

**Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten
im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des
Superkontinents Gondwana**

**Compilation and analysis of potential field data
from the Weddell Sea, Antarctica: implications
for the break-up of Gondwana**

Michael Studinger

**Ber. Polarforsch. 276 (1998)
ISSN 0176 - 5027**

Michael Studinger

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße
D-27568 Bremerhaven

gegenwärtige Adresse:

Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University
P.O. Box 1000
61 Route 9W, Palisades
NY 10964-8000, USA

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1998 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	V
Summary	VII
1 Das Weddellmeer und angrenzende Gebiete: eine Einführung	1
2 Die Antarktis als Fragment früherer Großkontinente	7
2.1 Rodinia und die SWEAT-Hypothese	7
2.2 Die Entstehung des Kontinents Gondwana	11
2.3 Die Paläopositionen der Ellsworth-Whitmore Mountains innerhalb Gondwanas	13
2.4 Der Zerfall Gondwanas	16
2.4.1 Das Storey-Modell	18
2.4.2 Das Grunow-Modell	18
2.5 Geophysikalische Randbedingungen	21
3 Datensätze und ihre Bearbeitung	23
3.1 Schweredaten	23
3.1.1 Seegravimetrie	23
3.1.2 Aerogravimetrie	25
3.1.3 Landgravimetrie	26
3.2 Korrekturen und Reduktionen	27
3.2.1 Anschluß an das internationale Schwerenetz	27
3.2.2 Eötvös-Korrektur	27
3.2.3 Gezeitenkorrektur	28
3.2.4 Korrektur der Instrumentendrift	28
3.2.5 Freiluftreduktion und Freiluftanomalie	28
3.2.6 Topographie- und Bouguerreduktion – Bougueranomalie	29
3.3 Angleichung der Schweredatensätze	31
3.3.1 Feldfortsetzung	31
3.3.2 Korrektur der Normalschwere	32
3.3.3 Minimierung der Kreuzungspunktfehler – Fehlerstatistik	33
3.3.4 Vergleich der Datensätze	34

3.4	Eisuntergrundstopographie – Eismächtigkeit	35
3.5	Wahl der Reduktionsdichte	37
3.6	Aeromagnetik	38
3.7	Satellitenaltimetrie	38
3.8	Interpolation auf äquidistante Gitter	39
4	Interpretation der Potentialfeldkarten	41
4.1	Freiluftanomalie	41
4.2	Bougueranomalie	44
4.3	Aeromagnetik	48
4.4	Satellitenaltimetrie	50
5	Tiefenabschätzung von Quellkörpern – Wellenzahlanalyse	55
5.1	Theoretischer Hintergrund	55
5.1.1	Bestimmung der Steigung	57
5.1.2	Auflösungsvermögen und Bestimmung der Spektren	58
5.1.3	Fehlerabschätzung	60
5.1.4	Anwendung auf Altimetermessungen	60
5.2	Ergebnisse aus Gravimetrie und Altimetrie	62
5.3	Ergebnisse aus der Magnetik	65
5.4	Interpretation und Diskussion	70
5.4.1	Gravimetrie und Altimetrie	70
5.4.2	Magnetik	73
6	Schweremodelle	75
6.1	Talwani-Verfahren	75
6.2	Modellgrundlagen	75
6.3	Ergebnisse	77
6.3.1	Modell A – Ronne-Schelf	77
6.3.2	Modell B – Berkner Island	79
6.3.3	Modell C – Coats Land	79
6.4	Diskussion	83

7	Isostatische Betrachtungen – Kohärenzspektren	89
7.1	Methodik	89
7.1.1	Beobachtete Kohärenz	91
7.1.2	Vorhergesagte Kohärenz	91
7.1.3	Dichtemodell	95
7.1.4	Inversion zur Bestimmung von D	95
7.2	Maximum-Entropie-Spektralabschätzung	96
7.3	Vergleich zwischen Periodogramm-Spektren und Maximum-Entropie-Spektren	96
7.3.1	Hochfrequenter Bereich	97
7.3.2	Übergangsbereich	98
7.3.3	Tieffrequenter Bereich	98
7.4	Grenzen des Verfahrens	99
7.4.1	Korrelation zwischen basaler und topographischer Auflast	99
7.4.2	Einfluß von Bruchzonen	100
7.4.3	Berücksichtigung einer Eisauflast	100
7.5	Ergebnisse	102
7.5.1	Auswahl des Gebietes	102
7.5.2	Bestimmung der Kohärenzspektren	103
7.6	Diskussion	106
8	Schlußfolgerungen und Ausblick	109
	Danksagung	113
	Literaturverzeichnis	115
A	Datensätze	125
B	Quelltiefenabschätzung	133

Kurzfassung

Die Antarktis bildet sowohl bei der Rekonstruktion des proterozoischen Großkontinents Rodinia als auch bei der des paläozoisch-mesozoischen Superkontinents Gondwana jeweils den zentralen Bestandteil. Die Spuren der Bildung und des Zerfalls der beiden früheren Großkontinente spiegeln sich noch heute in den geologischen Großstrukturen und tektonischen Einheiten des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete wider. Der Zerfall des Superkontinents Gondwana begann vor 180 Ma im Bereich des heutigen Weddellmeeres und war von massivem Vulkanismus begleitet. Die ursprüngliche Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains, eines heute südlich des Filchner-Ronne-Schelfs liegenden Krustenblocks, vor dem Zerfall Gondwanas stellt in diesem Zusammenhang das größte derzeit ungelöste Problem dar. Zwei konträre Modelle gehen von unterschiedlichen Krustenstrukturen im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfs aus. Das von Storey vorgeschlagene Modell berücksichtigt alle geowissenschaftlichen Erkenntnisse aus dieser Region und nimmt gedehnte kontinentale Kruste in diesem Bereich an. Im Gegensatz dazu fordert das Modell von Grunow die Existenz ozeanischer Kruste unter großen Teilen des Filchner-Ronne-Schelfs. Die vorliegende Arbeit stellt einen entscheidenden Beitrag zu der immer noch kontrovers geführten Diskussion dar.

Großräumige Kartierungen von Potentialfeldanomalien sind ein grundlegendes Hilfsmittel zur Untersuchung der globalen Tektonik und geodynamischer Prozesse. In polaren Gebieten kommt den Potentialfelddaten eine besondere Bedeutung zu, da sie in der Regel den einzigen Satz flächendeckender Informationen für eisbedeckte Gebiete darstellen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde erstmals eine aus allen verfügbaren Potentialfelddaten bestehende einheitliche Datenbasis für die Region des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete erstellt. Zusammen mit Analyseverfahren im Spektralbereich und Modellierungen der Freiluftschwere konnte dieser Datensatz umfassend interpretiert werden. Die zentralen Ergebnisse und Schlußfolgerungen werden im folgenden kurz dargestellt.

Tiefenabschätzungen der signifikanten Grenzschichten anhand der Wellenzahlanalyse gravimetrischer Daten bestätigen frühere Ergebnisse eines refraktionsseismischen Profils entlang der Kante des Ronne-Schelfeises. Sie sind damit für große Bereiche des Filchner-Ronne-Schelfs gültig. Im Bereich des Ostantarktischen Kratons konnte mit 31 ± 5 km erstmals die Krustendicke unterhalb von Coats Land bestimmt werden. Die Kartierung der Bouguerschwere auf dem Filchner-Ronne-Schelf bildet zwei langgestreckte Anomalien mit +80 bzw. +100 mGal ab. Diese parallel zur Orville Coast bzw. östlich von Berkner

Island verlaufenden, langgestreckten Anomalien werden durch eine Aufwölbung der Kruste-Mantel-Grenze verursacht. Die genaue geodynamische Bedeutung dieser beiden Rift-Strukturen ist noch nicht vollständig verstanden.

Die gravimetrische Struktur des nordöstlichen Teils des Filchner-Schelfs unterscheidet sich von derjenigen des übrigen Filchner-Ronne-Schelfs. Ähnlichkeiten in der gravimetrischen und magnetischen Signatur zwischen diesem Bereich des Filchner-Schelfs und Teilen von Coats Land legen den Schluß nahe, daß es sich hierbei um einen zusammenhängenden Krustenblock handelt. Die durch Modellierungen der Freiluftschwere abgeleitete Krustendicke von mehr als 30 km läßt vermuten, daß es sich um präkambrische Kruste des Ostantarktischen Kratons handelt. Die Existenz dieses als Coats Land-Krusten-Block bezeichneten Krustenfragments schließt die ursprüngliche Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains vor dem Zerfall Gondwanas, wie sie von Grunow vorgeschlagen wurde, aus.

Anhand der Kohärenzmethode wurde für das Ronne-Schelf aus zweidimensionalen Kohärenzspektren zwischen Bouguerschwere und Meeresbodentopographie die effektive elastische Dicke des Ronne-Schelfs zu 35 ± 5 km bestimmt. Zusammen mit der Krustendicke von 27 km aus refraktionsseismischen Untersuchungen und unter Verwendung von theoretischen Modellen zum isostatischen Verhalten kontinentaler Kruste ergibt sich daraus ein thermisches Alter des Ronne-Schelfs zwischen 165 und 230 Ma. Dieses Alter markiert das letzte signifikante tektonische Ereignis in dieser Region und fällt mit dem Zerfall des Superkontinents Gondwana zusammen. Es schließt damit die im Grunow-Modell beschriebene Bewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains vor ~ 125 Ma durch dieses Gebiet aus. Die anhand der Wellenzahlanalyse bestimmten Krustendicken von 21 ± 6 km bzw. 25 ± 6 km machen das Vorhandensein ozeanischer Kruste unwahrscheinlich. Die im Grunow-Modell vorgeschlagene Bewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains ist in kontinentaler Kruste jedoch nicht möglich und daher mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit nicht vereinbar.

Aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit muß das Storey-Modell favorisiert werden. Die Berücksichtigung aller vorhandenen geowissenschaftlichen Erkenntnisse und der Versuch der widerspruchsfreien Integration der publizierten Ergebnisse ergeben für dieses Modell ohnehin eine sehr viel bessere Argumentationsbasis als beim Grunow-Modell. Die nach wie vor ungelöste Frage im Zusammenhang mit der Öffnung des Weddellmeeres stellt die Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains von ihrer Paläoposition nördlich des Filchner-Ronne-Schelfs zu ihrer heutigen Position dar.

Summary

Antarctica represents the keystone of the late Proterozoic supercontinent Rodinia and the Paleozoic/Mesozoic supercontinent Gondwana. Remnants of the formation and disintegration of these former supercontinents can be found in the geological structures of the Weddell Sea and traced to adjacent regions. The initial break-up of Gondwana started about 180 Ma ago in the present day Weddell Sea with major outpourings of continental flood basalts. A still unsolved enigma is the pre-break-up position of the Ellsworth-Whitmore Mountains crustal block presently located south of the Filchner-Ronne shelf. The two major geodynamic models for this area are distinct and assume different types of crust beneath the Filchner-Ronne shelf. The reconstruction model proposed by Storey takes results from both geological and geophysical studies in this region into account, and requires stretched continental crust in this area. In contrast, the break-up model proposed by Grunow is based principally on paleomagnetic results and requires the presence of oceanic crust beneath the Filchner-Ronne shelf. The main goal of this thesis is to contribute new insights to the still unsolved problem of the pre-break-up position of the Ellsworth-Whitmore Mountains.

One of the primary tools for studying geodynamic and global tectonic processes is large-scale mapping of potential field anomalies. In ice covered regions, gravity and magnetic imaging is the best way to survey large areas and to resolve the geological structure beneath the ice. During this work, a compilation of all existing data in the Weddell Sea region produced a homogenous data base of potential field data in this area. The comprehensive study and interpretation of this data set includes power spectra analysis, coherence spectra and forward modelling of gravity anomalies. A summary of the main results and conclusions of this study follows.

Along the edge of the Ronne Ice Shelf, depth estimation by power spectra analysis of gravity data are in good agreement with results from refraction seismic surveys. Therefore the crustal structure along the seismic profile can be extended to a large area of the Filchner-Ronne shelf. Beneath the East Antarctic Craton, the crustal thickness of 35 ± 5 km represents the inferred Precambrian crust in this area and is the first estimation of crustal thickness in Coats Land. Mapping the Bouguer anomaly beneath the Filchner-Ronne shelf reveals two elongated anomalies with amplitudes of +80 and +100 mGal. The anomalies are running sub-parallel to the Orville Coast and Berkner Island and are caused by mantle uplift and crustal thinning. Nevertheless, the timing and origin of this rift structures remains unclear.

Along the continental margin off Coats Land, a distinct low in Bouguer gravity structure can be observed at the north-eastern part of the Filchner Shelf. This gravity low forms part of the negative Bouguer anomaly associated with the East Antarctic Craton beneath Coats Land. A pattern of short wavelength magnetic anomalies correlates spatially with the above continental margin gravity low. This implicates the existence of a consolidated crustal block in this area. Forward modelling of gravity data reveals a crustal thickness of more than 30 km beneath the north-eastern part of the Filchner Shelf. For this reason, this crustal block can be regarded as part of the Precambrian crust of the East Antarctic Craton. The presence of this Precambrian Coats Land crustal block conflicts with the Mesozoic pre-break-up position of the Ellsworth-Whitmore Mountains off Coats Land, proposed by Grunow.

The effective elastic thickness of the Filchner-Ronne shelf of 35 ± 5 km can be estimated from two-dimensional coherence spectra between Bouguer gravity and topography. Together with the crustal thickness in this area of 27 km known from refraction seismic studies and theoretical forward modelling of the isostatic compensation of the continental crust, a thermal age between 165 and 230 Ma can be estimated for the Ronne Shelf. This age represents the last significant thermal event in this area and fits with the break-up of the supercontinent Gondwana. In contrast, the movement of the Ellsworth-Whitmore Mountains through the present day Ronne Shelf ~125 Ma ago as proposed by Grunow should have influenced the thermal age of this area and is therefore incompatible with this result. In addition, the crustal thickness in this area of 21 ± 6 km and 25 ± 6 km, estimated by power spectra analysis, makes the presence of oceanic crust unlikely. Thus, the movement of the Ellsworth-Whitmore Mountains crustal block from its pre-break-up position to its present day position as proposed by Grunow is in disagreement to the results of this study.

The results of this study favour the geodynamic model proposed by Storey. This model is based on a review of all existing geological and geophysical studies in this area. In contrast, the model proposed by Grunow is primarily driven by paleomagnetic results and is inconsistent with published results from previous and present geophysical studies in the Weddell Sea embayment. Nevertheless, the movement of the Ellsworth-Whitmore Mountains from their pre-break-up position to their present day position remains an enigma.

Kapitel 1

Das Weddellmeer und angrenzende Gebiete: eine Einführung

Bis ins Erdmittelalter bildete die Antarktis den zentralen Teil des Großkontinents Gondwana. Der Zerfall dieses Kontinents begann vor 180 Millionen Jahren mit dem Ausfließen gewaltiger Flutbasaltmengen und der anschließenden Entstehung des heutigen Weddellmeeres. Aus diesem Grunde waren das Weddellmeer und die angrenzenden Gebiete bei der Untersuchung geodynamischer Fragestellungen bereits früh von Interesse. Die extremen klimatischen Bedingungen des antarktischen Kontinents, verbunden mit der mehr oder weniger permanenten Meereisbedeckung in großen Bereichen des Weddellmeeres, erschweren jedoch nach wie vor die genauere Untersuchung dieses Gebietes. Landseitig stehen durch die fast lückenlose Eisbedeckung nur wenige isolierte Nunatak-Gruppen für geologische Untersuchungen zur Verfügung. Nach wie vor gehören große Teile des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete zu den „weißen“ Regionen dieser Erde.

Das Weddellmeer wird auf seiner westlichen Seite durch die Antarktische Halbinsel begrenzt, einem im wesentlichen mesozoischen, magmatischen Bogen (z. B. King *et al.*, 1996), der durch die Subduktion des pazifischen und protopazifischen Ozeans entstand (Abb. 1.1). Erste Rekonstruktionsversuche des Gondwana-Kontinents resultierten in einer Überlappung der Antarktischen Halbinsel mit dem Falkland-Plateau (Dalziel und Elliot, 1982). Spätere Untersuchungen zeigten jedoch, daß die Westantarktis aus mehreren Krustenblöcken bzw. Terranes aufgebaut ist, die in ihrer geologischen Vergangenheit unterschiedliche Driftbewegungen erfahren haben (Dalziel und Elliot, 1982). Die Unterteilung der Westantarktis in vier Krustenblöcke basierte auf der Interpretation der Eisuntergrundtopographie, geologischer Charakteristiken und paläomagnetischer Daten. Diese Unterteilung ist derzeit allgemein akzeptiert. Dadurch läßt sich die Überlappung der Antarktischen Halbinsel mit dem Falkland-Plateau bei der Rekonstruktion Gondwanas vermeiden. Südlich der Antarktischen Halbinsel schließen sich Thurston Island und Marie Byrd Land als weitere Mikroplatten entlang des pazifischen Randes der Antarktis an (Abb. 1.1).

Nach Süden hin setzt sich das Weddellmeer bis auf den kontinentalen Schelf fort. Dieser Schelfbereich wird als Filchner-Ronne-Schelf bezeichnet und erstreckt sich bis unter die Filchner- und Ronne-Schelfeise (Abb. 1.1 und 1.2). Im Rahmen dieser Arbeit wird das zwischen der Antarktischen Halbinsel und der Ostantarktis eingebettete Gebiet von der Aufsetzlinie der Schelfeise im Süden bis zum Schelfabbruch im Norden als Weddellmeer-

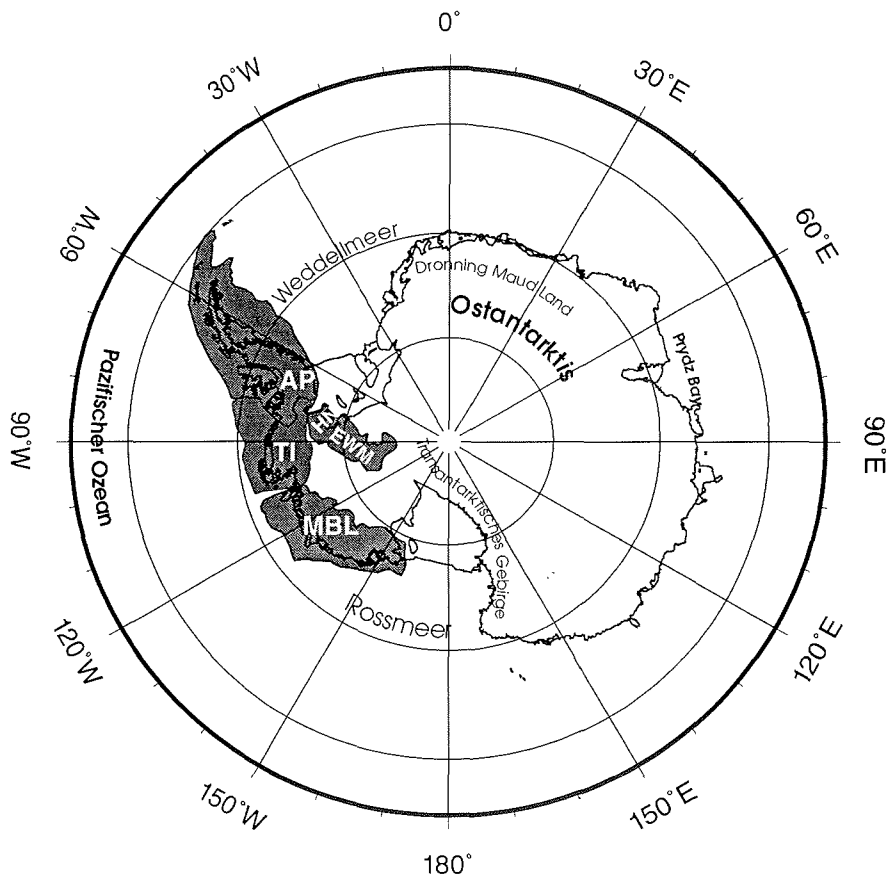


Abb. 1.1 - Übersichtskarte der Antarktis mit Ortsnamen. Die Umrandung der Krustenblöcke der Westantarktis wurde von L.A. Lawver und L.M. Gahagan aus dem PLATES-Projekt der University of Texas zur Verfügung gestellt (z.B. Lawver *et al.*, 1991). Zur Kartenerstellung wurde eine polarstereographische Projektion verwendet. Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; HN, Haag Nunataks; MBL, Marie Byrd Land; TI, Thurston Island.

Einbuchtung („Weddell Sea embayment“) bezeichnet. Die südwestliche Begrenzung dieses Gebiets bildet der als Ellsworth-Whitmore Mountains zusammengefaßte vierte Krustenblock der Westantarktis (Abb. 1.1 und 1.2). In dieser Arbeit werden die Haag Nunataks mit ihrem proterozoischen Grundgebirge zum Ellsworth-Whitmore Mountains Krustenblock gezählt (z.B. Curtis und Storey, 1996). Die Driftgeschichte dieses Krustenblocks und seine ursprüngliche Lage vor dem Zerfall Gondwanas werden gegenwärtig kontrovers diskutiert (z.B. Curtis und Storey, 1996; Jokat *et al.*, 1997b) und stellen eine Hauptfragestellung der vorliegenden Arbeit dar. Südlich des Filchner-Schelfeises liegen die Pensacola Mountains, die zusammen mit dem Dufek Massiv einen Teil des Transant-

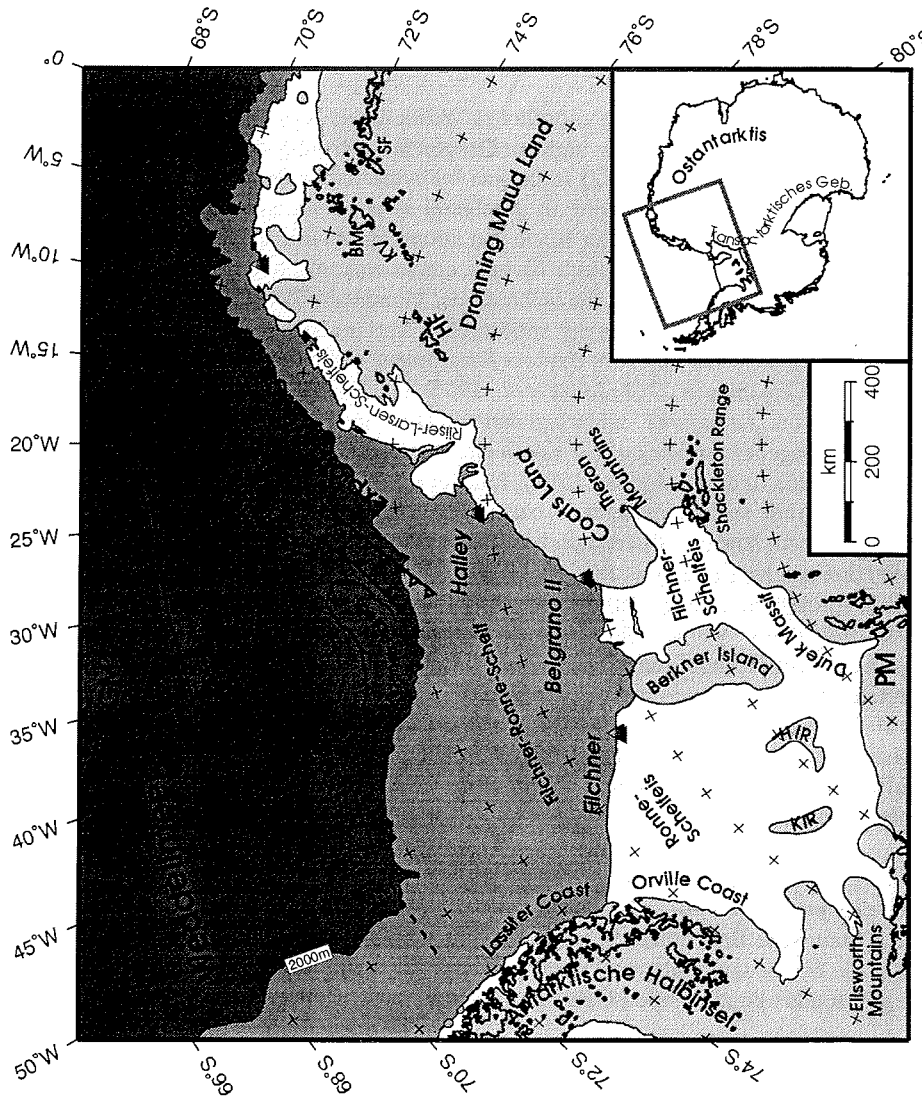


Abb. 1.2 - Lokationsnamen und tektonische Einheiten im Untersuchungsgebiet. Die hellen Bereiche markieren Schelfeise, die etwas dunkleren Bereiche stellen Regionen dar, in denen das Schelfeis aufliegt. Landseitig markiert dieselbe Grauschattierung das Inlandeis. Der Übergang vom kontinentalen Schelf zur Tiefsee ist durch die 2000m-Isobathe dargestellt und mit unterschiedlichen Graustufen hervorgehoben. Landseitig sind die aufgeschlossenen Felsgruppen und Gebirgszüge durch Umrandungen markiert. Zur Kartenerstellung wurde die vom „Scientific Committee on Antarctic Research“ (SCAR) empfohlene polarstereographische Projektion mit einer Standardparallele bei 71°S, bezogen auf das GRS-80-Referenzellipsoid, verwendet. Die Beschreibung der tektonischen Elemente findet sich im Text. Abkürzungen: BM, Borgmassivet; FGM, Fischgrät-Muster; HF, Heimefrontfjella; HIR, Henry Ice Rise; KIR, Korff Ice Rise; KV, Kirwanveggen; PM, Pensacola Mountains; PSB, Polarstern Bank; SF, Sverdrupfjella; WR, Weddell Rift.

arktischen Gebirges bilden, das sich vom Rossmeer bis zur Shackleton Range erstreckt (Abb. 1.1 und 1.2). Im Osten wird die Weddellmeer-Einbuchtung durch den Ostantarktischen Kraton begrenzt.

Die tektonischen Strukturen des nördlichen Weddellmeeres stehen in Zusammenhang mit dem Zerfall Gondwanas bzw. der nachfolgenden Öffnung des Weddellmeeres: Das Explora Escarpment (Abb. 1.2) stellt eine bathymetrische Steilstufe dar (Miller *et al.*, 1990, erschienen 1991) und wird als gescherter Kontinentalrand interpretiert (z.B. Lawver *et al.*, 1991). Die parallel zur Küste von Dronning Maud Land verlaufenden, seewärts geneigten Reflektoren des Explora Wedges, einem vulkanischen Keil, werden durch vulkanische Sequenzen gebildet, die während des Gondwana-Zerfalls ausflossen (Hinz und Kristoffersen, 1987; 1991). In der südöstlichen Verlängerung des Explora Escarpments befindet sich die senkrecht zum Explora Escarpment verlaufende Polarstern Bank (Miller *et al.*, 1990, erschienen 1991; Jokát *et al.*, 1996). Die Existenz dieser Nord-Süd streichenden Kette von „seamounts“ widerlegt den von Hinz und Kristoffersen (1987) vorgeschlagenen durchgehenden Verlauf der Kontinent-Ozean-Grenze bis zum Andenes Escarpment (Miller *et al.*, 1990, erschienen 1991). Jokát *et al.* (1996) schlugen in einer Neuinterpretation des Andenes Escarpments als ozeanisches Plateau den Namen Andenes Plateau vor. Zwischen dem Andenes Plateau und der Küste von Dronning Maud Land befindet sich die von Hinz und Kristoffersen (1987) als Weddell Rift bezeichnete Grundgebirgsdepression. Die ursprüngliche Interpretation dieser Struktur als Aulakogen, also unterbrochenes Rift bzw. „failed rift“ wurde später in Frage gestellt (Jokát *et al.*, 1996). Der weitere Verlauf der Kontinent-Ozean-Grenze nach Westen blieb lange spekulativ. Bell *et al.* (1990) interpretierten die als Orion-Anomalie bekannte Kette magnetischer Anomalien als den Verlauf der Kontinent-Ozean-Grenze. Die nördlich davon gelegenen gravimetrischen Anomalien des Fischgrät-Musters sind auf Öffnungsprozesse des Weddellmeeres zurückzuführen und werden im Süden abrupt durch die T-Anomalie abgeschnitten (z.B. Livermore und Hunter, 1996).

Die derzeitigen Kenntnisse der geologischen und tektonischen Strukturen des Weddellmeeres beruhen im wesentlichen auf der Interpretation seeseismischer Daten. Die geodynamische Bedeutung dieser Strukturen scheint auch in ihren Grundzügen verstanden, die bisher vorhandenen Datensätze ermöglichten jedoch keine Aussagen über die angrenzenden kontinentalen Gebiete und das Filchner-Ronne-Schelf.

Nach wie vor stellt die Interpretation von Potentialfeldkarten das wichtigste Hilfsmittel bei der Untersuchung von Fragestellungen zur globalen Tektonik und Geodynamik dar. Das flächenhafte Vorhandensein von Informationen ermöglicht eine qualitative Interpretation der Anomalienmuster und kann zur Abbildung geologischer Großstrukturen bzw. Provinzen verwendet werden. In eisbedeckten Gebieten stellen Potentialfeldkarten außerdem ein unverzichtbares Hilfsmittel bei der Fortführung geologischer Strukturen unter der Eisbedeckung dar. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte durch die Verfügbarkeit russischer Potentialfelddaten aus der Region des Weddellmeeres erstmals eine einheitliche Datenbasis mit allen vorhandenen Potentialfelddaten erstellt werden.

Neben dieser Kompilation aller vorhandenen Datensätze wurden verschiedene Verfahren im Spektralbereich angewandt, die zum Extrahieren der Informationen aus dem Kartenmaterial dienen. Mit Hilfe der sog. Wellenzahlanalyse können Grenzsichten im Unter-

grund aufgelöst werden. Die Anwendung dieses Verfahrens auf Schweredaten ermöglicht das Abbilden der Kruste-Mantel-Grenze, der sog. Mohorovicic-Diskontinuität (Mohorovicic, 1910). Die Kenntnis der Tiefenlage dieser Grenzschicht dient u. a. dem Abbilden von Krustenstrukturen. Die Auswertung von magnetischen Daten mit dieser Methode ermöglicht die Untersuchung magmatischer Strukturen wie z. B. den Explora Wedge. Neben der Kenntnis der Tiefenlage der Mohorovicic-Diskontinuität enthalten Schweredaten in Verbindung mit topographischen Daten die Information über die Art und Weise der isostatischen Kompensation. Mit Hilfe von zweidimensionalen Kohärenzspektren können Aussagen zum elastischen Verhalten der Lithosphäre gemacht werden, die in Verbindung mit Vorwärtsmodellierungen ein geothermisches Alter der Lithosphäre ergeben. Diese Altersbestimmung stellt eine wichtige Randbedingung für Rekonstruktions-Modelle dar.

Zusammen mit den aus Analyseverfahren im Spektralbereich gewonnenen Erkenntnissen konnte nun der kompilierte Satz von Potentialfelddaten umfassend interpretiert werden. Ergebnisse aus früheren Publikationen flossen als Randbedingungen in Schweremodelle ein. Diese Modelle ermöglichen gemeinsam mit Informationen über die Geologie des Untersuchungsgebietes zuverlässige Aussagen über die Krustenstruktur. Anhand dieser Ergebnisse können neue Impulse und entscheidende Argumente zur derzeitigen Diskussion der Rekonstruktionsmodelle für die Rodinia- und Gondwana-Superkontinente beigetragen werden.

Kapitel 2

Die Antarktis als Fragment früherer Großkontinente

Die frühere Existenz eines Großkontinents wurde bereits von Alfred Wegener (1915) erkannt. In seiner Theorie der Kontinentaldrift faßte er die Südkontinente Antarktika, Afrika, Indien, Australien und Südamerika zum Urkontinent Pangäa zusammen. Dieser Gedanke wurde von du Toit (1937) aufgegriffen und mündete in der ersten detaillierten Pangäa-Rekonstruktion. Der von Wegener und du Toit beschriebene Pangäa-Urkontinent vereinte Gondwana und Laurasia bestehend aus Nordamerika, Grönland, Europa und Asien. Die erste Rekonstruktion eines zweiten, sehr viel älteren Großkontinents Rodinia geht auf Dalziel (1991) zurück. Dieser proterozoische¹ (2500-540 Millionen Jahre, Ma) Großkontinent bildete sich im Verlauf der grenvillischen Orogenese vor ca. 1.1 Milliarden Jahren (Ga) und begann vor ca. 700-800 Ma zu zerfallen. Bei der Rekonstruktion dieses Kontinents lagen sich Teile des nordamerikanischen Kratons und der Ostantarktis gegenüber, was zur sog. SWEAT-Hypothese („*South West U.S.-East Antarctica*“) führte (Moore, 1991). Sowohl im Gondwana/Pangäa-Kontinent als auch innerhalb Rodinias war die Antarktis jeweils zentraler Bestandteil. Gondwana-Rekonstruktionen zeigen, daß die Antarktis als einziges Teilstück zu allen benachbarten Fragmenten direkten Kontakt hatte. Aufgrund dieser besonderen Stellung rückt der antarktische Kontinent verstärkter ins Blickfeld bei Untersuchungen zur globalen Tektonik.

Dieses Kapitel faßt den derzeitigen Stand der Erkenntnisse über die Gondwana- und Rodinia-Rekonstruktionen in Bezug auf den antarktischen Kontinent zusammen und schließt mit einer Betrachtung dieser Vorstellungen aus geophysikalischer Sicht.

2.1 Rodinia und die SWEAT-Hypothese

Die ersten Rekonstruktionen des Rodinia-Superkontinentes basierten im wesentlichen auf der Korrelation von geologischen Strukturen des heutigen antarktischen Kontinents mit vergleichbaren Strukturen auf anderen Kontinenten. Paläomagnetische Daten wurden

1. In dieser Arbeit wird die 540-Ma-Datierung der Präkambrium-Kambrium-Grenze verwendet. In neueren Publikationen über die Antarktis wird fast ausschließlich dieses Alter verwendet. Die frühere 570 Ma-Datierung der „*Geological Society of America*“ findet kaum noch Verwendung.

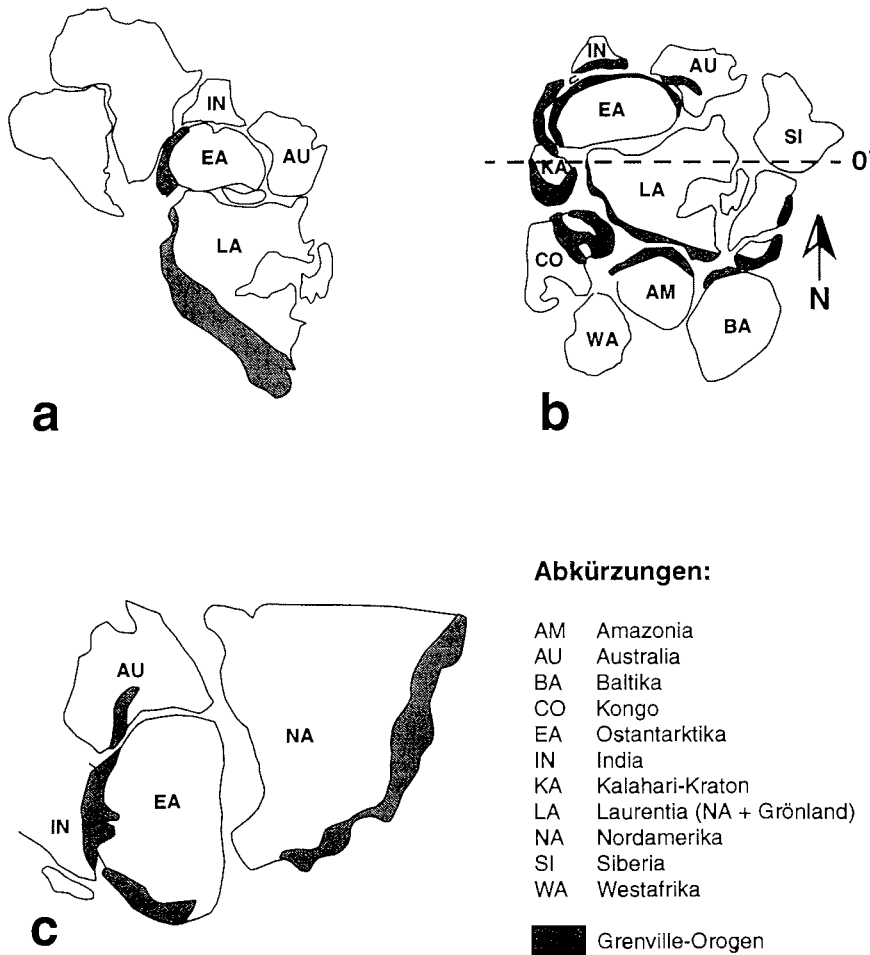


Abb. 2.1 - Verschiedene Rekonstruktionen des proterozoischen Rodinia-Superkontinents : (a) nach Dalziel (1991), (b) nach Hoffman (1991) und (c) nach Moores (1991) aufgrund der SWEAT-Hypothese. Grau markierte Bereiche kennzeichnen das Grenville-Orogen (~1.1 Ga).

ebenfalls verwendet, sie stellten jedoch nicht die Hauptargumente dar. Aufgrund des proterozoischen Alters ist das derzeitige Verständnis Rodinias im Vergleich zu den Gondwana-Rekonstruktionen noch lückenhaft. Verschiedene Möglichkeiten zur Rekonstruktion des Kontinents Rodinia sind in Abb. 2.1 dargestellt. Das Hauptargument bei diesen Rodinia-Rekonstruktionen ist der Verlauf des Grenville-Gebirgsgürtels (Abb. 2.1, dunkelgrau). Die erste Rekonstruktion des Rodinia-Kontinents (Abb. 2.1a) von Dalziel (1991) beruhte noch auf wenigen Daten und wurde später wieder geändert (Dalziel, 1997). Die ursprünglich vorgeschlagene Position Südafrikas gegenüber der Ost-

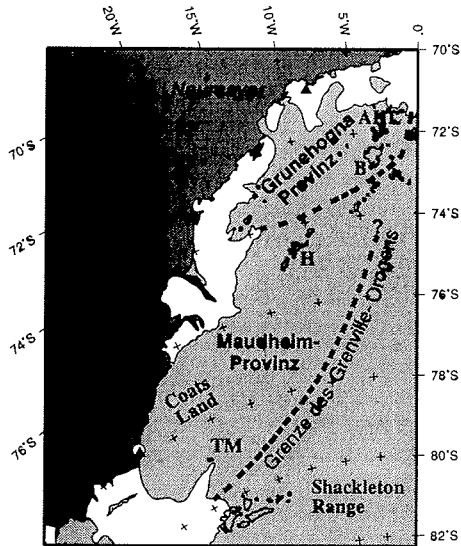


Abb. 2.2 - Grenze der grenvillischen Orogenese in Coats Land nach Dalziel (1991). Die Begrenzung der Maudheim- und Grunehogna-Provinzen wurde aus Moyes *et al.* (1993) entnommen. Abkürzungen: AHL, Ahlmannryggen; B, Borgmassivet; CLN, Coats Land Nunataks bestehend aus Bertrab, Littlewood und Moltke Nunataks; H, Heimefrontfjella; TM, Theron Mountains.

antarktis wurde später revidiert (Dalziel, 1997). In der Rekonstruktion von Hoffman (1991) (Abb. 2.1b) wird eine Verbindung des grenvillischen Faltengürtels in Indien mit der Küste der Ostantarktis bei Neuschwabenland hergestellt. Weiterhin liegen Madagaskar und der Kalahari-Kraton in unmittelbarer Nähe zur Küste der Ostantarktis. Die Position Indiens innerhalb des Rodinia-Kontinents relativ zur Ostantarktis ist bei Moores (1991) (Abb. 2.1c) identisch mit der von Hoffman (1991) vorgeschlagenen Lokation. Sie wurde später auch von Dalziel (1997) übernommen.

Die grenvillische Orogenese umfaßt in der Antarktis den küstennahen Bereich des Ostantarktischen Kratons beginnend von Coats Land über Neuschwabenland/Dronning Maud Land bis hin zur Prydz Bay (z. B. Hoffman 1991). Die von Dalziel (1991) vorgeschlagene Grenze der grenvillischen Orogenese im fast völlig von Eis bedeckten Coats Land beruht auf der Altersbestimmung an vulkanischen Gesteinen der in der Nähe der argentinischen Station Belgrano II gelegenen Bertrab, Littlewood und Moltke Nunataks (Abb. 2.2). Das grenvillische Alter dieser Nunataks wurde später von Storey *et al.* (1994) und Gose *et al.* (1997) mit jeweils ~1.1 Ga bestätigt. Geologische Argumente für den Verlauf des Grenville-Orogens in der Ostantarktis basieren wie in Coats Land fast ausschließlich auf Altersbestimmungen. Allein ein grenvillisches Alter hat jedoch nicht notwendigerweise zur Konsequenz, daß die datierte Gesteinsformation auch die grenvillische Orogenese erfahren hat. Dieser Kritikpunkt, verbunden mit der schlechten Aufschlußsituation, wird für die Region Coats Land von Kleinschmidt (1997) hervorgehoben. Storey *et al.* (1994) grenzten den Verlauf des Grenville-Orogens in Coats Land aus einem Muster innerhalb der aeromagnetischen Daten ein und korrigierten den Verlauf von Dalziel (1991) geringfügig. Sowohl Dalziel (1991) als auch Moores (1991) stellten jedoch fest, daß die Shack-

leton Range eine andere geologische Struktur als die Maudheim- und Grunehogna-Provinzen besitzt und vermutlich älter als die grenvillische Orogenese ist. Nach Groenewald *et al.* (1991) besteht die Grunehogna-Provinz aus archaischen, granitischen Gneisen und mittelpaläozoischen (1600-1000 Ma) Sedimenten ähnlichen Alters wie im Kalahari-Kraton. Die Maudheim-Provinz hingegen besteht aus hochmetamorphen, granitischen Orthogneisen und Paragneisen, die bzgl. ihres Alters, ihrer Lithologie und metamorphen Geschichte eine große Ähnlichkeit mit den Gesteinen des Mosambik- und Namaqua-Natal-Faltengürtels des kibarischen Orogens haben (Groenewald *et al.*, 1991). Das kibarische Orogen wird mit einem Alter von ~1.0-1.2 Ga zur grenvillischen Orogenese gerechnet (Hoffman, 1991). Trotz fehlender Aufschlüsse in Coats Land stimmt die Grenze der grenvillischen Orogenese bei allen Rodinia-Rekonstruktionen in etwa überein. Über den weiteren Verlauf des grenvillischen Gebirgsgürtels innerhalb der Antarktis nach Westen hin existieren hingegen unterschiedliche Modelle.

Die Existenz von Gesteinen grenvillischen Alters in den Haag Nunataks veranlaßte Storey *et al.* (1994), ein aus Haag Nunataks und Ellsworth-Whitmore Mountains bestehendes Krustenfragment im Rekonstruktionsmodell von Moores (1991) zwischen der Ostantarktis und dem nordamerikanischen Kontinent zu plazieren. Die von Groenewald *et al.* (1991) beschriebene Fortsetzung des Kalahari-Kratons in der Grunehogna-Provinz auf dem antarktischen Kontinent wurde ebenfalls mitberücksichtigt.

Neue paläomagnetische Untersuchungen und Altersbestimmungen an den Bertrab und Littlewood Nunataks von Gose *et al.* (1997) und Dalziel (1997) führten zu einem neuen Bild des Kontinents Rodinia. Eine Beprobung der benachbarten Moltke Nunataks ist aufgrund der Spaltensituation und eines darüberliegenden Eisfalls derzeit nicht möglich (Gose *et al.*, 1997; Kleinschmidt, 1997). Das Ergebnis der Untersuchungen zeigt, daß der paläomagnetische Pol der Bertrab und Littlewood Nunataks auf der scheinbaren Polwanderungskurve Laurentias liegt (Gose *et al.*, 1997). Als weitere Pole finden sich auf dieser Kurve der Ahlmannryggen, das Borgmassivet und der Kalahari-Kraton. Dies hat zur Konsequenz, daß entweder die SWEAT-Hypothese falsch ist, oder die Zuordnung von Gebieten zum grenvillischen Falteingürtel, die zur Rekonstruktion verwendet wurde, in dieser Region nicht richtig ist (Gose *et al.*, 1997; Dalziel, 1997). Gose *et al.* (1997) und Dalziel (1997) verwerfen ihre frühere Korrelation der Coats Land Nunataks mit der Grunehogna-Provinz und weisen darauf hin, daß 1000 km eisbedecktes Gebiet zwischen beiden geologischen Provinzen liegt. Aufgrund der guten Übereinstimmung der drei paläomagnetischen Pole aus Coats Land, dem Ahlmannryggen und dem Borgmassivet, fassen sie diese Gebiete zu einem Terrain namens Coats Land-Maudheim-Grunehogna (CMG) zusammen. Die Tatsache, daß die CMG-Pole ebenso wie der Kalahari-Pol auf der scheinbaren Polwanderungskurve Laurentias liegen, werten sie als Beweis, daß die CMG-Provinz bis ins späte Präkambrium/Kambrium (~3700-540 Ma/540-505 Ma) nicht Teil des Ostantarktischen Kratons gewesen sein kann, sondern gemeinsam mit dem Kalahari-Kraton zu West-Gondwana (mit Laurentia) dazugehört hat. Die auf dieser Argumentationskette basierende Rodinia-Rekonstruktion ist in Abb. 2.3 gezeigt. In dieser Rekonstruktion liegen die Ellsworth-Whitmore Mountains und der CMG-Block zusammen mit dem Kalahari-Kraton am protoappalachischen Rand Laurentias. Die Position der Ellsworth-Whitmore Mountains in dieser Rekonstruktion basiert lediglich auf der Tatsache, daß nach Dalziel (1997) die Ellsworth-Whitmore Mountains ein ähnliches präkambrisches Grundgebirge wie der Falkland/Malvinas-Block aufweisen.

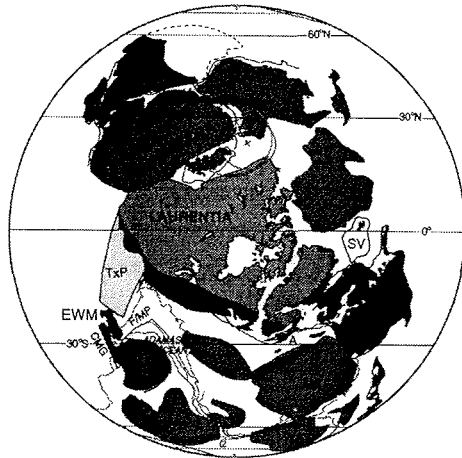


Abb. 2.3 - Rekonstruktion des Kontinents Rodinia für das frühe bis mittlere Neoproterozoikum (1000-540 Ma) von Dalziel (1997). Die folgenden Abkürzungen sind für die Diskussion im Text relevant: CMG, Coats Land-Maudheim-Grunehogna-Provinz; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; F/MP, Falkland/Malvinas-Plateau; K, Kalahari-Kraton. Weitere Erläuterungen im Text.

Die Rekonstruktionen des Kontinents Rodinia sind derzeit einem ständigem Wandel unterzogen. Der Grund hierfür ist, daß es sich noch um ein vergleichsweise neues Forschungsgebiet handelt. Die Tatsache, daß die geologischen Kenntnisse über das gesamte Coats Landes auf lediglich drei Nunatak-Gruppen beruhen, verbunden mit dem hohen proterozoischen Alter, erlaubt viel Spielraum in der Interpretation der wenigen Daten und gestattet verschiedene mögliche Rekonstruktionen. Trotz dieser derzeitigen Unsicherheit in den Kenntnissen über den Großkontinent Rodinia zeigte sich im Rahmen der vorliegenden Arbeit, daß eine alleinige Betrachtung der geologischen Geschichte dieser Region ab der Entstehung des Kontinents Gondwana für die geophysikalische Interpretation nicht ausreichend ist.

2.2 Die Entstehung des Kontinents Gondwana

Die Bildung des Kontinents Gondwana begann mit der Abspaltung Laurentias von Rodinia (Hoffman, 1991) vor ca. 725 Ma (z. B. Unrug, 1997) und der anschließenden Kollision West-Gondwanas (Afrika und Südamerika) mit Ost-Gondwana (Indien, Ostantarktis und Australien) im Zeitraum zwischen 725 und 500 Ma (z. B. Unrug, 1997). Diese Kollision resultierte in der panafrikanischen Orogenese. Die Bildung Gondwanas wird mit der Entstehung dieses panafrikanischen Orogens und dessen Fortsetzung in Brasilien in Verbindung gebracht. Vor 540-480 Ma wurde dann am paläopazifischen Rand in der Antarktis der bei der Abspaltung Laurentias gebildete Ozean wieder subduziert (z.B. Curtis und Storey, 1996). Dies resultierte in der Ross-Orogenese, die innerhalb der Antarktis von der

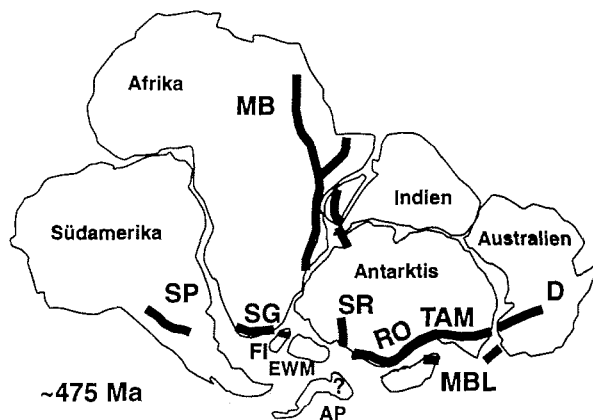


Abb. 2.4 - Verlauf der Ross-Orogenese und des panafrikanischen Gebirgsgürtels, modifiziert nach Kleinschmidt (1997) unter Verwendung von Ergebnissen aus Grunow *et al.* (1996) und Powell (1993). Die Darstellung zeigt die Orogenesen zur Zeit der Bildung Gondwanas in schwarz. Die Ellsworth-Whitmore Mountains (EWM) wurden von der Ross-Orogenese nicht beeinflusst (z.B. Curtis und Storey, 1996). Der von Grunow *et al.* (1996) eingezeichnete Verlauf des Ross-Orogens in den Ellsworth-Whitmore Mountains wurde hier deshalb weggelassen. Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; D, Delameriden; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; FI, Falkland/Malvinas-Inseln; MB, Mosambik-Gürtel; MBL, Marie Byrd Land; SG, Saldania-Gürtel; SP, Sierras Pampeanas; SR, Shackleton Range; RO, Ross-Orogen; TAM, Transantarktisches Gebirge.

Shackleton Range bis zum Transantarktischen Gebirge reicht und sich in Australien als Delamerisches Orogen fortsetzt. Innerhalb Südamerikas finden sich Spuren dieser Gebirgsbildung in den Sierras Pampeanas im Brasiliden-Orogen, welches eine Verlängerung des südafrikanischen Saldania-Faltengürtels darstellt. Der Verlauf dieser Orogenese-Gürtel zur Zeit der Gondwana-Bildung ist in Abb. 2.4 nach einer Rekonstruktion von Grunow *et al.* (1996) gezeigt. Auffällig ist dabei der Trend der Ross-Orogenese in der Shackleton Range senkrecht zum Transantarktischen Gebirge (Buggisch *et al.*, 1990). Kleinschmidt und Buggisch (1993, erschienen 1994) diskutieren mehrere plattentektonische Modelle zur Erklärung dieses anomalen strukturellen Trends. Ein befriedigendes Modell konnte jedoch bis jetzt noch nicht entwickelt werden.

Eine zweite Gebirgsbildung, die sog. Gondwana-Orogenese (du Toit, 1937), fand im frühen Mesozoikum statt und wird nicht mehr mit der Bildung Gondwanas in Verbindung gebracht. In der Antarktis wird diese Gondwana-Orogenese in den Pensacola Mountains und den Ellsworth-Whitmore Mountains beobachtet. Sie setzt sich auf dem afrikanischen Kontinent in den Cape Mountains fort und kann bis nach Südamerika in die Sierra de la Ventana nachgewiesen werden. Der Verlauf dieses frühmesozoischen Orogens ist in Abb. 2.5 nach Dalziel und Grunow (1992) dargestellt. Teile dieses Gebirgsgürtels dienten bereits du Toit (1937) zur Rekonstruktion Gondwanas. Als mögliche Ursache für diese Orogenese vermuten Dalziel und Grunow (1992) die Kollision eines Inselbogens mit dem Kontinent. Weitere Szenarien zur Genese dieses Gebirges sind jedoch ebenfalls denkbar und noch in der Diskussion. Vor dieser triassischen Orogenese prägten Eisströme der permo-karbonen Vereisung mit Gletscherschrammen die Felsstrukturen, was ebenfalls als

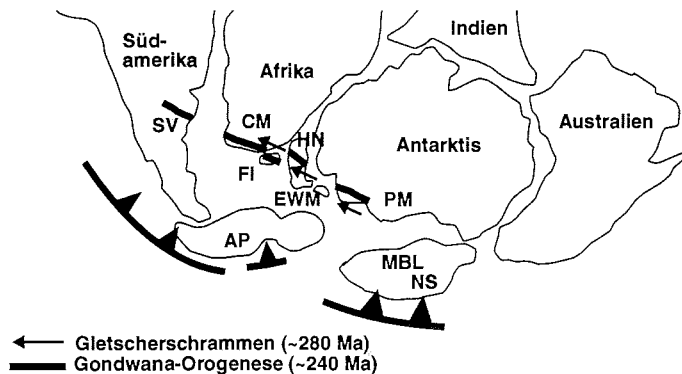


Abb. 2.5 - Gondwana-Rekonstruktion nach Lawver *et al.* (1991). Die Korrelation der frühmesozoischen Gondwana-Orogenese (Trias) stammt aus Dalziel und Grunow (1992), die Richtung der permo-karbonen Gletscherschrammen aus Barret (1991). Die Abbildung wurde schematisch aus Dalziel und Grunow (1992) übertragen. Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; CM, Cape Mountains; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; FI, Falkland/Malwinas; HN, Haag Nunataks; MBL, Marie Byrd Land; NS, Neuseeland; PM Pensacola Mountains; SV, Sierra de la Ventana.

Argument für frühe Gondwana-Rekonstruktionen diente, bevor paläomagnetische Daten und ozeanische Spreizungsanomalien bekannt waren. Der Verlauf des Gondwana-Orogens und die permo-karbonen Gletscherschrammen dienten auch zur Rekonstruktion der ursprünglichen Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains innerhalb Gondwanas. Da die möglichen Paläopositionen dieses Krustenblocks vor dem Gondwana-Zerfall für das Weddellmeer und Coats Land von besonderer Bedeutung sind, wird im nachfolgenden Abschnitt ausführlich auf die verschiedenen Möglichkeiten eingegangen.

2.3 Die Paläopositionen der Ellsworth-Whitmore Mountains innerhalb Gondwanas

Im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, zwischen dem heutigen Weddellmeer und Coats Land, werden die Rekonstruktionsmodelle des Gondwana-Kontinents derzeit kontrovers diskutiert. Die nach wie vor ungelöste Fragestellung zur Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains vor dem Zerfall Gondwanas hat weitreichende Konsequenzen für die Öffnungsszenarien des Weddellmeeres und die geodynamische Bedeutung des immer noch unzureichend verstandenen Filchner-Ronne-Schelfes. Eine Zusammenstellung der z.T. widersprüchlichen Argumente sowie eine Diskussion der verschiedenen Lokationen findet sich bei Curtis und Storey (1996). Grunow *et al.* (1987) bestimmten für die Ellsworth-Whitmore Mountains einen paläomagnetischen Pol im frühen Jura. Die Endpunkte der möglichen Rekonstruktionen, die innerhalb des Konfidenzbereiches noch erklärbar sind, sind in Abb. 2.6 dargestellt. Diese beiden Positionen markieren in etwa auch die durch geologische Argumente vertretbaren Maximalpositionen. Als geologische Randbedin-

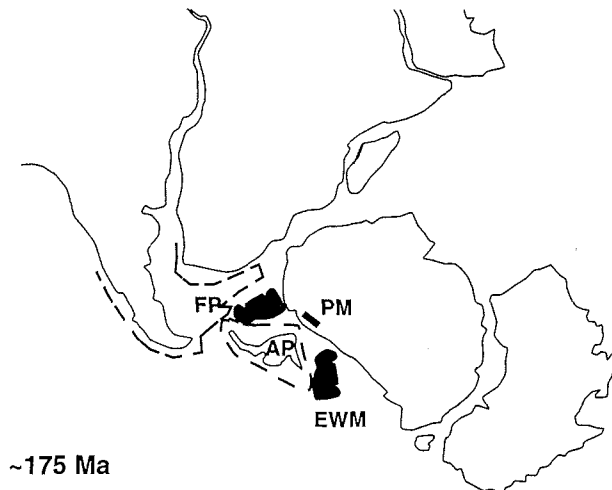


Abb. 2.6 - Mögliche Paläopositionen der Ellsworth-Whitmore Mountains (EWM, schwarz) nach Grunow *et al.* (1987). Beide Positionen gelten für das mittlere Jura (~175 Ma) und sind innerhalb des Konfidenzbereiches mit dem mitteljurassischen Paläopol von Grunow *et al.* (1987) erklärbar. Beide Lagen entsprechen in etwa auch den Endpunkten, der durch geologische Argumente vertretbaren Möglichkeiten. Weitere Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; FP, Falkland/Malvinas-Plateau; PM, Pensacola Mountains.

gungen für die Rekonstruktion der Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains müssen folgende Charakteristiken bei den Rekonstruktionen berücksichtigt werden: Innerhalb der Ellsworth-Whitmore Mountains beobachtet man eine ca. 13 km mächtige, kontinuierliche Abfolge in der Sedimentation vom mittleren Kambrium (~500 Ma) bis ins Perm (~250 Ma) (Webers *et al.*, 1992). Dies steht im Gegensatz zum restlichen paläopazifischen Rand Gondwanas, an dem vom Spätkambrium bis ins Ordovizium große tektonische Ereignisse der Ross-Orogenese sowie der saldanischen und panafrikanischen Gebirgsbildung nachweisbar sind. Die Ross-Orogenese hat den Bereich der Ellsworth-Whitmore Mountains nachweislich nicht erfaßt (z. B. Curtis und Storey, 1996). Eine zweite, bereits angesprochene Orogenese während des frühen Mesozoikums deformierte die Ellsworth-Whitmore Mountains und resultierte in einer NNW-SSO streichenden Faltenbildung. Wie bereits erwähnt wird der strukturelle Trend dieser Orogenese zur Rekonstruktion verwendet.

