß, der primären Schmelzen erklären läßt.

6.1.5. Xenolithe aus den unterlagernden Sediment-Gesteinen

In den Aufschlüssen der Seal Nunatakker finden sich am Top von Gängen und Lavaströmen gelbliche, bräunliche bis schmutzigweiße Gesteinsbruchstücke, die eine blasige, glasige Matrix zeigen. Das Gestein ist meist optisch dicht, wird von der basaltischen Schmelze durchsetzt und weist in wenigen Fällen einen metamorphen Lagenbau von hellen und dunklen Lagen auf (siehe Abbildung 6.12 in Kapitel 6.1.2.). Die im alkalibasaltischen Magma thermometamorph überprägten bzw. teilaufgeschmolzenen Sandsteine, Grauwacken und Arkosen aus dem Untergrund der Seal Nunatakker stellen den oberkretazischen bis untertertiären Abtragungsschutt der Antarktischen Halbinsel dar. Die vorherrschenden Gesteine auf der Antarktischen Halbinsel nahe dem Larsen-Becken sind mesozoische turbiditische Grauwacken und Tonschiefer der Trinity Peninsula Group (TPG), sowie mitteljurassische Vulkanit- und Sedimentlagen der Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG). Die TPG-Sedimente stellen Beckenfüllungen im Fore-Arc-Bereich des aktiven Kontinentalrandes entlang des Weststrands von Gondwana dar (HYDEN & TANNER, 1981). Die Gesteine der APVG sind Lavaströme und Tufflagen andesitischer Kalkalkali-Basalte. In die Serien der TPG und

APVG sind jurassische bis kretazische Inselbogen-Granitoide (Diorite, Granodiorite und Granite) intrudiert. Das bei der Abtragung jener Granite entstehende Mineralspektrum ist in etwa deckungsgleich mit dem der TPG und liefert überwiegend Quarzsandsteine mit untergeordnet Arkosen und Grauwacken.

Im Dünnschliff läßt sich in den vorliegenden Proben kein Alkalifeldspat finden. Der im Handstück erkennbare Lagenbau läßt sich im Schliff am Wechsel von gröberen und feineren Schlieren oder Quarz-Feldspat-Aggregaten wiederfinden. Die Quarze zeigen eine schwach ausgeprägte, undulöse Auslöschung. Die gesamte Matrix des Xenoliths ist glasig mit deutlicher Blasenbildung ähnlich dem Basalt. Die einzelnen Quarzkörner sind buchtig ausgebildet, teilweise idiomorph neugebildet. Quarz und Feldspat sind feinkörnig verwachsen und stellen ein Reliktgefüge dar, das von einer Durchstäubung mit Graphit nachgezeichnet wird. Oft entsteht ein Reliktgefüge aus im Zerfall befindlichen Quarz in einer feinstkörnigen Matrix aus richtungslos gesproßten Plagioklasleisten.

Wichtig im Zusammenhang mit den Buchiten ist ein einmaliger Fund von Fossilien in solchen Sedimentgesteins-Xenolithen durch argentinische Kollegen. Bei den von ihnen in einem Dezimeter großen Meta-Sandsteinblock gefundenen Inoceramen (*Inoceramus sp.*) handelt es sich um eine typische Bivalvenart der Oberkreide. Die Mächtigkeit der Kreideseimente umfaßt mehrere hundert Meter, sie wird überdeckt von einer tertiären bis quartären Schicht etwas geringerer Mächtigkeit. Somit liegt es nahe, daß sich unterhalb der Seal-Nunatakker in mehreren Hundert Metern ein Netzwerk von mehreren Magmenkammern befindet, an deren Wänden Kreideseimente mitgerissen werden, die zuerst im Basalt schwimmen und dann bei der Eruption mit als Bomben herausgeworfen werden oder in den Basalt eintauchen. Bestätigen würde dies auch die Schwerefeld-Anomalie um die Seal-Nunatakker herum, hervorgerufen durch größere Mengen basischen Materials in der Oberkruste.

6.2. Der Paulet-Vulkan als Rezentbeispiel

Die Paulet-Insel liegt südöstlich der Dundee-Insel am östlichen Ausgang des Antarctic-Sound. Die Insel wurde bekannt, nachdem Kapitän C. A. Larsen und die Crew der „Antarctic“ 1903 neun Monate auf ihr überwintern mußten, weil ihr Schiff im Antarctic Sound leck schlug und sank. Erste ausführliche geologische Studien im Jahre 1972 wurden von BAKER et al. (1973) beschrieben. Die Paulet-Insel wurde von mir in den Jahren 1996, 1998 und 2000 besucht.

6.2.1. Lithologische und vulkanologische Beschreibung der Insel

Die Paulet-Insel stellt mit das jüngste Eruptionszentrum in der JRIVG dar (BAKER et al., 1973). Vulkanologisch betrachtet, ergeben sich viele Parallelen zu den Seal Nunatakern, speziell zu den Vulkaniten der jüngsten Eruptionsstadien. Aus der Luft gesehen, besitzt die Insel eine birnenförmige Gestalt mit einer Breite von ca. 2,5 km und einer Länge von ca. 3,5 km.

Die hier beschriebenen Eigenarten der Insel stützen sich auf eigene Beobachtungen und auf Arbeiten von BAKER et al. (1973) und SMELLIE (1990). Der Paulet-Vulkan entwickelte sich aus zwei großen Einheiten. Die basale Einheit von bis zu 210 m Mächtigkeit (SMELLIE, 1990) wird von mehreren subaerisch ausgeflossenen Lavaströmen aufgebaut, die in Strandnähe zu steilen Kliffs erodiert sind. Ein älterer Vulkan wird von den basalen Lavaströmen unterlagert und formt im zentralen Teil der Insel einen steilen Stratovulkankegel, dessen Eruptionszentrum noch zu erahnen ist (BAKER et al., 1973). Im Krater des alten Kegels ist ein jüngerer kleiner Kegel mit einem schneegefüllten Krater entstanden. Beide Kegel sind von rötlich gefärbten Bomben übersät. Der Paulet-Vulkan weist eine Gesamthöhe von insgesamt ca. 353 m über dem Meeresspiegel auf und ist deutlich kleiner als die Vulkane der Seal Nunatakker oder der James-Ross-Insel. Im Gegensatz zu

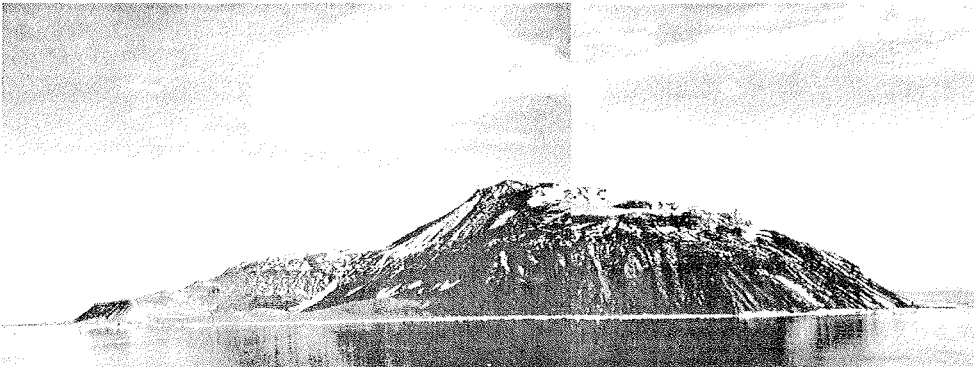


Abb. 6.27: Die Paulet-Insel von Süden her betrachtet.

den Seal Nunatackern und der James-Ross-Insel sind am Paulet-Vulkan keine subvulkanischen Gänge erkennbar bzw. es finden sich keine aus den Flanken oder in Strandnähe herausgewitterten.

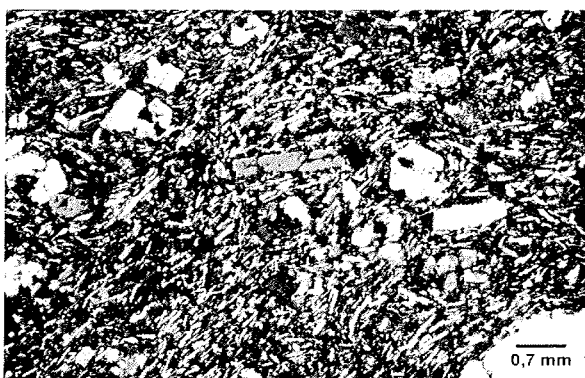
Das Dehnungsregime im Untergrund des Vulkans ist vermutlich NW-SE orientiert und entwickelt ein Südwest-Nordost gerichtetes Spaltensystem, das als Wegbarkeit für den Magmenaufstieg dient. An den pull-apart-Dehnungszonen bilden sich Eruptionszentren wegen des Ausdünnens der kontinentalen Kruste an der Spitze der Antarktischen Halbinsel.

Der gute Erhaltungszustand des alten und des jungen Kegels läßt darauf schließen, daß die Eruptionen vor nicht allzu langer Zeit erfolgten. Eine K-Ar Gesamtgestein-Datierung einer Alkali-Basaltprobe vom Kormoranfelsen am Nordende der Insel ergibt ein Alter von 0,3 Ma (BAKER et al., 1977). Das Alter erscheint aber etwas zu hoch, da die Basalte Sediment-Xenolithe vom tertiären Untergrund enthalten die so das isoto-pen-geochronologische Ergebnis verfälschen.

6.2.2. Petrographie der Basalte der Paulet-Insel

Aus der basalen Einheit der Insel wurden zwei repräsentative Proben entnommen. Sie entstammen den Lavaströmen nahe der Schutzhütte der Larsen-Expedition.

Auffallend ist die Häufigkeit von Olivin im Gestein. Im Dünnschliff erkennt man größere Porphyroblasten von Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas in einer feinkörnigen Matrix (Abbildung 6.28). Die Olivine sind idiomorph ausgebildet, während die Pyroxene teilweise Korrosionsbuchten zeigen.



Speziell die Klinopyroxene sind geneigt, mit dem alkalibasaltischen Magma zu reagieren, wohingegen die Orthopyroxene keinerlei Korrosion bieten. Die Plagioklase bilden bis zu 1,2 mm große leistenförmige Kristalle mit einer deutlichen Ein-

Abb. 6.28: Basalt von der basalen Einheit der Paulet-Insel. Große idiomorphe Olivin- und Pyroxen- und Plagioklas-Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix aus kleinen Plagioklasleisten und selten kleinen Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglingen.

fach-Verzwilligung nach dem Albitgesetz.

In der ehemals glasigen Matrix finden sich ca. 0,1 mm und kleinere Plagioklasleisten und kleine teilweise idiomorphe Olivin- und Pyroxen-Porphyroblasten mit ca. 0,02 mm und kleiner.

In kleinen, ca. 0,4 mm großen Kumulaten trifft man neben Olivin und Pyroxen auch auf Quarz. Die Quarze zeigen eine metamorphe Überprägung, die sich in einem deutlich undulösen Auslöschen äußert. Die glomerophyrischen Kumulate sind Xenolithe aus Quarz plus Olivin und Pyroxen und entstammen der unterlagernden Kruste oder dem Oberen Mantel. Die opaken Erze in der Matrix lassen sich als Hämatit bestimmen, der aus dem primären Magnetit entstand und im Randsaum ansatzweise zu Limonit umgewandelt wurde.

Die Proben weisen im Schliff ein schwaches Fließgefüge auf, was auf ein langsames Ausbreiten der Lava während des Abkühlens hindeutet und als ruhige, effusive vulkanische Tätigkeit nach der Auftauch-Phase gesehen werden kann.

6.3. Geochemie der Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter

Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter entsprechen geochemisch Basalten, die in einem Back-Arc über einem aktiven Kontinentalrand gefördert wurden. Im TAS-Diagramm (Abbildung 6.29) nach COX et al. (1979) lassen sich die Vulkanite als subalkaline Basalte, Hawaiiite und Mugearite klassifizieren. Im K_2O - SiO_2 -Diagramm (Abbildung 6.30) nach LEMAITRE et al. (1989) und RICKWOOD (1989) stellen die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter kalk-alkaline med-K Magmen dar.

Die Al_2O_3 - SiO_2 -Verhältnisse (Abbildung 6.31) lassen erkennen, daß die Vulkanite der Paulet-Insel annähernd denen des GH-II Aufschlusses auf der Livingston-Insel gleichen. Bei den Vulkaniten der Seal-Nunatakter steigt dagegen bei steigendem Al_2O_3 -Gehalt der SiO_2 -Gehalt mit an. Die Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter weisen bei steigendem SiO_2 -Gehalt niedrigere MgO-Gehalte auf (Abbildung 6.32). Dies läßt sich mit zunehmender fraktionierter Kristallisation eines primären Magmas erklären.

Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter haben SiO_2 -Gehalte um 50% und darunter, wodurch sich MgO als ein brauchbarer Index der Differentiation anbietet. Beim Vergleich der Verhältnisse von K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO und SiO_2 zu MgO (Abbildungen 6.33 bis 6.40) fällt auf, daß die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter einem gemeinsamen Differentiations-Trend folgen. Die Back-Arc-Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter weisen vergleichsweise hohe Gehalte an K_2O , TiO_2 , P_2O_5 und geringe Werte an Al_2O_3 und CaO auf. Der in etwa horizontale Verlauf der Differentiations-Trends der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter im CaO -MgO-Diagramm (Abbildung 6.40) läßt vermuten, daß sich Klinopyroxen und Olivin +/- gleichzeitig während der fraktionierten Kristallisation ausscheiden. Der Anstieg des MgO-Gehalts bei in etwa gleichbleibendem CaO -Gehalt läßt sich nach DAVIDSON (1996) auch mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad erklären. Die Vulkanite der Paulet-Insel besitzen im Vergleich die höchsten MgO- und Na_2O - und die geringsten SiO_2 -Gehalte.

Bezieht man in den Elementvergleich Gehalte an HFS-Elemente wie Zr und Nb (Abbildungen 6.41 und 6.42) mit ein, weisen die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter für Back-Arc-Magmatite typische höhere Konzentrationen auf. Da Zr neben Y und Nb als immobil gelten (FLOYD & WINCHESTER, 1978; MESCHEDÉ, 1986), bleibt der Zr-Gehalt in Basalten im wesentlichen unberührt von einer möglichen Alteration. Trägt man die Gehalte an K_2O , Sr, Ba, Y Ni und Cr gegen Zr an (Abbildungen 6.43 bis 6.48) so fällt auf, daß die Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakter einem gemeinsamen Differentiations-Trend folgen.

Legende zu den Diagrammen

Vulkanite der James-Ross-Island-Volcanic-Group:

Vulkanite der Seal-Nunatakker:

- ◁ Oceana-Nunatak
- ◄ Arctowski-Nunatak
- Akerlundh-Nunatak
- ◻ Pollux-Nunatak
- ◻ Evensen-Nunatak
- ◻ Larsen-Nunatak
- ◻ Christensen-Nunatak
- ◆ Bruce-Nunatak
- ◇ Hertha-Nunatak
- ▲ Gray-Nunatak
- ▼ Bull-Nunatak
- ◆ Castor-Nunatak
- ◆ Murdoch-Nunatak

Vulkanite der Paulet-Insel:

- ◆ Paulet-Insel

- Vulkanite der Südshetland-Inseln
- ◻ Vulkanite der Bransfield-Straße

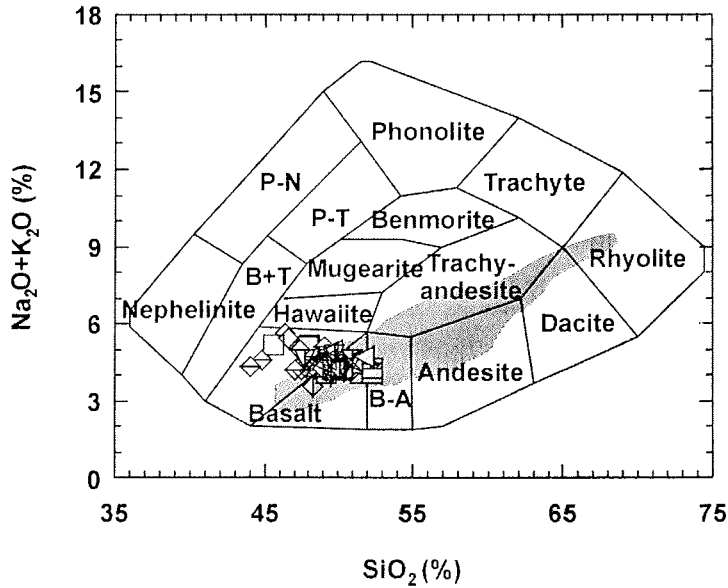


Abbildung 6.29: Diskriminationsdiagramm nach Cox. et al. (1979) zur Nomenklatur der Basalte von den Seal-Nunatakkern im Vergleich zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgraues Feld).

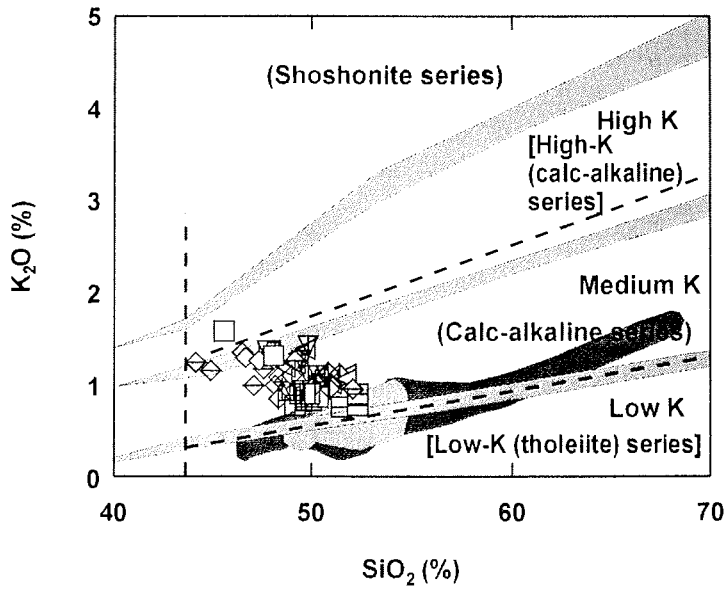


Abbildung 6.30: Diskriminationsdiagramm zur Unterteilung subalkalischer Gesteine nach Le Maitre et al. (1989). Die Grenzen wurden den Arbeiten von Le Maitre et al. (1989) (Strichlinien) und Rickwood (1989) (Felder) entnommen.

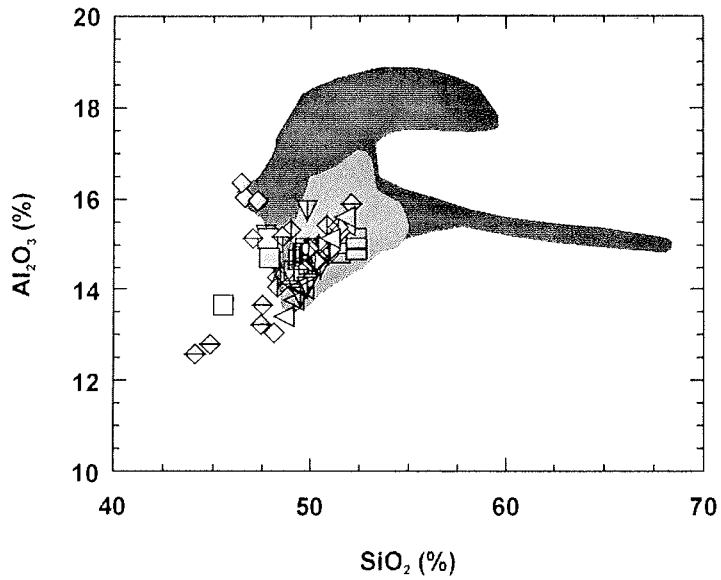


Abbildung 6.31: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

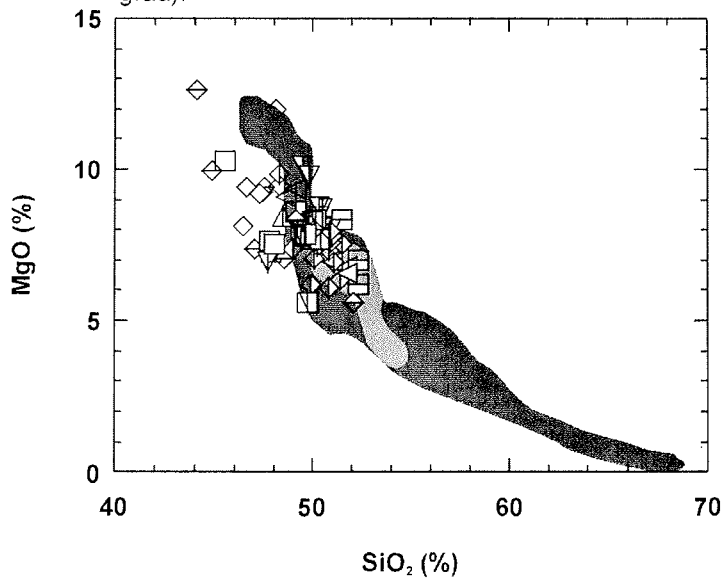


Abbildung 6.32: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

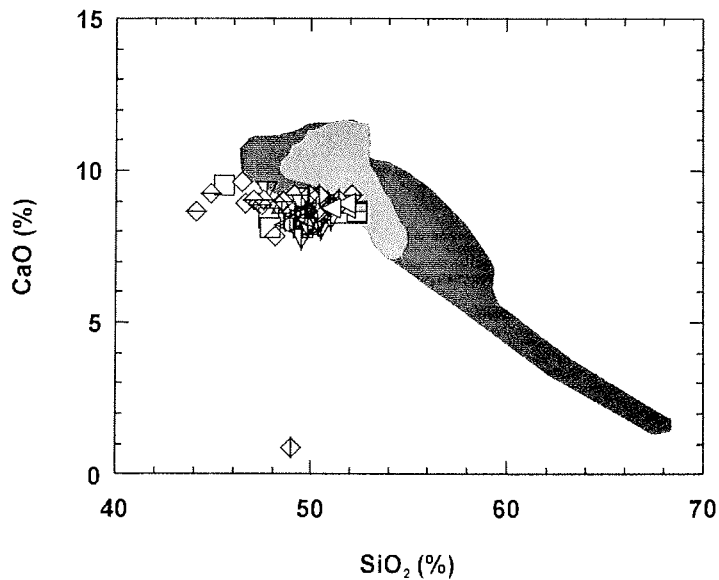


Abbildung 6.33: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

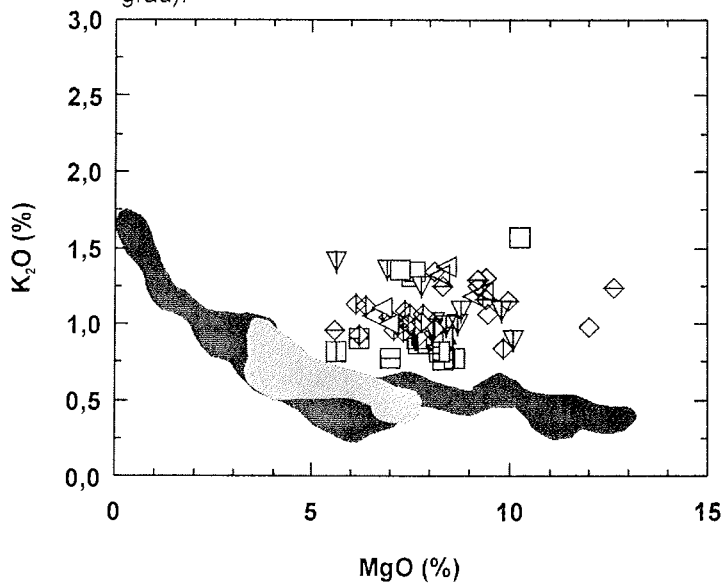


Abbildung 6.34: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

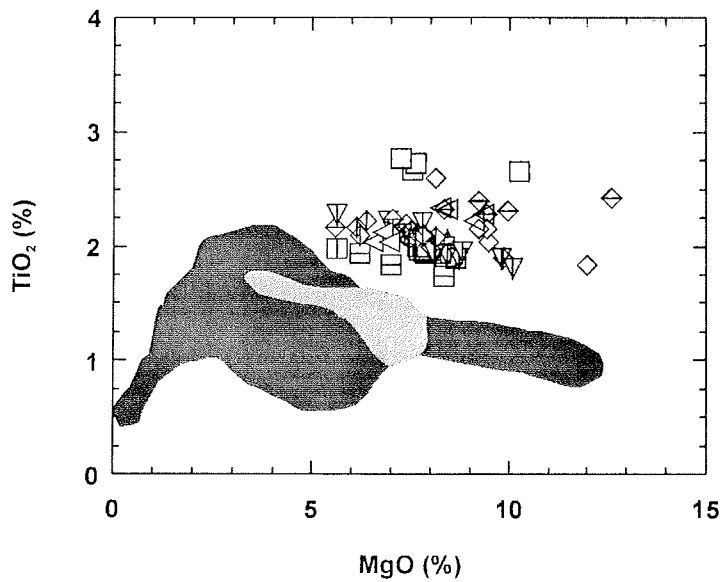


Abbildung 6.35: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

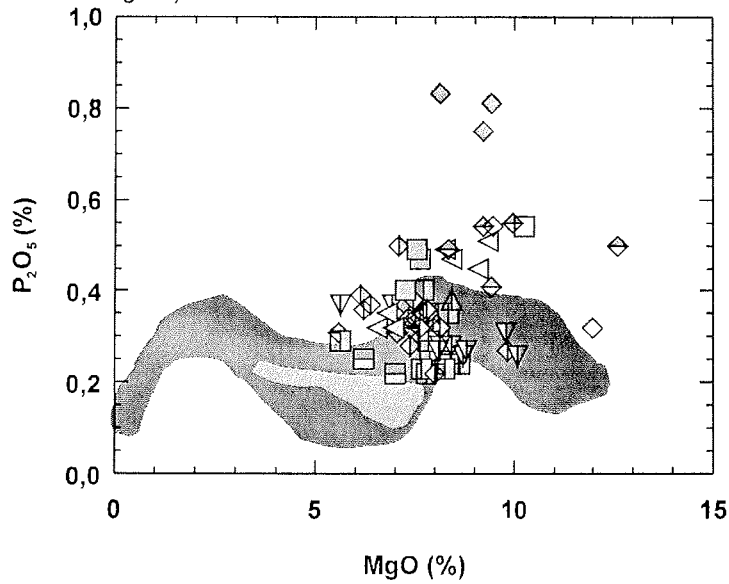


Abbildung 6.36: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

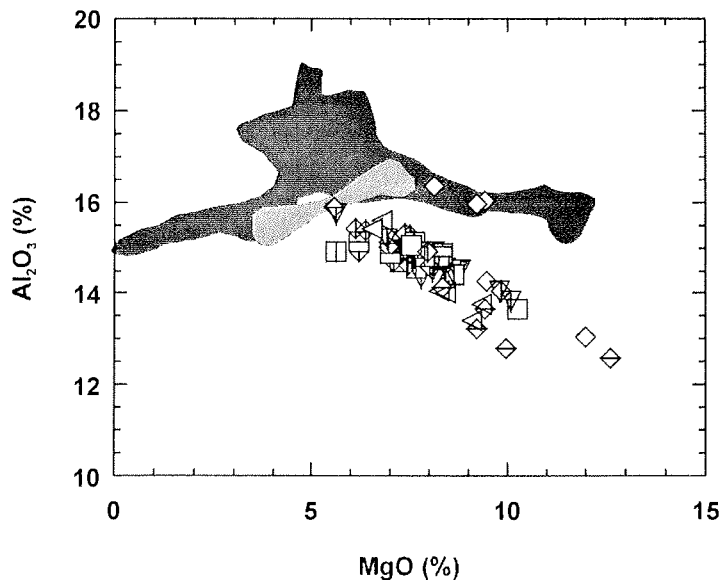


Abbildung 6.37: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

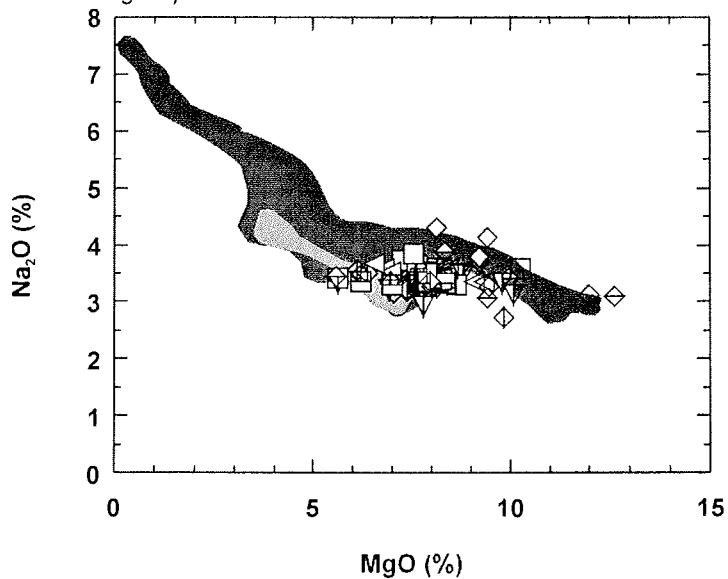


Abbildung 6.38: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau)..

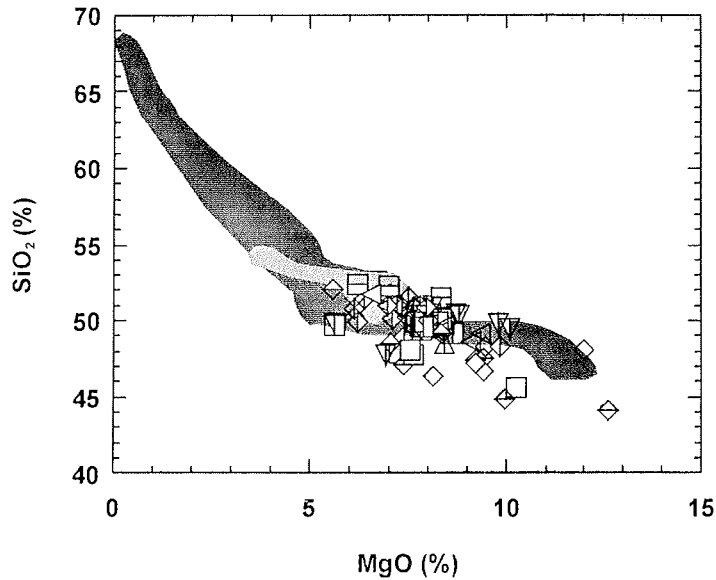


Abbildung 6.39: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

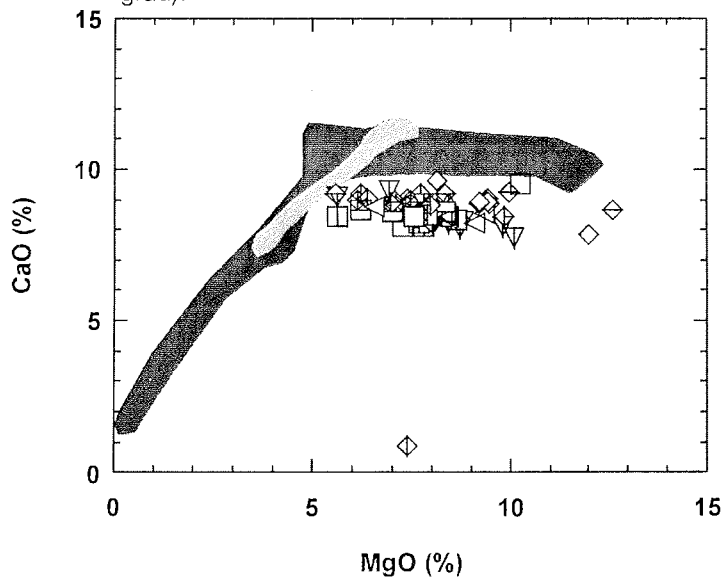


Abbildung 6.40: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

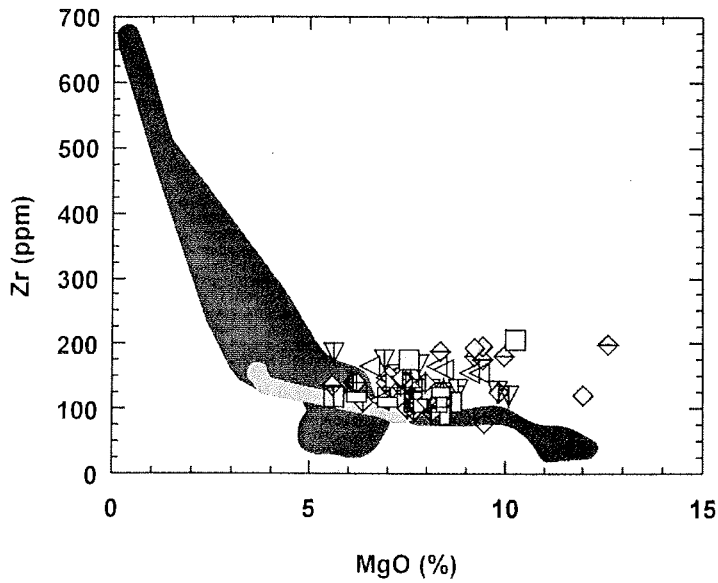


Abbildung 6.41: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

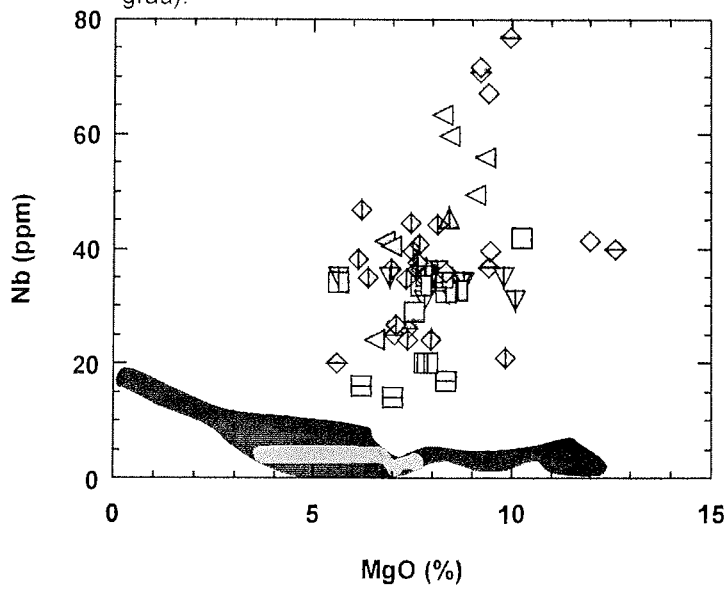


Abbildung 6.42. Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

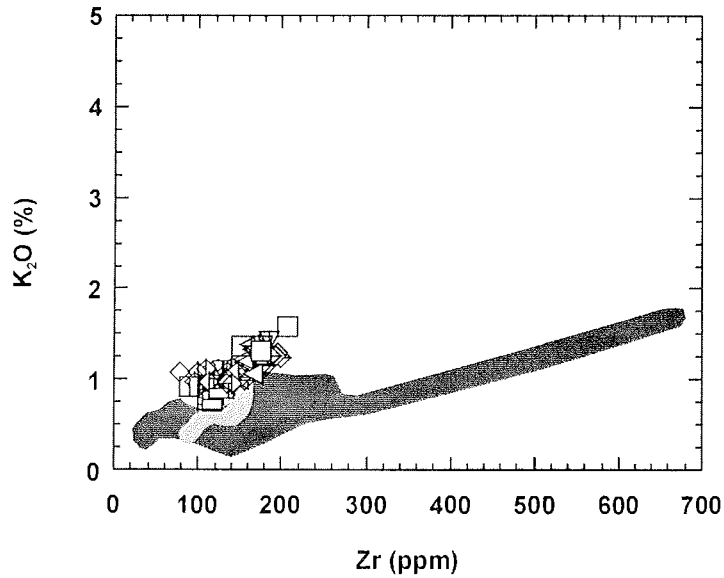


Abbildung 6.43: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

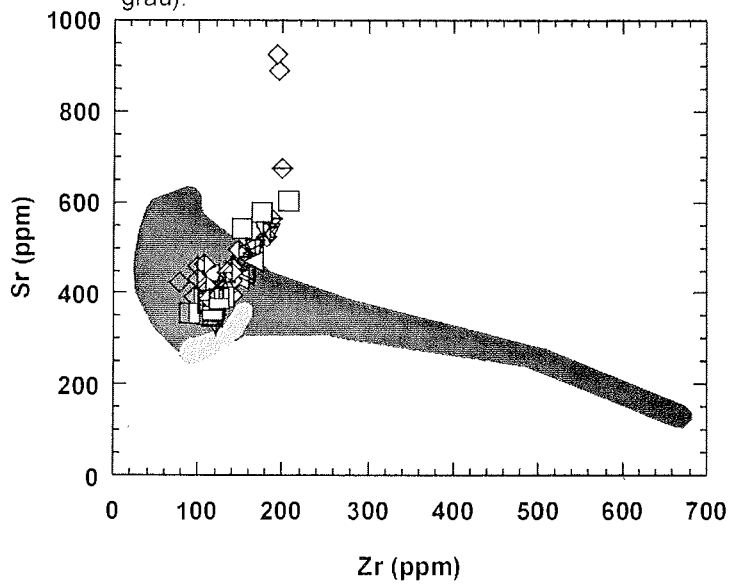


Abbildung 6.44: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

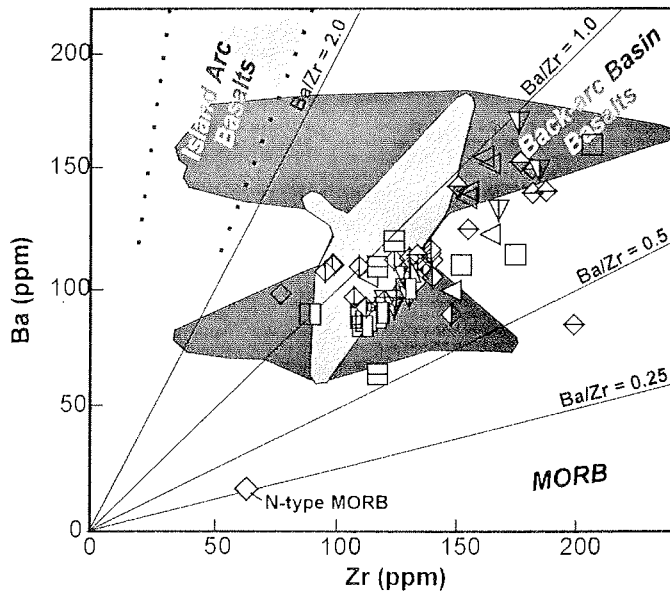


Abbildung 6.45: Diskriminationsdiagramm nach Saunders & Tarney (1991) zur geotektonischen Position der Basalte von den Seal-Nunatakern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

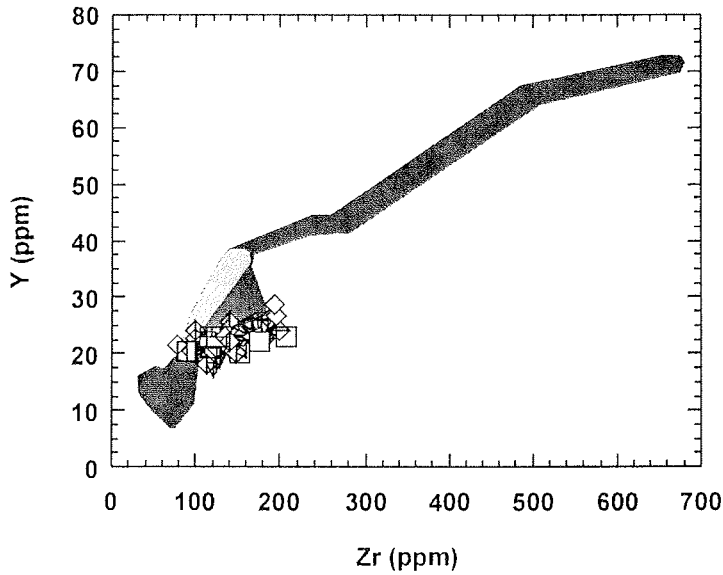


Abbildung 6.46: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

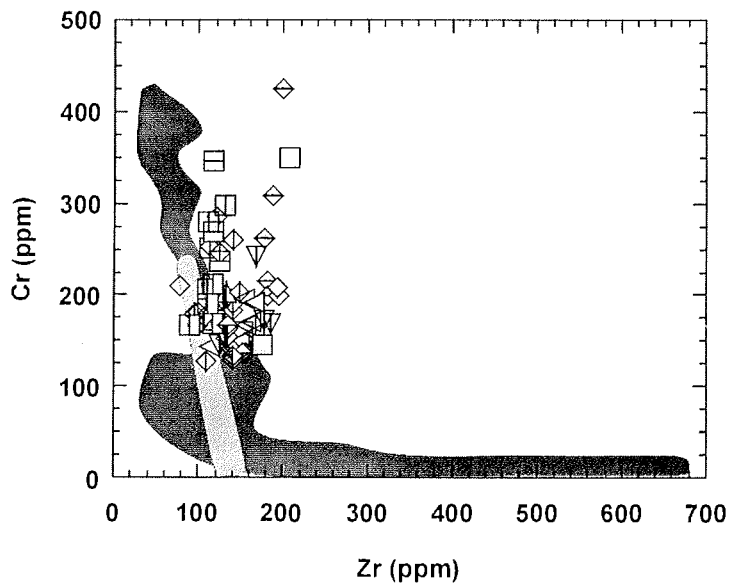


Abbildung 6.47: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

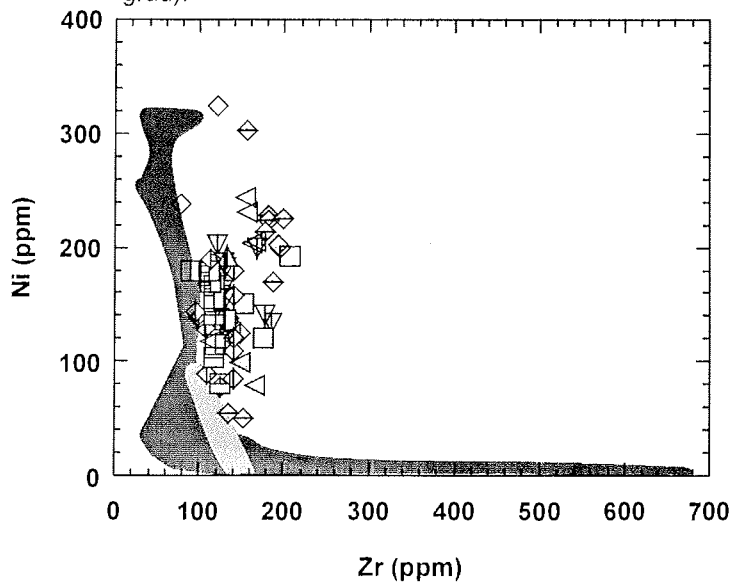


Abbildung 6.48: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

SAUNDERS & TARNEY (1991) benutzen LILE/HFSE-Paarungen zur Unterscheidung von Arc- und Back-Arc-Magmatiten. In Abbildung 6.45 ist Barium als Vertreter der LILE dem Zirkonium als Vertreter der HFSE gegenübergestellt. Die unterschiedlichen Ba/Zr-Verhältnisse sind charakteristisch für Basalte an Subduktionszonen in unterschiedlichen tektonischen Positionen. Die Probenpunkte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker liegen in Abbildung 6.45 im Feld der Back-Arc-Basalte von SAUNDERS & TARNEY (1991).

Der Grad der Beeinflussung durch Fluide und Schmelzen aus der Subduktionszone läßt sich am Ce/Pb-Verhältnisses ablesen (Abbildung 6.49). Durch Fluide aus der Subduktionszone gelangt mehr Blei in die Magmenquelle von Arc-Vulkaniten. Die Cer-Gehalte erhöhen sich mit zunehmender fraktionierter Kristallisation sowie durch Verringerung des Aufschmelzungsgrades in der Mantelquelle. Die Varianz der Probenpunkte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker mag einerseits von einer unterschiedlich starken fraktionierten Kristallisation herrühren, andererseits verändern verschiedene Faktoren den Bleieintrag in der Magmenquelle. Durch das Rückschreiten der Subduktionszone gelangt weniger Blei über die Fluide in die Magmenquelle und es erhöht sich das Ce/Pb-Verhältnis. Der direkte Zustrom von Schmelzen aus der abtauchenden Platte wird dabei ebenfalls verringert. Im Gegenzug dazu verstärkt sich der Einfluß des durch Mantelströmungen veränderten Mantels oberhalb der Subduktionszone. Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker besitzen höhere Ce/Pb-Verhältnisse als die zugehörigen Arc-Basalte und somit die geringste Beeinflussung aus der Subduktionszone. Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker zeigen eine geochemische Varianz, welche durch Veränderungen in der Magmenquelle bei der Verlagerung der Subduktionszone hervorgerufen wird. Die Vulkanite der Paulet-Insel besitzen die höchsten Ce/Pb-Verhältnisse und unterliegen einem verschwindend geringen Einfluß durch Fluide aus der abtauchenden Platte. Paart man die Pb/Ce-Verhältnisse mit Zr/Nb-Verhältnissen (Abbildung 6.51), so lassen sich gleichzeitig der Grad der fraktionierten Kristallisation als auch die Größe der Veränderungen durch Fluide und Schmelzen aus dem Bereich der Subduktionszone ablesen. Die relative Konstanz der Zr/Nb-Verhältnisse der Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker ist im geringen Grad der fraktionierten Kristallisation begründet. Die Varianz der Pb/Ce-Verhältnisse hat ihre Ursache in der Beeinflussung durch die zurückweichende Subduktionszone.

Die jungen Back-Arc-Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker ähneln Basalten, die in einem Back-Arc über einer Subduktionszone gebildet wurden, in der vergleichsweise junge und damit heiße ozeanische Kruste subduziert wird. Die Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker weisen vergleichsweise niedrige Y-Gehalte neben einem etwas erhöhten Sr/Y-Verhältnis auf (Abbildung 6.50.).

Die auf den C1-Chondrit normierten Gehalte der SEE in den Basalten der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker zeigen einen schwach konkav nach oben gerichteten Verlauf (Abbildung 6.52). Die leichten SEE sind in etwa 100-fach und die schweren SEE 20-fach im Vergleich zum Chondrit angereichert. In Abbildung 6.53 sind die Gehalte auf den primitiven Mantel von SUN & McDONOUGH (1989) normiert. Die Gehalte der leichten SEE sind in etwa 80-fach, die der schweren SEE in etwa achtfach so hoch wie im primitiven Mantel. Der schwach nach oben konkave Verlauf bleibt erhalten. Einen anderen Verlauf zeigen die Kurven in Abbildung 6.54 bei der Normierung auf den Spinell-Lherzololith vom Bruce-Nunatak. Hier zeigt sich, daß die leichten SEE deutlich schwächer als die schweren SEE angereichert sind. Der in allen Diagrammen (Abbildungen 6.52, 6.53, 6.54) gestreckte, nur schwach konkave Verlauf der normierten Analysenpunkte läßt vermuten, daß sich die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker aus einem in etwa gleich garteten Mantel-Reservoir speisen. Der Verlauf der Kurven entspricht in etwa einem Magma, das sich aus einer Mischung verschiedener Schmelzanteile (MORB und OIB) zusammensetzt.

Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker zeigen erhöhte Ti-, Zr-, Σ SEE- und MgO-Gehalte und hohe CaO/Al₂O₃-Verhältnisse (Abbildungen 6.35, 6.41,

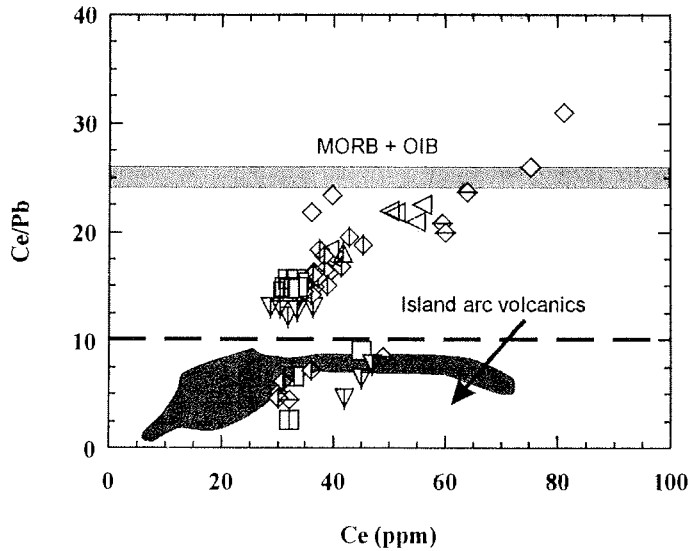


Abbildung 6.49. Diskriminationsdiagramm nach Chauvel et al. (1995) zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südschettland-Inseln (dunkelgrau).

