

**Interpretation seismischer und gravimetrischer Daten
des Weddellmeeres, Antarktis**

**Interpretation of seismic and gravimetric data
of the Weddell Sea, Antarctica**

Johannes Rogenhagen

**Ber. Polarforsch. 369 (2000)
ISSN 0176 - 5027**

Johannes Rogenhagen

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
- Sektion Struktur und Dynamik der Lithosphäre und polarer Eisschilde -
Columbusstraße
D-27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 2000 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde. Eine Farbversion dieser Veröffentlichung kann unter <http://www.awi-bremerhaven.de/GPH/phd/jrogenhagen> bezogen werden.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	iii
Abstract	iv
1 Einleitung	1
2 Das Weddellmeer	3
2.1 Geographische Übersicht	3
2.2 Geologie und tektonische Elemente des Weddellmeeres	4
2.3 Bisherige Untersuchungen	10
2.4 Die Expedition ANT XIV/3	13
3 Datenerfassung und -bearbeitung	15
3.1 Reflexionsseismische Messungen	15
3.2 Refraktionsseismische Messungen	18
3.3 Gravimetrische Messungen	19
4 Schweremodelle	22
4.1 Methode der Schwermodellierung	22
4.2 Das Referenzgebiet Explora Escarpment	23
4.3 Fehlerbetrachtung und Grenzen der Modelle	24
5 Bruchzonen im Weddellmeer	28
5.1 Bruchzonen: Eine Einführung	28
5.2 Das Herringbone Pattern — eine Abfolge von Bruchzonen?	32
6 Basementtopographie und Krustenmodelle des Herringbone Pattern	35
6.1 Marine Schweremessungen	35
6.2 Reflexionsseismische Profile und Krustenmodelle von ausgewählten Profilen	37
6.3 Zusammenfassung und Diskussion	48
7 Anomalie-T – eine Schwereanomalie im Weddellmeer	52
7.1 Die Schwereanomalie Anomalie-T	52
7.2 Schweredaten im Bereich der Anomalie-T	56
7.3 Basementtopographie der Anomalie-T	58
7.4 Krustenmodelle im Bereich der Anomalie-T	66
7.5 Zusammenfassung und Diskussion	70
8 Krustenrauigkeit und Dehnungsraten	73
8.1 Bestimmung der Krustenrauigkeit und der Dehnungsrate	75
8.2 Krustenrauigkeit im zentralen Weddellmeer	76
8.3 Dehnungsraten und Krustenmächtigkeiten	80
8.4 Zusammenfassung und Diskussion	84

9 Sedimentmächtigkeiten im westlichen Weddellmeer	87
9.1 Modellierung der Weitwinkeldaten	87
9.2 Weitwinkeldaten und Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle	89
9.3 Weitwinkeldaten im Vergleich mit den reflexionsseismischen Profilen .	100
9.4 Zusammenfassung und Diskussion	109
10 Zusammenfassung und Ausblick	114
Literaturverzeichnis	117
Danksagung	124
Formelzeichen und Abkürzungen	125
Abbildungsverzeichnis	127
A Anhang Liste der reflexionsseismischen Profile	130
B Anhang Kartierungen	131

Kurzfassung

Der Aufbruch des Großkontinents Gondwana begann vor etwa 180 Ma in der Region des heutigen Weddellmeeres. Die frühe geodynamische Entwicklung der Öffnung des Weddellmeeres wird kontrovers diskutiert. Ursache dafür ist ein Mangel an geophysikalischen Datensätzen und sicheren Datierungen. Eine ganzjährige Eisbedeckung macht die schiffsgestützte systematische geophysikalische Erforschung des Weddellmeeres schwierig.

Für die Region stehen nunmehr großräumige Kartierungen des Schwerefeldes zur Verfügung. Diese sind ein wichtiges Hilfsmittel zur Untersuchung der regionalen Tektonik. Nicht alle in den Kartierungen sichtbaren tektonischen Strukturen sind in ihrer Bedeutung für die Geodynamik verstanden. Marine-geophysikalische Untersuchungen liefern dann Antworten auf regional konzentrierte Fragestellungen.

Das Weddellmeer war im Südsommer 1997 das Zielgebiet der Expedition ANT XIV/3 des Alfred-Wegener-Instituts (AWI) mit geophysikalischem Schwerpunkt. Mit reflexions-, refraktionsseismischen und gravimetrischen Messungen wurden drei Teilregionen näher untersucht. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Interpretation dieses Datensatzes.

Ein Ziel der Expedition war das Herringbone Pattern, eine dichtgestaffelte Abfolge von Schwereanomalien. Die integrierte Auswertung der seismischen und gravimetrischen Messungen zeigt, daß es sich bei dem Herringbone Pattern um eine Abfolge von Bruchzonen handelt. Wichtigster Anhaltspunkt für die Interpretation ist die modellierte Variation der Krustenmächtigkeit. Die Krustenmodelle zeigen entlang der Schwereminima eine Abnahme der Krustenmächtigkeit auf 2 km bis 4 km.

Südlich des Herringbone Pattern befindet sich eine markante Schwereanomalie, die Anomalie-T. Ihre Bedeutung wird kontrovers diskutiert. Die Arbeit ergibt ein konsistentes Bild der Schwereanomalie. Die Anomalie-T markiert die Grenze zwischen zwei Krustenbereichen mit unterschiedlichen Dehnungsraten. Die Anomalie wird hervorgerufen durch eine Region mit erhöhter Krustenrauhigkeit. Nördlich der Anomalie-T beträgt die mittlere halbe Dehnungsrate 6 mm a^{-1} , südlich der Anomalie-T beträgt sie 15 mm a^{-1} . Die Abschätzungen der Dehnungsraten aus Krustenrauhigkeiten sind in Übereinstimmung mit modellierten Dehnungsraten aus plattentektonischen Rekonstruktionen. Im Gegensatz zu den Modellen zeigen die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit einen Trend in den Dehnungsraten, der den bisherigen Vorstellungen über die Lage der Rotationspole der Plattenbewegungen zur Zeit der Anomalie-T widerspricht. Der Trend zeigt eine Zunahme der Dehnungsraten von Osten nach Westen.

Im westlichen Weddellmeer wurden an vier Lokationen zwischen 66° S und 72° S aus refraktionsseismischen Messungen die Sedimentmächtigkeiten bestimmt. Die ermittelten Sedimentmächtigkeiten liegen zwischen 5 km und 7 km. Die Sedimente zeigen einen homogenen Aufbau und eine typische Geschwindigkeits-Tiefen-Struktur. Eine Übergangszone mit etwa 1 km Mächtigkeit und einem erhöhten Geschwindigkeitsgradienten unterteilt die Sedimente in zwei Einheiten.

Abstract

The present day Weddell Sea, located between East Antarctica and the Antarctic Peninsula, is the region where the break-up of the supercontinent Gondwana initiated. The early geodynamic evolution of the opening of the Weddell Sea is still controversial due to a lack of geophysical data and safe datings. Perennial ice coverage makes it difficult to carry out systematic marine geophysical investigations. Nowadays, large scale potential field maps are available for this region. They provide an important tool for the investigation of tectonic structures. The relevance of some main tectonic structures resolved in the potential field data for the geodynamic evolution is still under debate. Hints for a more secure interpretation can be found with the aid of regional concentrated marine geophysical investigations.