Eine Korrelation zwischen den kambrischen Sedimenten der Ellsworth-Whitmore Mountains und denen der Kap-Provinz ist zweifelhaft (Curtis und Storey, 1996). Die während des mittleren bis späten Kambriums abgelagerten terrestrischen Sedimente der Kap-Provinz stehen im Gegensatz zu den Flachwasser-Ablagerungen der Ellsworth-Whitmore Mountains. Auch aus diesem Grund muß eine Position der Ellsworth-Whitmore Mountains nahe am saldanischen Faltegürtel (Abb. 2.4) zwischen dem mittleren bis späten Kambrium ausgeschlossen werden (Curtis und Storey, 1996). Innerhalb der ordovizischen bis permischen Sedimentabfolgen hingegen wurden bereits von du Toit (1937) Ähnlichkeiten zwischen der Crashesite Group in den Ellsworth-Whitmore Mountains und der Tafelberg-Gruppe auf südafrikanischer Seite beschrieben. Die trotz der großen Ähnlichkeit vorhandenen Unterschiede legen den Schluß nahe, daß die Crashesite Group der Ellsworth-Whitmore Mountains im späten Ordovizium außerhalb der Kap-Provinz und

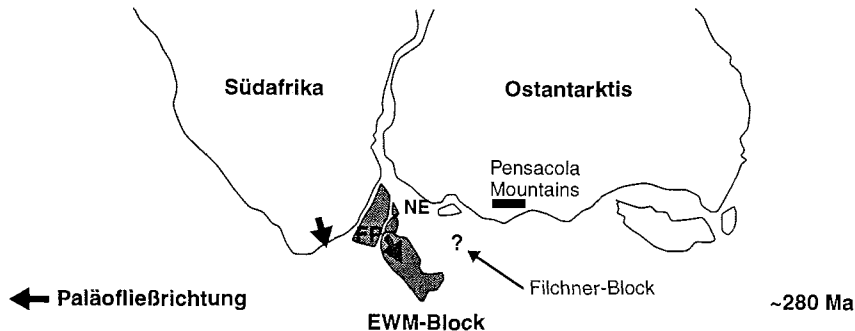


Abb. 2.7 - Paläoposition der Ellsworth-Whitmore Mountains nach Curtis und Storey (1996). Frühpaläozoische Fließrichtungen in der Tafelberg-Gruppe (Südafrika) und der Crashesite Group (Ellsworth-Whitmore Mountains, EWM), welche die Transportrichtung während der Sedimentation angeben, sind mit Pfeilen gekennzeichnet. FP bezeichnet das Falkland/Malvinas-Plateau und NE das Natal Embayment.

südlich davon gelegen haben muß (Curtis und Storey, 1996). Eine weitere Möglichkeit zur Korrelation bieten frühpaläozoische Fließ- und Transportrichtungen während der Sedimentation. Die bereits beschriebenen geologischen Argumente nutzten Curtis und Storey (1996) zur Erstellung eines Rekonstruktionsmodells. Abbildung 2.7 zeigt die Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains innerhalb Gondwanas in unmittelbarer Nähe zum Falklandplateau. Dieses Modell beinhaltet nicht nur die geologischen Argumentationen, sondern erklärt auch die bereits von Schopf (1969) geforderte 90°-Rotation der Ellsworth-Whitmore Mountains im Gegenuhrzeigersinn, die später durch paläomagnetische Daten (z.B. Grunow *et al.*, 1987) bestätigt wurde. Der mitteljurassische Pol wurde allerdings nicht direkt für diese Rekonstruktion verwendet, scheint aber innerhalb der in Abb. 2.6 gezeigten Grenzmöglichkeiten zu liegen. Nach Curtis und Storey (1996) hat die Translations- und Rotationsbewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains kurz vor dem Zerfall Gondwanas oder währenddessen begonnen. In diesem Rekonstruktionsmodell ist auch die von manchen Autoren (z.B. Hübscher *et al.*, 1996) geforderte kontinentale Kruste im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfes berücksichtigt, die oftmals als Filchner-Block bezeichnet wird.

Die von Curtis und Storey (1996) vorgeschlagene Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains innerhalb Gondwanas, südlich des saldanischen Gürtels und außerhalb des tektono-thermischen Einflußbereiches der Ross- und panafrikanischen Orogenese im Natal Embayment, stellt derzeit das Modell mit den geringsten Widersprüchen dar. Die Berücksichtigung von geologischen, paläomagnetischen und geophysikalischen Argumenten hebt dieses Modell von anderen, rein geologisch oder paläomagnetisch begründeten Modellen ab.

2.4 Der Zerfall Gondwanas

Die Ursachen für den Zerfall von Großkontinenten bleiben auch nach Einführung der Plattentektonik rätselhaft (Storey, 1995). Bott (1982) schlug als erster vor, daß Subduktionszonen auf beiden Seiten eines Großkontinentes durch die erhöhte Zugspannung der abtauchenden Platten zum Auseinanderbrechen des Kontinents beitragen können. Nach Storey *et al.* (1992) existierten durch die Subduktion des paläopazifischen Ozeans im Süden und des Tethys-Ozeans im Nordosten an zwei gegenüberliegenden Rändern Gondwanas große Subduktionszonen, die eine vergrößerte Zugspannung in der Lithosphäre aufbauen konnten. Als weitere Ursache für den Zerfall von Großkontinenten kommen Manteldiapire, sog. „*plumes*“ in Frage (z. B. White und McKenzie, 1989). Ist die Aufwölbung eines Manteldiapirs allein für den Zerfall verantwortlich, so wird dies als mantel-aktives Modell bezeichnet. Die Entstehung und Ausbreitung eines Rifts durch Änderungen in den Subduktions- und Driftparametern hingegen wird als mantel-passiv bezeichnet (z. B. Kearey und Vine, 1996). Die meisten Modelle beinhalten jedoch eine Kombination beider Mechanismen. Die aufgrund der erhöhten Zugspannungen durch eine beidseitige Subduktion bereits geschwächte Lithosphäre kann beim Auftreten eines Manteldiapirs aufbrechen (z. B. Kearey und Vine, 1996). Der beim Zerfall Gondwanas aktive Bouvet-Manteldiapir zwischen dem Falkland-Plateau, der Ostantarktis und Südafrika stellt nach Storey *et al.* (1992) nicht die alleinige Ursache für das Auseinanderbrechen dar. Entgegen dieser Interpretation scheint sich für den Zerfall Gondwanas das mantel-aktive Diapir-Modell durchzusetzen (Storey, 1997), unter anderem deshalb, weil nach neueren Erkenntnissen die Subduktion am Tethys-Rand Gondwanas zum Zeitpunkt des Zerfalls unterbrochen war. Die genaue Bedeutung der beim Gondwana-Zerfall beteiligten Manteldiapire ist aber nach wie vor nicht vollständig verstanden (Storey, 1997).

Die Trennung Afrikas von der Antarktis im Jura wurde von massivem Vulkanismus eingeleitet. Dieser Vulkanismus wird auf den Bouvet-Mantel-Diapir mit ca. 2000 km Durchmesser zurückgeführt, dessen Lage in Abb. 2.8a eingezeichnet ist (White und McKenzie, 1989). Das Ausfließen großer Flutbasaltmengen resultierte an Land in der Entstehung der Karoo-Provinz im heutigen Simbabwe, Mosambik und Südafrika. Die dabei auf der Seite der Antarktis gebildete Ferrar-Provinz reicht von den Whichaway Nunataks zwischen der Shackleton Range und dem Dufek Massiv über die Pensacola Mountains (Dufek Massiv) bis ins Transantarktische Gebirge und findet ihre Fortsetzung in Australien und Tasmanien. Die zeitgleich gebildete Dronning Maud Land-Provinz wird aufgrund der geochemischen Charakteristik dagegen als zur Karoo-Provinz dazugehörig gerechnet (Brewer *et al.*, 1992). Entlang des Kontinentalrandes von Dronning Maud Land entstanden die seewärts geneigten Reflektoren des Explora Wedges, einem vulkanischen Keil, der aus Extrusiva aufgebaut ist (Hinz und Krause, 1982).

Der mit dem Zerfall Gondwanas verbundene Vulkanismus untergliedert sich auf afrikanischer Seite in zwei Hauptepisoden: eine frühe Phase um 193 Ma und ein späteres, größeres Ereignis vor 178 Ma (z. B. Brewer *et al.*, 1996). Die Datierungen der vulkanischen Ereignisse in der Antarktis belegen, daß die Vulkanite der Dronning Maud Land-Provinz und der Ferrar-Provinz zwar zeitgleich innerhalb eines sehr kurzen Intervalls vor 177 Ma intrudiert wurden, sich hinsichtlich ihrer geochemischen Signatur jedoch unterscheiden

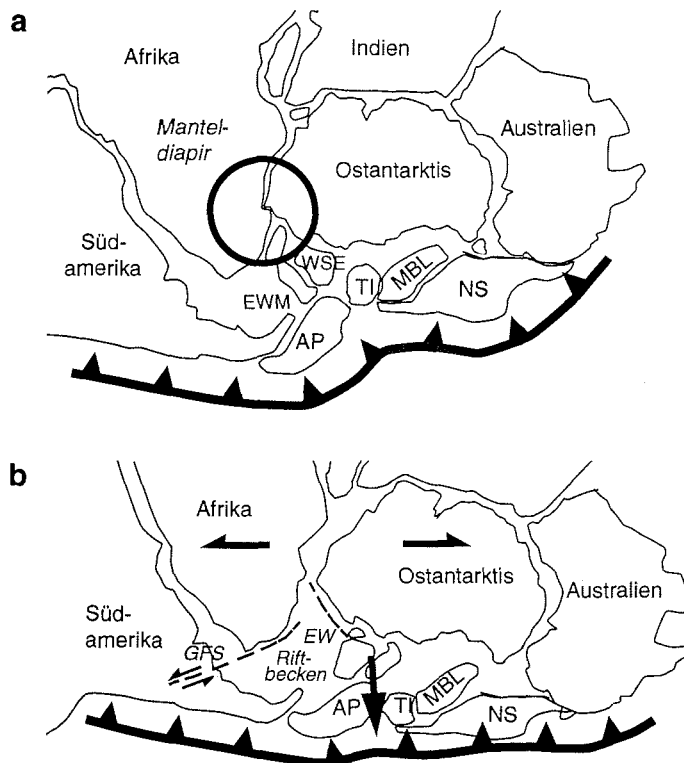


Abb. 2.8 - Geodynamisches Modell des Gondwana-Zerfalls nach Storey *et al.* (1996). (a) Rekonstruktion für eine Zeit vor dem mittleren Jura. (b) Initiale Riftphase zum Zeitpunkt der Hauptförderung der Karoo- und Ferrar-Basalte. Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; EW, Explora Wedge; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains; GFS, Gastre-Störungssystem; MBL, Marie Byrd Land; NS, Neuseeland; TI, Thurston Island; WSE, Weddellmeer-Einbuchtung.

(Brewer *et al.*, 1996). Diesem initialen Vulkanismus folgte der Beginn der ozeanischen Spreizung zwischen Afrika und der Antarktis. Die erste Bildung ozeanischer Kruste in diesem Bereich ist nach Lawver *et al.* (1991) älter als 160 Ma.

Die für den Zerfall Gondwanas im Bereich des Weddellmeeres existierenden geodynamischen Modelle lassen sich im wesentlichen in zwei Klassen unterteilen. Der Hauptunterschied zwischen beiden Modellklassen besteht im Typus der vorausgesetzten Kruste im Bereich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfes: Das auf Storey *et al.* (1996) basierende Modell berücksichtigt die aufgrund geophysikalischen Untersuchungen (z.B. Hübscher *et al.*, 1996) favorisierte kontinentale Kruste in dieser Region. Das Modell von Grunow *et al.* (1991) und Grunow (1993) hingegen setzt ozeanische Kruste im Bereich des südlichen Weddellmeeres voraus. Diese im folgenden diskutierten Modelle werden im Rahmen dieser Arbeit als Storey- bzw. Grunow-Modell bezeichnet.

2.4.1 Das Storey-Modell

Die von Storey *et al.* (1996) beschriebene Konfiguration der Krustenblöcke ist in Abb. 2.8 dargestellt. In dieser für Zeitalter vor dem mittleren Jura gültigen Gondwana-Rekonstruktion wurden die Paläopositionen aus Curtis und Storey (1996) für das Falkland-Plateau und die Ellsworth-Whitmore Mountains verwendet. Im Bereich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfs wird ein Block kontinentaler Kruste (WSE) angenommen. Die u. a. durch die Aufwölbung des Bouvet-Manteldiapirs verursachte Ost-West-Dehnung zwischen Afrika und der Antarktis führte zur Entstehung von Riftbecken im Weddellmeer. In dieser Periode fand auch die aus paläomagnetischen Daten belegte Rotation und Translation der Ellsworth-Whitmore Mountains und des Falkland-Plateaus statt (Abb. 2.8b). Dieses initiale Rifting fand während der Hauptförderung der Karoo-Basalte (182 ± 2 Ma) und der Ferrar-Basalte (176 ± 2 Ma) statt (Storey *et al.*, 1996). Die sinistrale Bewegung zwischen Südamerika und Afrika ist im Geste-Störungssystem (GFS) dokumentiert und führte in Verbindung mit der Subduktion an der Antarktischen Halbinsel zur Dehnung zwischen der Weddellmeer-Einbuchtung (WSE) und der Antarktis. In dieser Zeitspanne bildeten sich vermutlich auch der Explora Wedge am Kontinentalrand der Ostantarktis und das Latady-Becken am östlichen Rand der heutigen Antarktischen Halbinsel.

Nach Beginn der initialen Dehnung änderte sich das Spannungsfeld entlang des pazifischen Randes. Diese Änderung führte zu einer Nord-Süd-Bewegung zwischen der Ostantarktis und Afrika und fiel in eine Epoche mit nachlassender vulkanischer Aktivität und globalen Änderungen in den ozeanischen Spreizungsraten (Storey *et al.*, 1996). Während dieser Phase wurde die Antarktische Halbinsel im Zeitraum zwischen 150-140 Ma deformiert (z.B. Storey *et al.*, 1996). Die Ursache für diese sog. Palmer Land-Deformation ist noch unklar. Storey *et al.* (1996) geben als mögliche Mechanismen eine Terranakkretion an der Westseite der Antarktischen Halbinsel oder eine ostwärts gerichtete, gravitative Überschiebung eines magmatisch überdickten Bogens an. Beide Modelle erfordern die Existenz eines Blockes kontinentaler Kruste im Bereich des heutigen Weddellmeeres, der zum Aufbau eines Kompressionsregimes notwendig ist.

Im Gegensatz zu anderen Modellen berücksichtigt das Öffnungsmodell von Storey *et al.* (1996) die in dieser Region bekannten geologischen, paläomagnetischen und geophysikalischen Ergebnisse und versucht diese widerspruchsfrei zu integrieren. Eine den Autoren bewußte Schwachstelle dieser geodynamischen Vorstellung ist jedoch die Rotation und Translation der Ellsworth-Whitmore Mountains um den kontinentalen Krustenblock der Weddellmeer-Einbuchtung (Filchner-Block). Das Modell erklärt zwar die beobachteten geowissenschaftlichen Befunde, die durch den Manteldiapir verursachte Aufwölbung erscheint jedoch als Antriebsmechanismus für die Bewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains zweifelhaft.

2.4.2 Das Grunow-Modell

Bereits die Konfiguration der Krustenblöcke vor dem Zerfall Gondwanas unterscheidet sich bei Grunow *et al.* (1991) von der im Storey-Modell. Die in Abb. 2.9a gezeigte Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains unmittelbar vor der Küste von Coats Land wurde nach Rotationspolen aus Grunow *et al.* (1991) eingezeichnet. Der von Grunow *et al.* (1991) verwendete Umriß der Ellsworth-Whitmore Mountains beinhaltet nicht die Haag

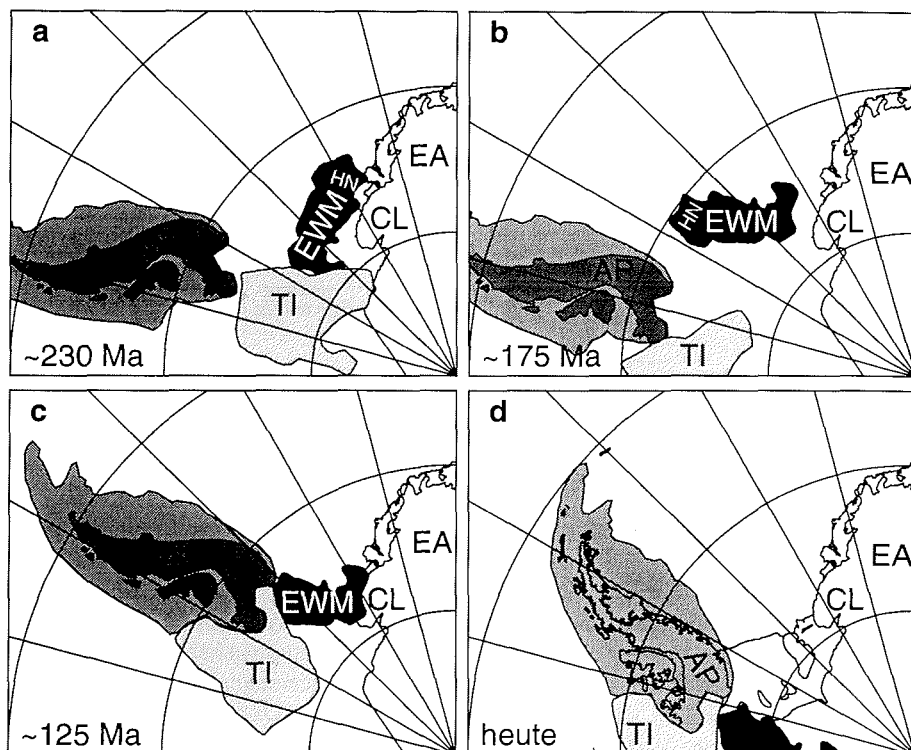


Abb. 2.9 - Paläopositionen der Ellsworth-Whitmore Mountains (EWM) nach Grunow *et al.* (1991). In der Darstellung wurde die Lage der Ostantarktis (EA) in ihrer heutigen Position fixiert und alle anderen Mikroplatten relativ dazu eingezeichnet. Im Modell von Grunow *et al.* (1991) werden die Haag Nunataks (HN) nicht mit zum Ellsworth-Whitmore Mountains-Block gerechnet. Weitere Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; CL, Coats Land; TI, Thurston Island. Die Begrenzung der Mikroplatten wurde freundlicherweise von L.A. Lawver und L.M. Gahagan aus dem PLATES-Projekt zur Verfügung gestellt.

Nunataks und ist somit etwas kleiner. Die Lage der für die Region des Weddellmeeres relevanten Krustenblöcke ist in Abb. 2.9 relativ zur heutigen Position der Ostantarktis dargestellt. Die Position der Ellsworth-Whitmore Mountains vor 230 Ma beruht dabei auf einem älteren, kambrischen Rotationspol und der bereits erwähnten Korrelation des Gondwana-Orogens. Die Rotation der Ellsworth-Whitmore Mountains gegen den Uhrzeigersinn führte in Verbindung mit der westwärts gerichteten Drift der Antarktischen Halbinsel zur Position aus Abb. 2.9b und beruht auf paläomagnetischen Daten. Ab dieser Zeit begann die Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains durch das Proto-Weddellmeer zu ihrer heutigen Position.

Die Bewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains über ~750 km entlang der Ostantarktis erfordert im Bereich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfes ozeanische Kruste. Dies wurde von Grunow (1993) in einer Erweiterung des geodynamischen Modells konsequenterweise eingeführt. In ihrer Vorstellung bedingte die Westdrift der Antarktischen Halbin-

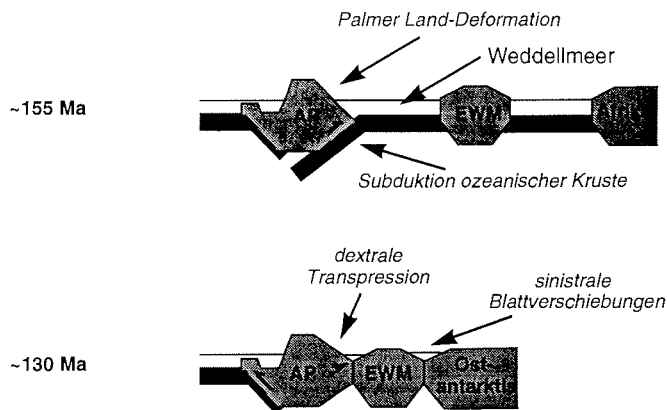


Abb. 2.10 - Geodynamisches Modell modifiziert aus Grunow (1993). Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; EWM, Ellsworth-Whitmore Mountains. Weitere Erläuterungen finden sich im Text.

sel die Entstehung von mehr als 1000 km ozeanischer Kruste im Weddellmeer. Die anschließende, südwärts gerichtete Bewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains führte zur Entstehung eines konvergenten Plattenrandes an der Antarktischen Halbinsel. Abbildung 2.10 zeigt zwei nach Grunow (1993) modifizierte Querschnitte dieses Modells. Die Subduktion von mehr als 1000 km ozeanischer Kruste am Ostrand der Antarktischen Halbinsel resultierte nach Grunow (1993) in der Palmer Land-Deformation. Diese geringe Deformation der Randbecken stellt nach Grunow (1993) das einzige verbliebene geologische Kennzeichen der Subduktion relativ großer Mengen ozeanischer Kruste dar. Der Schwachpunkt dieses Modells ist das Fehlen typischer, subduktionsbezogener Merkmale auf der Weddellmeerseite der Antarktischen Halbinsel, was diese Modellvorstellung zweifelhaft erscheinen läßt. Weiterhin hätte der Beginn einer Subduktion eher zu Dehnungs- als zu Kompressions- und Überschiebungsstrukturen geführt (z.B. Storey *et al.*, 1996). Das Hauptargument gegen die Subduktion junger ozeanischer Kruste an der Ostseite der Antarktischen Halbinsel ist die zeitgleich aktive Subduktionszone am gegenüberliegenden pazifischen Rand (Abb. 2.10). Die Existenz zweier gegeneinander gerichteten Subduktionszonen auf engstem Raum ist unwahrscheinlich (z.B. Storey *et al.*, 1996).

Die Rekonstruktion von Grunow *et al.* (1991) zeigt die Ellsworth-Whitmore Mountains vor ~125 Ma zwischen der Antarktischen Halbinsel und Coats Land (Abb. 2.9c). Für diesen und alle späteren Rekonstruktionsabschnitte gibt es keine paläomagnetischen Pole. Die in Abb. 2.9c zu erkennende Überlappung der Haag Nunataks mit Thurston Island und der Antarktischen Halbinsel ist im Grunow-Modell nicht enthalten. Aus Abb. 2.9c und Grunow *et al.* (1991) folgt jedoch, daß die Ausdehnung des EWM-Krustenblocks keinesfalls größer sein darf als von Grunow *et al.* (1991) angegeben. Bei ihrer Drift kollidierten die Ellsworth-Whitmore Mountains sowohl mit der Antarktischen Halbinsel als auch mit der Ostantarktis (Abb. 2.10). Die Kollision resultierte in einem Regime dextraler Transpression entlang der Antarktischen Halbinsel und in sinistralen Blattverschiebungen ent-

lang der Ostantarktis (Grunow, 1993). Das Grunow-Modell versucht zwar, einige der geologischen Strukturen (z.B. Palmer Land-Deformation) zu erklären, die Integration der geologischen Randbedingung ins Modell ist jedoch oft zweifelhaft. Die fast ausschließliche Verwendung paläomagnetischer Daten und die Mißachtung publizierter Ergebnisse aus geophysikalischen Untersuchungen ergeben eine insgesamt sehr viel schlechtere Argumentationsbasis als beim Storey-Modell. Die im Widerspruch zum Grunow-Modell stehenden geophysikalischen Ergebnisse werden aus diesem Grund im folgenden vorgestellt.

2.5 Geophysikalische Randbedingungen

Die Ergebnisse aus refraktions- und reflexionsseismischen Messungen im Bereich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfs stellen das Grundgerüst der geophysikalischen Randbedingungen für Rekonstruktionsmodelle des Gondwana-Zerfalls dar. Die ersten geophysikalischen Modellvorstellungen umfaßten den Kontinentalhang im Bereich des Andenes und Explora Escarpments (z.B. Kristoffersen und Haugland, 1986). Dieses später revidierte Modell verknüpfte das Explora und Andenes Escarpment zu einer strukturellen Einheit. Das Explora Escarpment wurde als gescherter Kontinentalrand klassifiziert. Eine Übersicht aller späteren geophysikalischen Arbeiten entlang des Kontinentalrandes findet sich in Jokat *et al.* (1996). Das Modell von Kristoffersen und Haugland (1986) implizierte kontinentale Kruste im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfs.

Die ersten geophysikalischen Arbeiten auf dem Filchner-Ronne-Schelf wurden von russischer Seite durchgeführt. Kadmina *et al.* (1983) und Kudryavtzev *et al.* (1987) interpretierten das Ronne-Schelf bereits als Sedimentbecken mit einer Sedimentmächtigkeit, die je nach Modell zwischen 12 und 25 km variiert. Die Krustenstruktur unterhalb der Sedimentbedeckung wurde als stark gedehnte kontinentale Kruste interpretiert. Spätere russische Arbeiten (Grikurov *et al.*, 1991) und tiefenseismische Profile des Alfred-Wegener-Institutes bestätigten dieses Modell in seinen Grundzügen. Hübscher (1994) und Hübscher *et al.* (1996) modellierten am westlichen Rand des Ronne-Schelfeises Sedimentmächtigkeiten von 13 km, die eine kontinentale Oberkruste bedecken. Eine Klassifizierung in ozeanische bzw. kontinentale Kruste anhand der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen ist nicht ohne weiteres möglich (Jokat, pers. Mitteilung). Die Krustenmächtigkeiten zwischen 35 und 27 km schließen eine Interpretation als ozeanische Kruste jedoch aus. Zusätzliche Messungen führten zu einer Verkleinerung des Stationsabstandes entlang des von Hübscher (1994) modellierten Profils und bestätigten die Ergebnisse (Jokat *et al.*, 1997b).

Untersuchungen auf der Basis von Potentialfelddaten wurden bereits von Johnson *et al.* (1992) publiziert. Ebenso wie bei Hunter *et al.* (1996) wird die aus seismischen Ergebnissen abgeleitete Interpretation des Filchner-Ronne-Schelfes als intrakontinentales Sedimentbecken favorisiert. Dieses aus gedehnter kontinentaler Kruste bestehende Sedimentbecken wird dabei nach Norden durch die magnetische Orion-Anomalie begrenzt, die den Verlauf der Kontinent-Ozean-Grenze in diesem Bereich repräsentiert (z.B. Hunter *et al.*, 1996).

Alle bisher publizierten geophysikalischen Interpretationen aus der Region des Weddellmeeres beinhalten die Existenz kontinentaler Kruste unterhalb des Filchner-Ronne-Schelfes. Hinweise auf die von Grunow (1993) geforderte ozeanische Kruste konnten bisher weder in geologischen noch geophysikalischen Untersuchungen gefunden werden. Eine Interpretation der geophysikalischen Daten in Bezug auf eine ozeanische Krustenstruktur unterhalb des Filchner-Ronne-Schelfs ist oftmals sogar auszuschließen.

Die Mißachtung der publizierten geophysikalischen Randbedingungen stellt den entscheidenden Schwachpunkt des Grunow-Modells gegenüber dem Storey-Modell dar. Das geodynamische Modell von Storey *et al.* (1996) berücksichtigt diese und muß deshalb aus geophysikalischen Gründen dem von Grunow (1993) vorgezogen werden. Die vorliegende Arbeit liefert einen Beitrag zu der immer noch kontrovers geführten Diskussion zur Unterscheidung dieser beiden Modell-Gruppen.

Kapitel 3

Datensätze und ihre Bearbeitung

Eines der Ziele dieser Arbeit war es, in der Region des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete eine gemeinsame Datenbasis für eine integrierte Auswertung aller verfügbaren Potentialfelddaten zu erstellen. Wesentlicher Bestandteil dabei waren verschiedene Schweredatensätze, die teilweise bereits bearbeitet vorlagen und in einer gemeinsamen Schwerekarte zusammengestellt wurden. Eine aeromagnetische Anomaliekarte (Golynsky *et al.*, 1998) und die aus Altimetermessungen abgeleitete Schwere (Schöne, 1997) lagen bereits als gerasterte Datensätze vor. Die Bearbeitung der einzelnen Datensätze im Rahmen dieser Arbeit zur Erstellung einer gemeinsamen Datenbasis wird im folgenden beschrieben.

3.1 Schweredaten

Die Schweredaten im Bereich des Weddellmeeres wurden durch Flugzeugmessungen, Messungen an Landstationen und Schiffsmessungen gesammelt. Ziel war es, diese vorhandenen Datensätze unterschiedlichster Art und Qualität soweit zu homogenisieren, daß eine gemeinsame gravimetrische Karte des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete erstellt werden konnte.

3.1.1 Seegravimetrie

Die verwendeten Datensätze wurden bei Fahrtabschnitten der „*Norwegian Antarctic Research Expeditions*“ (NARE), der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover und des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven gesammelt. Die grundlegenden Parameter der marinen Schwere-messungen und die dazugehörigen Referenzen sind in Tab. 3.1 zusammengefaßt. Die Lage der Profile ist in Abb. A-I dargestellt. Die Fahrtabschnitte von 1976 bis 1992 wurden bereits von Meyer (1995) bearbeitet.

Der überwiegende Anteil (90%) der in Tab. 3.1 aufgelisteten Daten wurden mit Meßgeräten an Bord der FS *Polarstern* registriert. Es handelt sich dabei um alle Datensätze ab 1985/86. Eine Beschreibung des Seegravimetersystems KSS 31 der Bodenseewerke

Tab. 3.1: Datensätze der marinen Gravimetrie

Institut	Fahrt	Jahr	Gravimeter	km	Bathymetrie	Navigation
NARE ^a	NARE 76/77	76/77	Graf-Askania	3455	keine Daten	IPS ^b
BGR ^c	BGR 78	78	GSS 3, Askania	3786	keine Daten	INDAS-III
NARE ^d	NARE 84/85	84/85	LaCoste & Romb.	2102	Echosounder	GPS
BGR ^e	ANT IV/3	85/86	KSS 31	17589	Echosounder ^f	Transit/GPS
AWI ^g	ANT VIII/5	89/90	KSS 31	14871	Hydrosweep ^h	GPS
AWI ⁱ	ANT IX/3	90/91	KSS 31	8177	Hydrosweep ^j	GPS
AWI ^k	ANT X/2	92	KSS 31	14445	Hydrosweep ^l	GPS
AWI ^m	ANT XII/3	95	KSS 31	13979	Hydrosweep ⁿ	GPS
AWI ^o	ANT IV/3	97	KSS 31	12420	Hydrosweep	GPS
Gesamtkilometer:				90824		

a. Haugland, 1982

b. Fossum *et al.*, 1982

c. Hinz und Krause, 1982

d. Meyer, 1995

e. Frisch und Kewitsch, 1987

f. Wissmann und Schenke, 1987

g. Jokat *et al.*, 1991

h. Döscher *et al.*, 1991

i. Gerland *et al.*, 1992

j. Dreyer *et al.*, 1992

k. Meyer, 1994

l. Koch *et al.*, 1994

m. Jokat *et al.*, 1997b

n. Graffe und Niederjasper, 1997

o. Jokat *et al.*, in Vorbereitung

(Bodenseewerke Gerätetechnik GmbH, 1985), wie es auf FS *Polarstern* betrieben wird, findet sich in ausführlicher Form bei Meyer (1995), ebenso wie die Beschreibung der Meßanordnung für frühere Fahrtabschnitte.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden diese bereits bearbeiteten Daten mit den unbearbeiteten Fahrtabschnitten von 1995 und 1997 in das kommerzielle Programmpaket LCT (LCT, 1996) geladen. Aufgrund der inzwischen verbesserten graphischen Editiermöglichkeiten in diesem Programm wurden alle von Meyer (1995) bearbeiteten Profile nochmals überarbeitet. Auf diese Weise wurden bei den NARE-Daten im Fahrtabschnitt 1984/85 mehrere Profile mit Sprüngen von bis zu 80 mGal in den Aufzeichnungen von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen. Die unprozessierten Daten der Fahrtabschnitte ANT XII/3 (1995) und ANT IV/3 (1997) wurden auf 1-km-Abstände reduziert und in durch Phasen starken Eisrammens beeinträchtigten Abschnitten ebenfalls manuell editiert.

Die Gesamtlänge der Profile in Tab. 3.1 von ca. 90000 km umfaßt nur diejenigen Daten, die nach der Bearbeitung zur Erstellung der Schwerekarte im Bereich des Weddellmeeres verwendet wurden. Die tatsächlich bearbeitete Datenmenge war wesentlich größer, da auch die Hafenschlußmessungen mitberücksichtigt wurden und fehlerhafte Daten beim Editieren von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen wurden.

3.1.2 Aerogravimetrie

Aerogravimetrische Befliegungen im Bereich des Weddellmeeres wurden bereits ab 1978 von russischer Seite durchgeführt. Die damaligen Befliegungen wurden von Sevmorgeologia, St. Petersburg, ausgeführt. Diese Datensätze werden heute von „*Polar Marine Geological Research Expeditions*“ (PMGRE) und dem „*All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World's Ocean*“ (VNIIOkeangeologia) verwaltet, die aus dem staatlichen Institut Sevmorgeologia hervorgegangen sind. Dieser bisher unpublizierte Datensatz stand im Rahmen eines Kooperationsprojektes zwischen dem Alfred-Wegener-Institut und PMGRE - VNIIOkeangeologia zur Verfügung. Es konnten jedoch nur gerasterte Daten in Form der Freiluftschwere ausgetauscht werden. Im Rahmen des Kooperationsprojektes liegt der Originaldatensatz bisher nicht vor. Die Größe der Rasterzellen beträgt bei diesem Datensatz 5×5 km. Tabelle 3.2 gibt einen Überblick über die einzelnen Meßkampagnen. Die Lage der Fluglinien dieser Meßkampagnen ist in Abb. A-II dargestellt. Die Endbearbeitung dieser Datensätze wurde von Aleshkova vorgenommen (Aleshkova *et al.*, 1998).

Tab. 3.2: Aerogravimetrische Datensätze

Jahr	Referenz	Datenbearbeitung
1978/79	Shulyatin <i>et al.</i> , 1979	N.I. Khljupin und A.S. Tscherinov
1979/80	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1980	N.I. Khljupin und A.S. Tscherinov
1982/83	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1984	N.I. Khljupin und V.S. Mandrikov
1986/87	Khljupin <i>et al.</i> , 1987	N.I. Khljupin und A.A. Maslennikov
1988/89	Tscherinov <i>et al.</i> , 1989	A.S. Tscherinov und V.S. Mandrikov
Gesamtkilometer:		42726

Detaillierte Informationen zu einzelnen Bearbeitungsschritten dieser Datensätze liegen nicht vor. Bekannt ist lediglich, daß die Flughöhe 2000 m betrug, die Daten anhand der Internationalen Schwereformel von 1930 (Cassinis, 1930) breitenkorrigiert wurden und auf das „*International Gravity Standardization Net 1971*“ (IGSN71), (Morelli *et al.*, 1974) bezogen sind (Aleshkova, pers. Mitteilung). Die Navigationsgenauigkeit der frühen Befliegungen wird mit 1-2 km angegeben und der Fehler an Kreuzungspunkten der Fluglinien ist für den gesamten Datensatz zwischen 6 und 10 Milligal verteilt (Aleshkova, pers. Mitteilung). Einige der Datensätze wurden analog registriert und nachträglich von den Papierregistrierungen digitalisiert (Aleshkova, pers. Mitteilung).

Um diesen gerasterten Datensatz im Rahmen dieser Arbeit für die Erstellung einer gemeinsamen Datenbasis verwenden zu können, wurden aus diesem Raster entlang der Fluglinien Profile extrahiert, die dann zur weiteren Bearbeitung in dieser Arbeit verwendet wurden. Dieses zur Erstellung einer Schwerekarte ungewöhnliche Verfahren erschien als die am ehesten vertretbare Lösung. Diese „Profildaten“ wurden wie die seegravimetrischen Daten in das Bearbeitungsprogramm LCT geladen (LCT, 1996) und manuell editiert. Dabei wurden unbrauchbare Daten von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen. Die in Tab. 3.2 angegebene Gesamtlänge der aerogravimetrischen Profile ist nur auf die

jenigen Profile bezogen, die zur Kartenerstellung verwendet wurden. Eine detaillierte Beschreibung der Bearbeitungsschritte zur Anpassung der Datensätze und ein Vergleich dieses Datensatzes mit den seegravimetrischen Messungen wird in Abschnitt 3.3 gegeben.

3.1.3 Landgravimetrie

Eine systematische gravimetrische Vermessung des Filchner-Ronne-Schelfeises und Coats Lands durch Sevmorgeologia begann bereits 1975. Die Lokationen der 2200 Meßstationen sind in Abb. A-II dargestellt. Die Verteilung der Meßpunkte ist in zwei Bereiche unterteilt: Ein Gürtel mit dichteren Messungen erstreckt sich von der Antarktischen Halbinsel entlang der Eiskante des Filchner-Ronne-Schelfeises bis nach Coats Land. Der mittlere Stationsabstand beträgt dabei 10 km. Ein weiter südlich gelegener zweiter Bereich weist mittlere Stationsabstände von 30 km auf. Die einzelnen Meßkampagnen sind in Tab. 3.3 zusammengefaßt.

Tab. 3.3: Landgravimetrische Messungen

Jahr	Referenz	Datenbearbeitung
1975/76	Lastochkin <i>et al.</i> , 1987	V.M. Lastochkin und V.P. Stremsky
1980/81	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1982	S.I. Yasnopolsky und U.F. Chernenkov
1977/78	Shulyatin <i>et al.</i> , 1979	N.D Tret'yakov und S.G. Cheremensky
1978/79	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1980	R.G. Kurinin und S.I. Yasnopolsky
1979/80	Yasnopolsky <i>et al.</i> , 1981	S.I. Yasnopolsky, B.N. Sjuris, U.F. Chernenkov
1980/81	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1982	U.F. Chernenkov und B.N. Sjuris
1981/82	Zatzezin <i>et al.</i> , 1983	S.I. Yasnopolsky und S.S. Raevsky
1982/83	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1984	S.I. Yasnopolsky, U.F. Chernenkov, S.S. Raevsky
1983/84	Tret'yakov <i>et al.</i> , 1985	U.F. Chernenkov und V.P. Stremsky
Anzahl Stationen:		2210

Auch diese Daten standen im Rahmen des gemeinsamen Kooperationsprojektes in Form eines gerasterten Datensatzes der Freiluftschwere mit einer Zellgröße von 5×5 km zur Verfügung. Dieser Rasterdatensatz wurde von Aleshkova bearbeitet (Aleshkova *et al.*, 1998). Die Schweremessungen wurden an das IGSN71 (Morelli *et al.*, 1974) angeschlossen, und zur Korrektur des Breiteneffekts wurde die Internationale Schwereformel von 1930 (Cassinis, 1930) verwendet (Aleshkova, pers. Mitteilung). Begleitend zu diesen gravimetrischen Messungen wurden seismische Tiefensondierungen zur Eisdickenbestimmung durchgeführt, die in Abschnitt 3.4 beschrieben werden. Zur Erstellung einer gemeinsamen Datenbasis im Rahmen dieser Arbeit wurden die Schwerewerte an den Lokationen der Meßpunkte aus dem gerasterten Datensatz extrahiert.

Die Bearbeitungsschritte zur Anpassung dieses Datensatzes und ein Vergleich mit den seegravimetrischen Messungen entlang der Ronne-Schelfeiskante werden in Abschnitt 3.3 beschrieben.

3.2 Korrekturen und Reduktionen

Die gemessenen Schwerewerte enthalten Anteile, welche nicht durch geologische Untergrundstrukturen verursacht werden. Um aus den Meßdaten Schwereanomalien zu erhalten, müssen diese Anteile entfernt werden (Korrekturen). Die so bearbeiteten Daten werden dann auf verschiedene Bezugsniveaus umgerechnet (Reduktionen). Im folgenden werden diese Korrekturen und Reduktionen sowie ihre Besonderheiten in eisbedeckten Regionen kurz erläutert. Mit Ausnahme der Bouguerreduktion beziehen sich diese Bearbeitungsschritte ausschließlich auf die noch nicht prozessierten marinen Schweremessungen der Jahre 1995 und 1997 (Tab. 3.1).

3.2.1 Anschluß an das internationale Schwerenetz

Um aus den relativen Meßwerten absolute Meßwerte zu erhalten, müssen zunächst die Skaleneinheiten der Rohdaten in Milligal¹ (mGal) umgerechnet werden. Diese relativen Schwerewerte werden dann über Hafenschlußmessungen in Punta Arenas bzw. Kapstadt ins „*International Gravity Standardization Net 1971*“ (IGSN71), (Morelli *et al.*, 1974) eingegliedert.

3.2.2 Eötvös-Korrektur

Bewegte Körper bzw. Meßgeräte auf einem rotierenden Bezugssystem wie der Erde erfahren zusätzliche Beschleunigungen, die als Störung in die Meßwerte eingehen. Diese Beschleunigungen können bei Kenntnis der Breite, der Geschwindigkeit und des Kurses berechnet werden und dann als Korrektur vom Meßwert subtrahiert werden. Diese nach Roland von Eötvös benannte Eötvös-Korrektur berechnet sich für Horizontalbeschleunigungen folgendermaßen (Eötvös, 1919; Dehlinger, 1978):

$$\varepsilon_{EC} = 7.5v \cos \varphi \sin \alpha + 0.004v^2 [\text{mGal}] \quad (3.1)$$

Dabei ist v die Geschwindigkeit des Schiffs in Knoten, α der Kurs des Schiffs gemessen Nord über Ost und φ die geozentrische Breite. Bei der Bearbeitung der Daten zeigte sich, daß ein aus der Position und Uhrzeit berechneter Kurs und eine Geschwindigkeit aufgrund der Glättung zu einem deutlich geringeren Fehler an Kreuzungspunkten führte als die Verwendung der Kurs- und Geschwindigkeitsinformationen, die in den Navigationsdaten enthalten sind.

Vertikale Beschleunigungen spielen für maringravimetrische Messungen keine Rolle. Da das Meßgerät um die mittlere Meeresoberfläche oszilliert, können sie durch eine Mittelung bzw. zeitliche Filterung entfernt werden (Dehlinger, 1978). Die bei der Aerogravimetrie auftretenden vertikalen Beschleunigungen wurden bereits korrigiert. Deshalb wurden diese Korrekturen im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht angewandt und werden nicht diskutiert.

1. In dieser Arbeit wird die in der Gravimetrie gebräuchliche Einheit $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ abweichend vom internationalen Einheitssystem (Système International d'Unités, SI) für die Schwerebeschleunigung verwendet.

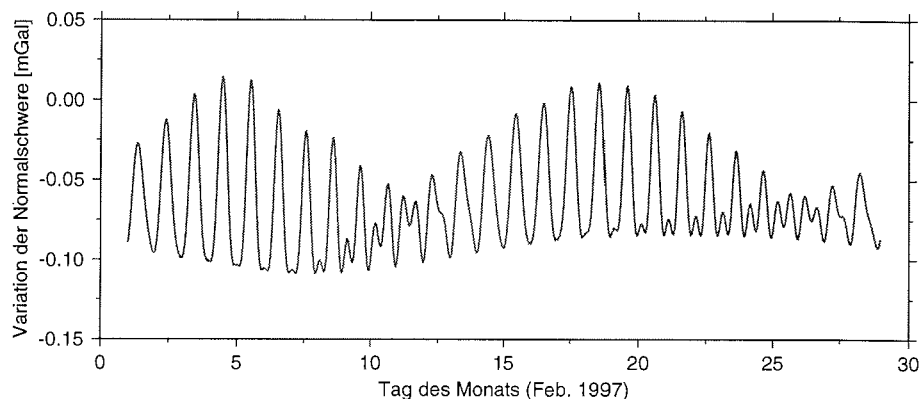


Abb. 3.1 - Einfluß der Sonne- und Mondzeiten auf die Normalschwere dargestellt für den Monat Februar 1997 im Bereich des Weddellmeeres. Zur Berechnung dieser Daten wurde das statische Modell von Longman (1959) verwendet.

3.2.3 Gezeitenkorrektur

Der Einfluß der Gezeitenvariation auf die Erdschwere, bedingt durch Sonne und Mond, kann mit dem statischen Modell von Longman (1959) abgeschätzt werden. Die Variationen der Normalschwere im Bereich des Weddellmeeres sind in Abb. 3.1 exemplarisch gegen die Tage im Monat Februar (1997) aufgetragen. Der Gezeiteneffekt schwankt zwischen -0.11 mGal und 0.014 mGal. Da die Genauigkeit aller in dieser Arbeit verwendeten Gravimetermessungen eine Größenordnung geringer ist, kann auf eine Gezeitenkorrektur verzichtet werden. Meyer (1995) vernachlässigte die Gezeitenkorrektur bei der Bearbeitung der Datensätze von 1976 bis 1991 ebenfalls.

3.2.4 Korrektur der Instrumentendrift

Eine eventuell auftretende Drift der Meßgeräte kann bei den marinen Messungen über Hafenschlußmessungen festgestellt werden. Eine Korrektur ist, falls notwendig, damit möglich. Die nach Anbringung der Korrekturen aus den Abschnitten 3.2.1 bis 3.2.4 resultierenden Schwerewerte werden als g_{obs} bezeichnet.

3.2.5 Freiluftreduktion und Freiluftanomalie

Mit Hilfe der Freiluftreduktion werden Meßpunkte, welche nicht auf dem Bezugsniveau liegen, auf diese Ebene reduziert. Für marine Messungen auf dem konstanten Bezugsniveau ist diese Reduktion deshalb nicht notwendig. Die Freiluftreduktion ergibt sich in ausreichender Näherung aus dem Höhengradienten des Erdschwerefeldes (z.B. Dehlinger, 1978):

$$\delta_F = 0.3086h[\text{mGal}] \quad (3.2)$$

Dabei ist h die Höhe des Meßpunktes über dem Bezugsniveau in Metern. Addition der Freiluftreduktion zu den Meßwerten g_{obs} und Subtraktion der Normalschwere γ_ϕ bei der Breite ϕ ergibt die Freiluftanomalie oder Freiluftschwere Δg_F (z.B. Dehlinger, 1978):

$$\Delta g_F = (g_{obs} + \delta_F) - \gamma_\phi \quad (3.3)$$

Die Normalschwere wurde für diese Arbeit aus der in Verbindung mit dem IGSN71 benutzen Formel des „*Geodetic Reference System 1967*“ (GRS67), (International Association of Geodesy, 1971) berechnet. Die aerogravimetrischen Daten und die Messungen der Landstationen wurden nach der Internationalen Schwereformel (Cassinis, 1930; Torge, 1989) reduziert (Aleshkova *et al.*, 1998). Zur Vereinheitlichung der Schweremessungen wurden diese beiden Datensätze auf die GRS67-Formel umgerechnet.

3.2.6 Topographie- und Bouguerreduktion – Bougueranomalie

Die Bouguerreduktion berücksichtigt die vertikale Schwerewirkung der Massen zwischen der Station und dem Bezugsniveau (Meeresspiegel) für Messungen oberhalb der Bezugsebene sowie die fehlenden Massen unterhalb des Bezugsniveaus bei marinen Messungen. Die sog. einfache Bouguerreduktion geht zur Berechnung dieses Effektes von einer unendlich ausgedehnten Platte mit horizontalen oberen und unteren Begrenzungsflächen aus. Um die vertikale Schwerewirkung δ_{BS} dieser sog. Bouguerplatte zu korrigieren, müssen in Gebieten mit Eisbedeckung folgende Fälle unterschieden werden (Abb. 3.2):

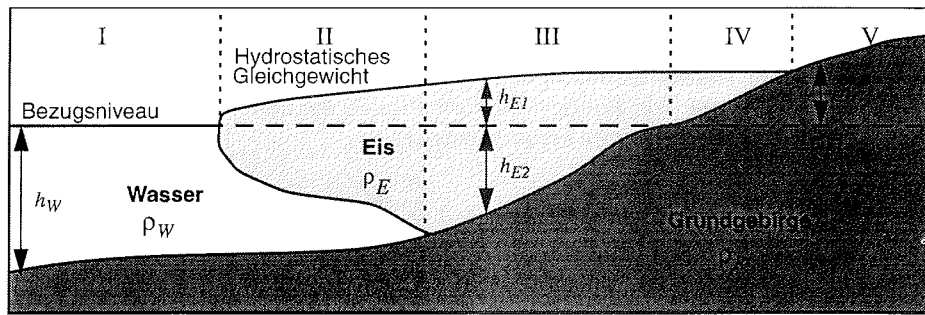


Abb. 3.2 - Schematische Darstellung aller möglichen Fälle der Bouguerreduktion in Gebieten mit Eisbedeckung. Bezugsniveau ist die Meeresoberfläche. ρ bezeichnet jeweils die Dichte der einzelnen Körper.

$$\text{I:} \quad \delta_{BS} = -2\pi G(\rho_R - \rho_W)h_W \quad (3.4)$$

$$\text{II:} \quad \delta_{BS} = 2\pi G(\rho_R - \rho_E)h_{E1} - 2\pi G(\rho_R - \rho_E)h_{E2} - 2\pi G(\rho_R - \rho_W)h_W \quad (3.5)$$

$$\text{III:} \quad \delta_{BS} = 2\pi G(\rho_R - \rho_E)h_{E1} - 2\pi G(\rho_R - \rho_E)h_{E2} \quad (3.6)$$

$$\text{IV:} \quad \delta_{BS} = 2\pi G(\rho_R - \rho_E)h_{E1} + 2\pi G\rho_R h_G \quad (3.7)$$

$$\text{V:} \quad \delta_{BS} = 2\pi G\rho_R h_G \quad (3.8)$$

G ist die Gravitationskonstante, alle weiteren Größen sind in Abb. 3.2 erläutert. Für den marinen Fall (I) bezeichnen manche Autoren die Bouguerreduktion auch als topographische Reduktion, die in erster Ordnung durch eine Bouguerplatte approximiert werden kann (Torge, 1989). Die Vorzeichenkonvention wurde so gewählt, daß δ_{BS} von den Meßdaten subtrahiert werden muß, um den störenden Einfluß zu korrigieren. Die sog. einfache Bougueranomalie Δg_{BS} ergibt sich zu (z.B. Dehlinger, 1978):

$$\Delta g_{BS} = (g_{obs} + \delta_F - \delta_{BS}) - \gamma_\phi \quad (3.9)$$

Diese sog. einfache Bougueranomalie berücksichtigt aufgrund des Plattenmodells nicht den Einfluß der Topographie. Dazu muß eine topographische Reduktion angewandt werden. Die Bouguerreduktion, verbunden mit einer topographischen Reduktion bzw. Terrainkorrektur, wird als komplette oder vollständige Bougueranomalie bezeichnet (Dehlinger, 1978).

Die Bestimmung der topographischen Reduktion basiert auf der Berechnung der Schwerewirkung der Topographie. Für gravimetrische Messungen an Land erfordert sie die genaue Kenntnis des Geländemodells. Dies ist mit großem Aufwand verbunden. Im Gegensatz dazu ist die topographische Reduktion für den Fall eines Meeresbodens sehr einfach. Der Berechnungsansatz dazu wurde von Parker (1972) vorgestellt und beruht auf der Berechnung der Schwerewirkung eines Störkörpers im Frequenzbereich. Dabei wird angenommen, daß die untere Begrenzung des Störkörpers durch die Meeresbodentopographie $h_W(x,y)$ gegeben ist und die obere Begrenzung durch eine ebene Fläche im Niveau $z = 0$. Die Dichte dieses zweidimensionalen Wasserkörpers wird als konstant angenommen. Zur Bestimmung der topographischen Reduktion wird dazu der Dichtekontrast zwischen Meeresboden und Meerwasser verwendet. Schränkt man die Berechnung dieser Schwerewirkung auf eine ebene Fläche ein, die oberhalb dieses Körpers liegt (z.B. $z = 0$), so lassen sich die Volumenintegrale zur Berechnung der vertikalen Schwerewirkung nach einer Transformation in den Frequenzbereich durch eine Taylorreihenentwicklung als Summe von Fouriertransformationen darstellen. Diese vollständige Bouguerreduktion δ_{BC} lautet im Frequenzbereich:

$$F[\delta_{BC}] = -2\pi G(\rho_R - \rho_W) \sum_{n=1}^M \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h_W^n(x,y)] \quad (3.10)$$

Gleichung 3.10 wurde nach Parker (1972) für den marinen Fall modifiziert. Die Vorwärts-Fouriertransformation wird dabei durch F bezeichnet und die räumliche Wellenzahl durch $|\vec{k}|$. Die Summation der Fouriertransformationen der Meeresbodentopographie läuft dabei von $n = 1$ bis M . Parker (1972) zeigte, daß für $M = 4$ der relative Fehler bereits kleiner als 0.6 Prozent ist.

Ähnlich wie die sog. einfachen Bougueranomalie (Gl. 3.9) berechnet sich mit Gl. 3.10 die vollständige Bougueranomalie Δg_{BC} für den marinen Fall (Fall I aus Abb. 3.2):

$$\Delta g_{BC} = (g_{obs} + \delta_F - \delta_{BC}) - \gamma_\phi \quad (3.11)$$

Um den Einfluß der Meeresbodentopographie im Untersuchungsgebiet abzuschätzen, wurde dieser Algorithmus von Parker (1972) im Rahmen der vorliegenden Arbeit programmiert und in das Programmpaket GMT (Generic Mapping Tools; Wessel und Smith, 1991) implementiert, das zur Bearbeitung und Auswertung der Potentialfelddaten verwendet wurde. Die nach diesem Verfahren berechnete vollständige Bougueranomalie wurde mit der sog. einfachen Bougueranomalie verglichen. Die größten Abweichungen traten im Bereich des Explora Escarpments auf. Diese bathymetrische Steilstufe stellt mit 45° Steigung und einer Sprunghöhe von mehr als 1500 m die größte topographische Änderung im gesamten Untersuchungsgebiet dar. Die Differenz zwischen der einfachen und vollständigen Bougueranomalie war geringer als 2 mGal und liegt damit im Bereich des mittleren, quadratischen Fehlers an Kreuzungspunkten. Die Variationen in der Topographie an Land sind insgesamt geringer, weisen allerdings einen größeren Dichtekontrast

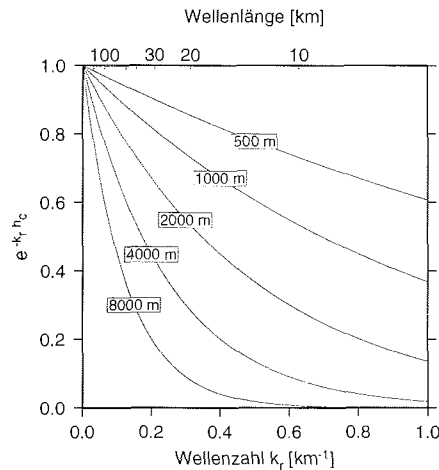


Abb. 3.3 - Übertragungsfunktion des Fortsetzungsoperators $e^{-k_r h_c}$ für verschiedene Fortsetzungshöhen h_c . Eine Feldfortsetzung um 2000 m nach oben unterdrückt Wellenlängenanteile, die kleiner als 20 km sind, um mehr als die Hälfte.

auf. Trotzdem kann davon ausgegangen werden, daß sie einen ähnlich geringen Beitrag liefern wie im marinen Bereich und damit unterhalb der Meßgenauigkeit liegen. Aufgrund des geringen Topographieeffektes wurde auch im marinen Bereich die einfache Bouguerreduktion angewandt, um eine einheitliche Kartengrundlage in Verbindung mit den aerogravimetrischen Daten und den Landmessungen zu erstellen.

3.3 Angleichung der Schweredatensätze

3.3.1 Feldfortsetzung

Die verschiedenen Datensätze im Meßgebiet überlappen sich zwar teilweise, wurden aber in unterschiedlichen Höhen aufgenommen. Dieser Effekt wird in der Freiluftreduktion nicht mitkorrigiert und muß gesondert behandelt werden. Die Transformation eines Potentialfeldes in ein anderes Bezugsniveau als das Meßniveau wird als Feld- oder Höhenfortsetzung bezeichnet. Die Umrechnung einer zweidimensionalen Verteilung von Feldgrößen geschieht dabei durch Transformation in den Wellenzahlraum und anschließender Multiplikation mit dem Faktor $e^{-k_r h_c}$ für eine Fortsetzung nach oben bzw. $e^{k_r h_c}$ für eine Fortsetzung nach unten (z.B. Buttkeus, 1991). Dabei ist k_r die radiale Wellenzahl und h_c die konstante Höhe, um die das Potentialfeld fortgesetzt wird. Abb. 3.3 zeigt die Tiefpaßcharakteristik des Feldfortsetzungsoperators für den Fall einer Höhenfortsetzung, in Abhängigkeit von verschiedenen Fortsetzungshöhen h_c . Schwerefelder genügen der Laplace-Gleichung nur außerhalb der Quellen was als Voraussetzung für eine Höhenfortsetzbarkeit erfüllt sein muß (z.B. Buttkeus, 1991). Deshalb lassen sich die Felder nach unten nur bis zur Oberkante der Körper, die die Quellen bilden, fortsetzen. Eine Fortset-

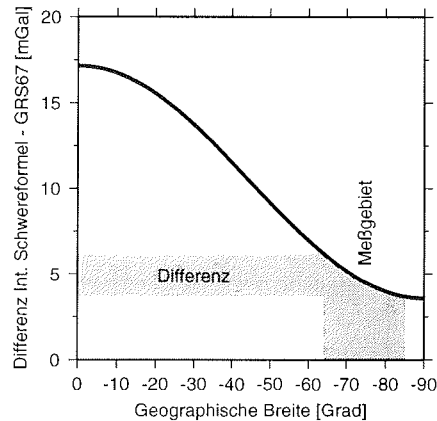


Abb. 3.4 - Differenz in der Breitenkorrektur zwischen Internationaler Schwereformel von 1930 (Cassinis, 1930) und der GRS67-Formel (International Association of Geodesy, 1971) in Abhängigkeit der geographischen Breite für die Südhemisphäre.

zung unter die Oberkante hinaus ist instabil (z. B. Buttkus, 1991). Die aerogravimetrischen und landgravimetrischen Datensätze können deshalb nicht auf das Bezugsniveau $z = 0$ transformiert werden. Aus diesem Grund kommt nur eine Fortsetzung der marinen Gravimetrie bzw. Landgravimetrie auf die Flughöhe der Aerogravimetrie in Frage. Da Potentialfelder in einfacher Weise nur um einen konstanten Betrag höhenfortgesetzt werden können, lassen sich die Daten der Landgravimetrie, welche aufgrund der Topographie nicht auf konstantem Niveau gemessen wurden, nicht mit diesem Verfahren transformieren. Wie aus Abb. 3.3 ersichtlich, werden bei einer Höhenfortsetzung um 2000 m die Anteile des Feldes, die kleiner als 20 km der Wellenlänge sind, um die Hälfte und mehr unterdrückt. Zur Unterdrückung von räumlichem *Aliasing* wurden die Datensätze vor der Interpolation auf äquidistante Gitter (Kap. 3.8) mit einem 20-km-Wellenlängenfilter mit Tiefpaßcharakteristik gefiltert. Ein direkter Vergleich der auf die Flughöhe von 2000 m fortgesetzten marinen Daten mit der Aerogravimetrie bestätigt die Vernachlässigbarkeit der Höhenfortsetzung (Kap. 3.3.4).

3.3.2 Korrektur der Normalschwere

Die Breitenkorrektur anhand der Normalschwere γ_ϕ erfolgte bei den aerogravimetrischen und landgravimetrischen Daten anhand der Internationalen Schwereformel von 1930 (Cassinis, 1930). Die marinen Gravimetriedaten wurde hingegen mit der in Verbindung des IGSN71 verwendeten GRS67-Formel (International Association of Geodesy, 1971) für die Normalschwere γ_ϕ korrigiert. Der breitenabhängige Unterschied ist in Abb. 3.4 dargestellt. Die landgravimetrischen und aerogravimetrischen Messungen wurden mit dieser Differenz korrigiert.