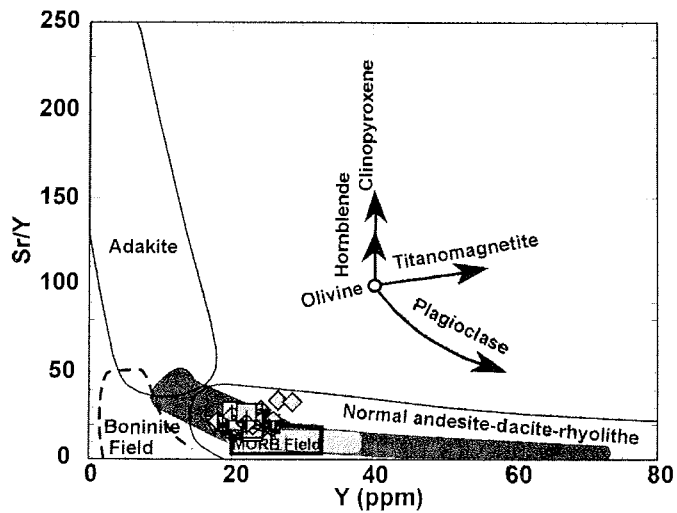


Abbildung 6.50. Diskriminationsdiagramm nach Stern & Kilian (1996) und Defant & Drummond (1992) zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südschettland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

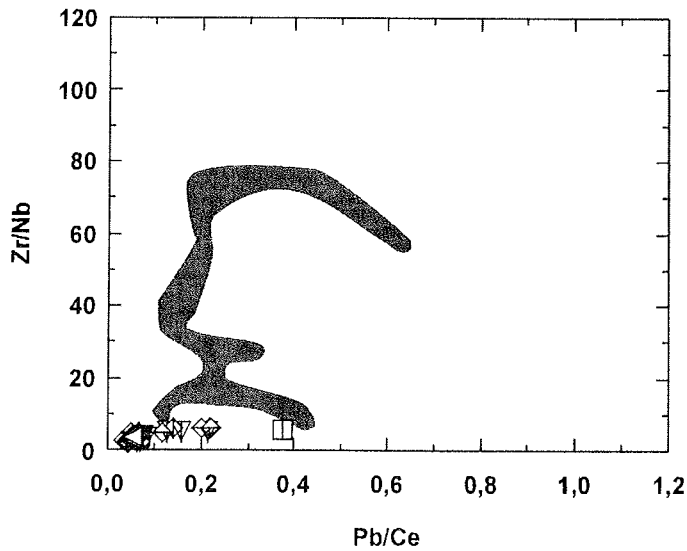


Abbildung 6.51: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau)..

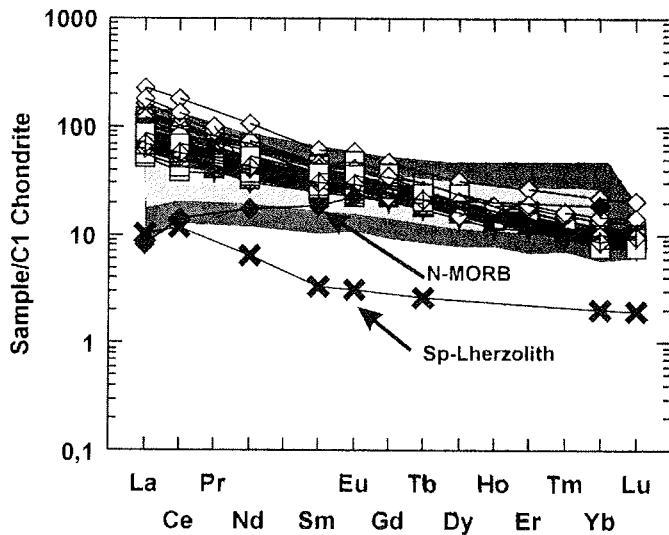


Abbildung 6.52: SEE-Verteilungsmuster der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau). Normalisierungsfaktoren und Werte für N-MORB sind der Arbeit von Sun & McDonough (1989) entnommen.

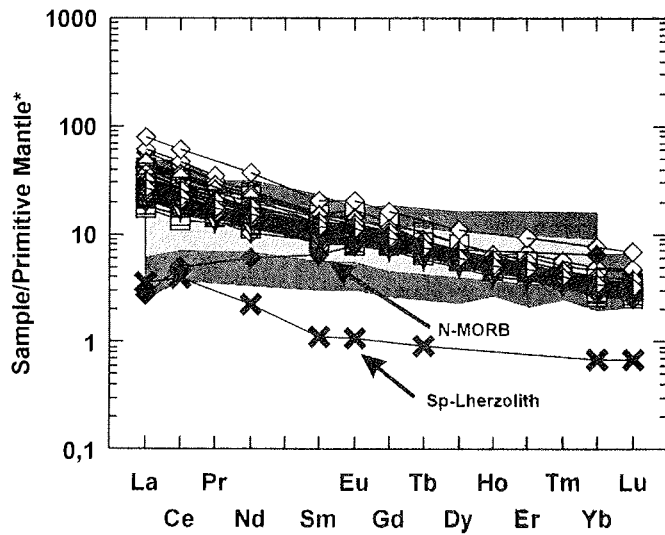


Abbildung 6.53: SEE-Verteilungsmuster der Basalte von den Seal-Nunatakern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau). Normalisierungsfaktoren und Werte für N-MORB sind der Arbeit von Sun & McDonough (1989) entnommen.

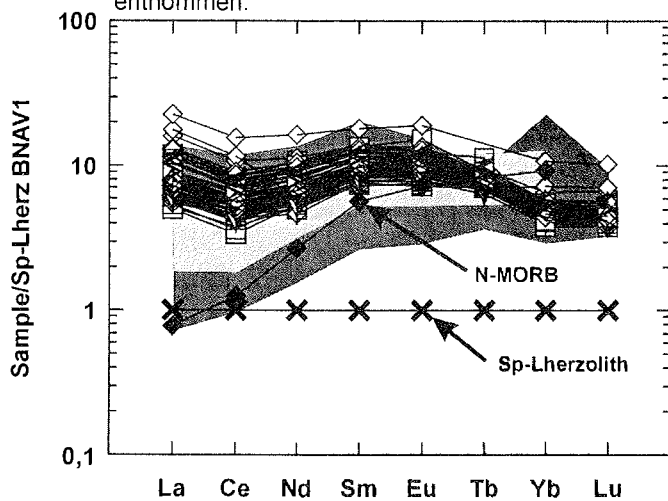


Abbildung 6.54: SEE-Verteilungsmuster der Basalte von den Seal-Nunatakern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau). Die Werte für N-MORB sind der Arbeit von Sun & McDonough (1989) entnommen.

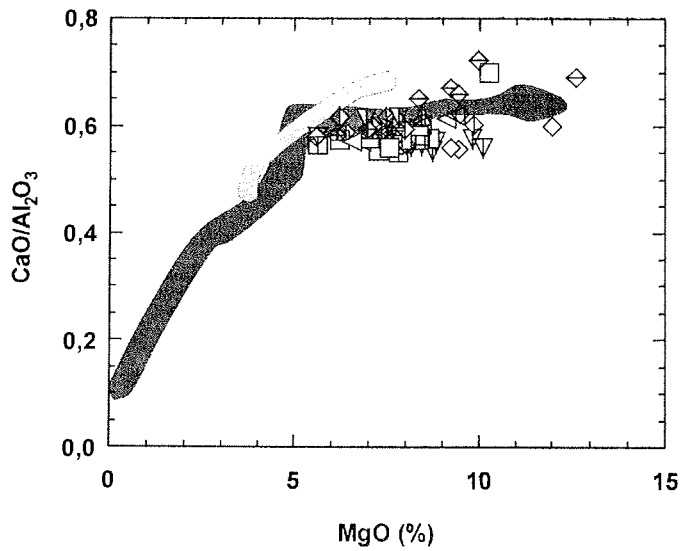


Abbildung 6.55. Diskriminationsdiagramm nach Crawford et al. (1981) zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

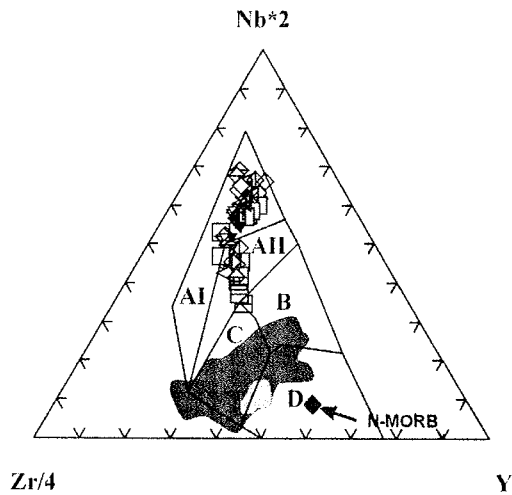


Abbildung 6.56: Diskriminationsdiagramm zur geotektonischen Position nach Meschede (1986) der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

6.53, 6.55). Die Anreicherung an inkompatiblen Elementen deutet auf eine Beteiligung einer „enriched“ Komponente in Form von „hot-spot“ beeinflussten Magmen hin.

Bei der Bestimmung der geotektonischen Position wird der „hot-spot“ Einfluß der Schmelzen verdeutlicht. Im Zr-Nb-Y-Diagramm (Abbildung 6.56) nach MESCHÉDE (1986) weist die Lage der Probenpunkte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker in Feld A („within-plate“ Alkalibasalte und Tholeiite) auf den Einfluß einer „hot-spot“ Komponente (OIB-source) in der Magmenquelle hin. Das Zr-Nb-Y-Diagramm nach MESCHÉDE (1986) verwendet das immobile Element Nb zur Unterscheidung der einzelnen Typen von MORB und „ocean-floor basalt“, da N-type MORB an inkompatiblen Spurenelementen verarmt und E-type (enriched-type) oder P-type (plume-type) MORB an inkompatiblen Spurenelementen angereichert ist (ROLLINSON, 1993). Das MnO-TiO₂-P₂O₅-Diagramm von MULLEN (1983) (Abbildung 6.57) arbeitet ebenfalls mit immobilen Elementen zur Diskrimination von Basalten in unterschiedlicher geotektonischer Position. Das bestimmende Element ist Phosphor, dessen Menge von der Art der Magmen-Quelle und dem Aufschmelzungsgrad abhängig ist (ROLLINSON, 1993). Mangan und Titan werden in den Mineralphasen der fraktionierten Kristallisation bevorzugt in Olivin, Pyroxen und Titanomagnetit eingebaut und bestimmen somit den geochemischen Charakter der Schmelzen (ROLLINSON, 1993). Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker zeigen im Feld OIA („ocean-island alkali basalt“ oder „seamount alkali basalt“) Eigenschaften von angereicherten OIB-Basalten. Bei den Vulkaniten der Penguin-Insel wird der Hybrid-Charakter deutlich. Die Lage im „intra-plate“ OIA („oceanic-island alkali basalt“) macht den Einfluß von „hot-spot“ Magmen deutlich.

Die Isotopie der Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker wird bestimmt über die isotopische Zusammensetzung der Fluide aus der abtauchenden Platte und dem Mantel im Bereich der Magmenquelle. Im ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 6.58) lassen sich die Magmen der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker als eine Mischung zwischen einem MORB und EM-II-Mantelreservoir ableiten. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Isotopenverhältnisse der Seal-Nunatakker sind deutlich höher als die der Paulet-Insel. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Isotopenverhältnisse der Paulet-Insel sind sehr nahe denen von MORB. Die Basalte von der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker unterscheiden sich nur wenig im ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnis. Im ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopen-Verhältnis tendieren die Basalte der Seal-Nunatakker in Richtung HIMU. Der Unterschied im ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr- und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnis mag sich über die Kinematik an der Subduktionszone erklären. Einerseits läßt der nachlassende Druck am Graben mehr Sediment in den Mantel gelangen und damit in der Magmenquelle ein EM-II Reservoir entstehen, andererseits transportieren Fluide und Schmelzen aus der unterlagernden Platte Sr und Pb in die Magmenquelle und lassen so ein EM-HIMU Reservoir entstehen. Im ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 6.59) zeigen die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker einen deutlichen Einfluß aus einem EM-II-Mantelreservoir. Die Vulkanite zeigen eine Mischung aus EM-II, MORB- und HIMU-Mantel. Die EM-II Komponente in den Basalten leitet sich aus dem Einfluß einer OIB Mantelquelle ab. Als EM-Quelle könnte auch ein Mantelfluß aus dem Süd-Pazifik wirken. Untersuchungen im West-Pazifik belegen einen „OIB-like“ Charakter der Basalte im Back-Arc, welcher durch Mantelströmung in eine Subduktionszone hervorgerufen wird (WENDT et al., 1997). Die Basalte der Paulet-Insel zeigen von allen Arc-Vulkaniten den stärksten Einfluß von OIB-Mantel. Der Einfluß aus dem Süd-Pazifik auf die Magmen der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker wird im ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 6.60) deutlich. Aus dem Süd-Pazifik gelangen durch Strömung Bereiche mit EM-Signatur in das Back-Arc. Die Auslenkung in Richtung HIMU ist im ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 6.60) am deutlichsten ausgeprägt. Die OIB-Komponente in den Vulkaniten der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker wird hervorgerufen durch Einströmen von pazifischem Mantel in den Bereich der Subduktionszone, um die abtauchende Platte herum.

Legende zu den Isotopie-Diagrammen

Vulkanite der James-Ross-Island-Volcanic-Group:

- ◆ Seal-Nunatakker
- ◇ James-Ross-Insel
- ◇ Paulet-Insel

Vulkanite der Südshetland-Inseln:

- Lions-Head / King-George-Insel
- Melville-Peak / King-George-Insel
- Penguin-Insel
- Deception-Insel
- GH-II / Livingston-Insel
- GH-I / Livingston-Insel
- ◁ Tephra-Lage der Deception-Insel auf GHI

Vulkanite der Bransfield-Straße:

- Western Seamount / Bransfield Straße
- Eastern Seamount / Bransfield Straße

Mantel-Xenolith der Seal-Nunatakker:

- × Sp-Lherzolith

- Vulkanite der Südshetland-Inseln und der Bransfield-Straße

6. Plio-Pleistozäner Extensions-Vulkanismus (James Ross Island Volcanic Group)

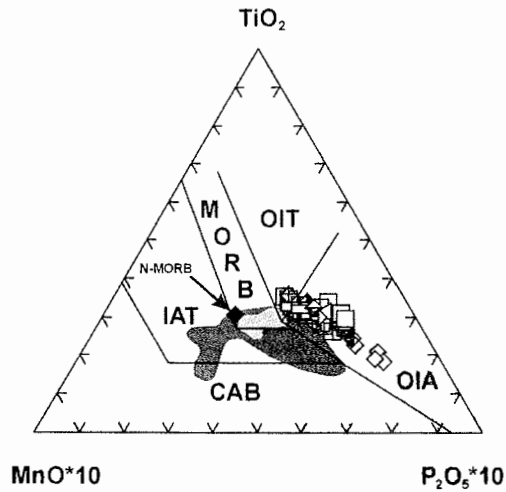


Abbildung 6.57: Diskriminationsdiagramm zur geotektonischen Position nach Mullen (1983) der Basalte von den Seal-Nunatakkern zu denen der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

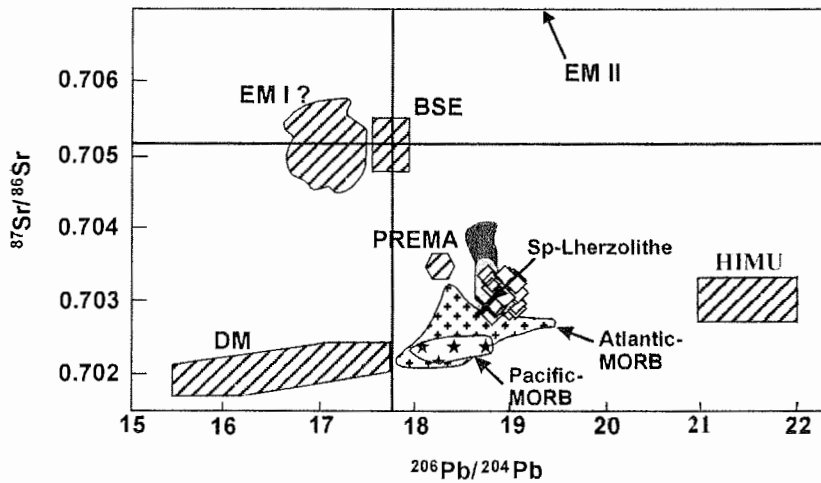


Abbildung 6.58: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Seal-Nunatakker. Zum Vergleich sind die Basalte der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

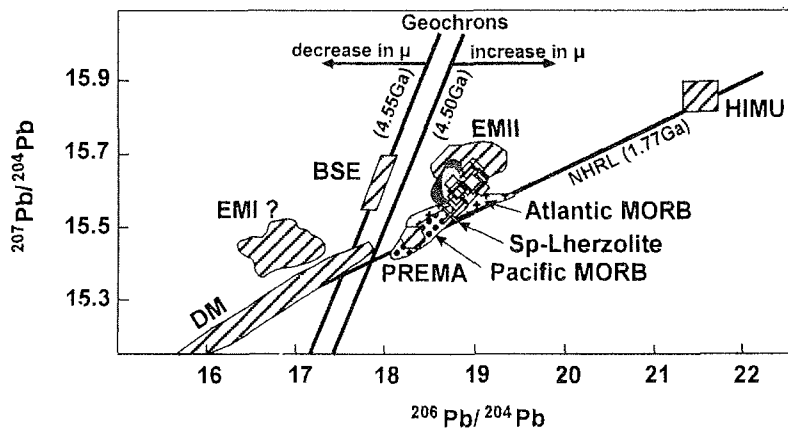


Abbildung 6.59: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Seal-Nunatakker. Zum Vergleich sind die Basalte der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

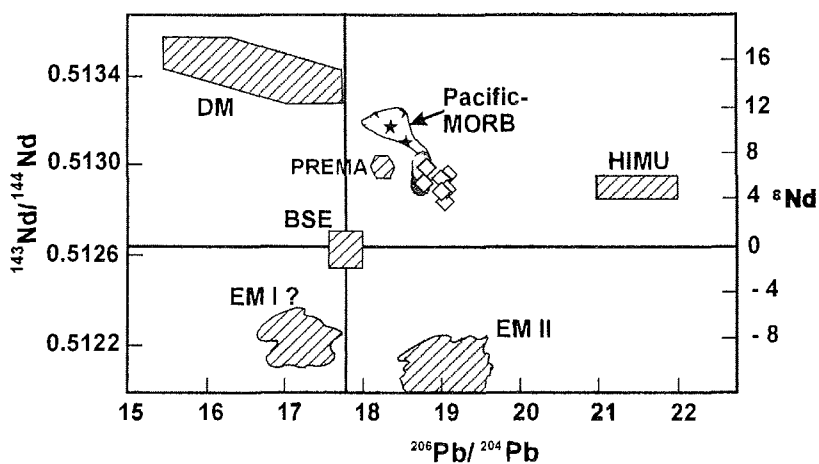


Abbildung 6.60: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Seal-Nunatakker. Zum Vergleich sind die Basalte der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

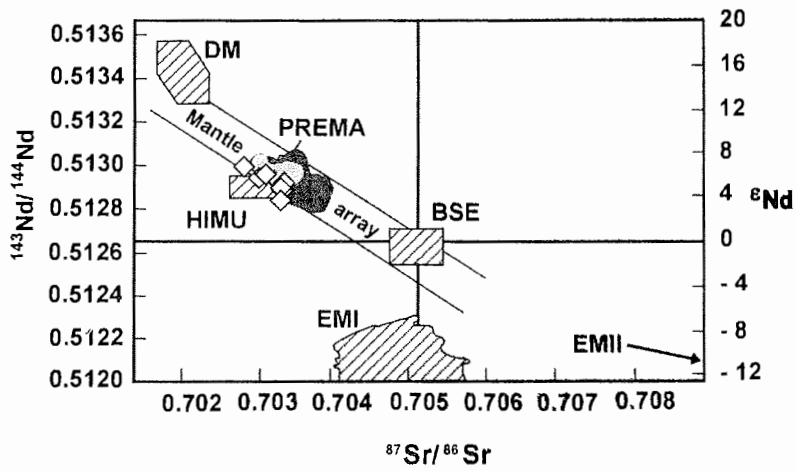


Abbildung 6.61: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Seal-Nunatakker. Zum Vergleich sind die Basalte der Südshetland-Inseln (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

Die Back-Arc-Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker lassen sich als Hawaiite und Mugearite klassifizieren.

Mit zunehmender fraktionierter Kristallisation eines primären Magmas im Wurzelgebiet der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker lässt sich vermuten, daß sich Klinopyroxen und Olivin +/- gleichzeitig ausscheiden, bzw. sich zunehmend der Aufschmelzungsgrad erhöht.

Durch Fluide aus der Subduktionszone gelangt mehr Blei in die Magmenquelle. Mit zunehmender fraktionierter Kristallisation bzw. durch Verringerung des Aufschmelzungsgrades erhöht sich der Ce-Gehalt in der Mantelquelle.

Die Varianz der Probenpunkte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker mag einerseits von einer unterschiedlich starken fraktionierten Kristallisation herrühren, andererseits gelangt durch das Rückschreiten der Subduktionszone weniger Blei über die Fluide in die Magmenquelle und es erhöht sich das Ce/Pb-Verhältnis.

Die Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker ähneln Basalten, die in einem Back-Arc über einer Subduktionszone gebildet wurden, in der vergleichsweise junge und damit heiße ozeanische Kruste subduziert wird. Die Basalte der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker weisen vergleichsweise niedrige Y-Gehalte neben einem etwas erhöhten Sr/Y-Verhältnis auf.

Die Gehalte der SEE in den Basalten der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker lassen vermuten, daß sich die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker aus einem in etwa gleich garteten Mantel-Reservoir speisen. Der Verlauf der Kurven entspricht in etwa einem Magma, das sich aus einer Mischung verschiedener Schmelzanteile (MORB und OIB) zusammensetzt.

Die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker lassen sich als „within-plate“ Alkalibasalte und Tholeiite oder „oceanic-island alkali basalt“ bezeichnen, was auf den Einfluß einer „hot-spot“ Komponente (OIB-source) in der MORB-Magmenquelle hin.

Man könnte die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker auch als „ocean-island alkali basalt“ oder „seamount alkali basalt“ bezeichnen, was in etwa angereicherten OIB-Basalten entspricht.

Der Vergleich der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse in den Vulkaniten der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker bestätigt eine solche Annahme und lässt auf eine Mischung zwischen einem MORB und EM-II-Mantelreservoir in der Mantelquelle schließen. Dies lässt sich erklären das bei nachlassenden Druck am Graben mehr Sediment in den Mantel gelangt und damit in der Magmenquelle ein EM-II Reservoir entstehen, andererseits transportieren Fluide und Schmelzen aus der unterlagernden Platte Sr und Pb in die Magmenquelle und lassen so ein EM-HIMU Reservoir entstehen. Im $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis zeigen die Vulkanite der Paulet-Insel und der Seal-Nunatakker einen deutlichen Einfluß aus einem EM-II-Mantelreservoir. Im Mantel unterhalb der JRIVG liegt vermutlich eine Mischung aus EM-II, MORB- und HIMU-Mantel vor. Als EM-Quelle könnte auch eine Mantelströmung aus dem Süd-Pazifik in die Subduktionszone wirken, was einen „OIB-like“ Charakter der Back-Arc-Basalte prägt. Durch die Strömung entstehen Bereiche mit EM-Signatur im Back-Arc. Die Auslenkung in Richtung HIMU ist im $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm am deutlichsten ausgeprägt und liefert einen erneuten Hinweis auf eine Mantelströmung um die junge abtauchende Platte herum.

7. Back-Arc-Vulkanismus in der Bransfield-Straße

7.1. Back-Arc-Magmatismus im Überblick

Als Back-Arc-Bereich wird ein "semi-isoliertes" Becken bzw. eine Gruppe von Becken hinter der Vulkankette eines Inselbogens bezeichnet. Für einen Back-Arc *senso stricto* fordert KARIG (1971) immer einen magmatisch aktiven Inselbogen.

Die Dehnungstektonik im Back-Arc-Becken wird durch die Mantelkonvektion oberhalb der abtauchenden Platte gesteuert und bedingt ein Einsetzen von Dehnungs- oder Rift-Vulkanismus. Die kalte abtauchende ozeanische Lithosphäre kühlt den heißen Oberen Mantel ab und initiiert damit ein Temperaturgefälle im hangenden Mantel (TOKSÖZ & HSUI, 1978). Wie stark sich der thermische Zustand der abtauchenden Platte auf das thermische Regime im Oberen Mantel auswirkt, zeigen theoretische Modelle von WYLLIE (1981) und DAVIES & STEVENSON (1992), die auf Labordaten basieren. Manteldiapire und Wärmebeulen am Top von Konvektionszellen erzeugen einen erhöhten Wärmefluß im Back-Arc-Bereich (TOKSÖZ & HSUI, 1978). In Back-Arc-Gebieten im Westpazifik wurde mehrfach ein erhöhter Wärmefluß gemessen, der die Hypothese dieser Autoren bestätigt. Bedingt durch ein Abrollen ("roll-back") der abtauchenden Platte und ein Vordringen ("advance") des Arcs in Richtung der Bogen-Polarität öffnet sich ein Randbecken ("marginal basin" bzw. "back-arc basin") (HERGT & HAWKESWORTH, 1994; CLIFT, 1995; HAWKINS, 1995). Der Graben oberhalb der abtauchenden Platte tieft sich ein. Wegen der nur schwachen Hebung des Bogens erfolgt eine nur geringe Sedimentation. Der Back-Arc-Vulkanismus scheint nur eine begrenzte Lebensdauer zu besitzen. SAUNDERS & TARNEY (1991) schätzen den Zeitpunkt des Ablebens der Krustendehnung und Magmenförderung auf ca. 15 Millionen Jahre. Die abflauende Tätigkeit an den Spreizungsrücken ist mit einem sich verringernenden Wärmefluß gekoppelt. Der Auftrieb am Spreizungsrücken läßt nach, das Becken sinkt ein und wird verfüllt mit einem sich verdickenden "Sedimentpanzer" (SAUNDERS & TARNEY, 1991).

Geochemisch unterscheiden sich Back-Arc-Basalte von N-MORB durch höhere Gehalte an LILE (z.B. Ba) relativ zu den HFSE (z.B. Zr). Die erhöhten Gehalte an Ba, K, Rb, Th und LREE's lassen vermuten, daß die Mantelquelle der Back-Arc-Basalte im Vergleich zu MORB an diesen Elementen angereichert ist. Back-Arc-Magmatite zeigen deutlich stärker, daß sie einer fraktionierteren Kristallisation unterliegen als MORB. Ein weitgespanntes Feld möglicher Ba/Zr-Verhältnisse in subduktions-beeinflußten Vulkaniten wird durch die fraktionierte Kristallisation mafischer Phasen herbeigeführt. Der Wandel im Ba/Zr-Verhältnis von Basalten läßt sich somit aus Veränderungen in der geotektonischen Position ableiten (SAUNDERS & TARNEY, 1991).

Die Ausbildung eines Randbeckens wird auch durch Verschiebungen am Kontinentalrand möglich (SAUNDERS & TARNEY, 1991). Der gesamte Bereich des Inselbogens zergleitet entlang von Blattverschiebungen ("strike-slip faults"). Es kommt entlang der Strike-Slip-Störungen zu Blockrotationen, schrägen Aufschiebungen ("push-ups" oder "pop-ups") und zur Ausbildung von Dehnungsbecken ("pull-apart basins"). Pull-Apart-Becken im Back-Arc sind schräg ("en-échelon") angeordnete Dehnungsbereiche.

7.2. Back-Arc-Magmatismus auf der Deception-Insel und in der Bransfield-Straße

Die Bransfield-Straße ist ein ensialisches Randbecken („ensialic marginal basin“), das den kontinentalen Südshetland-Inselbogen („South Shetland Arc“) von der Antarktischen Halbinsel trennt. Die Entstehung der Bransfield-Straße wird mit einer Drehung der Phönix-Platte relativ zur Antarktischen Halbinsel in Verbindung gebracht. Verursacht wurde die Drehung durch eine Verlangsamung der Spreizung am Antarktis-Phönix-Rücken relativ zum Pazifik-Phönix-Rücken. Die Proto-Bransfield-Straße als Randbecken mag im Eozän durch „strike-slip“ im Back-Arc-Becken des Südshetland-Inselbogens bereits angelegt worden sein. Heute wird die scherenartige Öffnung der Bransfield-Straße durch „strike-slip“ entlang des Süd-Scotia- und des Shackleton-Rückens in Überlagerung mit einer Dehnung entlang des Bransfield-Straßen-Rifts erklärt (KLEPEIS & LAWVER, 1996). Der nur schwach betonte Inselbogen liegt auf den Livingston-, Greenwich-, Robert-, Nelson und King-George-Inseln der Südshetland-Inseln. Das asymmetrische Rift der Bransfield-Straße ist im Durchschnitt 50 km breit. An Vulkanbauten entlang eines submarinen Rückens wird Magma gefördert (Abbildung 7.1). Das akustische Basement der Bransfield-Straße wird von metasedimentären Serien gebildet, die denen der Miers-Bluff-Formation auf der Hurd-Halbinsel der Livingston-Insel und der Trinity-Peninsula-Group der Antarktischen Halbinsel ähneln (GRAD et al., 1982).

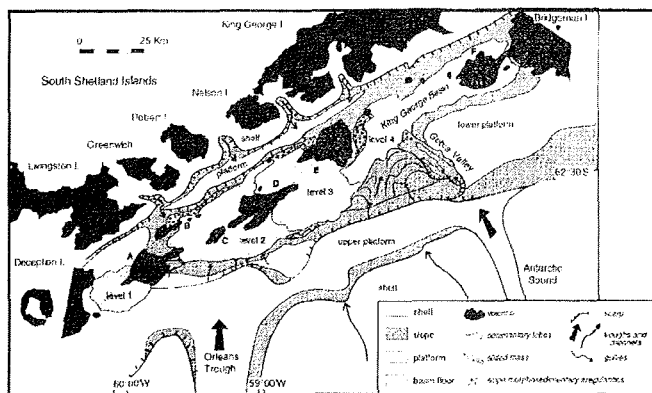


Abb. 7.1: Die Eruptionszentren in der zentralen Bransfield-Straße zwischen der Deception- und der Bridgeman-Insel (aus PRIETO et al., 1999).

Der Bransfield-Straße-Graben wird im Osten vom Horst der Antarktischen Halbinsel und im Westen durch den Horst der Südshetland-Inseln begrenzt (GARRETT & STOREY, 1987). Bathymetrische Untersuchungen von GRACIA et al. (1996) und LAWVER et al. (1996) zeigen, daß sich das Becken der Bransfield-Straße in drei Gebiete teilt, ein nordöstliches, ein zentrales und ein südwestliches Becken. Insgesamt gesehen, nimmt aber die Tiefenlage

des Ozeanbodens der Bransfield-Straße von Nordosten nach Südwesten hin ab (BARKER & AUSTIN, 1998). Der Dehnungsbereich des nordöstlichen Beckens der Bransfield-Straße wird durch das Zusammentreffen der Shackleton-Bruchzone und des südlichen Scotia-Rückens am Nordende des Bransfield-Rifts geschaffen (ALDAYA & MALDONADO, 1995). Das zentrale Becken wird durch den Deception-Vulkan im Südwesten und den Bridgeman-Vulkan im Nordosten begrenzt. Der submarine Back-Arc-Vulkanismus beschränkt sich auf sechs Eruptionszentren zwischen der Deception- und der Bridgeman-Insel in der zentralen Bransfield-Straße (GRACIA et al., 1996) (Abbildung 7.1). PRIETO et al. (1998) deuten viele Becken in der Bransfield-Straße als schräge Absenkungs-Becken („pull-apart basins“). Der südwestliche Bereich der Bransfield-Straße weist keine eindeutige Dehnung mehr auf und geht sukzessive über in den passiven Kontinentalrand südlich der Hero-Bruchzone. Subaerischen Back-Arc-Vulkanismus gibt es nur auf der Deception- und der Bridgeman-Insel. Streng genommen, ist die Bransfield-Straße kein Back-Arc, da der zugehörige Magmatic-Arc fehlt (SAUNDERS & TARNEY, 1991). Es sinkt weiterhin langsam ozeanische Kruste am Südshetland-Graben in den Mantel unterhalb der Antarktischen Halbinsel ab, wodurch Sediment in

den Quellbereich der Magmatite gelangt und die Vulkanite eindeutig Back-Arc-Charakter zeigen (SAUNDERS & TARNEY, 1991).

Neuere geophysikalische Untersuchungen von LARTER & BARKER (1991), BARKER & AUSTIN (1994), ALDAYA & MALDONADO (1996), GRÁCIA et al. (1996), LAWVER et al. (1996), CANALS et al. (1997), GRÁCIA et al. (1997), JANIK (1997), MCCARRON & LARTER (1998), BARKER & AUSTIN (1998) und PRIETO et al. (1998) beschreiben den tektonischen Aufbau des Beckens als asymmetrisches Rift mit räumlich begrenzten Eruptionszentren (Abbildung 7.1). Die tatsächliche Öffnung des Beckens der Bransfield-Straße wird von MAYER et al. (2000) und NIEMEIER et al. (2000) mit einer Spreizungsrate von ca. 11-13 mm/ pro Jahr angegeben.

Bezieht man eine starke Mantelströmung aus dem Südpazifik in den Bereich unterhalb der Antarktischen Halbinsel mit ein (MÜLLER, 2000b), so entsteht durch die Aufwölbung der Kruste ein kontinentales Rift. Tiefenseismische Untersuchungen von JANIK (1997) dokumentieren einen anomal heißen Körper „(high velocity body“ = **HVB**) in der Riftachse der Bransfield-Straße. Da der HVB in direktem Kontakt mit dem unterlagernden Oberen Mantel steht, schließt JANIK (1997) nicht aus, daß es sich um eine Aufwölbung der Asthenosphäre unter einem kontinentalen Rift handelt. Betrachtet man das Becken der Bransfield-Straße, so fällt auf, daß es im Südwesten deutlich flacher ist als im Nordosten, und die vulkanische Aktivität zum Deception-Vulkan hin sich zu verstärken scheint. Ein nach Südwesten hin zunehmendes Aufdomen der unterlagernden Kruste und die räumliche Vergrößerung der Vulkankörper hin zum Deception-Vulkan werden von BARKER & AUSTIN (1998) durch Einströmen von Magma in den Dehnungsbereich gedeutet. Entlang von tiefreichenden Störungen dringt Magma in höhere Stockwerke ein und bildet den Sockel der Vulkane in und um die Bransfield-Straße.

7.3. Lithologischer Aufbau der Deception-Insel

Der Deception-Vulkan ist der wohl bekannteste Vulkan der Südshetland-Inseln. Die innere Bucht der Insel, auch Port Foster genannt, diente lange Zeit den Walfängern als ein



Abb. 7.2: Blick auf die Whalers Bay mit der ehemaligen Walfangstation.

geschützter Naturhafen, wovon die Überreste der ehemaligen norwegischen Walfangstation in der Whalers Bay noch heute Zeugnis geben. Die zentrale Lage zwischen der Bransfield-Straße und der Bellingshausen-See machten die Insel zum idealen Ausgangspunkt für viele Expeditionen. Ein Wiederaufleben der vulkanischen Aktivität in den Jahren 1842, 1967, 1969 und 1970 zerstörte diverse Forschungsstationen als auch die ehemalige Walfangstation.

Die Deception-Insel bildet einen hufeisenförmigen Gebirgszug mit einer Öffnung im Südosten, auch Neptuns Blasebalg („Neptunes Bellows“) genannt (Abbildung 7.3). Die Nord-Süd-Erstreckung der Insel beträgt 14 km, die Ost-West-Erstreckung 13 km. Die höchsten Punkte bilden die Gipfel des Mount Pond (542 m) im Osten und des Mount Kirkwood (459 m) im Süden. Beide Gebirgszüge tragen eine permanente Eiskappe und sind Teil des hufeisenförmigen Gebirgszuges (Abbildungen 7.3 und 7.4). Das Gebirge umrahmt eine Einbruchkaldera, ein bis zu 190 m tiefes Meeresbecken (Port Foster), die sich nach Ableben der ersten Eruptionsphase eintiefte und nach dem Zusammenbruch des Kraterandes an Neptuns Blasebalg vom Meerwasser geflutet wurde.

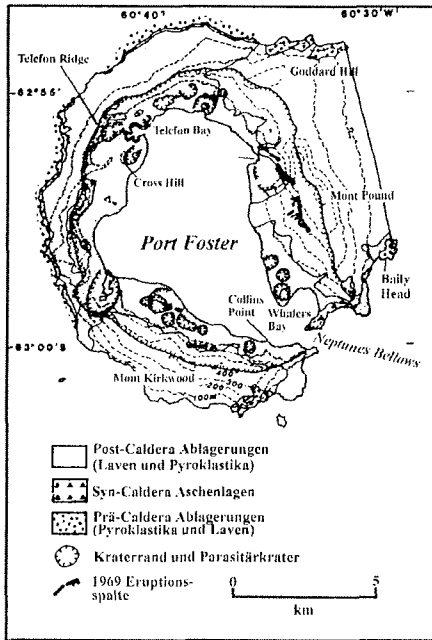


Abb. 7.3: Geologische Übersichtskarte der Deception-Insel (nach SMELLIE, 1990).

HAWKES (1961) nimmt an, daß sich die Insel ursprünglich aus einer Gruppe von vier Strato-Vulkanen zusammensetzte (Abbildung 7.5). Die räumliche Ausdehnung der Insel war vermutlich größer als die der heutigen Insel. Die zentrale Kaldera bildete sich bei einem Kollaps der Insel nach einem katastrophalen voluminösen Pyroklastitausbruch. Die dabei zutage geförderten

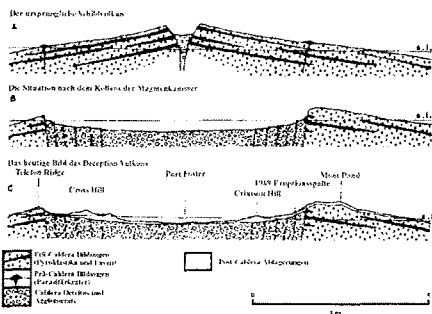


Abb. 7.4: Die geologische Entwicklung der Deception-Insel (nach SMELLIE 1990).

Pyroklastite markieren einen markanten Wechsel in der Geologie der Insel und werden deshalb von BAKER et al. (1975) als Syn-Caldera-Gruppe zusammengefaßt. Generell lassen sich die Gesteine nach BAKER et al. (1975) in drei Gruppen unterteilen:

- i Prä-Caldera-Gruppe
- ii Syn-Caldera-Gruppe
- iii Post-Caldera-Gruppe

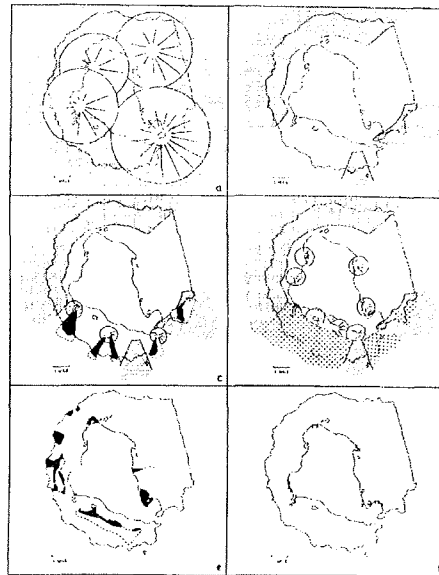


Abb. 7.5.: Die Eruptionzentren der einzelnen Stadien vulkanischer Aktivität auf der Deception-Insel (Nach HAWKES, 1961).

7.4. Vulkanologische Beschreibung der Deception-Insel

Die Laven, Tuffe und Agglomerate der Prä-Caldera-Gruppe sind die ältesten Vulkanite der Insel. Sie entsprechen Vulkaniten, die sich während der Auftauchphase des sich erweiternden Schildvulkans abgelagerten. Aus dem wasser- und gasreichen Magma bildeten sich während phreatomagmatischer Explosionen gelbe massive bis schlecht sortierte Schichten von Bimstufen (HAWKES, 1961). In den Schichten aus gelben Tuffen sind massive Lavenströme zwischengeschaltet (BAKER et al., 1975). Die beim Beginn der vulkanischen Aktivität auf der Deception-Insel abgelagerten Vulkanite, gebildet aus einer Wechselfolge von Tuffen und Laven, können als Produkte plinianischer Eruptionen angesehen werden. Der Kollaps der Caldera wird markiert von diskordanten Agglomeraten und Tuffen der Syn-Caldera-Gruppe auf den basalen Tuffen. Die Vulkanite der Post-Caldera-Gruppe formen Tuffkegel auf Ring-Störungen („ring faults“) aus (HAWKES, 1961). Laven treten in den jüngeren Serien nur noch vereinzelt auf. Das Fehlen von Lavaströmen markiert den Wechsel vom plinianischen zum surtseyanischen Eruptionstyp der Post-Caldera-Gruppe. Auffallend ist die deutliche Rotfärbung der subaerisch geförderten Tuffe und Bomben (HAWKES, 1961).

7.5. Petrographie der Vulkanite der Deception-Insel

Die Varianz der eruptierten Vulkanite reicht von Olivin-Tholeiiten und Quarz-Tholeiiten über basaltische Andesite, Andesite zu Daziten und Rhyodaziten (BAKER et al. 1975, SMELLIE, 1990). Die den jeweiligen Gruppen zugehörigen Gesteine unterscheiden sich in ihrem prozentualen Anteil erheblich, wodurch sich Zugehörigkeiten ableiten lassen (BAKER et al., 1975, SMELLIE 1990). So treten Olivin-Tholeiite und Quarz-Tholeiite generell in allen Gruppen auf, wobei die jüngsten Episoden ausgenommen sind. Basaltische Andesite kommen in allen Episoden vor und stellen die häufigste Gesteinsart dar. Auf die jüngsten Episoden (Post-Caldera Gruppe) sind die Andesite, Dazite und Rhyodazite beschränkt.

Tephralagen der jüngsten Eruptionen finden sich auf allen Inseln rings um die Deception-Insel. Bei der bearbeiteten Probe VU-15 von der Livingston-Insel handelt es sich um eine Tephralage der jüngsten Eruptionen des Deception-Vulkans. Ursprünglich wurde angenommen, daß es sich um eine Tephralage des Vulkans GH-I handelt. Doch hierfür fehlen einerseits Anzeiger einer subaerischen Tätigkeit, was eine interglaziale Ausbildung des Vulkans untermauert, andererseits entspricht die Geochemie der feinen Aschenpartikel für eine dem Deception-Vulkan typische Back-Arc-Signatur. Die feinen Lapilli und Aschenpartikel zeigen keinerlei Einsprenglinge unter dem Mikroskop. Die äußere Form ist scherbenartig bis splinterig, die Matrix ist ausschließlich blasenreich, glasig und weist auf eine phreatomagmatische surtseyanische bis phreato-plinianische Eruptionstätigkeit hin.

Um eine Verwechslung mit Pyroklastika anderer in Frage kommender Eruptionszentren auszuschließen sei hier die gesamte Abfolge der Vulkanite der Deception-Insel erwähnt. Ein Abriß der petrologischen Beschreibung ist den Arbeiten von BAKER et al. (1975) und SMELLIE (1990) entnommen und dient lediglich zum Vergleich mit den Basalten der Livingston-Insel und der Penguin-Insel.

Die **Tholeiite** sind in der Regel optisch dicht, manchmal weisen sie auch ein intergranulares oder intersertales Gefüge auf. Die Grundmasse ist zuweilen hyalin bzw. vitrophyrisch und zeigt unter dem Mikroskop eine aphyrische bis porphyrische Textur. Als Einsprenglinge sind mit abnehmender Häufigkeit Plagioklas, Olivin, Augit, Pigeonit und gelegentlich Orthopyroxen vertreten.

Die **basaltischen Andesite** enthalten ein intersertales oder intergranulares Gefüge. Eine glasige, hyaline Grundmasse ist bei den Pyroklastika häufig und eher selten bei Laven. Als Einsprenglinge treten anorthitreiche Feldspäte und gelegentlich Hypersthene auf. Olivin fehlt generell im Gestein.

Die **Andesite** zeigen im Mittel ein porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen von Plagioklas, Olivin und enstatitischem Orthopyroxen.

Die **Dazite** bis **Rhyodazite** besitzen ein porphyrisches bis trachytisches Gefüge. Die Grundmasse ist als feinkörnig bis hyalin zu bezeichnen. Die feinkörnige Matrix besteht aus Albit-Oligoklas und K-Feldspat. Als Einsprenglinge finden sich überwiegend Plagioklase, Anorthoklase und Xenochriste von Orthopyroxen und fayalitischem Olivin.

7.6. Geochemie der Vulkanite der Deception-Insel und der Eruptionszentren der Bransfield-Straße

SMELLIE (1990) sieht in der zeitlichen Varianz der eruptierten Vulkanite eine Abfolge von Differentiations-Trends, die während den einzelnen Phasen vulkanischer Aktivität des Deception-Vulkans auftreten und schreibt dem Vulkan deshalb eine „supra-subduction“ Stellung zu. Der von PEARCE et al. (1984) benutzte Begriff eines „supra-subduction setting“ weist auf eine Bildung in einem Back-Arc-Becken hin und ist durch Dehnungsschmelzen hinter dem Inselbogen einer Subduktionszone charakterisiert. Hier soll nur kurz auf die bisher veröffentlichte Geochemie eingegangen werden.

Grundlegende Ergebnisse über die Geochemie der Deception-Vulkanite im Vergleich mit denen des Penguin-Vulkans und den Seamounts in der Bransfield-Straße konnten den Arbeiten von BAKER et al. (1975), WEAVER et al. (1979), SAUNDERS & TARNEY (1984), FISK (1990), SMELLIE (1990), KELLER et al. (1991), SAUNDERS & TARNEY (1991), KELLER & FISK (1992), KELLER et al. (1992) und LAWVER et al. (1995) entnommen werden.