In austral summer 1997 the Weddell Sea was the target area for the expedition ANT XIV/3 carried out by the Alfred Wegener Institute with a focus on geophysical survey. Three regions were examined in detail with seismic reflection and refraction and gravimetric field work. The goal of this study is the interpretation of that data set.

One target of the expedition has been the so-called Herringbone Pattern, a series of curvilinear gravity anomalies. The integrated analysis of the seismic and gravimetric measurements shows the Herringbone Pattern to be caused by fracture zones. The main clue for this interpretation is the modelled variation of crustal thickness. Along the gravity minima the gravity models show a decrease in crustal thickness to values around 4 km to 2 km.

South of the Herringbone Pattern the Anomaly-T, a prominent East-West striking gravity anomaly is found. Its importance and relevance for the geodynamic evolution is controversial. This study presents a consistent picture of that gravity anomaly. Anomaly-T marks the border between two areas of oceanic crust with different spreading rates. The anomaly itself is caused by a region of increased basement roughness. North of Anomaly-T the half spreading rate is 6 mm a^{-1} , south of Anomaly-T the rate is 15 mm a^{-1} . These estimates of spreading rates inferred from crustal roughness are in good agreement with modelled spreading rates of plate tectonic reconstructions. In contrast to previous reconstructions this study reveals a trend in spreading rates, that indicates another position of the pole of rotation for the plate movement during the generation of Anomaly-T. The trend shows an increase in spreading rate from east to west in the Weddell Sea.

Four wide angle seismic measurements at locations between 66° S and 72° S in the western Weddell Sea were undertaken to obtain information on the sedimentary structure and the sediment thickness. The ascertained sediment thicknesses are between 5 km and 7 km. The sediments show a homogeneous structure with an typical depth velocity function. The sediment cover of the western Weddell Sea is divided into two distinct layers with comparable thickness but with different velocity gradients. A transition zone of around 1 km thickness and an increased velocity gradient separates these two layers.

1 Einleitung

Das Weddellmeer ist eines der Randmeere der Antarktis, die mit dem Aufbruch des Großkontinents Gondwana vor etwa 180 Ma entstanden sind. Als erste Fragmente lösten sich Südamerika und Afrika von Gondwana ab und die Öffnung des Weddellmeeres begann (z.B. Storey, 1995). Die frühe Phase des kontinentalen Aufbruchs wird kontrovers diskutiert (z.B. King et al., 1996). In der Hauptsache werden die Spekulationen und die widersprüchlichen Modelle für die plattentektonischen Rekonstruktionen durch einen Mangel an geophysikalischen Datensätzen und gesicherten Datierungen hervorgerufen.

Eine ganzjährige und in ihrer Ausdehnung sehr variable Eisbedeckung macht das Weddellmeer zu einem extrem schwierigen Gebiet für die marin-geophysikalische Forschung. Fortschritte in der Satellitenaltimetrie haben dazu geführt, daß nunmehr für die Region des Weddellmeeres großräumige Kartierungen des Schwerefeldes zur Verfügung stehen (McAdoo und Marks, 1992; Schöne, 1997). Die Kartierungen der Schwereanomalien sind ein wichtiges Hilfsmittel, um großräumige tektonische Elemente zu identifizieren und deren geodynamische Entwicklung zu deuten. Eine Analyse der Potentialfelddaten des Weddellmeeres findet sich bei Studinger (1998).

Nicht alle in den Schwerekarten sichtbaren tektonischen Elemente sind von ihrer Bedeutung her verstanden. Um sie sicher bewerten zu können, sind marin-geophysikalische Untersuchungen notwendig. Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit ist es, durch die Verbindung von seismischen und gravimetrischen Datensätzen zwei herausragende tektonische Strukturen des Weddellmeeres geodynamisch einzuordnen. Es handelt sich dabei um das Herringbone Pattern und die Anomalie-T.

Das Herringbone Pattern ist eine dichte Abfolge von Schwereanomalien im zentralen Weddellmeer. In Anlehnung an Sandwell (1992), McAdoo und Laxon (1996) und Livermore und Hunter (1996) wird die Bezeichnung Herringbone Pattern (dt.: Fischgrätenmuster) für die Abfolge von Schwereanomalien in dieser Arbeit verwendet. Die Verankerung dieses Begriffs in der Literatur hat bisher noch nicht stattgefunden.

Das Herringbone Pattern wird aufgrund von Analogien zu anderen Regionen der Erde als eine Abfolge von Bruchzonen interpretiert. Bruchzonen sind unter Umständen in der Lage durch ihre Orientierung Paläoplattenbewegungen anzuzeigen. Das Herringbone Pattern wird intensiv für plattentektonische Rekonstruktionen des Gondwana-Aufbruchs verwendet (z.B. Livermore und Woollett, 1993). Eine Bestätigung der Interpretation des Herringbone Pattern steht noch aus.

Die Anomalie-T ist eine prominente, langgestreckte Schwerenanomalie direkt südlich von dem Herringbone Pattern. Livermore und Hunter (1996) benennen diese Schwerenanomalie mit dem Namen Anomalie-T (*Anomaly-T*). Dieser Begriff soll andeuten, daß das Herringbone Pattern mit der Anomalie-T abschließt (T = *terminate*, Livermore, pers. Mitteilung). Er ist inzwischen in der Literatur geläufig (z.B. Storey et al., 1996; Studinger, 1998) und wird in dieser Arbeit verwendet. Die Bedeutung der Anomalie-T für die Öffnungsgeschichte des Weddellmeeres ist nicht bekannt.

Verschiedene Modelle sind in der Diskussion (z.B. Haxby, 1988; Livermore und Hunter, 1996) und werden in dieser Arbeit, anhand der geophysikalischen Datensätze, überprüft.

Die plattentektonischen Rekonstruktionen für die frühe Phase des kontinentalen Aufbruchs im Weddellmeer stützen sich auf wenige identifizierte magnetische Spreizungsanomalien (z.B. Ghidella und LaBrecque, 1997). Dehnungsraten werden hier durch die Modellierung der magnetischen Spreizungsanomalien abgeschätzt. Eine unabhängige Methode zur Abschätzung der Dehnungsrate bildet eine empirische Beziehung zwischen der Dehnungsrate und der Rauigkeit der ozeanischen Kruste (Malinverno, 1991). Weltweite Beobachtungen zeigen, daß geringe Dehnungsraten mit einer erhöhten Krustenrauigkeit in Zusammenhang stehen. Teil dieser Arbeit ist es, unter Verwendung der seismischen Daten, die Krustenrauigkeiten zu bestimmen, hieraus Dehnungsraten für das Weddellmeer zu ermitteln und mit plattentektonischen Rekonstruktionen zu vergleichen.

Die Arbeit stützt sich überwiegend auf einen marin-geophysikalischen Datensatz, der während der Expedition ANT XIV/3 des Alfred-Wegener-Instituts im Südsommer 1996/1997 gewonnen wurde (Jokat und Oerter, 1998). Neben den Vermessungen im Bereich des Herringbone Pattern und der Anomalie-T war die Expedition ANT XIV/3 in der Lage ein Seegebiet im westlichen Weddellmeer zu befahren, daß aufgrund der Eisbedingungen nur selten zugänglich ist. Für diese Region waren bislang nur Potentialfelddaten verfügbar (Bell et al., 1990; Ghidella und LaBrecque, 1997).