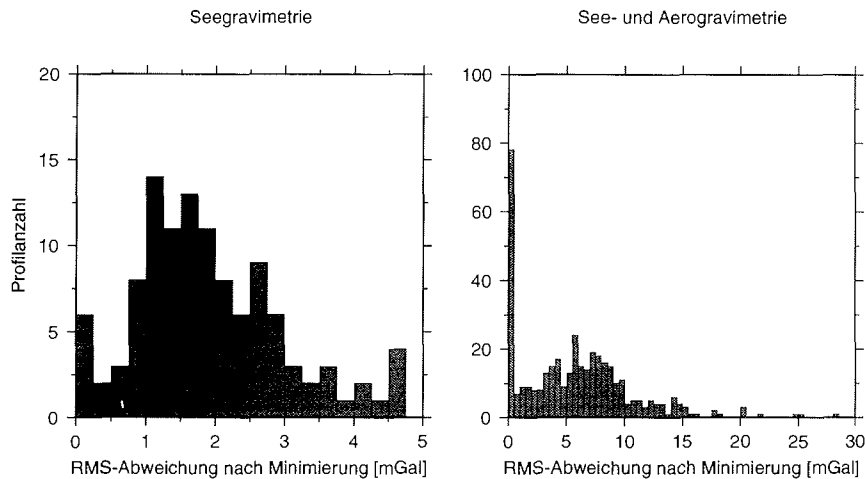


Abb. 3.5 - Histogrammverteilung der mittleren quadratischen Abweichungen (RMS-Abweichung) an den Kreuzungspunkten nach der Minimierung dieser Kreuzungspunktdifferenzen. Das Maximum der Fehlerverteilung der marinen Gravimetrie (linke Seite) beträgt 1.25 mGal und kann als Unsicherheit der marinen Daten angesehen werden. Die Unsicherheit beim kombinierten Datensatz aus Seegravimetrie und Aerogravimetrie beträgt 6 mGal (rechte Seite). Weitere Erläuterungen im Text.

3.3.3 Minimierung der Kreuzungspunktfehler – Fehlerstatistik

Zur Verbesserung der internen Übereinstimmung der verschiedenen Datensätze wurde ein Verfahren angewandt, das den mittleren quadratischen Fehler (RMS-Abweichung) an den Kreuzungspunkten der Schiffs- bzw. Fluglinien minimiert. Dazu wurden die Schiffsmessungen in mehrere Profilsegmente unterteilt. Nach der Bestimmung des mittleren, quadratischen Fehlers der Profilsegmente wurde für jedes Profil der entsprechende konstante Korrekturterm addiert. Profile, die keine Kreuzung mit anderen Linien aufwiesen, wurden nicht verwendet. Die Histogrammverteilung dieses mittleren quadratischen Fehlers nach der Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen ist in Abb. 3.5 (linke Seite) für die maringravimetrischen Messungen dargestellt. Das Maximum dieser Histogrammverteilung bei 1.25 mGal kann als Unsicherheit der Daten angesehen werden und liegt in der für maringravimetrische Messungen üblichen Größenordnung.

Das Verfahren der Minimierung des Kreuzungspunktfehlers wurde auch auf den kombinierten Datensatz aus Seegravimetrie und Aerogravimetrie angewandt. Dazu wurde allerdings eine Gewichtung der Profillinien im Verhältnis 100:1 zwischen mariner Gravimetrie und Aerogravimetrie eingeführt. Damit sollte erreicht werden, daß die marinen Schwere-messungen im Bereich der Überlappung bei der Minimierung des Kreuzungspunktfehlers festgehalten werden. Die Histogrammverteilung dieses kombinierten Datensatzes ist in Abb. 3.5 (rechte Seite) gezeigt und weist zwei deutliche Maxima auf: Das erste Maximum zwischen 0 und 1 mGal wird durch den aerogravimetrischen Datensatz verursacht. Da die aerogravimetrischen Profile aus einem Raster extrahiert wurden (Kap. 3.1.2), enthalten sie an den Kreuzungspunkten keine Differenz. Dieses erste Maximum in der Histo-

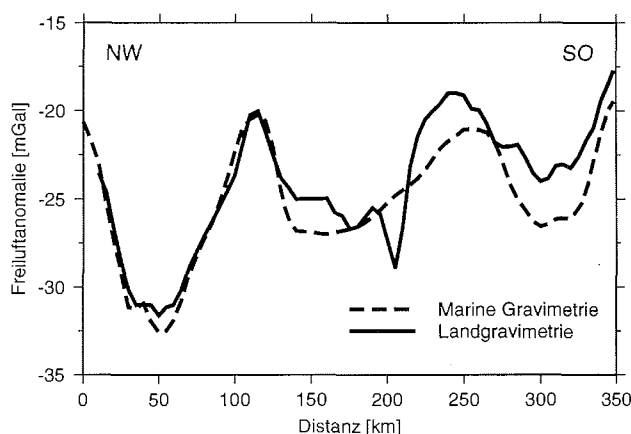


Abb. 3.6 - Vergleich zwischen mariner Gravimetrie und Landgravimetrie. Ein Profil von 60°W, 75°S bis 50°W, 77°S, das entlang der Schelfeiskante des Ronne-Schelfeises von der Antarktischen Halbinsel bis nach Berkner Island verläuft, wurde aus beiden Datensätzen extrahiert und verglichen. Die maximale Abweichung beträgt 2.5 mGal und liegt im Bereich geringer Datenüberdeckung.

grammverteilung wird durch die aerogravimetrischen Daten außerhalb des Überlappungsbereiches verursacht und ist zur Beurteilung der Datenunsicherheit ungeeignet. Das zweite Maximum bei ca. 6 mGal spiegelt dagegen die Unsicherheit dieses kombinierten Datensatzes wider. Es muß allerdings betont werden, daß dieser mittlere quadratische Fehler deutlich geringer ist als die teilweise sehr großen absoluten Abweichung zwischen mariner Gravimetrie und Aerogravimetrie. Die Histogrammverteilung allein ist deshalb nicht ausreichend zur Beurteilung der Qualität der einzelnen Datensätze. Aus diesem Grund wird im folgenden ein direkter Vergleich zwischen den einzelnen Datensätzen vorgestellt.

3.3.4 Vergleich der Datensätze

Ein Vergleich zwischen den Messungen an den Landstationen auf dem Schelfeis und der marinen Gravimetrie war entlang der Schelfeiskante des Ronne-Schelfeises möglich. Dies war deshalb der Fall, da einige der Landstationen auf dem Meereis vermessen wurden und die Lage der Schelfeiskante Veränderungen unterliegt, so daß sich die Datensätze stellenweise überlappen bzw. durch Extrapolation verglichen werden können. Ein Vergleich entlang eines extrahierten Profils ist in Abb. 3.6 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen ist im nordwestlichen Abschnitt sehr gut. Die maximale Abweichung von ca. 2.5 mGal liegt im südöstlichen Bereich, wo die Extrapolationsabstände auch größer waren. Trotzdem ist die Übereinstimmung dieser beiden Datensätze mit einer maximalen Abweichung von 2.5 mGal als sehr gut zu bezeichnen.

Um die marine Gravimetrie direkt mit der Aerogravimetrie vergleichen zu können, wurde eine Höhenfortsetzung der marinen Schweredaten um 2000 m auf das Niveau der Flughöhe vorgenommen. Zum Vergleich wurde der gerasterte Originaldatensatz der Aerogravimetrie verwendet, der lediglich um die Differenz in der Breitenkorrektur modifiziert wurde. Abbildung 3.7 zeigt den Vergleich entlang eines besonders problematischen Pro-

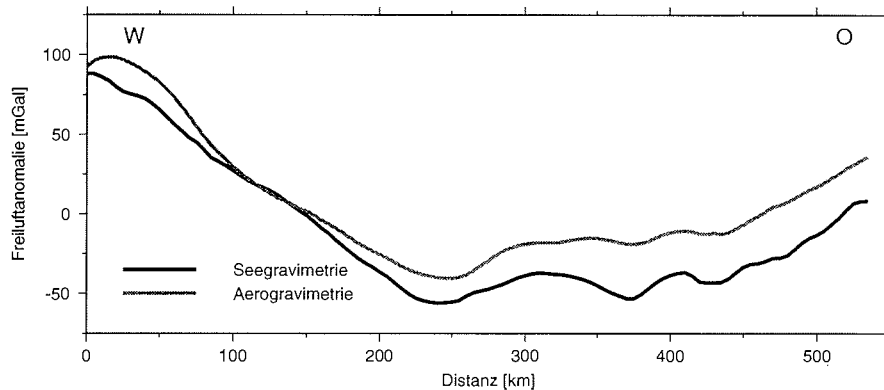


Abb. 3.7 - Vergleich der Freiluftschwere entlang einer Fluglinie aus der Aerogravimetrie mit der in 2000 m Höhe fortgesetzten marinen Gravimetrie. Die Lage des Profils ist in Abb. A-IV eingezeichnet. Die Abweichung ist stellenweise größer als 25 mGal und damit beträchtlich.

files im Bereich starker Gradienten. Die Lage dieses Profils ist in Abb. A-IV gekennzeichnet. Abbildung 3.7 zeigt die sehr große Abweichung der Aerogravimetrie von mehr als 25 mGal über lange Strecken des Profils. Diese Differenz hat ihre Ursache in der schlechten Qualität der aerogravimetrischen Daten. Meyer (1995) zeigte bereits, daß die marine Gravimetrie in diesem Bereich bis auf eine mittlere, quadratische Abweichung von 3 mGal mit der Satellitenaltimetrie übereinstimmt. Aus diesem Grunde muß ein Meßfehler in der Aerogravimetrie angenommen werden. Da keine detaillierten Informationen zu diesem aerogravimetrischen Datensatz vorlagen, kann über die möglichen Ursachen nur spekuliert werden. In Frage kommen Fehler in der Navigation und in der Nivellierung der unterschiedlichen Flugkampagnen.

Um diesen Sachverhalt genauer zu untersuchen, wurden die Abweichung im gesamten Gebiet aufgetragen (Abb. A-IV). Die flächenhaft großen Abweichung führten zu der Entscheidung, die aerogravimetrischen Daten im Bereich der marinen Daten durch eine starke Untergewichtung beim Minimieren der Kreuzungspunktfehler und bei der Interpolation auf äquidistante Gitter praktisch zu eliminieren. In den Bereichen außerhalb wurden sie dagegen verwendet. Aufgrund des sehr beträchtlichen Fehlers können diese Daten jedoch nur zur rein qualitativen Interpretation verwendet werden.

3.4 Eisuntergrundstopographie – Eismächtigkeit

Die zur Bestimmung der Bouguerreduktion notwendige Eisuntergrundstopographie kann aus mehreren Datensätzen abgeleitet werden. Im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfeises und Coats Lands wurden seismische Tiefensondierungen zur Bestimmung der Eismäch-

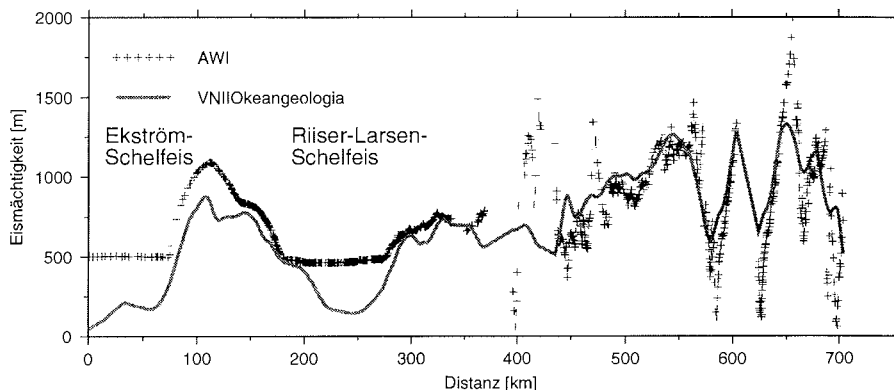


Abb. 3.8 - Vergleich der Eismächtigkeiten im Bereich von Dronning Maud Land zwischen Daten des Alfred-Wegener-Institutes (AWI; Steinhage, pers. Mitteilung) und VNIIOkeangeologia-Daten (Popov *et al.*, in Vorbereitung). Die Lage der Profile 962201 - 962203 des AWI sind in Abb. A-VI eingezeichnet. Entlang dieser Profile wurden die Originalablesungen verwendet, die deutlich hochauflösender sind als die aus einem Raster extrahierten VNIIOkeangeologia-Daten. Die Abweichungen zwischen 350 km und 700 km können durch die Interpolation der Daten auf ein äquidistantes Gitter verursacht werden. Die große Differenz im Bereich des Ekström-Schelfeises und des Riiser-Larsen-Schelfeises kann damit nicht erklärt werden. In diesem Bereich wurden die Eisdickendaten nicht zur Berechnung der Bougueranomalie verwendet.

tigkeit und der Höhe der darunterliegenden Wassersäule an jedem Meßpunkt der Landstationen durchgeführt. Die Höhe der Stationen wurde „astronomisch“ bestimmt (Johnson und Smith, 1997), ebenso wie die Eistopographie in Coats Land (Aleshkova *et al.*, 1998).

Im Bereich der aerogravimetrischen Befliegungen in Dronning Maud Land wurde eine vorläufige Version des digitalen Geländemodells GTOPO30 des United States Geological Surveys (1997) als Eistopographie verwendet. Eismächtigkeiten in dieser Region wurden anhand von Eisradarmessungen aus Flugzeugen bestimmt (Popov *et al.*, in Vorbereitung) und lagen als gerasterter Datensatz vor. Eine Zusammenstellung der Eistopographie ist in Abb. A-V gezeigt, die dazugehörige Eismächtigkeit in Abb. A-VI. Vergleichende Messungen in Dronning Maud Land wurden vom Alfred-Wegener-Institut durchgeführt. Abbildung 3.8 zeigt den Vergleich der Eismächtigkeit entlang der Profile 962201-962203 des AWI (Steinhage, pers. Mitteilung). Dabei wurden die wesentlich hochauflösenderen Originalablesungen verwendet, wodurch die Abweichungen im Profil ab ca. 400 km erklärt werden. Die Glättung der VNIIOkeangeologia-Daten wird durch die Interpolation auf das äquidistante Gitter verursacht. Die Diskrepanz im Bereich der Ekström- und Riiser-Larsen-Schelfeise kann damit nicht erklärt werden. Aus diesem Grund wurden die Eisdickendaten im Bereich der Schelfeise nicht zur Berechnung der Bouguerreduktion verwendet.

Die aus der Eisoberkantentopographie der seismischen Sondierungen und der Eismächtigkeit berechnete Eisuntergrundstopographie ist zusammen mit der Bathymetrie in Abb. A-VII dargestellt.

3.5 Wahl der Reduktionsdichte

Die Anwendung der Bouguerreduktion dient dem Zweck, den Einfluß des topographischen Effektes auf die Schweredaten zu minimieren. Dies setzt die Kenntnis des Dichtekontrastes dieser Grenzfläche voraus. Zur Bestimmung der idealen Reduktionsdichte wurde versucht, einen fraktalen Bestimmungsansatz von Chapin (1996) anzuwenden. Fraktale bzw. selbstaffine Phänomene sind skaleninvariante Geometrien, wie sie z.B. bei Wolken und Küstenlinien beobachtet werden. Auch die Geometrie von Topographie und Bathymetrie wird als fraktales Phänomen eingestuft. Gravimetriedaten enthalten einen skaleninvarianten, also fraktalen Anteil, der durch die Topographie bedingt ist und einen skalenabhängigen Anteil, der durch die spezifische geologische Massenverteilung im Untergrund verursacht wird. Dieser Anteil wird durch eine nichtfraktale, in diesem Fall Euklidische Geometrie charakterisiert. Ziel dieses fraktalen Ansatzes ist es, eine Bouguerdichte zu finden, die die „*Fraktalität*“ der Bougueranomalie minimiert.

Fraktale Geometrien erkennt man u.a. am Verlauf des doppellogarithmisch aufgetragenen, radial gemittelten Energiespektrums. Ist die Geometrie fraktal, so besteht das Energiespektrum aus einer einzelnen, geraden Linie über den gesamten Bereich, die Geometrie ist skalenunabhängig. Die Steigung dieser Geraden ist proportional zur fraktalen Dimension D_f , wobei $2 < D_f < 3$. Trägt man nun das Residuum der fraktalen Dimensionen der Bougueranomalie und der Freiluftanomalie gegen die Reduktionsdichte auf, so ist das Minimum dieser Funktion diejenige Reduktionsdichte, die den fraktalen, also topographischen Anteil in den Schweredaten am besten minimiert.

Bei der Anwendung dieses Verfahrens in der vorliegenden Arbeit zeigte sich jedoch ein Effekt, der von Chapin (1996) nicht erkannt wurde und der die Anwendbarkeit dieser Methode in Frage stellt: Bei der Bestimmung der fraktalen Dimension der Topographie bzw. Bathymetrie anhand der doppellogarithmischen Energiespektren zeigt sich eine starke Abhängigkeit der fraktalen Dimension vom Datendehinierungsfaktor. Dieser Effekt wurde bereits von Gilbert (1989) beschrieben. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit gelang es, mit verschiedenen plausiblen Datendehinierungen vor der Interpolation auf äquidistante Gitter unterschiedlichste ideale Bouguerdichten zu bestimmen. Die Signifikanz der Bouguerdichtenbestimmung nach Chapin (1996) muß deshalb angezweifelt werden. Unabhängig davon fanden Thorarinsson und Magnusson (1990) einen U-förmigen Verlauf der fraktalen Dimension der Bougueranomalie, wenn sie gegen die Reduktionsdichte aufgetragen wird, anstelle der von Chapin (1996) beschriebenen stetigen Abnahme der fraktalen Dimension mit steigender Reduktionsdichte. Aus diesen Gründen wurde das Verfahren von Chapin (1996) zur Bestimmung der Reduktionsdichte in dieser Arbeit verworfen.

Weitere Überlegungen zur Wahl der Reduktionsdichte hatten zum Ziel, eine einheitliche Dichte für den gesamten Datensatz zu finden. Diese einheitliche Dichte hat je nach Wahl eine Über- bzw. Unterbewertung der Topographie zur Folge, erleichtert aber dennoch die Interpretation der Bougueranomalien. In Frage kamen eine Reduktionsdichte $\rho_R = 2500 \text{ kg/m}^3$, die den Einfluß der Topographie im Sedimentbecken des Filchner-Ronne-Schelfes richtig reduziert. Die zweite Möglichkeit ist die durchschnittliche Krustendichte die häufig zur Bouguerreduktion verwendet wird. In der vorliegenden Arbeit

wurde für die Reduktionsdichte die mittlere Krustendichte von $\rho_R = 2670 \text{ kg/m}^3$ gewählt. Damit ist die Bouguerkarte vergleichbar mit anderen Arbeiten. Im Bereich des Sedimentbeckens des Ross-Schelfes verwendeten Greischar *et al.* (1992) ebenfalls die mittlere Krustendichte $\rho_R = 2670 \text{ kg/m}^3$ als Bouguerreduktionsdichte. Für die Dichte des Eiskörpers wurde $\rho_E = 910 \text{ kg/m}^3$ verwendet und für die Meerwassersäule $\rho_W = 1030 \text{ kg/m}^3$ (Lambrecht *et al.*, 1995, erschienen 1997; Greischar *et al.*, 1992).

3.6 Aeromagnetik

Aeromagnetische Befliegungen im Bereich des Weddellmeeres wurden zwischen 1976 und 1989 von Sevmorgeologia, St. Petersburg, durchgeführt. Insgesamt wurden dabei 215000 km aeromagnetische Profile vermessen (Abb. A-III). Die endgültige Bearbeitung dieses Datensatzes wurde von Golynsky vorgenommen (Golynsky *et al.*, 1998). Der mittlere Profilabstand lag zwischen 5 und 30 km. Diese Profile wurden mit einer Ilyushin IL-14 abgeflogen, an der an einer fünf Meter langen Heckstange ein Protonenpräzessionsmagnetometer montiert war. Die Tagesvariationen wurden an der Station Druzhnaya bzw. in benachbarten Regionen registriert. Weitere Details zu den einzelnen Bearbeitungsschritten sind in Golynsky *et al.* (1998) beschrieben. Diese Datensätze wurden auf ein 5×5 -km-Raster interpoliert und im Rahmen des deutsch-russischen Kooperationsprojektes in dieser Form zur Verfügung gestellt. Die magnetischen Anomalien wurden jedoch nicht auf den Pol reduziert. Da dieser Datensatz bereits in seiner endgültig bearbeiteten Form vorlag und nicht an andere Datensätze angepaßt werden mußte, waren innerhalb dieser Arbeit keine weiteren Bearbeitungsschritte notwendig. Eine rein qualitative Interpretation dieses Datensatzes wird in Kap. 4 gemeinsam mit den Schweredaten diskutiert.

3.7 Satellitenaltimetrie

Maringeophysikalische Messungen sind im Bereich des Weddellmeeres auf die wenigen Monate des Südsommers beschränkt, in denen die Meereisbedeckung ihr Minimum erreicht. Trotzdem sind große Bereiche des westlichen kontinentalen Schelfs und nördlich davon auch mit eisgängigen Schiffen nicht ohne weiteres befahrbar. Auch aerogravimetrische Messungen sind durch die begrenzte Reichweite der Flugzeuge in dieser Region stark eingeschränkt. Aus diesen Gründen stellt die Satellitenaltimetrie ein unverzichtbares Hilfsmittel zur großräumigen Kartierung der marinen Schwereanomalien dar. Die teilweise permanente Meereisbedeckung im Weddellmeer erfordert ein grundsätzlich anderes Verfahren zur Auswertung der Altimetermessungen. Ein neuer Berechnungsansatz dazu wurde von Schöne (1997) vorgestellt und auf Altimetermessungen der ERS-1- und GEOSAT-Satelliten im südlichen Weddellmeer angewandt. Die daraus abgeleiteten Schwereanomalien weisen zwar entlang eines vergleichenden Profils eine mittlere, quadratische Abweichung von bis zu 22 mGal von der marinen Gravimetrie auf (Schöne, 1997), sind jedoch trotzdem ein unverzichtbares Hilfsmittel für eine qualitative Interpre-

tation. Dieser von Schöne (1997) zur Verfügung gestellte Datensatz lag ebenfalls in seiner endgültig bearbeiteten Fassung vor. Eine qualitative Diskussion der großräumigen Strukturen dieser Schwereanomalien findet sich in Kap. 4.

3.8 Interpolation auf äquidistante Gitter

Die zweidimensionale Interpolation der heterogen verteilten Meßdaten auf ein äquidistantes Gitter bzw. Raster ist die Grundlage zur bildhaften Darstellung der Potentialfeldanomalien. In dieser Arbeit wurde dazu eine erweiterte Variante der Methode der kleinsten Krümmung („*minimum curvature*“) verwendet. Dabei wird das Quadrat der Krümmung der durch die Meßpunkte gelegten Fläche über die gesamte Oberfläche integriert und minimiert. Dieses Verfahren führt jedoch zu Überschwingern in Bereichen mit geringer Meßpunktdichte. Aus diesem Grund erweiterten Smith und Wessel (1990) das Verfahren. Sie führten einen Dämpfungsfaktor ein, der die unerwünschten Oszillationen unterdrückt. Die daraus resultierenden Gleichungen ähneln in ihrer mathematischen Struktur der Grundgleichung einer elastischen Platte mit einer Vorspannung. Daraus entwickelte sich die bildhafte Vorstellung einer dünnen, elastischen Platte, die auf die Datenpunkte gelegt wird, die gemäß ihrer Größe $z(x,y)$ aus einer Ebene herausragen. Besitzt diese elastische Platte eine Vorspannung, so werden Überschwinger in datenlosen Bereichen unterdrückt. Die eingeführte Dämpfung wird deshalb als Spannungsfaktor T bezeichnet. Die Grundgleichung dieser Interpolation nach der Methode der kleinsten Krümmung lautet nach Einführung des Spannungsfaktors (Smith und Wessel, 1990):

$$(1 - T)\nabla^2 z(x,y) + T\nabla z(x,y) = 0 \quad (3.12)$$

Dabei stellt $\nabla z(x,y) = \left(\frac{\partial z}{\partial x}, \frac{\partial z}{\partial y}\right)$ den Gradienten-Operator dar. Smith und Wessel (1990) schlagen zur Interpolation von Potentialfelddaten einen Spannungsfaktor von $T = 0.25$ vor und für topographische Daten $T = 0.35$. Die von russischer Seite zur Verfügung gestellten Raster wurden mit dem ursprünglichen Verfahren der kleinsten Krümmung interpoliert, das einem Spannungsfaktor $T = 0$ entspricht. Die Berechnung der zweiten Ableitung aus einem mit diesem Verfahren interpolierten Gitter, die zur Interpretationen von Potentialfelddaten häufig verwendet wird, ist wegen Gl. 3.12 nicht mehr möglich, da die zweite Ableitung als Interpolationsbedingung gleich Null gesetzt wird.

Um das Verfahren der kleinsten Krümmung mit Spannungsfaktor auf Profildaten anzuwenden, müssen die Eingangsdaten vorbehandelt werden. Dazu wird das zu interpolierende Gebiet in die gewünschten Rasterzellen der Größe 5×5 km unterteilt. Für jede Rasterzelle wird anhand der L2-Norm ein Mittelwert aus allen innerhalb der Rasterzelle liegenden Datenpunkten berechnet, dessen Lokation der Verteilung der Meßpunkte innerhalb dieser Zelle entspricht. Zur Berechnung dieser Rasterzellenmittelwerte bei den sich teilweise überlappenden Schweredatensätzen wurde eine Gewichtung von 100:1:1 zwischen mariner Gravimetrie, Aerogravimetrie und Landgravimetrie eingeführt. Das Ziel dieser Gewichtung war es, die aerogravimetrischen Daten im Bereich der Überlappung mit den marinen Daten, ebenso wie die Landmessungen, stark zu unterdrücken. Außerhalb der Überlappungsbereiche werden die verschiedenen Datensätze jedoch nicht beeinflusst.

Dieses Verfahren weist jeder Rasterzelle einen Datenwert zu. Zur Darstellung der Ergebnisse in Form von Karten wurden Bereiche, die keine Daten enthalten, mit einer Maske ausgeblendet. Diese Maske wurde mit einer Breite von 20 km um jeden Datenpunkt gewählt. Die anhand dieses Verfahrens erstellten Karten werden im nachfolgenden Kap. 4 vorgestellt und diskutiert.

Kapitel 4

Interpretation der Potentialfeldkarten

Potentialfeldkarten stellen ein grundlegendes Hilfsmittel bei Fragestellungen zur Geodynamik und globalen Tektonik dar. Aufgrund der flächenhaften Informationsverteilung werden Potentialfeldkarten zum interpretativen Abbilden von geologischen Großeinheiten verwendet. Im folgenden werden die Potentialfeldkarten der im vorherigen Kapitel vorgestellten Datensätze in Bezug auf Fragen zur globalen Tektonik und Geodynamik qualitativ diskutiert.

4.1 Freiluftanomalie

Das Ergebnis der Interpolation der Freiluftschweredaten auf ein äquidistantes Gitter ist in Abb. 4.1 gezeigt. Zur Darstellung dieser Daten wurde ein Verfahren aus der digitalen Bildverarbeitung angewandt, das auch kleinste Anomaliestrukturen sichtbar macht. Bei dieser Darstellungsmethode wird die Häufigkeitsverteilung der Datenwerte mit einer vorgegebenen Intervallbreite anhand einer Histogrammverteilung bestimmt. Die Farbtabelle wird dann entsprechend dieser Histogrammverteilung so modifiziert, daß die Farben auf der Karte gleichverteilt erscheinen. Dies hat zur Folge, daß beispielsweise kleinräumige, schwache Strukturen in einem plateauartigen Gebiet sichtbar werden. Dieser Effekt wird noch durch eine simulierte Beleuchtung des Reliefs verstärkt. Dazu wird der Gradient der Potentialfeldanomalie in einer vorgegebenen Richtung berechnet. Dieser als Intensität bezeichnete Datensatz wird dann zwischen -1 und 1 normiert. Die Farben der Farbtabelle werden für positive Gradienten mit weiß ausgewaschen, bzw. für negative Gradienten mit schwarz nachgedunkelt. Der sich dadurch ergebende Effekt entspricht einer Beleuchtung bzw. Schattenbildung und macht auch kleinste Strukturen sichtbar. Ein Beispiel hierfür ist der Anschluß der seegravimetrischen Daten an die Landmessungen entlang der Eiskante des Ronne-Schelfeises (Abb. 4.1). Knapp nördlich der eingezeichneten Schelfeiskante, zwischen der Antarktischen Halbinsel und Berkner Island, ist der Übergang zu erkennen, der nach Abb. 3.6 kleiner als 2.5 mGal ist. Die Lage der Schelfeiskanten unterliegt zeitlichen Schwankungen. In dieser und allen anderen Karten wurde ein Verlauf der Eisfronten gewählt, der über einen großen Zeitraum der Datenerfassung gültig war.

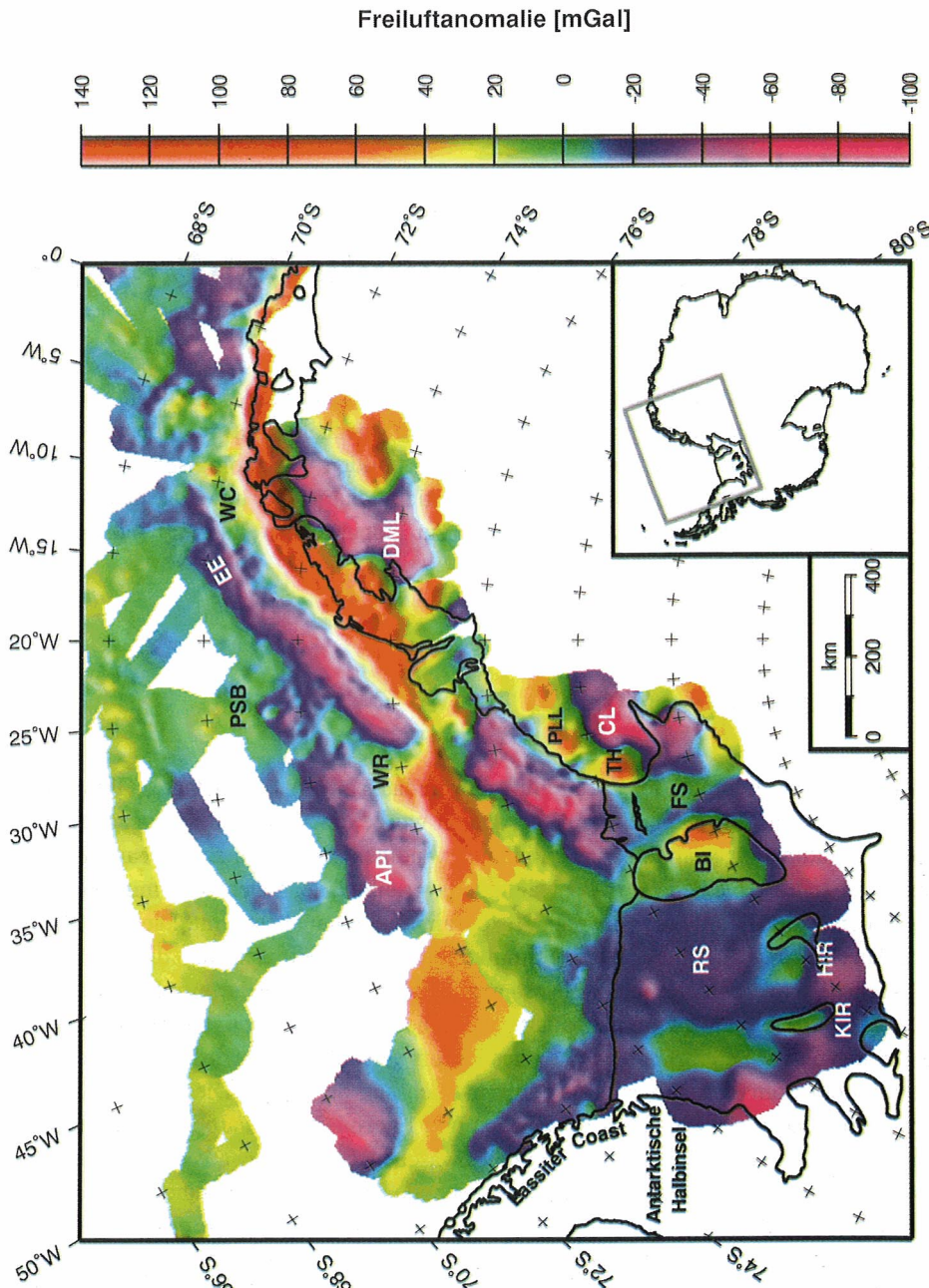


Abb. 4.1 - Karte der Freiluftanomalie. Die Farbtabelle wurde entsprechend einer Histogrammverteilung gedehnt und zeigt die Anomalien der Freiluftschwere mit einer simulierten Beleuchtung von Nordwesten. Abkürzungen: API, Andenes Plateau; BI, Berkner Island; CL, Coats Land; DML, Dronning Maud Land; EE, Explora Escarpment; FS, Filchner-Schelf; HIR, Henry Ice Rise; KIR, Korff Ice Rise; PLL, Prinzregent-Luitpold-Land; PSB, Polarstern Bank; RS, Ronne-Schelf; TH, Touchdown Hills; WC, Wegener Canyon; WR, Weddell Rift. Die Entfernungsskala ist bei 82°S gültig.

Die Freiluftschwere im Bereich des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete wird von einer positiven Anomalie dominiert, die entlang der Küste von Dronning Maud Land bis weiter zur Antarktischen Halbinsel verläuft. Diese Struktur wurde von Jokat *et al.* (1996) und Meyer (1995) für den aus marinen Daten nachgewiesenen Verlauf bis 45°W bereits beschrieben. Nach Bell *et al.* (1990) markiert die positive Spitze dieser dipolaren Anomalie den Verlauf des kontinentalen Schelfabbruchs, das Minimum hingegen ist im Bereich des kontinentalen Fußes lokalisiert. Alle weiteren Anomalien der Freiluftschwere im marinen Bereich wurden bereits von Jokat *et al.* (1996) oder Meyer (1995) beschrieben und werden hier nur der Vollständigkeit halber kurz angerissen: Der Verlauf des Explora Escarpments zwischen 10°W und 18.5°W ist durch eine Stufe in der Freiluftschwere abgebildet. Im positiven Teil dieser Stufe sind senkrecht zu ihrem Verlauf zwei südöstlich streichende, negative Einschnitte bei 14.5°W und 16°W erkennbar, die dem Wegener Canyon und einer westlich davon gelegenen Rinne zugeordnet werden können. Bei 25°W und 71°30'S ist eine konzentrische, positive Anomalie erkennbar, die durch den nördlichen „seamount“ der Polarstern Bank verursacht wird. Südwestlich daran schließt sich ein Rücken an, der den Verlauf des Weddell Rifts kennzeichnet. Weiter westlich markiert ein Minimum in der Freiluftschwere den Bereich des Andenes Plateaus.

Die Freiluftschwere der von land- und aerogravimetrischen Messungen überdeckten Bereiche wird hier erstmals beschrieben: Die Region des Filchner-Ronne-Schelfs zeigt nur geringe Änderungen in der Freiluftschwere, abgesehen von einer Serie positiver Anomalien. Diese positiven Anomalien können fast ausnahmslos mit Aufwölbungen im Schelfeis korreliert werden. Beginnend von Westen sind dies: Korff Ice Rise und Henry Ice Rise sowie die dazwischen gelegenen Doake Ice Rumples. Eine große positive Anomalie ist identisch mit der Ausdehnung von Berkner Island. Der von 55°W, 76°S bis nach 65°W, 78°S verlaufende positive Rücken in der Freiluftanomalie kann ebensowenig wie die östlich von Berkner Island gelegene positive Anomalie mit Aufwölbungen des Schelfeises bzw. einem Kontakt des Eises zum Untergrund korreliert werden.

Nördlich der Eiskante des Ronne-Schelfeises ist ein buchtförmiges Minimum in der Freiluftschwere mit einem Zentrum bei 50°W, 76°S zu erkennen. Dieses Schwereminimum korreliert mit einem Minimum in der topographischen Karte des Meeresbodens dieser Region (Institut für Angewandte Geodäsie, 1994). Eine mögliche Ursache für diese Struktur kann in der glazialen Erosion durch vorstoßende und zurückweichende Eismassen bzw. Schelfeise gesehen werden. Dies gilt ebenfalls für das parallel zur Lassiter Coast verlaufende Schwereminimum, welches vermutlich mit einer durch glaziale Erosion entstandenen bathymetrischen Übertiefung zusammenhängt.

Auch im Bereich von Coats Land wird die Freiluftschwere entscheidend von der Eisuntergrundtopographie geprägt. Die Struktur in der Freiluftanomalie besitzt große Ähnlichkeit mit der Eisuntergrundtopographie in Bereich der Touchdown Hills (Abb. A-VII). Entlang der Küste von Prinzregent-Luitpold-Land befinden sich zwei buchtförmige Einschnitte in der positiven Anomalie bei 34°50'W, 77°45'S und 32°30'W, 77°10'S, die dem Ausfluß des Schweitzer Gletschers bei der argentinischen Station Belgrano II bzw. einem namenlosen Gletscher zugeordnet werden können. Die Karte der Eisuntergrundtopographie zeigt eine Übertiefung im Bereich des Schweitzer Gletschers, deren Entstehung durch glaziale Erosion verursacht wurde (Abb. A-VII).

Die Strukturen in der Freiluftanomalie über Dronning Maud Land werden ebenso wie diejenigen in Coats Land im wesentlichen durch den Verlauf der Eisuntergrundstopographie dominiert: Das in der Schwere von $7^{\circ}30'W$, $72^{\circ}S$ bis $12^{\circ}30'W$, $74^{\circ}30'S$ verlaufende Minimum korreliert mit einem Becken in der Eisuntergrundstopographie (Abb. A-VII). Das östlich davon gelegene Schweremaximum kann einer Aufwölbung in der Eisuntergrundstopographie zugeordnet werden. Diese beiden Strukturen stellen die einzigen charakteristischen Freiluftanomalien im Bereich von Dronning Maud Land dar. Kleinere Strukturen können in diesem Bereich wegen der nachträglichen, großabständigen Digitalisierung der Daten nicht aufgelöst werden (siehe Abb. A-II).

Die starke Korrelation der Freiluftanomalie mit Strukturen der Eisuntergrundstopographie erschwert die Interpretation dieser Schweredaten in Bezug auf geologische Strukturen im Untergrund. Die Korrektur des Einflusses der Eisuntergrundstopographie auf die Schweredaten ist in eisbedeckten Regionen deshalb unumgänglich. Die daraus resultierende Bouguerschwerekarte wird im folgenden beschrieben.

4.2 Bougueranomale

Das Muster der Bougueranomalien ist im Vergleich zur Freiluftschwere deutlich einfacher strukturiert (Abb. 4.2). Die positiven Anomalien auf dem Filchner- und Ronne-Schelfeis, die mit den Eisaufwölbungen in Verbindung gebracht werden konnten, sind in der Bougueranomale nicht mehr existent. Im Gegensatz dazu wurden die Rücken in der Freiluftanomalie am westlichen Rand des Ronne-Schelfs und östlich von Berkner Island durch die Korrektur der Eisuntergrundstopographie verstärkt. In der Bougueranomale ist der von $55^{\circ}W$, $76^{\circ}S$ bis nach $65^{\circ}W$, $78^{\circ}S$ verlaufende Rücken, der bereits in der Freiluftanomalie erkennbar war, stärker ausgeprägt (Abb. 4.2). Diese Anomalie besitzt mit 80 mGal bei $65^{\circ}W$, $78^{\circ}S$ ihr Maximum. Der östlich von Berkner Island gelegene Rücken ist mit 100 mGal noch weit stärker ausgeprägt (Abb. 4.2). Diese beiden Strukturen besitzen keine Fortsetzung nach Norden, sondern laufen aus. Eine detaillierte Diskussion dieser Strukturen erfolgt in Verbindung mit Schweremodellierungen in Kap. 6. Das Vorhandensein dieser beiden markanten, rückenartigen Anomalien ist ebenso wie das Nichtvorhandensein einer Bougueranomale unterhalb von Berkner Island das wesentliche Ergebnis dieser Kartierung. Die Abwesenheit einer Schwereanomale im Bereich von Berkner Island nach der Korrektur der Eisuntergrundstopographie wirft neue Fragen zum Ursprung dieser Insel auf. Die in der Eisuntergrundstopographie (Abb. A-VII) erkennbare Aufwölbung von bis zu 750m unterhalb von Berkner Island, verglichen mit der Tiefe des Eisuntergrundes in der Umgebung, kann durch Erosion von Eisströmen bzw. Schelfeisen verursacht worden sein und muß nicht notwendigerweise durch eine Änderung in der geologischen Struktur bedingt sein. Andererseits könnte das östliche und westliche Umfließen von Berkner Island durch einen erhöhten Erosionswiderstand bedingt sein, der durch einen Wechsel in der geologischen Struktur verursacht wird. Daß beide Effekte eine Rolle spielen, ist ebenfalls nicht auszuschließen. Die Bouguerschwere konnte keinen Beitrag zur Beantwortung dieser Frage liefern, da strukturelle Unterschiede in der Geologie nicht notwendigerweise einem Dichteunterschied entsprechen.

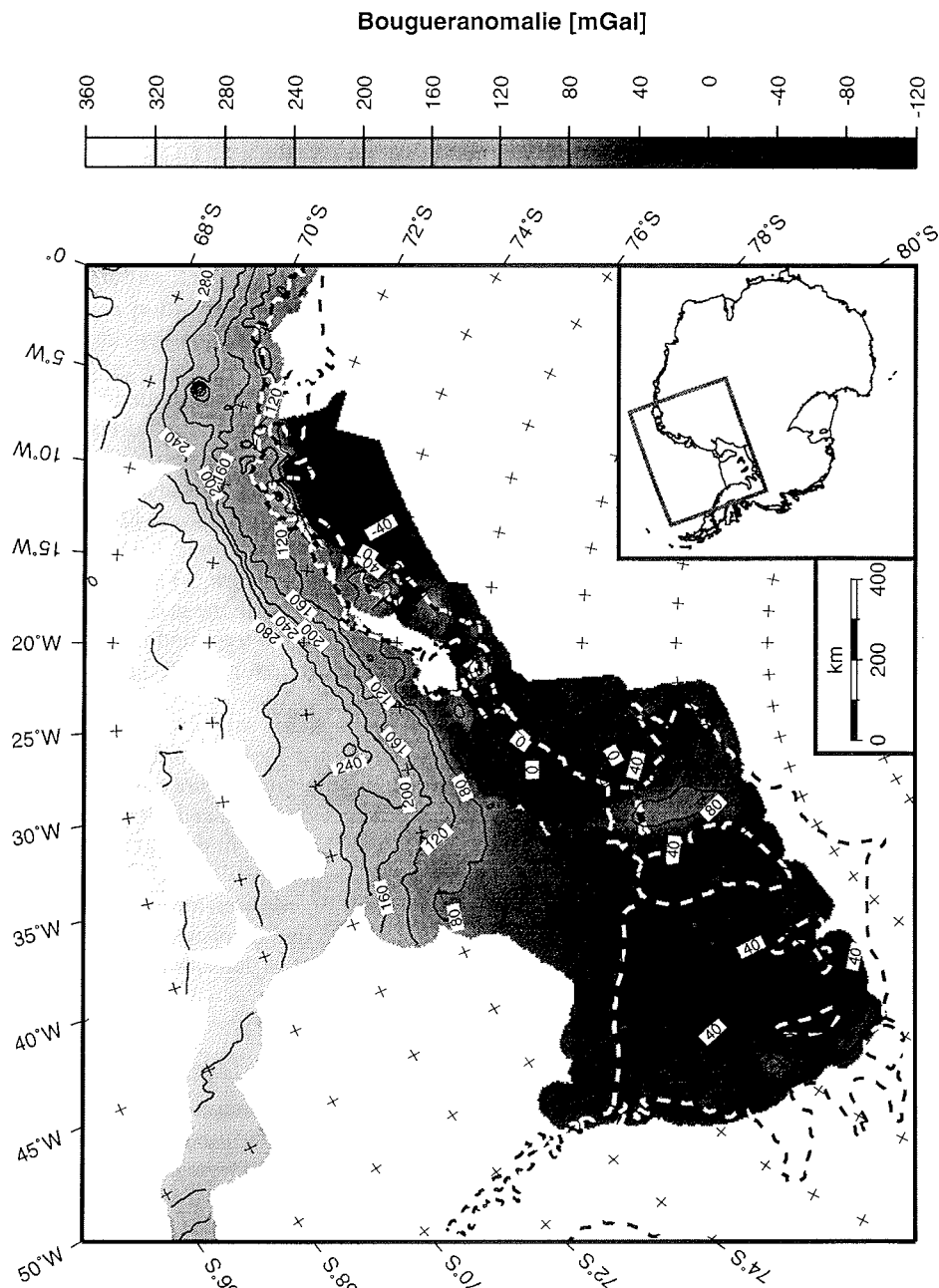


Abb. 4.2 - Karte der Bougueranomalie. Zur Berechnung der sog. einfachen Bouguerreduktion wurden die folgenden Dichten verwendet: $\rho_E = 910 \text{ kg/m}^3$, $\rho_W = 1030 \text{ kg/m}^3$ und $\rho_R = 2670 \text{ kg/m}^3$ für die Eis-, Wasser- und Grundgebirgsdichte. Die schwarz-weiß gestrichelte Linie kennzeichnet den Verlauf der Küstenlinie und der Schelfeise. Der Abstand der Konturlinien beträgt 40 mGal. Die Graustufenskala wurde entsprechend einer Histogrammverteilung der Daten gedehnt. Eine simulierte Beleuchtung wie in Abb. 4.1 wurde nicht angewandt.

Der Übergang vom Sedimentbecken des Filchner-Ronne-Schelfs zum Ostantarktischen Kraton bei Coats Land zeichnet sich durch einen Wechsel in der Bouguerschwere zu einem ausgeprägten Minimum unterhalb von Coats Land aus (Abb. 4.2). Dieses Minimum in der Bouguerschwere wird vermutlich durch eine Zunahme in der Krustendicke im Bereich des Ostantarktischen Kratons verursacht. Die Ausdehnung dieses Minimums erstreckt sich bis ca. 200 km vor die Küste von Coats Land (Abb. 4.2). Diese äußerst ungewöhnliche Struktur auf dem kontinentalen Schelf vor der Küste ist u. a. Gegenstand der Schweremodellierungen in Kap. 6. Das dem Ostantarktischen Kraton zugeordnete Minimum der Bougueranomalie in Coats Land erstreckt sich entlang der Küste nach Osten hin weiter bis nach Dronning Maud Land. In diesem Bereich ist das Minimum mit stellenweise bis zu -120 mGal deutlich ausgeprägter als in Coats Land. Nach Storey *et al.* (1994) wird der Ostantarktische Kraton in diesem Bereich von der Grunehogna-Provinz geformt, im Gegensatz zur Maudheim-Provinz in Coats Land. Dieser Wechsel der geologischen Großstruktur kann die deutlich stärkere Ausprägung der negativen Bougueranomalie in Dronning Maud Land erklären. Kudryavtzev *et al.* (1991) modellierten refraktionsseismische Laufzeiten mit einer Krustenmächtigkeit von bis zu 40 km in diesem Gebiet. Außerhalb des Gebiets, das mit Gravimetriedaten überdeckt ist, fanden Eckstaller *et al.* (1991) nordwestlich der Heimefrontfjella ebenfalls eine Krustenmächtigkeit von 42 km. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit aus gravimetrischen Daten bestimmte Tiefe der Mohorovicic-Diskontinuität beträgt in Coats Land 31 ± 5 km (Kap. 5) bzw. 33 km (Kap. 6) und ist deutlich geringer als in Dronning Maud Land. Die unterschiedliche geologische Struktur der Grunehogna- bzw. Maudheim-Provinz äußert sich in unterschiedlichen Krustenmächtigkeiten und ist Ursache für den Unterschied in der Struktur der Bougueranomalie.

Im marinen Bereich zeigt sich eine interessante geologische Struktur im Bereich des von Hinz und Kristoffersen (1987) postulierten Weddell Rifts. Sie zeichnet sich bereits als Rücken in der Freiluftsichere ab (Abb. 4.1). Nach Anwendung der Bouguerreduktion läßt sie sich weiter nach Süden verfolgen (Oszkó, 1997). Dieser in der Bouguerschwere erkennbare Rücken schneidet den kontinentalen Schelf bei etwa 30°W , 74°S und setzt sich mehr als 200 km weiter nach Süden fort. Zusammen mit Ergebnissen aus weiterführenden Auswertemethoden wird diese Struktur in den Kapiteln 5 und 6 diskutiert. Nach Norden hin steigt die Bouguerschwere immer weiter an und markiert so den Übergang in die Tiefsee-Ebene des Weddellmeeres.

Die angesprochenen Strukturen in der Bougueranomalie sind ohne Ausnahme sehr großräumig. Diese im Vergleich zur Freiluftsichere großflächige Strukturierung der Bouguerschwere ist kein Artefakt, der durch die nichtfarbige Darstellungsweise ohne eine simulierte Beleuchtung bedingt wäre. Anomalien der Bouguerschwere werden im Gegensatz zur Freiluftsichere maßgeblich durch die Topographie der Kruste-Mantel-Grenze dominiert, die sich durch eher weiträumige Undulationen auszeichnet. Um etwaige oberflächennahe Quellanteile aus der Bouguerschwere zu entfernen, wird die Bouguer-anomalie auf die Höhe von 40 km fortgesetzt (Abb. 4.3).

Die in 40 km Höhe fortgesetzte Bouguerschwere zeigt ausschließlich langperiodische Anteile, was durch die Tiefpaßcharakteristik des Feldfortsetzungsoperators bedingt ist (siehe Kap. 3.3.1). Die angesprochenen Strukturen sind jedoch auch hier in abgeschwäch-

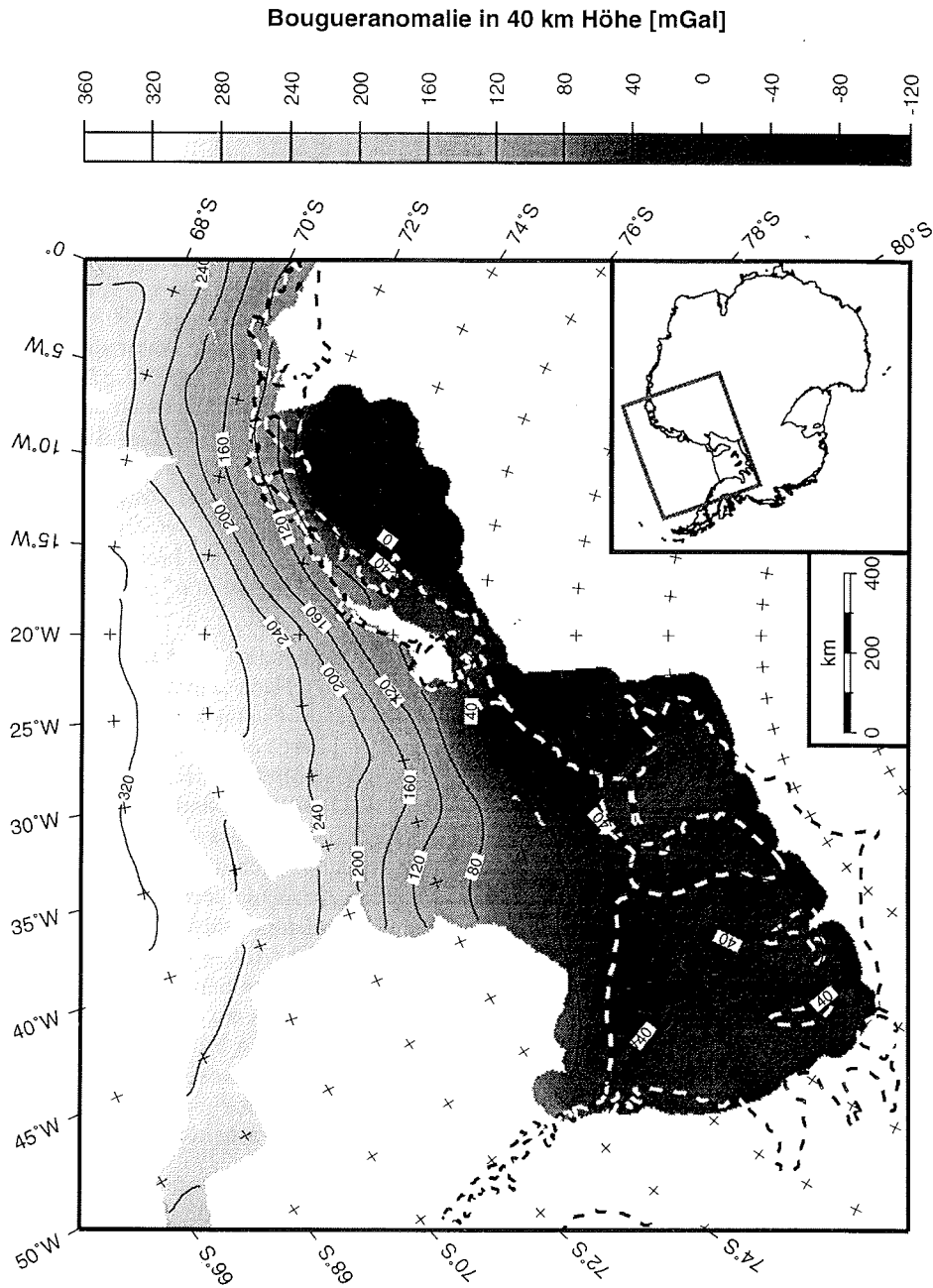


Abb. 4.3 - Karte der Bouguer-anomalie nach der Feldfortsetzung auf 40 km Höhe. Die schwarz-weiß gestrichelte Linie stellt die Küstenlinie und den Verlauf der Schelfeise dar. Der Abstand der Konturlinien beträgt 40 mGal. Es wurde die gleiche Graustufenskala wie in Abb. 4.2 verwendet. Der Verlauf der Bouguer-schwere in 40 km Höhe spiegelt im wesentlichen die Topographie der Mohorovicic-Diskontinuität wider.

ter Form noch vorhanden (Abb. 4.3). Dies deutet darauf hin, daß die Quellen für diese Anomalien sehr tief lokalisiert sind und ihren Ursprung wahrscheinlich an der Kruste-Mantel-Grenze haben. Dies wird auch durch die Schweremodelle in Kap. 6 bestätigt.

4.3 Aeromagnetik

Im Gegensatz zu den Schwerekarten wurden große Teile der magnetischen Anomaliekarte bereits publiziert und in ihren Grundstrukturen interpretiert (Johnson *et al.*, 1992; Hunter *et al.*, 1996). Die in der vorliegenden Arbeit von Golynsky *et al.* (1998) bearbeiteten Daten umfassen hingegen ein größeres Gebiet (Abb. 4.4). Die Anomalien dieser Karte gliedern sich entsprechend den geologischen Provinzen in verschiedene Einheiten: Ein kurzwelliges (30-50 km) Muster magnetischer Anomalien befindet sich über Dronning Maud Land im Bereich des Ostantarktischen Kratons (Abb. 4.4). Der Bereich um Coats Land weist noch kleinere (20-30 km) Strukturen auf (Hunter *et al.*, 1996). Der Übergang dieses Musters in Coats Land bei ca. 79°S zu langwelligen Strukturen wurde von Storey *et al.* (1994) als Grenze der grenvillischen Orogenese in der Antarktis interpretiert. Im Süden schließt sich die Ost-West verlaufende ca. 100 km breite und 300 km lange positive Anomalie entlang der Shackleton Range an (Hunter *et al.*, 1996).

Parallel zum westlichen Rand dieser Anomalien des Ostantarktischen Kratons verläuft seeseitig die küstenparallele Explora-Anomalie (Abb. 4.4). Nach einer Interpretation von Hunter *et al.* (1996) setzt sich diese Anomalie bis auf das Filchner-Ronne-Schelf nach Berkner Island fort. Weiterhin vermuten Hunter *et al.* (1996) einen Zusammenhang mit der positiven Anomalie des Dufek Massifs. Daraus schließen sie auf ein Alter der Explora-Anomalie von 182 Ma. Die von Hunter *et al.* (1996) diskutierte Ausdehnung der Explora-Anomalie bis nach Berkner Island ist Gegenstand genauerer Untersuchung im Rahmen der vorliegenden Arbeit. Von Interesse ist dabei auch die Tatsache, daß über Berkner Island zwar eine starke, positive magnetische Anomalie beobachtet wird, in der Schwerekarte nach Berücksichtigung der Eisuntergrundstopographie in der Bouguer-anomalie hingegen keine signifikante Struktur erkennbar ist (Abb. 4.2 und 4.4). Im nördlichen Teil wird die Explora-Anomalie durch die vulkanischen Sequenzen des Explora Wedges verursacht (Hunter *et al.*, 1996). In diesem Teil verläuft ein negativer (< -300 nT) Streifen parallel zur positiven Explora-Anomalie, der mit dem Weddell Rift korreliert werden kann (Hunter *et al.*, 1996). Ob eine Verbindung der nordwestlich dieses Streifens gelegenen positiven Anomalien des Andenes Plateaus mit der magnetischen Orion-Anomalie besteht, kann aufgrund einer Datenlücke zwischen beiden Strukturen nicht gesagt werden.

Im Westen des Untersuchungsgebiets zeigt sich ein kurzwelliges (< 50 km) Muster mit großen (bis 400 nT) Amplituden im Bereich der Antarktischen Halbinsel, das von plutonischen Komplexen in Verbindung mit dem Bogenmagmatismus herrührt (Hunter *et al.*, 1996). Südlich daran schließt sich die positive Anomalie der Haag Nunataks an (Abb. 4.4). Das zwischen der Ostantarktis und der Antarktischen Halbinsel gelegene Filchner-Ronne-Schelf zeigt abgesehen von Berkner Island nur sehr geringe, langwellige magnetische Anomalien mit nordsüdlichem Streichen.