Die Laven des Deception-Vulkans sind im Sinne von IRVINE & BARAGAR (1971) subalkalisch und lassen sich in eine Gruppe von Basalten mit hohem Eisengehalt („high-iron group“, SMELLIE, 1990) und in eine mit hohem Aluminiumgehalt („high-alumina group“, SMELLIE, 1990) unterteilen. Die Serien des Deception-Vulkans differenzieren sich von anderen durch ein hohes $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis, das normalerweise typisch für Ozeanboden-Basalte (MORB) ist. Die Gehalte an Na_2O in den Basalten, Andesiten und Daziten sind ungewöhnlich hoch und zeigen eine sehr weitgedehnte Varianz. Die Gehalte an Al und Ca in den Vulkaniten des Deception-Vulkans sind im Vergleich zu denen in den Gesteinen der Bridgeman-Insel geringer, was darauf schließen läßt, daß der Modalbestand an Plagioklas reduziert ist. Der Unterschied im modalen Plagioklasgehalt spiegelt sich in einer verschiedenartigen Spurenelementverteilung wider. Die Gehalte an inkompatiblen Elementen wie K, Rb und Ba sind für kalk-alkaline Serien sehr niedrig und entsprechen Gehalten in Inselbogen-Tholeiiten genauso wie denen in MORB. Trägt man die Gehalte von SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb und Y gegen Zr an, so ist ein geradliniger und weitgespannter Bereich zu erkennen, der mit einer kontinuierlichen fraktionierten Kristallisation aus einer MORB-ähnlichen Ausgangsschmelze einhergeht. Die im Mittel niedrigen MgO-, Cr- und Ni-Gehalte beweisen, daß selbst die stärker basischen Vulkanite keine direkten Mantelabkömmlinge sind und eine fraktionierte Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen und/oder Chrom-Spinell in der Magmenkammer erfahren. Die Magmen des Deception-Vulkans zeigen keinen deutlichen Einfluß primären Magmas, was niedrigere Gehalte an K, Rb, Ba, Sr, Ti, P, Ni, und Cr bei vergleichbarem Zr-Gehalt belegen. Die K/Rb-Verhältnisse sind verhältnismäßig hoch und entsprechen in etwa denen in einem verarmten MORB. Die Rb/Sr-Verhältnisse dagegen sind relativ gering und entsprechen in etwa denen in MORB. Alle Vulkanite der Deception-Insel zeigen einen in etwa unformen aufwärts konkaven Verlauf, der Gehalte an SEE und unterscheiden sich nur in einer schwach ausgeprägten positiven Eu-Anomalie bei den Basalten und einer schwachen negativen Eu-Anomalie bei den Daziten und Rhyodaziten. Ungeklärt sind bislang genetische Zusammenhänge zwischen den „high-iron“- und den „high-alumina“-Basalten. Sollte eine Verwandtschaft zwischen den beiden Serien bestehen und der Unterschied durch fraktionierte Kristallisation bei niederem Druck hervorgerufen werden, kann nach BAKER et al. (1975), KELLER et al. (1991) und KELLER & FISK (1992) der „high-iron“-Typ aus dem „high-alumina“-Typ hervorgehen. Als Auslöser jener Varianz in den Vulkaniten der Insel könnte nach den

vorstehenden Autoren eine fraktionierte Kristallisation von Olivin, Spinell und Plagioklas aus dem primären Magma angenommen werden. Bestärkt wird diese Hypothese durch Sr-, Nd- und Pb-Isotopiedaten von KELLER et al. (1991). Der enge Bereich der Isotopenverhältnisse ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von 0,70342 bis 0,70353; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ von 0,51293 bis 0,51302; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ von 18,742 bis 18,753; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ von 15,614 bis 15,624 und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ von 38,538 bis 38,539) belegt eine verarmte Mantelquelle („depleted mantle source“) mit einem Eintrag von Sediment in die Subduktionszone. Im Magma des Deception-Vulkans scheint keine Mineralphase wie Granat, z.B. Zr, Y und die schweren Seltenen Erden zurückzuhalten. Dies demonstrieren zum Beispiel auch höhere Y/Zr-Verhältnisse der Deception-Magmatite. WEAVER et al. (1979) kommen bezüglich der Zusammensetzung des unterlagernden Mantels, ausgehend von Vergleichen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen mit der Geochemie der SEE und einiger Spurenelemente, zu dem Ergebnis, daß es sich hier um einen granatfreien Spinell-Peridotit handeln muß.

Der Deception-Vulkan war wegen seiner leichten Erreichbarkeit und seiner häufigen Eruptionen seit Jahrzehnten Objekt geologischer, geophysikalischer und geochemischer Studien. Ob seiner Lage auf dem rezenten Back-Arc-Rücken dient mir dieser Vulkan als geologisch-geochemischer Referenzpunkt. Das Wurzelgebiet der Magmen des Deception-Vulkans liegt im Oberen Mantel unterhalb der Bransfield-Straße. Aus der Geochemie der Vulkanite der Deception-Insel ziehe ich Rückschlüsse auf die Zusammensetzung des unterlagernden Peridotits. Beim Vergleich der Geochemie der Deception-Vulkanite mit denen der übrigen Südshetland-Inseln, konnte ich einen Einblick über das Materialrecycling am Südshetland-Graben und die Schmelzbildung unterhalb des Magmatic-Arc der Südshetland-Inseln erhalten. Gerade der Vergleich mit den Vulkaniten der Seal-Nunatak zeigt, daß sich lediglich das Extensionsregime in westlicher Richtung verschoben hat, bei annähernd gleicher Tiefenlage der Wurzelzone im Oberen Mantel. Geochemische Veränderungen am Kontakt des heißeren ozeanischen Mantels des Südpazifiks und des kälteren kontinentalen Mantels der Antarktischen Halbinsel gehen einher mit einer erhöhten Auftriebsneigung unterhalb der Deception-Insel. Aus dem Grad der Beeinflussung durch das bei Konvektionsvorgängen aus der am Südshetland-Graben abtauchenden Aluk-Platte transportierten Fluide berechneten KELLER et al. (1991) einen Aufschmelzungsgrad von etwa <5 bis 15 % und einen Sedimentanteil von 0,5 bis 2 % bei der Schmelzbildung unterhalb der Südshetland-Inseln.

8. Quartärer Magmatic-Arc-Vulkanismus am Beispiel der Livingston- und Penguin-Insel

8.1 Arc-Magmatismus im Überblick

Untersuchungen von STERN et al. (1991) über die Rolle der abtauchenden Platte bei der Bildung von Boniniten und von STERN & KILIAN (1996) an Vulkaniten im Süden Chiles über ein Zusammenspiel von abtauchender Platte, hangendem Mantelkeil und kontinentaler Kruste bei der Bildung magnesiumreicher Andesite (Adakite) deuten auf die Komplexität der Magmenbildung an einem aktiven Kontinentalrand. In dem von RINGWOOD (1974) postulierten Modell werden die Zusammenhänge der Dehydration von ozeanischer Kruste (Sediment, Basalt, Gabbro und Serpentin) und dem Absinkverhalten der unterlagernden Lithosphäre beschrieben. WYLLIE (1981 und 1982) vergleicht in seinen Arbeiten die im Labor ermittelten experimentellen Daten mit thermischen Veränderungen an einer Subduktionszone (Abbildung 8.1). In seinen Untersuchungen zum thermischen Zustand der absinkenden Platte faßt

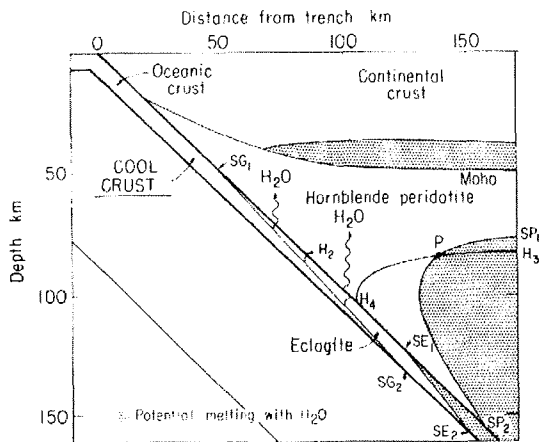


Abb. 8.1: Schmelzbildung über einer normalen Subduktionszone nach WYLLIE (1981)

er die Kruste bezüglich ihrer Temperaturverteilung, Dehydrationsreaktionen und des Schmelzverhaltens als einen Verband, bestehend aus einem gabbroähnlichen Gestein mit darin eingeschlossenen Serpentinikörpern, zusammen. Beim Vergleich thermodynamischer Berechnungen zum Schmelzverhalten beim Wechsel von kalter zu warmer ozeanischer Kruste zeigt WYLLIE (1982, Abbildungen 8 bis 10), daß die Zone für eine potentielle Schmelzbildung von ca. 150 km Tiefe auf 70 km ansteigt (Vergleich Abbildung 8.1 mit Abbildung 5.1). Die dabei entstehenden magnesiumreichen Andesite (Boninite und Adakite) lassen sich mit einer Erwärmung der abtauchenden Platte in der Subduktionszone bei der

Annäherung eines mittelozeanischen Rückens an den Kontinentalrand bzw. dem Eintauchen eines solchen Rückens in Verbindung bringen. Die Schmelzbildung kommt aber erst zum Tragen, wenn die abtauchende Kruste ein Alter von 25 Ma unterschreitet (DEFANT & DRUMMOND, 1990).

8.2. Eintrag von ozeanischem Krustenmaterial in den Mantel

Die Subduktionszone der Südshetland-Inseln kann nach UYEDA & KANAMORI (1979) als eine Low-Stress-Subduktionszone bezeichnet werden. Eine Low-Stress-Subduktionszone besitzt eine schwache seismische Koppelung, die sich in Beben mit nur geringer Magnitude, einer geringen Konvergenzrate und einer steil einfallenden Wadati-Benioff-Zone zeigt. Die Subduktionszone der Südshetland-Inseln beschränkt sich auf den Bereich des Südshetland-Grabens und wird im Norden von der Shackleton- und im Süden von der Hero-Bruchzone begrenzt. Diese enge Umgrenzung der Südshetland-Subduktionszone wird deutlich in der drastisch abnehmenden Erdbebenaktivität, wenn man beide Seiten (PELAYO & WIENS, 1989, IBÁÑEZ et al., 1997b; MÜLLER, 2000a) der abtauchenden Platte verläßt. Bemerkenswert ist die fehlende Seismizität der zentralen Bransfield-Straße (PELAYO & WIENS, 1989, IBÁÑEZ et

al., 1997a,b). Die Erdbebenhäufigkeit an dem südwestlichen Ende des Bransfield-Riffs ist um den Deception-Vulkan herum relativ groß, wobei die Ereignisse oft unter dem Schwellenwert der Magnitude 4 bleiben (PELAYO & WIENS, 1989; IBÁÑEZ et al., 1997a,b). Die Erdbeben werden einerseits mit vulkanischen Tremoren, andererseits mit Querverschiebungen an der subduzierten Hero-Bruchzone in Verbindung gebracht. Herdflächenlösungen (PELAYO & WIENS, 1989; IBÁÑEZ et al., 1997a,b) bestätigen Beben an Abschiebungen, die sowohl rift- als auch subduktionsbezogen interpretiert werden können. Die Erdbebenhäufigkeit am Tripel-Punkt („triple-junction“) des südlichen Ausläufers der Shackleton-Bruchzone mit dem Bransfield-Rift und dem Süd-Scotia-Rücken läßt vermuten, daß sich hier große Scherspannungen an den Plattenrändern aufbauen (PELAYO & WIENS, 1989; IBÁÑEZ et al., 1997a,b).

Die geochemische Zusammensetzung der basaltischen Kruste am Südshetland-Graben wurde bislang nicht untersucht. Die wenigen existierenden geochemischen Daten von SAUNDERS et al. (1982) aus dem Bereich der Drake-Passage stammen von gedregten Basalten von Spreizungsrücken nahe der Shackleton-Bruchzone. Die Basalte der Drake-Passage ähneln in ihrer Hauptelement-Verteilung denjenigen der im DSDP Leg 35 erbohrten Basalte. Die Basalte der Rücken in der Drake-Passage zeigen eine Anreicherung an inkompatiblen Elementen (Rb, Ba, Zr, Nb, Ce, La, Y, sowie TiO_2 , K_2O , P_2O_5). Dieser Umstand in den Basalten weist darauf hin, daß es sich nicht um einfachen N-MORB, sondern um E-MORB handelt. Der Einfluß eines Mantelflusses, ausgehend von einem Hot-Spot auf ozeanische Rücken, zeigt sich im Vorhandensein von E-MORB (NIU et al., 1999). Das Vorhandensein von E-MORB in den Rücken der Drake-Passage bestätigt die Annahme von RUSSO & SILVER (1994), daß pazifischer Mantel in den Mantel unterhalb der Scotia-See einmündet.

Das Alter des Ozeanbodens am Südshetland-Graben vor der Livingston- und Deception-Insel liegt bei ca. 14 Ma, während er vor der King-George-Insel ein Alter von ca. 23 Ma aufweist (ASHCROFT, 1972; BARKER, 1982; HENRIET et al., 1992). Die abtauchende Aluk-Platte unterschreitet ein Alter von 25 Ma, was nach DEFANT & DRUMMOND (1990) den Effekt einer Schmelzbildung auf der abtauchenden ozeanischen Kruste hat.

Die Schmelzbildung auf der jungen ozeanischen Kruste der Aluk-Platte läßt die Zusammensetzung der Arc-Basalte auf den Südshetland-Inseln derjenigen von ozeanischen Inseln annähern. Im Wandel des Chemismus' der Vulkanite der Südshetland-Inseln kann man ablesen, daß zu Beginn der Öffnung der Bransfield-Straße sich die Tiefenlage der Schmelzbildung auf der abtauchenden Platte langsam auf das heutige Niveau an hob. Die erhöhte thermische Energie leitet sich aus der Nähe zum Antarktis-Phönix-Rücken ab (LARTER & BARKER, 1991).

Die von KELLER et al. (1991) für die Vulkanite der Bransfield-Straße beschriebene „Granat-Signatur“ läßt sich in Verbindung bringen mit Partialschmelzen, die sich in Amphiboliten und Eklogiten bilden. Bei Laborversuchen von DEFANT & DRUMMOND (1990) zum Schmelzverhalten von Amphibolit und Eklogit entstanden Schmelzen, die denen junger Inselbögen entsprechen. Da Amphibolite und Eklogite Granat enthalten, der neben Amphibol und Pyroxen schmilzt, ist es nicht weiter verwunderlich, daß die eruptierten Basalte eine „Granat-Signatur“ aufweisen.

Die HIMU-Komponente in dem subduktionsbezogenen Schmelzanteil der Arc-Magmen der Südshetland-Inseln läßt sich auf Partialschmelzen aus dem E-MORB der Kruste der Aluk-Platte zurückführen. Dagegen leitet sich die HIMU-Signatur der Back-Arc-Vulkanite aus dem Kontakt mit dem pazifischen Mantel südlich der Hero-Bruchzone ab. Veränderungen im Mantel der Quellregion entstehen zusätzlich beim Eintauchen des Rückens der Hero-Bruchzone in die Subduktionszone. Durch Einströmen von ozeanischem Mantel in die Subduktionszone durch die Bruchzone hindurch bzw. durch Fluide aus dem alterierten Basalt verändert sich die Quellregion hinsichtlich der Spurenelemente als auch der Isotopie und die Zusammensetzung der Magmen von kalk-alkalin hin zu alkalisch von Andesit zu Tholeiit (WENDT et al., 1997 und CASTILLO et al., 1998).

8.3. Eintrag von Sediment in den Mantel

8.3.1. Sedimenteintrag am Akkretionskeil und in dem unterlagernden Mantel

Die Subduktion ozeanischer Kruste im Südshetland-Graben erfolgt heute sehr langsam. Die schwache Seismizität (PELAYO & WIENS, 1989) und der flache Graben am Fuß der Südshetland-Inseln (LARTER, 1991; HENRIET et al., 1992) geben darauf Hinweise. Die Konvergenzrate liegt bei ca. 7 mm pro Jahr (abgeleitet aus den GPS-Daten von MAYER et al., 2000). Bei einer höheren Konvergenzrate wäre eine etwas stärkere seismische Aktivität zu erwarten. Der Akkretionskeil des Südshetland-Inselbogens zeigt Internstrukturen einer normalen Anwachzone. In den seismischen Profilen von LARTER (1991), HENRIET et al. (1992), TROUW & GAMBÒA (1992) und GRAD et al. (1993) lassen sich Abscherhorizonte und Rampen erkennen, an denen Sediment vom Sedimentstapel abgelöst und von unten an den Akkretionskeil angelagert werden.

Die Größe des Sedimenteintrags wird von der Subduktionsrate, dem Abtauchwinkel der ozeanischen Platte und vom tektonischen Druck auf den Bogen bestimmt. An der Stirnfront des Akkretionskeils wird ein Teil des Sediments abgeschert und angelagert. Ein Großteil der verbleibenden Sedimentfracht wird von VON HUENE & SCHOLL (1993) zufolge zusätzlich im tieferen Bereich des Akkretionskeils, unterhalb der Subduktionszone angelagert („underplating“).

Der Sedimentanteil, der weder dem Akkretionskeil angelagert noch unterlagert wird, gelangt mit der abtauchenden Platte in die Quellregion der Arc-Magmen im Mantel unterhalb des Inselbogens. Im Mantelteil oberhalb der abtauchenden Platte geht im allgemeinen nur ein kleiner Teil von wenigen Prozent der gesamten Sedimentfracht in die Schmelzbildung mit ein (VON HUENE & SCHOLL, 1993). In Modellrechnungen ermittelten KELLER et al. (1991) einen Sedimentanteil von 0,5 bis 2 % im primären kalk-alkalinen Magma.

8.3.2. Die Lithologie der Sedimente im Südpazifik nahe der Antarktischen Halbinsel

Sedimente im Bereich des Südostpazifiks wurden seit Einführung des ODP bzw. DSDP an verschiedenen Stellen untersucht (Abbildung 8.2). Die geochemische Zusammensetzung der am Südshetland-Graben subduzierten Sedimente wurde dagegen bislang nicht erforscht.

Es ist anzunehmen, daß nur die der abtauchenden Platte direkt auflagernden Sedimente in den Bereich der Schmelzbildung gelangen. Da bislang Daten aus Bohrkerne nahe dem Südshetland-Graben fehlen, verwende ich hier Daten aus dem nahegelegenen DSDP Leg 35.

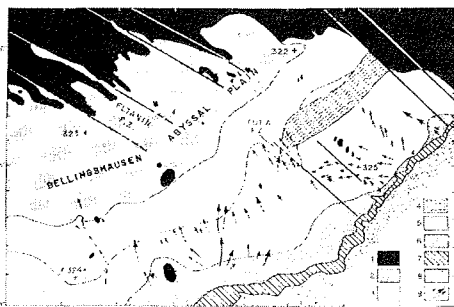


Abb. 8.2: Sedimentationsräume im Südostpazifik nach TUCHOLKE & HOUTZ (1976).

- 1: Tiefsee, 2: Becken der Bellingshausen-See,
- 3: Unterer Kontinentalhang, 4: Palmer-Rücken,
- 5: Zentraler Kontinentalhang,
- 6: Oberer Kontinentalhang, 7: Fuß des kontinentalen Schelf, 8: Kontinentaler Schelf,
- 9: Tiefsee-Channels gestrichelt - inaktiv, durchgezogen - aktiv.

Während dem DSDP Leg 35 wurden nahe der Antarktischen Halbinsel vier Bohrungen niedergebracht, um die Lithologie der Sedimentauflage und der unterlagernden Basalte auf der pazifischen Platte zu ergründen. Dem Südshetland-Graben am nächsten sind die Bohrlokationen 322 und 325 (Abbildung 8.3)

Die Sedimente und Sedimentgesteine im Bohrloch 322 lassen sich in vier lithologische Einheiten unterteilen (HOLLISTER et al., 1976a). Die oberste Einheit besteht aus einer Wechselfolge von unverfestigten o-

ber-miozänen bis holozänen terrigenen Feinklastika und Diatomeenschlämmen. Die zweite Einheit zerfällt in eine Abfolge von mittel- bis obermiozänen terrigenen bis pelagischen Tonsteinen. Die dritte Einheit setzt sich aus einer Abfolge von unter- bis mittelmiozänen Feinklastika zusammen. Die unterste Einheit bilden pelagische oligozäne bis unter-miozäne Tonsteine. In den Tonsteinen befinden sich nur Spuren terrigenen Detritus' (VENNUM, 1976). Die unterste Einheit aus pelagischen Tonsteinen liegt dem im Untergrund erbohrten Basalt auf.

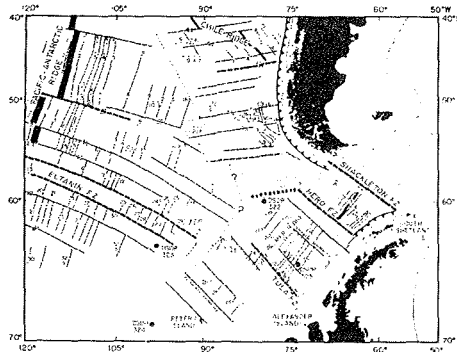


Abb. 8.3: Tektonische Karte des Südostpazifiks nach TUCHOLKE & HOUTZ (1976).

Die Sedimente und Sedimentgesteine in Bohrloch 325 lassen sich nach HOLLISTER et al. (1976b) in zwei lithologische Einheiten unterteilen. Die Lithologie beider Einheiten zeigt deutlich den erwarteten kontinentalen Einfluß. Die oberste Einheit weist Wechselfolgen von mittelmiozänen bis

quartären Feinklastika auf. Der terrigene Einfluß stellt sich deutlich in den Gesteinsbruchstücken eis-transportierte Metamorphite aus dem Bereich der Antarktischen Halbinsel, dar. Die Lithologie der Sedimente der unteren Einheit kann aus Ausläufern von Trübeströmen („turbidity currents“) am Kontinentalhang abgeleitet werden.

Zusammenfassend kann im Mittel aus beiden Kernen gesagt werden, daß der terrigene Eintrag in beiden Kernen von oben nach unten hin abnimmt. Dem Basalt lagern überwiegend pelagische Tonsteine auf.

8.3.3. Geochemie der Sedimente von Leg 35

Die chemische Zusammensetzung der Sedimente (Leg 35) hat einen wichtigen Einfluß auf die Geochemie der Magmen in der Subduktionszone. Die Sedimente der Bellingshausen-Platte von Leg 35 stehen hier stellvertretend für die Sedimente der Aluk-Platte. Auf isotope-geochemische Untersuchungen an den Sedimenten von Leg 35 wurde bislang verzichtet, weshalb sich die verwendete Datenmenge auf die Verteilung von Haupt-Spuren- und Seltenerdelementen beschränkt.

Die Mineralogie der tonigen Komponente in den basalen Sedimenten läßt darauf schließen, daß es sich hier um ein eisenreiches Tiefseesediment nahe einem Spreizungsrücken mit einem Eintrag von vulkanischem Material (CRADDOCK & HOLLISTER, 1976, DONNELLY & WALLACE, 1976) handelt. Die Rücken der Drake-Passage waren früher Teil des Antarktisch-Phönix-Rückens (MCCARRON & LARTER, 1998), wodurch eine analoge Geochemie der Basalte beider Rückensysteme anzunehmen ist.

Der meßbare terrigene Einfluß im Sediment wird durch eine intensive hydrothermale Aktivität nahe dem ozeanischen Rücken (DONNELLY & WALLACE, 1976) überlagert. Das Spurenelement-Spektrum der basalen Sedimente verändert sich durch aus dem unterlagernden Basalt herausgelöste Elemente. Der terrigene Einfluß in den feinkörnigen basalen Sedimenten im Kern 322 zeigt sich in erhöhten Gehalten an Al_2O_3 (15,1–15,6%), TiO_2 (0,7–0,8%) und Zr (59–61 ppm) im Vergleich zum übrigen Sediment. Die Größenordnung der Al_2O_3 - und TiO_2 -Gehalte im basalen Sediment spiegelt die Gehalte in Ozeanboden-Tholeiiten wieder. Die basalen Sedimente weisen eine deutliche Anreicherung von Fe_2O_3 tot (8,09–9,14%), MnO (0,90–1,50%), P_2O_5 (0,41–0,55%), Ba (1160–2100 ppm), Y (14–16 ppm) und weniger deutlich eine Anreicherung von Rb (56–90 ppm) auf, was auf eine hydrothermale Alteration zurückzuführen ist. Die vergleichsweise hohen K_2O - (3,57–4,71%) und niedrigen Na_2O - (1,55–1,68%) -Werte lassen auf einen erhöhten Eintrag vulkanischen Materials schließen. Palagonit aus

8. Quartärer Magmatic-Arc-Vulkanismus am Beispiel der Livingston- und Penguin-Insel

vulkanischen Eruptionen besitzt erhöhte K_2O -Gehalte. Stark verringerter Eintrag terrigenen Detritus zeichnet sich im geringen Plagioklas-Gehalt nach, was sich wiederum im erniedrigten Na_2O -Gehalt des Sediments bemerkbar macht. Die hohen Ce-Gehalte (68 ppm im Mittel) sind typisch für feinklastische, eisenreiche Ozeanboden-Sedimente. Der Sedimenteintrag in die Quellregion der Arc-Vulkanite der Südshetland-Inseln zeigt im Mittel geringere Ce-Gehalte (14-16 ppm) im Basalt als die vergleichbaren Back-Arc-Vulkanite (20 bis über 50 ppm). Die nur schwach angedeutete Ce-Anomalie in den Arc-Basalten der Südshetland-Inseln – im Vergleich zu den Arc-Basalten des Marianen-Bogens von HOLE et al. (1984) – läßt sich auf den Eintrag Ce-reichen Sediments am Südshetland-Graben zurückführen. Deutlich wird der Einfluß der abtauchenden Kruste im Bleigehalt der Vulkanite. Die Arc-Vulkanite der Südshetland-Inseln enthalten deutlich höhere Bleigehalte als die zugehörigen Back-Arc-Vulkanite. Die erhöhten Bleigehalte leiten sich durch den Eintrag von hydrothermal angereichertem Blei in der Kruste ab.

Die hydrothermal veränderte Signatur des basalen Sedimentes wird durch die auf der abtauchenden Aluk-Platte gebildeten Schmelzen mit in den hangenden Mantel der Antarktischen Halbinsel transferiert und trägt so mit zu einer „Ozeanboden-Signatur“ in den Arc-Vulkaniten der Südshetland-Inseln bei.

8.4. Arc-Magmatismus auf der Livingston-Insel

Über die Entdeckung und Erforschung der Livingston-Insel ist nur wenig bekannt. Die Insel war zwischen 1820 und 1822 Ziel für amerikanische Robbenjäger. Die großen Populationen von See-Elefanten waren neben den Walen eine bevorzugte Beute der Jäger. Die Erforschung des Inneren der Insel begann in den Jahren 1913-1914 (FERGUSON, 1921). Eine detaillierte geologische Erforschung erfolgte erst nach dem Zweiten Weltkrieg in den Jahren 1958 und 1959 (HOBBS, 1968). Die vulkanische Aktivität auf der Livingston-Insel ist im Pleistozän zum Erliegen gekommen.

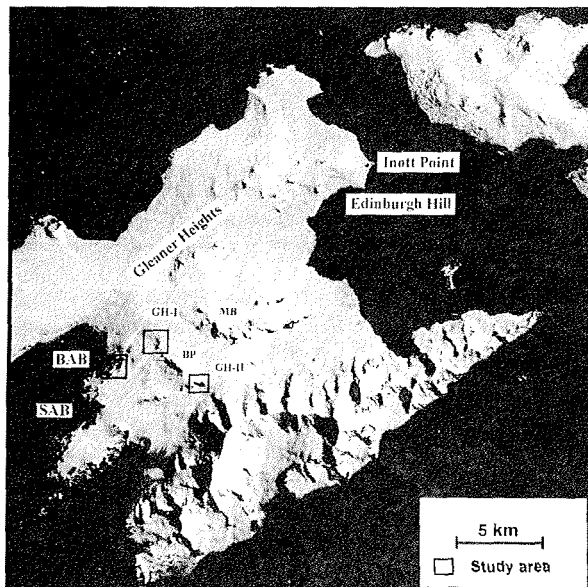


Abb. 8.4: Satellitenbild der Livingston-Insel.
Abkürzungen:
BAB: Bulgarische Antarktisstation
SAB: Spanische Antarktisstation
MB: Mount Bowles
BP: Burdick Peak
GH-I u. II: Probenlokationen

8.4.1. Lithologischer Aufbau der Livingston-Insel

Die ältesten Gesteine auf der Livingston-Insel sind stärker deformierte, turbiditische Sandsteine und Tonsteine der Miers-Bluff-Formation (**MBF**). Die Aufschlüsse sind begrenzt auf die Hurd-Halbinsel im Westen der Insel (HOBBS, 1968), unterlagern aber weite Teile auf der Livingston-Insel und der Umgebung in der Bransfield-Straße (GRAD et al., 1992). Die MBF wird mit der Trinity-Peninsula-Group (**TPG**) im Nordteil der Antarktischen Halbinsel gleichgesetzt (SMELLIE et al., 1995). Das genaue Sedimentations-Alter der MBF ist bislang unbekannt, aber mit einer Kombination aus lithologischen Vergleichen und isotopengeochronologischen Untersuchungen lässt sich ein Alter zwischen Oberkarbon und Unterjura annehmen (SMELLIE et al., 1995). Die tektonische Stellung der Sedimente der MBF und TPG ist bislang noch unklar, wobei ARCHE et al. (1992) eine Fore-Arc-Sedimentation favorisieren.

Die Mehrzahl der Gesteine in den Aufschlüssen auf der Livingston-Insel sind schwach deformierte Vulkanite oder Vulkanoklastika (SMELLIE et al., 1995). Die Vulkanite folgten einer marinen Sedimentation im Oberjura. Der Vulkanismus auf der Livingston-Insel war in der Kreide weitverbreitet (SMELLIE et al., 1984). Die Vulkanite der Mount-Bowles-Formation sind stark alterierte massive, dunkel gefärbte Tuffe, Lapillituffe und Laven (SMELLIE et al., 1984). Die blasenreichen Andesite und basaltischen Andesite entstammen phreatomagmatischen Eruptionen und wurden in einem flachmarinen Bereich abgelagert (SMELLIE et al., 1995). Die Mount-Bowles-Formation wird von THOMSON & PANKHURST (1983) mit der gleichaltrigen Antarctic-Peninsula-Volcanic-Group (**APVG**) korreliert. In die Gesteine der Mount-Bowles-Formation drangen in der Oberkreide und im Tertiär tonalitische bis gabbroische Plutonite ein (SMELLIE et al., 1984). Die Plutonite entsprechen subvulkanischen Intrusionen im Magmatic-Arc der Südshetland-Inseln (SMELLIE et al., 1984).

Die jüngste Serie vulkanischer Gesteine ist die Inott-Point-Formation (SMELLIE et al., 1995). Die Vulkanite der Inott-Point-Formation sind frische blasenreiche Laven, Bomben, Tuffe und Lapillituffe. Die Vulkanbauten der Inott-Point-Formation lassen sich in Subaerische und Subglaziale unterteilen. Erstere bauen sich aus rötlich und schwarz gefärbten Bomben und Lapilli auf, letztere zeichnen sich durch eine deutliche Gelbfärbung, hervorgerufen durch palagonitisiertes vulkanisches Glas, der Tuffe aus. Der junge Vulkanismus auf der Livingston-Insel wird von SMELLIE et al. (1996) in das Plio/Pleistozän gestellt.

8.4.2. Vulkanologische Beschreibung der Aufschlüsse

Bei den Gesteinen in den bearbeiteten Aufschlüssen handelt es sich um Palagonite, Lapilli, Lapillituffe, Basaltlaven und basaltische Gläser. Die Gesteine sind überraschend



Abb. 8.5: Der Vulkan GH-I von Süden her betrachtet.



Abb. 8.6: Pillowbasalte am Top des Vulkan GH-I.

frisch, sowohl die Textur als auch die Struktur der Vulkanite ist unverändert. Stratigraphisch werden die Laven als „Gleaner Heights Lava“ von HOBBS (1968) bezeichnet und von SMELLIE et al. (1995) provisorisch der Inott-Point-Formation zugeordnet.

Der Vulkan GH-I (Abbildungen 8.4 und 8.5) ist ein rein subglazial entstandener Rücken und zeigt alle Eigenschaften subglazialer Vulkanbauten auf Island. Die Ausbildung eines steil abfallenden meeresseitigen Kliffs aus Palagonittuffen erlaubt es nicht, näher an den Vulkan heranzutreten. Steinschlag und Randspalten lassen nur eine eingeschränkte Beprobung zu. Über eine Eisschulter gelangt man zu den in der Gipfelregion aufgeschlossenen Pillowbasalten und Hyaloklastiten (Abbildung 8.6). Die Pillowlaven wurden vermutlich in einen Schmelzwassersee gefördert. Eine Schicht von Lapillituffen auf den Pillows entsprang einer früheren Eruption des Deception-Vulkans.

Vermutlich wurden die Lapillituffe im Schmelzwassersee nach der Eruption der Pillowbasalte abgelagert. Eine zeitliche Abschätzung ist schwierig, da bislang isotope-geochronologische Altersdatierungen fehlen. Es wäre möglich, daß die Lapillituffe der Eruption des Deception-Vulkans aus dem Jahre 1970 entstammen. BAKER et al. (1975) geben in ihrer Isopachenkarte über die Verteilung der Schichtmächtigkeiten der pyroklastischen Ablagerungen um den Deception-Vulkan herum Schichtmächtigkeiten der 1970 ejizierten Pyroklastika von ca. 0,7 cm im Ostteil der Livingston-Insel an.

Die Aufschlüsse am Vulkan GH-II (Lage in Abbildung 8.4) zeigen einen mehrschichtigen lithologischen Aufbau. Die basale Einheit bildet ein Quarz-Diorit der Mount-Bowles-Formation. In den Vulkaniten am Inott-Point beschreiben SMELLIE et al. (1995) Gesteinsbruchstücke der unterlagernden Mount-Bowles-Formation. In den Aufschlüssen der Inott-Point-Formation wurde bislang kein basaler Kontakt entdeckt (SMELLIE et al., 1995). Auf dem Quarzdiorit ist ein Paläorelief erkennbar. In den Quarz-Diorit sind später tonalitische Gänge intrudiert, die nach SMELLIE et al. (1984) ein kretazisch-tertiäres Alter aufweisen. Die Gänge und der Quarz-Diorit sind gesichert. Entlang dieser Scherzone sind die jungen Basalte eingedrungen. Die deutliche Rotfärbung der Bomben, Lavafetzen und Lapilli weist auf eine subaerische Eruptionsbedingung hin. Um solche Bedingungen zu erhalten, müssten die Basalte entweder vor der Ausbildung des Eisschildes der Insel oder in einer Zeit relativer Eisfreiheit eruptiert sein. Die rotgefärbte Einheit wird überlagert von einer gelblich-braunen Palagonituff- / Lapillituff-Sequenz. Der farbliche Wechsel im Aufschluß markiert einen Wechsel von subaerischen zu subglazialen Eruptionsbedingungen. Die Ausbildung der Palagonituffe und Lapillituffe ähnelt denen im Aufschluß GH-I.

Dem heute noch guten Erhaltungszustand der Tuffkegel nach zu urteilen, sind die Aufschlüsse erst in jüngster Zeit aus dem Eis aufgetaucht. Wegen der stark eingeschränkten Zugänglichkeit wurden Proben in den Moränen entlang der Küste in der Bulgaren-Bucht gesammelt, die der unter dem Eis vermuteten Fortsetzung der Tuffkegel zuzurechnen sind.

8.5. Arc-Magmatismus auf der Penguin-Insel

Die Penguin-Insel wurde 1820 von Kapitän R. N. Bransfield entdeckt und erkundet. Von MARR wurden 1937 erste geologische Studien durchgeführt und erstmalig der geomorphologische und geologische Aufbau der Insel beschrieben (siehe TYRELL, 1945).

8.5.1 Lithologischer Aufbau der Insel

Die Penguin-Insel erstreckt sich über ein Gebiet von 1,4 km in E-W- und 1,7 km in N-S-Erstreckung. Der höchste Punkt der Insel ist der 180 m hohe Stratovulkan des Deacon Peak (GONZÁLEZ-FERRÁN & KATSUI, 1970).

Der vierphasige Aufbau des Penguin-Stratovulkans ist lithologisch und vulkanologisch definiert. Die unterste zugängliche Einheit, die Marr-Point-Formation, stellt eine ca. 50 m mächtige Abfolge von grauen bis schwarzen Aa-Lavaströmen dar, in die Pyroklastitlagen und Strandsande eingeschaltet sind (BIRKENMAJER, 1982). Diese Serie nimmt nach Nordosten hin an Mächtigkeit zu und markiert ein nahegelegenes Eruptionszentrum, möglicherweise ein ehemaliges phreatomagmatisches Maar, vergleichbar mit dem jungen Maar des Petrel-Kraters (SMELLIE et al., 1988).

8.5.2. Vulkanologische Beschreibung der Insel

Die Marr-Point-Formation charakterisiert den Übergang vom submarinen zum subaerischen Vulkanismus. Die Auftauch-Phase, wie sie von FISHER & SCHMINCKE (1984) bezeichnet wird, ist gekennzeichnet durch phreatomagmatische Eruptionen mit blasigen Pyroklastiten (Lapilli und grobe Aschen), gefolgt von subaerischen Lavaströmen. Die meist dünnflüssigen, alkalischen Laven bildeten zuerst einen Schildvulkan auf der Insel. Der Kegel des Deacon Peak, entstanden durch weiter anhaltende surtseyanische bis plinianische Eruptionstätigkeit, zeigt eine zweigeteilte Lithologie, die in der unteren Sequenz von gelblich-braunen Pyroklastiten (Lapilli und groben Aschen) dominiert und in der oberen Sequenz von rötlichen Pyroklastiten (Bomben und Lapilli) mit einzelnen Einschaltungen von schwärzlichen, geringmächtigen Strömen von Schlacken und Bomben aufgebaut wird.

Das einem Amphitheater gleichende Maar des Petrel-Kraters ist umrandet von lockerem Auswurfmaterial aller lithologischen Einheiten und frischen Pyroklastika. In dieser Arbeit beschränkt sich die geologische Bearbeitung und Beprobung auf die basale Einheit und auf die Gipfelregion des Deacon Peak. Die Vulkanite des Petrel-Kraters wurden von WEAVER et al. (1979) erschöpfend bearbeitet und deshalb nicht in den Beprobungsplan aufgenommen. Das Alter des Deacon Peak wird von BIRKENMAJER (1980) mit ca. 300 Jahren und älter geschätzt, einzig das junge Maar des Petrel-Kraters ist jünger als ca. 100 Jahre. Die Plattform selbst ist deutlich älter. Der gute Erhaltungszustand der Basalte und Pyroklastika mag von einer langen Eisbedeckung im Holozän herrühren.

8.6. Petrographie der Basalte der Livingston- und Penguin-Insel

In der porphyrischen bis glomerophyrischen Struktur der Matrix finden sich zu Aggregaten gruppierte Einsprenglinge von Olivin, Orthopyroxen und untergeordnet Klinopyroxen in einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas, Erz und untergeordnet Olivin. In der Matrix treten intergranular gesproßter Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen und große Plagioklasleisten als Einsprenglinge auf. Die großen Einsprenglinge sind randlich korrodiert.

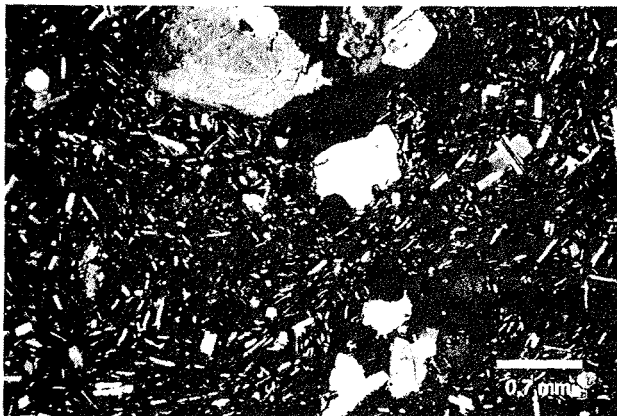


Abb. 8.7: Basalt vom Aufschluß GH-I der Livingston-Insel. Große Einsprenglinge von Olivin und Orthopyroxen in einer feinkörnigen Matrix aus kleinen Plagioklasleisten und Olivinen.

Die kleinen Olivine und Plagioklase der Matrix weisen keine deutliche Zonierung auf und sind damit Anzeiger für eine schnelle Abkühlung in einer glazial geprägten Umwelt. Die großen Einzelkristalle von Olivin und Plagioklas sind idiomorph in der Matrix gesproßt und schließen randlich kleinere Plagioklase ein. Vermutlich entstanden isolierte Einsprenglinge auch beim Zerfall der größeren Aggregate. Die Klinopyroxene aus zerfallenen Mantel-Xenolithen zeigen deutliche Korrosionsbuchten, die beim Kontakt mit der Schmelze entstanden. Die

später aus der Schmelze auskristallisierten Kristalle sind nicht korrodiert und daher ein deutlicher Anzeiger für eine ansonsten porphyrische Struktur der Vulkanite der Livingston-Insel. Die augitischen Klinopyroxene sind deutlich verzwillingt, enthalten einen oszillierenden Zonarbau und besitzen bräunliche Lamellen. Die augitischen Klinopyroxene zeigen bei der Auslöschung oft eine Sanduhrstruktur. Die großen Plagioklas-Einsprenglinge zeichnen ein magmatisches Fließgefüge nach. Ob es sich hier um Schmelze oder vergleichsweise Entmischung von Ilmenit (TRÖGER, 1969) handelt, kann nicht zweifelsfrei ermittelt werden. In den Blasenhöhlräumen tritt zuweilen Palagonit und Zeolith auf.

8.7. Geochemie der Basalte der Livingston- und Penguin-Insel

Die Vulkanite der Livingston- und Penguin-Insel entsprechen geochemisch Basalten, die an einem aktiven Kontinentalrand gefördert wurden. Im TAS-Diagramm (Abbildung 8.8) nach COX et al. (1979) lassen sich die Vulkanite als subalkaline Basalte klassifizieren. Im K_2O-SiO_2 -Diagramm (Abbildung 8.9) nach LEMAITRE et al. (1989) und RICKWOOD (1989) stel-

len die Vulkanite der Livingston- und Penguin-Insel einen Übergang von kalk-alkalinen zu tholeiitischen Magmen dar.

Vergleicht man die MgO-SiO₂- und Al₂O₃-SiO₂-Verhältnisse (Abbildung 8.10 und 8.11) so fällt auf, daß die Vulkanite des GH-II-Aufschlusses auf der Livingston-Insel annähernd denen der Penguin-Insel gleichen. Die MgO-SiO₂- und Al₂O₃-SiO₂-Verhältnisse der Analysen vom Aufschluß GH-I auf der Livingston-Insel unterscheiden sich deutlich. Die Geochemie der Vulkanite vom Punkt GH-I ähnelt der von Basalten von der Deception-Insel. Die Basalte von GH-II und der Penguin-Insel weisen bei annähernd gleichem SiO₂-Gehalt höhere MgO-Gehalte auf (Abbildung 8.11). Dies läßt sich mit einem höheren Anteil primären Magmas und geringerer fraktionierter Kristallisation erklären. Die Vulkanite der beiden Aufschlüsse der Livingston-Insel zeigen nur schwach fraktionierte Kristallisation. Die Basalte der Penguin-Insel zeigen im MgO-SiO₂-Diagramm (Abbildung 8.11) eine deutliche Abnahme des MgO-Gehalts relativ zu einem in etwa gleichbleibenden SiO₂-Gehalt, was sich mit einer fraktionierten Kristallisation eines primären Magmas erklären läßt. Arc-Magmen weisen in der Regel abnehmende Al₂O₃-Gehalte bei steigendem SiO₂ auf.

Die Vulkanite der Livingston- und Penguin-Insel haben SiO₂-Gehalte um 50% und darunter, wodurch sich MgO als ein brauchbarer Index der Differentiation anbietet. Vergleicht man die Verhältnisse von K₂O, TiO₂, P₂O₅, Al₂O₃, Na₂O, CaO und SiO₂ zu MgO (Abbildung 8.12 bis 8.19) so fällt auf, daß die Vulkanite der Penguin-Insel und des Aufschlusses GH-II der Livingston-Insel einem gemeinsamen Differentiations-Trend folgen. Die Vulkanite des Aufschlusses GH-I der Livingston-Insel folgen dagegen dem Differentiations-Trend der Deception-Insel. Die Arc-Basalte von Livingston- und Penguin-Insel weisen vergleichsweise geringe Gehalte an K₂O, TiO₂, und P₂O₅ und erhöhte Werte an Al₂O₃ und CaO auf. Der in etwa horizontale Verlauf der Differentiations-Trends der Penguin-Vulkanite im CaO-MgO-Diagramm (Abbildung 8.19) läßt vermuten, daß sich Klinopyroxen und Olivin während der fraktionierten Kristallisation ausscheiden. Der Anstieg des MgO-Gehalts bei in etwa gleichbleibendem CaO-Gehalt läßt sich nach DAVIDSON (1996) auch mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad erklären. Die Vulkanite der Aufschlüsse GH-II besitzen im Vergleich die höchsten MgO- und die geringsten Na₂O- und SiO₂- Gehalte.

Bezieht man in den Elementvergleich die Gehalte an HFS-Elementen wie Zr und Nb (Abbildung 8.20 und 8.21) mit ein, weisen die Vulkanite der Livingston- und Penguin-Insel für Arc-Magmatite typische geringe Konzentrationen auf. Da Zr neben Y und Nb als immobil gelten (FLOYD & WINCHESTER, 1978; MESCHÉDE, 1986) bleibt der Zr-Gehalt in Basalten im wesentlichen unberührt von einer möglichen Alteration. Trägt man die Gehalte an K₂O, Sr, Ba, Y Ni und Cr gegen Zr an (Abbildung 8.22 bis 8.27) so fällt auf, daß die Basalte der Livingston- und Penguin-Insel, sich magmengenetisch von den anderen Vulkaniten unterscheiden.

SAUNDERS & TARNEY (1991) benutzten LILE/HFSE-Paarungen zur Unterscheidung von Arc- und Back-Arc-Magmatiten. In Abbildung 8.24 ist Ba als Vertreter der LILE dem Zr als Vertreter der HFSE gegenübergestellt. Die unterschiedlichen Ba/Zr-Verhältnisse sind charakteristisch für Basalte an Subduktionszonen in unterschiedlichen tektonischen Positionen. Die Probenpunkte der Livingston- und Penguin-Insel liegen in Abbildung 8.24 im Feld der Island-Arc-Basalte von SAUNDERS & TARNEY (1991).

Der Grad der Beeinflussung durch Fluide und Schmelzen aus der Subduktionszone läßt sich ablesen an der Größe des Ce/Pb-Verhältnisses (Abbildung 8.28). Durch Fluide aus der Subduktionszone gelangt mehr Blei in die Magmenquelle von Arc-Vulkaniten. Die Ce-Gehalte erhöhen sich mit Zunahme der fraktionierten Kristallisation als auch durch Verringerung des Aufschmelzungsgrades in der Mantelquelle. Die Varianz der Probenpunkte der Penguin-Insel mag einerseits von einer unterschiedlich starken fraktionierten Kristallisation herrühren, andererseits verändern verschiedene Faktoren den Bleieintrag in der Magmenquelle. Durch das Rückschreiten der Subduktionszone gelangt weniger Blei über die Fluide in die Magmenquelle und es erhöht sich das Ce/Pb-Verhältnis. Der direkte Zustrom von Schmelzen aus der abtauchenden Platte wird dabei ebenfalls verringert. Im Gegenzug dazu verstärkt sich der Einfluß des durch Mantelströmungen veränderten kontinentalen Mantels

Legende zu den Diagrammen

Vulkanite der Südshetland-Inseln:

- × Deception-Insel
- + Bridgeman-Insel
- Penguin-Insel
- GH-I / Livingston-Insel
- Tephra vom Deception-Vulkan auf GH-I
- GH-II / Livingston-Insel

- Vulkanite der JRIVG
- Vulkanite der Bransfield-Straße

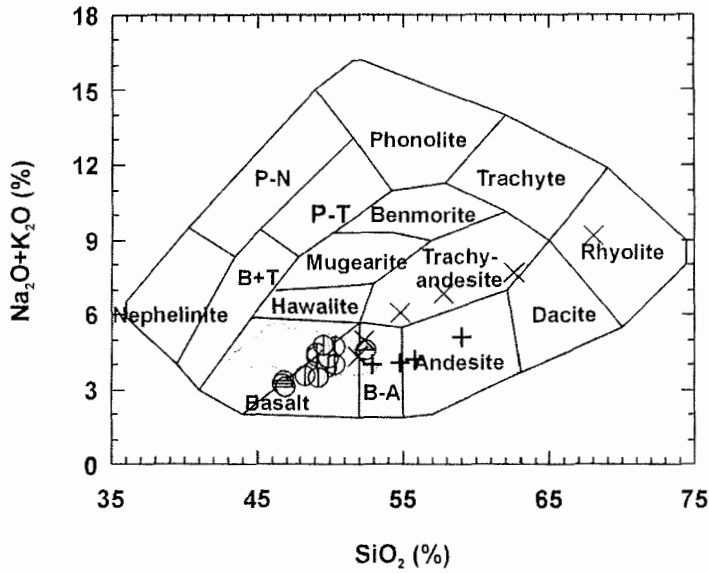


Abbildung 8.8: Diskriminationsdiagramm nach Cox. et al. (1979) zur Nomenklatur der Basalte von den Südshetland-Inseln im Vergleich zu denen der Seal-Nunatakter (hellgraues Feld).