Um die flächig vorhandenen Potentialfelddaten zu interpretieren, werden Informationen über den Aufbau und die Mächtigkeit der Sedimente benötigt. In einem weiteren Teil dieser Arbeit werden die refraktionsseismischen Messungen der Expedition ANT XIV/3 ausgewertet und an Stützstellen erstmals genaue Sedimentmächtigkeiten für die Region des westlichen Weddellmeeres ermittelt.

Die Arbeit gliedert sich, ausgehend von den regional untersuchten Teilbereichen der Expedition ANT XIV/3, in vier Abschnitte: In den Kapiteln 2 bis 4 wird zunächst ein Überblick über das Meßgebiet, die Datensätze und ihre Bearbeitung und die Methode der Erstellung von Schweremodellen gegeben. Die folgenden Kapitel 5 und 6 behandeln die Interpretation der Datensätze im Bereich des Herringbone Pattern. Die Untersuchungen der Anomalie-T sind das Thema in den Kapiteln 7 und 8. Die Auswertungen der refraktionsseismischen Messungen im westlichen Weddellmeer folgen in Kapitel 9.

2 Das Weddellmeer

Dieses Kapitel umfaßt eine Einführung in die Geographie des Arbeitsgebietes. Es wird ein kurzer Abriss über die Geologie des Weddellmeerbeckens gegeben und die regionalen tektonischen Strukturen werden vorgestellt. Es folgt eine Zusammenfassung der bisherigen geophysikalischen Messungen. Abschließend wird das marin-geophysikalische Programm der Expedition ANT XIV/3 und seine Zielsetzung dargestellt.

2.1 Geographische Übersicht

Das Weddellmeer¹ liegt im atlantischen Sektor des Südozeans, der die Antarktis umschließt (Abb. 2.1). Die westliche, südliche und südöstliche Begrenzung des Weddellmeeres ist durch das Festland bzw. die Grenzen der Schelfeise gegeben. Im Westen bei etwa 60° W wird das Weddellmeer durch die antarktische Halbinsel begrenzt. Die südliche Begrenzung durch das Filchner-Ronne-Schelfeis findet sich bei etwa 76° S. Weiter östlich wird das Weddellmeer vom antarktischen Festland, Coats Land und Dronning Maud Land, umrandet (Abb. 2.1, 2.5).

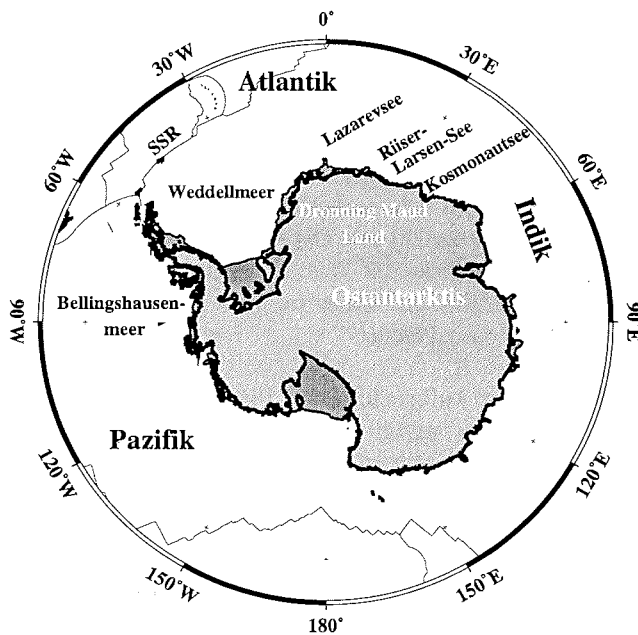


Abbildung 2.1: Übersichtskarte der Antarktis. SSR: South Scotia Ridge.

¹benannt nach James Weddell, englischer Wal- und Robbenfänger (1787–1834).

Die Grenzen des Weddellmeeres gegenüber den benachbarten Meeren, Südatlantik im Norden und Lazarev-See im Osten, sind nicht streng definiert. Die nördliche Grenze wird von King et al. (1996) mit dem South Scotia Ridge bei ca. 60° S angegeben (Abb. 2.1). Die Grenze zwischen dem Weddellmeer und der Lazarev-See geben King et al. (1996) mit einer Linie zwischen dem South Scotia Ridge bei 25° W und Dronning Maud Land bei 10° W an. Andere Autoren setzen diese Grenze weiter östlich beim Maud Rise, einer topographischen Erhöhung des Meeresbodens auf etwa 0° Länge (Hübscher, 1994; Meyer, 1999).

In den Schelfbereichen des Weddellmeeres vor der antarktischen Halbinsel im Westen und den Schelfeisen im Süden beträgt die Meerestiefe nur wenige hundert Meter. Nördlich davon schließt sich eine ausgedehnte Tiefsee-Ebene an mit Meerestiefen von mehr als 4000 m (Schenke et al., 1998). Die Bedingungen für die marine geophysikalische Forschung im Weddellmeer sind ungünstig (Storey et al. (1996) bezeichnen das Weddellmeer als das unzugänglichste Meer der Welt). Der südwestliche Bereich des Weddellmeeres vor der antarktischen Halbinsel und den Schelfeisen ist auch im Südsommer meist mit Packeis bedeckt. Die Ausdehnung des Packeises nach Norden und Osten ist variabel und kann schiffsgestützten Expeditionen Probleme bereiten. Auch das ursprünglich geplante marine geophysikalische Programm der Expedition ANT XIV/3 wurde durch die Eisbedingungen im Weddellmeer verhindert.

2.2 Geologie und tektonische Elemente des Weddellmeeres

Die Geologie des Weddellmeeres ist verknüpft mit dem Aufbruch des Großkontinents Gondwana vor etwa 180 Ma (z.B. Lawver et al., 1992; Storey et al., 1996). Der Großkontinent Gondwana hatte sich etwa 300 Ma zuvor bei der Kollision von West-Gondwana (Afrika und Südamerika) mit Ost-Gondwana (Australien, Ostantarktis, Indien sowie weitere Krustenblöcke der Westantarktis) gebildet (z.B. Unrug, 1997). Bei dem nachfolgenden Zerfall Gondwanas im Jura trennte sich Gondwana erneut zunächst in Ost- und West-Gondwana.

Nach Storey (1995) fand der Aufbruch in drei Phasen statt:

- (1) Das initiale Rifting begann vor 180 Ma. Zunächst trennten sich Südamerika und Afrika von Ost-Gondwana. Südamerika und Afrika bildeten zu dieser Zeit noch eine Einheit (Abb. 2.2).
- (2) In der frühen Kreide (130 Ma) trennte sich Südamerika von Afrika und die Öffnung des Südatlantik begann. Indien separierte sich von der Ostantarktis (Abb. 2.3).
- (3) In der späten Kreide (90 Ma) fielen als letzte Fragmente Australien und Neuseeland von der Ostantarktis ab.