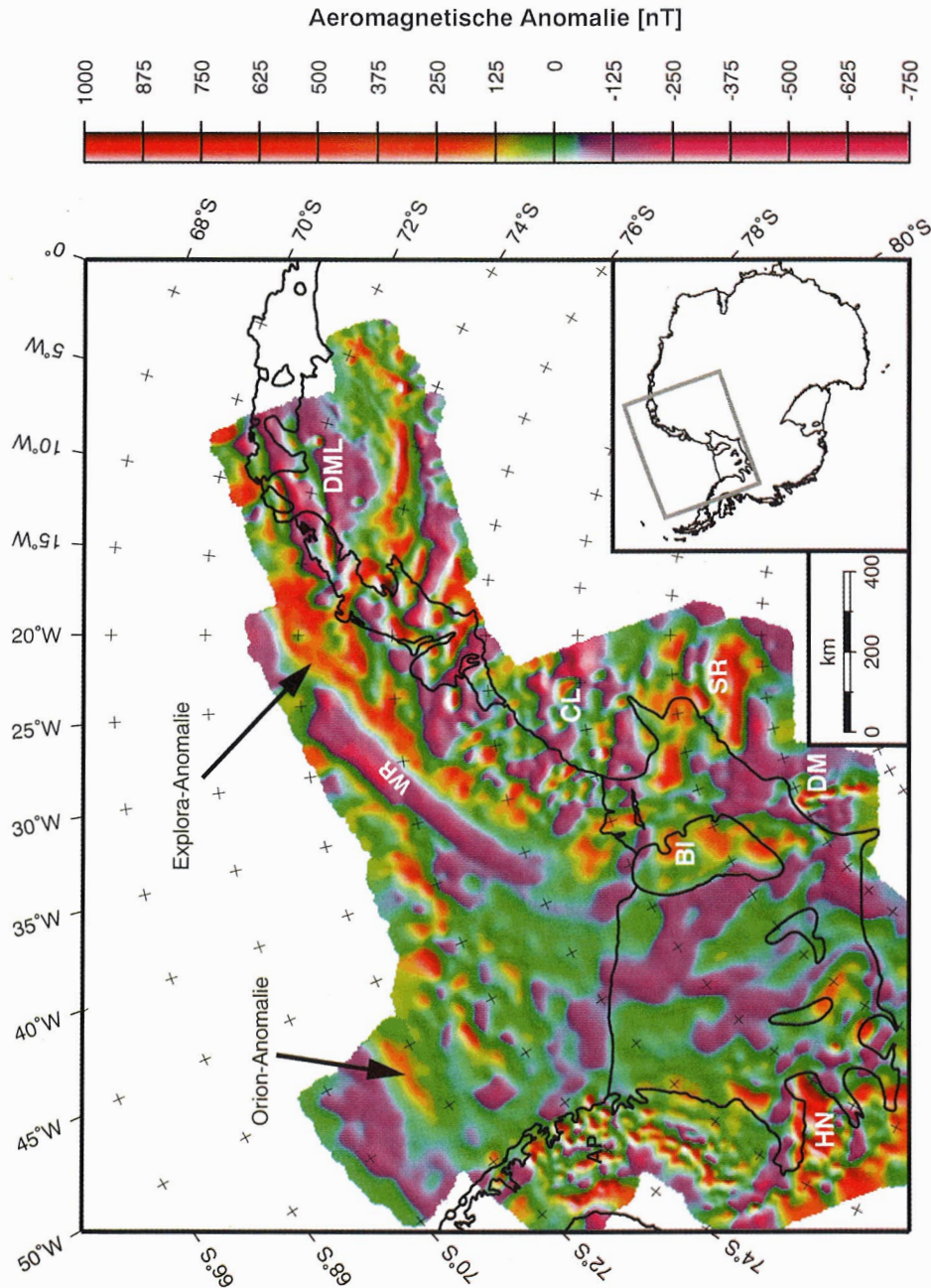


Abb. 4.4 - Karte der aeromagnetischen Anomalien nach Golynsky *et al.* (1998). Die entsprechend einer Histogrammverteilung gedehnte Farbskala zeigt die aeromagnetische Anomalie in Nanotesla. Eine simulierte Beleuchtung von Nordwesten betont auch schwache Strukturen im Relief der aeromagnetischen Anomalien. Abkürzungen: AP, Antarktische Halbinsel; BI, Berkner Island; CL, Coats Land; DM, Dufek Massiv; DML, Dronning Maud Land; HN, Haag Nunataks; SR, Shackleton Range; WR, Weddell Rift.

4.4 Satellitenaltimetrie

Ein flächendeckendes Abbild der maringravimetrischen Schwere, abgeleitet aus Altimetermessungen der ERS-1 und GEOSAT-Satelliten, ist in Abb. 4.5 dargestellt (Schöne, 1997). Die auffälligste Struktur ist das im nördlichen Teil erkennbare sog. Fischgrät-Muster, das bereits von Haxby (1988) beschrieben wurde. Dieses Muster gravimetrischer Anomalien repräsentiert die mesozoischen Bewegungsrichtungen während der Öffnung des Weddellmeeres und wird im Süden von der sog. T-Anomalie abgeschnitten (z.B. Livermore und Hunter, 1996). Südöstlich der T-Anomalie ist die Steilstufe des Explora Escarpments zu erkennen.

Betrachtet man den weiteren Verlauf der Schwereanomalien, so fällt auf, daß südlich von 72°S und westlich von 50°W die Anomalien deutlich tieffrequenter werden. Die Ursache hierfür ist die ausschließliche Verwendung von ERS-1-Altimetermessungen in diesen Bereichen. Die ERS-1-Umläufe weisen einen größeren Bahnabstand auf als die GEOSAT-Umläufe (Schöne, 1997). Die flächenhafte Abbildung der marinen Schwereanomalie durch Schöne (1997) bzw. McAdoo und Laxon (1996, 1997) läßt neue Strukturen erkennen. McAdoo und Laxon (1996) zeigten, daß eine rückenartige Verlängerung der magnetischen Orion-Anomalie nach Osten parallel zu 71°30'S nicht durch den Anschluß der ERS-1-Daten in diesem Bereich verursacht wird, sondern eine reale Struktur darstellt. Dieses Ergebnis wurde von Schöne (1997) bestätigt. Betrachtet man nun den weiteren Verlauf der Kette der positiven magnetischen Orion-Anomalien, so zeigt sich, daß die gravimetrische Anomalie ab ca. 45°W von der magnetischen Anomalie abweicht (Abb. 4.6). Der Verlauf der magnetischen Orion-Anomalie wurde aus LaBrecque und Ghidella (1997) sowie einer unpublizierten Karte (LaBrecque und Ghidella, pers. Mitteilung) entnommen.

Der Verlauf des Schelfabbruchs wurde im Bereich zwischen der Antarktischen Halbinsel und dem Andenes Plateau erstmals durch die Zusammenstellung der Satellitenaltimetrie vollständig abgebildet. Dieser Schelfabbruch repräsentiert wahrscheinlich auch den ungefähren Verlauf der Kontinent-Ozean-Grenze in dieser Region (Jokat *et al.*, 1996). In bisherigen Interpretationen wurde angenommen, daß die Kette der magnetischen Orion-Anomalie den Verlauf der Kontinent-Ozean-Grenze repräsentiert (Bell *et al.*, 1990; Ghidella *et al.*, 1991; Hunter *et al.*, 1996). Abbildung 4.6 zeigt jedoch, daß die Orion-Anomalie (weiße, durchgezogene Linie) bei ca. 45°W deutlich vom Verlauf des Schelfabbruchs (schwarze, gestrichelte Linie) abweicht bzw. ihn bei 55°W schneidet. Aus diesem Grund muß die bisherige Interpretation der Orion-Anomalie verworfen werden. Diese Kette positiver magnetischer Anomalien kann zwar mit der Kontinent-Ozean-Grenze in Verbindung gebracht werden, repräsentiert jedoch keinesfalls deren Verlauf. Als mögliche Quelle für die Orion-Anomalie kommen mesozoische, vulkanische Ereignisse in Zusammenhang mit dem Gondwana-Zerfall in Betracht. Die Tatsache, daß die Orion-Anomalie nördlich des Schelfabbruchs liegt, macht eine frühere Entstehung als zum Zeitpunkt der Öffnung des Weddellmeeres unwahrscheinlich.

Ein weiteres auffälliges Merkmal in Abb. 4.6 ist der ungewöhnliche Verlauf des Schelfabbruchs. Dieser schwarz gestrichelte Verlauf bildet drei 90°-Winkel, denen im Norden jeweils ein ausgeprägtes Schwereminimum (1-3) vorgelagert ist. Bell *et al.* (1990)

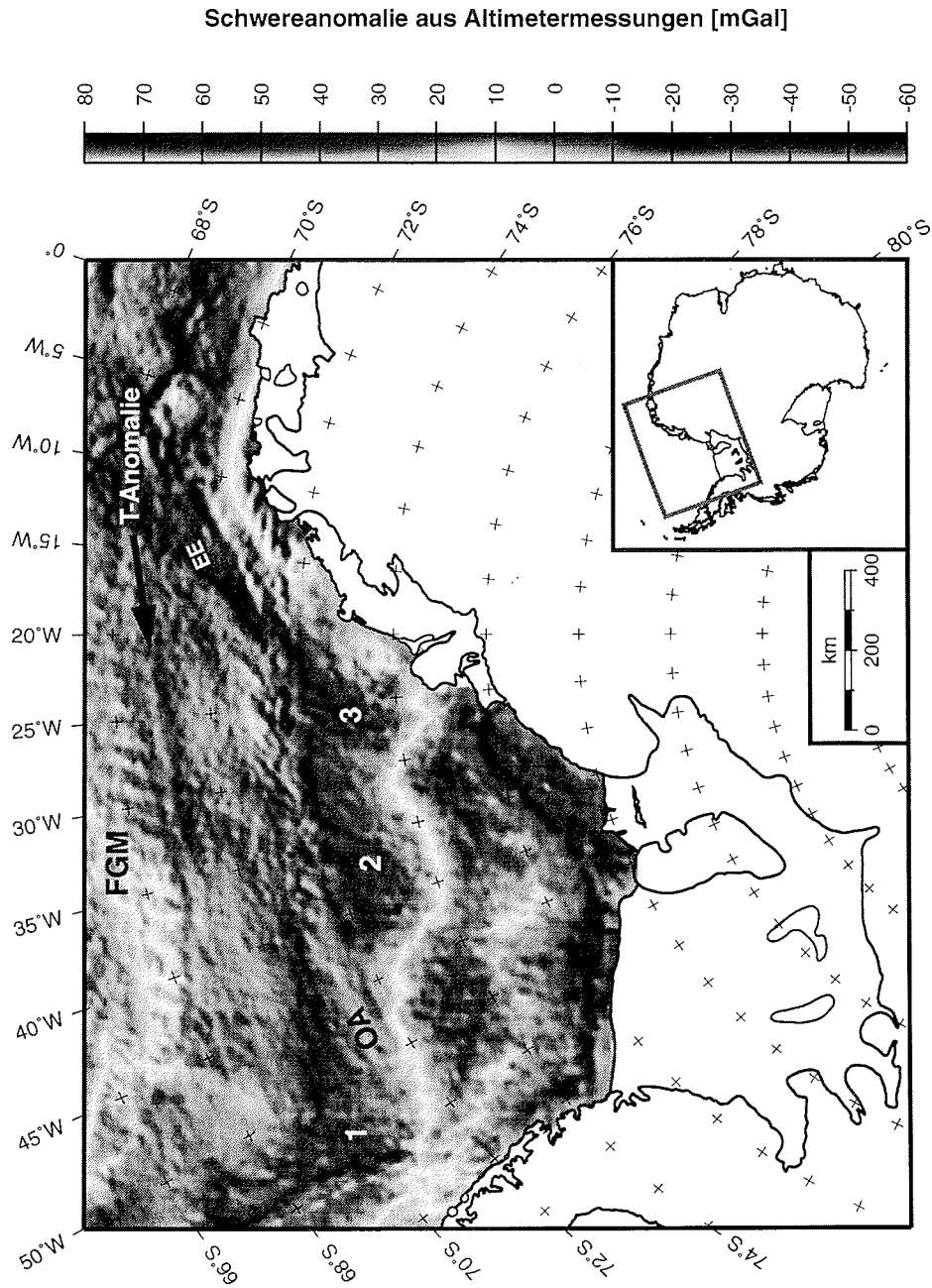


Abb. 4.5 - Karte der gravimetrischen Anomalie, abgeleitet aus satellitenaltimetrischen Daten nach Schöne (1997). Die Skala wurde entsprechend der Häufigkeitsverteilung der Daten gedehnt. Eine simulierte Beleuchtung von Nordwesten macht auch kleine Strukturen sichtbar. Abkürzungen: EE, Explora Escarpment; FGM, Fischgrät-Muster; OA, Orion-Anomalie.

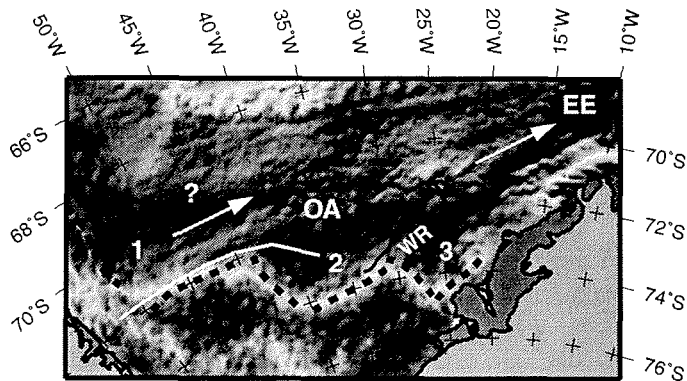


Abb. 4.6 - Ausschnitt aus der Schwereanomaliekarte (Abb. 4.5). Erläuterungen zur tektonischen Interpretation finden sich im Text. Die gravimetrische Anomalie des Schelfabbruchs ist mit einer schwarzen, gestrichelten Linie nachgezeichnet. Die weiße Linie kennzeichnet den Verlauf der magnetischen Orion-Anomalie, die schwarze, durchgezogene Linie markiert das Andenes Plateau. Abkürzungen: EE, Explora Escarpment; OA, Orion-Anomalie; WR, Weddell Rift.

beschrieben bereits das westlichste Minimum (1). In ihrer Vorstellung wird dieses Minimum durch die Reaktion der Lithosphäre auf die verdoppelte Auflast an zwei sich senkrecht schneidenden Kontinentalrändern verursacht. Ein ähnlicher Effekt ist auch im Nordwesten des Golfes von Mexiko zu beobachten (Bell *et al.*, 1990). Dieser Effekt kann ebenfalls für das Vorhandensein der Schwereminima (2) und (3) eine Rolle spielen.

Über die Art und Weise der Entstehung eines derartig ungewöhnlich verlaufenden Schelfabbruchs kann nur spekuliert werden. Auffallend ist in Abb. 4.6 die Ausrichtung der drei Ost-West streichenden Segmente des Schelfabbruchs zum in etwa parallelen Explora Escarpment. Lawver *et al.* (1991) klassifizieren das Explora Escarpment u.a. aufgrund seiner steilen Hangneigung von 45° als einen gescherten, passiven Kontinentalrand und diskutieren das Explora Escarpment als mögliches Gegenstück zum Mosambik Escarpment. Eine Scherbewegung dieser Art zwischen Afrika und der Antarktis ist in allen Modellen zur Öffnung des Südatlantiks enthalten. Ob sie die initiale Bewegung bei Öffnung des Weddellmeeres darstellt ist bisher nicht geklärt. Eine parallel zum Explora Escarpment verlaufende Scherung könnte auch die ungewöhnliche Form des Kontinentalhangs zwischen der Antarktischen Halbinsel und Coats Land erklären. Eine Bewegung parallel zu den dazu senkrecht verlaufenden Segmenten hat zwar ebenfalls stattgefunden, eine initiale Öffnung des Weddellmeeres in diese senkrechte Richtung ist aufgrund der Form der Antarktischen Halbinsel aber eher unwahrscheinlich. Gegen eine Entstehung der Ost-West streichenden Abschnitte des Kontinentalhangs durch Scherung spricht hingegen der große Abstand der Maxima der dipolaren Schwereanomalie von ca. 100 km entlang des nördlichen Filchner-Ronne-Schelfs. Dieser Verlauf ist Ausdruck für einen sehr breiten Abbruch des Kontinentalhangs, der nicht mit Fächersystemen erklärt werden kann, und ist ein Argument gegen einen gescherten Kontinentalrand.

Die geologische Bedeutung des anfänglich parallel zur Orion-Anomalie streichenden Rückens in der Schwereanomalie ist unklar. Auffallend ist jedoch, daß dieser Rücken mehr oder weniger parallel zum Weddell Rift verläuft, das in der Schwereanomalie ebenfalls eine Rückenstruktur verursacht (Abb. 4.6 und 4.1). Allein daraus auf eine etwaige Riftstruktur im westlichen Bereich der Orion-Anomalie zu schließen ist nicht möglich. Eine ähnliche Struktur kann aber als Ursache für die positive Anomalie durchaus in Betracht gezogen werden. Betrachtet man die aeromagnetische Anomalie, so zeigt sich aber ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Strukturen: Das Weddell Rift wird auf beiden Seiten von großen, positiven Anomalien flankiert, der Verlauf des Weddell Rifts selber zeichnet sich hingegen durch eine negative, magnetische Anomalie ab (Abb. 4.4). Im Gegensatz dazu stellt die Orion-Anomalie eine Kette positiver, magnetischer Anomalien dar und fällt im westlichen Teil mit dem Schwererücken zusammen. Der abweichende Verlauf der Schwere- und Magnetikanomalie ab 45°W ist in dieser Form beim Weddell Rift nicht zu beobachten.

Anhand der obigen Überlegungen wurde versucht, einen geometrischen Zusammenhang zwischen den einzelnen Strukturen der Satellitenaltimetrie herzustellen. Die vorgestellten Interpretationen sind alle rein spekulativ, zeigen aber doch mögliche Szenarien zur Öffnung des Weddellmeeres auf, die in dieser Form noch nicht vorgestellt wurden. Trotzdem ist das Wissen über den Kontinentalrand zwischen der Antarktischen Halbinsel und Coats Land nach wie vor lückenhaft. Weitere Erkenntnisse sind mit der Veröffentlichung einer magnetischen Karte aus dem argentinisch-amerikanischen Gemeinschaftsprojekt zu erwarten (LaBrecque und Ghidella, in Vorbereitung).

Kapitel 5

Tiefenabschätzung von Quellkörpern – Wellenzahlanalyse

Betrachtet man das Spektrum einer von einem Quellkörper im Untergrund hervorgerufenen Potentialfeldanomalie an der Erdoberfläche, so ist es gegenüber dem Spektrum am Ort des Quellkörpers zu tieferen Frequenzen hin verschoben. Die Energie des Spektrums fällt dabei zu höheren Frequenzen hin ab. Setzt man nun das an der Erdoberfläche gemessene Feld um einen Betrag nach unten fort, so wird der Abfall im Spektrum bei hohen Frequenzen verringert. Zeigt sich nach einer Feldfortsetzung nach unten im Spektrum kein Hochfrequenzabfall mehr, so ist die Quelltiefe des Störkörpers erreicht, das Spektrum wird weiß bzw. besteht nur noch aus numerischem Rauschen (Hahn *et al.*, 1976; Buttkus, 1991). Dieser Effekt wird bei der Wellenzahlanalyse ausgenutzt, die im folgenden beschrieben wird.

5.1 Theoretischer Hintergrund

Die Methode der Wellenzahlanalyse ermöglicht die Abschätzung der Quelltiefe von Störkörpern. Dieses Verfahren ist in der Fachliteratur auch unter den Begriffen „*power spectra analysis*“¹ oder „*spectral factorization method*“ bekannt. Basierend auf der Bestimmung des Energiespektrums der Freiluftanomalie ist es möglich, die mittlere Tiefe von Grenzschichten mit signifikantem Dichtekontrast abzuschätzen. Dieses Verfahren wurde ursprünglich für magnetische Daten entwickelt (Spector und Grant, 1970), läßt sich aber auch für gravimetrische Anwendungen herleiten (Dorman und Lewis, 1970; Syberg, 1972; Karner und Watts, 1983). Die im folgenden beschriebene Herleitung basiert auf Karner und Watts (1983). Das Verfahren setzt voraus, daß die Grenzschicht zwischen den Störkörpern im wesentlichen horizontal liegt und durch einen Dichtekontrast $\Delta\delta$ in einer mittleren Tiefe d mit lateral variierendem Relief $t(x)$ beschrieben werden kann (Abb. 5.1). Die Berechnung der Schwerewirkung $\gamma(x)$ dieser Grenzschicht erfolgt durch eine Transformation in den Fourierraum. Dabei bezeichnen $\Gamma(k)$ und $T(k)$ die Fouriertransformationen der Schwerewirkung $\gamma(x)$ bzw. der Untergrundstopographie $t(x)$. Die Schwerewirkung des Dichtekontrastes lautet an der Erdoberfläche ($d = 0$):

1. Der englische Begriff „*power spectrum*“ umfaßt die im deutschen Sprachgebrauch verwendeten Begriffe Leistungsspektrum und Energiespektrum. Gemeint ist hier das Energiespektrum.

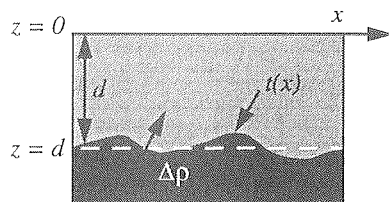


Abb. 5.1 - Vertikaler Schnitt durch die Erdkruste. Die Grenzschicht besitzt eine Untergrundstopographie $t(x)$ in einer mittleren Tiefe d . Der Dichtekontrast an dieser Grenzschicht beträgt $\Delta\rho$.

$$\Gamma(k) = 2\pi G \Delta\rho e^{-kd} T(k) \quad (5.1)$$

Dabei ist k die Wellenzahl und G die Gravitationskonstante. Gleichung 5.1 stellt den ersten Term einer Taylorentwicklung im Spektralbereich dar. Dieses Verfahren zur Berechnung der Schwerewirkung von undulierenden Grenzflächen im Fourierraum geht auf Parker (1972) zurück. Die Multiplikation mit e^{-kd} bewirkt die Höhenfortsetzung der Schwerewirkung von dem Niveau der Grenzschicht an die Erdoberfläche. Gleichung 5.1 stellt das komplexe zweidimensionale Wellenzahlspektrum der gravimetrischen Anomalie dar. Das Energiespektrum von $\Gamma(k)$ ergibt sich durch Quadrieren des Amplitudenspektrums aus Gl. 5.1 (z.B. Buttkus, 1991):

$$|\Gamma(k)|^2 = 4\pi^2 G^2 \Delta\rho^2 e^{-2kd} |T(k)|^2 \quad (5.2)$$

Gleichung 5.2 beschreibt das Energiespektrum der Schwerewirkung einer einzelnen Grenzschicht. Um Gl. 5.2 auf die numerische Bestimmung von Energiespektren zu übertragen, wird ein statistischer Ansatz verwendet (Kamer und Watts, 1983). Dabei betrachtet man die Grenzschicht im Untergrund als eine Ansammlung von Störkörpern, die über einen Tiefenbereich $d \pm \Delta d$ verteilt sind. Das Energiespektrum dieser Gruppe von Störkörpern ist gleich dem mittleren Energiespektrum $\langle |\Gamma(k)|^2 \rangle$ unter der Voraussetzung, daß $\Delta\rho$, d und $T(k)$ linear unabhängig sind:

$$\langle |\Gamma(k)|^2 \rangle = 4\pi^2 G^2 \langle \Delta\rho^2 \rangle \langle e^{-2kd} \rangle \langle |T(k)|^2 \rangle \quad (5.3)$$

Der exponentielle Term kann folgendermaßen umgeformt werden, wobei \bar{d} die mittlere Tiefe der Gruppe von Störkörpern im Tiefenbereich $d \pm \Delta d$ darstellt:

$$\langle e^{-2kd} \rangle = \frac{\sinh(2k\Delta d)}{k} e^{-2k\bar{d}} \quad (5.4)$$

Logarithmiert man Gl. 5.4 auf beiden Seiten, so ergibt sich eine quasi-lineare Beziehung zwischen dem natürlichen Logarithmus des mittleren Energiespektrums und der Wellenzahl k :

$$\ln[\langle e^{-2kd} \rangle] = -2k\bar{d} + \ln\left[\frac{\sinh(2k\Delta d)}{k}\right] \quad (5.5)$$

Betrachtet man nun Tiefenvariationen Δd in der Gruppe der Störkörper, die kleiner als $0.5\bar{d}$ sind, so ergibt sich dieser quasi-lineare Zusammenhang (Spector und Grant, 1970). Um die tatsächlichen Beiträge der beiden Terme auf der rechten Seite von Gl. 5.5 für das Energiespektrum abschätzen zu können, wurden diese Terme in Abb. 5.2 aufgetragen.

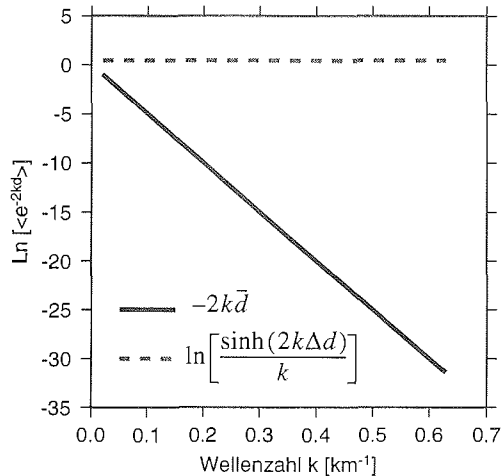


Abb. 5.2 - Einfluß der Terme der rechten Seite von Gl. 5.5. Zur Berechnung dieser Terme wurde eine Tiefe \bar{d} von 25 km und eine Undulation Δd von 12.5 km angenommen. Der zweite Term $\ln[\sinh(2k\Delta d)/k]$ kann über den gesamten Wellenzahlbereich als konstant betrachtet werden.

Dazu wurde eine mittlere Tiefe \bar{d} der Störkörpergruppe von 25 km angenommen mit einer Tiefenvariation Δd von 12.5 km. Die durchgezogene Linie stellt den ersten Term von Gl. 5.5 dar, die gestrichelte den zweiten. Dieser zweite Term ist über den gesamten Wellenzahlbereich nahezu konstant und bewirkt im Energiespektrum damit nur eine konstante Verschiebung der Kurve. Aus diesem Grunde kann die mittlere Tiefenlage \bar{d} aus der Steigung m des logarithmierten Energiespektrums bestimmt werden:

$$\bar{d} = -\frac{m}{2} \quad (5.6)$$

Die beschriebene Herleitung des Verfahrens ging bis jetzt nur von einer einzelnen Grenzschicht im Untergrund aus. Dieser Fall tritt in der Praxis jedoch selten auf. Cianciara und Marcak (1976) zeigten, daß sich für mehrere Grenzschichten das Energiespektrum aus verschiedenen linearen Segmenten unterschiedlicher Steigung zusammensetzt. Da der bestimmende Faktor für die Abnahme der Amplitude im Energiespektrum mit ansteigender Wellenzahl die mittlere Tiefenlage der Grenzschicht ist, tragen Grenzschichten aus unterschiedlichen Tiefen zu verschiedenen Frequenzbändern im Energiespektrum bei. Die tieferen Grenzschichten dominieren dabei den tieffrequenten Anteil, die oberflächennahen eher den kurzwelligen Bereich. Aus diesem Grund enthalten die Energiespektren verschiedene Abschnitte mit linearen Segmenten, deren Steigungen die mittlere Tiefe des zugehörigen Dichtekontrastes widerspiegeln.

5.1.1 Bestimmung der Steigung

Zur Bestimmung der verschiedenen Steigungen der einzelnen Segmente im Energiespektrum werden die Spektren durch visuelles Auswählen in Frequenzbänder mit konstanter Steigung unterteilt. Diese Wahl der Endpunkte ist jedoch subjektiv. Durch die so

bestimmten linearen Segmente wird mit Hilfe einer linearen Regression eine Gerade angepaßt, deren Steigung einer der beiden Regressionsparameter ist. Eine weitere Möglichkeit zur Auswahl der Geradenabschnitte, die weniger subjektiv ist, ergibt sich bei Kenntnis der Tiefenlage der Grenzschichten aus refraktionsseismischen Messungen. Dabei wird dasjenige Frequenzband im Energiespektrum ausgewählt, das die aus der Refraktionsseismik bekannte Tiefe ergibt. Das Verfahren könnte somit für die jeweilige Region kalibriert werden. Diese Auswahl hätte jedoch den Nachteil, daß etwaige laterale Änderungen in der Tiefe der Grenzschicht u.U. nicht mehr richtig bestimmt werden, da eine Verschiebung zu anderen Frequenzen stattfindet. Deshalb wurde diese Möglichkeit zur Auswahl der Segmente im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht in Betracht gezogen. Die Energiespektren in dieser Studie weisen meist deutliche Änderungen in den Steigungen auf, die eine eindeutige Auswahl der Segmente ermöglicht. Trotz der Subjektivität hat dieses Verfahren den Vorteil, daß es auf die unterschiedlichen Charakteristiken der Spektren eingeht. Beispielsweise wird eine unterschiedliche Anzahl von Grenzschichten in den verschiedenen Spektren aufgelöst. Der große Vorteil dieser Art der Bestimmung liegt jedoch darin, daß das Verfahren zuverlässig auf Regionen angewendet werden kann, in denen keine Kenntnis der Tiefenlage der Grenzschichten aus refraktionsseismischen Messungen vorliegt.

5.1.2 Auflösungsvermögen und Bestimmung der Spektren

Bei der Wellenzahlanalyse werden die Energiespektren meist innerhalb eines räumlichen Fensters bestimmt. Durch die zweidimensionale Fouriertransformation werden wesentlich mehr Informationen zur Tiefenabschätzung verwendet als bei der Transformation entlang eines Profils. Diese Energiespektren werden dann von ihrer zweidimensionalen Form auf eine eindimensionale Darstellung reduziert. Dies geschieht durch eine Koordinatentransformation der Wellenzahl k von kartesischen Koordinaten (x, y) zu Polarkoordinaten (r, θ) mit $E(k_r, \theta) = \langle e^{-2kd} \rangle$ (z. B. Buttkus, 1991). Weiterhin wird das Energiespektrum durch Integration über die azimutale Koordinate $\theta = \text{atan}(k_x/k_y)$ in der Wellenzahlebene gemittelt und als radial gemittelt Energiespektrum $\tilde{E}(k_r)$ in Abhängigkeit von der radialen Wellenzahl $k_r = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ dargestellt:

$$\tilde{E}(k_r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} E(k_r, \theta) d\theta \quad (5.7)$$

Die Auswahl des räumlichen Fensters unterliegt gewissen Kriterien, die erfüllt sein müssen: Innerhalb dieses Fensters sollte eine möglichst homogene geologische Struktur vorherrschen. Ist dies nicht der Fall, so sind die bestimmten Tiefenwerte ein gewichtetes Mittel aus den einzelnen geologischen Provinzen. Diese tragen dann entsprechend ihrer flächenmäßigen Ausdehnung zum Spektrum bei. Ergebnisse dieser Art sind nicht mehr als mittlere Grenzschichttiefen interpretierbar. Das Vorhandensein verschiedener Krustenstrukturen innerhalb des räumlichen Fensters ist im Verlauf des Spektrums zu erkennen. Es bilden sich keine scharfen Übergänge zwischen den unterschiedlichen Steigungen der einzelnen Segmente aus. Das Energiespektrum besitzt einen geglätteten Verlauf. Unterschiedliche Krustenstrukturen zeichnen sich durch eine Änderung in der Schwereanomalie aus. Es ist also möglich ohne Vorabinformationen anhand der Freiluftanomalie, die zur Tiefenabschätzung verwendet wird, die Lage der räumlichen Fenster nach diesem Kriterium festzulegen.

Die Erfüllung des soeben beschriebenen Kriteriums erfordert eher die Verwendung kleinräumiger Fenster. Dem steht die Forderung entgegen, auch tiefliegende Grenzschichten richtig zu erfassen, die ihren Hauptbeitrag im langwelligen Bereich des Spektrums haben, also großräumige Fenster erfordern. Reagan und Hinze (1976) zeigten, daß für Schweredaten die Größe des räumlichen Fensters sechsmal so groß wie die zu bestimmende Quelltiefe sein muß. Daraus ergibt sich für eine maximal zu erwartende Mohotiefe von 50 km im Untersuchungsgebiet eine geforderte Fensterlänge von 300 km.

Die zweidimensionalen Energiespektren wurden mittels der schnellen Fouriertransformation (FFT) bestimmt. Dabei werden die Datensätze entlang der x- und y-Achse gespiegelt, um die Datenlücken bis zur nächstgrößeren Zweier-Potenz aufzufüllen und so den Einfluß der Fensterfunktion zu minimieren. Trotzdem beeinflußt diese Spiegelung die tiefsten Frequenzen im Spektrum. Die Verwendung von quadratischen Fenstern zeigte im Rahmen dieser Arbeit Vorteile gegenüber räumlichen Fenstern mit ungleichen Seitenlängen. Sind ferner alle Fenster, die zur Tiefenabschätzung verwendet wurden, gleich groß, so erhöht dies die Zuverlässigkeit bei vergleichenden Interpretationen.

Die kleinste auflösbare Quelltiefe bei der Wellenzahlanalyse wird durch die Größe des Abtastintervalls festgelegt. Cianciara und Marcak (1976) zeigten, daß die untere Auflösungsgrenze \bar{d}_{min} bei der Tiefenbestimmung folgendermaßen mit dem Abtastintervall Δx zusammenhängt:

$$\bar{d}_{min} = 0.4\Delta x \quad (5.8)$$

Die in dieser Arbeit verwendete Größe der Rasterzellen von 5×5 km ergibt nach Gl. 5.8 für die Tiefenbestimmung eine untere Schranke \bar{d}_{min} von 2 km.

Die Energie im hochfrequenten Anteil des Spektrums kann u.U. durch räumliches „aliasing“ bedingt sein. Dies läßt sich bei Verwendung von nicht gleichabständigen Daten, mit teilweise großen Lücken zwischen den Profilen, nie gänzlich vermeiden. Die Steigung des Spektrums wird dann sehr flach und die Energie geht zu weißem Rauschen über. Dieser durch räumliches „aliasing“ beeinflusste Frequenzbereich ist also deutlich vom signifikanten Frequenzband unterscheidbar.

Als wichtiger Hinweis sei noch erwähnt, daß die Tiefenbestimmung nicht von der Größe des Dichtekontrastes abhängt. Der Dichtekontrast fließt nicht in die Bestimmung der Geradensteigung ein und trägt somit nicht zur Berechnung der Tiefe bei. Unterschiedliche Kontraststärken resultieren lediglich in einer konstanten Verschiebung des Spektrums.

Ein Nachteil des Verfahrens besteht darin, daß Grenzschichten, die gar keine oder nur eine sehr geringe Topographie besitzen, trotz eines u. U. großen Dichtekontrastes nicht aufgelöst werden können. Das Energiespektrum einer ebenen Fläche ohne Topographie besteht im analytischen Fall aus einer Deltafunktion bei der Frequenz Null.

5.1.3 Fehlerabschätzung

Die Auswahl der linearen Abschnitte und damit die Tiefenabschätzung ist, wie oben beschrieben, subjektiv. Aus diesem Grund ist eine Fehlerabschätzung bei dem angewandten Verfahren problematisch. Als ebenso problematisch erweist sich die Tatsache, daß die fehlerbehaftete Größe aus einer ursprünglich exponentiellen Größe durch eine Transformation mit Hilfe eines linearen Verfahrens gewonnen wird. Qualitativ läßt sich jedoch sagen, daß für große Tiefen auch die Fehler anwachsen. Dies liegt im wesentlichen daran, daß größere Tiefen (d.h. tiefe Frequenzen) durch die reziproke Transformation der Ortsvektoren in den Wellenzahlraum nur durch wenige Punkte abgebildet werden, im Gegensatz zu den höherfrequenten Anteilen. Aus diesen Gründen wird als einfache Abschätzung des Konfidenzintervalls für die Tiefe die Standardabweichung der Steigung aus dem Regressionsverfahren verwendet. Dieses Verfahren wird in den meisten Arbeiten angewandt (z.B. Russo und Speed, 1994).

5.1.4 Anwendung auf Altimetermessungen

Die Anwendung der Wellenzahlanalyse auf gravimetrische Daten, die aus Satellitenaltimetermessungen abgeleitet sind, wurde bisher noch nicht in der Literatur beschrieben. Maringravimetrische Anomalien, abgeleitet aus Altimetermessungen des GEOSAT-Satelliten, stimmen gut mit den marinen Schweremessungen überein (~ 8 mGal, z.B. Schöne, 1997). Diese Daten überdecken einen Bereich zwischen $\pm 72^\circ$ geographischer Breite. Eine Anwendung der Wellenzahlanalyse zur Tiefenabschätzung sollte in diesen Bereichen ohne weiteres möglich sein.

Die Genauigkeit der aus der Satellitenaltimetrie abgeleiteten Gravimetrie ist außerhalb dieses Bereiches deutlich schlechter. Für die Region des südlichen Weddellmeeres, die von Meereis überdeckt ist, mußten die bestehenden Verfahren erweitert werden (Schöne, 1997; McAdoo und Laxon, 1996; McAdoo und Laxon, 1997). Die Datensätze innerhalb dieser Region wurden während der ERS-1 Missionen gemessen und weisen eine deutlich geringere Überdeckung als die GEOSAT-Daten auf (Schöne, 1997). Weiterhin sind die Messungen durch das Meereis stark gestört. Im Rahmen dieser Arbeit stand der Datensatz von Schöne (1997) zur Verfügung. Schöne (1997) zeigte, daß die Altimeterdaten in diesem Gebiet eine mittlere quadratische Abweichung von 22 mGal gegenüber der Schiffsgravimetrie aufweisen. Ein generelles Problem ist der deutlich geringere Dynamikumfang der Satellitengravimetrie gegenüber den Schiffsmessungen (Schöne, 1997).

Der Dynamikumfang einer Schwereanomalie wird jedoch im wesentlichen durch die Größe des Dichtekontrastes $\Delta\rho$ einer Grenzschicht und die Amplitude der Grenzschichttopographie $t(x)$ beeinflusst. Beide Parameter haben keinen Einfluß auf die Tiefenbestimmung, und deshalb sollte die Anwendung der Wellenzahlanalyse auch bei fehlerhafter Dynamik der Schweredaten möglich sein. Zur Überprüfung dieser Annahme wurde ein Gebiet im südlichen Weddellmeer ausgewählt, das von Altimetermessungen des ERS-1 und Schiffsmessungen möglichst gut überdeckt ist. Ebenso wurde die in Kap. 5.1.2 geforderte Bedingung einer homogenen geologischen Struktur berücksichtigt. Als räumliches Fenster wurde ein Gebiet der Größe 300×300 km auf dem nordöstlichen Teil des kontinentalen Schelfs nördlich des Filchner-Schelfeises ausgewählt. Eine vergleichende Tiefenabschätzung zwischen dem Datensatz von Schöne (1997) und der marinen

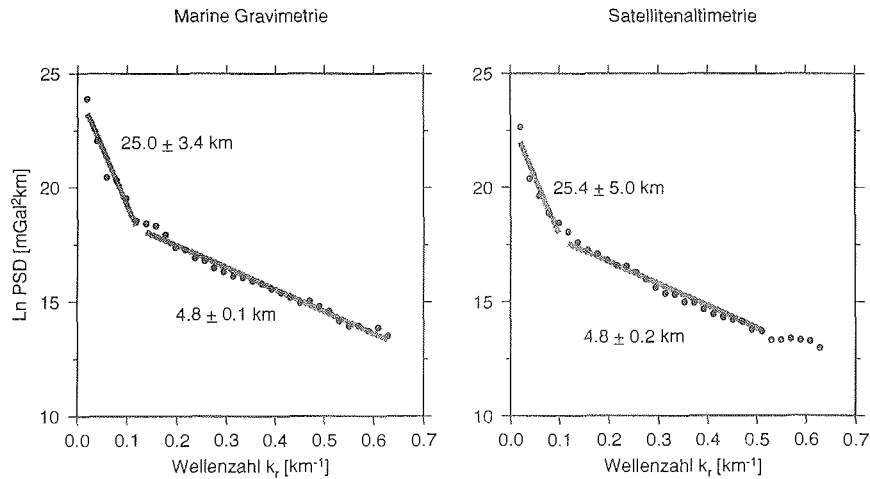


Abb. 5.3 - Vergleich zwischen dem natürlichen Logarithmus des Energiespektrums (PSD) aus marin-gravimetrischen Daten und Satellitenaltimetrie für dasselbe Gebiet. Die schwarzen Punkte stellen die Werte des Energiespektrums dar, die grauen, durchgezogenen Linien sind die Ergebnisse der linearen Regression zur Tiefenbestimmung. Die den Steigungen entsprechenden Tiefenwerte mit ihren Fehlergrenzen sind bei den jeweiligen Segmenten vermerkt. Das Energiespektrum der altimetrischen Daten ist leicht nach unten verschoben und zeigt einen weniger scharfen Übergang in der Steigung. Die Übereinstimmung in der Tiefenabschätzung zwischen beiden Datensätzen ist jedoch sehr gut. Der hochfrequente Bereich im Spektrum der Satellitenaltimetrie ab 0.5 km^{-1} ist von Rauschen dominiert. Die Auflösung der Satellitenaltimetrie ist gegenüber der marinen Gravimetrie in diesem Frequenzband geringer.

Gravimetrie zeigt Abb. 5.3. Der Verlauf der beiden Energiespektren ist sehr ähnlich. Beide Spektren lassen eine klare Trennung in zwei Bereiche mit unterschiedlicher Steigung erkennen. Der Übergang zwischen diesen beiden Bereichen ist beim Spektrum der Satellitenaltimetrie (Abb. 5.3, rechte Seite) weniger scharf als beim Spektrum der marinen Gravimetrie (Abb. 5.3, linke Seite). Die Ursache hierfür ist unklar. Der Eingangsdatensatz zur Bestimmung der Spektren besitzt bei der marinen Gravimetrie einen Dynamikumfang zwischen -78 und $+124$ mGal, derjenige der Satellitenaltimetrie variiert zwischen -49 und $+56$ mGal. Der Amplitudenunterschied zwischen beiden Datensätzen ist also sehr groß. Der Mittelwert der Häufigkeitsverteilung der Amplituden bei den Daten aus der marinen Gravimetrie liegt bei 24.3 mGal, derjenige bei Daten aus der Satellitenaltimetrie bei 15.4 mGal. Die Abweichung des Mittelwertes der Satellitenaltimetrie verursacht auch die leichte Verschiebung des Spektrums zu kleineren Werten gegenüber der marinen Gravimetrie. Dieser konstante Verschiebungsbetrag beeinflusst jedoch nicht die Bestimmung der Steigung und hat deshalb keine Auswirkung auf die Tiefenabschätzung. Die mit Hilfe der linearen Regression bestimmten Tiefenabschätzungen sind in Abb. 5.3 für die zugehörigen Geradenabschnitte vermerkt. Die Übereinstimmung ist innerhalb des Fehlerbereiches sowohl für die flache als auch für die tiefe Grenzschicht als sehr gut zu bezeichnen. Der hochfrequente Bereich im Spektrum der Satellitenaltimetrie ist ab 0.5 km^{-1} von Rauschen dominiert. Die Auflösung der Satellitenaltimetrie in dieser Region ist offensichtlich auf Wellenzahlen kleiner 0.5 km^{-1} beschränkt.

Zur weiteren Überprüfung des Dynamikeinflusses wurden die Amplituden der marinen Gravimetrie mit dem Faktor 0.1 bzw. 10 multipliziert und anhand dieser Datensätzen Tiefenabschätzungen durchgeführt. Dabei zeigte sich, daß die Spektren jeweils nur um einen konstanten Betrag gegenüber dem ursprünglichen Spektrum verschoben waren. Die Tiefenabschätzung stimmte ebenfalls sehr gut mit den Tiefenwerten des unmanipulierten Datensatzes überein.

Aufgrund der obigen Untersuchung wird deutlich, daß die Abschätzung der Quelltiefe anhand der Wellenzahlanalyse in der im Rahmen dieser Arbeit angewandten Art und Weise ein außerordentlich robustes und zuverlässiges Verfahren darstellt. Dies ermöglicht die Anwendung der Methode auch auf stark fehlerbehaftete Schweredaten aus Satellitenmessungen.

5.2 Ergebnisse aus Gravimetrie und Altimetrie

Die Abschätzung der Tiefenlage von Grenzschichten mit signifikantem Dichtekontrast wurde innerhalb dieser Arbeit für verschiedene Regionen durchgeführt. Die in Kap. 5.1.2 angesprochenen Kriterien zur Lage der räumlichen Fenster wurden berücksichtigt. Teilweise mußten Abstriche an diesen Forderungen gemacht werden. Die Wahl der räumlichen Fenster stellt eine Kompromißlösung dar. Zusätzlich zu den bereits erwähnten Aspekten bei der Wahl der Fenster kommt in polaren Regionen noch hinzu, daß die zur Bestimmung der Energiespektren verwendeten Ausschnitte ähnliche Datendichten aufweisen bzw. überhaupt Datenpunkte oder Profile enthalten sollten.

Diese Überlegungen zur Homogenität der Krustenstruktur und der Größe der räumlichen Fenster führten zur Auswahl der folgenden Gebiete: Das Gebiet G-I (300×300 km) liegt am nordöstlichen Rand des kontinentalen Schelfes nördlich des Filchner-Schelfeises (Abb. 5.4). Ein weiteres Gebiet (G-II), ebenfalls auf dem kontinentalen Schelf gelegen, wurde nordwestlich von Berkner Island ausgewählt. Beide Regionen liegen innerhalb des intrakontinentalen Sedimentbeckens (z.B. Jokat *et al.*, 1997b). Im Gegensatz dazu liegt das Gebiet G-III im Bereich der präkambrischen Kruste des Ostantarktischen Kratons in Coats Land. Ein ostwärtiges Verschieben dieses Fensters ist wegen fehlender Daten nicht möglich. Die Region G-IV liegt in vermuteter ozeanischer Kruste nördlich des Explora Escarpments. In diesem Fenster wurde die Satellitenaltimetrie von Schöne (1997) als Freiluftschwere verwendet. Die Lage dieser Fenster ist in Abb. 5.4 eingezeichnet. Die dazugehörigen Energiespektren sind in Abb. 5.5 dargestellt. Die Ergebnisse der drei südlichen Ausschnitte (G-I, G-II und G-III) wurden bereits von Studinger *et al.* (1997) publiziert.

Die Energiespektren der beiden Ausschnitte auf dem kontinentalen Schelf (G-I und G-II) sind sehr ähnlich (Abb. 5.5). In beiden Spektren ist eine charakteristische Änderung in der Steigung bei Wellenzahlen um 0.1 km^{-1} zu erkennen. Die Steigung des tieffrequenten Segments entspricht im Gebiet G-I einer Tiefe von 25.1 ± 5.6 km, im Gebiet G-II ergibt sich 21.0 ± 6.1 km. Für die Steigung des hochfrequenten Segments erhält man 4.4 ± 0.1 km im Gebiet G-I und 5.2 ± 0.1 km im Gebiet G-II. Sowohl die Form der Energiespektren

als auch die Tiefenwerte zeigen, daß in beiden Gebieten eine sehr ähnliche Krustenstruktur vorhanden ist. Betrachtet man hingegen Regionen außerhalb dieses Sedimentbeckens, so zeigt sich eine deutliche Änderung im Verlauf des Energiespektrums: Das Energiespektrum der Region G-III in Coats Land besteht aus drei linearen Segmenten (Abb. 5.5). Dies zeigt eine Änderung in der Krustenstruktur gegenüber den Ausschnitten G-I und G-II an. Der tieffrequente Anteil im Spektrum (Wellenzahlen kleiner als 0.1 km^{-1}) ergibt eine Tiefenlage von $31.0 \pm 5.0 \text{ km}$ und unterscheidet sich damit deutlich vom Spektrum der Gebiete G-I und G-II. Die Steigung des Geradenabschnitts im Frequenzbereich zwischen 0.1 und 0.25 km^{-1} entspricht einer Tiefe von $8.3 \pm 1.6 \text{ km}$.

Die nördlich des Explora Escarpments gelegene Region G-IV, die vermutlich bereits im Bereich ozeanischer Kruste liegt, unterscheidet sich im Energiespektrum sehr stark von den übrigen drei Gebieten (Abb. 5.5). Wie in Kap. 5.1.4 gezeigt, ist dieser Unterschied nicht auf die Verwendung von Altimeterdaten zurückzuführen, sondern spiegelt tatsächlich eine Änderung in der Krustenzusammensetzung wider. Auch in dieser Region unterteilt sich das Energiespektrum in zwei Geradenabschnitte. Der Übergang findet allerdings bei Frequenzen um 0.17 km^{-1} statt. Dem tieffrequenten Ast des Spektrums entspricht eine Tiefe von $9.1 \pm 1.8 \text{ km}$, dem hochfrequenten Ast eine Tiefe von $5.8 \pm 0.3 \text{ km}$. Die deutlich geringere Tiefe der unteren Grenzsicht aus Region G-IV im Vergleich zu den übrigen drei Gebieten stützt die Vermutung, daß im Bereich nördlich des Explora Escarpments ozeanische Kruste vorhanden ist.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde auch versucht, Krustendicken unterhalb von Dronning Maud Land zu bestimmen. In diesem Bereich liegen nur aerogravimetrische Daten vor, die analog aufgezeichnet und später von Hand digitalisiert wurden. Die Anwendung der Wellenzahlanalyse ergab ein Spektrum, das sehr stark von einem Filter beeinflusst war oder durch das große Abtastintervall bei der Digitalisierung geprägt wurde. Eine zuverlässige Tiefenabschätzung war deshalb nicht möglich. Die Anwendung der Wellenzahlanalyse scheint selbst für sehr gute aerogravimetrische Datensätze neueren Datums nicht möglich zu sein (Phil Jones, pers. Mitteilung). Aus diesen Gründen wurden die aerogravimetrischen Daten zur Tiefenabschätzung nach dieser Methode nicht verwendet.

Das Verfahren der Wellenzahlanalyse wird oft zur Abbildung der Krustenänderungen verwendet (z.B. Poudjom-Djomani *et al.*, 1995). Dazu wird ein über das Untersuchungsgebiet gleitendes Fenster verwendet. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Verwendung eines gleitenden Fensters ebenfalls versucht. Die Ergebnisse waren jedoch sehr stark von den verwendeten Parametern abhängig. Die dabei notwendige Automatisierung der Methode berücksichtigt nicht mehr die jeweiligen Charakteristiken der Spektren (z.B. unterschiedliche Anzahl von Grenzsichten). Das Kriterium einer möglichst homogenen Krustenstruktur wird ebenso verletzt. Eine zuverlässige Tiefenabschätzung anhand der Wellenzahlanalyse ist nur bei Berücksichtigung der speziellen Charakteristiken der jeweiligen Energiespektren und bei einer sorgfältigen Auswahl der räumlichen Fenster möglich.

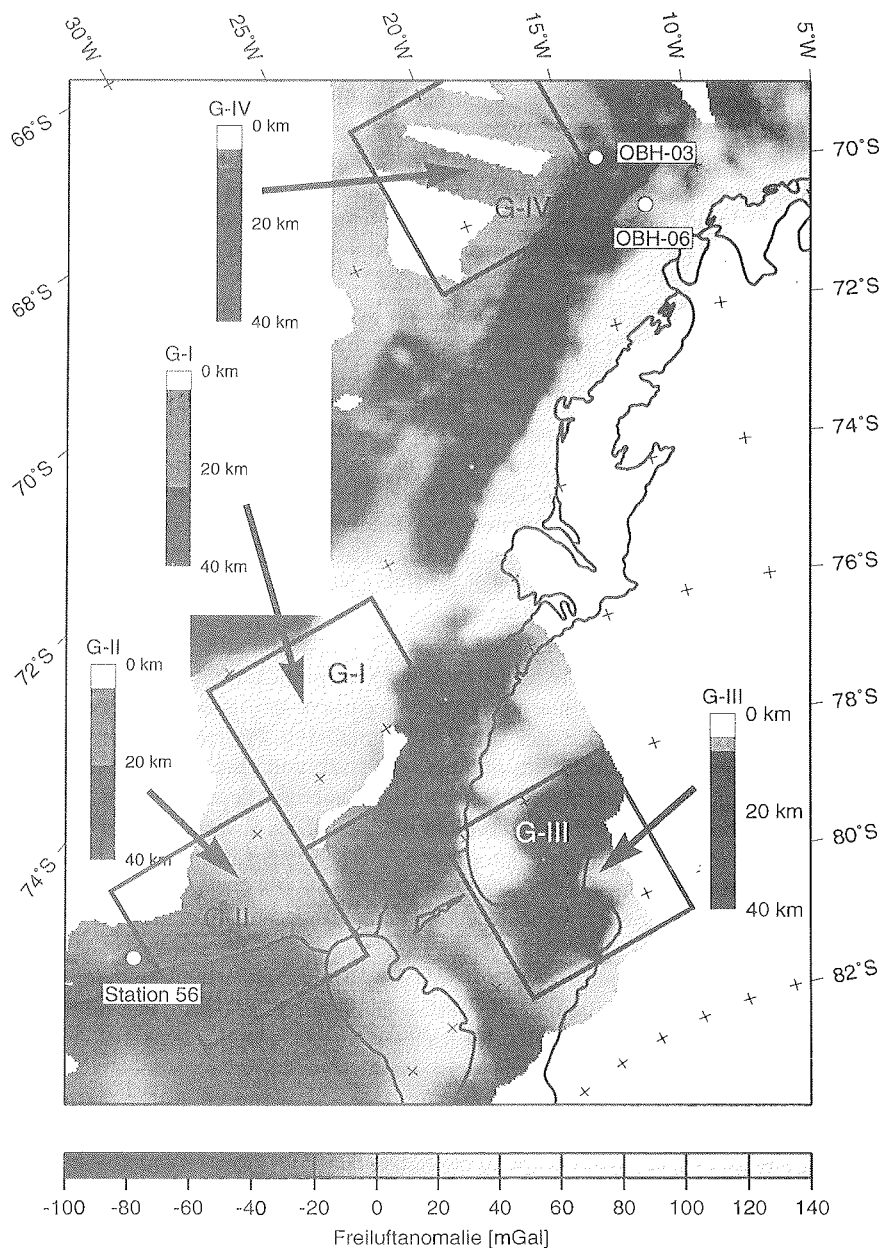


Abb. 5.4 - Freiluftanomaliekarte (nur See- und Landgravimetrie) und Lage der räumlichen Fenster, die zur Tiefenabschätzung verwendet wurden. Die aerogravimetrischen Daten wurden nicht verwendet. Jedes Fenster umfaßt 300×300 km. Die Lage der in Kap. 5.4 angesprochenen eindimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen sind durch die dazugehörigen refraktionsseismischen Registrierstationen bzw. Ozeanboden-Hydrophone (OBH) mit weißen Punkten gekennzeichnet. Im Gebiet G-IV wurde die Satellitaltimetrie von Schöne (1997) zur Bestimmung der Energiespektren verwendet. Die Tiefenabschätzungen der Dichtekontraste aus der Wellenzahlanalyse sind als vertikale Krustenschnitte eingezeichnet.

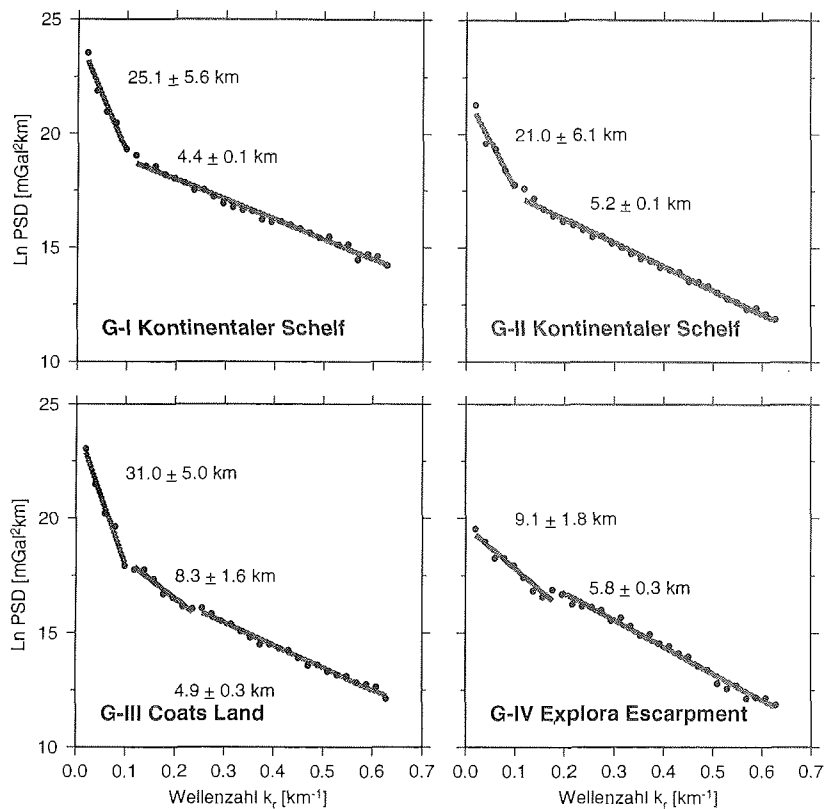


Abb. 5.5 - Natürlicher Logarithmus des Energiespektrums (PSD) der gravimetrischen Daten (Freiluftanomalie) aufgetragen gegen die radiale Wellenzahl. Die räumlichen Fenster umfassen jeweils ein Gebiet von 300×300 km. Die Lage der Fenster ist in Abb. 5.4 eingezeichnet. Im Gebiet G-I sind ausschließlich marine Daten vorhanden, im Gebiet G-II marine Daten und Landstationen und im Gebiet G-III ausschließlich Daten von Landstationen. Im Fenster G-IV wurde die Satellitenaltimetrie von Schöne (1997) verwendet. Die schwarzen Punkte stellen Werte des Spektrums an den jeweiligen Stützstellen dar. Graue, durchgezogene Linien markieren die Geradenabschnitte, die zur Steigungsbestimmung durch die lineare Regression verwendet wurden. Die dazugehörigen Steigungen und ihre Standardabweichung sind jeweils angegeben.

5.3 Ergebnisse aus der Magnetik

Das Verfahren der Wellenzahlanalyse wurde, wie bereits erwähnt, ursprünglich für aeromagnetische Daten entwickelt (Spector und Grant, 1970). Die Tiefenabschätzungen aus magnetischen Daten werden dabei als Oberkante einer Störkörpergruppe mit regelloser Magnetisierung interpretiert (z.B. Spector und Grant, 1970; Blakely, 1995). Der Explora Wedge stellt innerhalb des Untersuchungsgebietes die auffälligste magnetische Struktur dar.