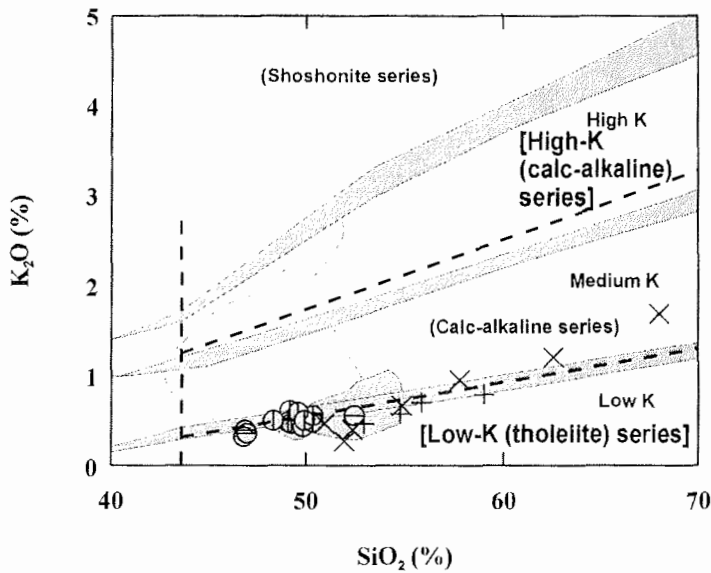


Abbildung 8.9: Diskriminationsdiagramm zur Unterteilung subalkalischer Gesteine nach Le Maitre et al. (1989). Die Grenzen wurden den Arbeiten von Le Maitre et al. (1989) (Strichlinien) und Rickwood (1989) (Felder) entnommen.

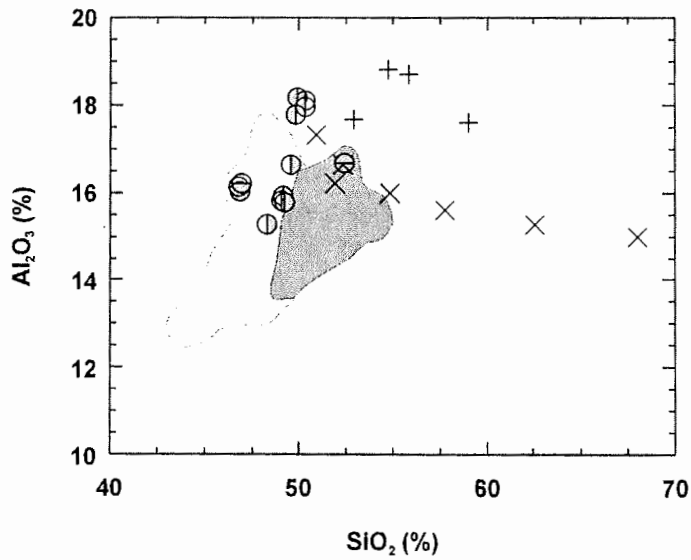


Abbildung 8.10: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

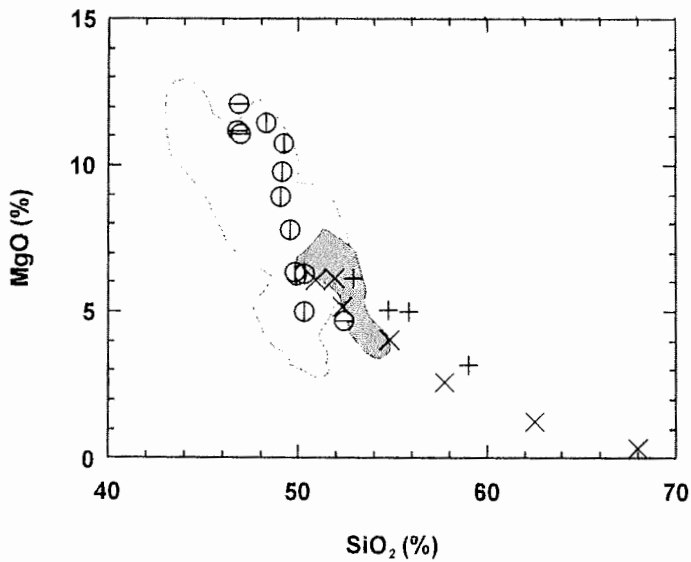


Abbildung 8.11: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

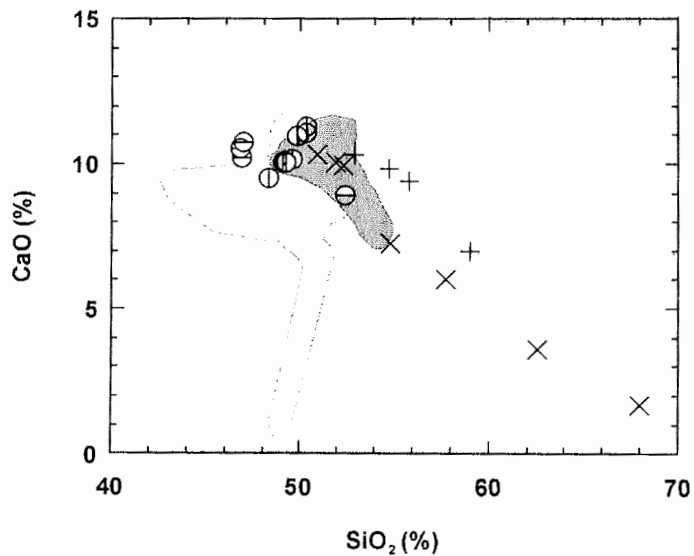


Abbildung 8.12: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

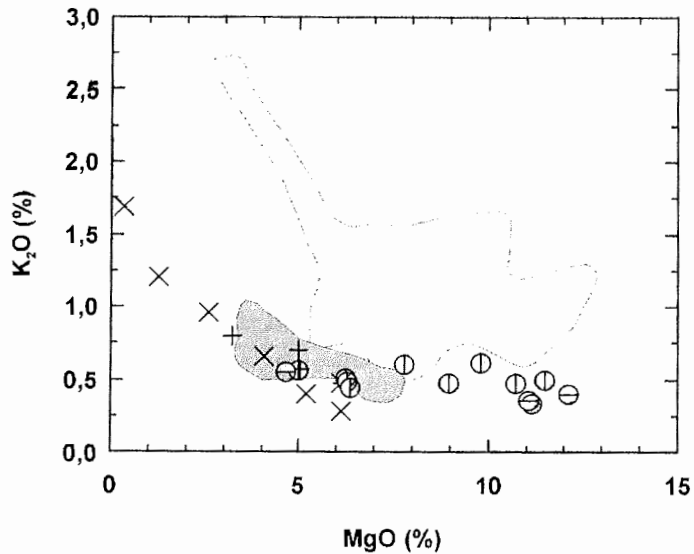


Abbildung 8.13: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

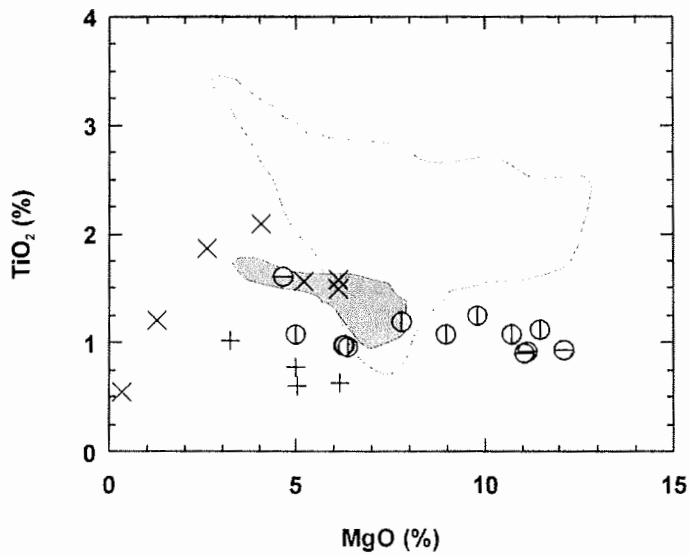


Abbildung 8.14: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

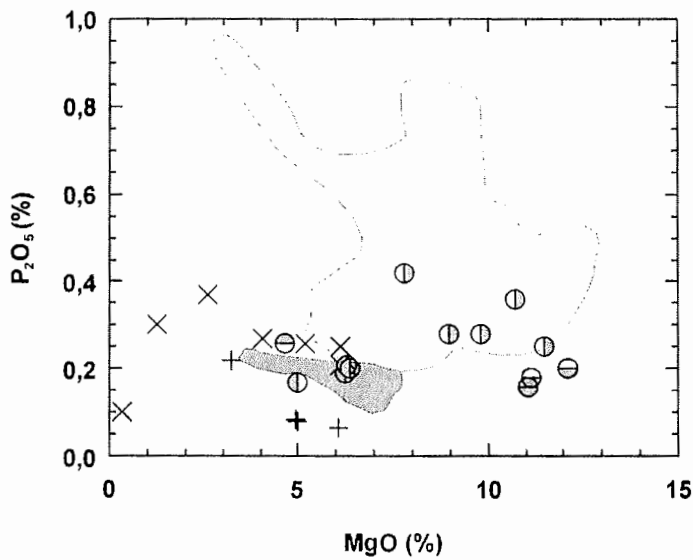


Abbildung 8.15: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

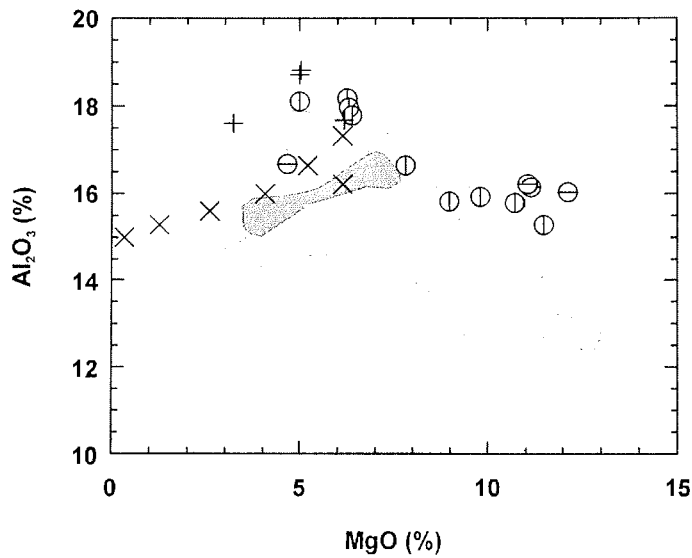


Abbildung 8.16: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

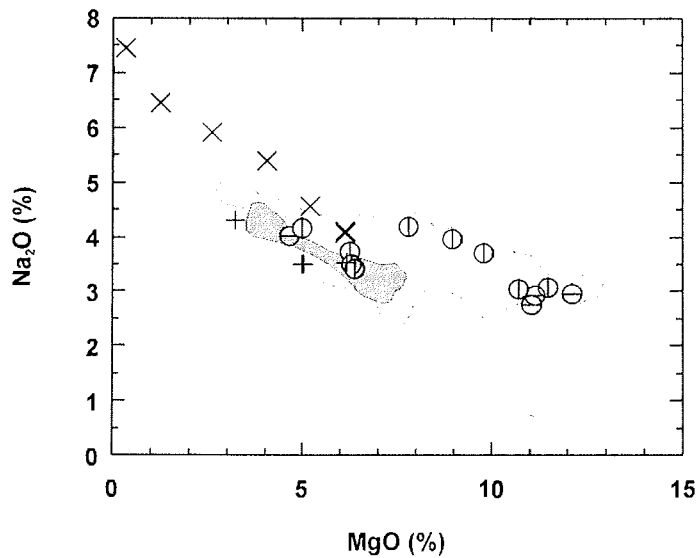


Abbildung 8.17: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

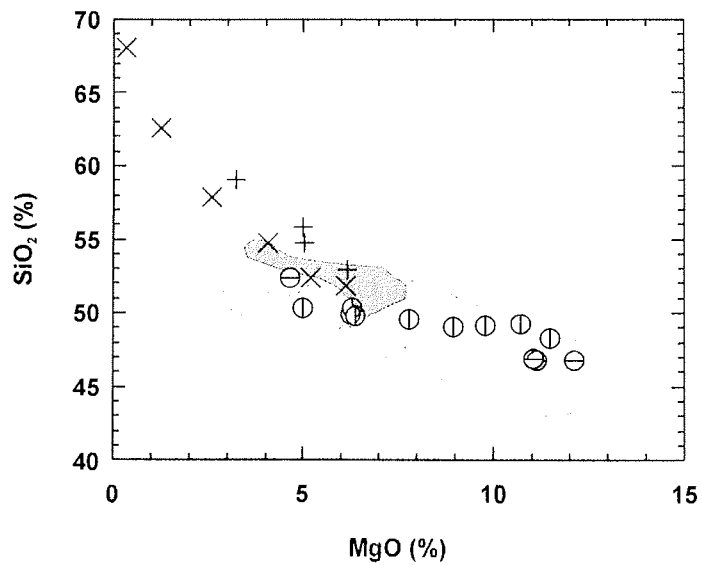


Abbildung 8.18: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

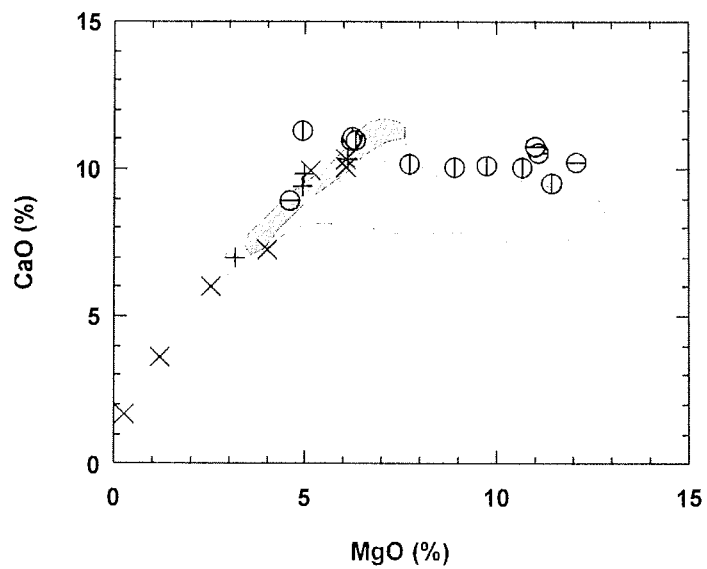


Abbildung 8.19: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

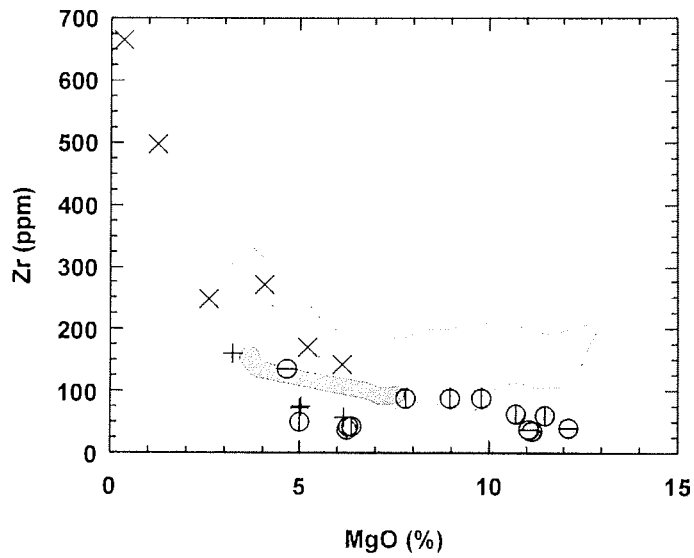


Abbildung 8.20: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

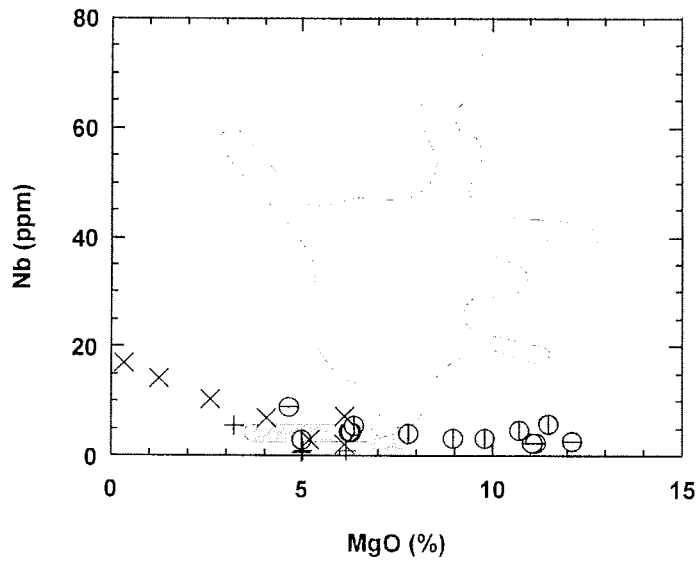


Abbildung 8.21. Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

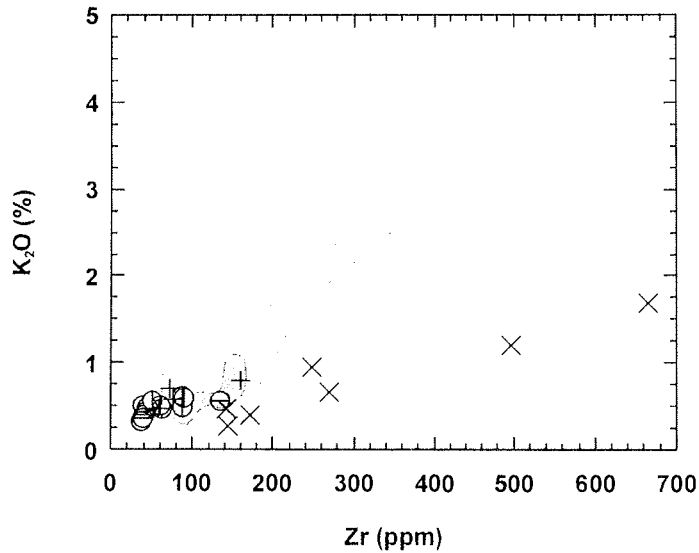


Abbildung 8.22: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

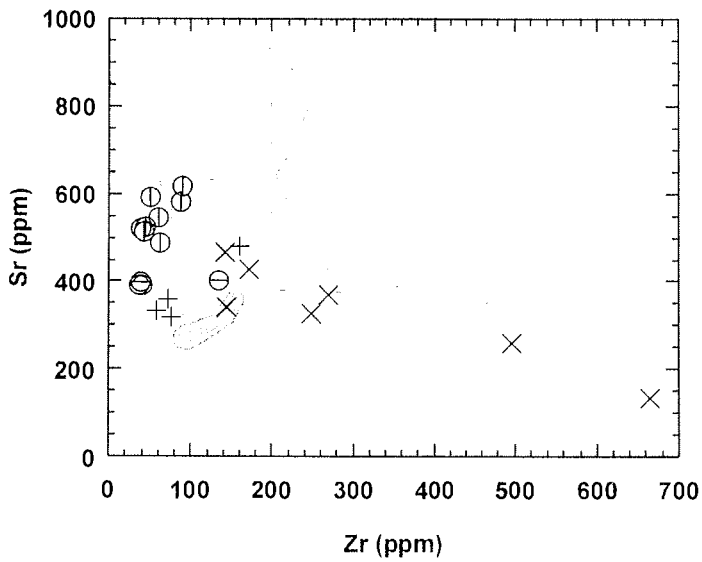


Abbildung 8.23: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

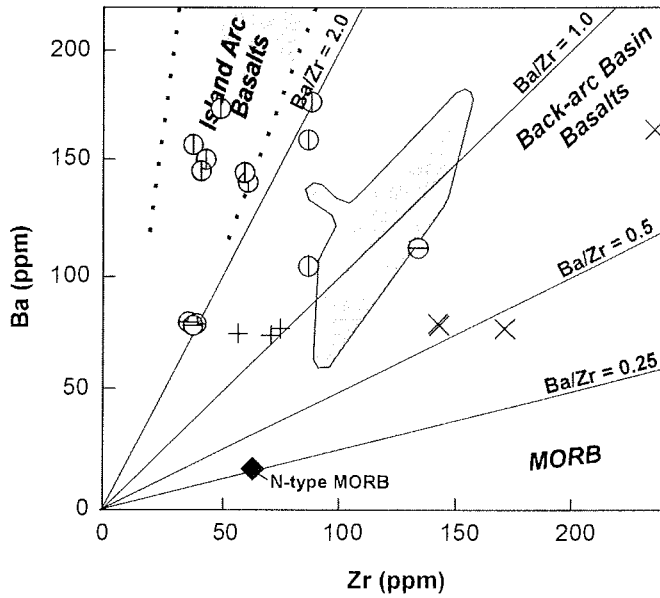


Abbildung 8.24: Diskriminationsdiagramm nach Saunders & Tarney (1991) zur geotektonischen Position der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

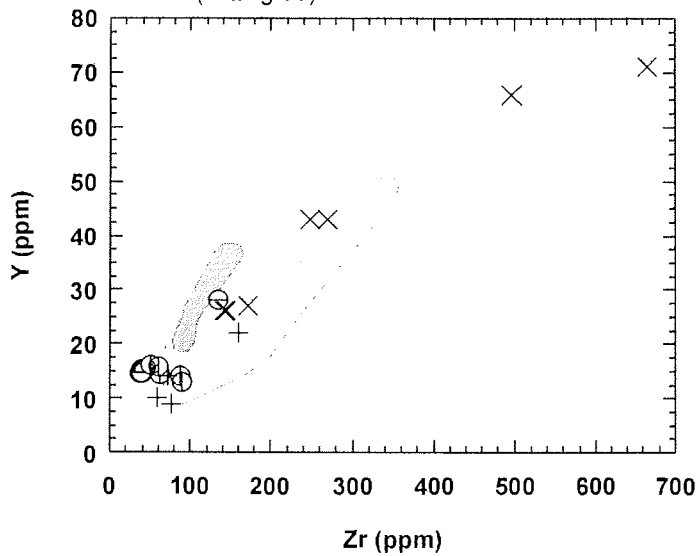


Abbildung 8.25: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

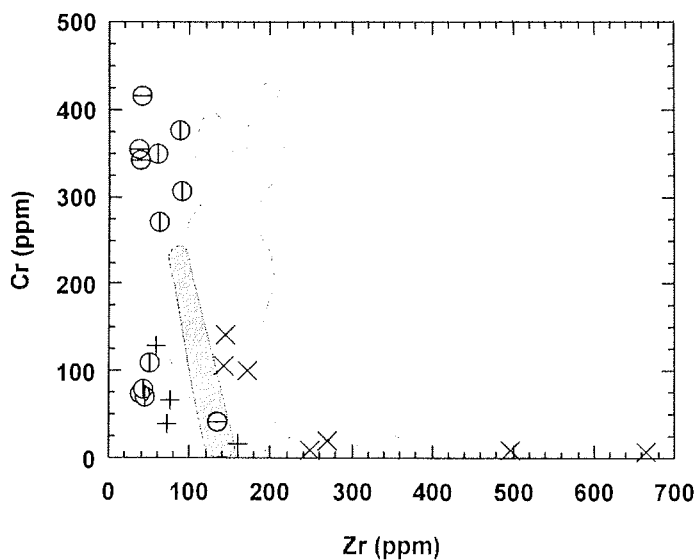


Abbildung 8.26: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

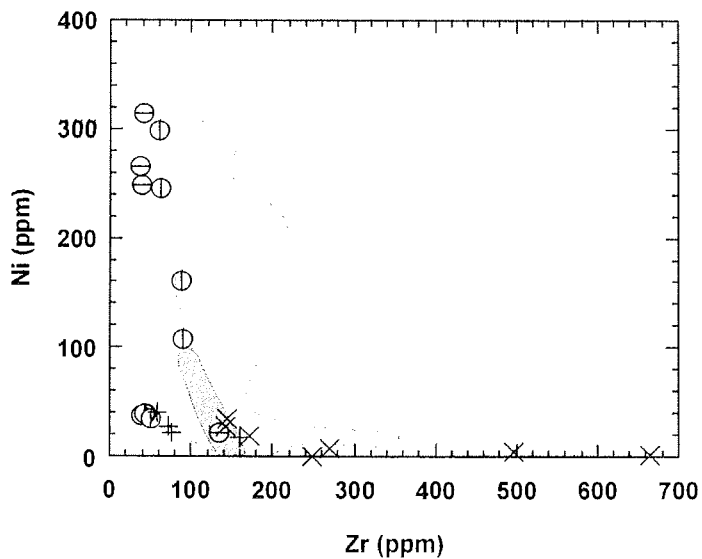


Abbildung 8.27: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

der Antarktischen Halbinsel. Die Vulkanite vom Aufschluß GH-I der Livingston-Insel besitzen die niedrigsten Ce/Pb-Verhältnisse und somit die stärkste Beeinflussung aus der Subduktionszone. Die Vulkanite der Penguin-Insel zeigen eine Varianz, welche durch die Verlagerung der Subduktionszone hervorgerufen wird. Die jüngsten Vulkanite des Petrel-Kraters besitzen die höchsten Ce/Pb-Verhältnisse und unterliegen einem geringeren Einfluß durch Fluide aus der abtauchenden Platte. Paart man die Pb/Ce-Verhältnisse mit Zr/Nb-Verhältnissen (Abbildung 8.30), so lassen sich gleichzeitig der Grad der fraktionierten Kristallisation als auch die Größe der Veränderungen durch Fluide und Schmelzen aus dem Bereich der Subduktionszone ablesen. Die variablen Größen der Pb/Ce- und Zr/Nb-Verhältnisse der Basalte der Penguin-Insel liegen somit im unterschiedlichen Grad der fraktionierten Kristallisation der Vulkanite des Hauptkraters ebenso wie im Grad der Beeinflussung durch die zurückweichende Subduktionszone begründet. Die Vulkanite der Aufschlüsse GH-I und GH-II zeigen nur einen geringen Grad der fraktionierten Kristallisation, aber andererseits werden die Vulkanite des Punktes GH-I der Livingston-Insel stärker durch Fluide aus der Subduktionszone beeinflusst.

Die jungen Arc-Vulkanite der Südshetland-Inseln ähneln adakitischen Basalten. Adakite findet man über Subduktionszonen, in denen vergleichsweise junge und damit heiße ozeanische Kruste subduziert wird. Adakite repräsentieren Schmelzen, die sich direkt aus der abtauchenden ozeanischen Platte ableiten (DEFANT & DRUMMOND, 1990). Erhöhte Werte von Al_2O_3 und CaO, niedrige K_2O -Gehalte im adakitischen Magma leiten sich durch das Aufschmelzen von metamorph überprägten Basalten (Amphiboliten und Eklogiten) ab (DEFANT & DRUMMOND, 1990). Die niedrigen Y-Gehalte neben einem erhöhten Sr/Y-Verhältnis in der Abbildung 8.29 leiten sich nach DEFANT & DRUMMOND (1990) durch Granat oder Amphibol im Residuum ab.

Die Gehalte der SEE in den Basalten der Livingston- und Penguin-Insel zeigen einen uniformen Verlauf. Die auf den C1-Chondrit normierten Gehalte (Abbildung 8.31) zeigen einen schwach konkav nach oben gerichteten Verlauf. Die leichten SEE sind in etwa 20-fach und die schweren SEE 10-fach im Vergleich zum Chondrit angereichert. In Abbildung 8.32 sind die Gehalte auf den primitiven Mantel von SUN & McDONOUGH (1989) normiert. Die Gehalte der schweren SEE sind in etwa dreifach, die der leichten SEE in etwa achtfach so hoch wie im primitiven Mantel. Der schwach nach oben konkave Verlauf bleibt erhalten. Einen anderen Verlauf zeigen die Kurven in Abbildung 8.33 bei der Normierung auf den Spinell-Lherzololith vom Bruce-Nunatak. Hier zeigt sich, daß die leichten SEE deutlich schwächer als die schweren SEE angereichert sind. Der in allen Diagrammen (Abbildungen 8.31, 8.32, 8.33) gestreckte, nur schwach konkave Verlauf der normierten Analysenpunkte läßt vermuten, daß sich die Vulkanite der Livingston- und Penguin-Insel aus einem in etwa gleich garteten Mantel-Reservoir speisen. Der Verlauf der Kurven entspricht in etwa einem Magma, das sich aus einer Mischung verschiedener Schmelzanteilen (MORB und OIB) zusammensetzt.

Die Vulkanite der Livingston-Insel und der Penguin-Insel zeigen die niedrigsten Ti-, Zr- und Σ SEE-, die höchsten MgO-Gehalte und die höchsten CaO/Al_2O_3 -Verhältnisse (Abbildungen 8.14, 8.20, 8.32, 8.34). Eine Mischung aus primären MORB- und boninitischen Magmen in den Mantel-Quellen der westlichen Marianen führt nach CRAWFORD et al. (1981) zur Ausbildung von Hybrid-Schmelzen. Hybrid-Schmelzen, zeichnen sich durch niedrige Ti-, Zr- und Σ SEE- und hohe MgO-Gehalte, sowie hohen CaO/Al_2O_3 -Verhältnisse aus (CRAWFORD et al., 1981). Die Summe von Eigenschaften der Livingston- und Penguin-Insel sprechen für eine Mischung mehrerer Komponenten in der Magmenquelle.

Bei der Bestimmung der geotektonischen Position wird der Hybrid-Charakter der Schmelzen verdeutlicht. Im Zr-Nb-Y-Diagramm (Abbildung 8.35) nach MESCHÉDE (1986) weist die Lage der Probenpunkte von GH-I im Feld B (E-MORB) auf den Einfluß einer „hot-spot“-Komponente („OIB-source“) in der Magmenquelle hin. Die Probenpunkte von GH-II der Livingston-Insel dagegen liegen im Feld D („N-type MORB and volcanic-arc basalts“) als Vertreter der Arc-Basalte. Die Vulkanite der Penguin-Insel nehmen auch im Zr-Nb-Y-Diagramm eine Mittelstellung ein, indem sie die Eigenschaften beider Magmen-Typen OIB

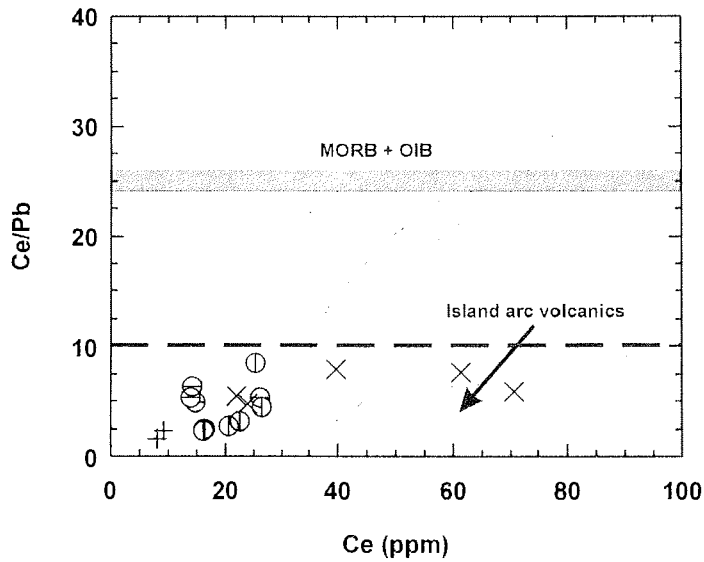


Abbildung 8.28. Diskriminationsdiagramm nach Chauvel et al. (1995) zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau).

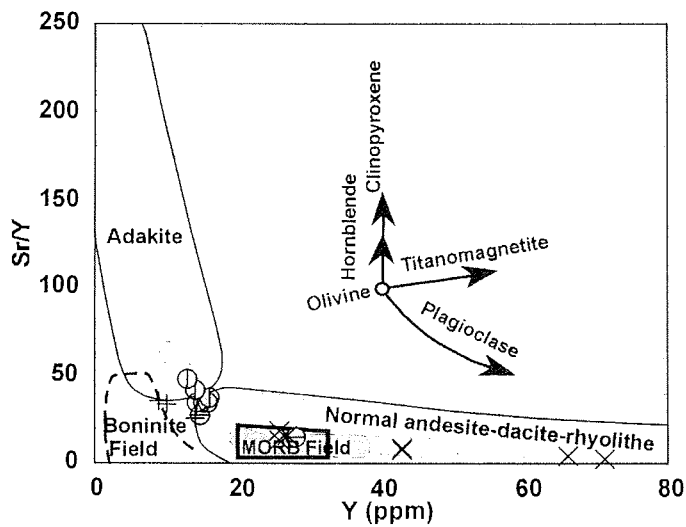


Abbildung 6.50. Diskriminationsdiagramm nach Stern & Kilian (1996) und Defant & Drummond (1992) zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

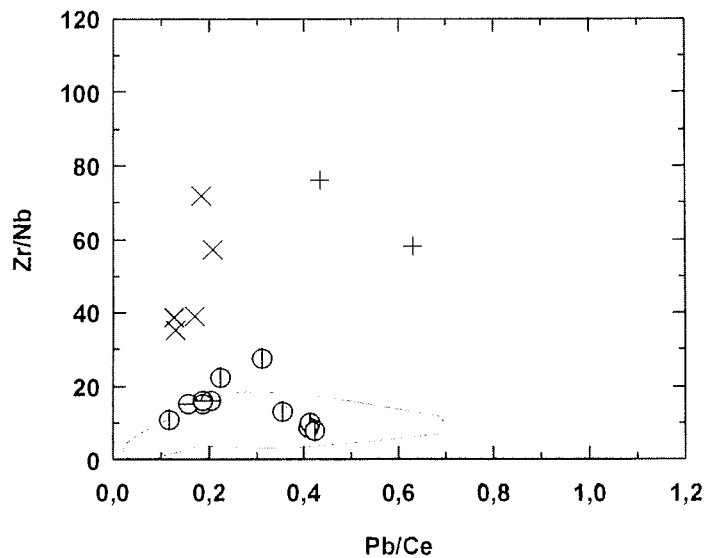


Abbildung 8.30: Diskriminationsdiagramm zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau).

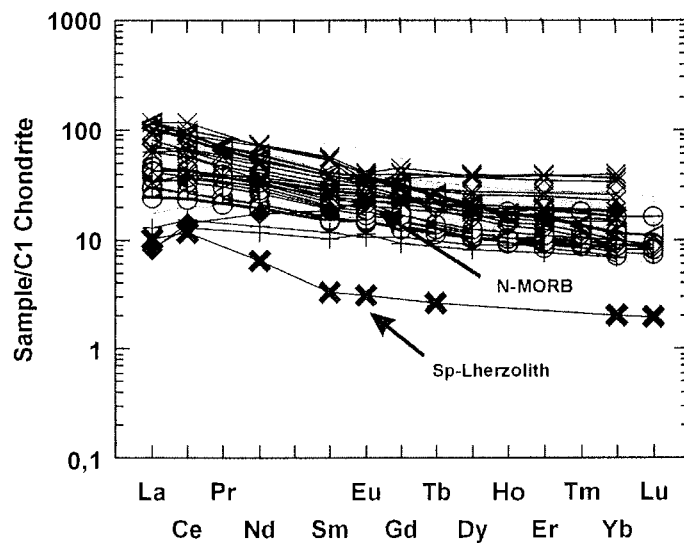


Abbildung 8.31: SEE-Verteilungsmuster der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau). Normalisierungsfaktoren und Werte für N-MORB sind der Arbeit von Sun & McDonough (1989) entnommen.

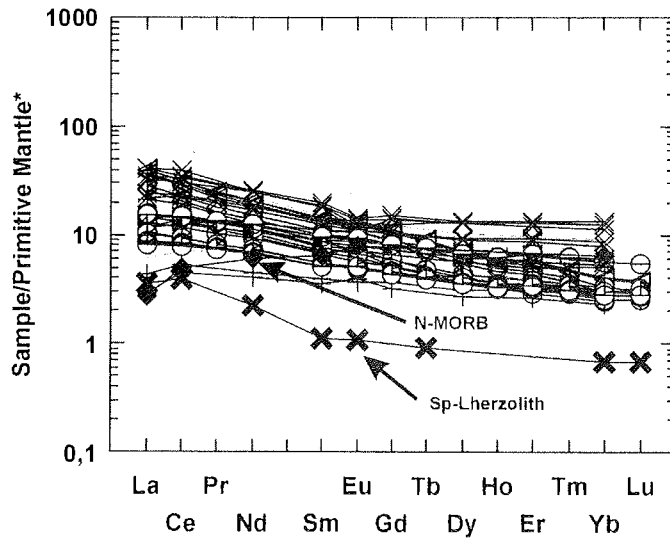


Abbildung 8.32: SEE-Verteilungsmuster der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau). Normalisierungsfaktoren und Werte für N-MORB sind der Arbeit von Sun & McDonough (1989) entnommen.

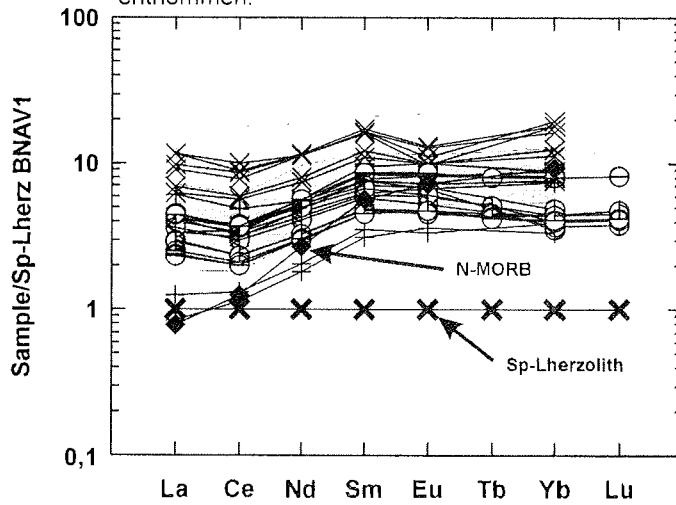


Abbildung 8.33: SEE-Verteilungsmuster der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau). Die Werte für N-MORB sind der Arbeit von Sun & McDonough (1989) entnommen.

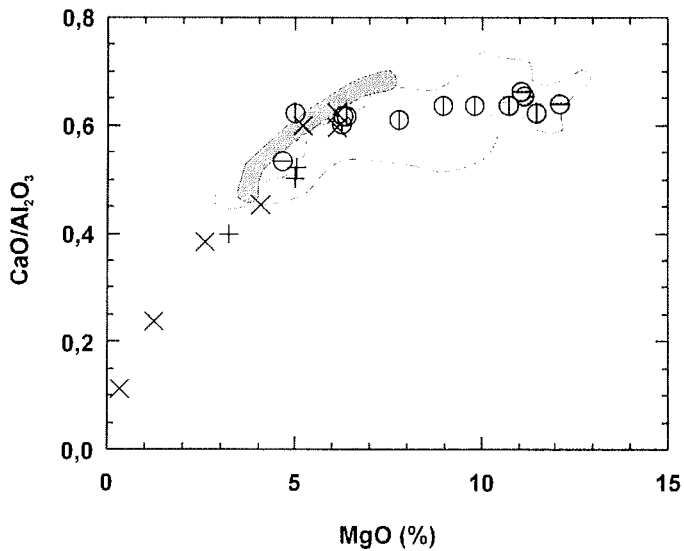


Abbildung 8.34. Diskriminationsdiagramm nach Crawford et al. (1981) zum Vergleich des geochemischen Verhaltens der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

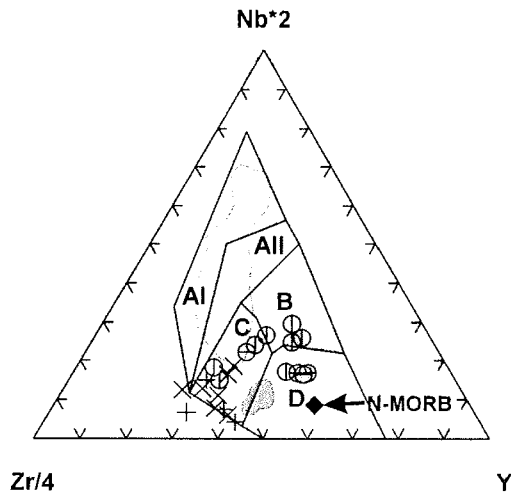


Abbildung 8.35: Diskriminationsdiagramm zur geotektonischen Position nach Meschede (1986) der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

und MORB miteinander vereinen. Das Zr-Nb-Y-Diagramm nach MESCHÉDE (1986) verwendet das immobile Element Nb zur Unterscheidung der einzelnen Typen von MORB und „ocean-floor basalt“, da N-type MORB an inkompatiblen Spurenelementen verarmt und E-type („enriched-type“) oder P-type („plume-type“) MORB an inkompatiblen Spurenelementen angereichert ist (ROLLINSON, 1993). Das MnO-TiO₂-P₂O₅-Diagramm von MULLEN (1983) (Abbildung 8.36) arbeitet ebenfalls mit immobilen Elementen zur Diskrimination von Basalten in unterschiedlicher geotektonischer Position. Das bestimmende Element ist Phosphor, dessen Anteil von der Art der Magmen-Quelle und der Größe des Aufschmelzungsgrades abhängig ist (ROLLINSON, 1993). Mn und Ti werden in den Mineralphasen der fraktionierten Kristallisation - Olivin, Pyroxen und Titanomagnetit - bevorzugt eingebaut und bestimmen so mit den geochemischen Charakter der Schmelzen (ROLLINSON, 1993). Die Vulkanite der Livingston-Insel zeigen im Feld IAT („island-arc tholeiites“) Eigenschaften von angereicherten Arc-Basalten („magmatic-arc tholeiites“). Bei den Vulkaniten der Penguin-Insel wird der Hybrid-Charakter deutlich. Die Randlege im Magmatic-Arc-Feld (IAT und CAB) hin zum intraplate OIA (oceanic-island alkali basalt) macht den Einfluß von Hot-Spot Magmen deutlich.

Die Isotopie der Basalte der Livingston- und Penguin-Insel wird bestimmt über die isotopische Zusammensetzung der Fluide aus der abtauchenden Platte und dem Mantel im Bereich der Magmenquelle. Im ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 8.37) lassen sich die Magmen der Livingston und Penguin-Insel als eine Mischung zwischen einem MORB- und EM-II-Mantelreservoir ableiten. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Isotopenverhältnis des Punktes GH-I ist deutlich höher als das von GH-II und der Penguin-Insel. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von GH-II und der Penguin-Insel ist im Fehlerbereich identisch. Die Basalte von GH-II und der Penguin-Insel unterscheiden sich deutlich im ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnis. Im ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnis tendieren die Basalte von GH-II der Livingston-Insel Richtung EM-I. Der Unterschied im ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr- und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Isotopenverhältnis mag sich über die Kinematik an der Subduktionszone her erklären. Einerseits läßt der nachlassende Druck am Graben mehr Sediment in den Mantel gelangen und damit in der Magmenquelle ein EM-II-Reservoir entstehen, andererseits transportieren Fluide und Schmelzen aus der unterlagernden Platte Sr und Pb in die Magmenquelle und lassen so ein EM-I-Reservoir entstehen. Die Isotopie der Basalte der Penguin-Insel zeigt aber weder einen ausgeprägten Trend hin zu EM-II noch zu EM-I. Diese Mittelstellung zwischen den beiden Extremen GH-I und GH-II läßt vermuten, daß in der Mantelquelle beide Faktoren wirken. Im ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 8.38) zeigen die Vulkanite von GH-I einen deutlichen Einfluß aus einem EM-II-Mantelreservoir. Die Vulkanite vom Punkt GH-II zeigen eine Mischung aus EM-II-, EM-I- und MORB-Mantel. Die Analysenpunkte der Penguin-Insel liegen auf einer Mischungslinie zwischen EM-II- und MORB-Mantel. Die EM-I Komponente in den GH-II Basalten leitet sich aus dem Vorhandensein von Fluiden und Schmelzen aus der unterlagernden Platte ab. Der Einfluß aus einer OIB-Mantelquelle wäre ebenfalls denkbar, um eine EM-I-Signatur zu erhalten. Als EM-I-Mantelquelle könnte auch ein Mantelfluß aus dem Süd-Pazifik wirken. Untersuchungen im West-Pazifik belegen einen Wechsel von „arc-like“ zu „OIB-like“ hervorgerufen durch Mantelströmung in eine Subduktionszone (WENDT et al., 1997). Die Basalte der Penguin-Insel zeigen von allen Arc-Vulkaniten den deutlichsten Einfluß von MORB-Mantel. Der Einfluß aus dem Süd-Pazifik auf die Magmen der Südshetland-Inseln wird im ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 8.39) deutlich. Aus dem Süd-Pazifik gelangen zusammen mit der DM-Matrix Bereiche mit EM-Signatur. Die Vulkanite des Petrel-Kraters der Penguin-Insel liegen nahe der Mischungslinie zwischen DM und EM. Die Auslenkung in Richtung HIMU ist im ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-Diagramm (Abbildung 8.39) am deutlichsten ausgeprägt.

Die OIB-Komponente in den Vulkaniten der Livingston- und Penguin-Insel wird hervorgerufen durch Einströmen von pazifischem Mantel in den Bereich der Subduktionszone, um die abtauchende Platte herum.

Legende zu den Isotopie-Diagrammen

Vulkanite der James-Ross-Island-Volcanic-Group:

- ◆ Seal-Nunatakker
- ◇ James-Ross-Insel
- ◇ Paulet-Insel

Vulkanite der Südshetland-Inseln:

- Lions-Head / King-George-Insel
- ▣ Melville-Peak / King-George-Insel
- Penguin-Insel
- Deception-Insel
- GH-II / Livingston-Insel
- GH-I / Livingston-Insel
- ◁ Tephra-Lage der Deception-Insel auf GHI

Vulkanite der Bransfield-Straße:

- Western Seamount / Bransfield Straße
- Eastern Seamount / Bransfield Straße

Mantel-Xenolith der Seal-Nunatakker:

- × Sp-Lherzolith

- Vulkanite der JRIVG

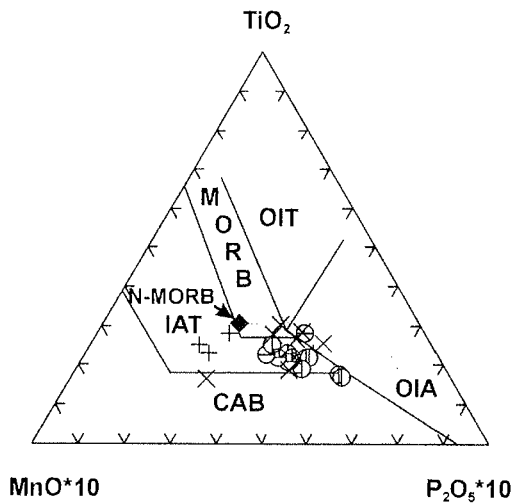


Abbildung 8.36: Diskriminationsdiagramm zur geotektonischen Position nach Mullen (1983) der Basalte von den Südshetland-Inseln zu denen der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau).