Die Westantarktis, bestehend aus der antarktischen Halbinsel und weiteren Krustenblöcken (Abb. 2.4), bildete zunächst zusammen mit Südamerika einen aktiven Kontinentalrand, an dem der Proto-Pazifik subduziert wurde (Storey et al., 1996). Dieser aktive Kontinentalrand reduzierte sich vor 100 Ma auf Südamerika und die antarktische Halbinsel. In Folge der Abtrennung Südamerikas öffnete sich im frühen Tertiär nördlich der antarktischen Halbinsel die Drake Passage. Damit entstand



Abbildung 2.2: Paläogeographische Rekonstruktion von Gondwana (160 Ma) auf der Südhemisphäre nach Lawver et al. (1992).

eine Verbindung zwischen dem Pazifik und dem Atlantik, die die Antarktis ozeanographisch von allen anderen Kontinenten isolierte (Lawver et al., 1985). Nach heutigem Verständnis ist das der Auslöser für die bis heute andauernde kontinentale Vereisung der Antarktis (z.B. Ehrmann, 1994).

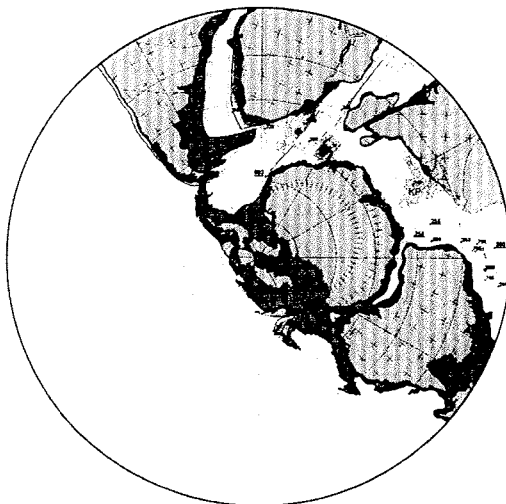


Abbildung 2.3: Paläogeographische Rekonstruktion von Gondwana (110 Ma) auf der Südhemisphäre nach Lawver et al. (1992).

Die oben skizzierte einfache Vorstellung über den Aufbruch Gondwanas ist allgemein akzeptiert. Grundlegende Probleme der plattentektonischen Rekonstruktionen bestehen vor allem für das initiale Rifting und die anschließende Öffnung des Weddellmeeres. Die Lage der Kontinent-Ozean-Grenze unter dem Filchner-Ronne-Schelf ist nicht bekannt (Jokat et al., 1996) (Abb. 2.5), ebenso fehlen sicher datierte magnetische Spreizungsanomalien (Storey et al., 1996). Unsicherheiten bestehen auch in der Anzahl und den Paläopositionen der Krustenblöcke der Westantarktis (King et al., 1996). Die plattentektonischen Rekonstruktionen resultieren in einer Überlappung der antarktischen Halbinsel mit dem zu Südamerika gehörenden kontinentalen Falkland Plateau, oder es müssen entlang der antarktischen Halbinsel Blattverschiebungen eingeführt werden (Storey et al., 1996). Ein weiteres Modell, basierend auf paläomagnetischen Daten (Grunow et al., 1991), erfordert die Rotation und Translation des Ellsworth-Whitmore Mountains Krustenblocks (Abb. 2.4) durch das Weddellmeer. Eine ausführliche Diskussion der verschiedenen Modellvorstellungen findet sich bei Studinger (1998).

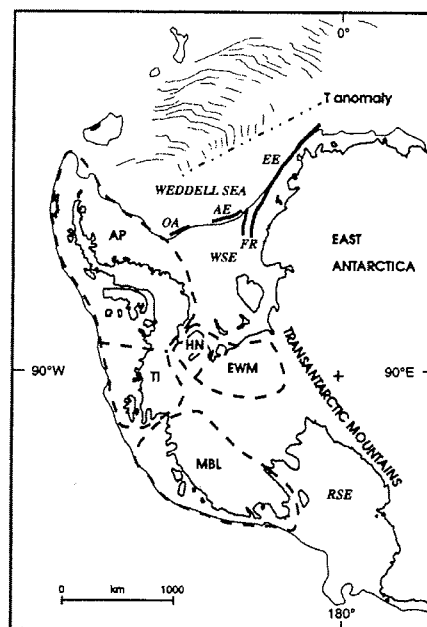


Abbildung 2.4: Krustenblöcke der Westantarktis und tektonische Elemente (Dalziel und Elliott, 1982; Storey et al., 1996). AE: Andenes Escarpment; AP: Antarctic Peninsula; EE: Explora Escarpment; EWM: Ellsworth-Whitmore Mountains; FR: failed rift; HN: Haag Nunataks; MBL: Marie Byrd Land; OA: Orion Anomaly; RSE: Ross Sea Embayment; TI: Thurston Island; WSE: Weddell Sea Embayment.

In Anlehnung an Meyer (1999) werden die tektonischen Elemente des Weddellmeeres zeitlich eingeordnet und beschrieben:

200–175 Ma Initiales Rifting und Anlage des Weddell Rift (*failed rift* in Abb. 2.4, Weddell Rift in Abb. 2.5). Der initiale Aufbruch des Kontinents war begleitet von extensiven Vulkanismus in Südafrika (Karoo-Basalte) und in Dronning Maud Land (White und McKenzie, 1989; Cox, 1992). Die Basalte der frühen Aufbruchsphasen aus Dronning Maud Land und Coats Land sind datiert mit 193 ± 7 Ma und 176 ± 5 Ma (Brewer et al., 1992).

Das Weddell Rift ist eine Basementdepression², die zuerst von Hinz und Kristoffersen (1987) kartiert wurde. Die Basementdepression wird im Südosten und Nordwesten flankiert von geneigten Reflektoren (*dipping reflectors*). Hinz und Kristoffersen (1987) interpretieren diese Depression als unterbrochenes Rift. Die westliche, der Ostantarktis gegenüberliegende Riftschulter, benennen Hinz und Kristoffersen (1987) mit dem Namen Andenes Escarpment. Jokat et al. (1996) schlagen eine Umbenennung in Andenes Plateau vor, da diese Struktur nicht die Verlängerung des benachbarten östlichen Escarpment darstellt (Abb. 2.5).

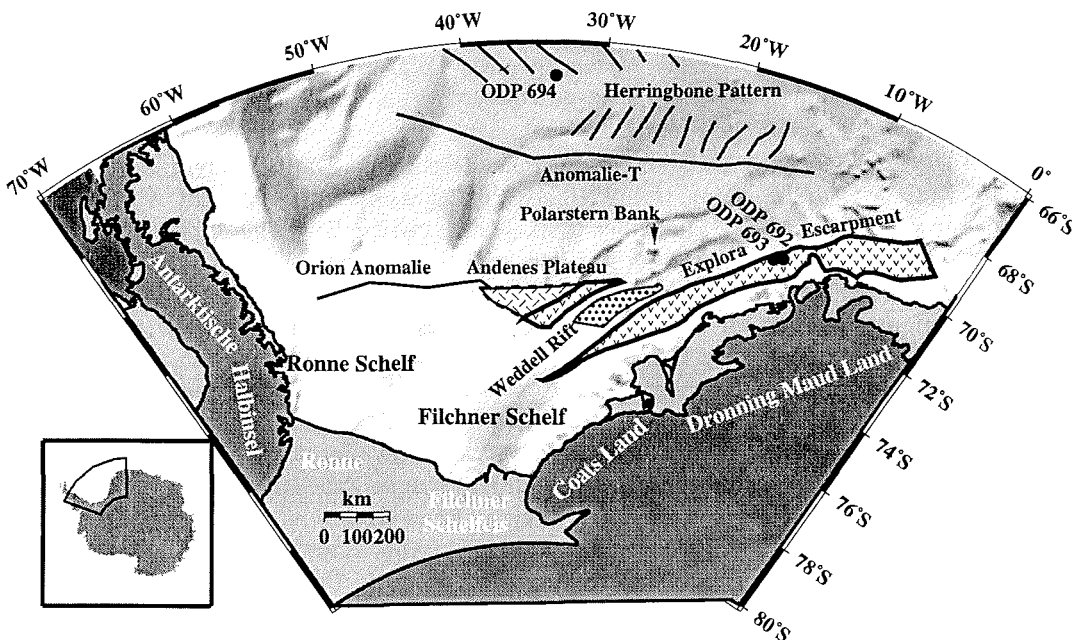


Abbildung 2.5: Tektonische Elemente des südlichen Weddellmeeres (vgl. Abb. 2.4). ODP bezeichnet Bohrlokationen des *Ocean Drilling Program*. Unterlegt ist die Bathymetrie nach Schenke et al. (1998). Der Entfernungsmaßstab ist gültig für 68° S.