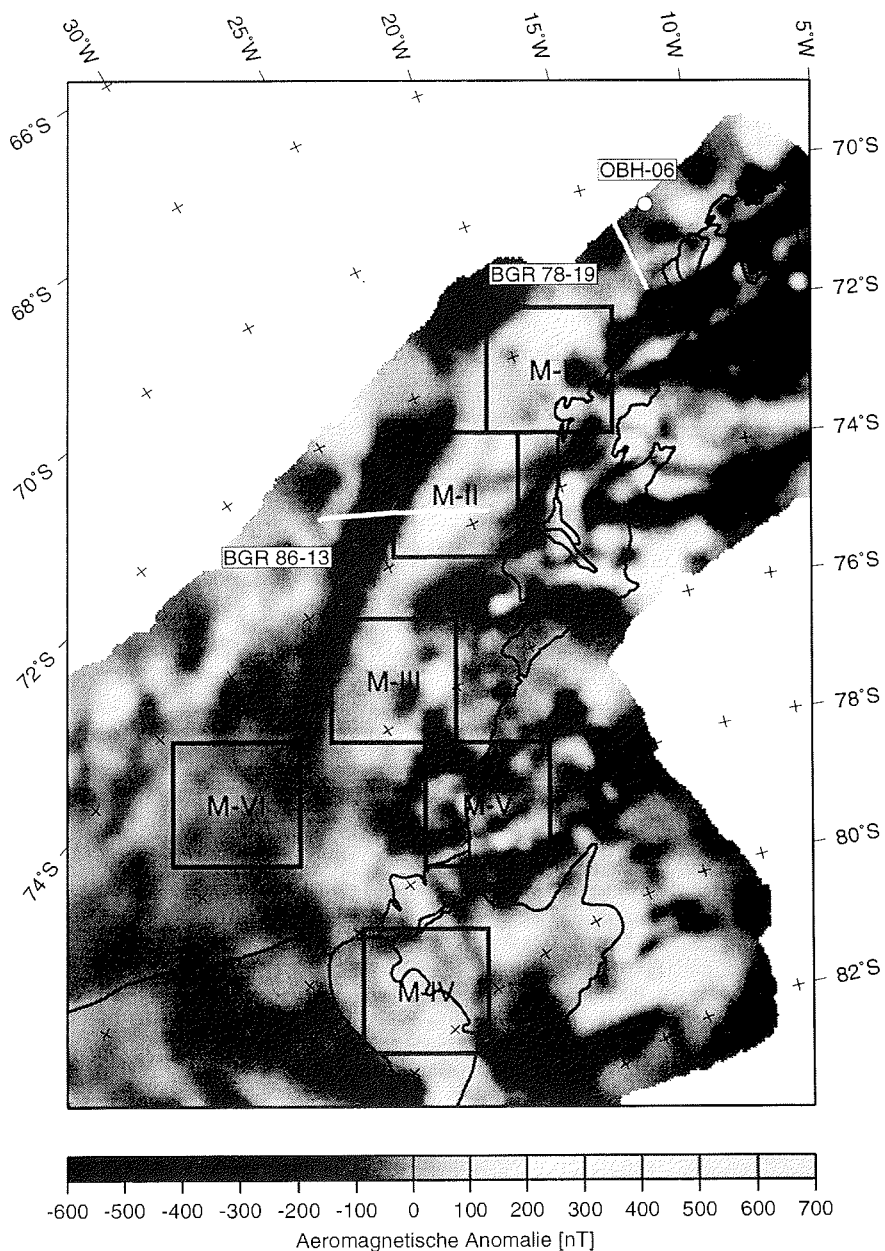


Abb. 5.6 - Aeromagnetische Anomaliekarte und Lage der räumlichen Fenster, die zur Tiefenabschätzung verwendet wurden. Jedes Fenster umfaßt 200×200 km. Die beiden reflexionsseismischen Profile der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) sind durch weiße Linien gekennzeichnet. Die Lage der in Kap. 5.4 angesprochenen eindimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion ist durch das dazugehörige Ozeanboden-Hydrophon (OBH) mit weißem Punkt gekennzeichnet.

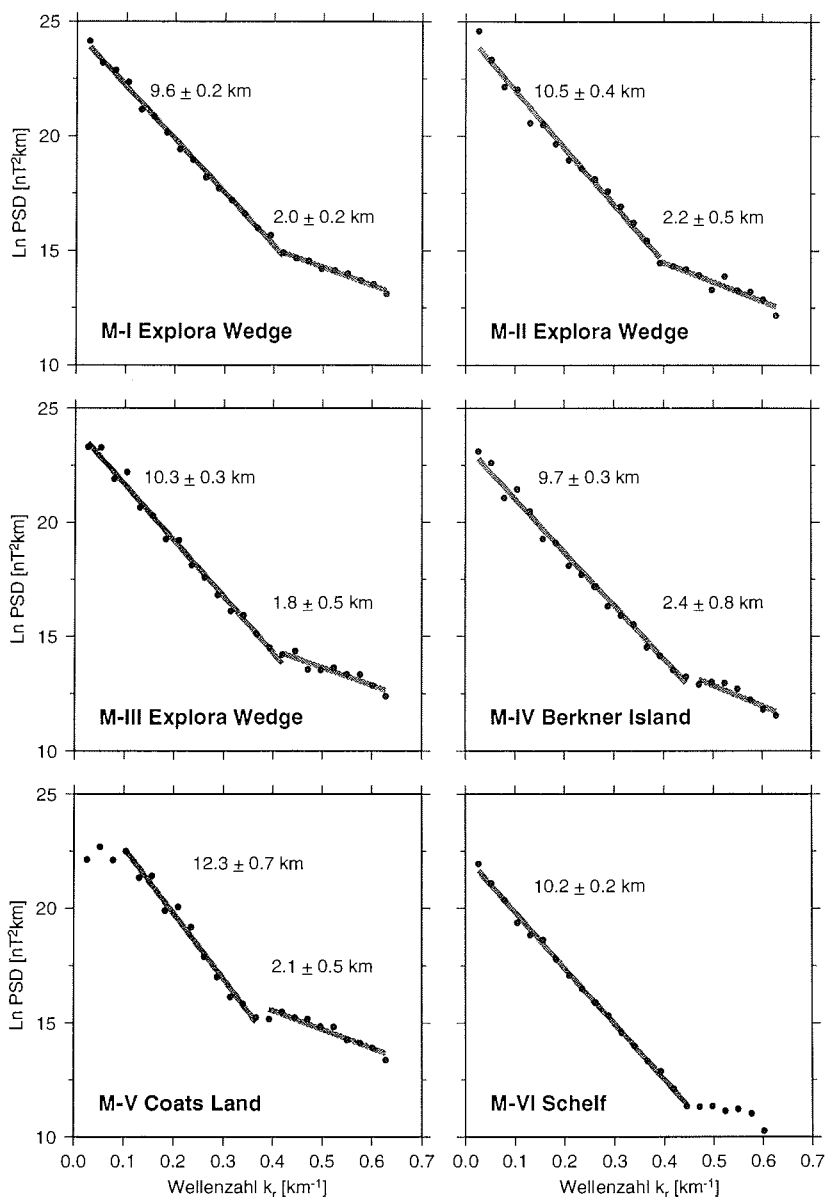


Abb. 5.7 - Natürlicher Logarithmus des Energiespektrums (PSD) der aeromagnetischen Daten aufgetragen gegen die radiale Wellenzahl. Die räumlichen Fenster umfassen jeweils ein Gebiet von 200 × 200 km. Die Lage der Fenster ist in Abb. 5.6 eingezeichnet. Die schwarzen Punkte stellen Werte des Spektrums an den jeweiligen Stützstellen dar. Graue, durchgezogene Linien markieren die Geradenabschnitte, die zur Steigungsbestimmung durch die lineare Regression verwendet wurden. Die dazugehörigen Steigungen und ihre Standardabweichung sind jeweils angegeben. Bei der Angabe der Tiefenwerte wurde bereits die Flughöhe von 2000 m abgezogen. Die Tiefenangaben sind somit auf das Nullniveau bezogen, um den Vergleich mit anderen Tiefenwerten zu erleichtern.

Beginnend beim Explora Escarpment verursacht diese Sequenz seewärts geneigter Reflektoren die parallel zur Küste Dronning Maud Lands verlaufende Explora-Anomalie (Hunter *et al.*, 1996). Nach Hunter *et al.* (1996) setzt sich diese Anomalie bis unter Berkner Island fort. Zur Überprüfung dieser Interpretation wurden Ausschnitte entlang der Explora-Anomalie, beginnend südlich vom Explora Escarpment bis nach Berkner Island, ausgewählt. Die Lage dieser Fenster ist in Abb. 5.6 eingezeichnet. Innerhalb der beiden Fenster M-I und M-II sind die seewärts geneigten Reflektoren durch reflexionsseismische Messungen nachgewiesen (Hinz und Kristoffersen, 1987). Das Fenster M-III liegt in der südlichen Verlängerung davon, und M-IV ist bei Berkner Island lokalisiert. Als Vergleichsfenster wurden ein Gebiet an der Küste von Coats Land (M-V) ausgewählt und eines auf dem kontinentalen Schelf (M-VI) (Abb. 5.6). Die Ausschnitte umfassen jeweils ein Gebiet von 200×200 km Größe. Die größten zu erwartenden magnetischen Quell-tiefen sind geringer als die gravimetrischen. Dies liegt daran, daß die Suszeptibilität oberhalb der Curie-Temperatur Null wird und eine remanente oder induzierte Magnetisierung der Kruste nicht möglich ist. Nimmt man an, daß Magnetit der Hauptträger der Magnetisierung ist, so wird die Curie-Temperatur bei der 600°C -Isotherme erreicht (z.B. Shive *et al.*, 1992). Verläuft die 600°C -Isotherme bereits im Mantel, so ist die Moho als tiefste Grenze der Magnetisierung anzusehen (Shive *et al.*, 1992). Nach Fowler (1990) ist nicht zu erwarten, daß die 600°C -Isotherme tiefer als 33 km liegt. Diese Tiefe ist bei einer Fenstergröße von 200×200 km nach Kap. 5.1.2 auflösbar. Die Fenstergrößen können deshalb für magnetische Tiefenabschätzungen kleiner sein als für gravimetrische.

Die im Bereich der seewärts geneigten Reflektoren gelegenen Fenster M-I und M-II zeigen einen ähnlichen Verlauf der Energiespektren (Abb. 5.7). In beiden Spektren sind deutlich zwei Bereiche mit unterschiedlicher Steigung zu erkennen. Diese Geradenabschnitte, mit einem Übergang bei 0.4 km^{-1} , sind in ähnlicher Form auch im Energiespektrum des Ausschnitts M-III zu beobachten (Abb. 5.7). Die den Geradenabschnitten entsprechenden Tiefenangaben für den hochfrequenten Anteil im Energiespektrum liegen bei 2.0, 2.2 und 1.8 km. Sie überlappen sich innerhalb ihrer Fehlergrenzen. Diese Tiefenwerte aus den aeromagnetischen Daten sind bereits um die konstante Flughöhe von 2000 m korrigiert, um einen Vergleich mit anderen Tiefenwerten zu ermöglichen. Betrachtet man die Tiefenbestimmungen für die niedrigen Frequenzen der Energiespektren der Fenster M-I bis M-III, so überlappen sich diese Tiefen zwar nicht innerhalb ihrer Fehlergrenzen, sie sind jedoch sehr ähnlich und haben Werte von 9.6, 10.5 und 10.3 km. Die große Ähnlichkeit der Spektren der Fenster M-I bis M-III ist ein Hinweis darauf, daß es sich um die gleiche geologische Struktur handelt. Betrachtet man hingegen die Fortsetzung der entlang der Küste von Dronning Maud Land verlaufenden positiven magnetischen Anomalie, so unterscheidet sie sich in ihrem Energiespektrum bei Berkner Island (Ausschnitt M-IV) vom nördlichen Teil der Fenster M-I bis M-III (Abb. 5.7). Die Tiefenabschätzungen für den hochfrequenten bzw. tieffrequenten Ast des Energiespektrums unterscheiden sich mit 2.4 bzw. 9.7 km zwar nicht von den Fenstern M-I bis M-III, der Übergang ist jedoch deutlich zur Wellenzahl von 0.475 km^{-1} verschoben. Dies bewirkt einen signifikanten Unterschied im Verlauf des Energiespektrums gegenüber den Ausschnitten M-I bis M-III. Als Ursache hierfür kann ein Wechsel in der geologischen Struktur in Betracht gezogen werden.

Um die Signifikanz dieser Ergebnisse besser beurteilen zu können, wurden zum Vergleich zwei weitere Ausschnitte betrachtet, die sich hinsichtlich ihrer magnetischen Signatur von den Fenstern M-I bis M-IV unterscheiden. Dies sind die Regionen M-V in Coats Land und M-VI im Bereich des kontinentalen Schelfs (Abb. 5.6 und 5.7). Der Verlauf dieser beiden Spektren unterscheidet sich klar von denen der Regionen M-I bis M-IV (Abb. 5.7). Das Spektrum der Region M-V ist zwar ebenso wie diejenigen der Ausschnitte M-I bis M-IV durch zwei Geradenabschnitte mit Tiefen von 12.3 bzw. 2.1 km und einem scharfen Übergang bei 0.4 km^{-1} charakterisiert, das Abflachen für Wellenzahlen kleiner 0.1 km^{-1} ist jedoch bei keinem anderen Spektrum zu beobachten. Das Spektrum der Region M-VI auf dem kontinentalen Schelf zeichnet sich durch einen dominierenden Geradenabschnitt aus, der bis hin zu Wellenzahlen von 0.45 km^{-1} reicht. Die Steigung dieses Abschnitts entspricht einer Tiefe von $10.2 \pm 0.2 \text{ km}$. Der im Frequenzbereich oberhalb von 0.45 km^{-1} bestimmte Tiefenwert liegt unterhalb der Auflösungsgrenze des Verfahrens und ist deshalb nicht von Bedeutung.

Die magnetischen Tiefenabschätzungen müssen im Vergleich zu den gravimetrischen Daten sehr viel vorsichtiger interpretiert werden. Dies liegt daran, daß im Gegensatz zu den gravimetrischen Daten die magnetische Datenbasis nur als fertiges Raster übernommen wurde, ohne daß genauere Bearbeitungsschritte bekannt waren. Der Verlauf des Energiespektrums kann aber beispielsweise durch Tiefpaßfilterung oder den mittleren Fluglinienabstand entscheidend beeinflusst werden. Beispielsweise fällt die Änderung des Energiespektrums von den Ausschnitten M-I bis M-III zu dem Fenster M-IV über Berkner Island mit einer Änderung im Fluglinienabstand zusammen (Abb. A-III). Der deutlich größere Fluglinienabstand von 20 km über Berkner Island, verglichen mit dem Abstand der Fluglinien über der Explora-Anomalie (M-I bis M-III), ist jedoch nicht der Grund für die Änderung im Verlauf des Energiespektrums. Bei einer Beeinflussung des Spektrums durch den mittleren Fluglinienabstand (20 km) würde sich ein scharfer Übergang bei einer Wellenzahl von 0.31 km^{-1} zeigen. Dieser ist jedoch im Spektrum nicht zu beobachten. Die Übergänge zwischen den einzelnen Geradenabschnitten können bei keinem der Spektren mit dem mittleren Fluglinienabstand in Verbindung gebracht werden.

Neben dem Fluglinienabstand können Filterprozesse ebenso das Energiespektrum beeinflussen. Ein Beispiel für solch eine vermutete Beeinflussung findet sich in Anh. B, Abb. B-I. Bei diesem über dem Ronne-Schelf gelegenen Fenster ist ein deutlicher Abfall des Spektrums ab 0.4 km^{-1} zu höheren Frequenzen hin zu erkennen. Die Steigung dieses Abfalls ist jedoch größer als der tieferfrequente Ast davor. Nach der Theorie wird jedoch der hochfrequente Anteil im Spektrum durch flachere Quellen verursacht und hat deshalb eine geringere Steigung. Der beobachtete Abfall im Spektrum muß also eine andere Ursache haben. Als mögliche Ursache kommt eine Tiefpaßfilterung in Frage. Um den Einfluß eines Tiefpaßfilters zu untersuchen, wurde ein Tiefpaßfilter auf den Datensatz der Region M-V angewendet und ein Energiespektrum dieses gefilterten Datensatzes berechnet (Anh. B, Abb. B-II). Der Einfluß dieses bekannten Tiefpaßfilters resultiert in einem ähnlichen Abfall im Spektrum wie in Abb. B-I. Filtereinflüsse sind im Energiespektrum deutlich zu erkennen und können von signifikanten Änderungen in der Steigung, die von Änderungen in der Quelltiefe hervorgerufen werden, unterschieden werden. Die obigen Überlegungen zeigen, daß die hier vorgestellten Tiefenwerte aus der Magnetik nicht mit Filterprozessen oder mittleren Fluglinienabständen korreliert werden können.

5.4 Interpretation und Diskussion

5.4.1 Gravimetrie und Altimetrie

Dichtekontraste innerhalb der Erdkruste bewirken eine Änderung der seismischen Geschwindigkeiten. Solche Änderungen im Verlauf der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion wurden durch refraktionsseismische Messungen entlang des Ronne-Schelfeises bestimmt (Jokat *et al.*, 1997b). Stellvertretend daraus wird hier die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion der Station 56 (Abb. 5.8a) in unmittelbarer Nähe des Ausschnitts G-II betrachtet (Abb. 5.4). Der Verlauf dieser Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion zeichnet sich durch charakteristische Sprünge bei 4.3, 10.5, 18.4 und 27 km aus. Der Bezug dieser Geschwindigkeitskontraste zu den Ergebnissen der Tiefenabschätzungen der Ausschnitte G-I bis G-III (Abb. 5.5) wurde bereits von Studinger *et al.* (1997) interpretiert und diskutiert.

Die im Ausschnitt G-II beobachtete flache Grenzschicht in einer Tiefe von 5.2 ± 0.1 km kann dem Geschwindigkeitssprung im Verlauf der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion bei 4.3 km zugeordnet werden. Dieser Sprung in der seismischen Geschwindigkeit wird einer Änderung innerhalb der Sedimente zugeordnet (Jokat *et al.*, 1997b). Diese beiden Grenzschichten stimmen zwar innerhalb der Fehlergrenzen nicht überein, es ist jedoch anzunehmen, daß beide Tiefenabschätzungen die gleiche geologische Struktur abbilden. Die vorhandene geringe Abweichung der beiden Tiefen kann dadurch verursacht werden, daß für das Gebiet G-II eine mittlere Tiefe für eine Fläche der Größe 900 km^2 angegeben wird. Entlang der Eiskante des Ronne-Schelfeises sind zwar keine größeren Tiefenvariationen dieser Grenzschicht aus der Refraktionsseismik bekannt (Jokat, pers. Mitteilung), nach Norden hin kann dies jedoch nicht ausgeschlossen werden. Die innerhalb des Ausschnitts G-II bestimmte zweite Grenzschicht, in einer Tiefe von 21.0 ± 6.1 km, kann einem Sprung in der seismischen Geschwindigkeit bei 18.4 km Tiefe zugeordnet werden. Studinger *et al.* (1997) interpretieren diese Tiefenabschätzung jedoch als Mohotiefe. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion der Abb. 5.8a (Station 56) zeigt den für den Kruste-Mantel-Übergang typischen Geschwindigkeitssprung, von ~ 7 km/s auf ~ 8 km/s, in einer Tiefe von 27 km. Diese Tiefenlage stimmt noch innerhalb des Konfidenzbereiches mit der Tiefenabschätzung aus der Wellenzahlanalyse für die untere Grenzschicht überein. Da das Verfahren der Wellenzahlanalyse bevorzugt auf die Mohotopographie anspricht (Forsyth, 1985) ist die Interpretation dieser Grenzschicht als Mohotiefe innerhalb des Fehlerbereichs wahrscheinlicher. Daß die in der Refraktionsseismik erkennbare Grenzschicht bei 18.4 km Tiefe durch die Wellenzahlanalyse nicht aufgelöst wird, könnte daran liegen, daß sie kaum Topographie besitzt. Der Sprung in der seismischen Geschwindigkeit an dieser Grenzschicht ist ausreichend groß, um einen signifikanten Dichtekontrast zu ergeben. Aus diesem Grund kann nur die fehlende Undulation innerhalb der Grenzschichttopographie als Ursache vermutet werden. Dies gilt ebenfalls für die Grenzschicht in 10.5 km Tiefe unterhalb der Zone erniedrigter seismischer Geschwindigkeit.

Die nördliche Verlängerung des kontinentalen Schelfes zeigt im Bereich des Fensters G-I eine tiefere Lage der Kruste-Mantel-Grenze, als im südlich gelegenen Ausschnitt G-II. Dieser Wert von 25.1 ± 5.6 km liegt näher an der von Jokat *et al.* (1997b) bestimmten Mohotiefe. Ob dieser Anstieg in der Tiefe auf eine tatsächliche Änderung der Krusten-

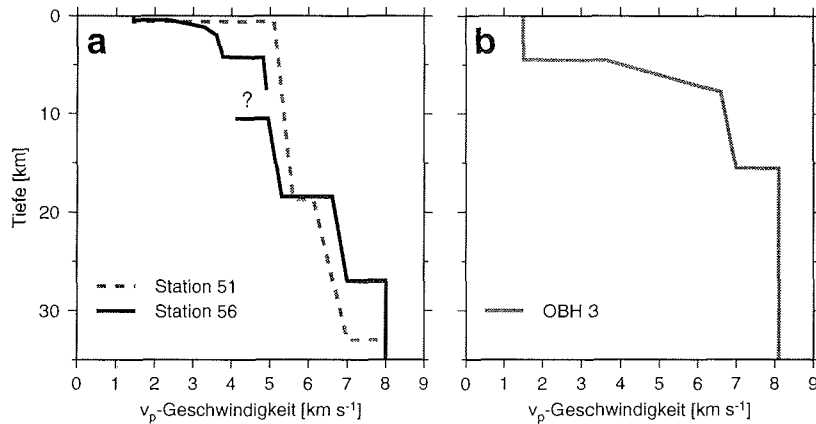


Abb. 5.8 - Verlauf der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen: (a) unterhalb zweier Stationen eines refraktionsseismischen Profils entlang der Eiskante des Ronne-Schelfeises. Die Abbildung wurde leicht modifiziert aus Jokat *et al.* (1997b) übernommen. Die Lage der für dieses Kapitel relevanten Station 56 ist in Abb. 5.4 eingezeichnet. Das Fragezeichen kennzeichnet eine Zone verringerter seismischer Geschwindigkeit, die durch ein Abreißen der Laufzeitkurve belegt ist. (b) zeigt die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion an der Position des Ozeanboden-Hydrophons OBH-3. Dieser für ozeanische Kruste im Bereich von Kontinentalrändern typische Geschwindigkeitsverlauf wurde von Ritzmann (1998) zur Verfügung gestellt. Die geographische Lage ist ebenfalls in Abb. 5.4 eingezeichnet.

dicke im nördlichen Bereich des kontinentalen Schelfes zurückgeführt werden kann ist eher unwahrscheinlich. Wie aus Abb. 5.4 ersichtlich, konnte die Lage des Fensters G-I nicht weiter nach Westen verschoben werden, da in diesem Bereich keine marinen Schweremessungen vorliegen. Der östliche Teil des Fensters G-I zeigt jedoch bereits eine deutlich negative Freiluftanomalie. In Kapitel 6 wird gezeigt, daß diese negative Freiluft- und Bougueranomalie durch ein größere Krustendicke im nordöstlichen Teil des kontinentalen Schelfes erklärt werden kann. Der östliche Teil im Ausschnitt G-I enthält also Bereiche, in denen die Moho tiefer liegt. Dieser Bereich ist zwar klein, trägt aber ebenso zum Energiespektrum bei und verschiebt den Tiefenwert. Aus diesem Grunde ist es wahrscheinlicher, daß große Teile des Fensters G-I eine ähnliche Krustenstruktur enthalten wie das südlich gelegene Fenster G-II. Dies wird auch durch die Ähnlichkeit im Verlauf der beiden Energiespektren gestützt. Abgesehen vom nordöstlichen Rand im Bereich der negativen Freiluftanomalie vor Coats Land, scheint der kontinentale Schelf wenig Änderung in der Krustenzusammensetzung aufzuweisen. Der sehr ruhige Verlauf der Freiluftschwere und das ausschließliche Vorhandensein von Anomalien mit kleiner Amplitude in diesem Bereich des Schelfes sind ebenfalls Hinweise für die gleichbleibende Krustenstruktur in dieser Region.

Die Tiefenwerte und der Verlauf des Energiespektrums im Bereich des Ostantarktischen Kratons unterhalb Coats Lands (Fenster G-III, Abb. 5.4 und 5.5) unterscheiden sich deutlich vom intrakontinentalen Sedimentbecken der Regionen G-I und G-II. Die in Abb. 5.5

erkennbare Unterteilung in drei lineare Bereiche spiegelt eine Änderung in der Zusammensetzung der Kruste wider. Die tiefste aufgelöste Schichtgrenze in diesem Bereich kann mit 31.0 ± 5.0 km Tiefe als Kruste-Mantel-Grenze interpretiert werden. Der Ostantarktische Kraton wird im Bereich um Coats Land aus der proterozoischen Maudheim-Provinz gebildet (Storey *et al.*, 1994). Kruste proterozoischen Alters weist nach Christensen und Mooney (1995) weltweit größtenteils eine Mächtigkeit zwischen 40 und 55 km auf. Die mit der Wellenzahlanalyse abgeschätzte Krustendicke von 31.0 ± 5.0 km ist damit geringer als erwartet. Eine mögliche Ursache dafür kann wieder die Lokation des räumlichen Fensters sein, dessen Verschiebung nach Osten aufgrund fehlender Daten nicht möglich war. Die abgeschätzten Tiefenwerte des Ausschnitts G-III stellen also ein gewichtetes Mittel zwischen der Krustenmächtigkeit im Sedimentbecken und derjenigen des Ostantarktischen Kratons dar. Die Mächtigkeit der Kruste unterhalb von Coats Land ist deshalb vermutlich größer als 31 km. Mit dem Verfahren der Wellenzahlanalyse kann jedoch eine erwartete Zunahme in der Krustenmächtigkeit zum Ostantarktischen Kraton nachgewiesen werden. Aufgrund der Eisbedeckung in Coats Land sind keine genaueren geologischen Untersuchungen zur Krustenstruktur in diesem Bereich möglich. Deshalb können für die mittlere Grenzschicht in 8.3 km Tiefe und diejenige bei 4.9 km keine geologischen Interpretationen gegeben werden.

Das aus Altimeterdaten bestimmte Energiespektrum nördlich des Explora Escarpments im Ausschnitt G-IV (Abb. 5.5) unterscheidet sich deutlich von den südlichen Ausschnitten G-I bis G-III. Im Verlauf dieses Spektrums zeigt sich der Übergang vom tieffrequenten zum hochfrequenten Ast bei der Wellenzahl 0.175 km^{-1} . Den beiden Ästen entsprechen Tiefen von 9.1 ± 1.8 km und 5.8 ± 0.3 km. Ritzmann (1998) bearbeitete die refraktionsseismischen Messungen in diesem Gebiet. Stellvertretend daraus wird die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion am Ort des Ozeanboden-Hydrophons OBH-3 (Abb. 5.4) diskutiert (Abb. 5.8b). Diese für ozeanische Kruste im Bereich eines Kontinentalrandes typische Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion zeigt einen ersten Sprung in der seismischen Geschwindigkeit bei 4.5 km Tiefe an. Diese Grenzschicht markiert die Wassertiefe in diesem Gebiet. Eine zweite Diskontinuität im Verlauf der Geschwindigkeit bei 15.5 km stellt die Kruste-Mantel-Grenze dar. Diese beiden Grenzschichten werden auch durch die Tiefenabschätzung der Wellenzahlanalyse abgebildet, stimmen jedoch innerhalb der Fehlergrenzen nicht mit der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion aus Abb. 5.8a überein. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion im Bereich des OBH-3 ist jedoch nur eine punktuelle Angabe. Änderungen in der Krustendicke sind mit zunehmender Entfernung vom Kontinentalrand zu erwarten. Eine Verdünnung der Kruste nach Norden hin ist bis etwa 50 km nördlich des Escarpments durch refraktionsseismische Daten belegt (Ritzmann, 1998). Die im Fenster G-IV bestimmte Krustendicke von 9.1 km ist eine mittlere Tiefe für das gesamte Gebiet und repräsentiert trotz der Abweichung des Tiefenwertes die gleiche geologische Struktur wie der Sprung in der seismischen Geschwindigkeit bei 15.5 km Tiefe. Gleiches gilt auch für die flache Grenzschicht aus der Wellenzahlanalyse bei 5.8 km Tiefe. Diese kann dem Dichtekontrast am Meeresboden zugeordnet werden. Die Abweichung zwischen der gemessenen Wassertiefe aus dem seismischen Modell und der Wellenzahlanalyse kann allerdings nicht mehr mit der Lage des räumlichen Fensters erklärt werden. Die maximale bekannte Wassertiefe im Ausschnitt G-IV liegt bei etwa 4900 m. Eine Grund für die Abweichung der mittleren Tiefenbestimmung der 5.8-km-Grenzschicht ist nicht ersichtlich.

5.4.2 Magnetik

Magnetische Anomalien werden größtenteils durch magmatische Strukturen geprägt. Die dominierenden magmatischen Ereignisse im Bereich des Weddellmeeres sind auf den Zerfall des Großkontinentes Gondwana zurückführbar. Die Trennung des heutigen afrikanischen Kontinents von der Antarktis war mit dem Ausfließen großer Flutbasaltmengen und der darauffolgenden Entstehung eines passiven Kontinentalrandes vulkanischer Art im Weddellmeer verbunden (z.B. Storey, 1995). Das Auftreten dieser LIPS („*large igneous provinces*“) im Zusammenhang mit dem Zerfall von Großkontinenten ist derzeit von besonderem Interesse. Die entlang der Küste von Dronning Maud Land nachgewiesenen seewärts geneigten Reflektoren bilden den sog. Explora Wedge und repräsentieren die frühe Phase des Gondwana-Zerfalls (Hinz und Kristoffersen, 1987). Diese Sequenz vulkanischer Intrusiva wird als Quelle der positiven, magnetischen Explora-Anomalie angesehen (Hunter *et al.*, 1996). Eine Fortsetzung der Explora-Anomalie bis einschließlich Berkner Island wurde von Hunter *et al.* (1996) vorgeschlagen. Diese auf rein qualitative Beobachtungen gestützte Hypothese wurde anhand der Wellenzahlanalyse in der vorliegenden Arbeit genauer untersucht.

Der Verlauf des Explora Wedges wurde im nördlichen Teil durch reflexionsseismische Untersuchungen kartiert. Entlang des Profils BGR 78-19 (Abb. 5.6) variiert die Oberkante des Explora Wedges in der Tiefe zwischen 2.75 und 4 km (Hinz und Kristoffersen, 1987). Das im Bereich des Ausschnitts M-II gelegene Profil BGR 86-13 hingegen zeigt Variationen in der Oberkante des Explora Wedges zwischen 5 und 7.5 km Tiefe (Hinz und Kristoffersen, 1987). Diese starken Schwankungen in der Tiefenlage der Explora Wedge-Oberkante erschweren damit die Interpretation in Bezug auf eine mittlere Quelltiefe, wie sie anhand der Wellenzahlanalyse bestimmt wird. Die beiden nördlichen Ausschnitte M-I und M-II enthalten Segmente, die einer Quelltiefe von 2.0 bzw. 2.2 km Tiefe entsprechen. Trotz der schlechten Übereinstimmung mit Ergebnissen aus der seismischen Tiefenbestimmung repräsentiert diese Grenzschicht wahrscheinlich die mittlere Tiefe der Oberkante des Explora Wedges. Die aus der Seismik bekannte starke Schwankung dieser Oberkante kann möglicherweise als Grund für die Abweichung der Ergebnisse angenommen werden. Die auffällige Ähnlichkeit des Energiespektrums aus dem Bereich des Fensters M-III, deutet darauf hin, daß dieser Bereich der Explora-Anomalie die gleiche geologische Struktur darstellt wie der nördliche Teil (Fenster M-I und M-II).

Die Energiespektren der Ausschnitte M-I bis M-III sind zwar sehr ähnlich, das Muster der magnetischen Anomalie ändert sich bereits aber im Fenster M-III (Abb. 4.4 und 5.6). Zwischen 15°W und 30°W ist die Explora-Anomalie durch ein langwelliges, breites Muster der magnetischen Anomalien charakterisiert. Der südliche Verlauf ab 30°W wird von eher kurzwelligen Strukturen (~40 km) geprägt, die nach Osten, bis hin zur Küste von Dronning Maud Land weiterverfolgt werden können. Dieses küstennahe Anomalienmuster steht nicht mehr im Zusammenhang mit der Explora-Anomalie, könnte aber auch die in diesem Bereich langwellige Explora-Anomalie überprägt haben und das kurzwellige Muster der Explora-Anomalie vortäuschen. Parallel zur Explora-Anomalie verläuft ein Minimum der magnetischen Anomalien von 25°W bis 42.5°W (Abb. 4.4). Dieses Minimum (< 300 nT) korreliert mit dem Verlauf des Weddell Rifts (Hunter *et al.*, 1996). Oszkó (1997) zeigte, daß die Fortsetzung des Weddell Rifts anhand der Bouguerschwere bis zum westlichen Ende der negativen magnetischen Anomalie bei 42.5°W weiterverfolgt werden kann.

Betrachtet man die parallel verlaufenden Strukturen des magnetischen Minimums und Maximums als eine gemeinsame Struktur, so muß der Bereich der Explora-Anomalie zwischen 25°W und 42.5°W als eine Einheit angesehen werden. Diese Interpretation würde die Ähnlichkeit der Energiespektren M-I bis M-III erklären.

Die von Hunter *et al.* (1996) vorgeschlagene südliche Verlängerung der Explora-Anomalie ist an zwei Stellen unterbrochen (40°W, 77°S und 45°W, 78°S; Abb. 4.4). Das Muster der magnetischen Anomalien geht zu einem breiten, langwelligen Verlauf über (Abb. 4.4). Diese Änderung und die Tatsache eines signifikanten Wechsels im Energiespektrum gegenüber den nördlichen Ausschnitten weisen auf einen Strukturwechsel der Quelle für die magnetische Anomalie hin.

Die Variationen innerhalb der magnetischen Anomalien, die zusammengefaßt die Explora-Anomalie ergeben, und die aus der Reflexionsseismik bekannten großen Tiefenunterschiede der Explora Wedge-Oberkante lassen die vorsichtige Interpretation der flachen Grenzsichten aus den Ausschnitten M-I bis M-IV als mittlere Oberkante dieser Intrusivstruktur zu. Die beschriebenen Unterschiede innerhalb der Explora-Anomalie belegen, daß diese Struktur in verschiedenen Phasen gebildet wurde. Daß die Struktur als Ganzes eine Einheit bildet, beginnend vom Explora Escarpment bis nach Berkner Island (Hunter *et al.*, 1996), kann jedoch aus den Beobachtungen der vorliegenden Arbeit nicht widerlegt werden. Das von Hunter *et al.* (1996) vorgeschlagene einheitliche Alter von 182 Ma für die Entstehung Explora-Anomalie muß jedoch sehr kritisch gesehen werden. Außerdem ist eine geologische Interpretation der tieferen Grenzsicht aus den Fenstern M-I bis M-IV zwischen 9.6 und 10.3 km aufgrund des Fehlens weiterer Informationen zu spekulativ.

Das Energiespektrum des Ausschnitts M-V in Coats Land liegt in einem Bereich kurzwelliger Anomalien (Abb. 5.6 und 4.4). Dies erklärt die Abflachung des Energiespektrums für Wellenzahlen kleiner 0.1 km^{-1} (Abb. 5.7). Die geologische Bedeutung beider Tiefen ist nicht ersichtlich, da keine Informationen in diesem Gebiet vorliegen. Aus den Theron Mountains weiter südlich sind oberflächennahe doleritische Gänge und „sills“, sog. horizontale Lagergänge, bekannt, die, sofern sie sich bis in den Ausschnitt M-V erstrecken sollten, die magnetische Struktur beeinflussen könnten. Eine Interpretation der Spektren in Bezug darauf ist jedoch zu vage.

Der kontinentale Schelf im Bereich des Ausschnitts M-VI (Abb. 5.6) wird von einer einzelnen magnetischen Grenzsicht in 10.2 km Tiefe dominiert. Aus refraktionsseismischen Untersuchungen entlang der Eiskante des Ronne-Schelfs ist ein Geschwindigkeitskontrast in ca. 10 km Tiefe bekannt (Hübscher *et al.*, 1996; Jokat *et al.*, 1997b). Hübscher *et al.* (1996) diskutieren einen magmatischen Ursprung für diese Grenzsicht. Unter der Annahme, daß sich diese Grenzsicht nach Norden bis ins Fenster M-VI erstreckt, scheint diese Interpretation wahrscheinlich. Kudryavtzev *et al.* (1987) und Zatsepin *et al.* (1987) interpretieren diese und die darunterliegenden Schichten als sedimentären Ursprungs. Dies wurde bereits von Hübscher (1994) aus Subsidenzgründen bezweifelt. Die signifikante magnetische Quelltiefe in diesem Gebiet macht einen sedimentären Ursprung dieser Grenzsicht ebenfalls unwahrscheinlich.

Kapitel 6

Schweremodelle

Ein grundlegendes Verfahren aus der Gruppe der indirekten Interpretationsmethoden stellt die Modellierung der Schwerewirkung einer vorgegebenen Massenverteilung im Untergrund dar. Dabei wird die modellierte Schwere mit gemessenen Anomalien verglichen und durch systematisches Probieren ein Modell der Massenverteilung bestimmt, das eine möglichst gute Annäherung an die beobachteten Schwerewerte ergibt. Sind im modellierten Gebiet geowissenschaftliche Zusatzinformationen über die Krustenstruktur vorhanden, so beschränkt die Verwendung dieser Randbedingungen die Menge der möglichen Massenverteilungen bei der Modellierung auf geologisch realistische Modelle.

6.1 Talwani-Verfahren

Das in dieser Arbeit verwendete Verfahren zur Modellierung der Schwerewirkung einer vorgegebenen Massenverteilung im Untergrund beruht darauf, daß sich die Gestalt eines beliebig geformten, zweidimensionalen homogenen Körpers mit hinreichender Genauigkeit durch einen geschlossenen Polygonzug annähern läßt. Diesen sog. Talwani-Körpern (Talwani *et al.*, 1959) wird eine konstante Dichte zugeordnet. Geologische Formationen mit leicht unterschiedlicher Dichte können in einem Körper zusammengefaßt werden. Die Durchschnittsdichte dieses Modellkörpers wird als Blockdichte bezeichnet. Aufgrund des Äquivalenzprinzips, das für alle Potentialverfahren gilt, existiert keine eindeutige Lösung (z.B. Militzer und Weber, 1984). Eine Potentialfeldanomalie kann durch unendlich viele Störkörper verschiedener Gestalt und Dichte verursacht werden. Diese durch die mathematische Struktur der Potentialfeldgleichungen bedingte Mehrdeutigkeit muß bei der Interpretation der Schweremodelle berücksichtigt werden.

6.2 Modellgrundlagen

Um dem Äquivalenzprinzip bei der Schweremodellierung Rechnung zu tragen, wurde im Rahmen dieser Arbeit die Erstellung möglichst einfacher, geologisch plausibler Schweremodelle angestrebt. Die Parametrisierung des Untergrundes durch geschlossene Polygonzüge und die Festlegung einer Blockdichte sind die entscheidenden Parameter für die Modellierung. Zur Festlegung der Modellkörper wurde die Erdkruste in eine Sediment-

schicht, eine Oberkruste und eine Unterkruste untergliedert, die auf dem Erdmantel lagern. Geometrie und Dichte dieser Modellkörper wurden als Parameter im Modellierungsprozeß variiert. Als weitere Modellkörper wurden eine Eisschicht und eine Meerwassersäule angenommen. Die Geometrie dieser Körper ist jedoch aus begleitenden seismischen Messungen bekannt und wurde deshalb als feste Randbedingung für die Modellierung verwendet. Die Berücksichtigung der Meerwassersäule und der Eisschicht wird bei der Modellierung der Freiluftschwere notwendig. Die Modellierung der Freiluftschwere hat im Untersuchungsgebiet gegenüber der Modellierung der Bouguerschwere einen Vorteil: Aus der Verwendung einer homogenen Reduktionsdichte für die Berechnung der Bouguerschwere resultieren künstliche Bougueranomalien in Bereichen, in denen diese Reduktionsdichte von der Oberflächendichte abweicht. Dieser unerwünschte Effekt tritt bei der Modellierung der Freiluftschwere nicht auf.

Ähnlich wie bei der Variation der Geometrie der Modellkörper werden bei der Festlegung der Dichten diejenige der Wassersäule und der Eisschicht als feste Randbedingungen verwendet. Als Durchschnittsdichte wurde für die Eisschicht $\rho_E = 910 \text{ kg/m}^3$ verwendet und für die Meerwassersäule $\rho_W = 1030 \text{ kg/m}^3$ bei -2°C . Beide Werte wurden von Lambrecht *et al.* (1995, erschienen 1997) für das Ronne-Schelfeis und von Greischar *et al.* (1992) für das Ross-Schelfeis verwendet. Die Bestimmung der Durchschnittsdichten für die Modellkörper des Mantels und der Kruste basieren z. T. auf refraktionsseismischen Daten. Im Bereich des Ronne-Schelfes wurde die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion der Station 56 (Abb. 5.8 und Abb. 6.1) als Ausgangsbasis für die Schweremodelle gewählt. Die Parameter zur Umrechnung der seismischen Geschwindigkeiten in Dichten sind aus Christensen und Mooney (1995, Tab. 8) entnommen. Die seismische Geschwindigkeit im oberen Erdmantel unterhalb der Station 56 von $v_P = 8.0 \text{ km/s}$ resultiert in einer Manteldichte von $\rho_M = 3300 \text{ kg/m}^3$. Für den Modellkörper der Unterkruste wurde der Bereich in der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion von der Diskontinuität bei 18.4 km Tiefe bis zur Mohorovicic-Diskontinuität zusammengefaßt. Der Bereich der Primärwellengeschwindigkeit von $v_P = 6.6 \text{ km/s}$ bis $v_P = 7.0 \text{ km/s}$ ergibt eine Durchschnittsdichte für die Unterkruste von 2950 kg/m^3 . Als weitere Einheit im Verlauf der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion kann der Bereich zwischen den Diskontinuitäten bei 10.5 km und 18.4 km zusammengefaßt werden. Im Schweremodell wird dieser Bereich durch den Modellkörper der Oberkruste repräsentiert. Die Umrechnung der für diese Tiefen ungewöhnlich niedrigen P-Wellengeschwindigkeiten zwischen $v_P = 4.95 \text{ km/s}$ und $v_P = 5.3 \text{ km/s}$ nach Christensen und Mooney (1995) resultiert in zu geringen Dichten. Die von Christensen und Mooney (1995) bestimmten Regressionsparameter sind durch einen weltweiten Vergleich aus refraktionsseismischen Messungen entstanden und stellen einen durchschnittlichen Wert dar. Die ungewöhnlich niedrigen P-Wellengeschwindigkeiten im Tiefenbereich zwischen 10.5 und 18.4 km zeigen eine starke Abweichung von „durchschnittlicher“ Kruste und somit vom Christensen-Mooney-Modell (1995) an. Aus diesem Grunde wurde hier stattdessen die Standarddurchschnittsdichte für die Oberkruste von 2670 kg/m^3 verwendet.

Das Christensen-Mooney-Modell (1995) zur Umrechnung seismischer Geschwindigkeiten in Dichten ist ausschließlich für kristalline Kruste gültig. Geschwindigkeits-Dichte-Relationen für glazial überkompaktierte Sedimente existieren nicht. Die wenigen Kerne aus dem Bereich des Weddellmeers reichen mit einer Eindringtiefe von einigen Zehnermetern nicht für eine Bestimmung der Durchschnittsdichte aus. Zuverlässige Dichtebe-

stimmungen an Kernen aus der Prydz Bay (Abb. 1.1) liegen ebenfalls nicht vor. Außerdem weicht die geologische Sedimentationsgeschichte der Prydz Bay von der des Weddellmeeres stark ab. Aus diesem Grunde erscheint eine Verwendung dieser Dichtewerte nicht ratsam. Deshalb wurde durch systematisches Probieren eine mittlere Dichte von 2500 kg/m^3 für die Sedimentschicht des von der Schelfeisauflast beeinflussten Bereichs des Ronne-Schelfs bestimmt. Im Bereich des Andenes Plateaus, bei dem die Sedimente nicht durch eine Eisauflast überkompaktiert wurden, erwies sich die geringere Dichte von 2400 kg/m^3 als geeigneter.

Die durch die endliche Ausdehnung eines Modells bedingten Randeffekte werden bei Schweremodellierungen durch die Wahl einer Hintergrunddichte minimiert. Entscheidend für die Modellierung ist nur die Gestalt der Modellkörper und ihr Dichtekontrast zur Umgebung. Die Wahl absoluter Dichtewerte führt lediglich zu einer additiven Konstante bei der modellierten Schwere. Durch systematisches Probieren wird versucht, die Form der modellierten Kurve an die gemessenen Schwerewerte anzupassen. Die Modellierung der Freiluftschwere erfordert eine Hintergrunddichte von Null, da der Dichtekontrast zwischen dem obersten Modellkörper, der Eisschicht und der Luft ansonsten nicht korrekt wiedergegeben wird.

6.3 Ergebnisse

Die Lage der Profilschnitte für die Modellebenen wurde so ausgewählt, daß die wichtigsten geologischen Strukturen im Untersuchungsgebiet geschnitten wurden. Zusätzlich dazu sollten vorhandene Zusatzinformationen aus seismischen Messungen als Randbedingungen in die Schweremodellierung einbezogen werden. Diese Kriterien führten zur Auswahl von drei Profilschnitten, die im folgenden beschrieben werden.

6.3.1 Modell A – Ronne-Schelf

Das Schweremodell A verläuft entlang des Profils A auf dem Ronne-Schelf, beginnend bei der Lokation der Registrierstation 56 (Punkt A) bis nach Süden zwischen Henry Ice Rise und Berkner Island zum Punkt B und darüber hinaus (Abb. 6.1). Am nördlichen Ende wurden die Tiefenlagen der Hauptgrenzschichten und deren Durchschnittsdichten größtenteils aus der Refraktionsseismik übernommen (siehe Kap. 6.2). Das Modell der Freiluftschwere entlang des Profils A ist in Abb. 6.2 dargestellt. Der obere Teil der Abb. 6.2 zeigt den Verlauf der gemessenen Freiluftschwere und der Modellschwere. Der mittlere Teil zeigt eine vergrößerte Darstellung der oberen Modellkörper, der untere Teil das gesamte Modell. Die gemessene Freiluftschwere entlang dieses Profils weist nur sehr geringe Variationen auf, abgesehen von einem ausgeprägten Minimum bei Profilkilometer 135. Dies spiegelt sich auch im fast ebenen Verlauf der Grenzflächen der Modellkörper wider. Die kleinen Variationen in der gemessenen Freiluftschwere, verbunden mit der geringen Undulation der Modellkörpergrenzflächen zeigen, daß sich die aus der Refraktionsseismik abgeleitete Krustenstruktur entlang dieses Profils fortsetzen läßt. Diese Region des Ronne-Schelfs ist von einer sehr homogenen Krustenstruktur unterlagert. Der geringe Anstieg in der Freiluftschwere zwischen Profilkilometer 325 und 425 kann durch

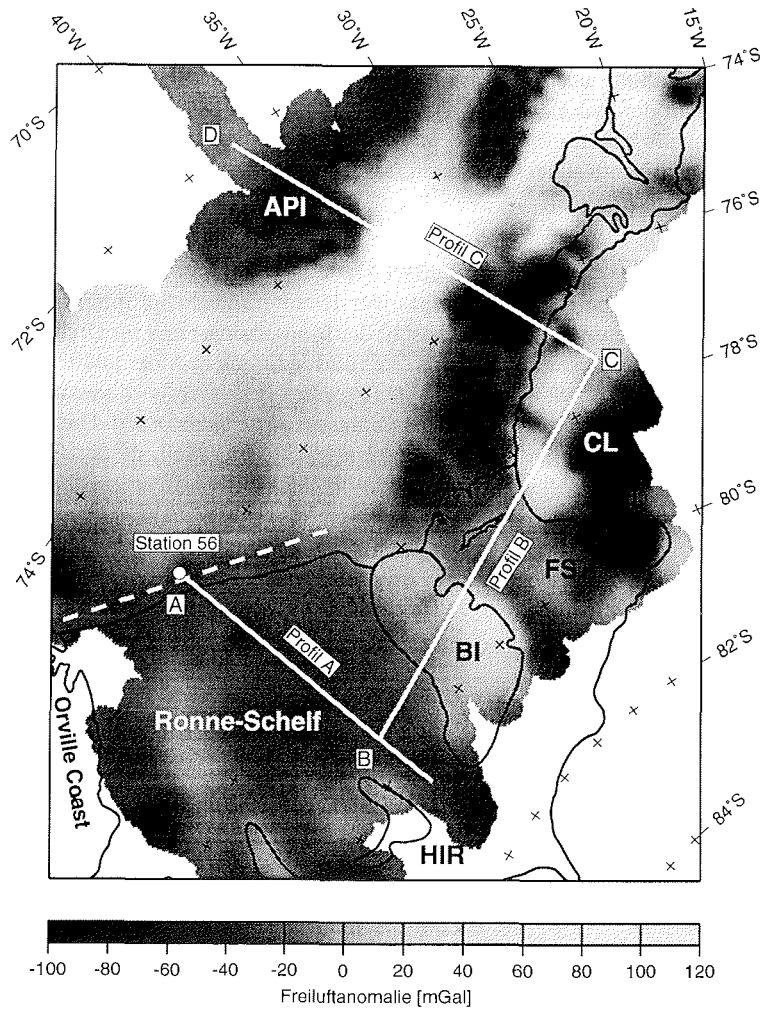


Abb. 6.1 - Geographische Lage der Profilschnitte A-C, entlang derer zweidimensionale Modelle der Freiluftschwere berechnet wurden. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion an der Station 56 (Abb. 5.8) wurde zur Umrechnung in Durchschnittsdichten anhand von Regressionsparametern aus Christensen und Mooney (1995, Tab. 8) verwendet. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells aus Abb. 6.5. Abkürzungen: API, Andenes Plateau; BI, Berkner Island; CL, Coats Land; FS, Filchner-Schelf; HIR, Henry Ice Rise.

eine leichte Aufwölbung des Mantels modelliert werden. Es lassen sich jedoch auch andere geologische Modelle finden, mit denen diese Schwereanomalie erklärt werden könnte.

Die Ursache für das Schwereminimum in der gemessenen Freiluftanomalie bei Profilkilometer 135 ist eine konzentrische, negative Anomalie in der Freiluftschwere bei ca. 55°W , 77°S (Abb. 4.1 und 6.1). Kleinräumige Strukturen dieser Art deuten meist auf einen singulären Fehler innerhalb der Daten hin, der durch den Interpolationsalgorithmus bei der Rastererstellung zu einer konzentrischen Struktur abgebildet wird. Im Fall dieser Struktur handelt es sich nach Aussagen der Bearbeiter jedoch nicht um einen solchen Fehler (Aleshkova, pers. Mitteilung). Kleinräumige negative Anomalien dieser Art können innerhalb eines Sedimentbeckens beispielsweise mit aufsteigenden Salzdiapieren erklärt werden. Die vorliegende Modellierung hat jedoch ein Abbilden der großräumigen Krustenstrukturen zum Ziel. Aus diesem Grund wurde bewußt darauf verzichtet, dieses Schwereminimum mit einem kleinräumigen Störkörper zu modellieren.

6.3.2 Modell B – Berkner Island

Das Schweremodell entlang des Profils B (Abb. 6.3) ist an seiner westlichen Begrenzung im Punkt B an das Modell A angeschlossen (Abb. 6.1). Der weitere Verlauf des Profils erstreckt sich über Berkner Island bis hin zum Ostantarktischen Kraton in Coats Land (Abb. 6.1). Die genauere Untersuchung der großen positiven Anomalie in der Bouguer-schwere (Abb. 4.2) zwischen Berkner Island und Coats Land sowie der Übergang des Sedimentbeckens zum Ostantarktischen Kraton waren die Ziele dieser Modellierung. Der Übergang zum Kraton wurde im Modell durch ein Auskeilen der glazial überprägten Sedimente mit einer Dichte von 2500 kg/m^3 realisiert. Diese oberste Schicht unter dem Eis bzw. Meerwasser wird beim Übergang im Bereich der Küste vor Coats Land durch einen Modellkörper mit der durchschnittlichen Oberkrustendichte von 2670 kg/m^3 ersetzt (Abb. 6.3). Ein weiteres Charakteristikum des Modells ist die Aufwölbung der Kruste-Mantel-Grenze zwischen Profilkilometer 275 und 425. Diese Moho-Aufwölbung von ca. 27 auf ca. 23 km Tiefe kann als Ursache für das Schwererhoch östlich von Berkner Island in der Bouguer-anomalie angesehen werden. Diese Schwerestruktur ist in der Freiluftanomalie wegen der Kompensation durch die bathymetrischen Übertiefung in diesem Abschnitt nur sehr schwach ausgeprägt. Eine Modellierung dieser Struktur durch Störkörper mit positivem Dichtekontrast innerhalb der Oberkruste ist aufgrund der großen Ausdehnung der Schwereanomalie als geologisch unwahrscheinlich anzunehmen. Ein weiteres Charakteristikum in diesem Modell ist ein Anstieg in der Krustendicke im Bereich des Ostantarktischen Kratons. Die Mächtigkeit der Kruste wurde hier mit ca. 33 km modelliert.

6.3.3 Modell C – Coats Land

Die Fortsetzung der Modellierung im Bereich des Ostantarktischen Kratons bildet das Schweremodell entlang des Profils C (Abb. 6.4). Das südöstliche Ende dieses Profils schließt am Punkt C an das Modell B an (Abb. 6.1). Von dort aus verläuft das Profil in nordwestlicher Richtung bis zum Andenes Plateau bei Punkt D. In diesem Bereich sind reflexionsseismische Profile vorhanden, die von Oszkó (1997) zur Kartierung der Sedimentbedeckung verwendet wurden. Die Zweiweglaufzeit bis zum tiefsten sichtbaren Reflektor, dem „akustischen Basement“, beträgt im Bereich des Andenes Plateaus 7 s (Oszkó, 1997). Zieht man einen großen Bereich von möglichen P-Wellengeschwindigkeiten für diese Sedimente zwischen 3.9 und 5.5 km/s in Betracht, so ergibt sich unter Berücksichtigung der Wassertiefe eine unterste Grenze für die Sedimentbedeckung zwi-

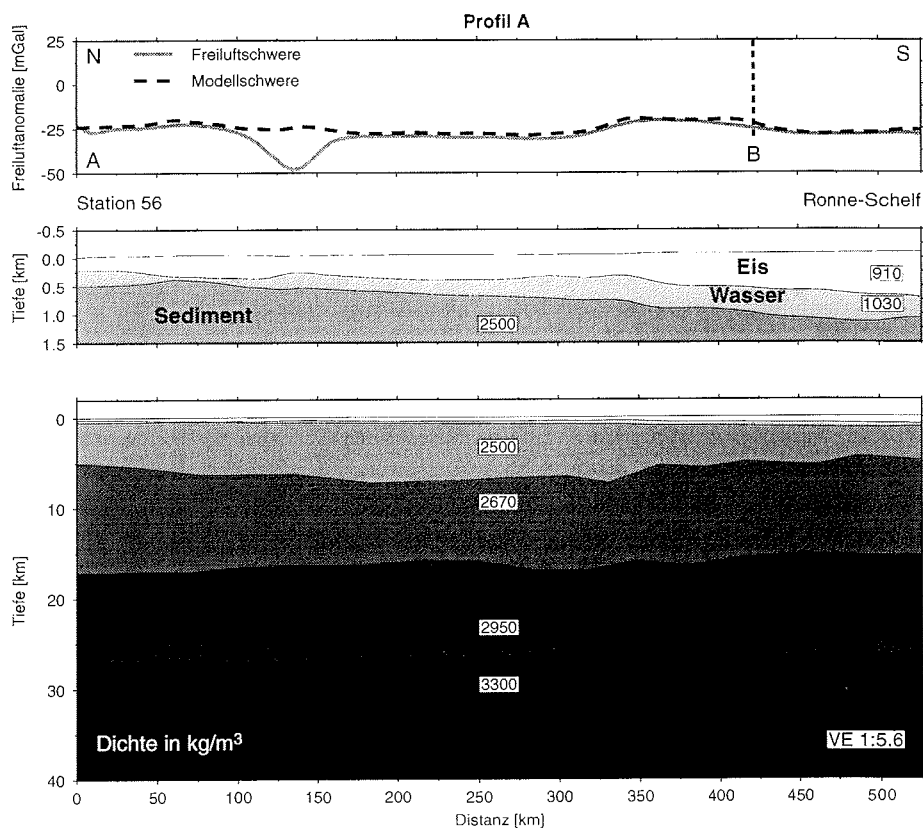


Abb. 6.2 - Modell der Freiluftschwere beginnend bei der Lokation der refraktionsseismischen Registrierstation 56 (Punkt A). Der Verlauf der Modellebene entlang des Profils A ist in Abb. 6.1 dargestellt. Die vertikale, gestrichelte Linie bei Punkt B markiert den Schnittpunkt mit Profil B. Im oberen Teil ist der Verlauf der gemessenen Freiluftschwere und der Modellschwere gezeigt. Der mittlere Teil ist eine vergrößerte Darstellung der oberen Modellkörper, die die Freiluftschwere entscheidend prägen. Der untere Teil zeigt das gesamte Modell mit einer vertikalen Überhöhung (VE) von 1:5.6.

schen 8.1 und 9.8 km Tiefe. Dies wurde als Randbedingung im Schweremodell verwendet. Aus reflexionsseismischen Messungen ist bekannt, daß vor der Küste von Coats Land das Grundgebirge des Ostantarktischen Kratons am Meeresboden ansteht (Hinz und Kristoffersen, 1987), so daß dies als qualitative Randbedingung in die Schweremodellierung eingehen konnte. Die durch systematisches Probieren gefundene Dichte der Sedimentschicht ist mit 2400 kg/m^3 geringer als diejenige in den Modellen A und B. Als Ursache hierfür kommt möglicherweise eine geringere glaziale Kompaktion der Sedimente in diesem Bereich in Betracht. Für die Region des Andenes Plateaus kann eine glaziale Überkompaktion aufgrund der großen Wassertiefe ganz ausgeschlossen werden.

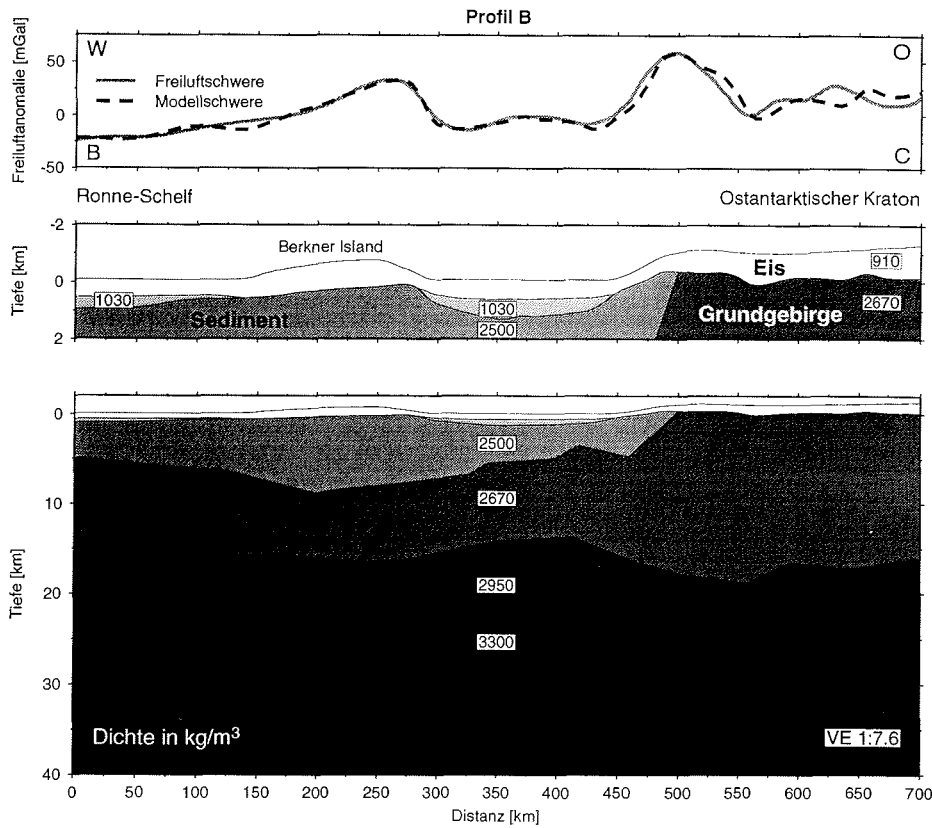


Abb. 6.3 - Modell der Freiluftschwere entlang des Profilschnitts B über Berkner Island bis zum Ostantarktischen Kraton (Abb. 6.1). Die westliche Begrenzung des Schweremodells ist bei Punkt B (Abb. 6.1) an das Modell entlang des Profils A angeschlossen. Die Darstellungsweise ist analog zu Abb. 6.2.