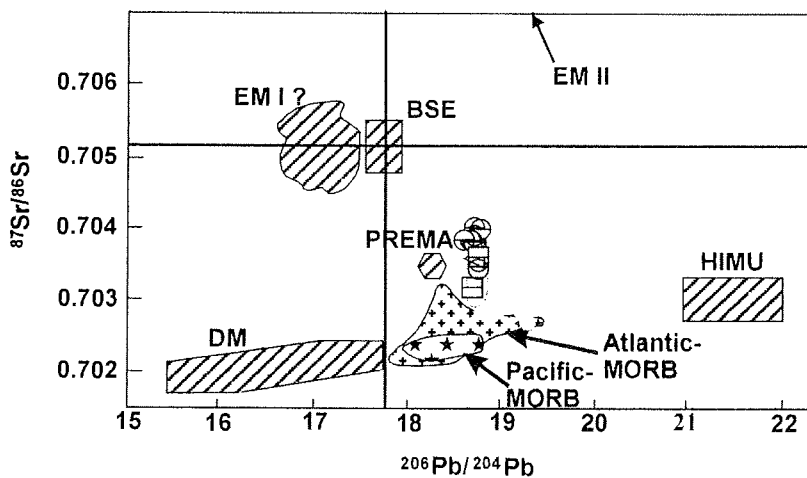


Abbildung 6.58: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Südshetland-Inseln. Zum Vergleich sind die Basalte der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

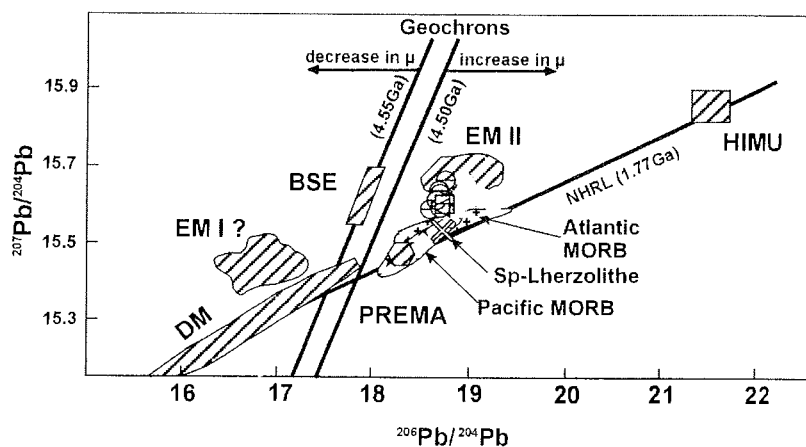


Abbildung 6.59: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Südshetland-Inseln. Zum Vergleich sind die Basalte der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

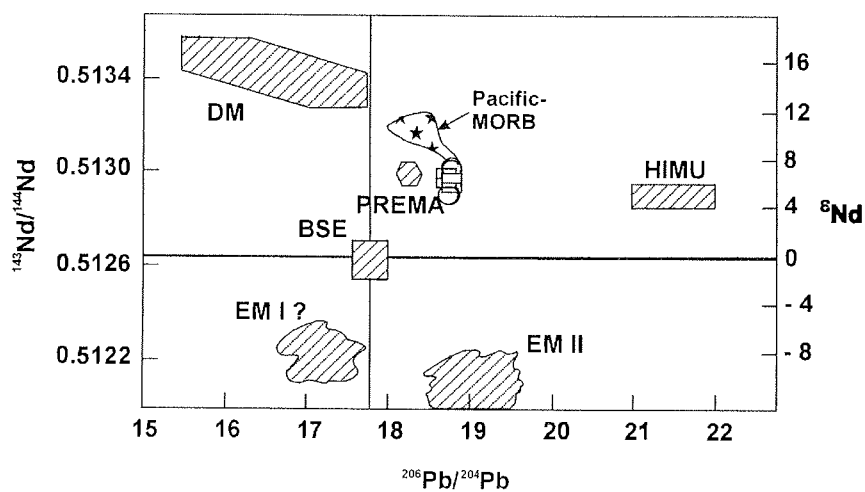


Abbildung 6.60: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Südshetland-Inseln. Zum Vergleich sind die Basalte der Seal-Nunatakker (dunkelgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

8. Quartärer Magmatic-Arc-Vulkanismus am Beispiel der Livingston- und Penguin-Insel

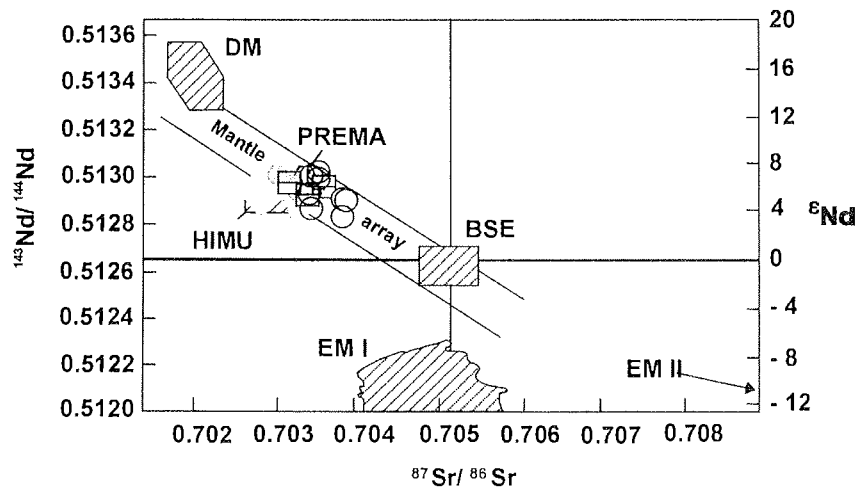


Abbildung 6.61: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm nach Zindler & Hart (1986) für die Basalte der Südshetland-Inseln. Zum Vergleich sind die Basalte der Seal-Nunatakker (hellgrau) und der Bransfield-Straße (mittelgrau) mit eingetragen.

9. Geochemischer Vergleich der untersuchten Vulkanite beiderseits der Bransfield-Straße

9.1. Magmato-tektonischer Vergleich von Arc- und Back-Arc-Vulkanismus beiderseits der Bransfield-Straße

Die Geochemie der pliozänen bis rezenten Basalte der Antarktischen Halbinsel wird im wesentlichen bestimmt von der Entwässerung der abtauchenden Aluk/Phönix-Platte. Die Arc-Basalte der Livingston-, King-George- und Penguin-Insel ähneln geochemisch Boniniten und Adakiten. Sowohl Boninite als auch Adakite lassen sich aus einem Eintrag junger ozeanischer Kruste in die Subduktionszone zurückführen (GILL et al., 1994, DEFANT & DRUMMOND, 1990). Die Schmelzbildung auf der jungen ozeanischen Kruste der Aluk-Platte erlaubt es, die Zusammensetzung der Arc-Basalte auf den Südshetland-Inseln denjenigen der ozeanischen Inseln anzunähern. Die erhöhte thermische Energie leitet sich aus der Nähe zum Antarktis-Phönix-Rücken ab (LARTER & BARKER, 1991). Im Wandel des Chemismus der Vulkanite der Südshetland-Inseln läßt sich ablesen, daß zu Beginn der Öffnung der Bransfield-Straße sich die Tiefenlage der Schmelzbildung auf der abtauchenden Platte langsam auf das heutige Niveau an hob. Die von KELLER et al. (1991) für die Vulkanite der Bransfield-Straße beschriebene „Granat-Signatur“ läßt sich in Verbindung bringen mit Partialschmelzen, die sich in Amphiboliten und Eklogiten bilden.

Die Basalte der JRIVG (Seal-Nunatakker und Paulet-Insel) sowie der Bransfield-Straße basieren auf Schmelzbildungs-Prozessen in einem Back-Arc bzw. „marginal basin“. Die Back-Arc-Vulkanite zeigen einen Übergang zwischen reinem N-MORB und kalk-alkalinen Arc-Basalten („island-arc basalts“) (SAUNDERS & TARNEY, 1991). Die dem MORB ähnliche Zusammensetzung von Back-Arc-Vulkaniten läßt auf Bildungsbedingungen ähnlich denen unter langsam spreizenden mittelozeanischen Rücken schließen (SAUNDERS & TARNEY, 1991). HOLE & SAUNDERS (1996) nehmen an, daß einzelne Rückensegmente mit dem Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel kollidierten, nachfolgend die abtauchende ozeanische Kruste abriß und es zur Ausbildung eines „slab-window“ an der Abrißstelle kam. Der Zeitpunkt des Kontakts von ozeanischem Mantel aus dem Südpazifik mit dem kontinentalen Mantel unterhalb der Bransfield-Straße fällt an die Grenze Obermiozän – Unterpliozän (BARKER, 1982; GARRETT & STOREY, 1987; LARTER & BARKER, 1991; HENRIET et al., 1992). Der Zeitpunkt fällt somit auch mit dem ersten Aufdringen der JRIVG-Magmatite zusammen. Mit dem Einströmen ozeanischen Mantels in den ehemals subduktions-beeinflußten Mantel werden MORB-ähnliche Basalte gefördert, die in ihrer Geochemie eine Mischung verschiedener Mantel-Typen zeigen (HOLE & SAUNDERS, 1996).

Die Basalte der Seal Nunatakker und der Bransfield-Straße lassen sich hinsichtlich ihres Ba/Zr-Verhältnisses einer Bildung in einem Back-Arc zuordnen. Dagegen lassen sich die Vulkanite der Livingston-, Penguin- und King-George-Insel hinsichtlich ihres Ba/Zr-Verhältnisse als Island-Arc-Basalte charakterisieren (Abbildung A2.17). Beim Vergleich der Ce/Pb-Verhältnisse stellen sich die untersuchten Basalte analog dar (Abbildung A2.21). Deutlich wird im Ce/Pb-Verhältnis, daß sich die Bildungsbedingungen bei den JRIVG-Basalten hin zu OIB verlagern. Der Paulet-Vulkan, als jüngster Vertreter der Gruppe, weist zusammen mit Basalten vom Bruce-Nunatak einen erheblichen Einfluß von ozeanischem Mantel auf. Vergleicht man das Auftreten der Sr-, Pb- und Nd-Isotope in den Arc-Basalten, so fällt auf, daß sich der ozeanische Einfluß verstärkt (Abbildungen 9.3 bis 9.5). Die Verschiebung in der Isotopie der Basalte läßt sich mit dem zunehmenden Einfluß von Partialschmelzen aus der abtauchenden ozeanischen Kruste erklären.

9.2. Geochemische Veränderungen durch Einströmen von südpazifischem Mantel in die Quellregion der Vulkanite der Antarktischen Halbinsel

Geochemisch nachweisbar wird eine Mantelströmung um eine abtauchenden Platte erst, wenn der Mantelfluß den Mantel im Back-Arc-Bereich verändert. Wechselt der Chemismus der Vulkanite von „arc-like“ zu „OIB-like“, tritt der Einfluß einer „hotspot-beeinflußten“ Mantelströmung klar zu Tage (WENDT et al., 1997).

OIB-Mantel besitzt neben einer anders gearteten Isotopie eine höhere Konzentration an Nb relativ zu den HFSE's, wodurch ein Eintrag von Plume-Material in den Arc-Bereich umso leichter nachgewiesen werden kann (WENDT et al., 1997).

Eine ähnliche Situation wie in der Bransfield-Straße wird von LEAT et al. (2000) vom Süd-Sandwich-Back-Arc beschrieben. In der östlichen Scotia-See trifft die Mantelströmung aus dem Süd-Pazifik auf eine westgerichtete Strömung aus dem Süd-Atlantik. Ein westgerichtetes Fließen des atlantischen Mantels im Gebiet wird durch ein „upwelling“ am „Bouvet-mantle-plume“ geprägt. Plume-Material gelangt in westlicher Richtung entlang des Südamerika-Antarktis-Rückens in den Bereich der Subduktionszone. LEAT et al. (2000) erklären die Dehnung im Süd-Sandwich-Back-Arc mit einem Zurückweichen („rollback“) des Grabens infolge einer Stagnation des Mantelflusses beim Zusammentreffen von pazifischem und atlantischem Mantel. Beim Umströmen des Slab gelangt Plume-Material in den Dehnungsbereich des Back-Arc. Durch die Subduktion am Süd-Sandwich-Graben wird Material vom Bouvet-mantle-plume mit Fluiden aus der Subduktionszone durchsetzt. Die Fluide aus der Subduktionszone bewirken darüber hinaus eine Anhebung der Schmelzrate nahe dem Rand der abtauchenden Platte, was sich nach LEAT et al. (2000) in einem vergrößerten Volumen an Magma widerspiegelt.

Vergleicht man das Gebiet der Bransfield-Straße mit dem Süd-Sandwich- oder Tonga-Arc, so lassen sich sehr schnell Übereinstimmungen erkennen. Der starke Mantelfluß aus dem Südpazifik erzeugt ein vergrößertes Aufkommen an Magma unterhalb der südlichen Bransfield-Straße. Der Einfluß einer HIMU-Komponente nimmt zur zentralen Bransfield-Straße ab und erreicht erst wieder im Norden am Paulet-Vulkan Bedeutung. Detaillierte Untersuchungen an den Seamounts in der Bransfield-Straße fehlen bislang.

10. Magmato-tektonische Entwicklung der Bransfield-Straße

Die plattentektonische Entwicklung der Bransfield-Straße war zentrales Thema meiner Arbeit. Die Planung und Durchführung der Geländetätigkeit im Gebiet der Antarktischen Halbinsel war von Anfang darauf ausgerichtet, Lücken im Wissenstand bei der geologischen Erforschung des Gebiets zu schließen. Die Geochemie der Vulkanite stand hierbei im Vordergrund.

10.1. Plattentektonische Auswirkungen durch den Zerfall des Westrands von Gondwana

10.1.1. Plattentektonischer Wandel im Gebiet der nördlichen Antarktischen Halbinsel

In der Oberkreide begann sich ein Extensionsregime auszubilden, das bewirkte, daß sich Süd-Georgien von der Antarktischen Halbinsel abtrennte und sich entlang des Süd-Scotia-Rückens in seine heutige Lage bewegte. Dieser Vorgang setzte sich nach Süden hin fort und es entstand das Rift im Powell-Becken als ein Vorläufer des Beckens der Bransfield-Straße (BARBER et al., 1991). Im Tertiär wurde das Powell-Becken inaktiv und es entstand ein Rift auf dem kontinentalen Sockel der Antarktischen Halbinsel, das vom Vulkanismus der JRIVG begleitet wird (BARBER et al., 1991 und COREN et al., 1997). Der gesamte Bereich der Südshetland-Inseln und der Bransfield-Straße stellt den ehemaligen Anwachskeil („accretionary wedge“) der Antarktischen Halbinsel dar (DALZIEL, 1984). Das Rift auf dem Larsen-Schelfeis und der Back-Arc-Vulkanismus in der Weddell-See verlagerte sich über die Antarktische Halbinsel hinweg in die Bransfield-Straße (KELLER et al., 1991; KELLER & FISK, 1992; LAWVER et al., 1995). Die Proto-Bransfield-Straße war bereits im Eozän als aktives Back-Arc-Becken hinter dem Inselbogen der Südshetland-Inseln entwickelt. Der Back-Arc-Vulkanismus in der Bransfield-Straße verlagerte sich mit dem Zurückweichen der Subduktions-Front westwärts durch eine fortschreitende Anlagerung von ozeanischen Krustenmaterial im Akkretionskeil.

Der Nachweis über kalk-alkalinen Vulkanismus von mehr als 200 Millionen Jahren (PANKHURST, 1982b) läßt die Frage aufkommen, weshalb im letzten verbleibenden Segment der ehemaligen Subduktionszone kein kalk-alkaliner Vulkanismus mehr vorhanden ist. Marine geophysikalische Arbeiten belegen, daß der Inselbogen-Vulkanismus von Süden nach Norden zum Erliegen kam (LARTER & BARKER, 1991). Als Ursache dafür, daß die Subduktion zum Stillstand kam, nennen BARKER (1982) und GARRETT & STOREY (1987) eine Kollision von mittelozeanischen Rücken mit dem Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel. Es bildete sich ein passiver Kontinentalrand von Süden her aus, der an der Hero-Bruchzone endete.

Durch schräge Kollision der mittelozeanischen Rücken mit dem Kontinentalrand induzierte Scherspannungen in der abtauchenden Platte bewirken ein Einreißen und sukzessives Abscheren von Teilen der Lithosphäre (DAVIES & VON BLANKENBURG, 1995; VON BLANKENBURG & DAVIES, 1995). Bei der Subduktion von junger und daher heißer ozeanischer Kruste nahe einem Spreizungsrücken kommt hinzu, daß einerseits das Auftriebsbestreben steigt, andererseits der Zug auf der abtauchenden Platte zunimmt (DAVIES & VON BLANKENBURG, 1995). Generell kann gesagt werden, daß die Scherneigung bei langsamen Subduktionsraten und einer heißen und somit geschwächten Lithosphäre steigt (DAVIES & VON BLANKENBURG, 1995). Nach HOLE (1990) und BARKER & AUSTIN (1998) erfolgte ein Abreißen der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre („slab break-off“) südlich der Hero-Bruchzone, und die abtauchende Lithosphäre stellt für Mantelströmungen keine Barriere („slab-window“ oder „no-slab window“) mehr dar. Im Bereich der Hero-Bruchzone tritt heiße, ozeanische Asthenosphäre in Kontakt mit dem kälteren, an wasserreichen

10. Magmato-tektonische Entwicklung der Bransfield-Straße

Mineralen (Amphibol bzw. Phlogopit) reichen kontinentalen Mantel unter einer verdickten kontinentalen Lithosphäre, wird der Solidus im hangenden Mantelkeil unterschritten und es tritt partielles Schmelzen mit einer ozeanischen „Signatur“ ein (DAVIES & VON BLANKENBURG, 1995). Entlang des gesamten Bereichs tritt eine erhöhte Auftriebsneigung ein, die durch signifikante Hebungen des Orogens begleitet wird (DAVIES & VON BLANKENBURG, 1995). Die mit einer Aufwölbung der Lithosphäre einhergehende Extension und die bruchhafte, an Rift-Strukturen gebundene Deformation der Kruste verstärken die Neigung zur Bildung eines Back-Arc-ähnlichen Randbeckens („marginal basin“).

10.1.2. Strukturelle Beckenentwicklung in der Bransfield-Straße

Über die strukturelle Entwicklung der Bransfield-Straße sind in den letzten Jahren eine Reihe von Publikationen erschienen, die letztendlich das Ziel hatten, sowohl einen Nachweis der Subduktion am Südshetlandgraben als auch einer aktiven Dehnung in der Bransfield-Straße zu erbringen.

Die Subduktionszone unterhalb der Südshetland-Inseln und der Bransfield-Straße wird von der Hero-Bruchzone im Südwesten und der Shackleton-Bruchzone im Nordosten begrenzt (BARKER, 1982). Die Antarktische Halbinsel wird segmentiert durch Transformstörungen, die sich von der ozeanischen Platte auf den Kontinent durchpausen (HAWKES, 1981). Die Rückensysteme in der Bransfield-Straße werden an diesen sich durchpausenden Transformstörungen begrenzt und versetzt (BARKER & AUSTIN, 1998). Die von BIRKENMAJER (1992), SANTANACH et al. (1992) und SMELLIE et al. (1995) auskartierten analogen Störungssysteme auf den Südshetland-Inseln wiederholen den tektonischen Baustil der Kruste der Bransfield-Straße. Die Topographie der zentralen Bransfield-Straße zeigt eine Reihe von Vulkanbauten entlang der Rift-Achse (PRIETO et al., 1999) (Abbildung 10.1). Insgesamt ist die Kruste des gesamten Bereichs der Bransfield-Straße mit durchschnittlich 30 km Mächtigkeit erheblich dicker als es bei einer normalen Ozeanboden-

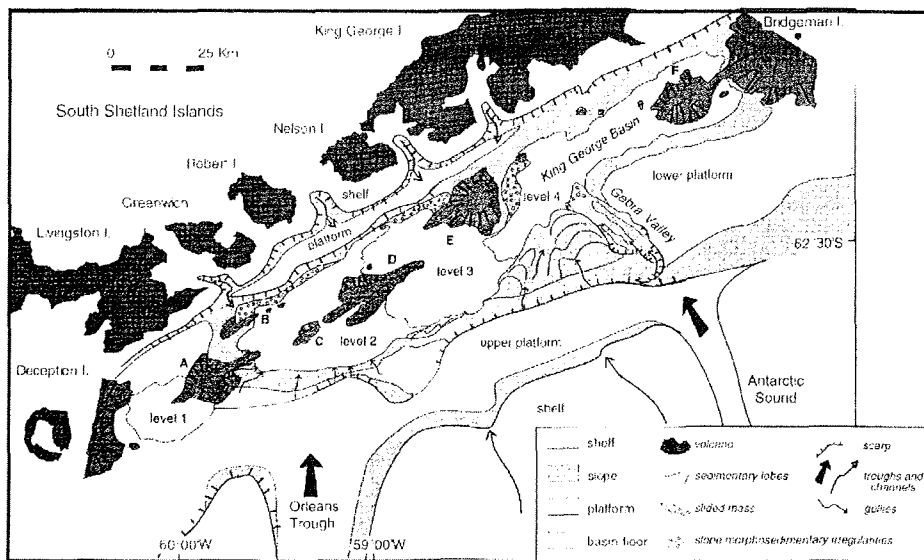


Abb. 10.1: Das Becken der zentralen Bransfield-Straße (aus PRIETO et al., 1999).

Spreizung zu erwarten wäre (GUTERCH et al., 1992, GRAD et al., 1993). Allein der räumlich begrenzte Bereich um die aktiven Dehnungsrücken herum, in der zentralen Bransfield-Straße, wird von einem schmalen Streifen ozeanischer Kruste unterlagert (ASHCROFT, 1972).

Die Tektonik ist durch steile nach NW einfallende Abschiebungen („normal faults“) gekennzeichnet, die von flach nach NW einfallenden Abscherhorizonten („detachments“) unterlagert sind (BARKER & AUSTIN, 1998). Die nach oben hin konkaven (listrischen) und nach SO einfallenden Abschiebungsfächen charakterisieren zusammen mit den nach NW einfallenden Abschiebungen eine asymmetrische Scherung der Lithosphäre in der zentralen Bransfield-Straße (Abbildung 10.2). Jener zeitliche Versatz („shift“) der Staffelbrüche wird durch den nachlassendem tektonischen Druck auf den Kontinentalrand bei fortschreitendem Absinken ozeanischer Kruste der Phönix- bzw. Drake-Aluk-Platte im Südshetland-Graben und fehlendem Nachschub durch die inaktiv gewordenen Spreizungsrücken in der Drake-Passage induziert (BARKER, 1982, LARTER & BARKER, 1991 und BARKER et al., 1991). Asymmetrische Riftsysteme basieren auf ungleich verteilten tektonischen Kräften und stehen oft in Verbindung mit präexistierenden mechanischen Schwächezonen. Untersuchungen von González-Casado et al. (2000) lassen erkennen, daß durch ausgeprägte Blattverschiebungen im Bereich der nördlichen Antarktischen Halbinsel die Ausbildung eines asymmetrischen Beckens in der Bransfield-Straße gesteuert wird. Solche Schwächezonen können auch krustale bzw. subkrustale Schmelzbereiche sein, in denen häufig schon kleine Scherspannungen ausreichen, um die Scherung einzuleiten (EISBACHER, 1996).

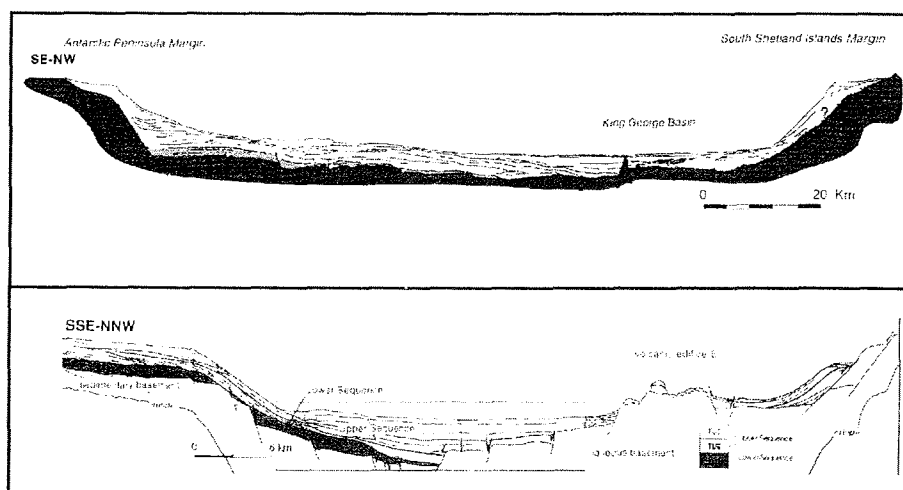


Abb. 10.2: Schnitt durch das Becken der zentralen Bransfield-Straße. Der Profilschnitt oben zeigt einen Schnitt durch das Gebra-Valley (siehe Abbildung 10.1). Der untere Profilschnitt verläuft etwas südlich zu Edifice E. (beide Profilschnitt entstammen der Arbeit von PRIETO et al., 1998)

10.2. Plattentektonisches Modell der Bransfield-Straße ausgehend von geologischen Daten unter Berücksichtigung von geodätischen und geophysikalischen Daten

10.2.1. Tektonische Veränderungen bei der Entstehung der Bransfield-Straße

Die Südshetland-Inseln sind der einzige Bereich in der Antarktis, in dem aktive Subduktion stattfindet. Der Bereich aktiver Subduktion in der West-Antarktis verkleinerte sich im Laufe des Tertiärs von Süden nach Norden. Die Subduktion am Westrand der Antarktis südlich der Hero-Bruchzone stoppte, nachdem ozeanische Spreizungs-Rücken mit dem Kontinentalrand der West-Antarktis kollidierten. Mit dem Ableben der Spreizungstätigkeit der Rücken in der Drake-Passage kam der Nachschub an ozeanischer Kruste im Südshetland-Graben ebenfalls zum Erliegen (siehe Kapitel 1.3.). Das aktive Abtauchen ozeanischer Lithosphäre am Südshetland-Graben erfolgte nur durch ein gravitativ bedingtes Absinken in den Oberen Mantel. Der schwach ausgeprägte kalk-alkaline Anteil in den Vulkaniten der Livingston- und Penguin-Insel wird durch eine dominante Mantelströmung aus dem Süd-Pazifik überlagert.

Bislang nahm man an, daß die Bransfield-Straße ein junges Randmeer darstellt, das erst vor vier Millionen Jahren gebildet wurde. Das Becken der Proto-Bransfield-Straße entstand, als sich der magmatisch aktive Bogen der Antarktischen Halbinsel in der Oberkreide in einen aktiven („magmatic-arc“) und einen passiven Teil („remnant-arc“) teilte. Die Teilung bewirkte, daß sowohl auf der Halbinsel als auch auf den Südshetland-Inseln kalk-alkaliner Vulkanismus auftrat. Die Verlagerung des magmatisch aktiven Bogens von der Antarktischen Halbinsel auf das Gebiet der Südshetland-Inseln ging einher mit Plattenbewegungen bei der Bildung der Drake-Passage und der Scotia-See in der Oberkreide (siehe Kapitel 1.3.). Die Südshetland-Inseln waren bis in den Oberjura Teil des Akkretionskeils der Antarktischen Halbinsel. Es ist anzunehmen, daß ein Fore-Arc-Becken, vergleichbar mit dem Rocas-Verdes-Becken vor der Küste Patagoniens, vorhanden war. Das Gebiet der Weddell-See stellte ein Back-Arc-Becken dar, das bereits in der Oberkreide angelegt war.

Mit dem Zergleiten der beiden Kontinente, Südamerika und Antarktis, gelangten Mantel-Strömungen aus dem Süd-Pazifik in das Gebiet der neu entstehenden Scotia-See. Die Mantelströmung um Südamerika herum ist heute noch nachweisbar und beeinflusst weiter im Süden den Bereich der Antarktischen Halbinsel (siehe Kapitel 2.2.). Im Südshetland-Graben taucht ozeanische Kruste in den Mantel unterhalb der Antarktischen Halbinsel ab und wirkt so wie eine Barriere für den Mantel-Fluß aus dem Südpazifik. Zusätzlich stellt sich ein Umfließen der abtauchenden Platte ein, welches das Rückschreiten der Subduktionsfront sowohl ausgleicht, als auch für die Aufwölbung der Kruste im gesamten Bereich des aktiven Bransfield-Straßen-Rifts verantwortlich ist. Inwieweit sich das Einströmen von Fluiden am Kontakt von pazifischem und antarktischem Mantel verstärkt auf das thermische Regime an den Plattenrändern der abtauchenden Platte auswirkt, ist noch ungeklärt. Es ist davon auszugehen, daß am Kontakt der verschiedenen Manteltypen die Auftriebsneigung größer ist. Einschränkend sei hier vermerkt, daß der Kontakt im Süden deutlich jünger ist als im Norden. Eventuelle Mantelinhomogenitäten gleichen sich relativ schnell aus, da sich verschiedene Manteltypen leicht und effizient vermischen. Die Volumenzunahme der Effusiva am Deception-Vulkan läßt vermuten, daß sich hier alle Komponenten überlagern und verstärken.

10.2.2. Plattentektonisch bedingte geochemische Veränderungen der Magmen

Ein Abreißen der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre südlich der Hero-Bruchzone, kommt es zur Ausbildung einer Kontaktzone zwischen ozeanischen und kontinentalen Mantel über der Subduktionszone. Aus der Tatsache heraus, daß die heiße, ozeanische Asthenosphäre in Kontakt tritt mit dem kälteren, reich an wasserhaltigen Mineralen kontinentalen Mantel werden Schmelzen mit einer ozeanischen „Signatur“ gebildet (siehe Kapitel 8.7.). Die dabei mögliche, weite Bandbreite der Zusammensetzung der Magmatite wird bestimmt vom Aufschmelzungsgrad und von der Zusammensetzung des jeweilig beteiligten Mantelabschnitts. Der Eintritt ozeanischen Mantels in das Gebiet der nördlichen Antarktischen Halbinsel veränderte die geochemische Zusammensetzung der Magmatite beiderseits der Bransfield-Straße. Der Einfluß ozeanischen Mantels auf die Vulkanite der nördlichen Antarktischen Halbinsel ist in der Geochemie der Vulkanite der Seal Nunatak und der Paulet Insel nachweisbar (siehe Kapitel 6.3.).

Die kalk-alkaline Komponente zeichnet sich dadurch aus, daß hier Schmelzanteile aus der abtauchenden ozeanischen Kruste den Chemismus mitbestimmen. Diese boninitischen oder adakitischen Schmelzanteile sind nur in den Vulkaniten des südlichen Südshetland-Inselbogens belegbar, da hier die Kruste genügend jung und damit heiß genug ist, um *in-situ*-Schmelzen entstehen zu lassen (siehe Kapitel 8.7.). Der Dehnungsbereich des zentralen Bransfield-Rifts entstand im Plio-/Pleistozän. Die heute meßbare Krustendehnung findet im zentralen Bereich der Bransfield-Straße statt. Aktiven Vulkanismus gibt es aller Orten entlang des Bransfield-Rückens. An den Kreuzungspunkten von Transform- („transform fault“) und Blattverschiebungen („strike-slip fault“) formieren sich Becken an schrägen Abschiebungen („pull-apart basin“) mit Vulkanismus. Die Zunahme des Magmatismus von Nord nach Süd wird möglich durch den Kontakt von ozeanischem Mantel des Südpazifiks mit dem kontinentalen der Antarktischen Halbinsel.

Der Vulkanismus im Norden der Antarktischen Halbinsel ist auf der Deception-Insel am stärksten. Der Deception-Vulkan befindet sich am südlichen Ende der Bransfield-Straße und somit in unmittelbarer Nähe oberhalb der Hero-Bruchzone. Südlich der Hero-Bruchzone tritt der kontinentale Mantel der Antarktischen Halbinsel in Kontakt mit dem ozeanischen Mantel des Süd-Pazifiks. Die Fluide aus der abtauchenden Platte lassen am Kontakt vom ozeanischen zum kontinentalen Mantel vermehrt Schmelze entstehen (siehe Kapitel 7.2.). Dies geschieht, da der kontinentale Mantel sich durch den ozeanischen Mantel erwärmt und es nur wenig Fluid bedarf, um den Mantel-Solidus herabzusetzen.

Der Penguin-Vulkan erhält sein Magma aus der nördlichen, fluiddurchsetzten Kontaktzone von ozeanischem und kontinentalem Mantel. Auf der abtauchenden Platte unterhalb der King-George-Insel werden im Unterschied zur Livingston-Insel keine *in-situ*-Schmelzen gebildet. Dadurch entspricht der kalk-alkaline Anteil im Magma einer andesitischen Zusammensetzung (siehe Kapitel 8.7.).

Der einzig aktive Vulkan an der Küste zur Weddell-See ist der Paulet-Vulkan. Er erhält sein Magma aus einem Wurzelgebiet, das sich in einem Becken mit schrägen Abschiebungen („pull-apart basin“) befindet. Die Krustendehnung allein würde aber, wie im Gebiet der nördlichen Bransfield-Straße, keinen Vulkanismus entstehen lassen. Einzig und allein der Umstand, daß sich Fluid oder Schmelze – hervorgerufen durch die Mantel-Strömung aus dem Südpazifik unterhalb von Rift-Systemen – bevorzugt sammelt bzw. der Mantel-Solidus durch Druckentlastung herabgesetzt ist, läßt hier Vulkanismus entstehen.

11. Literaturverzeichnis

- AHMEDALI, S.T. (ed.) (1989): X-ray fluorescence analysis in the geological sciences: Advances in methodology. – Geol. Assn. Canada: Short Course 7.
- ALDAYA, F. & MALDONADO, A. (1995): El borde de la Placa Antártica entre las Islas Shetland y Orcadas del Sur (Península Antártica). – Rev. Soc. Geol. España, Vol. 8, No. 3, pp. 273-284.
- ALLEGRE, C.J. (1987): Isotope geodynamics. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. 86, pp. 175-203.
- ALLEGRE, C.J., BREVART, O., DUPRÉ, B. & MINSTER, J.-F. (1980): Isotopic and chemical effects produced in a continuously differentiation convecting Earth mantle. – Philos. Trans. R. Soc. London, Ser A 297, pp. 447-477.
- ARCHE, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. & MARFIL, R. (1992): Petrofacies and provenance of the oldest rocks in Livingston Island, South Shetland Islands. – In: LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (ed.): Geología de la Antártida Occidental. – III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, pp. 93-104, Salamanca.
- ASHCROFT, W.A. (1972): Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. – Scientific Report of the British Antarctic Survey, Vol. 66, 43p.
- BAKER, P.E., GONZÁLEZ-FERRÁN, O. & VERGARA, M. (1973): Paulet Island and the James Ross Island Volcanic Group. – Br. Antarct. Surv. Bull., Vol. 32, pp. 89-95.
- BAKER, P.E., MCREATH, I., HARVEY, M.R., ROOBOL, M.J. & DAVIES, T.G. (1975): The geology of the South Shetland Islands: V. volcanic evolution of Deception Island. – Br. Antarct. Surv. Sci. Rep., Vol. 78, 81p.
- BAKER, P.E., BUCKLEY, F. & REX, D.C. (1977): Cenozoic volcanism in the Antarctic. – Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B, Vol. 279, pp. 131-142.
- BARBER, P.L., BARKER, P.F. & PANKHURST, R.J. (1991): Dredged rocks from Powell Basin and South Orkney microcontinent. – In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (eds.): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, pp. 361-367.
- BARKER, P.F. (1982): The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions. – J. Geol. Soc. London, Vol. 139, pp. 787-801.
- BARKER, D.H.N. & AUSTIN, J.A. jr. (1994): Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for Distributed extension in marginal-basin formation. – Geology, Vol. 22, pp. 657-660.
- BARKER, D.H.N. & AUSTIN, J.A. jr. (1998): Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. – J. Geophys. Res., Vol. 103, No. B10, pp. 24017-24043.
- BARKER, P.F. & BURRELL, J. (1977): The opening of Drake Passage. – Marine Geology, Vol. 25, pp. 15-34.

- BARKER, P.F., HILL, I.A., WEAVER, S.D. & PANKHURST, R.J. (1982): The Origin of the Eastern South Scotia Ridge as an Intraoceanic Island Arc. – In: CRADDOCK, C. (ed.) 1982, Antarctic geoscience, Madison, University of Wisconsin Press, pp. 263-273.
- BARKER, P.F., DALZIEL, I.W.D. & STOREY, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia arc region. – In: TINGEY, R.J. (ed.): The Geology of Antarctica, pp. 215-248, Clarendon Press, Oxford.
- BIRKENMAJER, K. (1980): Age of the Penguin Island volcano, South Shetland Islands (West Antarctica) by the lichenometric method. – Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre, Vol. **29**, pp. 7-72.
- BIRKENMAJER, K. (1982): The Penguin Island volcano, South Shetland Islands (Antarctica): Its structure and succession. – Stud. Geol. Pol., Vol. **74**, pp. 155-173
- BIRKENMAJER, K. (1992): Evolution of the Bransfield Basin and Rift, West Antarctica.- In: Recent Progress in Antarctic Earth Science: edited by YOSHIDA, Y. et al., pp. 405-410, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 1992.
- BIRKENMAJER, K. (1998): Geological research of Polish Geodynamic Expeditions to West Antarctica, 1984-1991: Antarctic Peninsula and adjacent islands. – Polish Polar Research, **19**, 1-2, pp. 125-142.
- BOWEN, N.L. (1928): The evolution of igneous rocks. – Princeton University Press.
- BURCKLE, L.H. & POKRAS, E. (1991): Implications of a Pliocene stand of *Nothofagus* (southern Beech) within 500 kilometres of the South Pole. – Antarctic Science, Vol. **3** (4), pp. 389-403.
- CANALS, M., GRÁCIA, E. & GEBRA Group (1997): Evidence of initial seafloor spreading in the central Bransfield Basin, Western Antarctica. – Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), **93** (1-4), pp. 53-61.
- CASTILLO, P.R., NATLAND, J.H., NIU, Y. & LONSDALE, P.F. (1998): Sr, Nd and Pb isotopic variation along the Pacific-Antarctic rise crest, 53-57°S: Implications for the composition and dynamics of the South Pacific upper mantle. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. **154**, pp. 109-125.
- CHAUVEL, C., GOLDSTEIN, S.L. & HOFMANN, A.W. (1995): Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle. – Chemical Geology, Vol. **126**, pp. 65-75.
- CHAZOT, G., MENZIES, M. & HARTE, B. (1996): Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: origin and chemical composition. — Chemical Geology, Vol. **134**, pp. 159-179.
- CHENG, Q. C., MACDOUGALL, J.D. & ZHU, P. (1999): Isotopic constraints on Easter Seamount Chain source. – Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol. **135**, pp. 225-233.
- CLIFT, P.D. (1995): Volcanoclastic Sedimentation and Volcanism During the Rifting of Western Pacific Backarc Basins. – In: Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. – Geophysical Monograph **88**, pp. 67-96, American Geophysical Union.

11. Literaturverzeichnis

- COREN, F., CECCONE, G. LODOLO, E. ZANOLLA, C. ZITELLINI, N. BONAZZI, C. & CENTONZE, J. (1997): Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica. – *J. geol. Soc. Lond.*, Vol. **154**, pp. 849-862.
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979): The interpretation of igneous rocks. – George, Allen and Unwin, London.
- CRADDOCK, C. & HOLLISTER, C.D. (1976): Cap. 41 Geologic evolution of the southeast Pacific basin – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. **35**, pp. 723-743.
- CRAWFORD, A.J., BECCALUVA, L. & SERRI, G. (1981): Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **54**, pp. 346-356.
- CUNNINGHAM, W.D., DALZIEL, I.W.D., LEE, T.Y., & LAWVER, L.A. (1995): Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. – *J. Geophys. Res.*, Vol. **100**, No. B5, pp. 8257-8266.
- DALZIEL, I.W.D. (1984): Tectonic Evolution of a Forearc Terrane, Southern Scotia Ridge, Antarctica. – *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* **200**, [...]
- DASCH, E.J., HEDGE, C.E. & DYMOND, J. (1973): Effect of seawater alteration on strontium isotope composition of deep-sea basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. **19**, pp. 177-183.
- DAVIES, J.H. & STEVENSON, D.J. (1992): Physical model of source region of subduction zone volcanics. – *Journal of Geophysical Research*, Vol. **97** (B2), pp. 2037-2070.
- DAVIES, J.H. & VON BLANCKENBURG, F. (1995): Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **129**, pp. 85-102.
- DAVIS, G.H. & REYNOLDS, S.J. (1996): *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley and Sons.
- DEFANT, M.J. & DRUMMOND, M.S. (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. – *Nature*, Vol. **347**, pp.662-665.
- DENTON, G.H., PRENTICE, M.L. & BURCKLE, L.H. (1991): Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. – In: Tingey, R. J. (ed.): *The Geology of Antarctica*, pp. 365-433, Clarendon Press, Oxford.
- DEPAOLO, D.J. (1988): *Neodymium Isotope Geochemistry, An Introduction*. – Springer, 187p.
- DICKIN, A.P. (1995): *Radiogenic isotope geology*. – Cambridge University press, Cambridge, 452 p.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E (1979): Plumbotectonic. – In: BARNES, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, pp. 22-70.

- DONNELLY, T.W. & WALLACE, J.L. (1976): Cap. 23: Major and minor-element chemistry of Antarctic clayrich sediments: Sites 322, 323, and 325, DSDP Leg 35. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. **35**, pp. 427-446.
- DUCKWORTH, H.E. (1958): Mass spectroscopy. – Cambridge University Press, 206 p.
- DUPRE, B. & ALLÈGRE, C.J. (1980): Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. – *Nature*, Vol. **286**, pp. 142-146.
- DUPRE, B. & ALLÈGRE, C.J. (1983): Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. – *Nature*, Vol. **303**, pp. 249-252.
- EDGAR, A.D., LLOYD, F.E., FORSYTH, D.M. & BARNETT, R.L. (1989). Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. **103**, pp. 277-286.
- EISBACHER, G.H. (1996): Einführung in die Tektonik. – Enke Verlag, Stuttgart, 374 p.
- ELLIOT, D. H. (1988): Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. – *Geological Society of America, Memoir* **169**, pp. 541-555.
- FARQUHARSON, G.W., HAMER, R.D. & INESON, J.R. (1984): Proximal volcanoclastic sedimentation in a Cretaceous back-arc basin, northern Antarctic Peninsula. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (eds.) 1984, *Marginal Basin Geology*, Geological Society Special Publication, No. **16**, pp. 219-229.
- FERGUSON, D. (1921): Geological observations in the South Shetland Islands, the Palmer Archipelago and Graham Land, Antarctica. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, Vol. **53**, pp. 29-55.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. – Springer-Verlag, New York, p. 472.
- FLOWER, M.F.J., SCHMINCKE, H.U. & THOMPSON, R.N. (1975): Phlogopite stability and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ step in basalts along the Reykanes Ridge. – *Nature*, Vol. **254**, pp. 404-406.
- FISK, M.R. (1990): Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. – *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **3**, No. 2-2, pp. 91-101.
- FREY, F.A. (1984): Rare Earth Element Abundances in Upper Mantle Rocks. – In: HENDERSON, P. (1984): *Developments in Geochemistry* **2**, Rare Earth Element Geochemistry. – Elsevier, pp. 153-203.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J., JABALOY, A., MALDONADO, A. & SANZ DE GALDEANO, C. (1996): Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula). – *Tectonophysics*, Vol. **258**, pp. 275-301.
- GARRETT, S.W. (1990): Interpretation of Reconnaissance Gravity and Aeromagnetic Surveys of the Antarctic Peninsula. – *J. Geophys. Res.*, Vol. **95**, No. B6, pp. 6759-6777.
- GARRETT, S.W. (1991): Aeromagnetic studies of crustal blocks and basins in West Antarctica: a review. – In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (eds.): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, pp. 251-254.

11. Literaturverzeichnis

- GARRETT, S.W. & STOREY, B.C. (1987): Lithosphere Extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. – In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds.), Geological Society Special Publication No. **28**, pp. 419-431.
- GILL, J.B., HISCOTT, R.N. & VIDAL, P.H. (1994): Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. – *Lithos*, Vol. **33**, pp. 135-168.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M., GINER-ROBLES, J.L. & LÓPEZ-MARTINEZ, J. (2000): Bransfield-Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin. – *Geology*, Vol. **28**, pp. 1043-1046.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. & KATSUI, Y. (1970): Estudio integral del volcanism cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antártica. – *Ser. Cient. Inst. Antart. Chil.*, Vol. **1**, pp. 123-174.
- GRÀCIA, E., CANALS, M., FARRAN, M. L., PRIETO, M. J. SORRIBAS, J. & GEBRA-TEAM (1996): Morphostructure and Evolution of the Central and Eastern Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). – *Marine Geophysical Researches*, Vol. **18**, pp. 429-448.
- GRAD, M., GUTERCH, A. & SRODA, P. (1992): Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. – *Antarctic Science*, Vol. **4**, pp. 469-476.
- GRAD, M., Guterch, A. & Janik, T. (1993): Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica. – *Geophys. J. Int.*, Vol. **115**, pp. 586-600.
- GRUNOW, A.M., KENT, D.V. & DALZIEL, I.W.D. (1991): New Paleomagnetic Data from Thurston Island: Implications for the Tectonics of West Antarctica and Weddell Sea Opening. – *J. Geophys. Res.*, Vol. **96**, No. B11, pp. 17935-17954.
- GUDMUNDSSON, M.T., SIGMUNDSSON, F. & BJÖRNSSON, H. (1997). Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. – *Nature*, Vol. **389**, pp. 954-957.
- GUTERCH, A., GRAD, M., JANIK, T. & PERCHUC, E. (1991): Tectonophysical models of the crust between the Antarctic Peninsula and the South Shetland Trench. – In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson J.W. (eds.), Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, pp. 499-504.
- HAASE, K.M., DEVEY, C.W. & GOLDSTEIN, S.L. (1996): Two-way exchange between the Easter mantle plume and the Easter microplate spreading axis. – *Nature*, Vol. **382**, pp. 344-346.
- HAHN-WEINHEIMER, P.; HIRNER, A. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1995): Röntgenfluoreszenz-analytische Methoden: Grundlagen und praktische Anwendung in den Geo-, Material- und Umweltwissenschaften. - Braunschweig (u.a.): Vieweg, 283 S.; 111 graph. Darst.
- HARKER, A. (1909): The natural history of igneous rocks. – Methuen, London.
- HART, S.R. (1988): Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **90**, pp. 273-296.
- HART, S.R., GERLACH, D.C. & WHITE, W.M. (1986): A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. **50**, pp. 1551-1557.

- HASKIN, L.A. (1984): Petrogenetic Modelling-Use of Rare Earth Elements. – In: HENDERSON, P. (1984): Developments in Geochemistry 2, Rare Earth Element Geochemistry. – Elsevier, pp. 115-152.
- HAWKINS, J.W. (1995): Evolution of the Lau Basin-Insight from ODP Leg 135. – In: Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. – Geophysical Monograph 88, pp. 125-173, American Geophysical Union.
- HAWKES, D.D. (1961): The geology of the South Shetland Islands: II, The geology and petrology of Deception Island. – Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Reports, No. 27, 43 p.
- HAWKES, D.D. (1981): Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula. – Geology, Vol. 9, pp. 220-224.
- HAWKESWORTH, C.J., O'NIONS, R.K., PANKHURST, R.J., HAMILTON, P.J. & EVENSEN, N.M. (1977): A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. 36, pp. 253-262.
- HAWKESWORTH, C.J., NORRY, M.J., RODDICK, J.C., BAKER, P.E., FRANCIS, P.W. & THORPE, R.S. (1979): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variation in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. 42, pp. 45-57.
- HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K. HERGT, J.M. & MCDERMOTT, F. (1993): Mantle and slab contributions in arc magmas. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci., Vol. 21, pp. 175-204.
- HENRIET, J.P., MEISSNER, R., MILLER, H. & GRAPE-TEAM (1992): Active margin processes along the Antarctic Peninsula. – Tectonophysics, Vol. 201, pp. 229-253.
- HERGT, J.M. & HAWKESWORTH, C.J. (1994): Pb-, Sr- and Nd-isotopic evolution of the Lau Basin: implications for mantle dynamics during backarc opening. – Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 135, pp. 505-517.
- HOBBS, G.J. (1968): The Geology of the South Shetland Islands. IV, The Geology of Livingston Island. – British Antarctic Survey Scientific Reports, No. 49, 34 p.
- HOFMANN, A.W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. 90, pp. 297-314.
- HOFMANN, A.W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. – Nature, Vol. 385, pp. 219-229.
- HOFMANN, A.W. & HART, S.R. (1978): An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. – Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 38, pp. 253-262.
- HOFMANN, A.W. & WHITE, W.M. (1980): The role of subducted oceanic crust in mantle evolution. – Carnegie Inst. Washington Yearbook 79, pp. 477-483.
- HOFMANN, A.W. & WHITE, W.M. (1982): Mantle plumes from Ancient oceanic crust. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. 57, pp. 421-436.
- HOFMANN, A.W., JOCHUM, K.P. & WHITE, W.M. (1986): Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. 79, pp. 33-45.