²Der Begriff Basement bezeichnet in dieser Arbeit die Grenze zwischen den Sedimenten (*seismic layer 1*) und dem Kristallin (*seismic layer 2*) in der ozeanischen Kruste (z.B. Mutter und Mutter, 1993). Das Basement wird in der marinen Seismik auch als akustisches Grundgebirge bezeichnet.

170 Ma–160 Ma Nach Kristoffersen und Hinz (1991) fand der initiale Aufbruch in zwei Phasen statt. Zunächst wurde das Weddell Rift angelegt. Anschließend änderten sich die Richtungen der Plattenbewegungen und eine neue Spreizungsachse wurde angelegt. Die Plattenbewegung war nun eine Blattverschiebung (*strike-slip*) entlang des Kontinentalrandes der Ostantarktis. Dies führte zur Bildung des Explora Escarpment, einer langgezogenen bathymetrischen Steilstufe im Weddellmeer (Abb. 2.5). Ungeklärt ist es, welche Region, bzw. welche Lithosphärenplatte dem Explora Escarpment gegenüber lag. Innerhalb der plattentektonischen Rekonstruktionen wird hier Ostafrika (z.B. Martin und Hartnady, 1986), der Mosambik Ridge (Grunow et al., 1991) oder die Maurice Ewing Bank als Teil des Falkland Plateaus angeführt (z.B. Livermore und Hunter, 1996). Unterhalb des Explora Escarpment kartieren Hinz und Krause (1981) seewärts einfallende Reflektoren (*seaward dipping reflectors*), die sie Explora Wedge nennen und als jurassische Vulkanite interpretieren. Für den hier angegebenen Zeitraum wird auch die erste Bildung ozeanischer Kruste im Weddellmeer angenommen. Für diese frühe Phase der Öffnung des Weddellmeeres im mittleren Jura ist es nach Meyer (1999) nicht zu erwarten, daß identifizierbare magnetische Spreizungsanomalien vorhanden sind. Die zu dieser Zeit kurz aufeinanderfolgenden Änderungen der Polarisation des Erdmagnetfeldes sind in alter ozeanischer Kruste nicht aufzulösen.

160 Ma–150 Ma Entstehung der Polarstern Bank. Die Polarstern Bank ist eine Kette von drei Seamounts mit Höhen von 2 km, die 1990 entdeckt wurde (Miller et al., 1990) (Abb. 2.5). Miller et al. (1990) interpretieren diese Struktur als eine Intrusion im Zusammenhang mit dem südlich gelegenen Weddell Rift. Nach Jokat et al. (1996) repräsentiert die Nord-Süd-Ausrichtung der Polarstern Bank die frühe Öffnungsrichtung im Weddellmeer. Die Anlage der Polarstern Bank auf der Verbindung zwischen dem Explora Escarpment und dem Andenes Plateau führt dazu, daß das Andenes Plateau nicht als Kontinent-Ozean-Grenze interpretiert wird (Miller et al., 1990; Jokat et al., 1996). Die Kontinent-Ozean-Grenze wird nun weiter südlich unter dem Filchner-Ronne-Schelf vermutet (Jokat et al., 1996) (Abb. 2.5). Eine westlich vom Andenes Plateau gelegene magnetische Anomalie, die Orion Anomalie, wurde zunächst auch als Kontinent-Ozean-Grenze interpretiert (Kristoffersen und Haugland, 1986; LaBrecque et al., 1986) (Abb. 2.5). Mit einer Verlagerung der Kontinent-Ozean-Grenze nach Süden wird aber die Ursache dieser Anomalie unklar. LaBrecque und Barker (1981) datieren erste magnetische Spreizungsanomalien im Weddellmeer, 200 km vor Dronning Maud Land, mit M25 (155 Ma) (Abb. 2.6). Spätere, aeromagnetische Messungen datieren ebenfalls die südlichste, magnetische Spreizungsanomalie mit M25 (Ghidella und LaBrecque, 1997) (Abb. 2.7).

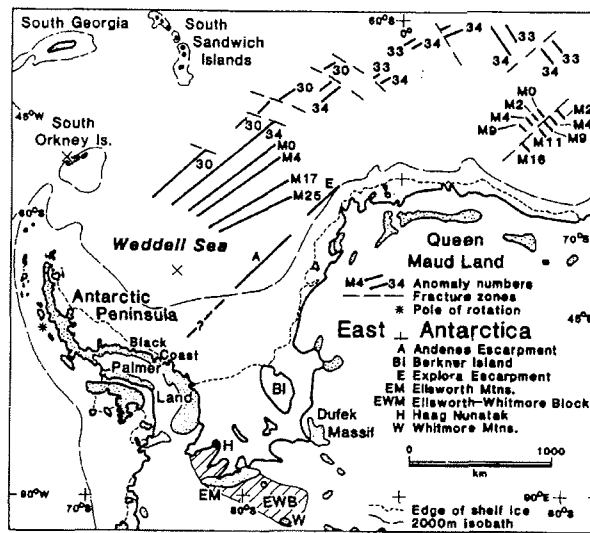


Abbildung 2.6: Magnetische Spreizungsanomalien im Weddellmeer und im südwestlichen Indischen Ozean nach marinen Magnetikmessungen (Elliot, 1991).

150 Ma–120 Ma Es kommt zu einer Reorganisation der Plattenbewegung. Die relative Plattenbewegung ändert sich von einer NE–SW-Bewegung in eine N–S-Bewegung (Livermore und Hunter, 1996). Südamerika trennt sich von Afrika. Etwa zur Zeit von M13 (139 Ma) (Ghidella und LaBrecque, 1997) bis M0 (118 Ma) (Livermore und Hunter, 1996) findet sich im Weddellmeer eine weitere magnetische Anomalie (Abb. 2.7) in Kombination mit der Schwereanomalie Anomalie-T (Abb. 2.5).

120 Ma–heute Indien trennt sich von der Ostantarktis. Nördlich der Anomalie-T bildet sich das Herringbone Pattern, eine Abfolge von Schwereanomalien (Abb. 2.5). Die Anomalie-T und das Herringbone Pattern werden in dieser Arbeit ausführlicher behandelt. Im Weddellmeer findet sich eine magnetische Spreizungsanomalie, die übereinstimmend mit C34 (83 Ma) datiert wird (Abb. 2.7). Weiter nördlich davon sind weitere magnetische Spreizungsanomalien gut belegt. Die antarktische Halbinsel rotiert im Uhrzeigersinn aus ihrer Lage, Südamerika trennt sich ab und die Drake Passage öffnet sich.