Das Schweremodell entlang des Profils C zeigt den Übergang von kontinentaler Kruste im Bereich des Ostantarktischen Kratons zu ozeanischer Kruste im Bereich des Andenes Plateaus. Die von Hinz und Kristoffersen (1987) ursprünglich vermutete kontinentale Herkunft der in ihrem Modell als Andenes Escarpment benannten Struktur wurde später bezweifelt. Jokat *et al.* (1996) nehmen für das Andenes Plateau ozeanischen Ursprung an. Die Verwendung der seismischen Randbedingungen im Schweremodell erfordert eine Abnahme der Krustenmächtigkeit bis auf 12 km im Bereich des Andenes Plateaus. Ähnliche Krustendicken wurden von Ritzmann (1998) beim Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste im Bereich nördlich des Explora Escarpments gefunden (Abb. 5.8b). Diese für ozeanische Kruste in der Nähe des Übergangsbereichs typische Mächtigkeit von 12 km impliziert eine ozeanischen Herkunft für das Andenes Plateau. Die östlich vom Andenes Plateau gelegene Weddell Rift-Grundgebirgsdepression wurde von Hinz und Kristoffersen (1987) als Aulakogen, also unterbrochenes Rift bzw. „failed rift“ interpretiert.

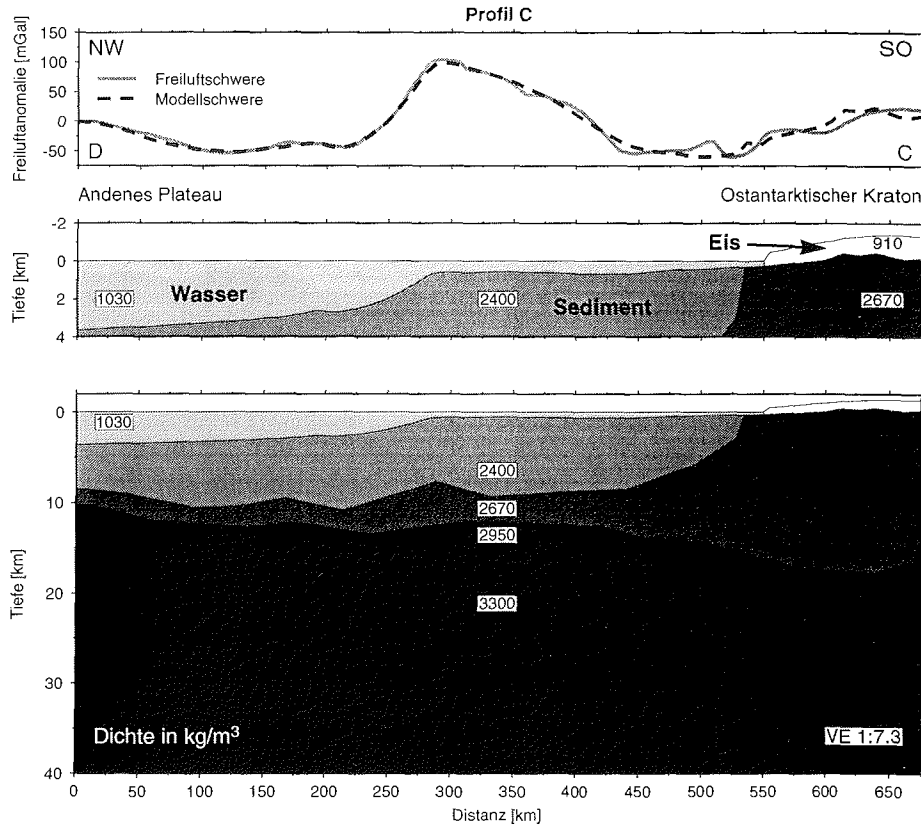


Abb. 6.4 - Modell der Freiluftschwere entlang des Profils C beginnend beim Andenes Plateau. Der Verlauf des Modells bis zum Ostantarktischen Kraton ist aus Abb. 6.1 ersichtlich. Die Darstellungsweise ist analog zu Abb. 6.2. Die vertikale Überhöhung (VE) des unteren Profilschnitts beträgt 1:7.3.

tiert, und von Hinz und Kristoffersen (1987) mit einer Aufwölbung der Kruste-Mantel-Grenze modelliert. Eine Verlängerung dieser postulierten Struktur nach Süden ist im Modell C ebenfalls zu beobachten. Zwischen Profilkilometer 250 und 350 ist ein Anstieg der Mohorovicic-Diskontinuität zu erkennen. Der darübergelegene Kontinentalhang und die Aufwölbung der Kruste-Mantel-Grenze verursachen ein Maximum von ca. 110 mGal in der Freiluftschwere. Betrachtet man den weiteren Verlauf des Schweremodells in Richtung auf den Ostantarktischen Kraton, so zeigt sich ein abrupter Anstieg in der Krustenmächtigkeit. Von der westlichen Begrenzung des Weddell Rifts bei Profilkilometer 350 sinkt die Moho-Tiefe von ca. 17 km Tiefe auf über 30 km Tiefe bei 525 km. Diese für einen kontinentalen Schelf ungewöhnlich mächtige Kruste ist auch die Ursache für ein ausgeprägtes Minimum in der Bouguerschwere (Abb. 4.2). Dieses zwischen 25°W und 35°W verlaufende Minimum in der Bouguerschwere deutet auf einen abrupten Wechsel

in der Krustenstruktur hin. Dieser Teil des kontinentalen Schelfs muß aufgrund der gravimetrischen Signatur eine andere geologische Geschichte besitzen als das übrige Filchner-Ronne-Schelf.

6.4 Diskussion

Die gezeigten Schweremodelle entlang der Profile A-C stützen sich an beiden Endpunkten auf seismische Randbedingungen und sind an Kreuzungs- bzw. Endpunkten miteinander verbunden. Diese in sich und mit anderen Zusatzinformationen konsistente Modellierung unterschiedlicher Krustenbereiche ermöglicht trotz der prinzipiellen Mehrdeutigkeit des Verfahrens verlässliche Aussagen zur großräumigen Krustenstruktur entlang der Profilschnitte.

Die geringen Änderungen im Verlauf der Bouguerschwere im Bereich des Ronne-Schelfs zwischen Henry Ice Rise, Berkner Island und dem nördlichen Rand des Ronne-Schelfeises lassen eine homogene Krustenstruktur in diesem Bereich erwarten (Abb. 4.2). Diese geringen Undulationen ließen keine großen Variationen in der Tiefe der Grenzschichten beim Modellieren zu. Die modellierte, homogene Krustenstruktur entlang des Profils A stimmt mit der ruhigen Charakteristik des Schwereverlaufs und der aeromagnetischen Anomalie (Abb. 4.4) in diesem Bereich überein.

Im Gegensatz zu Modell A werden im Schweremodell entlang des Profils B über Berkner Island bis hin zum Ostantarktischen Kraton große Änderungen in der Tiefenlage der Modellkörper und im Verlauf der gemessenen Bouguer- und Freiluftschwere beobachtet. Der Verlauf der Kruste-Mantel-Grenze zeigt unterhalb von Berkner Island im Schweremodell keine großen Änderungen (Abb. 6.3). Diese modellierte, flache Moho-Topographie steht im Einklang mit der Tatsache, daß im Bereich von Berkner Island keine nennenswerte Anomalie in der Bouguerschwere zu beobachten ist (Abb. 4.2). Im Gegensatz dazu zeigt ein ähnliches Schweremodell von Hunter *et al.* (1996) unterhalb von Berkner Island eine kurzweilige (100 km) Vertiefung der Moho-Topographie von ca. 5 km. Diese Vertiefung müßte in einer deutlichen, negativen Bougueranomale resultieren, die aber nicht beobachtet wird. Aus diesem Grund wurde in der vorliegenden Arbeit keine ausgeprägte Topographie in der Kruste-Mantel-Grenze angenommen. Die Übereinstimmung der Modellschwere mit der gemessenen Schwere zeigt, daß es sich hierbei um ein weiteres, geologisch mögliches Modell handelt.

Östlich von Berkner Island deutet eine positive Bougueranomale (ca. 80 mGal) auf einen Wechsel in der Krustenstruktur hin. Nach Kadmina *et al.* (1983) befindet sich am nördlichen Rand des Filchner-Schelfeises im Bereich dieser Schwereanomale eine Moho-Aufwölbung von ca. 5 km im Vergleich zur umliegenden Kruste-Mantel-Grenze. Das von Kadmina *et al.* (1983) untersuchte Profil berührt den nördlichen Ausläufer der Schwereanomale zwischen Berkner Island und Coats Land. Die Modellierung der Moho-Topographie entlang dieses Profils stützt sich an den Flanken dieser Struktur auf refraktionsseismische Messungen. Da eine Kontrolle der in diesem Bereich geneigten Grenzschichten durch eine Schuß-Gegenschuß-Überdeckung nicht vorhanden ist, muß

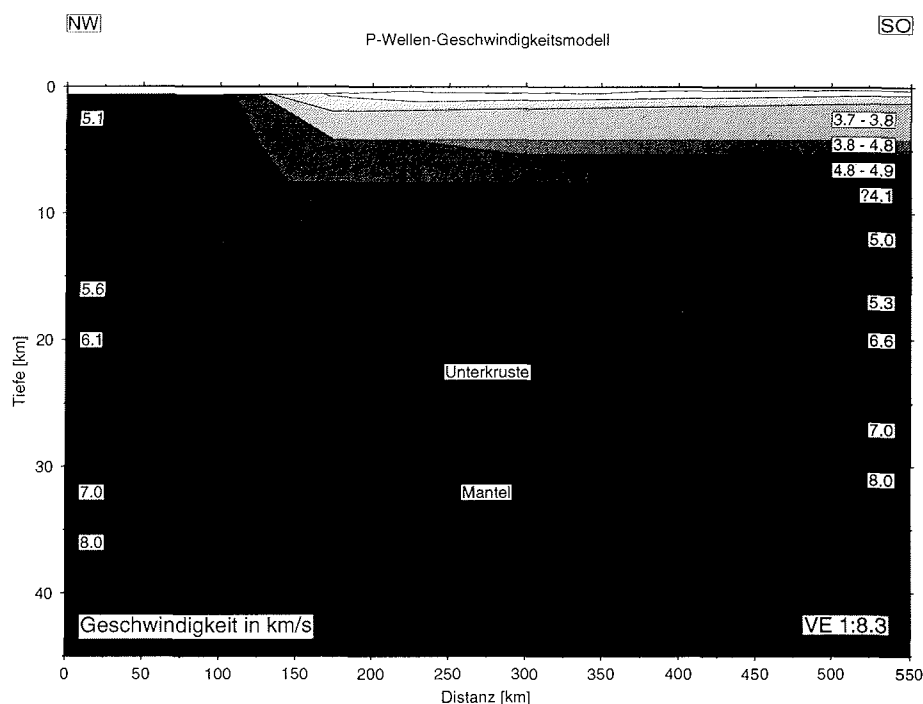


Abb. 6.5 - Zweidimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der P-Wellengeschwindigkeiten für ein Profil entlang der Eiskante des Ronne-Schelfeises (Jokat, pers. Mitteilung). Die Lage des Profils ist in Abb. 6.1 durch die gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die Beschreibung des Datensatzes findet sich in Jokat *et al.* (1997a, b). Die Aufwölbung in der Kruste-Mantel-Grenze zwischen 200 und 300 km Entfernung liegt im Bereich der nördlichen Verlängerung der positiven Bougueranomalie auf dem westlichen Teil des Ronne-Schelfs. Weitere Erläuterungen finden sich im Text.

das publizierte Ergebnis zwar kritisch betrachtet werden, die im Rahmen dieser Arbeit modellierte Variation in der Topographie der Kruste-Mantel-Grenze liegt jedoch mit ca. 4 km in der gleichen Größenordnung wie diejenige von Kadmina *et al.* (1983). Auf der Karte der Bouguerschwere (Abb. 4.2) ist ersichtlich, daß diese Struktur nach Norden hin keine Verbindung mit dem Weddell Rift besitzt. Das Schwerehoch läuft bei ca. 37.5°W, 75°S nach Norden hin aus. Eine Aussage darüber, ob eine Fortsetzung nach Süden existiert, kann aufgrund der fehlenden Daten nicht gemacht werden. Da weitere Informationen zu dieser Struktur nicht vorhanden sind, wird in dieser Arbeit der neutrale Begriff „Riftstruktur“ zur Klassifizierung vorgeschlagen. Das Vorhandensein dieser Riftstruktur führte vermutlich auch zur Dehnung der Kruste in diesem Gebiet nach dem Zerfall Gondwanas.

Eine zweite Struktur dieser Art findet sich am westlichen Rand des Ronne-Schelfs zwischen dem Korff Ice Rise und der Orville Coast. Nach Norden hin reicht diese positive Struktur in der Bougueranomale bis ca. 62.5°W, 76.5°S (Abb. 4.2). Diese Aufwölbung ist etwas schwächer ausgeprägt als diejenige östlich von Berkner Island, besitzt aber anson-

sten sehr ähnliche Eigenschaften. Refraktionsseismische Messungen existieren in dieser Region nur 100 km weiter nördlich am Rand des Ronne-Schelfeises. Als Ergebnis aus diesen Messungen findet sich eine Aufwölbung der Kruste-Mantel-Grenze in der nördlichen Verlängerung dieses Rückens. Abbildung 6.5 zeigt das aus refraktionsseismischen Messungen abgeleitete vorläufige Geschwindigkeitsmodell (Jokat, pers. Mitteilung). Die im Entfernungsbereich zwischen 200 und 300 km sichtbare Aufwölbung in der Moho-Topographie von ca. 2 km liegt in dem Bereich, in dem das Modell durch seismische Strahlen überdeckt ist (Jokat, pers. Mitteilung).

Eine zeitliche Einordnung der beschriebenen Strukturen ist anhand der vorliegenden Daten nicht mit Sicherheit möglich. Die Tatsache, daß beide Strukturen keine Fortsetzung nach Norden besitzen, sondern eher eine Verbindung nach Süden hin zu haben scheinen, deutet darauf hin, daß eine Entstehung dieser beiden riftähnlichen Strukturen nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Zerfall Gondwanas steht. Die vermutlich starke Dehnung der Kruste im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfs während des Gondwana-Zerfalls hätte eine bereits vorhandene Struktur vermutlich so stark überprägt, daß sie nicht mehr mit der beobachteten Deutlichkeit vorhanden wäre. Diese Überlegungen erlauben lediglich eine spekulative Eingrenzung für das Alter dieser beiden Riftstrukturen. Als maximales Entstehungsalter kann das späte Jura bzw. die frühe Kreide angenommen werden.

Im Bereich des Ostantarktischen Kratons unterhalb von Coats Land wurde die Mächtigkeit der Kruste in den Modellen B und C jeweils mit ca. 33 km modelliert. Refraktionsseismische Messungen in diesem Bereich existieren nicht, die Krustenmächtigkeit dieser Region wurde aber in Kap. 5 durch die Wellenzahlanalyse abgeschätzt. Dabei ergab sich eine Moho-Tiefe von 31.0 ± 5.0 km, die mit der modellierten Krustenmächtigkeit übereinstimmt (Abb. 5.5). Eine vergleichende Betrachtung der Bouguerschwere und der aeromagnetischen Karte in der Region um Coats Land zeigt eine auffallende Ähnlichkeit in den Anomaliestrukturen, die nachfolgend diskutiert wird.

Betrachtet man die Bouguerschwere auf dem nordöstlichen Teil des Filchner-Schelfs vor der Küste von Coats Land, so zeigt sich, daß sich dieser Bereich mit einem Minimum in der Bougueranomalie in seiner gravimetrischen Signatur klar vom restlichen Teil des Filchner-Ronne-Schelfs unterscheidet (Abb. 4.2). Die geologische Struktur bzw. Geschichte dieses Teils muß demnach grundlegend verschieden von der des westlichen Teils des Filchner-Ronne-Schelfs sein. Eine Gegenüberstellung der Bouguerschwere und der aeromagnetischen Anomalie zeigt Abb. 6.6. Der gestrichelt umrandete Bereich der negativen Bougueranomalie findet sich als Muster kurzweiliger Anomalien in der aeromagnetischen Karte wieder. Der ausgeprägte Wechsel der kurzweiligen aeromagnetischen Anomalie zu einem Bereich langweiliger magnetischen Anomalien bei ca. 79°S wurde von Storey *et al.* (1994) als die Grenze der Grenville-Provinz in der Antarktis interpretiert. Diese Grenze verläuft nach Storey *et al.* (1994) zwischen den Theron Mountains und der Shackleton Range und begrenzt die Maudheim-Provinz des Ostantarktischen Kratons, die altersmäßig dem Grenvillian zugeordnet werden kann, nach Süden. Diese Interpretation ist auf vergleichbare Strukturen des Grenvillian in Nordamerika gestützt sowie auf Altersbestimmungen an drei Nunataks in Coats Land (Abb. 6.6). Die Altersbe-

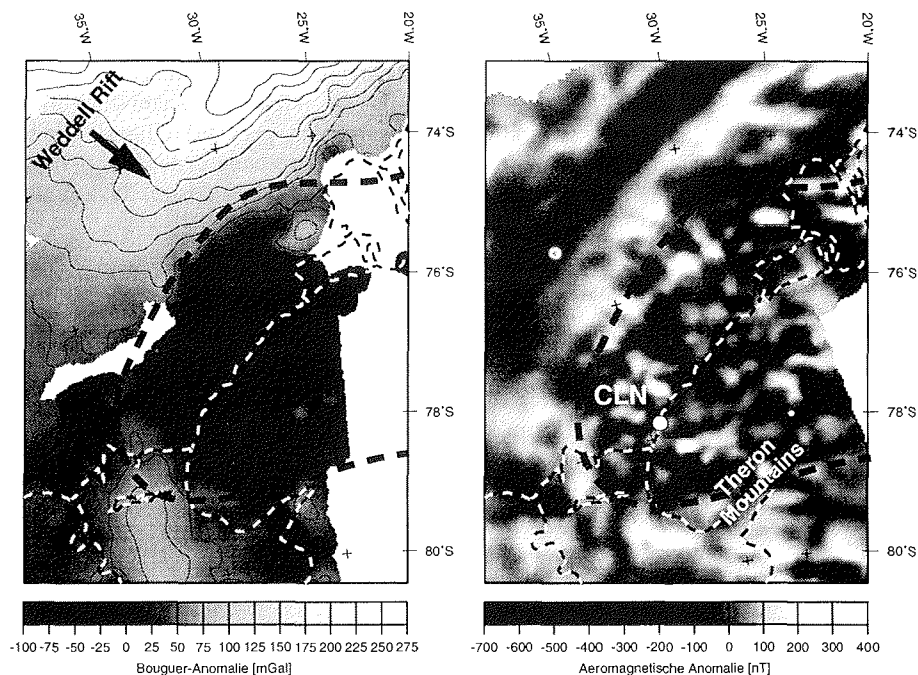


Abb. 6.6 - Ausschnitte aus der Bouguer-Anomaliekarte (links) und der aeromagnetischen Anomaliekarte (rechts). Der Abstand der Konturlinien bei der Bouguerkarte beträgt 25 mGal. Bei der aeromagnetischen Anomalie wurde eine Reliefbeleuchtung von Nordwesten simuliert. Schwarz-weiß gestrichelte Linien markieren den Verlauf der Küstenlinie und der Eisfronten. Die schwarz gestrichelten Linien umranden das im Text diskutierte Gebiet. Der mit CLN bezeichnete weiße Ring kennzeichnet die Lokation der Coats Land Nunataks: Littlewood, Moltke und Bertrab Nunatak.

stimmung dieser Coats Land Nunataks wurde von Gose *et al.* (1997) bestätigt. Kleinschmidt (1997) betont jedoch, daß allein aus der Existenz undeformierter, seichter Intrusiva nicht auf ein Orogen geschlossen werden kann.

Aeromagnetische Anomalien werden häufig von magmatischen Ereignissen geprägt. Das letzte größere Ereignis dieser Art fand in Coats Land im Zusammenhang mit dem Zerfall Gondwanas statt (z. B. Storey, 1995). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß dieser mit dem Zerfall Gondwanas verbundene extensive Vulkanismus das beschriebene Muster kurzweiliger, magnetischer Anomalien verursacht hat bzw. ein bestehendes, durch grenvillische Krustenstrukturen bedingtes Muster überprägt hat. In diesem Zusammenhang wird die Möglichkeit untersucht, ob dieser mesozoische Magmatismus auch als Ursache für die negative Anomalie in der Bouguerschwere angesehen werden kann. Aufschlüsse sind in diesem Gebiet, abgesehen von den Littlewood, Moltke und Bertrab Nunataks in Coats Land, nur in den Theron Mountains vorhanden (Abb. 6.6). Die Coats Land Nunataks sind altersmäßig mit ~1.1 Ga dem Grenvillian zuzuordnen (Storey *et al.*, 1994). Im Gegensatz dazu stehen doleritische, vertikale Gänge und horizontale Lagergänge, sog.

„sills“, in den Theron Mountains mit mesozoischem Alter, die dem Gondwanazerfall zugeordnet werden (Brewer *et al.*, 1992, 1996). Die horizontale Ausdehnung der Gänge ist mit 1-6 m (Brewer *et al.*, 1996) sicher zu klein, um in regionalen aeromagnetischen Karten erfaßt werden zu können. Die bis zu 200 m mächtigen „sills“ (Brewer *et al.*, 1996) könnten wegen eines starken Suszeptibilitätskontrasts jedoch das Muster regionaler aeromagnetischer Karten entscheidend prägen. Dolerite variieren in der Dichte zwischen 2810 und 2940 kg/m³ (Carmichael, 1989) und haben somit einen positiven Dichtekontrast zur umliegenden Kruste. Unter der Annahme, daß sich diese Dolerite über einen größeren Bereich erstrecken, kann der mesozoische Magmatismus als Ursache für die negative Bougueranomalie ausgeschlossen werden, da ein positiver Dichtekontrast des Quellgesteins nicht in einer negativen Bougueranomalie resultieren kann. Eine Beeinflussung der magnetischen Strukturen durch die Dolerite bzw. den mesozoischen Magmatismus kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

Die auffallende räumliche Übereinstimmung der kurzwelligen magnetischen Strukturen und der negativen Bouguerschwere legt jedoch den Schluß nahe, daß es sich bei der Quelle um eine zusammenhängende geologische Struktur handelt. Die in den Schwere-modellen entlang der Profile B und C modellierte Mächtigkeit der Kruste von ca. 33 km kann als Ursache für die negative Bougueranomalie in diesem Bereich angesehen werden. Die von Storey *et al.* (1994) vorgeschlagene Interpretation der kurzwelligen Anomalie als Verlauf des Grenville-Orogens in der Antarktis deutet darauf hin, daß es sich bei dieser Struktur um einen homogenen Krustenblock handelt, dessen Ausdehnung durch die schwarz gestrichelte Umrandung in Abb. 6.6 gekennzeichnet ist. Dieser Krustenblock kann als zum Ostantarktischen Kraton dazugehörig betrachtet werden. Dies hat zur Konsequenz, daß große Teile des nordöstlichen Filchner-Schelfs von präkambrischer Kruste des Ostantarktischen Kratons unterlagert sein müssen. Daß es sich bei der negativen Bougueranomalie vor der Küste von Coats Land um einen Randeffect der dicken, kratonischen Kruste der Ostantarktis handelt kann ausgeschlossen werden, da die Entfernung von der Küste von Coats Land mit ca. 150 km zu groß ist. Ein weiterer Grund ist der sehr abrupte Übergang zu einer negativen Bouguerschwere, der auf eine rasche Änderung der Krustenstruktur hinweist. Würde es sich um einen Randeffect durch die Auflast der kratonischen Kruste handeln, so würde die Biegesteifigkeit der Kruste einen deutlich glatteren Übergang verursachen.

Dieses Ergebnis stellt eine wichtige neue Erkenntnis zur globalen Krustenstruktur im Bereich des Weddellmeeres dar. Der in Abb. 6.6 markierte Krustenblock wird hiermit als Coats Land-Krustenblock eingeführt. Dieser alte, stabile Krustenblock mit vermutlich präkambrischem Alter beeinflusste wahrscheinlich auch die Lage des Weddell Rifts. Bei der Entstehung des Weddell Rifts von Norden setzte diese konsolidierte Kruste der Riftbildung einen mechanischen Widerstand entgegen. Es ist anzunehmen, daß die Kruste nordwestlich des Coats Land-Krustenblocks mechanisch schwächer war und somit die Riftbildung begünstigte. Da über die Entstehung des Weddell Rifts sehr wenig bekannt ist, bleibt diese Interpretation aber spekulativ.

Gose *et al.* (1997) und Dalziel (1997) führten auf der Basis von paläomagnetischen Untersuchungen einen Krustenblock bestehend aus Coats Land, dem Ahlmannryggen sowie dem Borgmassivet ein (siehe Kap. 2). Dieses sog. Coats Land-Maudheim-Grunehogna-Terrain (CMG) war gemeinsam mit dem Kalahari-Kraton bis ins späte Präkambrium/

Kambrium Bestandteil West-Gondwanas (Abb. 2.3) und wurde erst danach mit dem Ostantarktischen Kraton vereint. Während des Präkambriums lagen sich der CMG-Block und der Kalahari-Kraton innerhalb West-Gondwanas direkt gegenüber (Dalziel, 1997). Der im Rahmen der vorliegenden Arbeit eingeführte Krustenblock in Coats Land ist damit Teil des von Gose *et al.* (1997) und Dalziel (1997) geforderten CMG-Blocks. Die ausgewerteten gravimetrischen und magnetischen Daten der vorliegenden Arbeit enthalten keine Hinweise auf die Paläoposition des CMG-Blocks im Präkambrium. Sie belegen lediglich, daß sich die Krustenstruktur unterhalb von Coats Land sehr viel weiter als bisher angenommen erstreckt, bis unterhalb des nordöstlichen Filchner-Schelfs. Argumente für oder gegen die von Gose *et al.* (1997) und Dalziel (1997) beschriebene Driftgeschichte des CMG-Blocks lassen sich aus den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit nicht ableiten. Die Existenz des vorgeschlagenen Coats Land-Krustenblocks resultiert jedoch nicht in Widersprüchen zur Driftgeschichte oder Existenz des von Gose *et al.* (1997) und Dalziel (1997) eingeführten CMG-Blocks.

Die Ausdehnung der präkambrischen Kruste des Ostantarktischen Kratons bis zum nordöstlichen Filchner-Schelf widerspricht zwar nicht den bestehenden Modellen des Großkontinents Rodinia, sie hat jedoch Konsequenzen für die Modelle des Gondwana-Zerfalls (Kap. 2.4). Das Vorhandensein präkambrischer Kruste unter weiten Teilen des nordöstlichen Filchner-Schelfs widerspricht der von Grunow (1993) beschriebenen Theorie zum Zerfall Gondwanas. Die von ihr vorgeschlagene Position der Ellsworth-Whitmore Mountains vor Coats Land vor ~125 Ma ist bei Vorhandensein präkambrischer Kruste unwahrscheinlich. Die Ausdehnung des Ostantarktischen Kratons durch den Coats Land-Krustenblock bis ~150 km vor der Küste von Coats Land erfordert eine Verschiebung der von Grunow (1993) beschriebenen Paläoposition um ca. 150 km nach Westen. Diese westwärtige Verschiebung resultiert jedoch in einem Raumproblem zwischen der Antarktischen Halbinsel, den Ellsworth-Whitmore Mountains und dem Ostantarktischen Kraton bei Coats Land. In dem von Grunow (1993) vorgestellten Modell ist eine westwärtige Verschiebung der Ellsworth-Whitmore Mountains um 150 km aus Platzgründen nicht möglich (Abb. 2.9). Diese Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains vor ~125 Ma muß deshalb im hier vorgestellten Modell verworfen werden.

Kapitel 7

Isostatische Betrachtungen – Kohärenzspektren

Studien zu Mechanismen der isostatischen Kompensation von Auflasten basieren auf der Abschätzung der effektiven elastischen Dicke T_e einer modellhaften, elastischen Platte. Zur Bestimmung dieser effektiven elastischen Dicke bzw. der Biegesteifigkeit D aus Schwere- und Topographiedaten existieren zwei unterschiedliche Verfahren. Das Verfahren der „isostatischen Antwortfunktion“ bestimmt die lineare Übertragungsfunktion („*admittance*“) zwischen Topographie und Bouguerschwere in Abhängigkeit von der räumlichen Wellenzahl. Diese beobachtete Übertragungsfunktion wird mit einer theoretisch berechneten verglichen, welcher ein regionales, isostatisches Modell mit variierenden elastischen Dicken zugrundeliegt. Die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke T_e anhand dieser Methode führt jedoch zu einer Unterschätzung, da der durch die Moho-Topographie bedingte Wechsel in der Auflast in diesem Modell nicht berücksichtigt ist (Forsyth, 1985; Bechtel *et al.*, 1987, McNutt *et al.*, 1988). Aus diesem Grunde hat sich ein zweites Verfahren, basierend auf der Bestimmung von Kohärenzspektren, nach Forsyth (1985) in der Literatur durchgesetzt und wurde auch in dieser Arbeit verwendet.

7.1 Methodik

Die Bestimmung der Biegesteifigkeit D bzw. äquivalent der effektiven elastischen Dicke T_e der Lithosphäre erfolgt mit Hilfe von Kohärenzspektren, die ein Maß für die Korrelation zwischen Topographie und Bouguerschwere im räumlichen Frequenzbereich darstellen. Elastische Modelle der isostatischen Kompensation einer Lithosphärenplatte gehen von einer dünnen, elastischen Platte aus. Diese Platte wird durch die topographische Auflast und Massenverteilungen im Untergrund (Moho-Topographie) deformiert. Amplitude und Wellenlänge der Deformation hängen von der Biegesteifigkeit und der Verteilung der Lasten ab. Das klassische Modell von Airy (1855), das eine lokale Kompensation beschreibt, entspricht einer Biegesteifigkeit von $D = 0$. Besitzt die Lithosphäre hingegen eine Biegesteifigkeit $D > 0$ (regionale Kompensation), so wird für kurze Wellenlängen keine Verformung der Lithosphärenplatte stattfinden. Die Auflast wird durch die Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte getragen. Deshalb sind in diesem Wellenlängenbereich Topographie und Bouguerschwere nicht miteinander korreliert und die Kohärenz

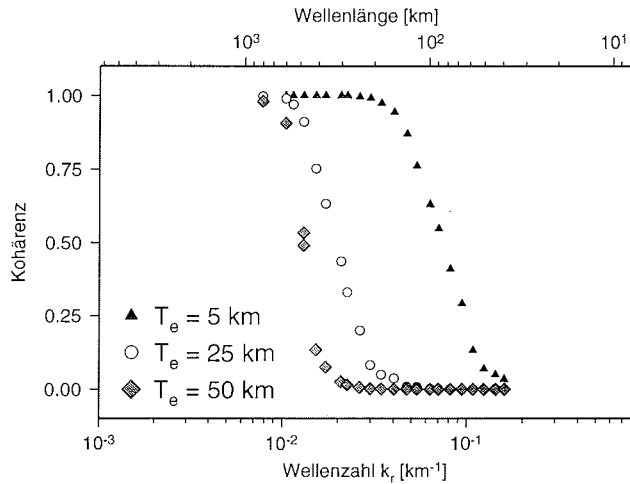


Abb. 7.1 - Vorhergesagte Kohärenzspektren für verschiedene, vorgegebene effektive elastische Dicken T_e modifiziert nach Forsyth (1985). Bei steiferen Lithosphärenplatten, d. h. größerem T_e , ist zu erkennen, daß die Kohärenz über größere Wellenzahlbereiche bei Null bleibt. Kleinräumige Auflasten werden durch die Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte ohne Verformung getragen.

wird im Bereich um Null liegen. Für große Wellenlängen erfolgt hingegen eine Verformung der Lithosphärenplatte durch die Auflast und die Lastenverteilung im Untergrund. Die Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte reicht in diesem Fall nicht aus, um die gesamte Auflast ohne Verformung zu tragen. Diese regionale isostatische Kompensation verändert die Dichteverteilung im Untergrund und resultiert in einer gravimetrischen Anomalie. Topographie und Bougueranomalie sind miteinander korreliert. Dies hat eine Kohärenz nahe eins zur Folge. Der Verlauf des Übergangs von Wellenlängenbereichen mit kohärenter Topographie und Schwere zu Wellenlängenbereichen mit inkohärenter Topographie und Schwere ermöglicht eine Abschätzung der Biegesteifigkeit D . Abbildung 7.1 zeigt den Verlauf für unterschiedliche effektive elastische Dicken T_e . Die Biegesteifigkeit D und die effektive elastische Dicke T_e einer dünnen Lithosphärenplatte sind über die Beziehung

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (7.1)$$

miteinander verknüpft. Dabei ist E der Young'sche Modul und ν das Poisson'sche Verhältnis. Zur Berechnung der Biegesteifigkeit werden für den Young'schen Modul und das Poisson'sche Verhältnis folgende Werte angenommen:

$$E = 1 \cdot 10^{11} \text{ Nm}^{-2} \quad (7.2)$$

$$\nu = 0.25 \quad (7.3)$$

7.1.1 Beobachtete Kohärenz

Die beobachtete Kohärenz wird aus den Energiespektren der Topographie $E_0(\bar{k})$, der Bouguerschwere $E_1(\bar{k})$ sowie dem Kreuzspektrum $C(\bar{k})$ zwischen Topographie und Bouguerschwere berechnet. Die mathematische Notation und Herleitung folgt hierbei dem Artikel von Forsyth (1985), welcher die Grundlage für Arbeiten auf diesem Gebiet darstellt.

$$E_0(\bar{k}) = \langle H(k)H(k)^* \rangle \quad (7.4)$$

$$E_1(\bar{k}) = \langle B(k)B(k)^* \rangle \quad (7.5)$$

$$C(\bar{k}) = \langle B(k)H(k)^* \rangle \quad (7.6)$$

H und B sind hierbei die Fourieramplituden der Topographie bzw. der Bouguerschwere. $k = |\bar{k}| = 2\pi/\lambda = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ stellt die zweidimensionale Wellenzahl dar, wobei k_x und k_y die Wellenzahlen in x- bzw. y-Richtung bedeuten und λ die Wellenlänge. Spitze Klammern symbolisieren die Mittelung über ein Frequenzband, \bar{k} ist die so gemittelte Wellenzahl und $*$ bezeichnet die komplexe Konjugation. Die Kohärenz zwischen Topographie und Bouguerschwere im räumlichen Frequenzbereich ist definiert als das Quadrat des Korrelationskoeffizienten γ :

$$\gamma_{obs}^2(\bar{k}) = \frac{C^2(\bar{k})}{E_0(\bar{k})E_1(\bar{k})} \quad (7.7)$$

Der so bestimmte Korrelationskoeffizient ist störanfällig gegenüber Rauschen. Eine stabilere Abschätzung erhält man nach Munk und Cartwright (1966) gemäß:

$$\gamma^2 = \frac{n\gamma_{obs}^2 - 1}{n - 1} \quad (7.8)$$

wobei n die Anzahl unabhängiger Fourierkoeffizienten im Frequenzband darstellt. Für kleine n und Kohärenzen nahe Null kann γ^2 negativ werden (Ebinger *et al.*, 1989). Die Standardabweichung bei der Bestimmung der Kohärenz lautet nach Bendat und Piersol (1980):

$$\Delta\gamma^2 = (1 - \gamma_{obs}^2) \sqrt{2\gamma_{obs}^2/n} \quad (7.9)$$

7.1.2 Vorhergesagte Kohärenz

Unter der Voraussetzung, daß die Dichteverteilung innerhalb der Kruste, die Manteldichte, die Biegesteifigkeit und die Moho-Tiefe bekannt sind, kann die Kohärenz zwischen Topographie und Bouguerschwere berechnet werden. Das zur Vorhersage verwendete Modell ist in Abb. 7.2 dargestellt. Als Lasten werden hierbei die durch die Topographie des Meeresbodens und die Topographie der Kruste-Mantel-Grenze bedingten Auflasten angenommen. Das Modell ist somit auf die Bereiche beschränkt, in denen ein Schelfeis aufschwimmt, also im hydrostatischen Gleichgewicht ist. In diesem Zustand wirkt keine zusätzliche Auflast auf die darunterliegende Lithosphärenplatte, da die Masse des Eisvolumens der verdrängten Wassermasse entspricht. Die durch die Meeresbodentopographie und die Moho-Topographie bedingten Auflasten werden in Abb. 7.2 zunächst getrennt betrachtet: Die rechte Seite stellt die Auswirkung des Meeresbodenreliefs dar.

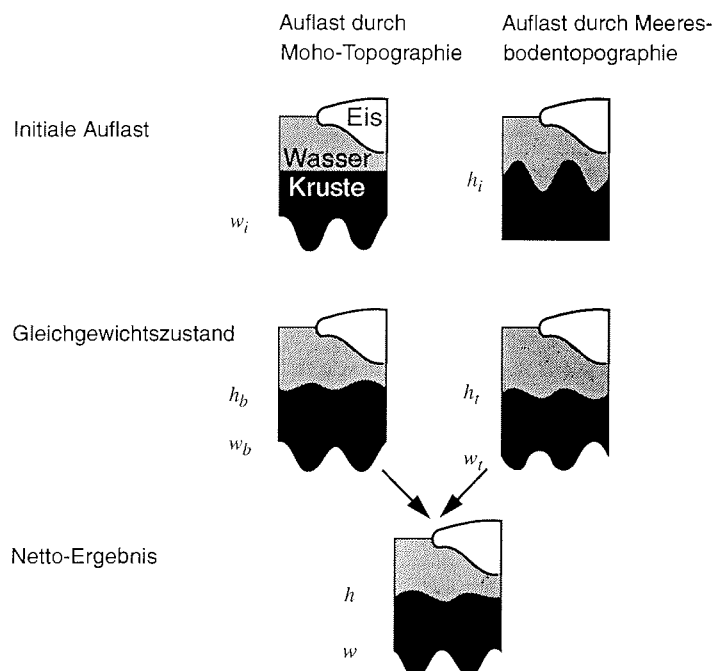


Abb. 7.2 - Isostatisches Modell zur Vorhersage des Kohärenzspektrums zwischen Topographie und Bougierschwere modifiziert nach Forsyth (1985). Das Modell berücksichtigt Auflasten, die durch die Topographie des Meeresbodens und der Kruste-Mantel-Grenze bedingt werden. Das in der Abbildung eingezeichnete Schelfeis befindet sich im hydrostatischen Gleichgewicht und verursacht somit keine zusätzliche Auflast auf die Lithosphärenplatte.

Das Anbringen einer initialen Auflast durch eine Meeresbodentopographie h_i bewirkt eine Deformation der Kruste-Mantel-Grenze. Diese Deformation beeinflusst auch die Meeresbodentopographie h_t im Gleichgewichtszustand, die mit der deformierten Topographie w_t der Kruste-Mantel-Grenze in Phase ist.

Die Wirkung der „basalen“ Auflast, bedingt durch das ursprüngliche Relief w_i der Kruste-Mantel-Grenze, ist auf der linken Seite dargestellt (Abb. 7.2). Die Deformation durch diese basale Auflast resultiert im Gleichgewichtszustand in einer deformierten Meeresbodentopographie h_b und einem Relief w_b der Kruste-Mantel-Grenze. Die Verformungen durch die basale Auflast sind im Gleichgewichtszustand ebenfalls in Phase.

Die Summe dieser beiden Deformationsprozesse ist als „Netto-Ergebnis“ in Abb. 7.2 dargestellt. Dieser Gleichgewichtszustand resultiert in einer Meeresbodentopographie h und einer Topographie w der Kruste-Mantel-Grenze. Die Anwendbarkeit der Methode setzt jedoch voraus, daß die initialen Auflasten der Moho-Topographie w_i und Meeresbodentopographie h_i nicht in Phase, also statistisch unabhängig sind (Abb. 7.2).

Nach Abb. 7.2 setzt sich die Amplitude der Meeresbodentopographie h im Gleichgewichtszustand aus der Summe der Topographien h_t und h_b , die durch die Meeresbodenauflast bzw. die basale Auflast verursacht werden, zusammen. Das Netto-Ergebnis der Moho-Topographie w kann im Gleichgewichtszustand ebenfalls als Summe der einzelnen Topographien dargestellt werden. Damit ergibt sich für die Meeresbodentopographie h und die Moho-Topographie w folgende Zusammensetzung:

$$h = h_t + h_b \quad (7.10)$$

$$w = w_t + w_b \quad (7.11)$$

Die initialen Topographien h_i und w_i lassen sich aus den Topographien der anderen Grenzschichten folgendermaßen zusammensetzen:

$$h_i = h_t - w_t \quad (7.12)$$

$$w_i = w_b - h_b \quad (7.13)$$

Zur Herleitung der elastischen Gleichungen werden die Topographien dieser Grenzflächen der Einfachheit halber in den räumlichen Frequenzbereich transformiert. Die Fouriertransformierten der in Abb. 7.2 gezeigten Topographien werden dabei durch die entsprechenden Großbuchstaben gekennzeichnet. Aufgrund der Linearität der Fouriertransformation ergeben sich in der transformierten Schreibweise jedoch die gleichen Zusammenhänge zwischen den einzelnen Topographien wie in der räumlichen Schreibweise. Die Gleichungen 7.10 bis 7.13 gehen im Frequenzbereich über zu:

$$H = H_t + H_b \quad (7.14)$$

$$W = W_t + W_b \quad (7.15)$$

$$H_i = H_t - W_t \quad (7.16)$$

$$W_i = W_b - H_b \quad (7.17)$$

In den Gleichungen 7.14 bis 7.17 können H und W als bekannt vorausgesetzt werden: Die Topographie des Meeresbodens h und damit deren Fouriertransformierte H sind bekannt. Die Topographie w der Kruste-Mantel-Grenze erhält man aus einer Feldfortsetzung der Bouguerschwere nach unten auf das mittlere Niveau z_m dieser Grenzschicht. Nach der Transformation in den Fourierraum ergibt sich hierfür folgender Zusammenhang:

$$W(k) = B(k) \frac{e^{kz_m}}{2\pi\Delta\rho_b G} \quad (7.18)$$

$\Delta\rho_b$ stellt dabei den Dichtekontrast zwischen Kruste und Mantel dar und G die Gravitationskonstante. Um die unbekanntenen Terme aus den Gleichungen 7.14 bis 7.17 bestimmen zu können, muß auf die elastische Gleichung einer dünnen Platte zurückgegriffen werden. Diese wird durch eine partielle Differentialgleichung vierter Ordnung beschrieben (z.B. Turcotte und Schubert, 1982). Dabei nimmt man an, daß U die Fouriertransformierte der vertikalen Verformung der Platte und Q diejenige der vertikalen Spannung ist, die auf die Platte wirkt. Eine Transformation dieser Gleichung in den Frequenzbereich führt zu einer Vereinfachung und lautet folgendermaßen (Forsyth, 1985):

$$Dk^4 U(k) + \Delta\rho_b G U(k) = Q(k) \quad (7.19)$$

Eine Herleitung für die Deformation W_t der Moho durch eine topographische Auflast findet sich bei Forsyth (1985) und wurde für den Fall einer Meeresbodentopographie modifiziert:

$$W_t = \frac{-\Delta\rho_t H_t}{\Delta\rho_b \xi} \quad (7.20)$$

mit $\xi = 1 + Dk^4/(\Delta\rho_b g)$ und $g = 9.8 \text{ m/s}^2$. $\Delta\rho_t$ und $\Delta\rho_b$ sind die Dichtekontraste Kruste-Wasser bzw. Kruste-Mantel. Analog dazu ergibt sich die Fourieramplitude der Deformation W_b , die durch die Auflast der Moho-Topographie verursacht wird, zu:

$$W_b = \frac{-\Delta\rho_t H_b \phi}{\Delta\rho_b} \quad (7.21)$$

Mit $\phi = 1 + Dk^4/(\Delta\rho_t g)$. Kombiniert man die Gleichungen 7.19 - 7.21 und substituiert in den Gleichungen 7.16 und 7.17, so ergibt sich folgendes lineares Gleichungssystem:

$$\begin{aligned} H_i \left\{ \frac{\Delta\rho_b \xi}{\Delta\rho_t + \Delta\rho_b \xi} \right\} - W_i \left\{ \frac{\Delta\rho_b}{\Delta\rho_b + \Delta\rho_t \phi} \right\} &= H \\ -H_i \left\{ \frac{\Delta\rho_b \xi}{\Delta\rho_t + \Delta\rho_b \xi} \right\} + W_i \left\{ \frac{\Delta\rho_b}{\Delta\rho_b + \Delta\rho_t \phi} \right\} &= W \end{aligned} \quad (7.22)$$

Dieses System kann nach den initialen Auflasten H_i und W_i aufgelöst werden. Unter der Voraussetzung, daß die Determinante der Koeffizientenmatrix ungleich Null ist, was sich reduzieren läßt auf

$$\xi\phi - 1 \neq 0 \quad (7.23)$$

ergibt sich eine eindeutige Lösung. Dies ist nicht der Fall für $D = 0$, einer lokalen Kompensation, die durch das Airy-Modell beschrieben wird. Die Lösungen dieses Gleichungssystems lauten:

$$H_i = \left(H + W \frac{\Delta\rho_b}{\Delta\rho_t \phi} \right) \left(\frac{\Delta\rho_t + \Delta\rho_b \xi}{\Delta\rho_b} \right) \left(\frac{\phi}{\phi\xi - 1} \right) \quad (7.24)$$

$$W_i = \left(H + W \frac{\Delta\rho_t}{\Delta\rho_b \xi} \right) \left(\frac{\Delta\rho_b + \Delta\rho_t \phi}{\Delta\rho_t} \right) \left(\frac{\xi}{\phi\xi - 1} \right) \quad (7.25)$$

Anhand dieser Lösungen können die unbekanntenen Terme H_t , H_b , W_t und W_b durch separates Lösen für Real- und Imaginärteil der Gleichungen bestimmt werden. Begonnen wird dabei mit dem Term H_t (Poudjom-Djomani, pers. Mitteilung):

$$H_t = \xi \frac{(\Delta\rho_b/\Delta\rho_t)W + \phi H}{\xi\phi - 1} \quad (7.26)$$

Dieser Bestimmung folgt eine sukzessive Dekonvolution der restlichen gesuchten Terme. Unter Verwendung der Gln. 7.4 - 7.7 ergibt sich die vorhergesagte Kohärenz zwischen Topographie und Bouguerschwere zu:

$$\gamma_{pred}^2 = \frac{\langle H_t W_t + H_b W_b \rangle^2}{\langle H_t^2 + H_b^2 \rangle \langle W_t^2 + W_b^2 \rangle} \quad (7.27)$$

Die gemischten Terme $H_t H_b$, $H_b W_t$ usw. müssen unter der Annahme, daß die Auflasten der zwei Grenzschichten statistisch unabhängig, d.h. nicht in Phase sind, nicht berücksichtigt werden. Die so berechnete prädiktive Kohärenz kann mit der beobachteten Kohärenz verglichen und dieser Vergleich zur Bestimmung der Biegesteifigkeit verwendet werden. Dies ist möglich, da die nach Gl. 7.27 berechnete Kohärenz stabil gegenüber Variationen der Krustendicke z_m und dem Verhältnis der initialen Auflasten $f = \Delta\rho_b W_i / \Delta\rho_t H_i$ ist (modifiziert nach Forsyth, 1985).

7.1.3 Dichtemodell

Zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke gehen fast alle Arbeiten von einer oder zwei Schichten konstanter Dichte über einem Halbraum aus. Lowry und Smith (1994) erweiterten diesen Ansatz auf eine beliebige eindimensionale Dichteverteilung innerhalb der Kruste. Eine mathematische Herleitung findet sich in Lowry und Smith (1994). In dem für diese Arbeit verwendeten Programm von Lowry wird dazu von einer eindimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion ausgegangen (Lowry, pers. Mitteilung). Die Geschwindigkeitswerte werden dann mit Regressionsparametern von Christensen und Mooney (1995, Tab. 8) in eine Dichtefunktion umgerechnet.

7.1.4 Inversion zur Bestimmung von D

Die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke T_e bzw. der Biegesteifigkeit D erfolgt nach einem Inversionsschema für einen der beiden Parameter. Vorhergesagte Kohärenzspektren werden für einen Bereich von vorgegebenen Biegesteifigkeiten berechnet und mit dem beobachteten Kohärenzspektrum verglichen. Dieses Inversionsverfahren ist auch unter dem Begriff „Abtastung des Parameterraumes in diskreten Schritten“ („*grid search*“) bekannt. Innerhalb dieses Lösungsraumes stellt diejenige Biegesteifigkeit mit dem kleinsten Residualfehler zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Kohärenzspektrum die bestangepaßte Lösung dar. Als Fehlerfunktion bzw. Residuum wird die gewichtete L1-Norm $\|\tilde{x}\|_1$ verwendet (z.B. Tarantola, 1987):

$$\|\tilde{x}\|_1 = \sum_{i=1}^m \sigma_i^{-1} |\gamma_{obs}^2(i) - \gamma_{pred}^2(i)| \quad (7.28)$$

m ist die Anzahl der Stützstellen für die Fourieranalyse, σ_i die Standardabweichung für das vorhergesagte Spektrum. Dieses Verfahren wurde von Lowry (pers. Mitteilung) verwendet. Für kleine Fensterlängen kann die Fehlerfunktion in Abhängigkeit von der effektiven elastischen Dicke T_e einen sehr unruhigen Verlauf aufweisen (Lowry & Smith, 1994). Aus diesem Grunde wird die tatsächliche Fehlerfunktion durch eine idealisierte Fehlerkurve angepaßt. Ist die Abweichung des Minimums der idealisierten Fehlerfunktion vom tatsächlichen Minimum zu groß bzw. die tatsächliche Fehlerfunktion durch Rauschen zu sehr gestört, so deutet dies auf eine zu kleine Fensterlänge bei der Bestimmung der Kohärenzspektren hin (Lowry und Smith, 1994).

7.2 Maximum-Entropie-Spektralabschätzung

Zur Bestimmung von Spektren existieren im wesentlichen drei unterschiedliche Klassen von Verfahren (z.B. Buttkus, 1991): Die klassische Bestimmung anhand von Periodogrammen bzw. Blackman-Tukey-Schätzung, die Abschätzung des Spektrums durch Modellanpassung anhand autoregressiver Modelle und die Spektralabschätzung auf der Basis informationstheoretischer Ansätze. Zur letzten Gruppe gehört die Maximum-Entropie-Spektralabschätzung (MESE), deren Prinzip nachfolgend skizziert wird.

Die klassische Periodogrammabschätzung anhand der schnellen Fourier-Transformation (FFT) wird stark von der Größe und Art der Fensterfunktion bestimmt. Ziel der Entwicklung der Maximum-Entropie-Spektralabschätzung war es, diese Fenstereffekte zu eliminieren (Burg, 1975). Bei der Periodogrammabschätzung wird hierzu der Datensatz entlang der x- und y-Achse gespiegelt, ein Verfahren, dessen Problematik oft aufgezeigt wurde (Burg, 1975; Ebinger *et al.*, 1989; Lowry und Smith, 1994). Burg (1975) schlug deshalb eine Schätzung des Spektrums vor, die auch außerhalb des Analyseintervalls mit den Daten konsistent ist und ansonsten keine weiteren Annahmen einschließt (Buttkus, 1991). Dies kann durch die Maximierung der sog. Informationsentropie oder Entropiedichte erreicht werden. Eine ausführliche Besprechung der Maximum-Entropie-Spektralabschätzung findet sich bei Percival und Walden (1993) sowie Buttkus (1991). Buttkus (1991) zeigt, daß das Maximum-Entropie-Spektrum deckungsgleich mit dem theoretischen Spektrum ist. Im Rahmen dieser Arbeit wird nicht weiter auf den informationstheoretischen Ansatz eingegangen, sondern anhand eines Beispiels (Kap. 7.3) werden die Vorteile der MESE demonstriert.

Das in dieser Arbeit verwendete Programm von Lowry und Smith (1994) benutzt zur MESE einen iterativen Lösungsansatz. Nach Lim und Malik (1981) kann die Maximum-Entropie-Abschätzung der spektralen Dichte durch ein iteratives Schema formuliert werden, das auf Periodogrammabschätzungen basiert und gegen die Maximum-Entropie-Lösung konvergiert. Lowry und Smith (1994) zeigten, daß die Verwendung von realen Daten außerhalb des Analysefensters dabei deutliche Vorteile gegenüber der Spiegelung hat. Zur Bestimmung der Kohärenzspektren werden zunächst die Auto- und Kreuzspektren von Topographie und Bouguerschwere bestimmt. Lowry und Smith (1994) weisen darauf hin, daß die zur Bestimmung des Kreuzspektrums maximierte Informationsgröße keine Entropie darstellt. Vergleiche mit synthetischen Daten zeigten jedoch, daß die so bestimmten Spektren gegenüber Periodogrammabschätzungen eine deutliche Verbesserung darstellen (Lowry und Smith, 1994).

7.3 Vergleich zwischen Periodogramm-Spektren und Maximum-Entropie-Spektren

Vergleichende Studien zwischen Periodogrammabschätzungen und Maximum-Entropie-Bestimmungen wurden von Lowry und Smith (1994) durchgeführt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde zunächst mit der Periodogrammabschätzung mittels der schnellen

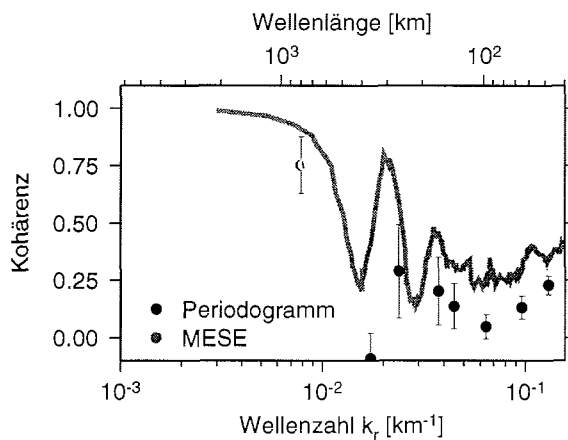


Abb. 7.3 - Vergleich zwischen Maximum-Entropie-Spektralabschätzung (MESE, durchgezogene Linie) und klassischer Periodogrammbestimmung mittels schneller Fourier-Transformation (FFT). Das räumliche Fenster umfaßt einen Bereich von 400×400 km und ist im Gebiet des Ronne-Schelfeises lokalisiert. Die Standardabweichung ist für die Periodogrammabschätzung nach Gl. 7.9 angegeben.

Fourier-Transformation begonnen. Dieser Ansatz führte jedoch zu keiner verlässlichen Bestimmung der effektiven elastischen Dicke. Aus diesem Grunde wurde die Maximum-Entropie-Bestimmung in dieser Arbeit verwendet. Die Vorteile der Maximum-Entropie-Spektralabschätzung gegenüber der Periodogrammabschätzung werden im folgenden anhand eines Datensatzes aus dem Untersuchungsgebiet demonstriert. Zur Bestimmung der Spektren wurde ein räumliches Fenster von 400×400 km Größe auf dem Ronne-Schelfeis ausgewählt. Dieses Fenster wurde neben anderen Fenstern zur T_e -Bestimmung verwendet. Abb. 7.3 zeigt den Unterschied zwischen Periodogramm- und Maximum-Entropie-Spektralabschätzung.

Bei der Periodogrammabschätzung mittels der schnellen Fourier-Transformation wird die Kohärenz an diskreten Stützstellen bestimmt. Diese werden zwar im Frequenzbereich über Mittelung äquidistanter Stützstellen bestimmt, die Wellenzahlen sind jedoch nicht gleichabständig, weil sie mit den Amplituden der entsprechenden Fourierkomponenten gewichtet werden (Bechtel *et al.*, 1990). Eine Mittelung über benachbarte Frequenzen ist bei der Bestimmung des Kohärenzspektrums durch Periodogramme notwendig, da die Kohärenz im Extremfall einer Fensterlänge von einer einzelnen Stützstelle über den gesamten Frequenzbereich den konstanten Wert eins zeigen würde.

7.3.1 Hochfrequenter Bereich

Im kurzwelligen Bereich ($\lambda < 200$ km) sind die mit der Maximum-Entropie-Methode bestimmten Kohärenzen systematisch zu größeren Werten gegenüber den mit der FFT bestimmten verschoben. Dieses Ergebnis findet sich ebenfalls bei Lowry und Smith (1994). Abbildung 7.3 zeigt jedoch, daß der allgemeine Verlauf der beiden Kurven für diese Wellenlängen grundsätzlich übereinstimmt. Das Ansteigen der Kohärenz für Wellenlängen $\lambda < 70$ km in beiden Spektren kann unter Umständen folgende Ursache haben:

Die zur Bestimmung der Bougueranomalie angewendete Bouguerreduktion ist eine direkte Funktion der Meeresbodentopographie. Diese Reduktion hat zwar zum Ziel, den Einfluß der Topographie aus den Schweredaten rechnerisch zu entfernen, dies ist jedoch bei der Verwendung einer homogenen Reduktionsdichte nur unvollständig möglich. Laterale Variationen der Dichte innerhalb der Erdkruste führen zu einer fehlerhaften Bouguerreduktion. Auf diese Weise entstehen Artefakte in Form von künstlichen Bougueranomalien. Diese sind eine lineare Funktion der Topographie, d. h. Topographie und Schwereanomalie sind miteinander korreliert. Die verwendete einheitliche Reduktionsdichte $\rho_R = 2670 \text{ kg/m}^3$ reduziert für das Sedimentbecken im Bereich des Ronne-Schelfes den Einfluß der Meeresbodentopographie zu stark, so daß künstliche Bougueranomalien für die oberflächennahen, also hochfrequenten Bereiche entstehen. Diese leichte Korrelation zwischen Meeresbodentopographie und Bougueranomalie ist im Kohärenzspektrum zu beobachten. Für große Wellenlängen kommt dieser Effekt nicht zum Tragen. Die langwellige Korrelation im Kohärenzspektrum wird durch großräumige, isostatische Kompensation der Topographie verursacht. Hier ist die Wahl der durchschnittlichen Krustendichte von $\rho_R = 2670 \text{ kg/m}^3$ sicherlich richtig.

7.3.2 Übergangsbereich

Der problematische Bereich liegt sowohl für die MESE als auch für die Periodogrammabschätzung im Übergang von nichtkohärenten zu kohärenten Signalen ($200 \text{ km} < \lambda < 700 \text{ km}$). Dieser Übergangsbereich im Kohärenzspektrum ist jedoch entscheidend für die Bestimmung der Biegesteifigkeit einer Lithosphärenplatte. Der Einbruch bei der Periodogrammabschätzung in diesem Bereich, bis hin zu negativen Kohärenzen, wird auch in fast allen anderen Arbeiten beobachtet (z. B. Bechtel *et al.*, 1987; Doucouré *et al.*, 1996; Poudjom-Djomani *et al.*, 1995; Zuber *et al.*, 1989). Auf diese Problematik wird in den oben zitierten Arbeiten jedoch nicht eingegangen. Die Bestimmung von effektiven elastischen Dicken anhand von Kohärenzspektren mit negativen Werten stellt keine zufriedenstellende Lösung dar. Die von Lowry und Smith (1994) vorgeschlagene Verbesserung der Maximum-Entropie-Spektralabschätzung ist auch mit Problemen behaftet, stellt aber gegenüber der Periodogrammabschätzung eine deutliche Verbesserung dar (Lowry und Smith, 1994). Das Oszillieren der Maximum-Entropie-Spektren kann durch Vergrößern des räumlichen Fensters unterdrückt werden, während sich negative Kohärenzen bei der Periodogrammabschätzung durch Fenstervergrößerung nicht vermeiden lassen. Inwieweit der oszillatorische Charakter der Maximum-Entropie-Spektren die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke beeinflusst, wurde bisher nicht untersucht (Lowry und Smith, 1994).