11. Literaturverzeichnis

- HOLE, M.J. (1988): Post-subduction alkaline volcanism along the Antarctic Peninsula. - *J. geol. Soc. London*, Vol. **145**, pp. 985-998.
- HOLE, M.J. (1990): Geochemical evolution of Pliocene- Recent post-subduction alkalic basalts from Seal Nunataks, Antarctic Peninsula. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. **40**, pp. 149-167.
- HOLE, M. J., SAUNDERS, A. D., MARRINER, G. F. & TARNEY, J. (1984): Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. - *J. geol. Soc. London*, Vol. **141**, pp. 453-472.
- HOLE, M. J., SMELLIE, J. L. & MARRINER, G. F. (1991): Geochemistry and tectonic setting of Cenozoic alkaline basalts from Alexander Island, Antarctic Peninsula. - In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A. & Thomson, J. W. (eds.): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, pp. 521-526.
- HOLE, M. J., KEMPTON, P. D. & MILLAR, I. L. (1993): Trace-element and isotopic characteristics of small-degree melts of the asthenosphere: Evidence from the alkalic basalts of the Antarctic Peninsula. - *Chemical Geology*, Vol. **109**, pp. 51-68.
- HOLE, M. J., STOREY, B. C. & LEMASURIER, W. E. (1994): Tectonic setting and geochemistry of Miocene alkalic basalts from the Jones Mountains, West Antarctica. - *Antarctic Science*, Vol. **6**, pp. 85-92.
- HOLE, M. J. & SAUNDERS, A. D. (1996): The generation of small melt-fractions in truncated melt columns: constraints from magmas erupted above slab window and implications for MORB genesis. - *Mineralogical Magazine*, Vol. **60**, pp. 173-189.
- HOLLISTER, C.D., CRADDOCK, C., BOGDANOV, Y. A., EDGAR, N.T., GIESKES, J.M., HAQ, B.U., LAWRENCE, J.R., RÖGL, F., SCHRADER, H.-J., TUCHOLKE, B.E., VENNUM, W.R., WEAVER, F.M. & ZHIVAGO, V.N. (1976a): Cap. 3 Site 322 – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. **35**, pp. 25-61.
- HOLLISTER, C.D., CRADDOCK, C., BOGDANOV, Y. A., EDGAR, N.T., GIESKES, J.M., HAQ, B.U., LAWRENCE, J.R., RÖGL, F., SCHRADER, H.-J., TUCHOLKE, B.E., VENNUM, W.R., WEAVER, F.M. & ZHIVAGO, V.N. (1976b): Cap. 6 Site 325 – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. **35**, pp. 157-193.
- HYDEN, G. & TANNER, P.W.G. (1981): Late Palaeozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific margin in Western Antarctica. – *Geologische Rundschau*, Vol. **70**, No. **2**, pp. 529-541.
- IBÁÑEZ, J.M., MORALES, J., ALGUACIL, G., ALMENDROS, J., ORTIZ, R., DEL PEZZO, E., POSADAS, A. & LUZÓN, F. (1997a): Actividad sísmica regional alrededor de las islas Livingston y Decepcion entre 1992 y 1996: terremotos superficiales y profundos. – *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, Vol. **93** (1-4), pp. 95-103.
- IBÁÑEZ, J.M., MORALES, J., ALGUACIL, G., ALMENDROS, J., ORTIZ, R. & DEL PEZZO, E. (1997b): Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica). – *Geophysical Research Letters*, Vol. **24**, No. **5**, pp. 531-534.
- IONOV, D.A., HOFMANN, A.W. & SHIMIZU, N. (1994): Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. – *J. Petrol.*, Vol. **35**, pp. 753-785.
- IRVINE, A.J. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, Vol. **8**, 523-548.

- INGHRAM, M.G. & HAYDEN, R.J. (1954): Mass spectroscopy. – Nuc. Sci. Ser., Rept. No. 14, Natl. Aca. Sci.-Natl. Res. Council, 51 p.
- JAKOBSSON, S.P. & MOORE, J.G. (1996): Hydrothermal minerals and alteration rates at Surtsey volcano, Iceland. – Geological Society of America Bulletin, Vol. **97**, pp. 648-659.
- JANIK, T. (1997): Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica. – Polish Polar Research, **18**, 3-4, pp. 171-225.
- JONES, J.G. (1969): Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland-I. – Q. J. geol. Soc. Lond., Vol. **124**, pp. 197-211.
- JONES, J.G. (1970): Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland-II. – Journal of Geology, Vol. **78**, pp. 127-140.
- KARIG, D.E. (1971): Origin and development of marginal basins in the western Pacific. – Journal of geophysical Research, Vol. **76**, pp. 2542-2561.
- KELLER, R.A., FISK, M.R., WHITE, W.M. & BIRKENMAJER, K. (1991): Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. – Earth and Planetary Science Letters, Vol. **111**, pp. 287-303.
- KELLER, R.A. & FISK, M.R. (1992): Quaternary marginal basin volcanism in the Bransfield Strait as a modern analogue of the southern Chilean ophiolites. – In: PARSON, L.M., MURTON, B.J. & BROWNING, P. (eds.): Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues, Geological Society Special Publications No. **60**, pp. 155-169.
- KENNETT, J.P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean and their impact on global paleoceanography. – Journal of Geophysical Research, Vol. **82**, pp. 3843-3860.
- KLEIN, E.M., LANGMUIR, C.H., ZINDLER, A., STAUDIGEL, H. & HAMELIN, B. (1988): Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic Discordance. – Nature, Vol. **333**, pp. 623-629.
- KLEPEIS, K.A. & LAWVER, L.A. (1996): Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Island, West Antarctica. – J. Geophys. Res., Vol. **101**, No. B9, pp. 20211-20231.
- LARTER, R.D. (1991): Debate: Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula; Discussion. – Antarctic Science, Vol. **3** (2), pp. 217-222.
- LARTER, R.D. & BARKER, P.F. (1991): Effects of Ridge Crest-Trench Interaction on Antarctic-Phoenix Spreading Forces on a Young Subducting Plate. – J. Geophys. Res., Vol. **96**, No. B12, pp. 19583-19607.
- LAWVER, L.A., KELLER, R.A., FISK, M.R. & STRELIN, J.A. (1995): Bransfield Strait, Antarctic Peninsula Active Extension behind a Dead Arc. – In: Backarc Basins: Tectonics and Magmatism, edited by BRIAN TAYLOR, pp. 315-342, Plenum Press, New York.
- LAWVER, L.A., SLOAN, B.J., BARKER, D.H.N., GHIDELLA, M., VON HERZEN, R.P., KELLER, R.A., KLINKHAMMER, G.P. & CHIN, C.S. (1996): Distributed, Active Extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from Multibeam Bathymetry. – GSA Today, Vol. **6**, No. 11.

- LEAT, P.T., LIVERMORE, R.A., MILLAR, I.L. & PEARCE, J.A. (2000): Magma supply in back-arc spreading centre segment E2, East Scotia Ridge. – *Journal of Petrology*, Vol. **41**, pp. 845-866.
- LEMAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, A.R. & ZANETTIN, B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. – 120 p., Blackwell, Oxford.
- LINHARDT, E. (1997): Serieller Druckaufschluß mit Säuren von Böden, Gesteine und Mineralen zur nachfolgenden Bestimmung der Element-Gesamtgehalte mittels Multielementverfahren; Totalaufschluß nach BayGLA. – Laborinterne Arbeitsanweisung (ASM-TS), GLA München.
- LIPMAN, P.W., BANKS, N.G. & RHODES, J.M. (1985): Degassing-induced crystallisation of basaltic magma and effects on lava rheology. – *Nature*, Vol. **317**, pp.604-607.
- LIRIO, J.M. & DEL VALLE, R.A. (1997): Conglomerados con Pecten (Mioceno superior y Plioceno superior) en la Isla J. Ross, Península Antártica. – IV Jornadas sobre investigaciones antarticas, Tomo II, Buenos Aires, pp. 298-304.
- LONG, J.V.P. (1967): Electron probe microanalysis. In: Zussman, J. (ed.): *Physical methods in determinative mineralogy*. – Academic Press, New York, pp. 215-260.
- MATHEWS, W.H. (1947): „Tuyas“. Flat topped volcanoes in Northern British Columbia. – *American Journal of Science*, Vol. **245**, pp. 560-570.
- MAYER, M., LINDNER, K., KUTTERER, H. & HECK, B. (2000): Deformationsanalyse zur Aufdeckung von Punkt- und Blockbewegungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel. – Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, *Angewandte Geodäsie*, Heft Nr. **310**, pp. 127-144.
- MCCARRON, J.J. & LARTER, R.D. (1998): Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula. – *J. geol. Soc. Lond.*, Vol. **155**, pp. 255-268.
- MCDOWELL, C.A. (1963): *Mass spectrometry*. – McGraw-Hill, New York.
- MCKENZIE, D. & BICKLE, M.J. (1988): The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. – *Journal of Petrology*, Vol. **29**, Part 3, pp. 625-679.
- MCNUTT, M.K. (1998): Superswells. – *Reviews of Geophysics*, Vol. **36**, pp. 211-244.
- MCNUTT, M.K. & FISHER, K.M. (1987): The South Pacific Superswell. – In: KEATING et al., (1987): *Seamounts, Islands and Atolls*. – *Geophys. Monogr. Ser.*, Vol. **43**, pp. 25-34, AGU Washington D.C.
- MENZIES, M. (1991): Oceanic Peridotites. – In: Floyd, P.A. (1991): *Oceanic Basalts*, pp. 363-385, Blackie & Son.
- MERLET, C. & BODINIER, J.-L. (1990): Electron microprobe determination of minor and trace transition metal elements in silicate minerals: a method and its application to mineral zoning in the peridotite nodule PHN 1611. – *Chem. Geol.*, Vol. **83** pp. 55-69.
- MILNE, G.W. (1971): *Mass spectrometry: Techniques and applications*. – Wiley Interscience, New York, 521 p.

- MOORE, J.G. (1985): Structure and eruptive mechanism at Surtsey volcano, Iceland. – Geological Magazine, Vol. **122**, pp. 649-661.
- MOORE, J.G. & CALK, L.C. (1991): Degassing and differentiation in subglacial volcanoes, Iceland. – Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. **46**, pp. 157-180.
- MUECKE, G.K. (1980): Neutron activation analysis in the geoscience. – Mineral. Assoc. Canada short course handbook 5.
- MÜLLER, C. (1999): Shear-wave splitting, anisotropy, the tectonic evolution of Antarctic continental margins, and mantle flows. – 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, In: SKINNER, D.N.B.: Programme & Abstracts, p. 217, The Royal Society of New Zealand.
- MÜLLER, C. (2000a): Seismotektonik in den Bereichen der Antarktischen Halbinsel, des Scotia und Weddell Meeres. – Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Angewandte Geodäsie, Heft Nr. **310**, pp. 155-161.
- MÜLLER, C. (2000b): Seismische Anisotropie in Antarktika. – Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Angewandte Geodäsie, Heft Nr. **310**, pp. 163-180.
- NIEMEIER, W., RENNEN, M. & SALBACH, H. (2000): Bestimmung regionaler und globaler Deformationen im Bereich der Antarktischen Halbinsel. – Deutsche Geodätische Kommission, Reihe B, Angewandte Geodäsie, Heft Nr. **310**, pp. 109-126.
- NIER, A.O. (1940): A mass spectrometer for routine isotope abundance measurements. – Rev. Sci. Instrum., Vol. **11**, pp. 212-216.
- NIU, Y., COLLERSON, K.D., BATIZA, R., WENDT, J.I. & REGELOUS, M. (1999): Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°22'N. – J. Geophys. Res., Vol. **104**, No. B4, pp. 7067-7087.
- NORRISH, K. & HUTTON, J.T. (1969): An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. – Geochim. Cosmochim. Acta, **33**, pp. 431-453.
- NORRISH, K. & CHAPPELL, B.W. (1977): X-ray fluorescence spectrometry. In: ZUSSMAN, J. (ed.): Physical methods in determinative mineralogy, 2nd edition. – Academic Press, New York, pp. 201-272.
- PANKHURST, R.J. (1982a): Sr Isotope and Trace Element Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rocks from the Scotia Arc and Northern Antarctic Peninsula. – In: CRADDOCK, C. (ed.) 1982, Antarctic geoscience, Madison, University of Wisconsin Press, pp. 229-234.
- PARK, R.G. (1988): Geological structures and moving plates. – Blackie & Son, 337p.
- PEARCE, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds.) Continental basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Publishing, Nantwich, pp. 230-249
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. & ROBERTS, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (eds.) (1984): Marginal Basin Geology, Geological Society Special Publication No. **16**, pp. 77-94.

11. Literaturverzeichnis

- PEARCE, J.A. & PEATE, D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. **23**, pp. 251-285.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. **58**, pp. 63-81.
- PELAYO, A.M. & WIENS, D.A. (1989): Seismotectonic and relative plate motions in the Scotia Sea region. – *J. Geophys. Res.*, Vol. **94**, No. B6, pp. 7293-7320.
- PLANK, T. & LANGMUIR, C.H. (1988): An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **90**, pp. 349-370.
- PLANK, T. & LANGMUIR, C.H. (1998): The chemical composition of subduction sediments and its consequences for the crust and mantle. – *Chemical Geology*, Vol. **145**, pp. 325-394.
- POORE, R.Z. & MATTHEWS, R.K. (1984): Oxygen isotope ranking of late Eocene and Oligocene planktonic foraminifers: implication for Oligocene sea-surface temperatures and global ice-volume. – *Marine Micropaleontology*, Vol. **9**, pp. 111-134.
- PRENTICE, M.L., DENTON, G.H., BURCKLE, L.H. & HODELL, D. (1987): Evidence from Wright Valley for the response of the Antarctic Ice Sheet to climate warming. – *Antarctic Journal of the United States*, Vol. **32** (5), pp. 56-58.
- PRIETO, M.J., CANALS, M., ERCILLA, G. & DE BATIST, M. (1998): Structure and geodynamic evolution of Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. – *Mar. Geol.*, Vol. **149**, pp. 17-38.
- RATERRON, P., INGRIN, J., JAOU, O., DOUKHAN, N. & ELIE, F. (1995): Early partial melt of diopside under high pressure. – *Phys. Planet. Inter.*, Vol. **89**, pp. 77-88.
- RICKWOOD, P.C. (1989): Boundary lines between petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. – *Lithos*, Vol. **22**, pp. 247-263.
- RINGWOOD, A.E. (1974): Petrological evolution of island arc systems. – *J. Geol. Soc. London*, Vol. **130**, pp. 183-204.
- ROBINSON, C. J., WHITE, R. S., BICKLE, M. J. & MINSHULL, T. A. (1996): Restricted melting under very slow-spreading Southwest Indian ridge. – In: MacLeod, C. J., Tyler, P. A. & Walker, C. L. (eds.) 1996, *Tectonic, Magmatic, Hydrothermal and Biological Segmentation of Mid-Ocean Ridges*, Geological Society Special Publication, No. **118**, pp. 131-141.
- ROLLINSON, H. (1993): *Using geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation.* – 352 p., Longman, Singapore.
- RUSSO, R.M. & SILVER, P.G. (1994): Trench-Parallel Flow Beneath the Nasca Plate from Seismic Anisotropy. – *Science*, Vol. **263**, pp. 1105-1111.
- RUSSO, R.M. & SILVER, P.G. (1996): Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. – *Geology*, Vol. **24/6**, pp. 511-514.
- SANTANACH, P., PALLÁS, R., SÁBAT, F. & MUÑOZ, J.A. (1992): La fracturación en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. – In: *Geología de la Antártida Occidental, Actas de la Congreso Latinoamericano de Geología*, Vol. **8**, pp. 141-152.

- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1984): Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (eds.) (1984): *Marginal Basin Geology*, Geological Society Special Publication No. **16**, pp. 59-76.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1991): Back-arc basins. – In: FLOYD, P.A. (1991): *Oceanic Basalts*, 219-263, Blackie & Son.
- SAUNDERS, A.D., STOREY, M., KENT, R.W. & NORRY, M.J. (1992): Consequence of plume-lithosphere interactions. – In: STOREY, B.C., ALABASTER, T. & PANKHURST, R.J. (eds.), (1992): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publications No. **68**, pp. 48-60.
- SCARROW, J.H., VAUGHAN, A.P.M. & LEAT, P.T. (1997): Ridge-trench collision-induced switching of arc tectonics and magma sources: clues from Antarctic Peninsula mafic Dykes. – *Terra Nova*, **9**, pp. 255-259.
- SCHIANO, P., CLOCHIATTI, R. & JORON, J.L. (1992): Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society Archipelago: evidence for a metasomatized upper mantle. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. **111**, pp. 69-82.
- SHERILL, N.D. & DALRYMPLE, G.B. (1979): A computerised multichannel data acquisition and control system for high-precision spectrometry. – U.S. Geol. Survey Professional Paper 1129-A.
- SINGER, B.S., LEEMAN, W.P., THIRLWALL, M.F. & ROGERS, N.W. (1996): Does Fracture Zone Subduction Increase Sediment Flux and Mantle Melting in Subduction Zones? Trace Element Evidence from Aleutian Arc Basalt. – *Geophysical Monograph* **96**, pp. 285-291, American Geophysical Union.
- SMELLIE, J.L. (1990): Chapter D. Graham Land and South Shetland Islands, Summary. – In: LEMASURIER, W.E. & THOMSON, J.T. (1990): *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. – Am. Geophys. Union, *Antarct. Res. Ser.* **48**, pp. 303-353.
- SMELLIE, J.L., PANKHURST, R.J., THOMSON, M.R.A. & DAVIES, R.E.S. (1984): *The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution*. – British Antarctic Survey Scientific Reports, No. **87**.
- SMELLIE, J.L., PANKHURST, R.J., HOLE, M.J. & THOMSON, M.R.A. (1988): Age, Distribution and Eruptive Conditions of Late Cenozoic Alkaline Volcanism in the Antarctic Peninsula and Eastern Ellsworth Land: Review. – *Br. Antarct. Surv. Bull.*, No. **80**, pp. 21-49.
- SMELLIE, J.L. & SKILLING, I.P. (1994): Products of subglacial volcanic eruptions under different ice thickness: two examples from Antarctica. – *Sedimentary Geology*, Vol. **91**, pp. 115-129.
- SMELLIE, J.L., LIESA, M., MUÑOZ, J.A., SABAT, S., PALLAS, R. & WILLAN, R.C.R. (1995): Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. – *Antarctic Science*, Vol. **7**, pp. 99-114.
- SMELLIE, J.L., PALLAS, R., SABAT, F. & ZHENG, X. (1996): Age and correlation of volcanism in central Livingston Island, South Shetland Islands: K-Ar and geochemical constraints. – *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **9**, Nos. **3/4**, pp. 265-272.

11. Literaturverzeichnis

- SMELLIE, J.L. & HOLE, M.J. (1997): Products and processes in Pliocene-Recent, subaqueous to emergent volcanism in the Antarctic Peninsula: examples of englacial Surtseyan volcano construction. – *Bull. Volcanol.*, Vol. **85**, pp. 628-646.
- STAUDIGEL, H., PARK, K.-H., PRINGLE, M., RUBENSTONE, J.L., SMITH, W.H.F. & ZINDLER, A. (1991): The longevity of South Pacific isotopic and thermal anomaly. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **102**, pp. 24-44.
- STERN, C.R. & KILIAN, R. (1996): Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. **123**, 263-281.
- STERN, R.J., MORRIS, J. BLOOMER, S.H. & HAWKINS JR. J.W. (1991): The source of the subduction component in convergent margin magmas: Trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Marianan forearc. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **55**, pp. 1467-1481.
- STOREY, B.C. & GARRETT, S.W. (1985): Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. – *Geol. Mag.*, Vol. **122**, No. **1**, pp. 5-14.
- SUN, S.-S. & McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and progress. – In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds.) (1989): *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, No. **42**, pp. 313-345.
- SYKES, M.A. (1988): New K-Ar Age Determinations on the James Ross Island Volcanic Group, north-east Graham Land, Antarctica. – *Br. Antarct. Surv. Bull.*, No. **80**, pp. 51-56.
- SYLVESTER, A.G. (1988): Strike slip faults. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **100**, pp. 1666-1703.
- TANNER, P.W.G., PANKHURST, R.J. & HYDEN, G. (1982): Radiometric evidence for the age of subduction complex in the South Orkneys and South Shetland Islands, West Antarctica. – *J. geol. Soc. London*, Vol. **139**, pp. 683-690.
- TARNEY, J., WEAVER, S.D., SAUNDERS, A.D., PANKHURST, R.J. & BARKER, P.F. (1982): Volcanic evolution of the northern Antarctic Peninsula and the Scotia arc. – In: THORPE, R.S. (1982): *Andesites*, pp. 371-400, John Wiley & Sons.
- TATSUMOTO, M. (1988): U, Th and Pb abundances in Hawaiian xenoliths. – *Conf. Origin of the Earth, Lunar Planet. Inst.*, pp. 89-90.
- TERTIAN, R. & CLAISSE, F. (1982): *Principles of quantitative X-ray fluorescence analysis*. – Wiley-Heyden, New York.
- THOMSON, M.R.A. & PANKHURST, R.J. (1983): age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. – In: OLIVER, R.L., JAMES, P. R. & JAGO, J. B. (eds.) (1983): *Antarctic earth science*. Canberra, Australian Academy of Science; Cambridge, Cambridge University Press, pp. 328-333.
- THOMPSON, M. & WALSH, J.N. (1983): *A handbook of inductively coupled plasma spectrometry*. – Blackie & Son, Glasgow.
- THORPE, R.S., POTTS, P.K. & FRANCIS, P.W. (1976): Rare earth data and petrogenesis of andesites from the North Chilean Andes. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. **54**, pp. 65-78.

- TOKSÓZ, M.N. & HSUI, A.T. (1978): Numerical studies of Back-Arc convection and the formation of marginal basins. – *Tectonophysics*, Vol. **50**, pp. 177-196.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822p.
- TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1 Bestimmungstabellen. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188p.
- TROUW, R.A.J. & GAMBÒA, L.A.P. (1992a): Geotranssect Drake Passage-Weddell Sea. A discussion of the main tectonic features. – *Geologia de la Antartida Occidental*, LOPEZ-MARTINEZ, J. (ed.) (1992): Simposios T3, pp. 117-125, II. Congreso Geológico de Espana y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Espana.
- TROUW, R.A.J. & GAMBÒA, L.A.P. (1992b): Geotranssect Drake Passage-Weddell Sea, Antarctica. – *Recent Progress in Antarctic Earth Science*: edited by YOSHIDA, Y. et al., pp. 417-422, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 1992.
- TUCHOLKE, B.E. & HOUTZ, R.E. (1976): Sedimentary framework of the Bellingshausen basin from seismic profile data. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. **35**, pp. 197-227.
- TYRELL, G.W. (1945): Reports on rocks from West Antarctica and the Scotia arc. -- *Discovery Rep.*, Vol. **23**, pp. 37-102
- UYEDA, S. (1982) Subduction zones: an introduction to comparative subductology. – *Tectonophysics*, Vol. **81**, pp. 133-59.
- UYEDA, S. & KANAMORI, H. (1979): Back-arc opening and the mode of subduction. – *Journal of geophysical Research*, Vol. **84**, pp. 1049-1061.
- VENNUM, W. (1976): Cap. 15 Petrology and geochemistry of DSDP Leg 35 basalts, Bellingshausen Sea. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. **35**, pp. 327-334.
- VIDAL, P. & DOSSO, L. (1978): Core formation: catastrophic or continuous? Sr and Pb isotope geochemistry constraints. – *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **5**, pp. 169-172.
- VON BLANCKENBURG, F. & DAVIES, J.H. (1995): Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. – *Tectonics*, Vol. **14**, No. 1, pp. 120-131.
- VON HUENE, R. & SCHOLL, D.W. (1993): The return of sialic material to the mantle indicated by terrigenous material subducted at convergent margins. – *Tectonophysics*, Vol. **219**, pp. 163-175.
- WALSH, J.N. & HOWIE, R.A. (1980): An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of major and trace constituents of silicate rocks and minerals. – *Mineral. Mag.*, **47**, pp. 967-974.
- WALSH J.N., BUCKLEY, F. & BARKER, J. (1981): The simultaneous determination of the rare-earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry. – *Chem. Geol.*, **33**, pp. 141-153.

- WEAVER, B.L. (1991): The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **104**, pp. 381-397.
- WEAVER, S.D., SAUNDERS, A.D., PANKHURST, R.J. & TARNEY, J. (1979): A Geochemical Study of Magmatism Associated With the Initial Stages of Back-Arc Spreading; The Quaternary Volcanics of Bransfield Strait, From South Shetland Islands. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. **68**, pp. 151-169.
- WEBB, P.N., HARWOOD, D.M., MCKELVEY, B.C., MERCER, J.N. & STOTT, L.D. (1984): Cenozoic marine sedimentation and ice-volume variation on the East Antarctic craton. – *Geology*, Vol. **12**, pp. 287-291.
- WENDT, J.I., REGELOUS, M., COLLERSON, K.D. & EWART, A. (1997): Evidence for a contribution from two mantle plumes to island-arc lavas from northern Tonga. – *Geology*, Vol. **25**, pp. 611-614.
- WERNER, R., SCHMINCKE, H.-U. & SIGVALDSON (1996): A new model for the evolution of table mountains: volcanological and petrological evidence from Herdubreid and Herdubreidartögl volcanoes (Iceland). – *Geologische Rundschau*, Vol. **85**, pp. 390-397.
- WILLAN, R.C.R. & KELLEY, S.P. (1999): Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: Unravelling multiepisodic magmatism related to subduction and continental rifting. – *Journal of geophysical Research*, Vol. **104**, No. **B10**, pp. 23051-23068.
- WILLIAMS, K.L. (1987): *Introduction to X-ray spectrometry*. – Allen and Unwin, London.
- WILSON, M. (1991): *Igneous Petrogenesis*. – Harper Collins Academic, London.
- WILSON, M. (1993): Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? – *J. geol. Soc. London*, Vol. **150**, pp. 977-990.
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. – Enke Verlag Stuttgart.
- WOODBURNE, M.O. & ZINSMEISTER, W.J. (1984): The first land mammal from Antarctica and its biogeographic implication. – *J. Paleontology*, Vol. **58**, pp. 913-948
- WYLLIE, P.J. (1981): Plate tectonics and magma genesis. – *Geologische Rundschau*, Vol. **70**, pp. 128-153.
- WYLLIE, P.J. (1982): Subduction products according to experimental prediction. – *Geological Society of America Bulletin*, Vol. **93**, pp. 468-476.
- ZINDLER, A. & HART, S. (1986): Chemical Geodynamic. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. **14**, pp. 493-571.
- ZINDLER, A., JAGOUTZ E. & GOLDSTEIN, S. (1982): Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. – *Nature*, Vol. **298**, pp. 519-523.
- ZINDLER, A., STAUDIGEL, H. & BATIZA, R. (1984): Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. – *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **70**, pp. 175-195.

- ZINGREBE, E. & FOLEY, S.F. (1995): Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. **122**, pp. 79-96.

Geochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

SAMPLE	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	Sr	Y	Sc	Be	V	S	Cr	Co	Ni	Cu	
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Oceania N.																								
OC-1	48.65	13.40	2.74	8.77	0.15	9.11	8.24	3.36	1.18	2.22	0.45	-0.51	98.74	494	19	21	2	199	1040	166.61	58.93	230.28	44.80	
OC-2	49.29	14.05	11.91	n.d.	0.15	8.27	8.50	3.60	1.32	2.34	0.49	-0.38	99.35	548	20	21	2	200	295	157.14	57.40	204.81	50.33	
OC-3	49.65	14.02	2.4	8.69	0.15	8.44	8.45	3.58	1.38	2.32	0.47	-0.67	99.82	543	20	21	2	194	145	169.90	59.24	203.52	48.55	
OC-4	49.16	13.78	12.70	n.d.	0.16	9.34	8.54	3.37	1.22	2.28	0.51	-0.39	100.69	482	23	23	2	223	1465	195.85	62.04	243.53	48.71	
Arctowski N.																								
AR-1	51.72	15.59	10.79	n.d.	0.14	6.77	8.90	3.58	1.11	2.12	0.35	-0.35	100.71	475	20	22	2	211	260	143.22	50.82	117.45	32.37	
AR-2	50.96	15.12	10.56	n.d.	0.14	6.94	8.78	3.52	1.00	2.03	0.32	-0.36	99.00	451	17	21	2	192	270	149.03	49.82	99.01	28.05	
Gray N.																								
GR-3	48.47	14.35	12.05	n.d.	0.15	8.42	8.90	3.41	0.94	2.05	0.38	-0.44	98.67	443	16	22	2	191	115	202.75	61.63	191.68	51.84	
Castor N.																								
CA-13	50.08	14.70	2.14	7.79	0.14	7.07	8.81	3.30	0.96	2.09	0.30	0.44	98.89	444	16	22	1	186	1520	153.10	52.82	133.93	39.18	
CA-15	50.82	14.95	4.4	5.93	0.14	7.33	8.84	3.30	0.95	2.09	0.34	-0.38	99.38	438	18	22	1	193	560	142.94	55.25	123.53	29.48	
CA-16	51.50	15.28	2.44	7.81	0.15	7.51	8.94	3.37	1.07	2.14	0.34	-0.68	100.73	445	20	22	2	213	<50.0	180.45	58.00	139.92	31.22	
CA-21	50.82	14.98	5.65	4.94	0.15	7.67	8.64	3.15	0.96	2.11	0.35	0.07	100.03	434	18	23	2	206	<50.0	166.09	55.21	138.46	35.67	
CA-22	50.61	14.79	11.27	n.d.	0.15	7.83	8.81	3.28	1.07	2.10	0.35	-0.54	99.70	431	18	23	2	213	230	167.59	53.79	137.67	29.62	
CA-25	51.02	15.01	1.43	8.46	0.14	6.96	8.89	3.36	1.04	2.12	0.35	-0.45	99.28	441	19	21	2	197	325	129.53	47.38	109.76	25.78	
CA-26	50.27	14.72	10.99	n.d.	0.14	7.62	8.63	3.40	0.98	2.08	0.34	-0.32	98.86	444	16	22	1	184	<50.0	177.16	59.11	139.03	31.79	
CA-27	50.78	15.40	10.73	n.d.	0.13	6.10	8.96	3.55	1.13	2.16	0.39	-0.25	99.08	463	17	22	2	205	75	133.43	44.99	85.10	19.31	
CA-28	50.34	14.64	11.04	n.d.	0.15	8.14	8.70	3.24	0.97	2.08	0.32	-0.40	99.22	425	19	22	2	205	<50.0	178.94	51.84	143.39	25.47	
CA-31	50.21	14.61	1.78	8.87	0.15	7.47	9.00	3.47	1.00	2.06	0.38	-0.59	99.40	431	17	23	2	189	<50.0	182.41	57.05	179.10	64.55	
CA-32	49.85	14.93	10.91	n.d.	0.14	6.21	9.19	3.47	0.93	2.10	0.36	0.14	98.24	445	18	23	2	191	<50.0	190.88	84.01	157.86	119.79	
CA-33	50.39	14.98	2.11	8.18	0.14	7.70	9.18	3.21	0.92	2.09	0.35	-0.30	99.85	475	19	22	2	218	525	176.46	57.44	129.34	31.01	
CA-34	50.91	14.78	11.12	n.d.	0.15	7.61	8.86	3.30	0.98	2.06	0.32	-0.53	99.56	424	17	22	2	194	295	154.17	53.10	128.34	30.20	
CA-35	50.98	14.89	11.38	n.d.	0.15	7.79	8.79	3.31	1.01	2.10	0.36	-0.37	100.40	427	19	22	2	212	335	164.00	54.78	134.22	31.60	
CA-37	51.39	15.39	1.90	8.08	0.14	6.37	9.03	3.50	1.12	2.22	0.37	-0.51	99.90	446	20	22	2	215	185	127.72	47.67	88.65	25.58	
Hertha N.																								
HE-1	48.08	13.06	12.07	n.d.	0.15	11.97	7.83	3.13	0.98	1.84	0.32	-0.66	98.76	395	14	19	1	174	645	285.56	85.74	323.75	43.80	
HE-2	48.29	14.28	11.60	n.d.	0.15	9.47	8.87	3.26	1.07	2.03	0.54	0.31	99.87	431	18	21	2	210	<50.0	210.33	62.60	237.58	50.20	
Bruce N.																								
BN-1	44.83	12.79	3.09	8.69	0.16	9.96	9.25	3.41	1.15	2.31	0.55	1.29	98.45	574	19	21	2	200	610	215.96	63.38	227.63	47.78	
BN-2	47.44	13.24	3.81	8.15	0.16	9.23	8.89	3.69	1.29	2.39	0.54	-0.35	99.39	563	17	20	2	197	610	198.78	62.65	223.89	48.74	
Larsen N.																								
LN-1	49.13	14.42	11.54	n.d.	0.15	8.61	8.31	3.31	0.78	1.90	0.24	-0.66	97.72	366	16	20	1	183	900	206.31	70.08	177.74	38.69	
LN-2	49.69	14.75	12.13	n.d.	0.15	8.10	8.52	3.36	0.87	1.96	0.29	-0.59	99.24	377	16	21	1	193	740	211.45	62.55	165.63	45.62	
LN-3	50.12	14.86	2.21	8.97	0.15	8.32	8.54	3.41	0.92	2.00	0.35	-0.58	100.26	381	18	21	2	206	1360	167.15	67.16	179.94	42.28	
LN-4	49.39	14.65	12.48	n.d.	0.14	7.85	8.40	3.54	0.90	1.95	0.29	-0.50	99.11	383	16	21	2	187	1075	168.51	62.77	152.60	41.43	
LN-5	49.74	14.93	4.58	7.15	0.12	5.60	8.45	3.40	0.82	1.98	0.29	0.82	98.67	384	17	21	1	193	4110	172.05	74.40	114.88	42.33	
LN-6	49.93	14.78	1.14	9.28	0.15	8.27	8.46	3.39	0.82	1.94	0.23	-0.69	98.72	378	16	21	1	192	500	189.23	61.41	174.89	36.03	
LN-8	50.31	14.92	11.68	n.d.	0.15	7.71	8.62	3.41	0.87	1.97	0.40	-0.58	99.46	378	17	21	1	195	1000	168.03	55.05	155.60	44.47	

Tabelle 1

Geochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

SAMPLE	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	Sr	Y	Sc	Be	V	S	Cr	Co	Ni	Cu
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Bull N.																							
BU-1	50,47	14,50	11,57	n.d.	0,14	8,70	8,04	3,49	1,00	1,89	0,26	-0,32	99,74	388	14	20	1	167	615	179,82	59,74	185,01	42,70
BU-2	50,27	14,57	11,31	n.d.	0,14	8,44	8,24	3,37	0,99	1,92	0,28	-0,41	99,12	381	16	20	2	186	585	166,47	60,35	157,69	40,50
BU-3	50,33	14,52	1,98	8,17	0,14	8,79	8,27	3,46	1,09	1,95	0,27	-0,46	99,42	412	15	21	2	176	625	195,73	62,94	181,92	44,81
BU-4	50,97	14,93	11,32	n.d.	0,14	8,12	8,38	3,59	1,01	1,94	0,28	-0,31	100,34	408	15	20	2	177	385	181,90	62,95	162,47	39,99
BU-5	50,43	14,49	10,99	n.d.	0,14	8,08	8,35	3,32	0,97	1,94	0,27	-0,02	98,97	390	16	20	2	180	350	156,76	57,96	155,11	39,93
BU-6	49,47	13,85	11,65	n.d.	0,15	10,09	7,73	3,12	0,89	1,81	0,26	-0,24	98,77	361	14	19	1	169	510	176,94	63,82	201,54	36,03
BU-7	49,79	14,07	1,91	8,45	0,14	9,80	8,12	3,33	1,09	1,9	0,31	-0,43	99,42	409	13	21	2	171	395	191,10	60,71	186,29	39,97
Paulet Is.																							
PA-1	46,64	16,03	3,94	6,34	0,15	9,41	8,93	4,14	1,3	2,15	0,81	-0,39	100,16	969	21	26	2	188	290	199,46	58,15	199,12	34,65
PA-2	47,27	15,96	10,94	n.d.	0,16	9,22	8,91	3,79	1,25	2,15	0,75	-0,44	99,95	905	22	25	2	193	<50,0	208,67	61,09	202,47	37,39
Penguin Is.																							
PE-1	49,23	15,76	9,68	n.d.	0,15	10,73	10,03	3,03	0,47	1,08	0,36	-0,48	100,04	515	10	31	1	264	<50,0	271,05	52,86	244,83	72,39
PE-3	48,30	15,27	3,7	5,26	0,15	11,47	9,52	3,06	0,5	1,12	0,25	-0,4	98,79	507	10	28	1	259	<50,0	350,17	69,39	298,25	113,49
Livingston Is.																							
"Gleaner Heights"																							
VU-11	49,88	18,16	2,57	5,88	0,14	6,22	10,94	3,73	0,51	0,98	0,19	-0,32	99,56	573	10	34	1	279	450	73,44	42,67	37,98	131,87
VU-12	50,34	17,97	9,16	n.d.	0,15	6,28	11,08	3,51	0,49	0,97	0,21	-0,42	99,73	535	10	32	1	290	<50,0	70,44	40,39	38,66	151,38
VU-14	49,78	17,78	9,19	n.d.	0,14	6,35	10,97	3,41	0,44	0,96	0,20	-0,26	99,06	528	11	33	1	289	<50,0	78,54	40,92	38,52	82,22
VU-15	52,37	16,68	3,35	5,57	0,15	4,66	8,90	4,02	0,55	1,60	0,26	0,25	98,97	409	23	30	2	267	895	41,74	42,29	21,74	76,07
VU-25	46,84	16,02	3,63	5,79	0,15	12,10	10,22	2,97	0,40	0,93	0,20	-0,43	99,45	425	9	34	1	244	<50,0	416,52	63,80	314,52	108,49
VU-261	46,77	16,13	7,81	1,74	0,15	11,16	10,56	2,92	0,33	0,92	0,18	0,16	99,02	425	10	35	1	246	610	354,79	66,15	264,61	89,65
VU-262	46,91	16,19	8,96	n.d.	0,15	11,08	10,74	2,76	0,36	0,91	0,16	-0,09	98,13	430	9	35	1	250	<50,0	342,41	62,68	247,80	95,19
Hurd Pen. Dyke																							
GA-11	45,31	18,70	2,2	7,09	0,18	6,01	5,16	2,12	4,66	1,10	0,20	6,19	99,69	449	8	33	2	273	365	30,29	32,09	23,48	48,80
GA-12	47,79	17,42	8,16	n.d.	0,14	5,94	3,74	2,38	4,86	1,09	3,31	3,74	98,56	594	7	32	1	266	<50,0	30,43	30,22	21,46	51,66

Geochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

SAMPLE	Zn	Pb	Sr	Zr	Nb	Ba	Pb	As	Mo	Sb	Sc	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Tb	Yb	Lu	
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Oceania N.																									
OC-1	103,48	16,52	446,66	156	49,364	143	2,35	1,60	3,13	0,05	22,58	3,995	1,41	24,947	51,075	25,617	5,859	2,075	6,359	5,113	2,659	0,926	1,978	0,277	
OC-2	104,83	18,54	489,32	165	63,335	154	2,62	1,44	4,01	0,07	22,60	3,909	1,42	26,872	54,765	27,124	6,141	2,153	6,559	5,206	2,683	0,952	1,929	0,274	
OC-3	105,10	18,91	502,53	162	59,638	157	2,48	1,64	3,66	0,06	23,15	3,969	1,52	27,424	55,925	27,776	6,303	2,219	6,665	5,293	2,747	0,969	1,973	0,280	
OC-4	104,62	14,18	442,76	155	56,031	140	2,27	1,54	3,49	0,06	23,04	3,600	1,37	24,389	49,927	24,973	5,738	2,031	6,195	5,060	2,565	0,924	1,928	0,278	
Arctowski N.																									
AR-1	96,45	14,51	440,24	114	41,193	107	2,30	1,55	3,26	0,08	22,82	2,526	1,03	19,435	40,277	20,974	5,090	1,885	5,427	4,367	2,196	0,792	1,578	0,225	
AR-2	94,98	14,15	432,12	149	40,309	101	2,12	1,39	3,14	0,07	22,85	2,420	1,00	18,589	38,988	20,532	5,038	1,884	5,273	4,325	2,181	0,793	1,575	0,219	
Gray N.																									
GR-3	108,42	11,48	443,70	132	45,415	109	2,30	2,23	3,18	0,07	25,11	2,437	1,01	19,981	41,463	21,938	5,302	1,967	5,663	4,710	2,333	0,854	1,762	0,249	
Castor N.																									
CA-13	96,55	13,62	417,30	132	26,784	112	2,43	2,33	2,28	0,05	23,98	2,286	0,91	17,150	36,435	20,287	5,173	1,910	5,515	4,565	2,343	0,838	1,715	0,244	
CA-15	94,45	14,75	414,88	137	34,855	111	2,04	1,46	2,69	0,07	22,15	2,429	0,87	17,668	37,490	20,269	5,023	1,847	5,344	4,378	2,279	0,803	1,704	0,236	
CA-16	104,48	16,27	458,87	100	39,687	112	2,47	1,60	3,02	0,08	24,76	2,657	0,95	19,531	41,434	22,383	5,590	2,049	5,922	4,812	2,488	0,879	1,839	0,257	
CA-21	99,47	15,62	429,27	99	40,642	112	2,40	1,67	2,71	0,11	24,94	2,841	0,95	18,491	39,049	21,141	5,266	1,954	5,592	4,585	2,349	0,847	1,732	0,254	
CA-22	103,39	15,15	415,14	135	36,621	113	2,32	1,57	2,78	0,09	23,41	2,442	0,92	17,932	38,125	20,618	5,114	1,869	5,419	4,459	2,310	0,807	1,704	0,246	
CA-25	88,91	14,56	395,47	140	36,525	115	2,54	1,07	2,70	0,08	21,81	2,319	0,88	16,985	36,116	19,525	4,878	1,807	5,144	4,250	2,135	0,780	1,618	0,231	
CA-26	95,25	14,77	409,35	131	36,365	115	2,24	1,31	2,75	0,08	22,99	2,329	0,88	17,103	36,271	19,790	4,970	1,834	5,257	4,341	2,174	0,791	1,669	0,229	
CA-27	94,23	14,67	429,19	141	38,132	114	2,57	1,48	2,49	0,09	23,13	2,402	0,92	18,302	38,738	20,924	5,161	1,906	5,463	4,505	2,257	0,825	1,682	0,236	
CA-28	108,48	13,36	390,18	96	44,258	109	2,39	1,26	2,47	0,08	22,10	2,237	0,83	16,117	34,584	18,850	4,762	1,758	5,040	4,163	2,130	0,759	1,591	0,223	
CA-31	111,18	14,86	425,57	140	44,565	117	2,18	1,66	3,22	0,09	25,05	2,697	1,01	20,359	42,663	22,605	5,475	1,979	5,836	4,859	2,536	0,872	1,867	0,264	
CA-32	108,80	15,83	455,81	140	46,858	118	2,40	1,79	3,54	0,10	26,76	2,830	1,05	21,507	45,198	23,823	5,774	2,093	6,185	5,151	2,664	0,928	1,977	0,282	
CA-33	97,50	11,99	461,07	108	36,376	98	2,35	1,62	2,67	0,09	23,75	2,562	0,88	17,450	36,996	20,161	5,022	1,862	5,337	4,384	2,259	0,800	1,669	0,237	
CA-34	94,85	14,75	404,36	135	37,437	106	2,25	1,46	2,78	0,09	22,70	2,319	0,89	17,227	36,565	19,922	4,955	1,809	5,262	4,339	2,240	0,792	1,647	0,235	
CA-35	98,14	14,15	403,95	134	35,144	105	2,26	1,41	2,69	0,08	22,56	2,284	0,88	17,052	36,339	19,803	4,941	1,822	5,229	4,283	2,233	0,781	1,652	0,232	
CA-37	94,84	14,74	416,80	110	35,142	111	2,14	1,38	2,92	0,08	22,89	2,388	0,92	18,057	38,203	20,748	5,142	1,885	5,496	4,484	2,281	0,817	1,690	0,241	
Hertha N.																									
HE-1	101,84	11,42	385,72	121	41,337	97	1,65	1,52	3,59	0,04	22,15	2,220	0,89	17,405	35,896	18,708	4,434	1,627	4,870	3,994	2,063	0,719	1,505	0,212	
HE-2	100,50	11,67	424,83	78	39,690	100	1,69	1,54	3,22	0,04	23,07	2,392	0,96	19,208	39,600	20,393	4,890	1,779	5,280	4,388	2,239	0,796	1,658	0,228	
Bruce N.																									
BN-1	105,31	14,42	544,58	182	76,827	142	2,71	1,76	4,02	0,07	23,33	3,765	1,50	31,819	64,086	31,289	6,764	2,402	6,913	4,932	2,480	0,938	1,675	0,231	
BN-2	106,78	15,56	525,06	182	70,912	152	2,85	1,52	4,21	0,09	20,86	3,686	1,44	29,356	59,359	29,320	6,448	2,303	6,688	4,878	2,352	0,942	1,591	0,219	
Larsen N.																									
LN-1	106,48	12,53	351,31	111	32,748	90	2,14	1,55	2,69	0,05	22,44	1,916	0,74	14,822	31,019	16,753	4,269	1,615	4,658	4,106	2,120	0,726	1,592	0,225	
LN-2	111,24	13,34	374,32	117	34,504	90	2,12	1,75	2,72	0,05	23,69	2,052	0,80	15,838	33,296	17,966	4,592	1,729	5,001	4,403	2,236	0,785	1,719	0,243	
LN-3	107,13	13,43	354,74	90	32,420	91	2,10	1,80	2,80	0,08	22,89	2,237	0,76	14,964	31,349	16,957	4,348	1,575	4,753	4,136	2,125	0,748	1,588	0,239	
LN-4	108,14	13,74	383,48	117	35,249	92	2,20	1,84	2,88	0,07	23,95	2,088	0,83	16,069	33,804	18,272	4,643	1,688	5,097	4,413	2,250	0,797	1,712	0,244	
LN-5	101,00	12,77	361,03	119	34,001	92	2,03	1,29	2,80	0,06	22,92	1,982	0,79	15,050	31,713	17,645	4,436	1,618	4,921	4,304	2,184	0,759	1,633	0,233	
LN-6	110,86	13,69	380,09	111	35,113	91	2,23	1,85	2,86	0,07	24,39	2,068	0,82	15,910	33,385	18,101	4,608	1,673	5,060	4,413	2,296	0,785	1,727	0,241	
LN-8	104,09	13,20	357,22	118	33,644	92	2,16	1,67	2,75	0,07	23,26	1,999	0,78	15,277	32,043	17,305	4,384	1,571	4,823	4,253	2,179	0,760	1,656	0,237	

Geochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

SAMPLE	Zn	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	Pb	As	Mo	Sb	Sc	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Tb	Yb	Lu	
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Bull N.																									
BU-1	99,04	15,51	377,14	121	33,982	97	2,61	1,69	2,78	0,08	21,83	2,354	0,89	15,290	31,880	17,008	4,302	1,554	4,638	3,998	1,998	0,720	1,527	0,213	
BU-2	93,02	14,57	356,50	125	32,534	94	2,34	1,48	2,65	0,07	20,39	2,263	0,83	14,644	30,549	16,367	4,138	1,497	4,470	3,803	1,951	0,681	1,433	0,203	
BU-3	103,17	18,11	403,68	131	34,005	106	2,77	1,85	3,12	0,08	24,00	2,681	1,00	17,335	36,190	19,074	4,735	1,685	5,136	4,374	2,236	0,795	1,662	0,241	
BU-4	102,01	15,66	387,08	126	36,213	97	2,40	1,66	2,93	0,07	22,96	2,457	0,92	16,058	33,542	17,965	4,491	1,624	4,917	4,135	2,153	0,751	1,562	0,221	
BU-5	95,96	16,94	383,40	131	34,917	98	2,53	1,66	2,97	0,10	22,44	2,682	0,93	15,994	33,303	17,821	4,530	1,632	4,840	4,126	2,126	0,741	1,574	0,224	
BU-6	91,91	13,76	330,20	121	31,079	94	2,22	1,62	2,48	0,08	19,79	2,170	0,80	13,839	28,839	15,403	3,909	1,413	4,212	3,576	1,844	0,637	1,354	0,195	
BU-7	105,16	16,81	373,08	129	34,917	107	2,62	1,67	2,93	0,09	21,21	2,549	0,94	16,115	33,527	17,665	4,328	1,536	4,641	3,882	2,018	0,693	1,485	0,214	
Paulet Is.																									
PA-1	72,42	17,76	887,20	196	67,215	209	2,89	1,86	3,30	0,06	27,43	3,479	1,37	38,874	75,075	33,965	6,857	2,326	7,049	5,179	2,987	0,948	2,256	0,339	
PA-2	75,28	18,97	922,98	193	71,653	209	3,14	1,89	3,50	0,06	28,54	3,711	1,35	42,109	81,135	36,681	7,249	2,443	7,569	5,561	3,146	1,024	2,454	0,355	
Penguin Is.																									
PE-1	65,82	6,73	487,03	62	4,703	143	7,31	1,05	0,29	-0,03	31,36	1,060	0,27	8,783	20,606	12,456	2,898	0,957	3,082	2,652	1,537	0,463	1,277	0,189	
PE-3	75,04	7,33	546,20	61	5,674	147	2,99	1,16	0,31	-0,03	33,37	1,292	0,31	10,869	25,509	15,057	3,373	1,105	3,554	2,979	1,720	0,516	1,368	0,203	
Livingston Is.																									
"Gleaner Heights"																									
VU-11	70,63	8,35	518,66	38	4,351	159	6,59	1,30	0,17	0,04	36,13	1,024	0,24	6,985	16,174	9,810	2,400	0,810	2,677	2,658	1,648	0,434	1,493	0,224	
VU-12	69,63	7,86	524,55	44	4,340	153	6,77	1,37	0,11	0,03	37,24	1,025	0,24	7,123	16,421	9,908	2,417	0,821	2,715	2,687	1,662	0,437	1,489	0,227	
VU-14	66,52	7,22	514,07	42	5,397	148	6,88	1,52	0,32	0,05	37,22	1,360	0,23	7,009	16,238	9,897	2,434	0,847	2,705	2,701	1,692	0,451	1,500	0,236	
VU-15	71,20	8,98	401,73	135	8,948	114	4,91	2,75	1,01	0,12	33,26	1,297	0,39	10,550	26,107	16,787	4,301	1,547	4,814	4,940	3,132	0,806	2,734	0,409	
VU-25	70,23	6,67	392,44	40	2,535	81	3,03	1,25	0,28	0,04	34,82	0,770	0,20	5,937	14,894	9,253	2,289	0,861	2,590	2,614	1,577	0,433	1,368	0,205	
VU-261	68,19	5,64	391,96	36	2,395	82	2,23	1,24	0,23	0,03	35,46	0,774	0,18	5,649	14,179	9,014	2,276	0,849	2,576	2,608	1,585	0,422	1,365	0,206	
VU-262	66,84	6,06	396,80	38	2,407	80	2,62	1,15	0,24	-0,03	35,45	0,753	0,18	5,601	14,015	9,055	2,290	0,863	2,582	2,570	1,624	0,418	1,385	0,211	
Hurd Pen. Dyke																									
GA-11	36,53	248,78	431,32	44	2,263	1169	2,49	10,14	-0,05	0,36	33,18	2,722	0,61	11,304	23,488	13,889	3,154	0,281	3,160	2,200	1,264	0,405	0,975	0,143	
GA-12	32,56	241,09	578,77	42	2,381	1131	3,67	10,37	-0,05	0,44	32,23	2,870	0,62	10,239	22,520	13,976	3,237	0,304	3,221	2,303	1,323	0,424	1,024	0,156	

Geochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

SAMPLE	Pr	Ho	Tm	Bi	Be	Li	Y	Cd	Sn	Cs	Tl
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Oceania N.											
OC-1	6,442	0,957	0,350	0,04	1,64	6,54	24,77	0,12	2,07	0,21	0,07
OC-2	6,653	0,959	0,341	0,17	1,75	6,68	24,91	0,11	2,45	0,24	0,07
OC-3	6,771	0,981	0,354	0,03	1,90	6,72	25,52	0,11	2,56	0,21	0,05
OC-4	6,075	0,932	0,342	-0,03	1,70	6,26	24,72	0,14	2,15	0,08	0,07
Arctowski N.											
AR-1	4,972	0,794	0,282	0,10	1,63	6,40	21,07	0,13	2,03	0,33	0,05
AR-2	4,838	0,795	0,277	-0,03	1,58	6,31	20,91	0,11	2,11	0,32	0,05
Gray N.											
GR-3	5,195	0,866	0,314	0,03	1,40	6,95	23,17	0,11	1,91	0,19	0,03
Castor N.											
CA-13	4,652	0,842	0,301	0,05	1,45	6,00	22,45	0,12	1,30	0,36	0,05
CA-15	4,711	0,805	0,297	-0,03	1,44	6,50	21,68	0,08	2,41	0,39	-0,03
CA-16	5,205	0,907	0,320	0,05	1,49	6,66	23,99	0,08	2,08	0,44	0,04
CA-21	4,919	0,863	0,316	0,03	1,49	6,58	22,69	0,03	2,60	0,41	0,06
CA-22	4,773	0,834	0,296	-0,03	1,42	5,85	22,02	0,10	1,94	0,40	0,07
CA-25	4,533	0,785	0,287	0,04	1,27	5,58	20,95	0,10	1,89	0,39	0,06
CA-26	4,567	0,803	0,290	-0,03	1,34	6,50	21,40	-0,03	2,95	0,39	0,03
CA-27	4,868	0,830	0,300	-0,03	1,45	6,70	21,99	0,14	2,00	0,39	0,08
CA-28	4,352	0,771	0,282	-0,03	1,38	5,80	20,51	0,04	3,14	0,36	0,03
CA-31	5,338	0,910	0,330	-0,03	1,47	7,14	24,30	0,06	2,02	0,38	0,03
CA-32	5,634	0,958	0,347	0,04	1,42	7,39	25,68	0,07	12,05	0,45	0,03
CA-33	4,672	0,825	0,289	0,04	1,43	5,52	21,73	0,12	2,10	0,29	0,12
CA-34	4,620	0,799	0,288	-0,03	1,34	6,25	21,30	0,09	2,03	0,39	0,06
CA-35	4,589	0,793	0,289	0,03	1,39	5,67	21,27	0,12	1,91	0,38	0,06
CA-37	4,814	0,835	0,297	-0,03	1,46	6,29	22,02	0,09	2,01	0,40	0,05
Hertha N.											
HE-1	4,447	0,745	0,268	0,03	1,37	5,64	20,03	0,10	1,67	0,21	0,04
HE-2	4,891	0,810	0,298	-0,03	1,43	4,80	21,54	0,05	1,96	0,22	0,03
Bruce N.											
BN-1	7,728	0,878	0,296	0,04	1,89	6,39	23,36	0,12	2,26	0,32	0,05
BN-2	7,165	0,871	0,286	0,03	1,68	6,97	22,75	0,10	2,43	0,38	0,05
Larsen N.											
LN-1	3,911	0,769	0,277	0,04	1,15	5,95	20,43	0,12	1,76	0,32	0,05
LN-2	4,189	0,821	0,302	0,03	1,23	6,08	21,76	0,13	2,75	0,35	0,05
LN-3	3,954	0,781	0,282	0,03	1,25	5,91	20,51	0,16	1,95	0,32	0,11
LN-4	4,241	0,823	0,299	0,03	1,25	6,22	21,94	0,13	2,41	0,34	0,06
LN-5	4,068	0,798	0,283	-0,03	1,19	4,50	21,20	0,13	1,97	0,33	0,05
LN-6	4,210	0,822	0,304	-0,03	1,32	6,45	22,05	0,13	1,97	0,35	0,05
LN-8	4,019	0,792	0,296	0,03	1,23	5,77	21,11	0,13	1,89	0,35	0,05

Geochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

SAMPLE	Pr	Ho	Tm	Bi	Be	Li	Y	Cd	Sn	Cs	Tl
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Bull N.											
BU-1	3,997	0,744	0,272	0,03	1,39	6,29	19,80	0,11	1,97	0,33	0,06
BU-2	3,801	0,712	0,251	0,03	1,18	5,87	18,70	0,11	1,89	0,32	0,06
BU-3	4,494	0,814	0,292	0,03	1,42	6,80	21,40	0,13	2,05	0,42	0,07
BU-4	4,173	0,774	0,273	0,03	1,36	6,23	20,42	0,12	2,00	0,33	0,06
BU-5	4,177	0,770	0,277	0,05	1,41	5,97	20,34	0,11	2,06	0,35	0,12
BU-6	3,592	0,668	0,234	0,04	1,25	5,68	17,56	0,10	1,66	0,31	0,07
BU-7	4,156	0,723	0,263	0,04	1,35	6,40	19,22	0,11	1,97	0,38	0,07
Paulet Is.											
PA-1	8,662	0,989	0,383	0,03	1,90	6,08	26,63	0,07	1,98	0,32	0,03
PA-2	9,368	1,051	0,417	-0,03	1,90	6,29	28,64	0,11	2,15	0,48	0,05
Penguin Is.											
PE-1	2,850	0,525	0,217	-0,03	0,70	5,73	14,26	0,09	0,84	0,13	-0,03
PE-3	3,485	0,580	0,234	-0,03	0,90	6,22	15,86	0,05	1,06	0,07	-0,03
Livingston Is.											
"Gleaner Heights"											
VU-11	2,216	0,554	0,247	0,03	0,70	7,66	15,34	0,10	0,79	0,25	0,05
VU-12	2,252	0,559	0,252	0,07	0,68	7,62	15,45	0,09	0,80	0,14	0,04
VU-14	2,254	0,569	0,251	0,07	0,85	8,06	15,22	0,10	0,84	0,20	0,10
VU-15	3,679	1,026	0,458	0,04	1,07	9,67	28,07	0,13	1,58	0,58	0,09
VU-25	2,097	0,535	0,230	-0,03	0,63	5,69	14,65	0,03	2,13	0,24	-0,03
VU-261	2,014	0,534	0,224	-0,03	0,58	5,07	14,66	0,08	0,88	0,20	-0,03
VU-262	2,001	0,540	0,231	-0,03	0,58	5,50	14,65	0,08	0,84	0,26	0,05
Hurd Pen. Dyke											
GA-11	3,116	0,419	0,165	-0,03	1,43	43,34	11,76	-0,03	0,69	6,91	1,32
GA-12	3,087	0,446	0,175	-0,03	0,66	35,53	12,44	-0,03	0,70	3,89	1,40

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO%	MgO%	MgO%	CaO%	Ni ₂ O%	K ₂ O%	MnO%	TiO ₂ %	PO ₄ %	SO ₄ %	Vppm	Crppm	Coppm	Nippm	Cuippm	Znppm	Gaippm	Rbippm	Strppm	
King George Island																							
Foyn Coast																							
TL554.4	50.05	16.59	10.37	n.d.	8.38	6.73	3.56	1.87	0.16	1.54	0.54	n.d.	n.d.	98	n.d.	28	n.d.	n.d.	n.d.	22	102	570	
Fildes Peninsula																							
P600.3	49.44	15.81	10.49	n.d.	7.69	10.97	2.69	0.33	0.20	0.83	0.14	n.d.	n.d.	43	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1	554
P600.9	49.40	15.27	11.30	n.d.	8.44	9.95	2.61	0.17	0.26	0.96	0.15	n.d.	n.d.	45	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1	553
P608.4B	54.43	15.38	10.64	n.d.	5.08	8.27	4.01	0.58	0.25	1.02	0.16	n.d.	n.d.	17	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	493
P608.5A	53.53	16.19	10.71	n.d.	4.48	8.47	4.16	0.41	0.25	1.04	0.16	n.d.	n.d.	17	n.d.	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2	513
P604.1	52.54	17.00	11.03	n.d.	4.58	8.59	3.84	0.58	0.22	0.87	0.15	n.d.	n.d.	36	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	532
P611.1	62.07	16.29	6.11	n.d.	2.36	5.01	5.49	0.99	0.19	0.89	0.34	n.d.	n.d.	9	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	46	446
P615.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P619.1	49.57	20.47	9.08	n.d.	5.25	11	3	0.38	0.18	0.7	0.14	n.d.	n.d.	48	n.d.	17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7	508
Lion's Rump																							
P438.J	56.18	16.31	7.68	n.d.	5.17	6.84	3.66	1.81	0.15	0.93	0.31	n.d.	n.d.	37	n.d.	15	n.d.	n.d.	n.d.	23	44	511	
Cinder Spur																							
P821.1	51.44	19.83	7.97	n.d.	4.05	9.9	3.74	0.81	0.14	0.87	0.20	n.d.	n.d.	23	n.d.	14	n.d.	n.d.	n.d.	28	12	486	
Maritime Head																							
P820.3	51.96	18.84	8.41	n.d.	5.70	9.24	3.71	0.83	0.18	0.86	0.18	n.d.	n.d.	28	n.d.	16	n.d.	n.d.	n.d.	25	12	476	
Turner Point																							
P815.1	57.60	15.86	6.18	n.d.	7.01	7.21	3.67	1.20	0.14	0.75	0.20	n.d.	n.d.	90	n.d.	34	n.d.	n.d.	n.d.	25	14	613	
Low Head																							
LH1	50.30	16.90	n.d.	8.40	7.50	11.4	2.5	0.23	0.14	0.82	1.17	33	228	734	n.d.	240	83	76	18	3.3	373.2		
Melville Peak																							
MP372	52.50	16.30	n.d.	7.10	8.80	10.2	3.2	0.80	0.13	1.01	0.14	38	247	330	n.d.	136	91	56	15	11.6	499.9		
MP375	53.00	16.80	n.d.	7.00	7.00	11.1	3.4	0.88	0.13	0.96	0.13	48	257	172	n.d.	50	100	54	19	17	562		
MP405	52.80	16.70	n.d.	7.10	7.10	11.3	3.1	0.91	0.14	0.92	0.14	42	249	157	n.d.	41	79	55	18	17	598		
MP406	53.10	16.90	n.d.	7.00	7.00	11.4	3.2	0.92	0.14	0.91	0.13	41	277	150	n.d.	38	76	54	18	15.8	622.4		
G.31.1	52.00	17.14	1.59	5.68	7.10	10.75	3	0.91	0.12	0.91	0.12	n.d.	n.d.	115	n.d.	41	n.d.	n.d.	n.d.	56	18	16	566
G.32.1	52.03	16.85	1.43	5.71	7.30	11.22	2.87	0.89	0.14	0.88	0.13	n.d.	n.d.	172	n.d.	37	n.d.	n.d.	n.d.	47	17	16	599
Seal Rock																							
SRI	59.00	17.60	n.d.	6.30	3.20	7	4.3	0.80	0.12	1.02	0.22	15	120	17	n.d.	18	23	63	16	18	18	482	
Greenwich Is.																							
Mount Plymouth																							
P.55.1	48.20	15.50	2.81	7.02	10.20	10.79	3.62	0.49	0.16	1.31	0.19	n.d.	n.d.	700	n.d.	367	n.d.	68	19	n.d.	477		
P.54.1	48.40	17.10	2.74	6.84	8.20	11.45	3.96	0.42	0.16	1.26	0.18	n.d.	n.d.	470	n.d.	206	n.d.	66	21	4	470		
Livingston Is.																							
'Clearer Heights'																							
P.51.1	50.30	18.10	2.55	6.38	5	11.27	4.15	0.56	0.15	1.08	0.17	n.d.	n.d.	110	n.d.	35	n.d.	76	24	7	590		
Deception Island																							
B138.J	51.64	15.62	9.63	n.d.	6.43	9.63	4.16	0.31	0.18	1.57	0.21	n.d.	n.d.	139	n.d.	35	n.d.	n.d.	n.d.	21	3	342	
B213.2	52.71	16.12	9.95	n.d.	4.92	9.09	4.9	0.45	0.18	1.68	0.29	n.d.	n.d.	52	n.d.	15	n.d.	n.d.	n.d.	22	5	383	
B184.3	62.57	15.59	7.04	n.d.	1.10	3.38	7.02	1.22	0.2	1.18	0.42	n.d.	n.d.	6	n.d.	4	n.d.	n.d.	n.d.	24	21	262	

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tarney (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	SiO2/%	Al2O3/%	Fe2O3/%	FeO/%	MgO/%	CaO/%	Na2O/%	K2O/%	MnO/%	TiO2/%	P2O5/%	Sc/ppm	V/ppm	Cr/ppm	Co/ppm	Ni/ppm	Cu/ppm	Zn/ppm	Ga/ppm	Rb/ppm	Sr/ppm	
Deception Island																						
P870.2	67,73	14,59	5,16	n.d.	0,40	1,81	7,28	1,59	0,18	0,59	0,1	n.d.	n.d.	7	n.d.	2	n.d.	n.d.	27	30	132	
D2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20,3	274,4	
D9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	34,4	128	
D10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	417,8
D1048	50,90	17,30	n.d.	8,40	6,10	10,3	4,1	0,47	0,15	1,58	0,25	32	245	106	n.d.	28	31	66	17	7	465	
D1049	52,70	15,90	n.d.	9,50	4,30	8,5	4,8	0,59	0,18	2,09	0,37	29	290	15	n.d.	6	10	78	22	9	381	
D1050	60,00	16,00	n.d.	7,70	2,30	5,3	6,1	1,04	0,17	1,68	0,41	18	120	0	n.d.	3	19	86	19	17	327	
D1051	51,60	15,20	n.d.	11,00	4,90	9,1	4,7	0,50	0,19	2,44	0,36	37	3360	44	n.d.	14	47	81	21	5	350	
D1055	68,90	14,50	n.d.	4,30	0,30	1,8	7,2	1,89	0,15	0,60	0,12	11	13	0	n.d.	9	8	87	24	30	130	
D1057	69,20	14,80	n.d.	4,40	0,30	1,8	7,3	1,90	0,15	0,59	0,12	10	0	0	n.d.	9	5	88	22	31	131	
D1060	57,80	15,60	n.d.	8,60	2,60	6	5,9	0,96	0,17	1,86	0,37	20	194	9	n.d.	1	54	85	20	14	325	
D1063	52,80	15,40	n.d.	10,80	4,30	8,6	4,9	0,53	0,19	2,31	0,53	32	304	10	n.d.	5	25	81	19	5	344	
D1065	52,30	15,20	n.d.	10,60	4,40	8,6	4,6	0,54	0,19	2,31	0,34	31	294	11	n.d.	5	35	87	19	8	340	
D1066	59,90	15,80	n.d.	7,30	2,10	5,1	6,2	1,08	0,17	1,60	0,44	23	113	1	n.d.	6	12	83	22	17	318	
D1067	61,70	15,80	n.d.	6,70	1,60	4,3	6,6	1,22	0,17	1,29	0,45	18	83	1	n.d.	3	14	87	19	19	290	
D1075	63,90	15,60	n.d.	6,70	1,20	3,6	6,7	1,43	0,17	1,12	0,42	17	50	2	n.d.	7	17	90	23	21	254	
D1079	69,00	14,80	n.d.	4,50	0,40	1,9	7,3	1,88	0,15	0,63	0,13	10	17	0	n.d.	8	8	89	21	32	136	
D1081	54,20	16,30	n.d.	9,20	4,70	8,8	4,8	0,57	0,17	1,81	0,29	30	270	48	n.d.	13	42	75	21	7	372	
D1082	53,80	16,20	n.d.	9,00	4,60	8,9	4,4	0,51	0,17	1,82	0,29	35	265	42	n.d.	14	30	77	19	9	374	
D1084	56,70	15,10	n.d.	8,90	3,10	6,6	5,4	1,87	0,17	1,85	0,31	24	243	6	n.d.	8	57	82	24	12	333	
D1085	56,40	15,60	n.d.	8,60	3,10	6,6	5,1	0,91	0,17	1,82	0,32	28	228	8	n.d.	12	54	85	20	15	335	
D1087	53,70	16,20	n.d.	8,80	4,60	8,9	4,6	0,55	0,17	1,82	0,29	32	267	43	n.d.	14	39	72	19	10	371	
D1088	59,70	15,50	n.d.	7,90	4,20	8,3	3,9	0,53	0,13	1,28	0,21	24	191	73	n.d.	29	50	59	14	8	364	
D1092	54,20	16,90	n.d.	8,00	4,70	9,3	4,5	0,51	0,16	1,59	0,24	30	225	48	n.d.	18	59	66	20	6	409	
B.138.2	51,89	16,20	9,46	n.d.	6,11	10,07	4,07	0,28	0,18	1,49	0,21	n.d.	n.d.	141	n.d.	35	n.d.	76	16	3	340	
B.103.3	52,33	16,64	9,33	n.d.	5,19	9,97	4,57	0,4	0,17	1,56	0,26	n.d.	n.d.	101	n.d.	19	n.d.	73	20	5	427	
B.103.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
B.213.2	52,71	16,12	9,96	n.d.	4,92	9,09	4,9	0,45	0,18	1,68	0,29	n.d.	n.d.	52	n.d.	15	n.d.	80	22	5,2	383	
B.119.1	52,46	15,12	12,16	n.d.	4,08	8,37	5,09	0,48	0,21	2,44	0,33	n.d.	n.d.	20	n.d.	9	n.d.	87	24	5,6	357	
B.311.1	54,60	14,27	11,81	n.d.	3,89	6,92	5,08	0,6	0,21	2,46	0,30	n.d.	n.d.	28	n.d.	10	n.d.	100	24	9,2	380	
B.202.1	54,79	16,00	9,06	n.d.	4,05	7,24	5,38	0,66	0,21	2,10	0,27	n.d.	n.d.	20	n.d.	7	n.d.	96	24	10	369	
B.276.1	61,00	15,70	1,19	5,50	1,71	4,11	6,23	1,23	0,17	1,26	0,42	n.d.	55	25	30	10	n.d.	n.d.	n.d.	17	270	
B.707.1	58,00	15,90	2,38	6,00	2,72	5,73	5,46	0,98	0,18	1,91	0,37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13	320	
B.403.1	51,70	15,60	2,04	8,87	4,86	8,75	3,74	0,51	0,19	2,34	0,37	n.d.	240	n.d.	28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7	350	
B.431.1	62,60	15,60	0,31	6,15	1,45	3,59	6,66	1,44	0,17	1,14	0,37	n.d.	40	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	21	240	
B.432.1	51,70	17,30	1,95	6,72	5,96	10,2	4,06	0,44	0,15	1,65	0,24	n.d.	165	n.d.	18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	415	
B.429.1	67,50	14,80	1,39	3,16	0,70	1,98	6,96	1,8	0,15	0,72	0,16	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	29	135	
B.428.1	57,50	14,83	8,66	n.d.	3,19	5,94	5,71	0,78	0,21	2,16	0,29	n.d.	n.d.	13	n.d.	4	n.d.	103	20	13	337	
B.184.1	61,91	15,32	7,25	n.d.	1,35	3,57	6,7	1,21	0,21	1,26	0,41	n.d.	n.d.	9	n.d.	3	n.d.	123	24	20	255	
B.107.8	62,57	15,26	7,17	n.d.	1,24	3,63	6,44	1,21	0,22	1,21	0,30	n.d.	n.d.	9	n.d.	4	n.d.	123	25	21	260	
B.111.3	67,39	14,73	5,27	n.d.	0,49	1,87	7,35	1,58	0,19	0,63	0,11	n.d.	n.d.	6	n.d.	3	n.d.	134	26	31	141	
P.870.1	68,02	14,99	4,97	n.d.	0,33	1,69	7,45	1,69	0,18	0,55	0,10	n.d.	n.d.	7	n.d.	2	n.d.	124	27	32	134	

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamey (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Appendix: Geochemische Analysen

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	MnO%	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Sc/ppm	V/ppm	Cr/ppm	Co/ppm	Ni/ppm	Cu/ppm	Zn/ppm	Ga/ppm	Rb/ppm	Sr/ppm			
Description Island																								
B.317.1	70.10	14.31	4.32	n.d.	0.9	3.46	4.88	0.65	0.13	0.30	0.08	n.d.	n.d.	20	n.d.	6	n.d.	83	n.d.	101	6	14	117	
D.4691.1	50.85	14.93	11.44		5.9	8.47	3.58	1.19	0.20	2.52	0.27	n.d.	n.d.	87	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14	487	
Penguin Island																								
P172	50.10	16.30	n.d.	8.80	8.60	10.3	3.6	0.65	0.16	1.29	0.41	35	309	319	n.d.	116	87	70	18	6	6	597		
P174	50.60	17.20	n.d.	8.70	7.90	10.2	4	0.66	0.16	1.30	0.29	29	282	218	n.d.	95	154	71	22	6.3	639.5			
P260	50.80	16.40	n.d.	8.30	9.10	10.7	3.5	0.52	0.15	1.15	0.24	33	274	441	n.d.	140	111	65	23	7	527			
P261	49.10	15.90	n.d.	8.60	9.80	10.1	3.7	0.61	0.16	1.25	0.28	33	290	377	n.d.	160	74	69	19	5.3	581.9			
P263	49.80	15.60	n.d.	8.70	11.00	9.9	3.5	0.58	0.16	1.16	0.29	34	282	548	n.d.	207	114	70	17	8	541			
P720.1	49.05	15.64	9.98	n.d.	9.04	10.06	3.88	0.53	0.18	1.11	0.3	n.d.	n.d.	488	n.d.	165	n.d.	n.d.	22	5	541			
P721.3	49.02	15.81	9.95	n.d.	8.95	10.08	3.95	0.48	0.18	1.08	0.28	n.d.	n.d.	494	n.d.	159	n.d.	159	n.d.	69	21	5.2	534	
P808.1	49.25	15.34	10.39	n.d.	8.84	10.46	3.7	0.47	0.18	1.22	0.26	n.d.	n.d.	447	n.d.	137	n.d.	137	n.d.	78	22	5.7	536	
P808.2	49.30	16.58	9.62	n.d.	7.74	10.03	4.13	0.58	0.18	1.22	0.33	n.d.	n.d.	307	n.d.	107	n.d.	107	n.d.	73	25	4.9	612	
P807.2	49.57	16.64	9.54	n.d.	7.79	10.15	4.18	0.69	0.17	1.19	0.43	n.d.	n.d.	306	n.d.	107	n.d.	107	n.d.	76	29	5.7	615	
P810.4	49.28	17.23	9.81	n.d.	6.78	9.71	4.3	0.60	0.18	1.26	0.3	n.d.	n.d.	192	n.d.	78	n.d.	78	n.d.	77	26	7.3	657	
R.217.2	50.95	14.92	11.54	n.d.	6.75	9.13	4.24	0.83	0.15	1.83	0.30	n.d.	n.d.	214	n.d.	75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	448		
Bridgeman Island																								
B1	55.80	18.70	n.d.	6.60	5.00	9.4	3.5	0.7	0.12	0.78	0.08	29	210	40	n.d.	27	92	56	17	17	357			
B3	54.30	18.20	n.d.	6.30	5.00	9.7	3.2	0.7	0.12	0.63	0.08	29	170	66	n.d.	27	54	16	15	15	318			
P.640.1b	52.88	17.68	7.45	n.d.	6.14	10.3	3.54	0.47	0.13	0.64	0.06	n.d.	n.d.	130	n.d.	40	n.d.	40	n.d.	62	19	11	332	
P.642.2	54.61	18.68	6.91	n.d.	5.05	9.71	3.55	0.58	0.13	0.6	0.07	n.d.	n.d.	67	n.d.	21	n.d.	21	n.d.	18	12	218		
P.642.4	53.04	18.26	7.39	n.d.	5.94	10.37	3.11	0.53	0.13	0.58	0.06	n.d.	n.d.	87	n.d.	38	n.d.	38	n.d.	62	19	12	311	
P.642.2c	54.72	18.83	6.87	n.d.	5.04	9.85	3.49	0.57	0.13	0.6	0.07	n.d.	n.d.	67	n.d.	22	n.d.	22	n.d.	64	21	11	319	
P.640.3a	54.06	19.04	7.51	n.d.	4.39	9.33	3.86	0.57	0.13	0.75	0.06	n.d.	n.d.	40	n.d.	20	n.d.	20	n.d.	65	22	14	346	
P.646.1	53.96	18.17	7.38	n.d.	5.10	9.5	3.61	0.67	0.13	0.64	0.07	n.d.	n.d.	59	n.d.	30	n.d.	30	n.d.	67	20	18	283	
Paulet Is.																								
27788.	46.11	16.33	2.18	7.83	8.11	9.6	4.3	1.34	0.16	2.5	0.83	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	16	1000		
27803.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	17	995	
Talbot Peninsula																								
27831.	47.64	15.25	2.05	8.82	9.66	8.49	3.71	1.26	0.18	1.86	0.44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19	640		
27834.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	17	535	
D.3302.1.	48.85	15.38	1.76	8.83	8.62	8.15	3.76	1.17	0.15	1.84	0.47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Rossmead Island																								
27826.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	17	830	
Dundas Island																								
27827.	47.99	16.38	1.64	8.36	6.20	9.94	4.09	1.58	0.18	2.65	0.52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	22	700		
Prince Gustav Channel																								
Egg Island																								
27839.	47.94	16.53	4.50	4.90	6.86	7.93	4.21	1.55	0.18	1.71	0.47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19	715		
Red Island																								
27812.	48.28	15.37	2.39	8.15	7.26	9.75	3.97	1.42	0.18	2.57	0.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19	590		
Tower Island																								
23957.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3	470	

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1986); Saunders and Tamey (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1990); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	MnO%	TiO ₂ %	PO ₄ %	Scppm	Vppm	Crppm	Nippm	Cuppm	Znppm	Ga/ppm	Rb/ppm	Sr/ppm	R		
Prince Gustav Channel																							
23939:																							
Jason Peninsula																							
JF3	50.32	17.52	9.77	n.d.	7.06	11.21	2.37	0.61	0.15	0.74	0.21	n.d.	n.d.	n.d.	120	n.d.	26	n.d.	n.d.	n.d.	14	607	
JF6	48.97	17.14	10.39	n.d.	7.41	11.26	2.36	0.6	0.16	0.81	0.21	n.d.	n.d.	n.d.	127	n.d.	29	n.d.	n.d.	n.d.	21	610	
James Ross Island																							
D-3759.1.	48.10	15.59	0.38	10.00	8.88	8.26	3.37	1.08	0.15	1.72	0.50	n.d.	n.d.	260	n.d.	167	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12	545	
D-4053.9	48.20	17.62	1.71	8.04	4.90	8.58	4.57	1.85	0.16	2.38	0.70	n.d.	n.d.	34	n.d.	20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20	826	
D-4085.7.	51.00	14.51	7.88	3.92	3.09	6.74	4.85	2.65	0.17	3.37	0.92	n.d.	n.d.	20	n.d.	18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	39	392	
D-4088.5.	57.06	18.19	2.75	2.50	1.30	2.91	5.69	4.46	0.09	1.19	0.28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
D-4088.4.	58.58	19.23	2.26	2.04	0.75	2.52	6.26	4.91	0.60	0.76	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Seal Nunataks																							
D-4689.2.	49.56	14.43	11.48	n.d.	9.19	8.44	4.00	1.02	0.14	2.01	0.21	n.d.	n.d.	315	n.d.	144	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	24	416	
D-4105.1.	47.80	15.13	2.97	8.77	7.64	8.46	3.65	1.35	0.14	2.73	0.47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	585	
D-4689.1.	49.20	14.89	11.61	n.d.	9.19	8.39	3.65	1.11	0.15	1.98	0.21	n.d.	n.d.	276	n.d.	167	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13	410	
D-4114.1.	49.36	14.24	1.98	9.38	9.61	8.25	3.37	0.87	0.15	1.96	0.25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11	375	
D-4691.1	50.85	14.93	11.44	n.d.	5.9	8.47	3.58	1.19	0.20	2.32	0.27	n.d.	n.d.	87	n.d.	83	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14	487	
29138	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11	375
29139	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	585
Argo Point																							
R-217.1	49.25	14.78	13.32	n.d.	8.75	8.34	3.83	0.74	0.16	1.66	0.27	n.d.	n.d.	238	n.d.	197	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	397	
R-217.4	50.18	14.35	12.20	n.d.	8.20	8.65	3.5	0.61	0.16	1.72	0.23	n.d.	n.d.	245	n.d.	136	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	357	
R-217.9	50.89	14.68	11.54	n.d.	7.53	8.45	4.25	0.79	0.15	1.69	0.31	n.d.	n.d.	233	n.d.	133	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	438	
R-217.2	50.95	14.92	11.54	n.d.	6.75	9.13	4.24	0.83	0.15	1.83	0.30	n.d.	n.d.	214	n.d.	75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	448	

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamey (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Sample	Y/ppm	Zr/ppm	Nb/ppm	Ba/ppm	Hf/ppm	Ta/ppm	Pb/ppm	As/ppm	V/ppm	Al/ppm	Cr/ppm	Hg/ppm	Br/ppm	Cs/ppm	Rb/ppm	Mn/ppm	Mo/ppm	Sr/ppm	Sc/ppm	Ti/ppm	U/ppm	W/ppm	
King George Island																							
Foyn Coast																							
TL554 4	28	198	12	644	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fildes Peninsula																							
PE603	13	54	2	151	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE609	16	62	1	132	n.d.	4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE608 4B	18	72	3	181	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE608 5A	18	68	5	200	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE604 1	14	68	1	176	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE604 1	14	68	1	176	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE611 1	29	185	6	516	n.d.	11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE615 1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PE619 1	14	51	1	122	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lion's Rump																							
P438	23	237	3	437	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cinder Spur																							
PE211	23	115	1	223	n.d.	12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Maritime Head																							
PE203	18	105	1	211	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Turner Point																							
PE151	15	145	3	252	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Low Head																							
LHI	19	75	0.5	89.7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Meville Peak																							
ME372	19	108	3.1	122.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ME375	19	108	0.9	114	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ME405	21	112	1.5	173	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ME406	18	108	1.9	248.7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G31.1	21	104	2	222	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G32.1	20	103	3	269	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Salt Rock																							
SR1	22	161	5.6	209	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Greenwich Is.																							
Mount Plymouth																							
P.55.1	12	77	4	143	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.54.1	14	58	3	124	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Livingston Is.																							
"Cleaner Heights"																							
P.51.1	16	50	3	175	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Deception Island																							
B138.1	28	156	2	114	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B213.2	33	190	7	132	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B184.3	65	492	12	270	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Geochemische Analysen aus der Literatur

Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamay (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Appendix: Geochemische Analysen

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	Y/ppm	Zr/ppm	Nb/ppm	Ba/ppm	Hf/ppm	Ta/ppm	Pb/ppm	Au/ppm	Ag/ppm	As/ppm	Br/ppm	Cu/ppm	Hg/ppm	Ir/ppm	Mo/ppm	Sb/ppm	Se/ppm	Th/ppm	U/ppm	W/ppm
Deception Island																				
B.317.1	36	178	3	68	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D.4691.1	21	149	25	132	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Penguin Island																				
P172	16	91	4.2	123	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P174	16	90	2.2	172.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P260	15	82	2.2	124	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P261	14	88	3.2	106	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P263	16	83	3.2	119	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P720.1	9	80	1	189	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P721.3	12	80	2	161	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P802.1	10	80	4	132	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P808.1	11	85	4	146	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P807.2	13	89	4	178	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P810.4	10	92	4	173	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.217.2	21	126	33	130	5.04	2.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.9
Briggeman Island																				
B1	14	72	0.7	76	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B2	15	76	n.d.	84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P-640.1b	10	58	1	77	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P-642.2	9	76	2	108	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
P-642.4	11	69	1	86	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3
P-642.2c	9	76	1	79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
P-640.3a	11	76	1	84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
P-646.1	13	86	1	101	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4
Paulet Is.																				
27788.	n.d.	n.d.	n.d.	205	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
27803.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tabarin Peninsula																				
27831.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
27834.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D.3402.1.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rossauel Island																				
27826.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dundas Island																				
27827.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Prince Gustav Channel																				
Egg Island																				
27839.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
27812.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tower Island																				
23957.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamey (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Sample	Y/ppm	Zr/ppm	Hf/ppm	Ba/ppm	Rb/ppm	K/ppm	Th/ppm	U/ppm	Mo/ppm	As/ppm	Br/ppm	Cu/ppm	Hg/ppm	Ir/ppm	Ko/ppm	Sr/ppm	Sc/ppm	Ti/ppm	V/ppm	W/ppm
Prince Gustav Channel	23959	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Jason Peninsula	11	75	2	213	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Jp3	11	77	5	208	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
James Ross Island	25	177	25	146	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
D:4053.9	29	232	44	208	n.d.	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4
D:4085.7	49	341	58	284	n.d.	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4
D:4088.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D:4088.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Scot Nunataks	20	159	24	136	n.d.	n.d.	4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3
D:4689.2	n.d.	n.d.	114	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D:4105.1	17	145	26	115	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D:4689.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D:4114.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D:4691.1	21	149	25	132	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
29138	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
29139	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R:217.1	17	117	27	108	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R:217.4	18	91	21	106	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R:217.9	17	119	30	133	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R:217.2	21	126	33	130	n.d.	n.d.	2.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamey (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	Zn/ppm	Lu/ppm	Ce/ppm	Nd/ppm	Sr/ppm	Eu/ppm	Gd/ppm	Dy/ppm	Er/ppm	Tb/ppm	Yb/ppm	Lu/ppm	Ba/ppm	Be/ppm
King George Island														
Foyu Cove	91	35	57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fildes Peninsula														
PK003	n.d.	5	12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PK009	n.d.	10	17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PK084B	n.d.	9	21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PK085A	n.d.	8,14	18	13	3,45	1,31	3,6	3,28	2,02	n.d.	1,87	n.d.	n.d.	n.d.
PK081	n.d.	6	19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PK111	n.d.	19,2	40,9	24,6	5,68	1,53	5,29	4,48	2,54	n.d.	2,54	n.d.	n.d.	n.d.
PK151	n.d.	8,95	18,8	11,5	2,47	0,86	2,23	1,71	0,96	n.d.	0,82	n.d.	n.d.	n.d.
PK191	n.d.	5,6	12	9,98	2,75	1,12	3,08	2,73	1,64	n.d.	1,56	n.d.	n.d.	n.d.
Lion's Rump														
P438.1	82	25	51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cinder Spur														
P821.1	88	11	26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Marston Head														
P820.3	72	9	20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Turner Point														
P815.1	74	12	26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Low Head														
LH1	n.d.	4,7	13,6	8	2,3	0,9	2,8	1,7	n.d.	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Metville Peak														
MP372	n.d.	9,1	22,1	13,5	3,3	1,2	2,8	1,8	n.d.	1,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MP375	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MP405	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MP406	n.d.	15,3	34,7	19,2	4	1,2	3,4	1,9	n.d.	1,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G31.1	n.d.	17	22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G32.1	n.d.	16	33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Salt Rock														
SRT	n.d.	14,6	34,3	16,7	3,8	1,2	4,2	2,4	n.d.	2,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Greenwich Is.														
Mount Plymouth														
P55.1	n.d.	14	20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P54.1	n.d.	12	14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
"Clarendon Heights"														
P51.1	n.d.	9	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Decapton Island														
B138.1	76	8	23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B213.2	80	29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B184.3	116	25	56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Smelke (1990); Weaver et al. (1979)
 * Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamay (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smelke et al. (1984).

Sample	Zn/ppm	Lu/ppm	Ce/ppm	Nd/ppm	Sm/ppm	Sr/ppm	Eu/ppm	Gd/ppm	Tb/ppm	Er/ppm	Tm/ppm	Yb/ppm	Y/ppm	Be/ppm
P870.2	132	27	61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D2	n.d.	21.9	54.3	33.6	8.2	2.3	8.2	9.3	5.8	n.d.	n.d.	5.6	n.d.	n.d.
D9	n.d.	23.7	60.1	34	8.3	2	9.9	6.4	n.d.	n.d.	3	n.d.	n.d.	n.d.
D10	n.d.	10	25.5	17.1	4.8	1.8	5.1	5.4	3.2	n.d.	3	n.d.	n.d.	n.d.
D1048	n.d.	n.d.	10	26	15.2	3.8	1.3	n.d.	4.6	2.7	n.d.	2.6	n.d.	n.d.
D1049	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1050	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1051	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1055	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1057	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1060	n.d.	n.d.	n.d.	16.6	41.2	23.8	6.1	1.8	n.d.	6.9	4.4	n.d.	n.d.	n.d.
D1063	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1065	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1066	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1067	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1075	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1079	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1081	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1082	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1084	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1085	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1087	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1088	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D1092	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B138.2	n.d.	8	21.9	14.4	3.94	1.46	4.83	4.92	3.21	n.d.	2.99	n.d.	n.d.	n.d.
B130.3	n.d.	8	24.1	16.3	4.26	1.5	4.88	5.05	3.06	n.d.	2.78	n.d.	n.d.	n.d.
B103.4	n.d.	n.d.	23.7	16.1	4.21	1.48	4.76	5.04	3.06	n.d.	2.74	n.d.	n.d.	n.d.
B213.2	n.d.	10	29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B119.1	n.d.	12	31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B311.1	n.d.	12	33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B202.1	n.d.	15	39.6	22.5	5.51	1.81	6.29	6.48	4.1	n.d.	3.84	n.d.	n.d.	n.d.
B276.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B207.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B403.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B431.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B432.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B429.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B428.1	n.d.	21	40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B184.1	n.d.	25	61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
B107.8	n.d.	28	61.5	34.7	8.64	2.36	9.16	9.74	6.43	n.d.	6.12	n.d.	n.d.	n.d.
B113	n.d.	30	68	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P870.1	n.d.	28	70.6	33.6	8.02	1.75	8.44	9.32	6.22	n.d.	6.2	n.d.	n.d.	n.d.

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tammy (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	Zufließen	Lufließen	Co2fließen	N2fließen	SO2fließen	SiO2fließen	Geflügel	Dryfließen	Erzfließen	Thyfließen	Ybfließen	Lufließen	Biogfließen	Beipfließen
Deception Island														
B317.1	nd.	nd.	10	22	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
D-4691.1	nd.	nd.	20	40	20	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Penguin Island														
P172	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P174	nd.	nd.	24,3	14,4	3,2	1,1	nd.	2,8	1,5	nd.	nd.	1,3	nd.	nd.
P260	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P261	nd.	nd.	9,7	23,6	13,9	3,1	1,2	3	2,7	1,4	nd.	1,2	nd.	nd.
P263	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P720.1	72	10	22	nd.	nd.	nd.	nd.	3,006	2,84	1,59	nd.	1,49	nd.	nd.
P721.3	nd.	10	22,6	13,1	3,04	1,06	3,006	2,84	1,59	nd.	nd.	1,49	nd.	nd.
P802.1	nd.	7	19	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P808.1	nd.	9	22	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P807.2	nd.	10	26,6	15,6	3,51	1,25	3,45	3,18	1,79	nd.	1,65	nd.	nd.	nd.
P810.4	nd.	12	23	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
R217.2	nd.	19,2	36,6	21	4,8	1,73	nd.	nd.	nd.	0,77	1,55	0,22	nd.	nd.
Bridgeman Island														
B1	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
B2	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P640.1b	nd.	2	7,92	5,47	1,56	0,65	1,9	2,02	1,25	nd.	1,15	nd.	nd.	nd.
P642.3	62	5	9	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P642.4	nd.	4	8	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P642.5c	nd.	3	9,27	6,12	1,75	0,61	2,16	2,28	1,48	nd.	1,33	nd.	nd.	nd.
P640.3a	nd.	2	9	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
P646.1	nd.	3	8	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
27786	nd.	53,8	108,9	49,6	9,1	3,39	9,51	7,9	4,4	nd.	3,68	0,51	nd.	nd.
27803	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Tabarin Peninsula														
27831	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
27834	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
D3302.1	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Rosamel Island														
27826	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Dundas Island														
27827	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Prince Gertuy Channel														
Egg Island														
27839	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Red Island														
27812	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Tower Island														
23957	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hawkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tarney (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	Zeilpen	Loilpen	Coilpen	Neilpen	Sailpen	Euilpen	Guilpen	Duilpen	Erzilpen	Thoilpen	Yoilpen	Luilpen	Blilpen	Beilpen
Prince Gustav Channel														
Z5959	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
JF3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
JP6	82	13	19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
James Ross Island														
D-27591.1	n.d.	17	47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4053.9	n.d.	30	59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4085.7	n.d.	45	92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4088.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4088.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Seal Nunataks														
D-4689.2	104	20	28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4105.1	n.d.	24.9	49.3	30.2	6.7	2.76	7.66	6.04	2.73	n.d.	1.9	0.2	n.d.	n.d.
D-4689.1	n.d.	15	35	16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4114.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
D-4691.1	n.d.	20	40	20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
29138	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
29139	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Argo Point														
R-217.1	n.d.	19	37	17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R-217.4	n.d.	15	32	15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R-217.9	n.d.	19	37	18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
R-217.2	n.d.	19.2	36.6	21	4.8	1.73	n.d.	n.d.	n.d.	0.77	1.55	0.22	n.d.	n.d.