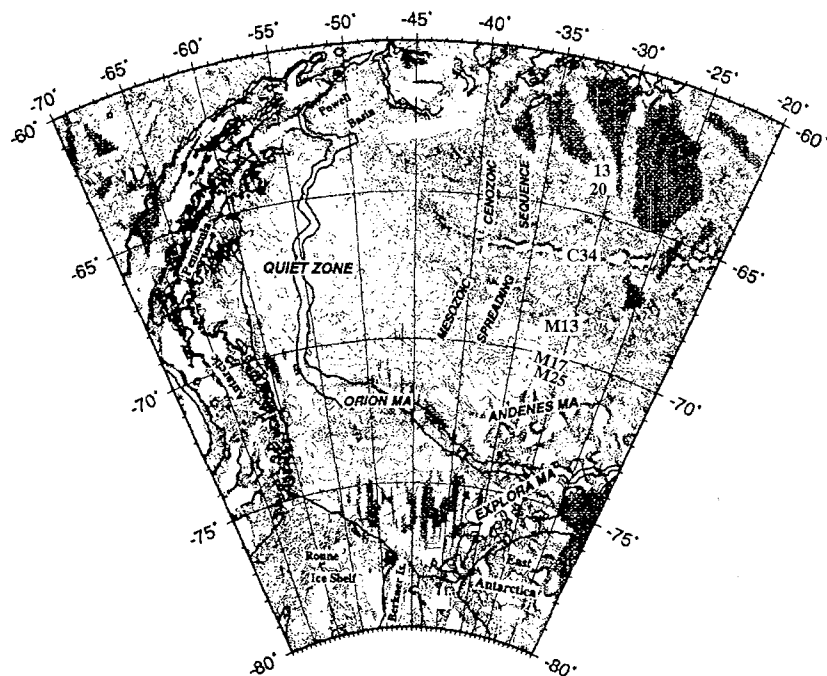


Abbildung 2.7: Magnetische Spreizungsanomalien im Weddellmeer nach aeromagnetischen Messungen (Ghidella und LaBrecque, 1997).

2.3 Bisherige Untersuchungen im Weddellmeer

Das Weddellmeer ist seit etwa zwanzig Jahren das Zielgebiet für geophysikalische Untersuchungen. Inzwischen sind die durchgeführten Schiffsexpeditionen und Flugkampagnen recht zahlreich und werden hier nicht einzeln aufgeführt. Eine Kompilation der Datensätze der Aero-, See-, und Landgravimetrie findet sich bei Studinger (1998). Eine weitere Kompilation, ergänzt um Datensätze der Bathymetrie, Aeromagnetik, marinen Magnetik und der Satellitenaltimetrie findet sich bei Meyer (1999). Für die reflexionsseismischen Datensätze hat Oszko (1997) eine Zusammenfassung erstellt, die in Tabelle 2.1 aktualisiert ist.

Schwerpunkt der reflexionsseismischen Messungen im Weddellmeer war der Kontinentalrand der Ostantarktis vor Dronning Maud Land und die Schelfbereiche vor dem Filchner-Ronne-Schelfeis. Reflexionsseismische Profile im zentralen Weddellmeer sind kaum vorhanden (Abb. 2.8). Im Bereich der Anomalie-T und des Herringbone Pattern finden sich einige wenige Profile, die die Anomalien nur am Rande erfassen (Hinz, 1987).

Seit etwa zehn Jahren ist mit der Veröffentlichung von satellitenaltimetrischen Daten die großräumige Kartierung des Schwerefeldes im Weddellmeer erheblich erleichtert worden (z.B. McAdoo und Marks, 1992). Die Daten des Satelliten GEOSAT wa-

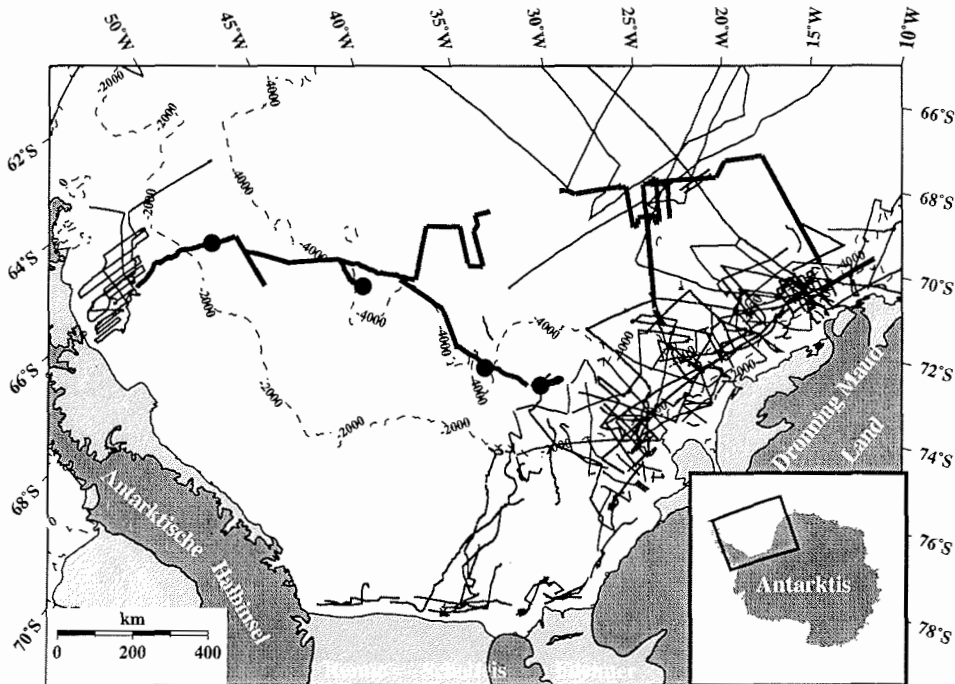


Abbildung 2.8: Karte der reflexionsseismischen Profile der Expedition ANT XIV/3 (schwarze, fette Linien) und der refraktionsseismischen Messungen (schwarze Punkte). Reflexionsseismische Profile anderer Institutionen sind als schwarze, dünne Linien dargestellt (siehe Tab. 2.1).

ren zunächst nur bis zu einer Breite von 72°S vorhanden. Durch den Einsatz des ERS-1 Satelliten, mit einer geringeren Bahnneigung als vorherige Satelliten, wurde die Überdeckung bis auf eine Breite von 81.5°S erweitert. Die Standardauswertungen der Altimetermessungen sind nur unzureichend für die Bedingungen der Messungen über Eisschilden und Meereis geeignet und mußten modifiziert werden (z.B. McAadoo und Laxon, 1996). Schöne (1997) hat für das Weddellmeer GEOSAT- und ERS-1-Daten kombiniert und die besonderen Erfordernisse der Meereisbedeckung berücksichtigt. Der Datensatz, der in einer verbesserten Version vorliegt (Schöne und Schenke, 1998), wird in dieser Arbeit ergänzend zu den marinen Schweremessungen verwendet (Abb. 2.9). Das Auflösungsvermögen, der aus der Satellitenaltimetrie abgeleiteten Schweredaten, beträgt nach Schöne (1997) ca. 20 km.