7.3.3 Tieffrequenter Bereich

Im langwelligen Bereich ($\lambda > 700 \text{ km}$) ist ebenfalls ein signifikanter Unterschied zwischen beiden Verfahren zu beobachten. Abbildung 7.3 zeigt, daß die Kohärenz aus der Periodogrammbestimmung unterhalb derjenigen aus der Maximum-Entropie-Abschätzung liegt. Dieses Ergebnis findet sich auch bei Lowry und Smith (1994). Dies bedeutet, daß eine großräumige, isostatische Kompensation von der Periodogrammbestimmung nicht vollständig erfaßt wird. Als Konsequenz daraus ergibt sich, daß die Lithosphärenplatte steifer erscheint als sie ist, da für steife Platten die Korrelationskurve zwischen Topographie und Bouguerschwere zu langen Wellenlängen verschoben ist (Abb. 7.1).

Eine Vergrößerung des räumlichen Fensters würde zwar grundsätzlich Abhilfe schaffen, dies würde jedoch bedeuten, daß das Fenster auch Bereiche mit aufliegendem Schelfeis enthält oder die Voraussetzung einer homogenen Krustenstruktur im Meßgebiet nicht mehr gewährleistet ist. Die Wahl eines zu kleinen räumlichen Fensters führt dagegen zu einer Überschätzung der effektiven elastischen Dicke (Macario *et al.*, 1995). Im langwelligen Bereich, der die Information zur großräumigen isostatischen Kompensation enthält, zeigt sich somit der Vorteil der Maximum-Entropie-Spektralabschätzung gegenüber der klassischen Periodogrammabschätzung.

7.4 Grenzen des Verfahrens

Die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke anhand von Kohärenzspektren verwendet die modellhafte Vorstellung einer dünnen, elastischen Platte. Wie jedes andere Erdmodell ist auch diese Vorstellung einer idealisierten Modellplatte nicht ohne Ausnahme gültig. Diese Einschränkung und andere Annahmen bei der Bestimmung der effektiven elastischen Dicke werden nachfolgend diskutiert.

7.4.1 Korrelation zwischen basaler und topographischer Auflast

Die Kohärenzmethode zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke setzt voraus, daß die Oberflächenauflast und die durch die Moho-Topographie bedingte Auflast statistisch voneinander unabhängig sind (Forsyth, 1985). Diese Voraussetzung ist in vielen geologischen Regionen jedoch nicht erfüllt (z.B. Faltengebirgsgürtel, „seamounts“). Macario *et al.* (1995) untersuchten systematisch den Einfluß der Abhängigkeit zwischen basaler und topographischer Auflast auf die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke. Dazu generierten sie selbstaffine, d.h. fraktale, Oberflächen mit bekanntem linearen Korrelationskoeffizienten, dem sog. Pearsonkoeffizienten. Anhand von Monte-Carlo-Simulationen konnten Aussagen zur Stabilität der T_e -Bestimmung getroffen werden. Bei Verwendung eines Pearsonkoeffizienten von -0.2 wurden alle effektiven elastischen Dicken innerhalb ihrer Fehlergrenzen richtig bestimmt (Macario *et al.*, 1995). Bei einer Erhöhung der Korrelation zwischen basaler und topographischer Auflast (Pearsonkoeffizient = -0.4) stimmten die mittleren T_e -Bestimmungen nicht mehr mit den vorgegebenen effektiven elastischen Dicken überein, die Werte waren ohne Ausnahme zu klein.

Bei der Anwendung der Kohärenzmethode beobachteten Zuber *et al.* (1989) das in Abschnitt 7.3 beschriebene Ausreißen der Periodogrammspektren zu negativen Kohärenzen im Bereich von intrakratonischen Sedimentbecken. Die allgemein schlechte Übereinstimmung der vorhergesagten und beobachteten Kohärenzspektren innerhalb dieser Becken wird nach ihrer Vorstellung durch eine statistische Abhängigkeit zwischen basalen und topographischen Auflasten verursacht. Betrachtet man die von Macario *et al.* (1995) berechneten Spektren mit einem großen Pearsonkoeffizient, also ausgeprägter Korrelation zwischen basaler und topographischer Auflast, so tritt der Effekt des Ausreißen zwar nicht auf, die allgemein schlechte Übereinstimmung der Spektren für größere

Abhängigkeit wird jedoch trotzdem auch dann beobachtet. In der Arbeit von Gwavava *et al.* (1996) finden sich die Ausreißer zu negativen Kohärenzen ebenso bevorzugt im Bereich von Sedimentbecken.

Beim Versuch, die Kohärenzspektren auf den Bereich um die Polarstern Bank anzuwenden, wurden die Grenzen des Verfahrens innerhalb dieser Arbeit besonders deutlich. Die Biegesteifigkeit ozeanischer Kruste nimmt mit zunehmender Abkühlung bzw. höherem Alter zu (z.B. Watts *et al.*, 1980), die Verformung der Lithosphärenplatte durch das plötzliche Wirken einer Auflast ist somit altersabhängig. Über die Bestimmung der Biegesteifigkeit läßt sich also eine Aussage über das Alter der ozeanischen Kruste zum Zeitpunkt der „seamount“-Bildung machen. Dies wäre für das Verständnis der tektonischen Entwicklung in diesem Gebiet außerordentlich wichtig. Die im Bereich der Polarstern Bank bestimmten Kohärenzspektren zeigten jedoch Werte zwischen 1 und 0.8. Die Topographie der „seamounts“ spiegelt sich offensichtlich in der Moho-Topographie wider. Basale und topographische Auflast sind nicht statistisch unabhängig, und die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke anhand der Kohärenzspektren ist deshalb nicht möglich.

7.4.2 Einfluß von Bruchzonen

Die modellhafte Vorstellung einer dünnen, elastischen Platte berücksichtigt nicht das Vorhandensein von Bruch- und Verwerfungszonen innerhalb der Erdkruste. Verschiedene Untersuchungen haben ergeben, daß in Regionen mit Bruchzonen die effektive elastische Dicke geringer ist (Ebinger *et al.*, 1989; Lowry und Smith, 1994). Nach Lowry und Smith (1994) können Verwerfungszonen die effektive elastische Dicke scheinbar verringern. Als weitere mögliche Ursache muß allerdings auch in Betracht gezogen werden, daß Zonen mit geringer effektiver elastischer Dicke, die einer schwachen Lithosphäre entsprechen, das Entstehen von Verwerfungszonen erst ermöglichen, da die effektive elastische Dicke entscheidend von der Spannungsverteilung innerhalb der Lithosphäre beeinflußt wird. Die Berücksichtigung von Verwerfungszonen bei der Bestimmung der effektiven elastischen Dicke ist bei der Kohärenzmethode nicht möglich. Untersuchungen zur Biegesteifigkeit der Kruste anhand von Vorwärtsmodellierungen können jedoch gebrochene elastische Platten berücksichtigen (Sheffels und McNutt, 1986). Ruppel *et al.* (1993) verwenden im Gebiet des Baikalarifts eine gebrochene elastische Platte mit zwei effektiven elastischen Dicken. Der Unterschied zwischen dem Modell mit dem größten Residuum und demjenigen mit dem kleinsten lag jedoch jeweils unterhalb der Auflösungsgränze. Die Anwendung einer gebrochenen Platte als elastisches Modell brachte also keine Verbesserung gegenüber der Bestimmung mittels Kohärenzspektren mit einer homogenen, elastischen Platte.

Die Region des Ronne-Schelfes enthält zwar Verwerfungszonen (z.B. Jokat *et al.*, 1997b), diese sind jedoch nach dem gegenwärtigen Wissensstand sehr kleinräumig und beeinflussen die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke damit nicht maßgeblich.

7.4.3 Berücksichtigung einer Eisauflast

Große Teile des Untersuchungsgebietes sind permanent mit Eis bedeckt. Das in Abb. 7.2 gezeigte isostatische Modell zur Bestimmung der vorhergesagten Kohärenzspektren berücksichtigt im marinen Teil jedoch nur Schelfeisbereiche, die im hydrostatischen

Gleichgewicht sind, also nicht auf dem Meeresboden aufliegen. Die im Hinterland lokalisierten Eisschilde verursachen eine nicht zu vernachlässigende Auflast auf das Grundgebirge und sind im isostatischen Modell nicht enthalten. Eine Berücksichtigung dieser Auflast für die Bestimmung der Kohärenzspektren gestaltet sich jedoch schwierig. Als zunächst denkbare Erweiterung des Verfahrens käme folgender Ansatz in Betracht: Im marinen Bereich wird die Wassersäule und das schwimmende Schelfeis zu einer dritten Schicht mit der Eisoberkantentopographie zusammengefaßt. Durch das Zusammenfassen von zwei Körpern mit unterschiedlichen Dichten zu einer Schicht ergibt sich ein Fehler im Dichtekontrast zur darunterliegenden Schicht. Der Dichtekontrast zwischen Wasser und Grundgebirge beträgt 1640 kg/m^3 , derjenige zwischen Eis und Grundgebirge 1760 kg/m^3 . Der maximale Fehler des Dichtekontrastes dieser Eis-Wasser-Grundgebirgsgrenzschicht würde also 120 kg/m^3 betragen. Im Vergleich zum Einfluß des Moho-Dichtekontrastes und des Grundgebirge-Wasser-Dichtekontrastes wäre dieser Fehler ohne weiteres tolerierbar. Landseitig könnten die Eisschilde ebenfalls in diese dritte Schicht einbezogen werden. Die in Kap. 7.1 beschriebene Herleitung zur Berechnung der vorhergesagten Kohärenzspektren läßt sich auf den Dreischichtfall erweitern (Bechtel *et al.*, 1987). Problematisch wird diese Erweiterung bei der Bestimmung der Korrelation zwischen Bouguerschwere und Topographie. Die Wahl der Eisoberkantentopographie als Grenzschicht, mit der die Korrelation gebildet wird, ist jedoch nicht richtig. Eine bessere Wahl würde die Grundgebirgstopographie an Land verbunden mit der Meeresbodentopographie im marinen Bereich darstellen, da die Auflast dieser Grenzschicht aufgrund des größeren Dichtekontrastes eine deutlich stärkere Verformung der Lithosphäre verursacht. Die so bestimmte Korrelation berücksichtigt jedoch nicht den Einfluß der Eisauflast. Eine weitere Möglichkeit wäre, die Verformung der Lithosphäre durch die Eisauflast zurückzurechnen. Dies bedeutet, daß diejenige Grundgebirgstopographie rekonstruiert wird, die ohne Eisauflast vorhanden wäre. Dazu muß jedoch die Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte bekannt sein, also derjenige Parameter, der bestimmt werden soll. Denkbar wäre, diesen Parameter bei der T_e -Bestimmung mit zu variieren und in die Residuumsfunktion mit einfließen zu lassen. Diese Funktion wiese dann allerdings mehrere lokale Minima auf. Ob die Lage des absoluten Minimums die richtige effektive elastische Dicke wiedergibt ist fraglich. Ein weiteres Problem ist die Tatsache, daß die durch Eisauflasten verformte Lithosphäre in der Regel nicht im isostatischen Gleichgewicht ist. Die Kohärenzmethode setzt voraus, daß Auflasten über geologische Zeiträume ($>10^4$ Jahre) unverändert vorhanden sind (Macario *et al.*, 1995).

Nach Melles (1991) lagen die Schelfeise im südöstlichen Weddellmeer während des letzten glazialen Maximums zwischen 31000 und 14000 J.v.h auf. Nach dieser holozänen Vereisung begann das Zurückweichen der Schelfeise. Damit scheint der geforderte zeitliche Rahmen für die Anwendbarkeit der Kohärenzmethode noch gewährleistet zu sein. Die heutigen Hebungsdaten im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfs sind aus theoretischen Modellen abgeleitet. Sie sind im Vergleich zu anderen Regionen der Antarktis gering und variieren je nach Annahmen bei der Modellierung zwischen 0 und maximal 6 Millimetern pro Jahr (James und Ivins, 1995). Gemessene Hebungsdaten sind für die Region des Filchner-Ronne-Schelfs nicht vorhanden. Der von Macario *et al.* (1995) vorgegebene zeitliche Rahmen und die geringen Hebungsdaten ermöglichen die Anwendung der Kohärenzmethode auf das Filchner-Ronne-Schelf.

Die obigen Überlegungen zeigen, daß die Berücksichtigung einer gegenwärtigen Eisauf-
last zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke anhand der Kohärenzmethode nicht
möglich ist. Die grundsätzlichen Annahmen des Verfahrens schließen eine Erweiterung
zur Berücksichtigung von Eisauflasten aus.

7.5 Ergebnisse

7.5.1 Auswahl des Gebietes

Die zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke verwendeten räumlichen Fenster
müssen in Bezug auf Lage und Größe verschiedene Kriterien erfüllen: Das zur Berechnung
des vorhergesagten Kohärenzspektrums verwendete isostatische Modell (Abb. 7.2)
beschränkt die Auswahl der Regionen auf Bereiche, die keine direkt auf dem Untergrund
aufliegenden Eismassen enthalten. Weiterhin muß die Kruste im Fenster ähnlich wie bei
der Bestimmung der Quelltiefe (Kap. 5) eine homogene Struktur aufweisen, ein Krite-
rium, das eher kleinräumige Fenster erfordert. Im Gegensatz dazu steht die Bedingung,
daß die Größe des Fensters ausreichend sein muß, um im Kohärenzspektrum auch den
langwelligen Bereich des Übergangs zu kohärenter Topographie und Bouguerschwere zu
erfassen. Eine gleichzeitige Erfüllung aller Kriterien ist im Untersuchungsgebiet nicht
möglich. Aus diesem Grunde wurden Fenster ausgewählt, die einen Kompromiß zwi-
schen den geforderten Bedingungen darstellen. Die Bestimmung der effektiven elasti-
schen Dicke wurde mit Fenstern unterschiedlicher Größe und Lokation durchgeführt, um
den Einfluß dieser Parameter zu untersuchen. Nachfolgend werden zwei Beispiele für
Bestimmungen in solchen Fenstern diskutiert. Das einzige Gebiet mit ausreichender
Größe und homogener Krustenstruktur innerhalb des Untersuchungsgebietes stellt das
Ronne-Schelf dar. In diesem Bereich eines Sedimentbeckens mit gedehnter Kruste (Jokat
et al. 1997b) sind effektive elastische Dicken $T_e < 50$ km zu erwarten. Betrachtet man
den Verlauf der vorhergesagten Kohärenzspektren, so erweist sich eine maximale Fenster-
größe von 700×700 km als gerade noch ausreichend, um den Übergang von kohärenten
zu nichtkohärenten Signalen zu erfassen (Abb. 7.1). Die Position dieses Fensters auf dem
Ronne-Schelf ist in Abb. 7.4 (Fenster I) dargestellt. Dieser Ausschnitt enthält allerdings
Bereiche, in denen das Schelfeis auf Grund liegt. Dies ist der Fall unterhalb von Berkner
Island im östlichen Teil des Fensters (Abb. 7.4) sowie für Korff Ice Rise und Henry Ice
Rise, zwei westlich von Berkner Island gelegenen Eisanhöhen (Abb. 7.4). Nach Vaughan
et al. (1994) liegt das Schelfeis im Bereich zwischen Korff Ice Rise und Henry Ice Rise
unterhalb der Doake Ice Rumples ebenfalls auf. Für das Gebiet des Ronne-Schelfes wur-
den innerhalb dieses Fensters (Fenster I, Abb. 7.4) kleinere Fenster der Größe 400×400
km verschoben, die weniger oder gar keine Bereiche mit aufliegendem Schelfeis enthal-
ten. Stellvertretend für diesen Satz von unterschiedlichen Fensterlokationen wird das
Kohärenzspektrum für das in der Mitte des großen Fensters zentrierte Fenster (Fenster II,
Abb. 7.4) dargestellt. Eine Verschiebung des kleineren Fensters (II) innerhalb des größe-
ren Fensters (I) zu Regionen, die frei von Schelfeisbereichen mit direktem Kontakt zum
Grundgebirge sind, brachte jedoch keine Unterschiede in der Bestimmung der effektiven
elastischen Dicke. Das in anderen Arbeiten durchgeführte flächenhafte Abbilden der
effektiven elastischen Dicke (z.B. Bechtel *et al.*, 1987; Doucouré *et al.*, 1996; Poudjom-

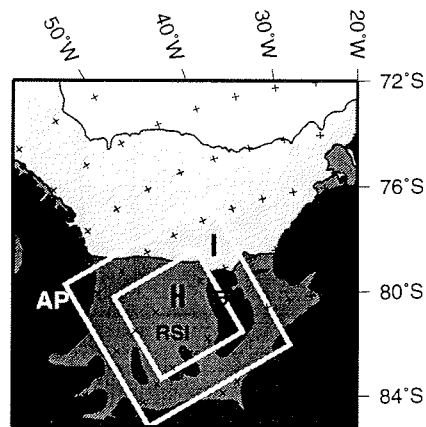


Abb. 7.4 - Lage der räumlichen Fenster, die zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke anhand von Kohärenzspektren verwendet wurden. Die weißen Rahmen umfassen ein Gebiet von 700×700 km (Fenster I) bzw. 400×400 km (Fenster II). Die Abkürzungen bedeuten: AP, Antarktische Halbinsel; BI, Berkner Island; RSI, Ronne-Schelfeis.

Djomani *et al.*, 1995; Zuber *et al.*, 1989) anhand eines über das Untersuchungsgebiet gleitenden Fensters ist für das betrachtete Gebiet aus den eingangs erwähnten Gründen nicht möglich.

7.5.2 Bestimmung der Kohärenzspektren

Zur Bestimmung des eindimensionalen Dichtemodells wurde die Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion der Station 56 aus Abb. 5.8 verwendet. Die Bestimmung der effektiven elastischen Dicke ist stabil gegenüber dem verwendeten Dichtemodell und der Moho-Tiefe. Die zur Berechnung der vorhergesagten Kohärenzspektren verwendeten Modellparameter sind in Tab. 7.1 zusammengefaßt.

Tab. 7.1: Modellparameter zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke.

Parameter	Definition	Wert
z_m	Moho-Tiefe	27 km
E	Young'scher Modul	$1.0 \cdot 10^{11} \text{Nm}^{-2}$
G	Gravitationskonstante	$6.67 \cdot 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$
g	Schwerebeschleunigung	9.8m s^{-2}
ν	Poisson'sches Verhältnis	0.25

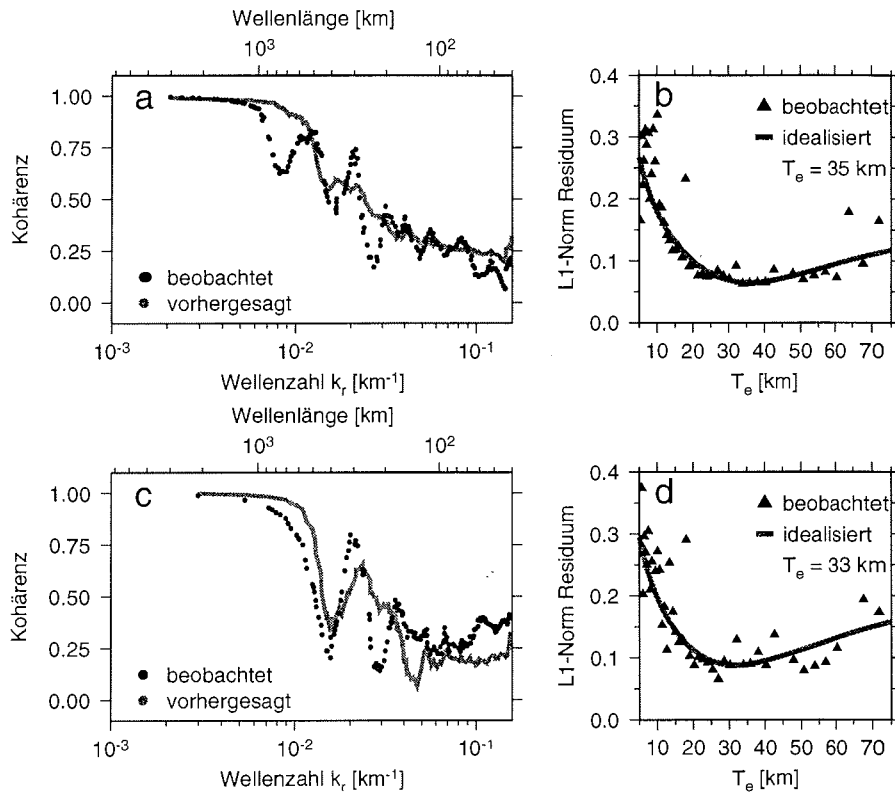


Abb. 7.5 - Vorhergesagte und beobachtete Kohärenzspektren (a, c) sowie die dazugehörigen Residuen zwischen vorhergesagten und beobachteten Kohärenzspektren (b, d). Der obere Teil der Abbildungen (a, b) bezieht sich auf das räumliche Fenster I (700×700 km, Abb. 7.4), der untere Teil (c, d) auf das Fenster II (400×400 km, Abb. 7.4). Beobachtete Kohärenzspektren sind durch schwarze Punkte dargestellt (a, c). Die vorhergesagten Kohärenzspektren sind die zum jeweiligen Minimum der idealisierten Residuumsfunktion (durchgezogene Linie a, c) nächstgelegenen Spektren (durchgezogene Linie a, c). Weitere Erläuterungen finden sich im Text.

Die Kohärenzspektren der beiden Fenster I und II aus Abb. 7.4 sind in Abb. 7.5 dargestellt. Abb. 7.5 (a, c) zeigt die vorhergesagten und beobachteten Kohärenzspektren und die dazugehörigen Residuen mit den idealisierten Fehlerfunktionen (Abb. 7.5 b, d). Die in Abb. 7.5 (a, c) dargestellten vorhergesagten Kohärenzspektren sind die zum jeweiligen Minimum des idealisierten Residuums (Abb. 7.5 b, d) nächstgelegenen Spektren. Für das größere Fenster (Fenster I, 700×700 km) ist die Übereinstimmung zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Kohärenzspektrum über den gesamten Wellenlängenbereich gut (Abb. 7.5a). Der Übergang zu Kohärenzen nahe eins wird im Spektrum gerade noch erfaßt. Diese gute Übereinstimmung zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Kohärenzspektrum zeigt sich auch im Verlauf des Residuums (Abb. 7.5b). Das Minimum der idealisierten Residuumsfunktion stimmt gut mit dem tatsächlichen Minimum überein. Die Residuumsfunktion zeigt einen glatten Verlauf mit nur sehr wenigen Ausreißern. Die Fenstergröße zur Bestimmung der effektiven elastischen Dicke ist in diesem Fall ausreichend

groß. Das Minimum der idealisierten Fehlerkurve liegt bei einer effektiven elastischen Dicke von $T_e = 35\text{ km}$. Dies entspricht nach Gl. 7.1 mit den Parametern aus Tab. 7.1 einer Biegesteifigkeit von $D = 3.75 \cdot 10^{24} \text{ Nm}$.

Betrachtet man den Verlauf des vorhergesagten und beobachteten Kohärenzspektrums für das kleinere Fenster II ($400 \times 400 \text{ km}$), so ist die Übereinstimmung im Vergleich zum großen Fenster deutlich schlechter (Abb. 7.5c). Dies wird einerseits durch starke Oszillationen im Spektrum verursacht, andererseits wird im langwelligen Bereich ab 500 km die Kohärenz des beobachteten Spektrums gegenüber dem vorhergesagten unterschätzt. Diese Abweichungen spiegeln sich auch im unruhigen Verlauf der Residuumsfunktion wider (Abb. 7.5d). Das Minimum der idealisierten Residuumsfunktion liegt bei $T_e = 33\text{ km}$ und weicht damit leicht vom Spektrum mit dem geringsten Residuum ab, welches einer effektiven elastischen Dicke von 28.5 km entspricht. In Abb. 7.5c ist das vorhergesagte Spektrum abgebildet, das dem Minimum der idealisierten Residuumsfunktion am nächsten liegt, d. h. es gibt noch ein vorhergesagtes Spektrum, das mit dem beobachteten Spektrum besser übereinstimmt als das gezeigte. Der unruhige Verlauf der Residuumsfunktion zeigt jedoch, daß solche Werte eher als Ausreißer zu interpretieren sind. Deshalb wurde auch in diesem Fall das Minimum der idealisierten Residuumsfunktion verwendet. Das so bestimmte T_e entspricht einer Biegesteifigkeit von $D = 3.14 \cdot 10^{24} \text{ Nm}$. Der unruhige Verlauf der tatsächlichen Residuumsfunktion und die damit verbundene Abweichung der beiden Minima zeigen, daß die Fenstergröße zur T_e -Bestimmung einen kritischen Wert erreicht hat. Die gute Übereinstimmung mit der effektiven elastischen Dicke des großen Fensters zeigt jedoch, daß die T_e -Bestimmung trotzdem stabil ist. Eine Fenstergröße von $400 \times 400 \text{ km}$ ist jedoch für das betrachtete Gebiet die untere Schranke.

Weitere Betrachtungen basieren auf der Bestimmung der effektiven elastischen Dicke innerhalb des Fensters I, die aufgrund der obigen Ausführungen als gesichert angesehen werden kann. Als Maß für die Konfidenz der T_e -Bestimmung mittels einer idealisierten Residuumsfunktion verwenden Doucouré *et al.* (1996) folgende Vorgehensweise: Das Minimum der idealisierten Residuumsfunktion aus Abb. 7.5b zeigt ein kleineres „Plateau“, bei dem vier beobachtete Werte zwischen 30 und 40 km gut mit der idealisierten Residuumsfunktion übereinstimmen. Dieser Bereich markiert die Unsicherheit in der Bestimmung der effektiven elastischen Dicke und entspricht einem Fehlerbalken von $\pm 5\text{ km}$.

Burov und Diament (1995) nehmen generell einen Fehler von 25% für T_e -Bestimmungen an. Der Unsicherheitsbereich bei der T_e -Bestimmung unterhalb des Ronne-Schelfes entspricht 14% . Aufgrund der obigen Ausführungen zur Stabilität der Lösung kann der relative Fehler von 14% für die T_e -Bestimmung als realistisch eingestuft werden.

Abschätzungen zur Biegesteifigkeit der Lithosphäre wurden in vielen Regionen der Erde durchgeführt. Im Bereich des antarktischen Kontinents stellt die in der vorliegenden Arbeit bestimmte effektive elastische Dicke die erste Abschätzung überhaupt dar und ist aus diesem Grunde von besonderem Interesse.

7.6 Diskussion

Die für das Gebiet des Ronne-Schelfes bestimmte effektive elastische Dicke kann mit Untersuchungen aus benachbarten Kontinenten, die Teil des früheren Großkontinents Gondwana waren, verglichen werden. Aus diesem Grund ist der südafrikanische Kontinent dazu von besonderem Interesse. Bestimmungen der effektiven elastischen Dicke des südafrikanischen Kontinents wurden von Doucouré *et al.* (1996) und Gwawava *et al.* (1996) durchgeführt und sind in Tab. 7.2 zusammengefaßt. Wie in anderen Studien zur Biegesteifigkeit zeigt sich auch hier, daß die Lithosphäre im Bereich alter Kratone eine große mechanische Festigkeit aufweist. Dies spiegelt sich in großen effektiven elastischen Dicken des Kaapvaal-Kratons wider. Die deutlich geringeren effektiven elastischen Dicken für den Kalahari-Kraton (Namaqua-Faltengürtel und Kaapvaal-Kraton) und den Zimbabwe-Kaapvaal-Kraton können u. a. auch durch die Zusammenfassung verschiedener geologischer Provinzen verursacht werden. Dieser Effekt wurde bereits von Bechtel *et al.* (1990) für Nordamerika gefunden.

Tab. 7.2: Effektive elastische Dicken des südafrikanischen Kontinents.

Geologische Provinz	T_e [km]	Referenz
Kaapvaal-Kraton	72 ± 2	Doucouré <i>et al.</i> , 1996
Namaqua-Faltengürtel und Kaapvaal-Kraton	56 ± 4	Doucouré <i>et al.</i> , 1996
Zimbabwe- und Kaapvaal-Kraton	56	Gwawava <i>et al.</i> , 1996
Mosambik-Riftbecken	34	Gwawava <i>et al.</i> , 1996

Ein signifikanter Unterschied in der effektiven elastischen Dicke gegenüber den Kratonen ist für den Bereich des Mosambik-Riftbeckens zu beobachten. Die hier bestimmte effektive elastische Dicke von 34 km ist deutlich geringer als im Bereich der stabilen Kratone. Nach Gwawava *et al.* (1992, 1996) besteht das Mosambik-Riftbecken aus mesozoischen und känozoischen Sedimenten. Dieses Riftbecken entlang des südöstlichen Kontinentalrandes von Afrika wurde während des Gondwana-Zerfalls gedehnt (Gwawava *et al.*, 1992, 1996). Das von Lawver *et al.* (1991) vorgestellte Modell zum Gondwana-Zerfall verbindet die Entstehung des Mosambik-Riftbeckens mit einer Scherung entlang des Explora Escarpments und der Riftbildung im Bereich des südöstlichen Weddellmeeres. Nach diesem Modell besitzt das Filchner-Ronne-Schelf eine ähnliche geologische Vergangenheit wie das Mosambik-Riftbecken. Ein weiterer Hinweis dafür ist die in dieser Arbeit bestimmte effektive elastische Dicke von 35 ± 5 km für das Ronne-Schelf, die mit der T_e -Bestimmung von 34 km für das Mosambik-Riftbecken in Bezug gesetzt werden kann.

Die effektive elastische Dicke kontinentaler Lithosphäre wird oft mit dem Wärmefluß einer Region bzw. der Lage der 700°C-Isotherme in Verbindung gesetzt. Neuere Untersuchungen auf diesem Gebiet wurden von Burov und Diament (1995) durchgeführt. Sie bestimmten auf der Basis von Modellrechnungen den Einfluß verschiedener Faktoren auf die effektive elastische Dicke ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre. Anhand ihrer Untersuchungen konnte gezeigt werden, daß für die effektive elastische Dicke der Litho-

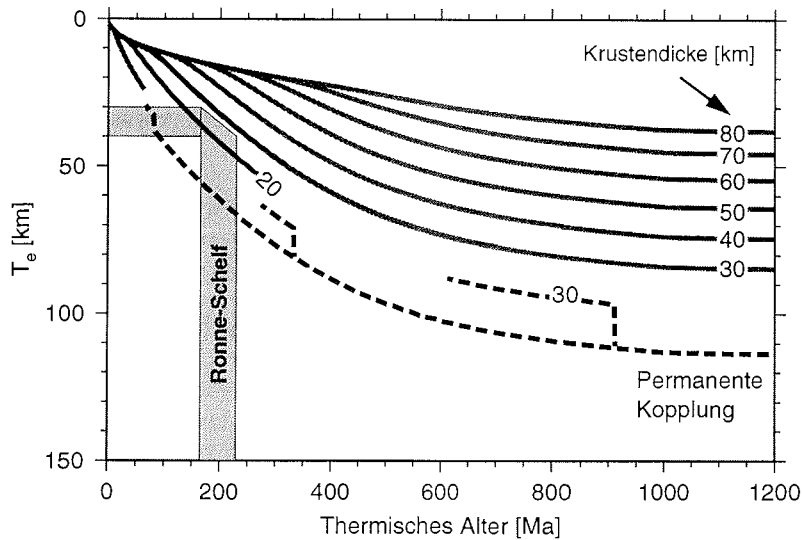


Abb. 7.6 - Zusammenhang zwischen thermischem Alter kontinentaler Kruste und effektiver elastischer Dicke für verschiedene Krustendicken. Die Daten sind aus Burov und Diamant (1995) entnommen. Der grau unterlegte Bereich markiert die effektive elastische Dicke unterhalb des Ronne-Schelfes und das daraus resultierende thermische Alter.

sphäre drei Parameter eine wesentliche Rolle spielen: Der thermische Zustand der Lithosphäre bzw. das thermotektonische Alter, die Tiefe und das mechanische Verhalten der Kruste-Mantel-Grenze sowie der lokale Krümmungsradius einer subduzierten Lithosphärenplatte. Der Einfluß des letzten Parameters muß für das Ronne-Schelf nicht berücksichtigt werden. Ein Vergleich der beobachteten Parameter (effektive elastische Dicke und Krustendicke) mit diesem theoretischen Modell ermöglicht nach Burov und Diamant (1995) Aussagen über die Lithosphärenstruktur: Signifikante tektonische Ereignisse würden die „thermische Uhr“ der untersuchten Kruste zurücksetzen und sind eindeutig nachweisbar (Burov und Diamant, 1995). Der Vergleich der effektiven elastischen Dicke des Ronne-Schelfes mit diesem theoretischen Modell ist in Abb. 7.6 dargestellt.

Die durchgezogenen, grauen Linien in Abb. 7.6 zeigen den Zusammenhang zwischen effektiver elastischer Dicke und thermischem Alter für verschiedene Krustendicken. Für diese Berechnungen wurde keine mechanische Kopplung zwischen Kruste und Mantel angenommen. Die gestrichelte Kurve zeigt den Zusammenhang für eine permanente Kopplung zwischen Kruste und Mantel. Zur Bestimmung des thermischen Alters des Ronne-Schelfes wurde die effektive elastische Dicke des Ronne-Schelfes von 35 ± 5 km grau hinterlegt. Die gemessene Krustendicke unterhalb des Ronne-Schelfs beträgt 27 km (Jokat *et al.*, 1997b). Eine Interpolation zwischen der 20-km-Kurve und derjenigen für 30 km Krustendicke ergibt ein thermisches Alter zwischen ca. 165 und 230 Ma. In Abb. 7.6 ist auch zu erkennen, daß sich für diese Lithosphäre noch keine permanente, mechanische Kopplung zwischen Kruste und Mantel entwickeln kann.

Die Bestimmung des thermischen Alters ergibt zwar ein großes Zeitintervall von 65 Ma, dieses Ergebnis ist aber für die geodynamischen Modelle in dieser Region von entscheidender Bedeutung. Das Alter des letzten signifikanten thermischen Ereignisses fällt nach dieser Bestimmung in den Zeitraum zwischen 165 und 230 Ma und korreliert damit hervorragend mit dem Beginn des Gondwana-Zerfalls. Die mit dem Gondwana-Zerfall assoziierten Karoo-Basalte entstanden in zwei Phasen um 193 und 178 Ma (z. B. Storey, 1995). Entsprechende basaltische Laven wurden in Dronning Maud Land mit 172 Ma datiert und Dolerite in den Theron Mountains mit 172-182 Ma (Brewer *et al.*, 1996). Lawver *et al.* (1991) geben als möglichen Beginn der ozeanischen Spreizung zwischen Afrika und der Antarktis 170-180 Ma an. Das Ausfließen der basaltischen Laven und die darauf folgende ozeanische Spreizung waren das letzte signifikante tektonische Ereignis in dieser Region. Die Dehnung des Filchner-Ronne-Schelfes während der Öffnung des Weddellmeeres und die anschließende Extension durch die Westwärtsdrift der Antarktischen Halbinsel waren nicht stark genug, um die „thermische Uhr“ der Kruste wieder zurückzustellen. Ein ähnliches Ergebnis, bei dem ein Sedimentbecken durch Riftbildung gedehnt wurde, ohne das thermische Alter zu beeinflussen, wurde auch von Pilkington (1991) in Kanada gefunden.

Eine weitere Konsequenz aus diesem thermischen Alter ergibt sich für das Modell des Gondwana-Zerfalls von Grunow (1993). Die von ihr vorgeschlagene Position der Ellsworth-Whitmore Mountains vor Coats Land, noch deutlich nördlich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfes, zum Zeitpunkt von ~130 Ma, wird durch das thermische Alter des Filchner-Ronne-Schelfes unwahrscheinlich. Die anschließende Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains durch das Gebiet des heutigen Filchner-Ronne-Schelfes zu ihrer heutigen Position würde ein signifikantes thermisches Ereignis innerhalb dieser Region darstellen und ein deutlich geringeres thermotektonisches Alter für dieses Gebiet ergeben. Auch wenn das Gebiet des Filchner-Ronne-Schelfes als Ganzes durch die Bewegung der Ellsworth-Whitmore Mountains erst in diese Position gedriftet wäre, so würde dies ein geringeres thermisches Alter ergeben. Mit den vorliegenden Daten kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß die Ellsworth-Whitmore Mountains zu einem früheren Zeitpunkt (>245 Ma) in dieser nördlichen Position gelegen haben.

Kapitel 8

Schlußfolgerungen und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde erstmals eine einheitliche Datenbasis aller in der Region des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete verfügbaren Potentialfelddaten erstellt. Zusammen mit den Ergebnissen der Analyseverfahren im Spektralbereich konnte dieser Datensatz umfassend interpretiert werden. Darüber hinaus ermöglichten die Modellierungen der Freiluftschwere und die Integration von bereits publizierten Ergebnissen aus allen geowissenschaftlichen Disziplinen, grundlegende neue Erkenntnisse zu den derzeitigen geowissenschaftlichen Forschungsschwerpunkten im Bereich des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete beizutragen. Im folgenden werden die zentralen Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefaßt und die sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen abschließend umrissen.

Filchner-Ronne-Schelf

Die Tiefenabschätzungen der signifikanten Grenzschichten anhand der Wellenzahlanalyse gravimetrischer Daten stimmen mit Ergebnissen aus vergleichenden, refraktionsseismischen Untersuchungen gut überein. Die entlang eines einzelnen Profils aus seismischen Geschwindigkeitsmodellen bekannte Krustenstruktur kann damit für große Teile des Filchner-Ronne-Schelfs bestätigt werden. Im Bereich des Ostantarktischen Kratons in Coats Land konnte erstmals die Mächtigkeit der Kruste mit 31 ± 5 km bestimmt werden.

Östlich von Berkner Island konnte eine parallel zu dieser Eisinsel verlaufende langgestreckte Bougueranomalie mit einer positiven Amplitude von bis zu ~ 100 mGal abgebildet werden. Eine ähnliche Struktur mit etwas geringerer Amplitude (~ 80 mGal) findet sich am westlichen Rand des Ronne-Schelfs entlang der Orville Coast der Antarktischen Halbinsel (Abb. 4.2). Eine Fortsetzung beider Anomalien nach Norden über die Kante des Filchner- bzw. Ronne-Eisschelfs hinaus existiert nicht. Als Ursache für diese Anomalien kommen Aufwölbungen in der Kruste-Mantel-Grenze in Betracht. In der nördlichen Verlängerung beider Anomalien sind jeweils Aufwölbungen der Mohorovicic-Diskontinuität in den refraktionsseismischen Geschwindigkeitsmodellen zu beobachten. Die geodynamische Bedeutung dieser beiden Rift-Strukturen ist noch nicht vollständig verstanden.

Coats Land-Krustenblock

Die gravimetrische Struktur des nordöstlichen Filchner-Schelfs unterscheidet sich deutlich von derjenigen des übrigen Filchner-Ronne-Schelfs. Die für einen kontinentalen Schelf ungewöhnlich große negative Bougueranomalie (< -50 mGal) ist Ausdruck für

einen abrupten Wechsel in der Krustenstruktur in diesem Bereich. Dieser Wechsel ist die Folge einer unterschiedlichen geologischen Vergangenheit der beiden Gebiete. Das Modell der Freiluftschwere, welches unter Verwendung von seismischen Randbedingungen erstellt wurde, zeigt, daß dieser Bereich des kontinentalen Schelfs von einer außergewöhnlich dicken Kruste (> 30 km) unterlagert ist. Ähnlichkeiten zwischen Bereichen des kontinentalen Schelfs und Teilen von Coats Land in der gravimetrischen und magnetischen Signatur legen den Schluß nahe, daß es sich hierbei um einen zusammenhängenden Krustenblock handelt. Die präkambrische Kruste des Ostantarktischen Kratons von Coats Land erstreckt sich bis unter große Teile des nordöstlichen Filchner-Schelfs. Dieser einheitliche Krustenblock wird hiermit als Coats Land-Block bezeichnet.

Gondwana-Zerfall

Die Existenz präkambrischer Kruste vor Coats Land hat Konsequenzen für das von Grunow *et al.* (1991) vorgeschlagene Modell des Gondwana-Zerfalls. Im Grunow-Modell liegen die Ellsworth-Whitmore Mountains vor ~ 230 Ma unmittelbar vor der Küste von Coats Land (Abb. 2.9). Aufgrund der Existenz eines sehr viel älteren Krustenfragments in diesem Bereich muß die Position der Ellsworth-Whitmore Mountains um mindestens 150 km nach Westen verschoben werden. Dies wäre zwar mit den paläomagnetischen Daten vereinbar, das Vorhandensein der Antarktischen Halbinsel verhindert jedoch diese Verschiebung (Abb. 2.9). Aus diesem Grund muß die Paläoposition der Ellsworth-Whitmore Mountains vor Coats Land, wie sie von Grunow *et al.* (1991) und Grunow (1993) vorgeschlagen wurde, als falsch betrachtet werden.

Elastische Dicke des Ronne-Schelfs und thermisches Alter

Die Argumente gegen das Zerfallsmodell von Grunow *et al.* (1991) bezogen sich bisher auf die Paläoposition der Ellsworth-Whitmore Mountains vor der Küste von Coats Land. Die im Grunow-Modell beschriebene Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains durch das heutige Gebiet des Ronne-Schelfs erweist sich darüberhinaus aufgrund der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit als nicht möglich. Anhand der Kohärenzmethode wurde für das Ronne-Schelf aus zweidimensionalen Kohärenzspektren zwischen Bouguerschwere und Topographie die effektive elastische Dicke des Ronne-Schelfs zu 35 ± 5 km bestimmt. Dieser Wert stellt die erste Bestimmung auf dem antarktischen Kontinent überhaupt dar. Zusammen mit der aus refraktionsseismischen Messungen bestimmten Krustendicke von 27 km (Jokat *et al.*, 1997b) und unter Verwendung von theoretischen Modellen zum isostatischen Verhalten kontinentaler Kruste (Burov und Diament, 1995) ergibt sich daraus ein thermisches Alter des Ronne-Schelfs zwischen 165 und 230 Ma. Dieses Alter markiert das letzte signifikante, tektonische Ereignis in diesem Gebiet und fällt mit dem Zerfall des Superkontinents Gondwana zusammen. Die von Grunow *et al.* (1991) beschriebene Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains vor ~ 125 Ma Jahren stellt ein massives tektonisches Ereignis dar, das zum „Zurückstellen“ der „thermischen Uhr“ des Ronne-Schelfs ausgereicht hätte. Das thermische Alter des Ronne-Schelfs zwischen 165 und 230 Ma widerlegt damit die Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains vor ~ 125 Ma in dieser Region.

Ein weiteres Argument gegen die Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains durch das Gebiet des Ronne-Schelfs ist die bereits publizierte Krustendicke von 27 km (z. B. Hübscher, 1994; Jokat *et al.*, 1997b). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte diese Krustendicke anhand der Wellenzahlanalyse gravimetrischer Daten für große Bereiche des Filchner-Ronne-Schelfs bestätigt werden. Die Interpretation dieser Krustendicke schließt die von Grunow (1993) geforderte Existenz ozeanischer Kruste unter dem Ronne-Schelf aus.

Trotz der dem Grunow-Modell widersprechenden, bereits publizierten Ergebnisse aus geophysikalischen Untersuchungen bleibt dieses Modell nach wie vor in der Diskussion. Die geophysikalischen Ergebnisse und Argumente werden in der Regel nicht diskutiert (z. B. DiVenere *et al.*, 1995; DiVenere *et al.*, 1996). Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit liefern einen wichtigen Beitrag zu dieser immer noch kontrovers geführten Diskussion über die Unterscheidung der geodynamischen Modelle des Gondwana-Zerfalls. Aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit muß das Modell von Storey *et al.* (1996) favorisiert werden. Die Berücksichtigung aller vorhandenen geowissenschaftlichen Erkenntnisse und der Versuch der widerspruchsfreien Integration der publizierten Ergebnisse ergeben für dieses Modell ohnehin eine sehr viel bessere Argumentationsbasis als beim Grunow-Modell.

Die Lage der Ellsworth-Whitmore Mountains vor dem Zerfall Gondwanas scheint in ihren Grundzügen verstanden zu sein. Geologische Ähnlichkeiten der Ellsworth-Whitmore Mountains mit dem Falkland-Plateau und Südafrika legen den Schluß nahe, daß die ursprüngliche Position nördlich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfs war. Die beiden verschiedenen Klassen von Rekonstruktionsmodellen besitzen zwar große Differenzen in der Paläoposition der Ellsworth-Whitmore Mountains, sie stimmen jedoch insofern überein, daß beide eine Lage nördlich des heutigen Filchner-Ronne-Schelfs verwenden. Die nach wie vor ungelöste Frage im Zusammenhang mit der Öffnung des Weddellmeeres stellt die Drift der Ellsworth-Whitmore Mountains von ihrer Paläoposition nördlich des Filchner-Ronne-Schelfs zu ihrer heutigen Position dar.

Die hier vorgestellten Ergebnisse zeigen, daß zur Beantwortung der geodynamischen Fragen im Bereich des Weddellmeeres und angrenzender Gebiete die Berücksichtigung aller geowissenschaftlichen Resultate unabdingbar ist. Die spezielle Problematik eisbedeckter Gebiete erfordert die Einbeziehung aller vorhandenen geowissenschaftlichen Informationen. Die Beschränkung auf einzelne Fachdisziplinen führt zu widersprüchlichen Modellen. Ein hervorragendes Hilfsmittel bei der Untersuchung geodynamischer Probleme stellt die Verwendung großflächiger Kartierungen der Potentialfeldanomalien dar. In Polargebieten mit fast lückenloser Eisbedeckung sind Potentialfelddaten die einzigen flächendeckenden Informationen.

Die Erkenntnis, daß große Teile des nördlichen Filchner-Schelfs von präkambrischer Kruste des Ostantarktischen Kratons unterlagert sind, zeigt, daß eine alleinige Betrachtung der marinen Bereiche zum Verständnis dieser Region nicht ausreicht. Ebenso müssen zur Untersuchung des Gondwana-Zerfalls auch ältere geologische Strukturen betrachtet werden. Aus diesem Grunde scheint eine Erhöhung der Aktivitäten an Land unumgänglich. Flugzeugmessungen sind das kostengünstigste Verfahren zur Gewinnung großflächiger Datensätze. Das Alfred-Wegener-Institut und der British Antarctic Survey besitzen

sowohl die technische als auch logistische Voraussetzung zur Durchführung solcher Befliegungen in Polargebieten. Untersuchungen zur globalen Tektonik sind nur im Rahmen internationaler Projekte und durch Austausch der vorhandenen Daten realisierbar. Es bleibt zu hoffen, daß solche Aktivitäten neben der durch tagespolitische Ereignisse begünstigten Klimaforschung weiterhin möglich sind, oder sogar noch verstärkt werden.

Danksagung

Bei Herrn Prof. H. Miller möchte ich mich für die Möglichkeit bedanken, meinen Gedanken zur heutigen Form der Theorie Alfred Wegeners in den polaren Regionen freien Lauf zu lassen.

Herrn Prof. U. Bleil möchte ich für die freundliche Übernahme des Korreferats und sein Interesse für diese Arbeit danken.

Herrn Dr. Wilfried Jokat danke ich für die zahlreichen Diskussionen und seine gewissenhafte Durchsicht des Manuskriptes. Weiterer Dank gilt den Kollegen der Arbeitsgruppe Geophysik: Frau Dr. Gabriele Uenzelmann-Neben, Dr. Uwe Meyer, Dr. Frank-Oliver Nitsche, Oliver Ritzmann, Johannes Røgenhagen und Tobias Boebel. Ein besonderer Dank geht an Vera Schlindwein. Bei Ebba Schmidt möchte ich mich für die äußerst gewissenhafte Durchsicht des Manuskriptes ganz besonders bedanken. Ihre Vorschläge haben maßgeblich zur Verbesserung dieser Arbeit beigetragen.

Von der Arbeitsgruppe Glaziologie sei vor allem Dr. Frederick Jung-Rothenhäusler und Daniel Steinhage sowie Dr. Christoph Mayer, Dr. Astrid Lambrecht und Dr. Uwe Nixdorf für ihre Hilfe gedankt. Dr. Tilo Schöne, Fred Niederjasper und Dr. Semme Dijkstra halfen stets bei bathymetrischen Fragen bzw. Problemen zur Satellitenaltimetrie.

Meinen russischen Kollegen Alexander Golynsky, Nadezhda Aleshkova und Dr. German Leitchenkov vom VNIIOkeangeologia aus St. Petersburg möchte ich für die Zusammenarbeit im Rahmen des Kooperationsprojektes danken.

Herrn Dr. Antony Lowry (Indiana University) und Frau Dr. Yvette Poudjom-Djomani (Macquarie University) möchte ich für die zahlreichen Diskussionen über Kohärenzspektren danken und ihrem Interesse an der Übertragung des Verfahrens in kalte Gebiete. Die Bereitstellung von Teilen ihrer Computerprogramme war mir eine große Hilfe. Herr Dr. Evgene Burov (Institut de Physique du Globe de Paris) stellte mir freundlicherweise seine Berechnungen zur effektiven elastischen Dicke zur Verfügung.

Dr. Larry Lawver und Lisa Gahagan (University of Texas) stellten mir freundlicherweise die digitalen Umrandungen der westantarktischen Mikroplatten aus dem PLATES-Projekt zur Verfügung.

Literaturverzeichnis

- Airy, G.B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountain masses, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **145**, 101-104.
- Aleshkova N.D., Golynsky, A.V., Kurinin, R.G. und Mandrikov, V.S. (1998). Gravity Mapping in the southern Weddell Sea Region. *Abschlußbericht zum Forschungsprojekt BMFT 03F08GUS9, Teilprojekt 4*, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- Barret, P.J. (1991). The Devonian to Triassic Beacon Supergroup of the Transantarctic Mountains and adjacent parts of Antarctica. In: Tingey, R.J.: *The Geology of Antarctica.*, Oxford University Press, New York.
- Bechtel, T.D., Forsyth, D.W. und Swain, C.J. (1987). Mechanism of isostatic compensation in the vicinity of the East Africa Rift, Kenya. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, **90**, 445-465.
- Bechtel, T.D., Forsyth, D.W., Sharpton, V.L. und Grieve, R.A.F. (1990). Variations in effective elastic thickness of the North American lithosphere, *Nature*, **343**, 636-638.
- Bell, R.E., Brozena, J.M., Haxby, W.F. und Labreque, J.L. (1990). Continental Margins of the Western Weddell Sea: Insights from Airborne Gravity and GEOSAT-Derived Gravity. *Contributions to Antarctic Research I, Antarctic Research Series*, **50**, 91-102.
- Bendat, J.S. und Piersol, A.G., (1980). *Engineering Applications of Correlation and Spectral Analysis*, John Wiley, New York.
- Blakely, R.J. (1995). *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 441pp.
- Bodenseewerke Gerätetechnik GmbH (1985). *Instruction Manual for Marine/Air Gravity Meter System KSS 31: Description and Operation*, Überlingen.
- Bott, M.H.P. (1982). The mechanism of continental splitting. *Tectonophysics*, **81**, 91-102.
- Brewer, T.S., Herght, J.M., Hawkesworth, C.J., Rex, D. und Storey, B.C. (1992). Coats Land dolerites and the generation of Antarctic continental flood basalts. In: Storey, B., Alabaster, T. und Pankhurst, R.J., *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **68**, 185-208.
- Brewer, T.S., Rex, D., Guise, P.G. und Hawkesworth, C.J. (1996). Geochronology of Mesozoic tholeiitic magmatism in Antarctica: implication for the development of the failed Weddell Sea rift system. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 45-61.
- Buggisch, W., Kleinschmidt, G., Kreuzer, H. und Krumm, S. (1990). Stratigraphy, metamorphism and nappe-tectonics in the Shackleton Range (Antarctica). *Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen*, Reihe I, Berlin, 64-86. Ebenfalls erschienen in: *Geology of the central Transantarctic Mountains*, American Geophysical Research Series, **36**, 225-274.
- Burg, J.P. (1975). *Maximum entropy spectral analysis*, Ph.D. dissertation, Stanford University, Stanford, California.

- Burov, E.B. und Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, **100**, B3, 3905-3927.
- Buttkus, B. (1991). *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 650pp.
- Carmichael, S. (1989). *Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*, CRC Press, Boca Raton, 741pp.
- Cassinis, G. (1930). Sur l'adoption d'une formule internationale pour la pesanteur normale. *Bull. Géod.*, No. **26**, 40-90.
- Chapin, D.A. (1996). A deterministic approach toward isostatic gravity residuals - A case study from South America. *Geophysics*, **61** (4), 1022-1033.
- Christensen, N.I. und Mooney, W.D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, **100**, B7, 9761-9788.
- Cianciara, B. und Marcak, H. (1976). Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra. *Geophysical Prospecting*, **24**, 273-286.
- Curtis, M.L. und Storey, B.C. (1996). A review of geological constraints on the pre-break-up position of the Ellsworth Mountains within Gondwana: implications for Weddell Sea evolution. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 11-30.
- Dalziel, I.W.D. (1991). Pacific margins of Laurentia and East Antarctica - Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, **19**, 598-601.
- Dalziel, I.W.D. (1997). Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, **109**, 16-42.
- Dalziel, I.W.D. und Elliot, D.H. (1982). West Antarctica: Problem child of Gondwanaland, *Tectonics*, **1** (1), 3-19.
- Dalziel, I.W.D. und Grunow, A.M. (1992). Late Gondwanide Tectonic Rotations within Gondwanaland. *Tectonics*, **11** (3), 603-606.
- Dehlinger, P. (1978). *Marine Gravity*. Elsevier Oceanography Series, **22**, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 322 pp.
- DiVenere, V., Kent, D.V. und Dalziel, I.W.D. (1995). Early Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: Implications for the Weddellia collage of crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, **100**, B5, 8133-8151.
- DiVenere, V., Kent, D.V. und Dalziel, I.W.D. (1996). Summary of paleomagnetic results from West Antarctica: implications for the tectonic evolution of the Pacific margin of Gondwana during the Mesozoic. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 31-43.
- Döscher, T., Focke, J. und Steinmetz, S. (1991). Bathymetrische Untersuchungen mit dem Fächersonar HYDROSWEEP. In: Miller, H. und Oerter, H., *Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS "POLARSTERN" 1989/90*, Bericht vom Fahrtabschnitt Antarktis VIII/5, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **86**, 7-10.
- Dorman, L.M. und Lewis, B.T.R. (1970). Experimental isostasy, 1, theory of the determination of the earth's isostatic response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 3357-3365.
- Doucouré, C.M., de Wit, M.J. und Mushayandebvu, M.F. (1996). Effective elastic thickness of the continental lithosphere in South Africa, *Journal of Geophysical Research*, **101**, B5, 11291-11303.
- Dreyer, J., Hinze, H. und Munsch, I. (1992). Bathymetry and Seafloor Mapping by Hydrosweep. In: Bathmann, U., Schulz-Baldes, M. Fahrbach, E., Smetacek, V. und Hubberten, H.-W., *Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes "POLARSTERN" 1990/91*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **100**, 246-256.
- du Toit, A.L. (1937). *Our wandering continents*, Oliver and Boyd, Edinburgh.

- Ebinger, C.J., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W. und Bowin, C.O., (1989). Effective elastic thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts, *Journal of Geophysical Research*, **94**, B3, 2883-2901.
- Eckstaller, A., Brodscholl, A., Mandler, H., Miller, G. Nixdorf, U., Patzelt, G., Pietschmann, M. und Rott, H. (1991). Refraktionsseismik. In: Miller, H. und Oerter, H., *Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS "POLARSTERN" 1989/90*, Bericht vom Fahrtabschnitt Antarktis VIII/5, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **86**, 108-122.
- Eötvös, R. von. (1919). Experimenteller Nachweis der Schwereänderung, die ein auf normal geformter Erdoberfläche in östlicher oder westlicher Richtung bewegter Körper durch diese Bewegung erleidet., *Ann. d. Physik*, Ser. 4, Vol. **59**, 743-752.
- Forsyth, D.W. (1985). Subsurface Loading and Estimates of the Flexural Rigidity of Continental Lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, **90**, B14, 12623-12632.
- Fossum, B.A., Maisey, G.H. und Torsen, H.O. (1982). Marine Geophysical Research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition of 1976-77. In: Craddock, C., *Antarctic Geoscience*, Univ. Wisconsin Press, 397-404.
- Fowler, C.M.R. (1990). *The Solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press.
- Frisch, J. und Kewitsch, P. (1987). Gravity Measurements. In: Fütterer, D.K., *Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS "POLARSTERN" 1985/86*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **33**, 66-77.
- Gerland, S., Kuhn, G. Gingele, F. Kringel, R. und Maus, B. (1992). Physical properties of the sediments and other geophysical investigations. In: Bathmann, U., Schulz-Baldes, M. Fahrbach, E., Smetacek, V. und Hubberten, H.-W., *Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes "POLARSTERN" 1990/91*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **100**, 245-246.
- Ghidella, M.E., Raymond, C.A. und LaBrecque, J.L. (1991). Verification of crustal sources for satellite elevation magnetic anomalies in West Antarctica and the Weddell Sea and their regional tectonic implications. In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. und Thomson, J.W., *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 243-250.
- Gilbert, L.E., (1989) Are Topographic Data Sets Fractal? In: Scholz, C.H. und Mandelbrot, B.B. Fractals in Geophysics. *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, **131**, Nos. 1/2, 241-254.
- Golynsky, A.V., Aleshkova, N.D., Kamenev, E.N., Kurinin, R.G. und Masolov, V.N. (1998). Magnetic Anomaly Imprints of the Major Tectonic Provinces in the Weddell Sea Region. *Abschlußbericht zum Forschungsprojekt BMFT 03F08GUS9, Teilprojekt 4*, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- Gose, W.A., Helper, M.A., Conelly, J.N., Hutson, F.E. und Dalziel, I.W.D. (1997). Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, **102**, B4, 7887-7902.
- Graffe, D. und Niederjasper, F. (1997) Meeresbodenkartierung mit dem Hydrosweep-System. In: Jokat, W. und Oerter, H. *Die Expeditionen ANTARKTIS XII mit FS "POLARSTERN" 1995*, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **219**, 37-43.
- Greischar, L.L., Bentley, C.R. und Whiting L.R. (1992). An Analysis of Gravity Measurements on the Ross Ice Shelf, Antarctica, *Contributions to Antarctic Research III, Antarctic Research Series*, **57**, 105-155.
- Grikurov, G.E., Ivanov, V.L., Traube, V.V., Leitchenkov, G.L., Aleshkova, N.D., Golynsky, A.V. und Kurinin, R.G. (1991). Structure and evolution of the sedimentary basins in the Weddell Sea province. In: *Abstracts -Sixth International Symposium on Antarctic Earth Science*, Japan, 185-190.
- Groenewald, P.B., Grantham, G.H. und Watkeys, M.K. (1991). Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, **148**, 1115-1123.