* Baker et al. (1975); Fisk (1990); Hewkes (1961); Keller et al. (1991); Lawver et al. (1996); Saunders and Tamey (1979/1982/1984/1991); Saunders et al. (1980); Smellie et al. (1984); Smellie (1990); Weaver et al. (1979)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus früheren Kampagnen

Sample	SiO ₂ /%	Al ₂ O ₃ /%	Fe ₂ O ₃ /%	FeO/%	MgO/%	CaO/%	Na ₂ O/%	K ₂ O/%	MnO/%	TiO ₂ /%	P ₂ O ₅ /%	Sc/ppm	V/ppm	Cr/ppm	Co/ppm	Ni/ppm	Cu/ppm	Zn/ppm	Ga/ppm	Rb/ppm	Sr/ppm	Y/ppm
Seal Nunataks																						
Bruce Nunatak																						
BNAV-3	47,49	13,67	12,45	n.d.	9,41	9,02	3,06	1,16	0,16	2,28	0,41	30,65	212,00	262,00	47,10	214,00	103,00	78,88	20,14	17,00	566,21	22,24
BNAV-4	47,07	15,12	11,88	n.d.	7,37	9,01	3,18	0,99	0,15	2,19	0,32	26,00	223,00	137,00	48,60	303,00	78,00	89,00	23,00	10,00	487,00	23,00
BNAV-5	48,54	15,17	11,93	n.d.	7,02	9,00	3,17	1,02	0,15	2,23	0,31	33,15	222,13	137,00	38,10	50,00	67,00	83,93	23,75	14,00	481,52	23,32
BNAV-6	44,06	12,58	4,33	9,24	12,61	8,68	3,09	1,24	0,17	2,43	0,50	27,00	209,00	424,00	57,60	225,00	97,00	177,00	21,00	17,00	673,00	24,00
Murdoch Nunatak																						
MNAV-1	50,03	14,59	11,47	n.d.	7,99	8,25	3,27	0,97	0,14	2,00	0,22	18,50	194,00	253,00	47,30	189,00	42,00	112,00	n.d.	10,00	389,00	18,00
MNAV-2	48,29	14,04	12,78	n.d.	9,85	8,44	2,74	0,84	0,16	1,90	0,27	29,51	203,88	245,00	46,60	77,00	78,95	81,96	19,61	19,00	395,48	21,00
MNAV-3/1	48,95	15,30	11,63	n.d.	7,38	0,85	3,20	1,09	0,14	2,15	0,28	26,00	203,00	202,00	58,60	125,00	73,00	79,00	20,00	16,00	495,00	20,00
Larsen Nunatak																						
LNAV-1	49,54	14,81	11,99	n.d.	7,81	8,14	3,42	0,93	0,15	2,01	0,22	19,60	200,00	251,00	46,40	169,00	50,00	128,00	21,00	16,00	377,00	20,00
LNAV-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	18,80	n.d.	287,00	48,70	134,00	n.d.	142,00	n.d.	11,00	n.d.	n.d.
LNAV-3	49,90	14,56	12,12	n.d.	7,68	8,22	3,36	0,90	0,15	2,00	0,23	20,10	201,00	280,00	49,30	180,00	52,00	126,00	n.d.	10,00	376,00	20,00
Lindenberg Nunatak																						
LBAV-1	49,78	15,72	11,21	n.d.	5,62	9,11	3,34	1,41	0,15	2,28	0,37	23,00	217,00	169,00	37,30	134,00	75,00	80,00	23,00	20,94	530,00	24,00
LBAV-1G	47,73	15,19	11,66	n.d.	6,93	9,32	3,21	1,36	0,15	2,22	0,37	25,00	217,00	172,00	48,70	140,00	73,00	76,00	23,00	17,00	541,00	24,00
LBAV-2	49,50	14,33	11,93	n.d.	7,79	8,85	2,94	1,25	0,15	2,21	0,35	25,00	215,00	242,00	45,60	199,00	75,00	150,00	20,00	17,00	496,00	24,00
Akelundh Nunatak																						
AKV-1	47,90	14,70	13,26	n.d.	7,26	8,14	3,72	1,36	0,14	2,76	0,40	15,90	196,00	159,00	50,50	151,00	55,00	133,00	n.d.	10,00	543,00	20,00

Geochemische Analysen aus früheren Kampagnen

Sample	Zr/ppm	Nb/ppm	Ba/ppm	Hf/ppm	Ta/ppm	Pb/ppm	Au/ppb	Ag/ppm	As/ppm	Br/ppm	Cs/ppm	Hg/ppm	Ir/ppb	Mo/ppm	Sb/ppm	Sc/ppm	Se/ppm	Th/ppm	U/ppm	W/ppm	Zn/ppm	La/ppm
Seal Nunataks																						
Bruce Nunatak																						
BNAV-3	177,14	36,67	155,00	3,60	1,90	5,79	2,00	2,00	2,00	0,50	0,20	1,00	1,00	5,00	0,20	18,10	0,50	2,90	1,00	1,00	160,00	24,30
BNAV-4	156,00	26,00	127,00	2,90	1,30	6,00	2,00	2,00	1,00	0,50	0,20	1,00	1,00	2,00	0,10	18,10	0,50	1,70	0,50	89,00	145,00	13,80
BNAV-5	151,60	25,00	145,00	3,30	1,30	7,08	3,00	2,00	1,00	0,50	0,20	1,00	1,00	2,00	0,10	19,30	0,60	1,90	0,70	1,00	123,00	14,80
BNAV-6	199,00	40,00	87,00	4,60	3,10	3,00	2,00	2,00	2,00	1,10	0,20	1,00	1,00	5,00	0,10	18,80	0,50	3,10	1,10	1,00	177,00	30,90
Murdoch Nunatak																						
MNAV-1	113,00	n.d.	94,00	2,70	1,00	5,00	3,00	0,40	2,00	0,50	0,40	1,00	1,00	2,00	0,20	18,50	0,50	1,70	0,60	1,00	112,00	13,40
MNAV-2	124,75	21,00	114,00	2,80	1,10	6,54	2,00	2,00	1,00	0,50	0,70	1,00	1,00	3,00	0,10	19,40	0,50	1,60	0,60	1,00	144,00	14,00
MNAV-3/1	149,00	24,00	91,00	3,00	1,40	5,00	2,00	2,00	1,00	0,50	0,80	1,00	1,00	3,00	0,10	19,40	0,50	2,00	1,00	98,00	165,00	16,00
Larsen Nunatak																						
LNAV-1	113,00	20,00	88,00	2,80	1,00	12,00	2,00	0,40	1,00	0,50	0,40	1,00	1,00	2,00	0,10	19,60	0,50	1,60	0,50	1,00	128,00	14,60
LNAV-2	n.d.	n.d.	105,00	2,90	0,90	n.d.	2,00	2,00	2,00	0,50	0,70	2,90	1,00	2,00	0,10	18,80	0,70	1,90	0,80	1,00	142,00	14,90
LNAV-3	112,00	n.d.	86,00	2,90	1,10	5,00	2,00	0,40	4,00	0,50	0,20	1,00	1,00	2,00	0,10	20,10	0,50	1,80	0,60	1,00	126,00	15,20
Lindenberg Nunatak																						
LBAV-1	185,00	35,00	151,00	3,70	1,40	6,00	2,00	2,00	3,00	1,30	0,20	1,00	1,00	4,00	0,10	19,60	0,50	2,90	0,70	1,00	164,00	22,00
LBAV-1G	177,00	35,00	171,00	3,40	1,90	9,00	2,00	2,00	2,00	0,50	0,50	1,00	1,00	2,00	0,10	20,70	0,50	2,80	1,00	104,00	147,00	21,10
LBAV-2	168,00	31,00	135,00	3,80	1,50	7,00	2,00	2,00	2,00	0,50	0,70	1,00	1,00	2,00	0,10	20,50	0,50	2,90	1,10	1,00	150,00	24,20
Akelundh Nunatak																						
AKV-1	153,00	n.d.	112,00	3,70	1,70	5,00	2,00	0,40	7,00	0,50	0,20	1,00	1,00	3,00	0,10	15,90	0,50	1,60	0,90	1,00	133,00	21,30

Geochemische Analysen aus früheren Kampagnen

Sample	Ce/ppm	Nd/ppm	Sm/ppm	Eu/ppm	Gd/ppm	Dy/ppm	Er/ppm	Tb/ppm	Yb/ppm	Lu/ppm	Bi/ppm	Be/ppm
Seal Nunataks												
Bruce Nunatak												
BNAV-3	49,00	24,00	5,05	1,75	n.d.	n.d.	n.d.	0,80	1,38	0,19	n.d.	n.d.
BNAV-4	30,00	16,00	3,87	1,47	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,38	0,19	n.d.	n.d.
BNAV-5	32,00	16,00	4,26	1,53	n.d.	n.d.	n.d.	0,80	1,50	0,21	n.d.	n.d.
BNAV-6	60,00	29,00	5,50	2,10	n.d.	n.d.	n.d.	0,90	1,45	0,20	n.d.	n.d.
Murdoch Nunatak												
MNAV-1	31,00	16,00	3,64	1,36	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,42	0,22	5,00	2,00
MNAV-2	30,00	14,00	3,78	1,31	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,47	0,19	n.d.	n.d.
MNAV-3/1	36,00	19,00	4,12	1,63	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,59	0,23	n.d.	n.d.
Larsen Nunatak												
LNAV-1	32,00	16,00	3,71	1,35	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,42	0,22	5,00	2,00
LNAV-2	32,00	15,00	3,83	1,31	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,40	0,19	n.d.	n.d.
LNAV-3	33,00	16,00	3,88	1,40	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,56	0,23	5,00	2,00
Lindenberg Nunatak												
LBV-1	47,00	24,00	4,87	1,76	n.d.	n.d.	n.d.	0,90	1,79	0,25	n.d.	n.d.
LBV-IG	42,00	23,00	4,73	1,76	n.d.	n.d.	n.d.	0,80	1,78	0,25	n.d.	n.d.
LBV-2	49,00	25,00	5,25	1,75	n.d.	n.d.	n.d.	0,90	0,90	0,22	n.d.	n.d.
Akelundh Nunatak												
AKV-1	45,00	22,00	5,29	1,90	n.d.	n.d.	n.d.	0,90	1,42	0,22	5,00	2,00

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	SiO ₂ /%	Al ₂ O ₃ /%	Fe ₂ O ₃ /%	FeO/%	MgO/%	CaO/%	Na ₂ O/%	K ₂ O/%	MnO/%	TiO ₂ /%	P ₂ O ₅ /%	V/ppm	Cr/ppm	Ni/ppm	Cu/ppm	Zn/ppm	Ga/ppm	Rb/ppm	
Alkali Basalts																			
Akerlundh R.3742.3	48,05	15,06	12,59	n.d.	7,54	8,44	3,83	1,31	0,14	2,66	0,49	18,1	n.d.	146	52,4	121	n.d.	n.d.	9
Bruce R.3713.4	49,11	14,12	11,7	n.d.	8,32	9,18	3,87	1,25	0,15	2,33	0,49	22,2	n.d.	308	37,2	169	n.d.	n.d.	15
Pollat R.3735.1	45,56	13,65	12,81	n.d.	10,27	9,34	3,6	1,57	0,16	2,65	0,34	21,7	n.d.	350	57,8	192	n.d.	n.d.	14
Transitional Basalts																			
Arctowski R.3739.2	51,72	15,4	10,64	n.d.	6,54	8,78	3,66	1,06	0,13	2,04	0,32	21,7	n.d.	192	38,2	79	n.d.	n.d.	14
Larsen R.3729.1	49,61	14,81	12,29	n.d.	7,87	8,5	3,5	0,89	0,15	1,94	0,27	22,6	n.d.	288	48,5	137	n.d.	n.d.	14
Castor R.3746.1	50,88	14,91	11,29	n.d.	7,96	8,84	3,36	0,96	0,14	1,97	0,32	2,3	n.d.	260	43,7	120	n.d.	n.d.	14
Olivine and Quartz Tholeiites																			
Evensen R.3728.2	51,5	14,82	11,41	n.d.	8,32	8,61	3,34	0,76	0,14	1,74	0,24	21	n.d.	346	46,8	132	n.d.	n.d.	11
Christensen R.3731.4	52,34	15,11	11,17	n.d.	6,21	8,66	3,37	0,9	0,14	1,93	0,25	23,4	n.d.	236	39,9	81	n.d.	n.d.	18
Christensen R.3731.3	52,31	14,87	11,28	n.d.	7	8,58	3,31	0,78	0,14	1,84	0,22	22,7	n.d.	268	41,3	104	n.d.	n.d.	17
Bruce R.3740.3	52,08	15,87	10,91	n.d.	5,58	9,18	3,43	0,96	0,14	2,16	0,31	23,6	n.d.	166	35,5	55	n.d.	n.d.	16

* Hole (1990)

Tabelle 4

Appendix: Geochemische Analysen

Geochemische Analysen aus der Literatur*

Sample	Si/ppm	Y/ppm	Zr/ppm	Nb/ppm	Ba/ppm	Hf/ppm	Ta/ppm	Pb/ppm	Au/ppm	Ag/ppm	Bi/ppm	Cs/ppm	Hg/ppm	I/ppm	Mo/ppm	Sr/ppm	Se/ppm	Th/ppm
Alkali Basalts																		
Akerlund R.3742.3	578	22	175	29	116	4.08	2.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.83
Bruce R.3713.4	564	26	188	36	143	-3.38	2.63	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.49
Pellus R.3735.1	601	23	207	42	162	4.64	3.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.9
Transitional Basalts																		
Actowski R.3739.2	471	23	165	24	125	3.69	1.61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.29
Larsen R.3729.1	390	23	130	20	102	3.1	1.35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.83
Custer R.3746.1	444	22	141	24	107	3.49	1.38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.1
Olivine and Quartz Tholeiites																		
Evensen R.3728.2	349	21	118	17	66	2.88	1.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.82
Christensen R.3731.4	388	23	125	16	122	3.13	1.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.26
Christensen R.3731.3	363	23	118	14	111	3.02	0.93	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.22
Bruce R.3740.3	446	23	135	20	116	3.41	1.34	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.18

* Hole (1990)

Tabelle 4 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	Uppem	Wippen	Zalppen	Lafpam	Cefpam	Nidpam	Smitpam	Eufpam	Gefpam	Dyfpam	Erfpam	Tbfpam	Ybfpam	Lufpam	Blfpam	Belpam
Alkali Basalts																
Akrlueth R.3742.3	0.89	n.d.	n.d.	30.8	41.8	24.7	5.66	2.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	1.29	0.19	n.d.	n.d.
Bruce R.3713.4	n.d.	n.d.	n.d.	32.6	51.4	27.1	6.3	2.1	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	1.62	0.24	n.d.	n.d.
Pellus R.3735.1	n.d.	n.d.	n.d.	38.3	58	32	6.78	2.24	n.d.	n.d.	n.d.	1.13	1.51	0.21	n.d.	n.d.
Transitional Basalte																
Acrowski R.3739.2	1.31	n.d.	n.d.	17.5	36	21.5	4.85	1.74	n.d.	n.d.	n.d.	0.88	1.47	0.22	n.d.	n.d.
Larsen R.3729.1	0.76	n.d.	n.d.	14.7	29	17.1	4.25	1.58	n.d.	n.d.	n.d.	0.8	1.59	0.24	n.d.	n.d.
Casor R.3746.1	0.91	n.d.	n.d.	16.2	34.1	19.7	4.66	1.68	n.d.	n.d.	n.d.	0.78	1.47	0.24	n.d.	n.d.
Olivine and Quartz Tholeites																
Evensen R.3728.2	n.d.	n.d.	n.d.	12.4	26.5	15.2	3.92	1.49	n.d.	n.d.	n.d.	0.72	1.4	0.21	n.d.	n.d.
Christensen R.3731.4	1.08	n.d.	n.d.	12.8	25.7	17.3	4.27	1.55	n.d.	n.d.	n.d.	0.77	1.64	0.26	n.d.	n.d.
Christensen R.3731.3	n.d.	n.d.	n.d.	12	23.5	16.3	4.11	1.54	n.d.	n.d.	n.d.	0.78	1.71	0.26	n.d.	n.d.
Bruce R.3740.3	n.d.	n.d.	n.d.	14.9	31.4	19.2	4.98	1.82	n.d.	n.d.	n.d.	0.89	1.67	0.25	n.d.	n.d.

* Hole (1990)

Tabelle 4 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	SiO ₂ /%	Al ₂ O ₃ /%	Fe ₂ O ₃ /%	FeO/%	MgO/%	CaO/%	Na ₂ O/%	K ₂ O/%	MnO/%	TiO ₂ /%	P ₂ O ₅ /%	Sc/ppm	V/ppm	Cr/ppm	Co/ppm	Ni/ppm	Cu/ppm	Zn/ppm	Ga/ppm	Rb/ppm	
Western Seamount																					
WS292.17	49,15	13,73	n.d.	8,49	12,95	10,06	2,63	0,40	0,16	1,12	0,16	37	243	688	n.d.	312	78	62	18	11,3	
WS292.18	49,51	14,1	n.d.	8,60	12,34	10,37	2,73	0,46	0,16	1,13	0,16	35	256	618	n.d.	283	68	63	16	10	
WS292.24	51,43	16,34	n.d.	8,60	7,51	11,21	3,31	0,46	0,16	1,34	0,17	29	302	217	n.d.	92	787	64	19	9,2	
WS292.33	49,86	14,21	n.d.	8,41	12,59	10,40	2,86	0,44	0,16	1,13	0,16	35	256	654	n.d.	295	82	67	15	13	
WS310.01	50,35	16,34	n.d.	9,04	6,98	10,86	3,22	0,48	0,16	1,54	0,20	35	319	195	n.d.	83	72	69	16	9	
WS310.02	49,40	15,52	n.d.	9,09	8,61	10,57	2,99	0,46	0,16	4,45	0,17	34	306	309	n.d.	129	76	76	16	8	
WS310.07	50,37	16,34	n.d.	9,01	6,65	10,87	3,40	0,55	0,16	1,54	0,19	32	328	192	n.d.	80	76	69	19	8,9	
WS310.13	49,43	15,4	n.d.	9,23	8,71	10,47	3,02	0,46	0,17	1,45	0,17	34	312	305	n.d.	134	68	68	18	10	
WS310.26	51,06	16,71	n.d.	8,69	6,55	10,98	3,40	0,53	0,16	1,58	0,20	33	327	167	n.d.	66	81	70	21	10	
Eastern Seamount																					
ES297.01	52,52	16,86	n.d.	7,08	7,04	11,34	3,04	0,39	0,14	1,05	0,12	31	220	228	n.d.	84	54	56	16	6,3	
ES297.02	51,86	16,86	n.d.	7,18	7,46	11,11	2,90	0,38	0,14	1,02	0,12	31	218	206	n.d.	87	53	56	16	7	
ES297.05	54,78	15,98	n.d.	9,18	3,66	7,46	4,11	0,92	0,16	1,59	0,25	26	290	10	n.d.	9	45	80	20	20	
ES300.02	54,44	15,28	n.d.	10,62	3,82	7,84	4,51	0,58	0,18	1,71	0,23	26	347	5	n.d.	4	62	82	22	11,7	
ES300.13	52,73	16,24	n.d.	9,14	5,23	9,61	3,72	0,56	0,17	1,33	0,16	35	275	10	n.d.	16	71	71	19	10	
ES300.16	53,00	16,08	n.d.	8,90	5,08	9,36	3,72	0,52	0,16	1,36	0,18	33	264	18	n.d.	15	69	73	18	11	
ES300.19	53,71	15,77	n.d.	9,66	4,00	7,87	4,15	0,74	0,17	1,67	0,24	28	336	7	n.d.	3	79	91	19	14	
ES300.21	53,46	16,42	n.d.	8,78	5,44	9,58	3,82	0,47	0,16	1,32	0,17	34	264	24	n.d.	19	58	69	19	10	
ES309.01	54,28	15,68	n.d.	10,12	3,71	7,40	4,23	0,97	0,17	1,7	0,23	30	351	8	n.d.	3	70	92	17	17	
Axial Ridge																					
DF86.32	54,3	15,8	n.d.	9,6	4,4	8,1	4,7	0,45	0,19	1,82	0,3	27	35	23	n.d.	8	29	85	21	4	

* Keller und Fisk (1992)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	Stüppm.	Y/ppm	Z/ppm	Nb/ppm	Ba/ppm	Hf/ppm	Ta/ppm	Pb/ppm	Au/ppm	Ag/ppm	As/ppm	Br/ppm	Cu/ppm	Hg/ppm	Ir/ppm	Mo/ppm	Sr/ppm	Se/ppm	Tl/ppm	U/ppm
Western Seamount																				
WS292.17	0,0269	20	90	2	138	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS292.18	255	23	93	2	91	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS292.24	0,0264	23	96	3	110	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,34	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS292.33	250	20	90	1	70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.01	268	27	102	4	100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.02	246	25	96	3	74	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.07	274	26	104	4	126	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,36	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.13	248	25	99	4	90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.26	270	27	104	3	122	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eastern Seamount																				
ES297.01	281	21	94	2	65	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES297.02	274	22	91	4	51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES297.05	380	35	161	4	180	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.02	320	37	143	4	135	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.13	284	31	116	3	35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES306.16	277	31	116	3	79	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.19	297	34	138	2	115	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.21	282	30	113	1	61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES309.01	357	37	154	4	180	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Axial Ridge																				
DF86.32	89	52	97	6,8	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

* Keller und Fisk (1992)

Tabelle 5 (Fortsetzung)

Tabelle 5 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen aus der Literatur *

Sample	W/ppm	Zn/ppm	La/ppm	Ce/ppm	Nd/ppm	Sm/ppm	Eu/ppm	Gd/ppm	Dv/ppm	Er/ppm	Tb/ppm	Yb/ppm	Lu/ppm	Bu/ppm	Be/ppm
Western Seamount															
WS292.17	n.d.	n.d.	7	18,9	13	3,4	1,23	3,4	3,5	2,07	n.d.	2,06	n.d.	n.d.	n.d.
WS292.18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS292.24	n.d.	n.d.	6	16,5	12	3,4	1,21	n.d.	4,1	2,4	n.d.	2,16	n.d.	n.d.	n.d.
WS292.33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19	4,1	1,25	n.d.	4,6	2,7	n.d.	2,49	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WS310.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eastern Seamount															
ES297.01	n.d.	n.d.	5	14,9	11	3	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES297.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES297.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.02	n.d.	n.d.	n.d.	30,3	20	5,3	1,7	6	6,2	3,8	n.d.	3,7	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES300.21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ES309.01	n.d.	n.d.	15	37,4	25	4,5	1,8	5,8	6,3	3,8	n.d.	3,8	n.d.	n.d.	n.d.
Axial Ridge															
DF86.32	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

* Keller und Fisk (1992)

Tabelle 6

Geochemische Analysen von DSDP Leg 35 *

Sample	SrO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	MnO%	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	Cluppm.	Niuppm.	Couppm.	Znuppm.	Gauppm.	Rbuppm.	Srpppm.	Ypppm.	Zrpppm.
Basalt																					
Site 322																					
35-322-1-2, 101-105 cm	48,97	16,14	5,00	3,88	6,14	11,71	2,54	0,81	0,14	1,54	0,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-2, 105	49,50	16,30	6,81	4,08	6,11	11,51	2,54	0,74	0,16	1,52	0,16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-2, 173	49,10	16,30	8,12	3,76	5,18	10,57	2,85	0,65	0,29	2,25	0,25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Site 323																					
35-323-19-2, 0-10 cm	48,20	13,27	6,12	5,95	5,81	10,43	2,62	0,53	0,23	2,89	0,23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 14-36 cm	51,00	15,20	6,30	3,75	5,82	10,45	2,62	0,53	0,23	2,89	0,23	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144-168 cm	46,80	13,50	10,89	6,02	5,15	9,16	2,94	0,48	0,28	2,85	0,31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "bare"	52,60	19,70	7,44	1,00	1,64	4,78	3,35	2,55	0,21	2,84	0,31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "shale"	51,20	19,80	4,82	0,21	1,17	8,94	3,64	2,10	0,53	3,08	0,44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sediment																					
Site 322																					
35-322-1-2, 135-79 m	64,1	11,7	6,12	n.d.	3,04	2,46	2,17	1,82	0,06	0,7	0,71	n.d.	n.d.	18,8	8,7	12	18	48	11	38,6	n.d.
35-322-1-4, 0-299 m	60,6	14,3	7,91	n.d.	3,13	3,22	2,72	2,13	0,14	0,75	0,17	n.d.	n.d.	46,5	20,2	20	60	104	16	65	n.d.
35-322-1-2, 135-135 m	62,6	15,8	5,32	n.d.	2,21	4,88	3,52	1,33	0,13	0,74	0,21	n.d.	n.d.	52,8	26,1	21	43	99	19	86	n.d.
35-322-1-2, 135-135 m	62,6	15,8	5,32	n.d.	2,21	4,88	3,52	1,33	0,13	0,74	0,21	n.d.	n.d.	52,8	26,1	21	43	99	19	86	n.d.
35-322-6-1, 18-439 m	59,20	14,20	5,18	n.d.	2,64	2,24	2,88	2,33	0,44	0,85	0,27	n.d.	n.d.	24,8	19,3	26	36	100	24	53	n.d.
35-322-10-0, 0-466 m	59,50	15,60	6,40	n.d.	3,25	2,78	2,72	2,66	0,18	0,76	0,25	n.d.	n.d.	18,5	21,8	18	38	142	24	33	n.d.
35-322-11-2, 125-598 m	63,40	14,50	6,26	n.d.	2,59	3,65	3,18	1,64	0,08	0,71	0,17	n.d.	n.d.	24,8	12,9	16	28	55	11	35,7	n.d.
35-322-11-5, 110-515 m	57,50	15,10	4,5	n.d.	2,81	1,34	2,18	4,26	0,72	0,86	0,3	n.d.	n.d.	32,88	23,8	162	245	190	18	132	n.d.
Mittelwert	60,90	14,66	5,81		2,79	2,98	2,81	2,37	0,33	0,76	0,23			17,86	39,38	71,13	97,63	16,63	67,41		67,38
Site 323																					
35-323-4, CC 322 m	62,80	14,60	5,76	n.d.	2,39	1,90	2,59	2,75	0,32	0,67	0,01	n.d.	n.d.	9,6	6,6	6	16	62	14	101	n.d.
35-323-3-3, 1-364 m	69,00	13,90	6,26	n.d.	2,38	1,94	2,17	2,75	0,16	0,75	0,19	n.d.	n.d.	48,8	15,5	34	94	115	19	159	n.d.
35-323-16-1, 0-504 m	61,00	10,00	3,77	n.d.	1,43	0,74	1,4	2,20	0,02	0,46	0,11	n.d.	n.d.	35	13,5	26	90	105	18	111	n.d.
35-323-16-3, 0-606 m	63,00	15,20	5,33	n.d.	2,59	1,65	1,98	2,59	0,14	0,73	0,18	n.d.	n.d.	25	11,4	16	48	94	16	157,5	n.d.
35-323-11-5, 127-624 m	61,80	14,60	6,49	n.d.	2,44	1,13	1,93	3,35	0,2	0,83	0,28	n.d.	n.d.	25,5	18,8	45	51	135	27	130,5	n.d.
35-323-16-1, 54-665 m	38,90	8,50	6,64	n.d.	1,47	3,7	0,89	1,98	1,88	0,40	0,14	n.d.	n.d.	18,1	34,6	42	104	149	5	72,4	n.d.
35-323-16-3, 39-668 m	57,00	13,80	8,46	n.d.	3,41	1,4	1,96	2,28	0,73	0,77	0,33	n.d.	n.d.	21,8	38,5	84	148	190	15	76,3	n.d.
35-323-16-3, 130-699 m	52,10	13,60	10,7	n.d.	2,9	1,29	2,02	2,06	1,40	0,69	0,21	n.d.	n.d.	15,3	21,4	63	163	210	16	70,2	n.d.
35-323-18-4, 9-698 m	59,80	13,60	7,3	n.d.	1,83	1,05	2,66	2,75	0,12	0,65	0,09	n.d.	n.d.	36,2	16,4	50	485	200	26	60,6	n.d.
35-323-18-5, 148-700 m	52,30	12,00	14,4	n.d.	2,37	1,67	1,84	2,62	0,46	0,55	0,44	n.d.	n.d.	33,9	20,5	102	495	195	14	61,6	n.d.
Mittelwert	57,42	13,15	7,23		2,38	3,68	1,94	2,62	0,51	0,66	0,20			30,20	18,81	44,91	157,55	141,82	17,45	107,29	146,73

* Donely und Wallace (1976); Vennum (1976)

Geochemische Analysen von DSDP Leg 35 *

Sample	Niobium	Barium	Hafnium	Tantalum	Protactinium	Aufgabe	Abgippen	Berggippen	Halbgippen	Erstgippen	Seitengippen	Maßgippen	Stützgippen	Uppergippen	Wippgippen	Zwischgippen	Lafgippen	Geippen
Site 322																		
35-322-1-2, 135-79 m	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-1, 105-110 m	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-2, 105	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-2, 1173	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Site 323																		
35-323-19-4, 14-16 cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144 "fresh"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144 "altered"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "fresh"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "altered"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Site 324																		
35-324-1-2, 135-79 m	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-324-3-1, 0-295 m	470	2,95	0,6	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,69	6,4	n.d.	0,06	14,1	n.d.	5,53	n.d.	n.d.	25,5
35-324-4-2, 135-355 m	560	3,4	0,96	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5,7	n.d.	n.d.	0,01	29,2	n.d.	11	n.d.	n.d.	36,7
35-324-5-1, 72-392 m	930	3,53	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,92	n.d.	n.d.	1,3	34,7	n.d.	8,31	n.d.	n.d.	39,5
35-324-6-1, 18-459 m	467	2,27	0,85	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,96	n.d.	n.d.	0,9	20,7	n.d.	7,8	n.d.	n.d.	32,9
35-324-10-0, 0-486 m	940	3,14	0,95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	n.d.	n.d.	0,47	26,7	n.d.	17,9	n.d.	n.d.	46,7
35-324-11-2, 125-508 m	370	2,57	0,41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,7	n.d.	n.d.	0,01	14,5	n.d.	5,2	n.d.	n.d.	18,3
35-324-11-5, 110-512 m	348	3,12	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,64	n.d.	n.d.	0,44	22,4	n.d.	5,35	n.d.	n.d.	20,8
Mittelwert	574,58	3,05	0,76						3,66			0,59	22,61		6,63			29,84
Site 325																		
35-325-7-3, 31-364 m	659	4,6	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,7	n.d.	n.d.	0,7	8,5	n.d.	6	n.d.	n.d.	16,6
35-325-10-1, 95-504 m	789	3,7	0,28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	22,9	n.d.	n.d.	0,59	20,1	n.d.	9,7	n.d.	n.d.	34,7
35-325-10-3, 0-506 m	603	34,6	0,44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12,1	n.d.	n.d.	0,71	22,1	n.d.	8,7	n.d.	n.d.	23,1
35-325-11-1, 0-550 m	513	4,1	0,53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	21	n.d.	n.d.	1,05	20,9	n.d.	7,6	n.d.	n.d.	22,6
35-325-13-5, 127-634 m	916	1,5	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	29,1	n.d.	n.d.	2,06	14,7	n.d.	10,3	n.d.	n.d.	32,9
35-325-16-1, 54-665 m	425	6,5	0,57	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	15,9	n.d.	n.d.	0,86	20,6	n.d.	8,5	n.d.	n.d.	35,1
35-325-16-3, 29-868 m	744	2,9	0,36	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,8	n.d.	n.d.	1,28	17,4	n.d.	5,6	n.d.	n.d.	30,5
35-325-18-1, 86-699 m	148	5,4	0,32	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,9	n.d.	n.d.	1,11	24,9	n.d.	5,5	n.d.	n.d.	24,8
35-325-18-3, 18-688 m	82	4,9	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,9	n.d.	n.d.	0,5	21,6	n.d.	5,9	n.d.	n.d.	43,9
35-325-18-5, 148-706 m	1046	0,9	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,7	n.d.	n.d.	2,31	31,6	n.d.	5,9	n.d.	n.d.	44,7
Mittelwert	1522,09	6,77	0,49						11,01			1,95	20,69		7,13			31,38

* Donnelly und Wallace (1976); Vennum (1975)

Tabelle 6 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen von DSDP Leg 35 *

Sample	Närfgem. Sediment											
	Närfgem.	Sediment	Eulippen	Colippen	Dryippen	Erzippen	Tubippen	Ybippen	Lubippen	Blippen	Rezippen	Bezippen
Basalt												
Site 322												
35-322-1-1, 100-110 cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-2, 110-120 cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-3, 120-130 cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-4, 130-140 cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Site 323												
35-323-19-4, 14-16 cm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144 "fresh"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144 "altered"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "fresh"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "altered"	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sediment												
Site 322												
35-322-1-1, 100-110 cm	n.d.	1.9	1.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-2, 110-120 cm	n.d.	4.15	1.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-3, 120-130 cm	n.d.	5.1	2.37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-1-4, 130-140 cm	n.d.	5.3	1.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-5-1, 78-392 m	n.d.	6.1	1.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-10-0, 0-486 m	n.d.	2.92	1.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-11-2, 125-508 m	n.d.	3.66	1.37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-11-5, 110-512 m	n.d.	4.5	1.35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mittelwert												
		4.43	1.59									
Site 323												
35-323-19-4, 14-16 cm	n.d.	1.8	0.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144 "fresh"	n.d.	6.4	1.61	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-19-2, 144 "altered"	n.d.	5	1.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "fresh"	n.d.	4.5	1.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-18-6, 14 "altered"	n.d.	6.6	1.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-13-5, 127-624 m	n.d.	6.7	1.66	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-16-1, 54-665 m	n.d.	5.9	1.52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-323-16-3, 29-668 m	n.d.	6.2	2.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-16-4, 2-696 m	n.d.	7.8	2.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-18-4, 148-700 m	n.d.	8.1	2.49	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-18-6, 14 "fresh"	n.d.	10.5	2.9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
35-322-18-6, 14 "altered"	n.d.	6.35	1.72	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mittelwert												

* Doney und Wallace (1976); Verrum (1976)

Tabelle 6 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen des Spinell-Uherzololiths und der Vulkanite des Bruce-Nunatak

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Summe	LOI	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y		
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		
Xenolithe w. r.																										
BNAV-1	44,51	3,03	1,45	7,65	38,83	2,53	0,41	0,08	0,13	0,13	0,03	98,31	-0,47	12,6	57	2350	104	2093	17	47	n.d.	10	47	n.d.		
Pyroclastics																										
BNAV-3	47,49	13,67	12,45	n.d.	9,41	9,02	3,06	1,16	0,16	2,28	0,41	99,11	0,22	30,65	212	262,00	47,10	214,00	103,00	78,88	20,14	17	566,21	22,24		
BNAV-4	47,07	15,12	11,88	n.d.	7,37	9,01	3,18	0,99	0,15	2,19	0,32	97,28	0,00	26,00	223	137,00	48,60	303,00	78,00	89,00	23,00	10	487,00	23,00		
BNAV-5	48,54	15,17	11,93	n.d.	7,02	9,00	3,17	1,02	0,15	2,23	0,31	98,54	0,06	33,15	222	137,00	38,10	50,00	67,00	83,93	23,75	14	481,52	23,32		
BNAV-6	44,06	12,58	4,33	9,24	12,61	8,68	3,09	1,24	0,17	2,43	0,50	98,93	0,19	27	209	424,00	57,60	225,00	97,00	177,00	21,00	17	673,00	24,00		
BN-1	44,83	12,79	4,06	8,69	9,96	9,25	3,41	1,15	0,16	2,31	0,55	98,45	1,29	21	200	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	102,3	574	19		
BN-2	47,44	13,24	4,72	8,15	9,23	8,89	3,69	1,29	0,16	2,39	0,54	99,39	-0,35	20	197	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99,6	563	17		
Schmelzeinschlüsse																										
	%																									
Schl41	47,04	16,00	n.d.	10,38	3,48	9,56	3,96	2,69	0,13	3,38	1,40	98,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
Schl42	46,81	14,88	n.d.	11,12	4,19	9,97	4,00	2,37	0,20	3,07	1,19	97,87	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
mes11	46,38	14,93	n.d.	11,70	4,57	10,15	4,16	2,45	0,21	3,17	1,46	99,24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
mes12	46,72	14,72	n.d.	11,86	4,17	10,47	4,11	2,33	0,24	3,15	1,32	99,10	n.d.	n.d.	n.d.	0,070	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		

Geochemische Analysen des Spinell-Herzoliths und der Vulkanite des Bruce-Nunatak

Sample	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Pb	Au	Ag	As	Br	Cs	Hg	Ir	Mo	Sb	Sc	Se	Th	U	W	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Eu	
Xenolith w.r.	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
BNV-1	9	n.d.	5	0,2	0,3	5	2	0,4	1	0,5	0,2	1	32	2	0,1	12,6	0,5	0,1	0,1	62	47	2,4	7	3	0,5	0,18	
Pyroclastics																											
BNV-3	177,14	36,67	155,00	3,60	1,90	5,79	2,00	2,00	2,00	0,50	0,20	1,00	1,00	5,00	0,20	18,10	0,50	2,90	1,00	1,00	160,00	24,30	49,00	24,00	5,05	1,75	
BNV-4	156,00	26,00	127,00	2,90	1,30	6,00	2,00	2,00	1,00	0,50	0,20	1,00	1,00	2,00	0,10	18,10	0,50	1,70	0,50	89,00	145,00	13,80	30,00	16,00	3,87	1,47	
BNV-5	151,60	25,00	145,00	3,30	1,30	7,08	3,00	2,00	1,00	0,50	0,20	1,00	1,00	2,00	0,10	19,30	0,60	1,90	0,70	1,00	123,00	14,80	32,00	16,00	4,26	1,53	
BNV-6	199,00	40,00	87,00	4,60	3,10	3,00	2,00	2,00	1,10	0,20	1,10	1,00	1,00	5,00	0,10	18,80	0,50	3,10	1,10	1,00	177,00	30,90	60,00	29,00	5,50	2,10	
BN-1	182	n.d.	142	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19,65	30,20	13,41	2,54	1,39
BN-2	182	n.d.	152	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	17,85	27,60	14,02	2,33	1,41	
Schmelzanschlüsse																											
Sch41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sch42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
mes11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
mes12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Geochemische Analysen des Spinell-Lherzoliths und der Vulkanite des Bruce-Nunatak

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Sample	Gd	Dy	Er	Tb	Yb	Lu	Ho	Pr	Bi	Be	S
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Xenolithe w.r.											
BNAV-1	n.d.	n.d.	n.d.	0,1	0,34	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	<1	n.d.
Pyroclastics											
BNAV-3	n.d.	n.d.	n.d.	0,80	1,38	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BNAV-4	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	1,38	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BNAV-5	n.d.	n.d.	n.d.	0,80	1,50	0,21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BNAV-6	n.d.	n.d.	n.d.	0,90	1,45	0,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BN-1	2,30	2,49	1,64	0,38	1,95	0,19	0,28	3,08	n.d.	2	610
BN-2	2,71	3,01	1,66	0,32	1,98	0,22	0,28	2,69	n.d.	2	610
Schmelzeinschlüsse											
Schl41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,047
Schl42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,066
mes11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
mes12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Appendix: Geochemische Analysen

Isotopengeochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

Locality	87Sr/86Sr		143Nd/144Nd	143Nd/144Nd		206Pb/204Pb		206Pb/204Pb	
	Values	err. 2 Sigma		Values	err. 2 Sigma	Values	err. 2 Sigma	Values	err. 2 Sigma
Castor N.									
CA-13	88	0,7032873	3,41e-005	50	0,512574	0,000008	88	19,0058752	0,1000041
CA-15	88	0,7032923	2,38e-005		n.d.		60	19,0530017	0,1000236
CA-16	88	0,7029554	3,92e-005		n.d.		88	19,0491435	0,1000025
CA-21		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-22		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-25	79	0,703340	0,0000170	47	0,512918	0,000014	88	18,760522	0,100034
CA-26		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-27		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-28		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-31	88	0,7033194	1,66e-005	46	0,512884	0,000025	88	18,973157	0,100029
CA-32		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-33	88	0,7032891	1,05e-005	48	0,512895	0,000017	88	19,044950	0,1000053
CA-34		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-35		n.d.			n.d.			n.d.	
CA-37	88	0,7032394	1,84e-005		n.d.		88	19,0532751	0,1000092
Hertha N.									
HE-1		n.d.			n.d.			n.d.	
HE-2	88	0,7028878	2,64e-005		n.d.		88	19,0448312	0,1000032
Bruce N.									
BN-1	88	0,7029554	3,92e-005		n.d.		88	19,045450	0,1000108
BN-2	88	0,7028986	2,93e-005		n.d.		88	19,011423	0,100043
Larsen N.									
LN-1		n.d.			n.d.			n.d.	
LN-2		n.d.			n.d.			n.d.	
LN-3	88	0,7030386	2,98e-005		n.d.		88	18,9733215	0,1000244
LN-4		n.d.			n.d.			n.d.	
LN-5	88	0,7030031	3,82e-005		n.d.		88	18,9684527	0,1000104
LN-6		n.d.			n.d.			n.d.	
LN-8		n.d.			n.d.			n.d.	
Bull N.									
BU-1		n.d.			n.d.			n.d.	
BU-2		n.d.			n.d.			n.d.	
BU-3	80	0,7029290	0,0000150		n.d.		88	18,813658	0,100047
BU-4		n.d.			n.d.			n.d.	
BU-5	88	0,7028744	1,79e-005		n.d.		88	18,97870	0,1000207
BU-6		n.d.			n.d.			n.d.	
BU-7	87	0,7029550	0,0000170		n.d.		88	18,9416226	0,1000254
Paulet Is.									
PA-1	81	0,7032670	0,0000220		n.d.		88	18,793131	0,100050
PA-2	88	0,7031812	2,38e-005		n.d.		88	18,796463	0,100115
Penguin Is.									
PE-1	88	0,703896	0,0000170		n.d.		88	18,712765	0,100021
PE-3	81	0,7037890	0,0000160		n.d.		88	18,715090	0,1000124
Livingston Is.									
Gleaner Heights									
VU-11	88	0,7039982	2,18e-005		n.d.		88	18,766597	0,1000082
VU-12		n.d.			n.d.			n.d.	
VU-14	88	0,7040113	3,82e-005		n.d.		88	18,7053462	0,1000024
VU-15	82	0,7035780	0,0000170		n.d.		88	18,707598	0,100076
VU-25	85	0,7038440	0,0000180		n.d.		88	18,6051485	0,1000041
VU-261	88	0,7038493	2,44e-005		n.d.		60	18,6671954	0,1000106
VU-262	80	0,7038239	5,29e-005		n.d.		88	18,6956948	0,1000605
Xenolith Bruce N.									
BNAV-1	52	0,702931	0,000019		n.d.		84	18,496	0,185
BNAV-1	68	0,702912	0,000025		n.d.		90	18,7316734	0,1026715

Tabelle 8

Appendix: Geochemische Analysen

Isotopengeochemische Analysen aus der Kampagne GAP 98

Locality	207Pb/204Pb		err. 2 Sigma	208Pb/204Pb		err. 2 Sigma
	Values	207Pb/204Pb		Values	208Pb/204Pb	
Castor N.		n.d.				
CA-13	88	15,635923	0,1500018	88	38,7293988	0,2000095
CA-15	60	15,6408066	0,1500105	60	38,7831074	0,2000549
CA-16	88	15,6375979	0,1500013	88	38,7638315	0,2000079
CA-21		n.d.			n.d.	
CA-22		n.d.			n.d.	
CA-25	88	15,62036	0,150018	88	38,443895	0,200086
CA-26		n.d.			n.d.	
CA-27		n.d.			n.d.	
CA-28		n.d.			n.d.	
CA-31	88	15,625064	0,150014	88	38,673717	0,200079
CA-32		n.d.			n.d.	
CA-33	88	15,6292026	0,1500029	88	38,7352221	0,2000173
CA-34		n.d.			n.d.	
CA-35		n.d.			n.d.	
CA-37	88	15,6334462	0,1500045	88	38,7596854	0,2000308
Hertha N.						
HE-1		n.d.			n.d.	
HE-2	88	15,6232725	0,1500016	88	38,689362	0,200010
Bruce N.						
BN-1	88	15,6363914	0,1500077	88	38,7000298	0,200077
BN-2	88	15,624280	150020	88	38,672198	0,200980
Larsen N.						
LN-1		n.d.			n.d.	
LN-2		n.d.			n.d.	
LN-3	88	15,6490595	0,1500139	88	38,7298242	0,2000738
LN-4		n.d.			n.d.	
LN-5	88	15,6441399	0,1500085	88	38,7079149	0,2000696
LN-6		n.d.			n.d.	
LN-8		n.d.			n.d.	
Bull N.						
BU-1		n.d.			n.d.	
BU-2		n.d.			n.d.	
BU-3	88	15,605788	0,150025	88	38,534708	0,200151
BU-4		n.d.			n.d.	
BU-5	88	15,6677952	0,1500114	88	38,8151095	0,2000911
BU-6		n.d.			n.d.	
BU-7	88	15,660148	0,1500125	88	38,7662491	0,200080
Pautet Is.						
PA-1	88	15,586477	0,150023	88	38,441862	0,200117
PA-2	88	15,602323	0,150051	88	38,486077	0,200241
Penguin Is.						
PE-1	88	15,601559	0,150012	88	38,489009	0,200065
PE-3	88	15,6075107	0,1500087	88	38,498987	0,200048
Livingston Is.						
"Gleaner Heights"						
VU-11	88	15,6649791	0,1500049	88	38,7031087	0,2000469
VU-12		n.d.			n.d.	
VU-14	88	15,632460	0,1500014	88	38,5677737	0,2000081
VU-15	88	15,594952	0,150034	88	38,439433	0,200146
VU-25	88	15,5904651	0,150002	88	38,4341247	0,200010
VU-261	60	15,6141378	0,1500051	60	38,4749479	0,2000291
VU-262	88	15,6385745	0,15000302	88	38,5625019	0,2001769
BNVAV-1	84	15,2871	0,0122	84	37,7764	0,0339
BNVAV-1	90	15,5356403	0,1512302	90	38,2218231	0,2051652

Tabelle 8 (Fortsetzung)

Appendix: Geochemische Analysen

Isotopengeochemische Daten aus der Literatur *

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Seal Nunataks Kampagne 94'					
Bruce N.					
BNAV-6	0,702913	n.d.	18,851	15,453	38,1479
Lindenberg N.					
LBAV-2	0,70335	n.d.	18,9349	15,59	38,5417
Larsen N.					
LNAV-1	0,703041	n.d.	18,9213	15,6134	38,5735
Seal Nunataks Basalte *					
Alkali Basalts					
R.3734.1	0,70310	0,512960	19,072	15,610	38,728
Akerlundh R.3742.3	0,70280	0,512994	18,793	15,570	38,300
Bruce R.3713.4	0,70307	0,512925	n.d.	n.d.	n.d.
Pollus R.3735.1	0,70296	0,512958	n.d.	n.d.	n.d.
Transitional Basalts					
Arctowsski R.3739.2	0,70306	0,512924	n.d.	n.d.	n.d.
Larsen R.3729.1	0,70309	0,512904	n.d.	n.d.	n.d.
Castor R.3746.1	0,70309	0,512823	n.d.	n.d.	n.d.
Olivine and Quartz Tholeites					
R.3728.1	0,70300	0,512940	18,976	15,617	38,673
Eveensen R.3728.2	0,70300	0,512937	n.d.	n.d.	n.d.
Christensen R.3731.4	0,70326	0,512836	19,019	15,658	38,879
Christensen R.3731.3	0,70329	0,512889	n.d.	n.d.	n.d.
Bruce R.3740.3	0,70329	0,512885	n.d.	n.d.	n.d.
Bransfield-Strait *					
Western Seamount					
W292.17	0,703420	0,512977	18,757	15,613	38,556
W292.18	0,703416	0,512951	n.d.	n.d.	n.d.
W292.24	0,703460	0,512954	18,742	15,602	38,502
W310.07	0,703506	0,512945	n.d.	n.d.	n.d.
Eastern Seamount					
E297.01	0,703036	0,51301	18,739	15,642	38,546
E300.02	0,70337	0,512958	18,745	15,598	38,505
E300.21	0,703256	0,512958	n.d.	n.d.	n.d.
E309.01	0,703246	0,512938	n.d.	n.d.	n.d.
Penguin Island					
P147	0,703855	0,512903	18,711	15,594	38,475
P261	0,703804	0,512905	18,724	15,608	38,522
Melville Peak					
MP372	0,70317	0,512975	18,691	15,6	38,441
MP406	0,70339	0,512925	n.d.	n.d.	n.d.
Low Head					
LH1	0,703593	0,512955	18,754	15,603	38,539
Sail Rock					
SR1	0,703819	0,512832	n.d.	n.d.	n.d.
Bridgeman Island					
B1	0,70343	0,512867	n.d.	n.d.	n.d.
Deception Island					
D2	0,703433	0,0513006	18,742	15,624	38,539
D9	0,70353	0,0512994	n.d.	n.d.	n.d.
D10	0,70353	0,0513019	18,753	15,614	38,538
I048	0,70342	0,0512931	n.d.	n.d.	n.d.

* Hole (1990); Hole et al. (1993); Keller et al. (1991)

Tabelle 9

„Berichte zur Polarforschung“

Eine Titelübersicht der Hefte 1 bis 376 (1981 - 2000) erschien zuletzt im Heft 413 der nachfolgenden Reihe „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen sowie eine Zusammenstellung der Abstracts in englischer Sprache finden Sie im Internet unter der Adresse:
<http://www.awi-bremerhaven.de/Resources/publications.html>

Ab dem Heft-Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:
„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“

- Heft-Nr. 377/2000 – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“ von Matthias Strasser
- Heft-Nr. 378/2001 – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski
- Heft-Nr. 379/2001 – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch
- Heft-Nr. 380/2001 – „Die Expeditionen ANTARKTIS XI/1-2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Nagggar.
- Heft-Nr. 381/2001 – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Riegger.
- Heft-Nr. 382/2001 – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Bluhm.
- Heft-Nr. 383/2001 – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Grilla Veit-Köhler.
- Heft-Nr. 384/2001 – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskernbohrung“, von Daniel Steinhage.
- Heft-Nr. 385/2001 – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert.
- Heft-Nr. 386/2001 – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“ von Rolf Schumacher.
- Heft-Nr. 387/2001 – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz.
- Heft-Nr. 388/2001 – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev.
- Heft-Nr. 389/2001 – „The Expeditions ARKTIS XVII/1 and ARKTIS XVII/2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 390/2001 – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea ostracodes“, by Claudia Didié.
- Heft-Nr. 391/2001 – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan. P. Helmke.
- Heft-Nr. 392/2000 – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dählmann.
- Heft-Nr. 393/2001 – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 'SIRRO 2000' of RV 'Boris Petrov' and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 394/2001 – „Untersuchung der Photooxidation Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Kalja Riedel.
- Heft-Nr. 395/2001 – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle.
- Heft-Nr. 396/2001 – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt.
- Heft-Nr. 397/2001 – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim.
- Heft-Nr. 398/2001 – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller.
- Heft-Nr. 399/2001 – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix.
- Heft-Nr. 400/2001 – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel 'Polarstern' in 2000“ edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Nagggar.
- Heft-Nr. 401/2001 – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“ von Torsten Albrecht.
- Heft-Nr. 402/2001 – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV 'Polarstern' in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey.
- Heft-Nr. 403/2001 – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher.
- Heft-Nr. 404/2002 – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 405/2002 – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt.
- Heft-Nr. 406/2002 – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut.
- Heft-Nr. 407/2002 – „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel 'Polarstern' in 2001, edited by Ulrich Bathmann.
- Heft-Nr. 408/2002 – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken

(*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer", von Christian Buschbaum.

Heft-Nr. 409/2002 – „Zur Ökologie von Schmelzwassertümpeln auf arktischem Meereis - Charakteristika, saisonale Dynamik und Vergleich mit anderen aquatischen Lebensräumen polarer Regionen“, von Marina Carstens.

Heft-Nr. 410/2002 – „Impuls- und Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und dem eisbedeckten Ozean“, von Thomas Garbrecht.

Heft-Nr. 411/2002 – „Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre“, von Petra Wahl.

Heft-Nr. 412/2002 – „Open Ocean Aquaculture und Offshore Windparks. Eine Machbarkeitsstudie über die multifunktionale Nutzung von Offshore-Windparks und Offshore-Marikultur im Raum Nordsee“, von Bela Hieronymus Buck.

Heft-Nr. 413/2002 – „Arctic Coastal Dynamics. Report of an International Workshop. Potsdam (Germany) 26-30 November 2001“, edited by Volker Rachold, Jerry Brown and Steve Solomon.

Heft-Nr. 414/2002 – „Entwicklung und Anwendung eines Laserablations-ICP-MS-Verfahrens zur Multielementanalyse von atmosphärischen Einträgen in Eisbohrkernen“, von Heiko Reinhardt.

Heft-Nr. 415/2002 – „Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen Permafrost – Untersuchungsmethoden und ökologische Bedeutung“, von Wiebke Müller-Lupp.

Heft-Nr. 416/2002 – „Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hochauflösenden Atmosphärenmodell“, von Wolfgang Dorn.

Heft-Nr. 417/2002 – „Ecological comparison of two sandy shores with different wave energy and morphodynamics in the North Sea“, by Iris Menn.

Heft-Nr. 418/2002 – „Numerische Modellierung turbulenter Umströmungen von Gebäuden“, von Simón Comingo López.

Heft-Nr. 419/2002 – „Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 2001 of RV „Academic Petrov“: The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO) and the Project „ESTABLISH“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.

Heft-Nr. 420/2002 – „Vulkanologie und Geochemie pliozäner bis rezenter Vulkanite beiderseits der Bransfield-Straße / West-Antarktis“, von Andreas Veit.

* vergiffen/out of print.

** nur noch beim Autor/only from the author.