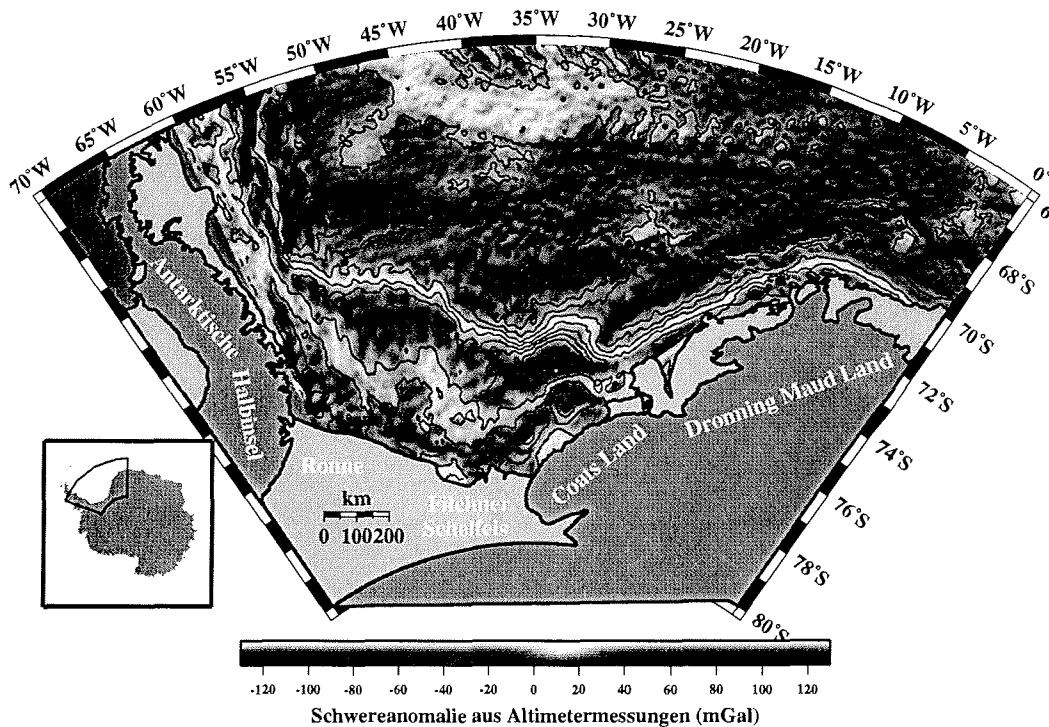


Abbildung 2.9: Schwereanomalien aus Satellitenaltimetrie im Weddellmeer nach Schöne und Schenke (1998). Die Daten sind aus mehreren einzelnen Datensätzen (GEOSAT- und ERS-1-Satellit) zusammengefügt und an den Verbindungslinien entlang von 52.5° W Länge und 72.6° S Breite geglättet. Der Entfernungsmaßstab ist gültig für 68° S.

Neben den geophysikalischen Untersuchungen im Weddellmeer wurden im Jahr 1987 im Rahmen des *Ocean Drilling Program* (ODP) auch Bohrungen abgeteuft. Während des ODP Fahrtabschnittes 113 wurden an sechs Lokationen im Weddellmeer Bohrkerne gewonnen. Zwei der Bohrungen (ODP 692 und ODP 693) liegen auf dem Explora Escarpment (Abb. 2.5). Die Bohrungen erbrachten hemipelagische und terrigene Sedimente bis zur Unteren Kreide (Barker und Kennett, 1988, 1990). Die Lokation der Bohrung ODP 694 befindet sich in der Tiefsee-Ebene des Weddellmeeres im Bereich des Herringbone Pattern (Abb. 2.5). Die Bohrung (391 mbsf) erbrachte Sedimente vom Quartär bis zum Miozän (Barker und Kennett, 1988). Stark schwankende Sedimentationsraten wurden als Anzeichen für häufige und energiereiche Turbiditströme interpretiert. Als Liefergebiet der Sedimente wird die antarktische Halbinsel und der Filchner-Ronne-Schelf angenommen (Barker und Kennett, 1990).

Jahr	Institution	Schiff	seis. Quelle		Aufnehmer		Über- deckung	Ab- tast- rate (ms)	Profil (km)
			Vol. (l)	Luft- pulser	Streamer	Kanäle			
1977	NARE	Polarsirkel	3	1	800	16	8	4	1000
1978	BGR	S.V. Explora	24	24	2400	48	24	4	5854
1979	NARE	Polarsirkel	5	1	900	18	9	4	1012
1981	SAE 26								750
1982	SAE 27								820
1983	SAE 28								700
1983	JNOC	Hakurei Maru	7	1	600	24	6		1500
1985	NARE	Andenes	13	2	1200	24/28	12	4	2600
1985	SAE 30								800
1986	BGR	Polarstern	25	10	1500	30	15	4	6263
1987	AWI	Polarstern	5	2	600	24	6	2	2800
1989	SAE 34								1340
1990	AWI	Polarstern	6	3	600	24	6	2	4100
1990	BGR	Polarstern	25	10	2400	48	24	4	3000
1992	AWI	Polarstern	24	8	600/2400	96	24	2	3900
1995	AWI	Polarstern	24	8	600/2400	96	24	2	2063
1996	PMGRE	Karpinski							3451
1996	BGR	A. Nemchinov	53	8	3000	120		4	3836
1996	AWI	Polar Queen	90	2	2400	96		2	723
1997	PMGRE	Karpinski							4396
1997	AWI	Polarstern	24	8	600/2400	96	50	2	4418
1999	PMGRE	Karpinski							4492
Total 59818 km									

Tabelle 2.1: Übersicht über die vorhandenen reflexionsseismischen Messungen im Weddellmeer und der östlich angrenzenden Lazarev-, Riiser-Larsen-, und Kosmonaut-See, fortgeführt nach Oszko (1997) (siehe auch Abb. 2.8). AWI: Alfred-Wegener-Institut; BGR: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; JNOC: Japanese National Oil Corporation; NARE: Norwegian Antarctic Research Expedition; SAE: Soviet Antarctic Expedition; PMGRE: Polar Marine Geophysical Research Expedition (GUS).

2.4 Die Expedition ANT XIV/3

Die Expedition ANT XIV/3 wurde im Südsommer 1997 mit FS *Polarstern* durchgeführt. Neben logistischen Aufgaben und multidisziplinären Experimenten, beinhaltete die Expedition ein marin-geophysikalisches Programm. Das geplante Zielgebiet des marin-geophysikalischen Programms vor dem Filchner-Ronne-Schelf und am Kontinentalhang der Ostantarktis konnte durch die Eissituation in der Saison nicht erreicht werden. Auch andere landgestützte Programme waren von dieser Einschränkung betroffen. Das marine geophysikalische Programm wurde an die vorgefundenen Eisbedingungen angepaßt und weiter nördlich im zentralen Weddellmeer durchgeführt (Jokat und Oerter, 1998).