- Grunow, A.M. (1993). Creation and destruction of Weddell Sea floor in the Jurassic. *Geology*, **21**, 647-650.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D. und Kent, D.V. (1987). Ellsworth-Whitmore Mountains Crustal Block, Western Antarctica: new Paleomagnetic Results and their Tectonic Significance. In: McKenzie, G., Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics, *Geophysical Monograph Series*, **40**, 161-171.
- Grunow, A.M. Kent, D.V. und Dalziel, I.W.D. (1991). New Paleomagnetic Data From Thurston Island: Implications for the Tectonics of West Antarctica and Weddell Sea Opening. *Journal of Geophysical Research*, **96**, B11, 17935-17954.
- Grunow, A.M., Hanson, R. und Wilson, T. (1996) Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening? *Geology*, **24**, 1063-1066.
- Gwawava, O., Swain, C.J., Podmore, F. und Fairhead, J.D. (1992). Evidence of crustal thinning beneath the Limpopo Belt and Lebombo monocline of southern Africa based on regional gravity studies and implications for the reconstruction of Gondwana. *Tectonophysics*, **212**, 1-20.
- Gwawava, O., Swain, C.J. und Podmore, F., (1996). Mechanisms of isostatic compensation of the Zimbabwe and Kaapvaal cratons, the Limpopo Belt and the Mozambique basin, *Geophysical Journal International*, **127**, 635-650.
- Hahn, A., Kind, E.G. und Mishra, D.C. (1976). Depth estimation of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra. *Geophysical Prospecting*, **24**, 287-308.
- Haugland, K. (1982). Seismic reconnaissance survey in the Weddell Sea. In: Craddock, C., *Antarctic Geoscience*, Univ. Wisconsin Press, 405-413.
- Haxby, W. (1988). Organization of oblique sea floor spreading into discrete, uniformly spaced ridge segments: evidence from GEOSAT altimeter data in the Weddell Sea, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, **69**, 1155.
- Hinz, K. und Krause W. (1982). The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development. *Geologisches Jahrbuch*, **E23**, 17-41.
- Hinz, K. und Kristoffersen, Y. (1987). Antarctica - recent advances in the understanding of the continental shelf. *Geologisches Jahrbuch*, **E37**, 54 pp.
- Hoffman, P.F. (1991). Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, **252**, 1409-1412.
- Hübscher, C. (1994). *Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddellmeer, Antarktis*. Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **147**, 233 pp.
- Hübscher, C., Jokat, W. und Miller, H. (1996). Structure and origin of southern Weddell Sea crust: results and implications. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 201-211.
- Hunter, R.J., Johnson, A.C. und Aleshkova, N.D. (1996). Aeromagnetic data from the southern Weddell Sea embayment and adjacent areas: synthesis and interpretation. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 143-154.
- Institut für Angewandte Geodäsie (1994). *Topographische Karte des Meeresbodens und des Eisuntergrunds 1 : 2 000 000 Filchner-Ronne-Schelfeis / Weddell Sea, Antarktis*. Frankfurt am Main.
- International Association of Geodesy (1971). Geodetic Reference System 1967. *Bull. Géod.*, Publ. Spec. **No. 3**, Paris.
- James, T.S. und Ivins, E.R. (1995). Present-day Antarctic ice mass changes and crustal motion. *Geophysical Research Letters*, **22** (8), 973 - 976.
- Johnson, A.C., Aleshkova, N.D. Barker, P.F., Golynsky, A.V., Masolov, V.N. und Smith, A.M. (1992). A preliminary aeromagnetic anomaly compilation map for the Weddell province of Antarctica. In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. und Shiraiishi, K. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, TERRA-PUB, Tokyo, 545-553.

- Johnson, M.R. und Smith, A.M. (1997). Seabed topography under the southern and western Ronne Ice shelf, derived from seismic surveys. *Antarctic Science*, **9**(2), 201-208.
- Jokat, W., Uenzelmann, G., Miller, H., Brodscholl, A. und Wüster, J. (1991). Gravimetrie und Magnetik. In: Miller, H. und Oerter, H., *Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS "POLARSTERN" 1989/90*, Bericht vom Fahrtabschnitt Antarktis VIII/5, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **86**, 18-19.
- Jokat, W., Hübscher, C., Meyer, U., Oszkó, L., Schöne, T., Versteeg, W. und Miller, H. (1996). The continental margin off East Antarctica between 10°W and 30°W. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 129-141.
- Jokat, W., Fechner, N., Kehse, U., Martens, H., Mann, D., Morgenstern, K. und Studinger, M. (1997a) Marine Geophysik. In: Jokat, W. und Oerter, H. *Die Expeditionen ANTARKTIS XII mit FS "POLARSTERN" 1995, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **219**, 44-60.
- Jokat, W., Fechner, N. und Studinger, M. (1997b). Geodynamic Models of the Weddell Sea Embayment in View of New Geophysical Data. In: Ricci, C.A. (Ed.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Antarctica Publication, Siena, 453-459.
- Kadmina, I.N., Kurinin, R.G., Masolov, V.N. und Grikurov, G.E. (1983). Antarctic crustal structure from geophysical evidence: a review. In: Oliver, R.L. James, P.R. und Jago, J.B. *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Science and Cambridge, Canberra, Cambridge University Press, 498-502.
- Karner, G.D. und Watts, A.B., 1983. Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges, *Journal of Geophysical Research*, **88**, 10449-10477.
- Kearey, P. und Vine, F.J. (1996). *Global Tectonics*, Blackwell Science, London, 333 pp.
- Khljupin, N.I., Goluhkov, V.S. u.a. (1987). *Aerogeophysical survey (1:2000000) in the Princess Martha Coast and adjacent Weddell Sea, West Antarctica*. PMGRE, unveröffentlichter Bericht, **V**, 1, Lomonosov.
- King, E.C., Livermore, R.A. und Storey, B.C. (1996). Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: an introduction. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 1-10.
- Kleinschmidt, G. (1997). Antarktis, bei der Erforschung der Paläogeodynamik unverzichtbares Fragment früherer Großkontinente, *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **201**, 243-257.
- Kleinschmidt, G. und Buggisch, W. (1993, erschienen 1994). Plate Tectonic Implications of the Structure of the Shackleton Range, Antarctica. *Polarforschung*, **63** (1), 57-62.
- Koch, S., Müschen, B. und Schöne, T. (1994). Bathymetrische Arbeiten, In: Miller, H., *Die Expedition ANTARKTIS X mit FS "POLARSTERN" 1992*, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-X/1a und 2, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **152**, 155-160.
- Kristoffersen, Y. und Haugland, K. (1986). Geophysical evidence for the East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea, *Nature*, **322**, 538-541.
- Kristoffersen, Y. und Hinz, K. (1991). Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area. In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. und Thomson, J.W., *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 225-230.
- Kudryavtzev, G.A., Smirnova, E.A. Schumilov, V.A. und Poselov, V.A. (1987). Deep structure of the earth crust in the southern part of the Weddell Sea (by data of the DSS line). In: Ivanov, V.L. Grikurov, G.E., *The geological and geophysical research in Antarctica*. Leningrad, Sevmorgeologia, 99-108 (in Russisch).
- Kudryavtzev, G.A., Butzenko, V.V. und Kadmina, I.N. (1991). Crustal section across the western Queen Maud Land continental margin from geophysical data. *Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Abstract Volume, 330-335.

- LaBrecque, J.L. und Ghidella, M.E. (1997). Bathymetry, depth to magnetic basement, and sediment thickness estimates from aerogeophysical data over the western Weddell Basin, *Journal of Geophysical Research*, **102**, B4, 7929-7945.
- Lambrecht, A., Mayer, C., Hempel, L. Nixdorf, U. und Oerter, H. (1995, erschienen 1997). Glaciological Investigations in the Grounding Line Area of the Foundation Ice Stream, Antarctica. *Polarforschung*, **65** (1), 15-25.
- Lastochkin, V.M., Shulyatin, O.G. Stremsky, V.P., u.a. (1978). *Earth science research in West Antarctica during 22. SAE*. Sevmorgeologia, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Leningrad.
- Lawver, L.A., Royer, J.-Y., Sandwell, D.T. und Scotese, C.R. (1991). Evolution of the Antarctic continental margins. In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. und Thomson, J.W., *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 533-540.
- LCT Inc. (1996). *Data Processing Software Manual*, Houston, Texas.
- Lim, J.S. und Malik, N.A. (1981). A new algorithm for two-dimensional maximum entropy power spectrum estimation, *IEEE Trans. Acoust. Speech Signal Process.*, **29**, 401-413.
- Livermore, R.A. und Hunter, R.J. (1996). Mesozoic seafloor spreading in the southern Weddell Sea. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 227-241.
- Longman, I.M. (1959). Formulas for Computing the Tidal Accelerations due to the Moon and the Sun, *Journal of Geophysics*, **64**, B12, 2351-2355.
- Lowry, R.A. und Smith, R.B. (1994). Flexural rigidity of the Basin and Range-Colorado Plateau-Rocky Mountain transition from coherence analysis of gravity and topography, *Journal of Geophysical Research*, **99**, B10, 20123-20140.
- Macario, A., Malinverno, A. und Haxby, W.F. (1995). On the robustness of elastic thickness estimates obtained using the coherence method, *Journal of Geophysical Research*, **100**, B8, 15163-15172.
- McAdoo, D. und Laxon, S.W. (1996). Marine gravity from Geosat and ERS-1 altimetry in the Weddell Sea. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 155-164.
- McAdoo, D. und Laxon, S.W. (1997). Antarctic Tectonics: Constraints From an ERS-1 Satellite Marine Gravity Field, *Science*, **276**, 556-560.
- McNutt, M. (1990). Flexure reveals great depth, *Nature*, **343**, 596-597.
- McNutt, M., Diament, M. und Kogan, M.G., (1988). Variations of Elastic Plate Thickness at Continental Thrust Belts, *Journal of Geophysical Research*, **93**, B8, 8825-8838.
- Melles, M. (1991). Paläoglazilogie und Paläozoanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **81**, 190 pp.
- Meyer, U. (1994). Gravimetrie. In: Miller, H., *Die Expedition ANTARKTIS X mit FS "POLARSTERN" 1992*, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-X/1a und 2, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **152**, 109-110.
- Meyer, U. (1995). *Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten*. Dissertation, Universität Bremen, 167 pp.
- Militzer, H. und Weber, F. (1984). *Angewandte Geophysik Band 1: Gravimetrie und Magnetik*, Akademie-Verlag, Berlin, 353 pp.
- Miller, H., De Batist, M., Jokat, W., Kaul, N., Steinmetz, G., Uenzelmann-Neben, G. und Versteeg, W. (1990, erschienen 1991). Revised Interpretation of Tectonic Features in the Southern Weddell Sea, Antarctica, from New Seismic Data. *Polarforschung*, **60**(1), 33-38.
- Mohorovicic, A., (1910). Das Beben vom 8. Oktober 1900: *Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums Zagreb 1909*, **Bd. 9, T. 4**, Abh. 1.
- Moores, E.M. (1991). Southwest U.S. - East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis, *Geology*, **19**, 425-428.

- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalon, T., McConnel, K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U. und Whalen, C.T. (1974). The International Standardization Net 1971 (IGSN71). *I.U.G.G.-I.A.G.-Publ. Spec. No.4*, Paris.
- Moyes, A.B., Barton Jr., J.M. und Groenewald, P.B. (1993). Late Proterozoic to Early Paleozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: Supercontinental fragmentation and amalgamation. *Journal of the Geological Society of London*, **150**, 833-842.
- Munk, W.H. und Cartwright, D.E. (1966). Tidal spectroscopy and prediction, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **259**, 533-581.
- Oszkó, L., 1997. *Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **222**, 153 pp.
- Parker, R.L. (1972). The Rapid Calculations of Potential Anomalies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **31**, 447-455.
- Percival, D.B. und Walden, A.T. (1993). *Spectral Analysis for physical applications. Multitaper and conventional univariate techniques*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pilkington, M. (1991). Mapping elastic lithospheric thickness variations in Canada. *Tectonophysics*, **190**, 283-297.
- Poudjom-Djomani, Y.H., Mnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J. und Fairhead, J.D. (1995). Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data, *Journal of Geophysical Research*, **100**, B11, 22047-22070.
- Powell, C.M.C.A (1993). Assembly of Gondwanaland - Open forum.- In: Findlay, R.H., Unrug, R., Banks, M.R. und Veevers, J.J.: *Gondwana eight*, Balkema, Rotterdam, 219-237.
- Reagan, R.D. und Hinze, W.J. (1976). The effect of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies. *Geophysics*, **41** (1), 44-55.
- Ritzmann, O. (1998). Refraktionsseismische Untersuchungen am Kontinentalrand der Ostantarktis, Diplomarbeit, Universität Bonn.
- Ruppel, C., Kogan, M.G. und McNutt, M.K. (1993). Implications of new gravity data for Baikal rift zone structure. *Geophysical Research Letters*, **20**(15), 1635-1638.
- Russo, R.M. und Speed, R.C. (1994). Spectral analysis of gravity anomalies and the architecture of tectonic wedging, NE Venezuela and Trinidad. *Tectonics*, **13**(2), 613-622.
- Schöne, T. (1997). *Ein Beitrag zum Schwerefeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **220**, 145pp.
- Schopf, J.M. (1969). Ellsworth Mountains: position in West Antarctica due to sea-floor spreading. *Science*, **164**, 63-66.
- Sheffels, B. und McNutt, M. (1986). Role of Subsurface Loads and Regional Compensation in the Isostatic Balance of the Transverse Ranges, California: Evidence for Intracontinental Subduction. *Journal of Geophysical Research*, **91**, B6, 6419-6431.
- Shive, P.N., Blakely, R.J., Frost, B.R. und Davin, M.F. (1992). Magnetic properties of the lower continental crust. In: Fountain, D.M., Arculus, R und Kary, R.W., *Continental Lower Crust, Developments in Geotectonics*, **23**, Elsevier, Amsterdam.
- Shulyatin, O.G., Khljupin, N.I., Tret'yakov, N.D., u.a. (1979). *Earth science research in West Antarctica during 23. SAE. Sevmorgeologia, unveröffentlichter Bericht, V. 1*, Leningrad.
- Smith, W.H.F. und Wessel P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293-305.
- Spector, A. und Grant, F.S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**, 293-302.
- Storey, B.C. (1995). The role of mantle plumes in continental break-up: case histories from Gondwanaland. *Nature*, **377**, 301-308.

- Storey, B.C. (1997). An Active Mantel Mechanism for Gondwana Break-up. *Terra Nova*, **9**, Abstract Supplement No 1, 217-218.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.J. und Wever, H.E. (1992). Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. In: Storey, B.C., Alabaster, T. und Pankhurst, R.J., *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publication, **68**, 149-163.
- Storey, B.C., Pankhurst, R.J. und Johnson, A.C. (1994). The Grenville Province within Antarctica: a test of the SWEAT hypothesis, *Journal of the Geological Society, London*, **151**, 1-4.
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. und Millar, I.L. (1996). Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. In: Storey, B., King, E.C. und Livermore, R., *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Special Publication of the Geological Society, London, **108**, 87-103.
- Studing, M., Kurinin, R.G., Aleshkova, N.D. und Miller, H. (1997). Power Spectra Analysis of Gravity Data from the Weddell Sea Embayment and Adjacent Areas, *Terra Antarctica*, **4** (1), im Druck.
- Syberg, F.J.R. (1972). A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields, *Geophysical Prospecting*, **20**, 47-75.
- Talwani, M., Worzel, J.L. und Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, **64**, 49-59.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Thorarinnsson, F. und Magnusson, S.G. (1990). Bouguer density determination by fractal analysis. *Geophysics*, **55**, 932-935.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*, de Gruyter, Berlin - New York, 465 pp.
- Tret'yakov, N.D., Khuljupin, N.D., Yasnopolsky, S.I., u.a. (1980). *Earth science research in West Antarctica during 24*. SAE. Sevmorgeologia, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Leningrad.
- Tret'yakov, N.D., Chernenkov, U.D., Yasnopolsky, S.I., u.a. (1982). *Earth science research in West Antarctica during 26*. SAE. Sevmorgeologia, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Lomonosov.
- Tret'yakov, N.D., Khuljupin, N.D., Chernenkov, U.D., u.a. (1984). *Earth science research in West Antarctica during 28*. SAE. Sevmorgeologia, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Lomonosov.
- Tret'yakov, N.D., Kadmina, I.N., Chernenkov, U.D., u.a. (1985). *Earth science research in West Antarctica during 29*. SAE. Sevmorgeologia, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Lomonosov.
- Tscherinov, A.S., Kadmina, I.N., Mandrikov, V.S., u.a. (1989). *Regional aerogeophysical survey (1:2000000) in the Caird and Princess Martha Coasts and adjacent Weddell Sea, West Antarctica*, PMGRE, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Lomonosov.
- Turcotte, D.L. und Schubert, G., (1982). *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley, New York, N.Y., 450pp.
- United States Geological Survey (1997). <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>.
- Unrug, R. (1997). Rodinia to Gondwana: the Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. *GSA Today*, **7** (1), 1-6.
- Vaughan, D.G., Sievers, J., Doake, C.S.M., Hinze, H., Mantripp, D.R., Pozdeev, V.S., Sandhäger, H., Schenke, H.W., Solheim, A. und Thyssen, F. (1994, erschienen 1995). Subglacial and Seabed Topography, Ice Thickness and Water Column Thickness in the Vicinity of Filchner-Ronne-Schelfeis, Antarctica, *Polarforschung*, **64** (2), 75-88.
- Watts, A.B., Bodine, J.H. und Steckler, M.S. (1980). Observations of Flexure and the State of Stress in the Oceanic Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **85**, B11, 6369-6376.
- Webers, G.F. Craddock, M.A. und Spletstoesser, J.F. (1992). Geology of the Whitmore Mountains. In: Craddock, C., *Geology and Paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica*. Geological Society of America Memoirs, **170**, 1-8.

- Wegener, A. (1915). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, Vieweg und Sohn, Braunschweig, 94pp.
- Wessel, P. und Smith, W.H.F. (1991). Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU*, **72**, 445-446.
- White, R. und McKenzie, D. (1989). Magmatism at Rift zones: The Generation of Volcanic continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**, B6, 7685-7729.
- Wissmann, G. und Schenke, H.W. (1987). Bathymetry of the Weddell Sea continental margin from 60°W to 10°E. In: Fütterer, D.K., *Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS "POLARSTERN" 1985/86*, Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research), Bremerhaven, **33**, 58-60.
- Yasnopolsky, S.I., Kolobov, D.D., Cherenkov, U.D., u.a. (1981). *Earth science research in West Antarctica during 25*. SAE, PMGRE, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Lomonosov.
- Zatsepin, E.N., Reavsky, S.S., Yasnopolsky, S.I., u.a. (1983). *Earth science research in West Antarctica during 27*. SAE, PMGRE, unveröffentlichter Bericht, **V. 1**, Lomonosov.
- Zatsepin, E.N., Poselov, V.A., und Kadmina, I.N. (1987). Geotranssect in the Weddell Sea. In: Ivanov, V.L. Grikurov, G.E., *The geological and geophysical research in Antarctica*. Leningrad, Sevmorgeologia, 99-108 (in Russisch).
- Zuber, M.T., Bechtel, T.D. und Forsyth, D.W. (1989). Effective Elastic Thickness of the Lithosphere and Mechanisms of Isostatic Compensation in Australia, *Journal of Geophysical Research*, **94**, B7, 9353-9367.

Anhang A

Datensätze

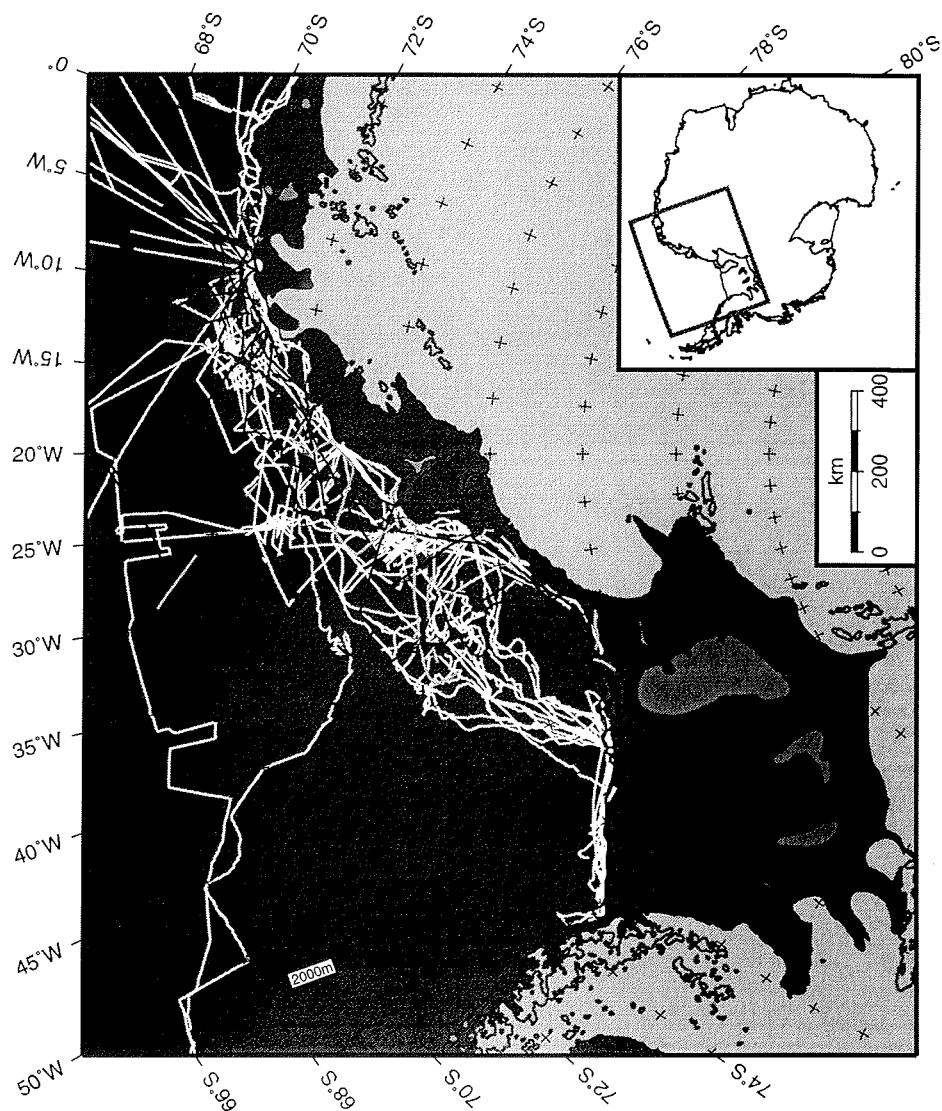


Abb. A-1 - Profillinien, entlang deren seegravimetrische Messungen vorliegen. Weiße Linien kennzeichnen die Profile des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (AWI), schwarze Linien mit Ausnahme der 2000-m-Isobathe und der Schelfeiskanten, stellen die Profillinien der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) dar. Die grau gekennzeichneten Profile wurden während der „Norwegian Antarctic Research Expeditions“ (NARE) vermessen.

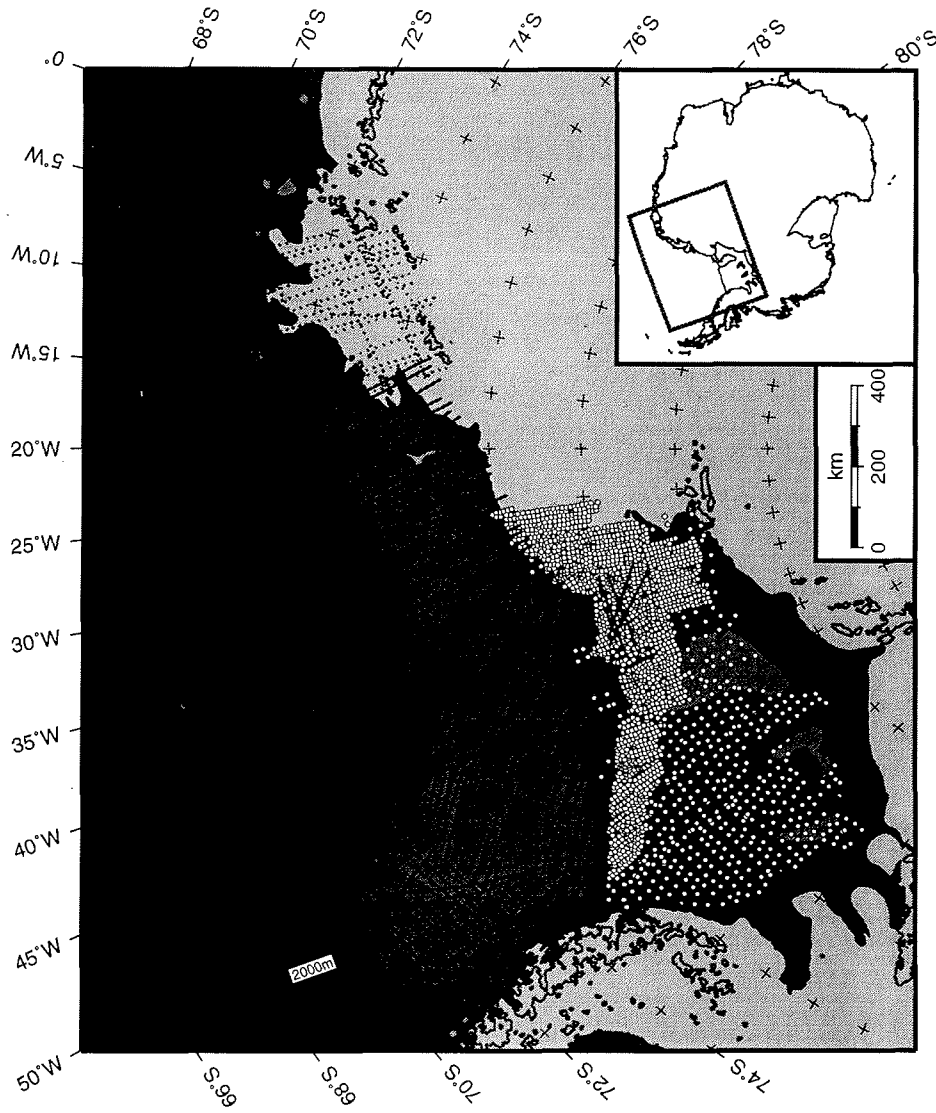


Abb. A-II - Fluglinienmuster der aerogravimetrischen Befliegungen (schwarze Linien und Punkte) und Lokationen der Meßstationen (Kreise) auf dem Schelfeis und in Coats Land. Der mittlere Stationsabstand bei den Landstationen betrug 10 km für einen Gürtel entlang der Schelfeiskante bis hin nach Coats Land und ca. 30 km für den weiter südlich gelegenen Bereich. Der mittlere Abstand der Fluglinien für die aerogravimetrischen Vermessungen betrug ca. 20 km.

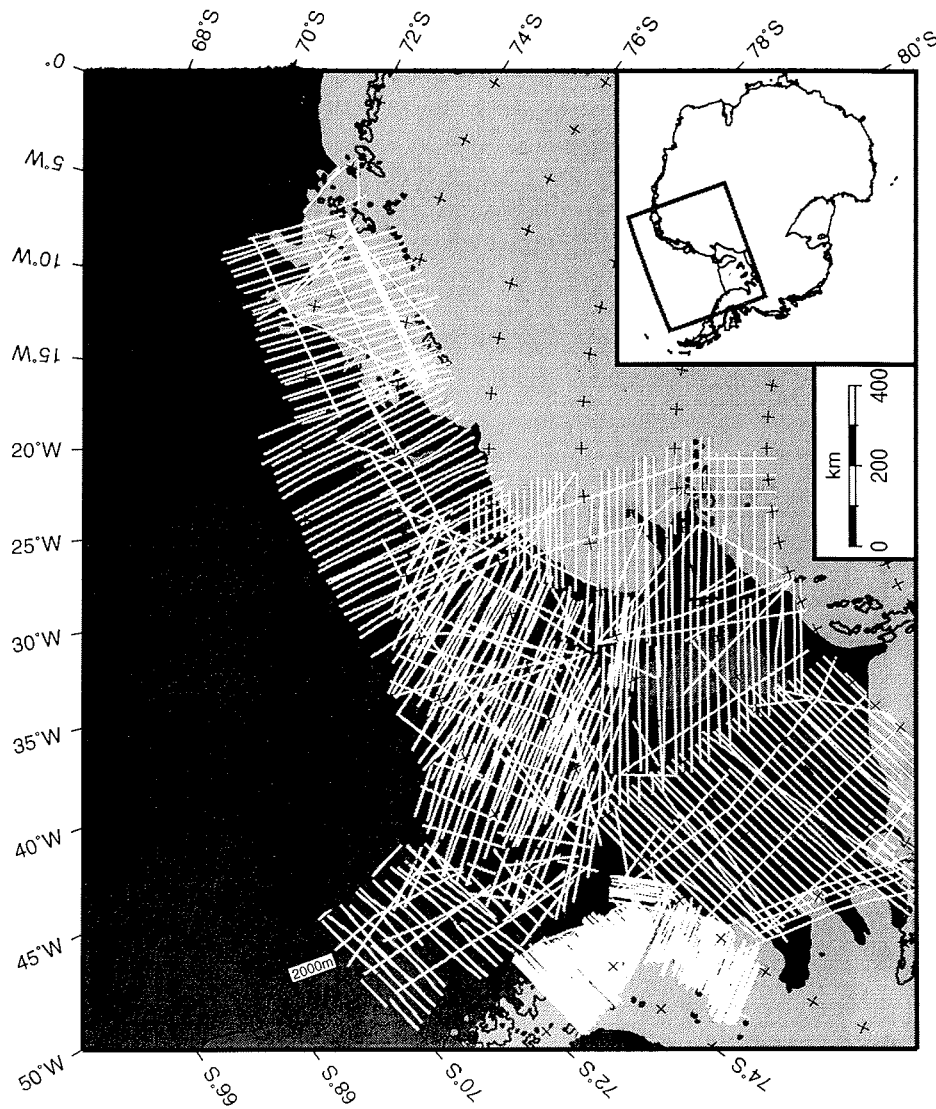


Abb. A-III - Fluglinienmuster der aeromagnetischen Befliegungen (Golynsky *et al.*, 1998). Die Fluglinien-daten für drei Meßkampagnen im Bereich der Haag Nunataks, des Dufek Massifs und in Dronning Maud Land lagen beim Abschluß dieser Arbeit noch nicht vor. Die Daten dieser Meßkampagnen sind jedoch in der aeromagnetischen Anomaliekarte enthalten.

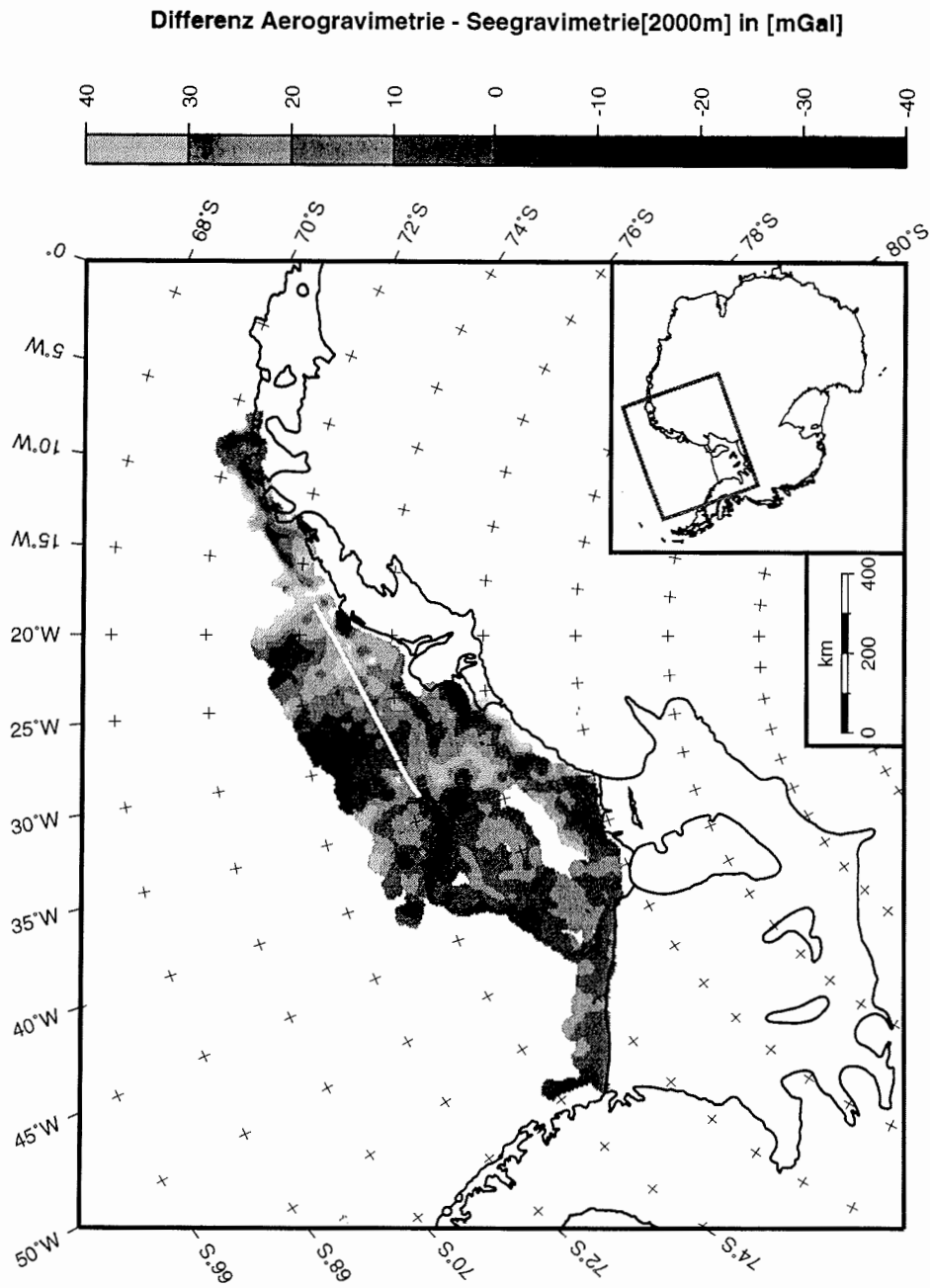


Abb. A-IV - Differenz zwischen der nach der GRS67-Formel korrigierten Aerogravimetrie und der auf das Niveau der Flughöhe (2000 m) transformierten seegravimetrischen Messungen in Milligal. Die weiße Linie markiert das in Abb. 3.7 gezeigte Profil.

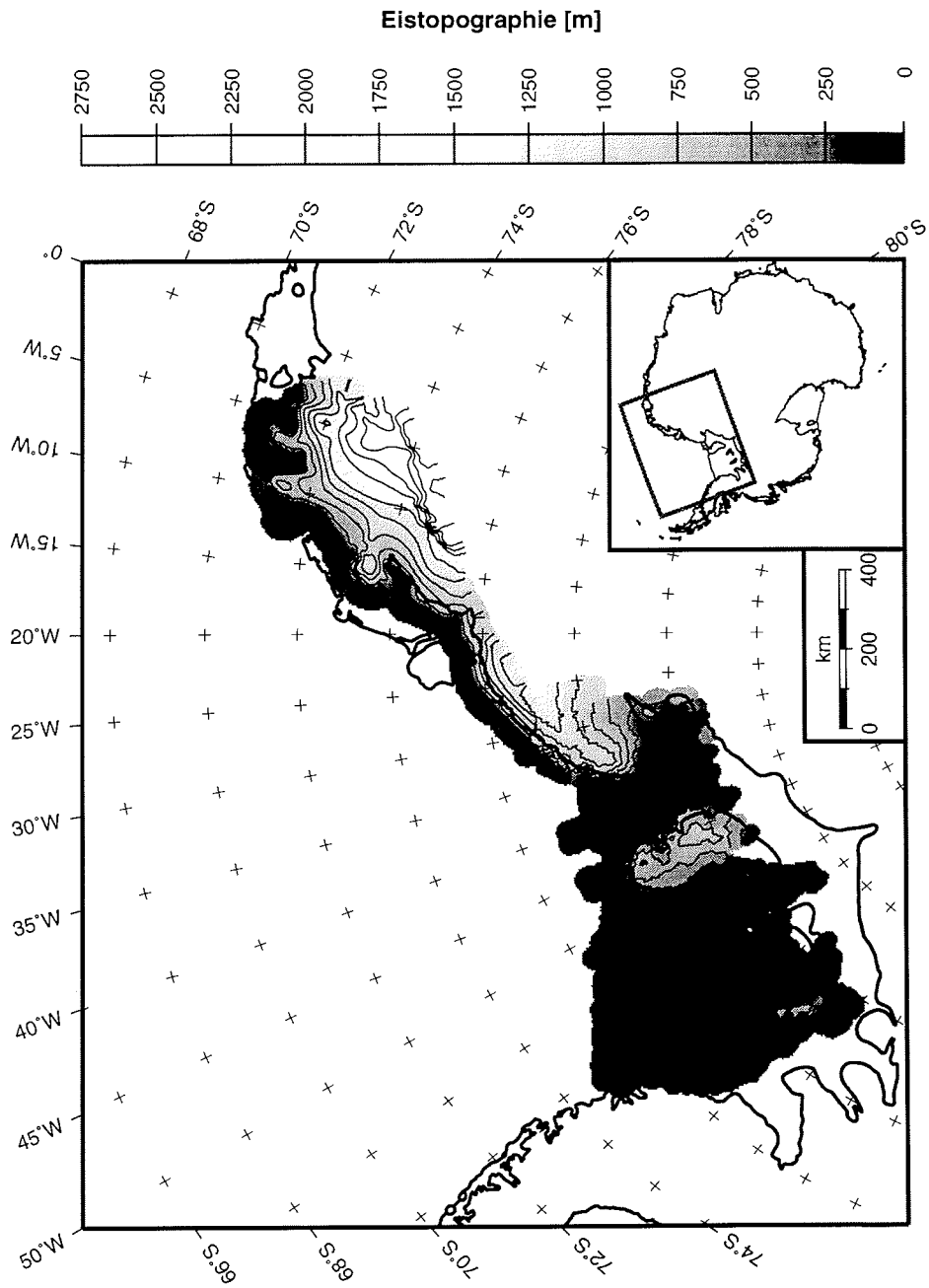


Abb. A-V - Eisoberkanten-topographie in Metern. Im Bereich der Landgravimetrie auf den Filchner- und Ronne-Schelfeis wurde die Topographie aus Aleshkova *et al.* (1998) entnommen. Die Topographie in Dronning Maud Land wurde dem digitalen Geländemodell GTOPO30 des United States Geological Survey (USGS) entnommen (United States Geological Survey, 1997).

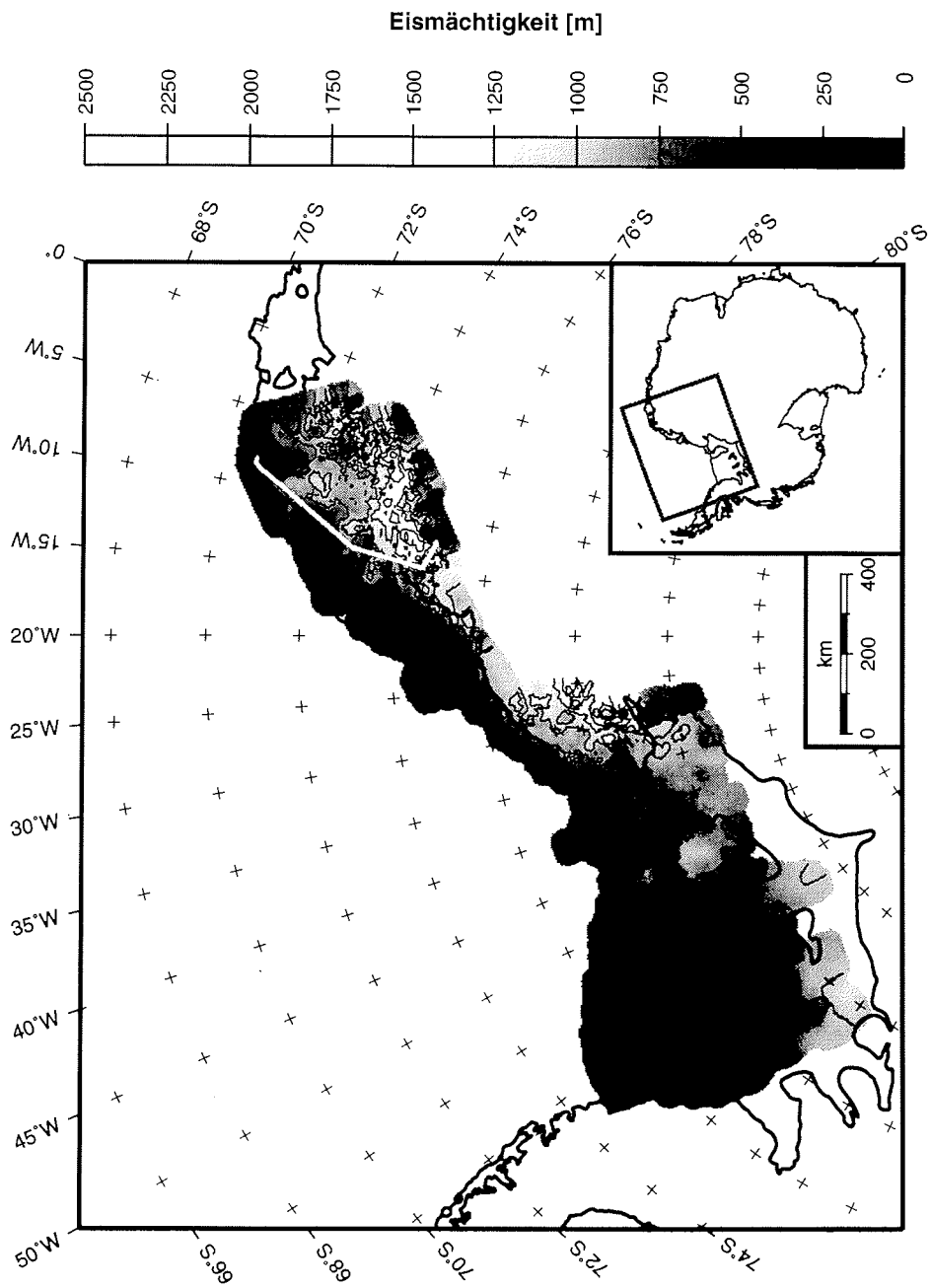


Abb. A-VI - Karte der Eismächtigkeit im Untersuchungsgebiet. Die weiße Linie kennzeichnet die Eisradarprofile 962201- 962203 des Alfred-Wegener-Instituts (Steinhage, pers. Mitteilung), die zum Vergleich in Abb. 3.8 verwendet wurden.

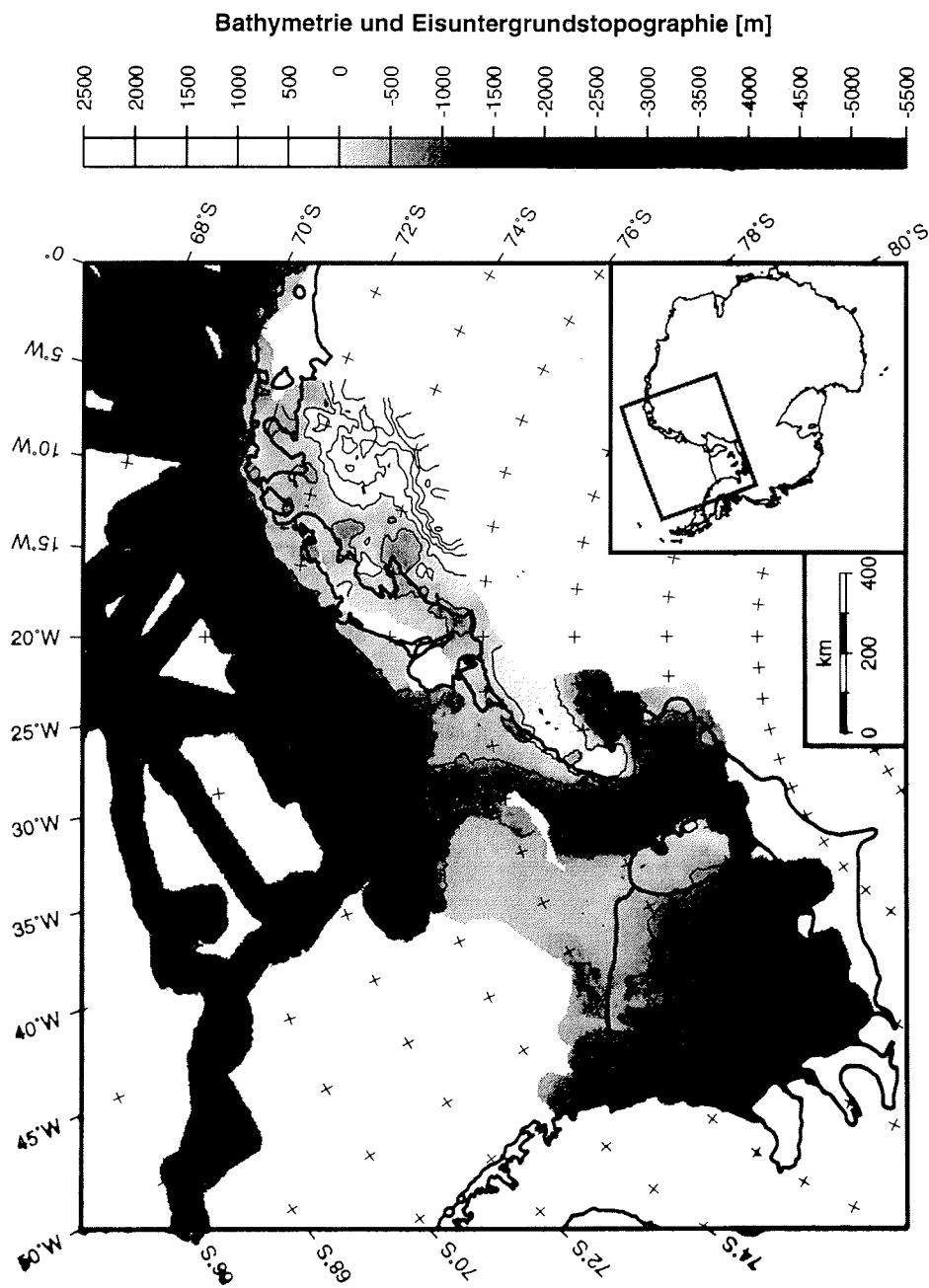


Abb. A-VII - Karte der Bathymetrie und Eisuntergrundstopographie die zur Berechnung der Bouguerreduktion im Untersuchungsgebiet verwendet wurde. Eine Beschreibung der Zusammenstellung dieser Karte wird in Kap. 3 diskutiert.

Anhang B

Quelltiefenabschätzung

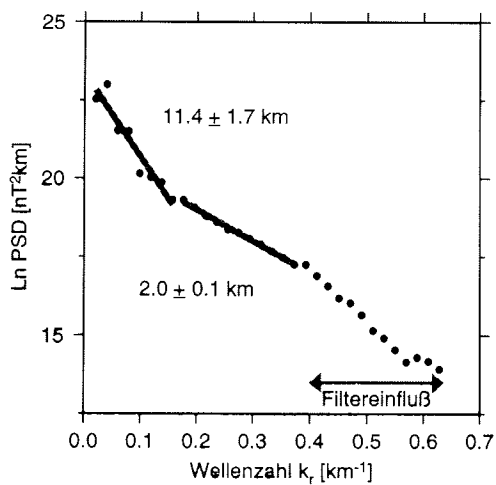


Abb. B-1 - Energiespektrum von aeromagnetischen Daten über dem Ronne-Schelf. Das räumliche Fenster besitzt eine Größe von $300 \times 300 \text{ km}$. Der deutliche Abfall im Energiespektrum für Wellenzahlen größer als 0.4 km^{-1} wird vermutlich durch die Verwendung eines Tiefpaßfilters oder den mittleren Fluglinienabstand in dieser Region bedingt.

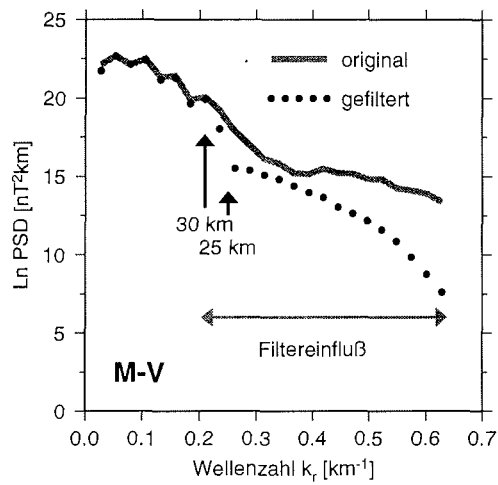


Abb. B-II - Energiespektrum von aeromagnetischen Daten des Gebietes M-V. Das räumliche Fenster besitzt eine Größe von 200×200 km. Die Verwendung eines Tiefpaßfilters im Frequenzbereich mit Eckfrequenzen von 30 und 25 km ist in einem deutlichen Abfall des Energiespektrums des gefilterten Datensatzes für Wellenzahlen größer als 0.21 km^{-1} (Wellenlänge 30 km) und 0.25 km^{-1} (Wellenlänge 25 km) zu erkennen. Der Einfluß eines Filters auf das Energiespektrum ist deutlich. Ungestörte Frequenzbänder sind deshalb klar von Filtereinflüssen unterscheidbar.

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stablein, Wolfgang Zick
- * **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- * **Heft-Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spatpleistozane Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4“ von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986“ by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)“ by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“ Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter

- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – “The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‘Polarstern’
in 1988/89”, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – “Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)” by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‘Polarstern’ in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes.
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozoographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Mellés
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit „FS Polarstern“ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – “Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV “Polarstern”
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand
des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul

- Heft-Nr. 90/1991 – „Die Expedition ANIARK I. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIDA-1 und Otto Schramm“
- Heft-Nr. 91/1991 – „Blood physiology and some consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 92/1991 – „Zur sommerlichen Verteilung Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Munin
- Heft-Nr. 93/1991 – „Die Expedition ARKTIS VII. Bericht vom Fahrtabschnitt „ARK VII/2“, herausgegeben von Günther Krause
- Heft-Nr. 94/1991 – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Ingrid Scharek
- Heft-Nr. 95/1991 – „Radioisotopenstratigraphie Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Gert Böhm
- Heft-Nr. 96/1991 – „Holozäne Sedimentation im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Markgraf
- Heft-Nr. 97/1991 – „Strukturelle Entwicklung (Weddell- und Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Gert Böhm
- Heft-Nr. 98/1991 – „Zur Basideriengeschichte (Isopoda: Copepoda, Malacostraca)“, von Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 99/1992 – „The Antarctic ice sheet as a continental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippa Huyber-Hislop
- Heft-Nr. 100/1992 – „Die Expeditionen ANIARK 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bahls, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Peter Smetacek
- Heft-Nr. 101/1992 – „Wechselbeziehungen von CO₂, Cu, Pb, Zn im Meerwasser und in Zooplankton der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992 – „Physiologie und Ultrastruktur *Prasiola crassa* ssp. *antarctica* unter osmotischen Stress“, von Gert Böhm
- Heft-Nr. 103/1992 – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992 – „Mehrkanalige Adaptivität in Verbindung mit der freien Oberfläche im Weddellmeer“, von Gert Böhm
- Heft-Nr. 105/1992 – „Radiation and Earth Heat (REFLEX II)“, von Jörg Hartmann, Udo Bernthaler und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992 – „Ostracoden im Epipelagial Systematik sowie zur Verbreitung und Herkunft“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992 – „ARCTIC '91: Die Expedition 1991 mit FS „Polarstern“ 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992 – „Dehnungsbeben an einer Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. – Eine neue Methode“, von Uwe Nixdorf
- Heft-Nr. 109/1992 – „Spätquartäre Sedimente im Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber
- Heft-Nr. 110/1992 – „Sedimentfazies und Biostratigraphie im nordwestlichen Weddellmeeres“, von Ingrid Scharek
- Heft-Nr. 111/1992 – „Die Lebensbedingungen im Scoresby Sund“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992 – „Zur Taxonomie von rezenten Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wenzel
- Heft-Nr. 113/1992 – „Die Expedition ARKTIS VIII. Bericht vom Fahrtabschnitt „ARK VIII/1“, herausgegeben von Gerhard Katner
- Heft-Nr. 114/1992 – „Die Gründungsphase der Polarforschung, 1865-1875“, herausgegeben von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992 – „Scientific Cruise Report of RV „Polarstern“ (EPOS II)“, by Elke Pachon
- Heft-Nr. 116/1992 – „The Meteorological Data for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König
- Heft-Nr. 117/1992 – „Petrogenese des marmorierten Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Gert Böhm
- Heft-Nr. 118/1993 – „Die marinen Gänge aus Geochemie, Isotopengeochemie und Paläontologie“, von Rüdiger Hotten
- Heft-Nr. 119/1993 – „Gefrierschutz bei Fischen“, von Andreas P.A. Wöhrmann
- Heft-Nr. 120/1993 – „East Siberian Arctic Region: Arctic Sea-ice Formation and Transpolar Geostrophic Flow“, by M. Saarlo and Y. P. Socolov. – „Expedition 1992: The Laptev Sea – its Significance for the Arctic“, by D. Dehlfelt, D. Nürnberg, E. Heimnitz, and Franz Josef Land with
- Heft-Nr. 121/1993 – „Die Expedition ANTARKTIS 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und Dav...

- Heft-Nr. 122/1993 – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- * Heft-Nr. 123/1993 – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft-Nr. 124/1993 – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft-Nr. 125/1993 – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dörrien.
- Heft-Nr. 126/1993 – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993 – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993 – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993 – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993 – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993 – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993 – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994 – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bocher, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * Heft-Nr. 134/1994 – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994 – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994 – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * Heft-Nr. 137/1994 – „Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994 – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994 – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994 – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994 – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994 – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994 – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein
- * Heft-Nr. 145/1994 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994 – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994 – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994 – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** Heft-Nr. 149/1994 – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994 – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994 – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994 – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994 – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994 – „Regional und seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.
- Heft-Nr. 155/1995 – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.

- Heft-Nr. 156/1995** – "An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients", by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – "Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden", von Kirsten Fahl.
- ** Heft-Nr. 158/1995** – "Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis", von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – "The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters", by Dorothea Bauch.
- * Heft-Nr. 160/1995** – "Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen", von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – "Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin", von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – "Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße", von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94", herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – "Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis", von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – "Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern", von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – "Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodel mit Beobachtungen im Weddellmeer", von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – "Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik", von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf eine antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliche Dronning Maud Land/Antarktika)", von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – "Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen", von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – "Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane", von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – "The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994", edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994", edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyakov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftnanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)", von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – "Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Arctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft-Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft-Nr. 191/1996** – "Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen", von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 192/1996** – "Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen", von Gabriele Weykam.
- Heft-Nr. 193/1996** – "Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre", von Sabine Seisel.
- Heft-Nr. 194/1996** – "Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)", von Corinna Dahm.
- Heft-Nr. 195/1996** – "Die planktische Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis", von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – "Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis", von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – "Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen", von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft-Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft-Nr. 201/1996** – "Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)", von Katrin Iken.
- Heft-Nr. 202/1996** – "Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)", von Michael K. Schmid.
- Heft-Nr. 203/1996** – "Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell", von Markus Harder.
- Heft-Nr. 204/1996** – "Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis", von Dörthe Handorf.
- Heft-Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft-Nr. 206/1996** – "Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten", von Kerstin Fieg.
- Heft-Nr. 207/1996** – "Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer", von Cornelia Metz.
- Heft-Nr. 208/1996** – "Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern", von Christoph Oelke.
- Heft-Nr. 209/1996** – "Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen", von Axel Bochert.
- Heft-Nr. 210/1996** – "Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna", von Kathrin Kunzmann.
- Heft-Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyakov and Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 213/1996** – "Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente", von Barbara Niehoff.
- Heft-Nr. 214/1996** – "Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf", von Christoph Mayer.
- Heft-Nr. 215/1996** – "Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95", herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft-Nr. 216/1996** – "Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien", von Uta Brathauer.
- Heft-Nr. 217/1996** – "Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung", von Jörn Behrens.
- Heft-Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft-Nr. 219/1997** – "Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3", herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 220/1997** – "Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1", von Tilo Schöne.
- Heft-Nr. 221/1997** – "Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96", herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek.

- Heft-Nr. 222/1997 – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.
- Heft-Nr. 223/1997 – "Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren", von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997 – "Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen", von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997 – "Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises", von Michael Poltermann.
- Heft-Nr. 226/1997 – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995", edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 227/1997 – "Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta der Arktis)", von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997 – "Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal", von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997 – "Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer", von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997 – "Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung", von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997 – "Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten", von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997 – "Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen", von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997 – "Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*", von Doris Meyerdieks.
- Heft-Nr. 234/1997 – "Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)", von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997 – "Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres", von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997 – "Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic", by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997 – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996", edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshyanow.
- Heft-Nr. 238/1997 – "Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae", by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997 – "Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996", herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997 – "Untersuchungen zur Chrom-Speziation im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählter Gebieten der Arktis", von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997 – "Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris", by Seung-II Nan.
- Heft-Nr. 242/1997 – "Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous site, Tayr Peninsula, Siberia", by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997 – "Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen", von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997 – "The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismologic observations in 1995 and 1996", by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997 – "Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen", von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997 – "Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises", von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997 – "Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen", von Berit Kirch.
- Heft-Nr. 248/1997 – "Laptev Sea System: Expeditions in 1995", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997 – "The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1995", edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997 – "Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis", von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997 – "Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimen des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel", von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997 – "Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik", von Stephan Kühne.

Heft-Nr. 253/1997 – "Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean", by Christine Klaas.

Heft-Nr. 254/1997 – "Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis", von Thomas Kulbe.

Heft-Nr. 255/1997 – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.

Heft-Nr. 256/1998 – "Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer", von Jürgen Sültenfuß.

Heft-Nr. 257/1998 – "Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischen Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis" von Christoph Kleefeld.

Heft-Nr. 258/1998 – "Bellinghausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells", von Frank-Oliver Nitsche.

Heft-Nr. 259/1998 – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.

Heft-Nr. 260/1998 – "Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung" von Holger Cremer.

Heft-Nr. 261/1998 – "Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen", von Estella Weigelt.

Heft-Nr. 262/1998 – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.

Heft-Nr. 263/1998 – "Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen", von Thorsten Schäfer.

Heft-Nr. 264/1998 – "Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie", von Joachim Urban.

Heft-Nr. 265/1998 – "Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis", von Astrid Lambrecht.

Heft-Nr. 266/1998 – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.

Heft-Nr. 267/1998 – "Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS 'Polarstern' 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3", herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.

Heft-Nr. 268/1998 – "Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone", von Gerit Birnbaum.

Heft-Nr. 269/1998 – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.

Heft-Nr. 270/1998 – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schlindwein.

Heft-Nr. 271/1998 – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Peter Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.

Heft-Nr. 272/1998 – "FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre", von Edo Becker.

Heft-Nr. 273/1998 – "Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus ('SETA-RAP')", von Gabriele Uenzelmann-Neben.

Heft-Nr. 274/1998 – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.

Heft-Nr. 275/1998 – "Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelwechsel", von Hanne Notholt.

Heft-Nr. 276/1998 – "Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana", von Michael Studinger.

* vergiffen / out of print.

** nur noch beim Autor / only from the author