Als neues Zielgebiet wurde die Region des Herringbone Pattern und der Anomalie-T aufgesucht (Abb. 2.8). Ihre Datierung und ihre Bedeutung für die geodynamische

Entwicklung des Weddellmeeres ist umstritten (z.B. Livermore und Hunter, 1996). Beide Einheiten werden in der Literatur kontrovers diskutiert, da keine ausreichende geophysikalische Datenbasis vorhanden ist. Um diese Lücke zu schließen, wurde eine detaillierte reflexionsseismische und gravimetrische Vermessung des Herringbone Pattern und der Anomalie-T durchgeführt. Die Ergebnisse werden in dieser Arbeit vorgestellt.

Anschließend ermöglichte es die Eissituation das westliche und südwestliche Weddellmeer zu befahren (Abb. 2.8). Diese Region ist bisher nur mit flugzeuggestützten Messungen untersucht worden (Bell et al., 1990; Ghidella und LaBrecque, 1997). Um die flächig vorhandenen Potentialfelddaten und deren Interpretation zu kalibrieren, sind seismische Messungen erforderlich. Mit reflexions- und refraktionsseismischen Messungen wurden im westlichen Weddellmeer erstmals Sedimentmächtigkeiten ermittelt. Die Auswertungen sind Gegenstand dieser Arbeit.

Zum Abschluß der Expedition wurden noch einige reflexionsseismische Profile am Maud Rise vermessen. Hierbei handelte es sich um eine Voruntersuchung für eine vorgeschlagene Bohrlokation. Die Untersuchungen am Maud Rise werden in dieser Arbeit nicht behandelt.

Insgesamt wurde auf der Expedition ANT XIV/3 ein seismischer Datensatz mit 4400 km Profillänge gewonnen (Jokat und Oerter, 1998) (siehe Anhang A, Tab. A.1).

3 Datenerfassung und -bearbeitung

Das marin-geophysikalische Programm der Expedition ANT XIV/3 beinhaltete reflexions- und refraktionsseismische Messungen sowie kontinuierliche Schweremessungen (Jokat und Oerter, 1998). Die angewandten geophysikalischen Meßverfahren und die Bearbeitung der erhaltenen Daten werden im folgenden erläutert.

3.1 Reflexionsseismische Messungen

Die Durchführung von reflexionsseismischen Messungen mit FS *Polarstern* als Meßplattform auch in eisbedeckten Gebieten ist bereits mehrfach beschrieben und wird daher nur kurz behandelt (siehe z.B. Jokat et al., 1994; Oszko, 1997).

Die Meßanordnung für die reflexionsseismischen Profilmfahrten besteht aus einer Quelle und einem Empfänger, die beide in langsamer Fahrt hinter dem Schiff geschleppt werden. Als Quelle kamen zwei verschiedene Luftpulser-Systeme (*Airguns*) zum Einsatz. Meist wurde ein System aus acht an einem Stahlrohrrahmen befestigten Luftpulsern (*VLFF Airguns*) mit je 31 Kammervolumen verwendet. Auf drei kürzeren Profilmabschnitten wurden zwei GI-Luftpulser (*Generator Injector Airgun*) mit ebenfalls je 31 Kammervolumen verwendet. Das Schußintervall der Luftpulser war durchgängig 15 s. Dieses entspricht bei einer mittleren Fahrtgeschwindigkeit von 5 kn einem Schußabstand von ca. 40 m.

Als Empfänger wurden 24 bzw. 12 ölgefüllte, miteinander verbundene Hydrophonstränge (*Streamer*) mit insgesamt 96 Kanälen und variabler aktiver Länge verwendet. Von Beginn der Profilmfahrten an wurde zunächst ein Streamer mit einer aktiven Länge von 2400 m verwendet. Der Mittenabstand der Hydrophongruppen betrug 25 m. Nach der Vermessung des Profils AWI-97040 zeigten Satellitenbilder, daß die weiteren geplanten Profilmfahrten in Eis- oder in Eisrandgebieten stattfinden. Daher wurde ein kürzerer Streamer mit nur 600 m aktiver Länge eingesetzt, um Beschädigungen bzw. Materialverluste zu verhindern. Der Mittenabstand der Hydrophongruppen betrug 6.25 m. Diese Streamerlänge von 600 m wurde bis zu dem Ende der Profilmfahrten beibehalten. Die jeweiligen Meßanordnungen der einzelnen Profile sind in Anhang A, Tabelle A.1 aufgelistet.

Die seismischen Daten wurden an Bord mit einer EG&G Geometrics 2420 Einheit digital aufgezeichnet und auf Datenträgern gespeichert. Ein Kanal wurde zusätzlich auf einem Analog-Schreiber ausgegeben, um eine laufende Begutachtung der Untergrundstrukturen zu ermöglichen. Die Aufzeichnungslänge betrug 12 s mit einer Abtastrate von 2 ms. Bei den Profilen AWI-97011 und AWI-97012 über der Polarstern Bank wurde die Aufzeichnungslänge auf 10 s beschränkt. Erste Bearbeitungsschritte der Daten wurden bereits an Bord mit einem Convex C201 Vektorrechner vorgenommen (Jokat und Oerter, 1998). Dazu wurde, wie auch bei den nachfolgenden Bearbeitungsschritten im AWI, das kommerzielle Programmpaket DISCO der Firma CogniSeis Development verwendet (DISCO User's Manual, 1997). Das Programmpaket ist modular aufgebaut, die eingesetzten Module sind angegeben. Für weitergehende Informationen zu der Standardbearbeitung von reflexionsseismischen

Daten und den benutzten DISCO-Modulen sei auf Literatur verwiesen (z.B. Yilmaz, 1987; DISCO User's Manual, 1997).

Erster Schritt der Datenbearbeitung ist das Umsortieren (Demultiplexen). Die Daten werden von der EG&G Geometrics 2420 in Zeitsequenzen aufgezeichnet. Um zusammenhängende seismische Spuren zu erhalten, werden die Daten in Kanalsequenzen umsortiert. Aus dem VAX-Bordrechner wurden die Navigationsdaten des Schiffes täglich ausgelesen und nach einer Datenvalidierung durch die Arbeitsgruppe Bathymetrie übernommen (Jokat und Oerter, 1998). Die Schußzeiten wurden mit den Navigationsdaten verbunden, Schußlisten erstellt und die Geometrieparameter den Spuren zugeordnet. Anschließend wurden die Spuren in einen CMP-Abstand (*Common Mid Point*) von 25 m umsortiert. Dieser Abstand ergibt mit beiden Streamerkonfigurationen eine mittlere 50fache Überdeckung.

Bei der nachfolgenden Datenbearbeitung wurde zusätzlich zum Programmpaket DISCO dessen interaktive Version FOCUS mit graphischer Oberfläche verwendet. Stark verrauschte, übersteuerte oder tote Spuren wurden aus den CMPs gelöscht (DISCO-Modul edit) und die laufzeitabhängige Abschwächung des Signals korrigiert (Modul sphdiv). In den einzelnen CMPs sind Spuren mit unterschiedlichem Abstand zusammengefaßt, die daher Laufzeitunterschiede der Reflexionen aufweisen. Mit Hilfe von Geschwindigkeitsanalysen an ausgesuchten CMP-Gruppen wurden für die Profile Stapelgeschwindigkeiten ermittelt. Das Programmpaket FOCUS erlaubt es, die Geschwindigkeitsanalysen interaktiv durchzuführen und Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen zu erstellen. Die Geschwindigkeitsbestimmung wird mit der Länge der maximalen Auslage des CMP verbessert. CMPs, die mit dem 2400 m langen Streamer gewonnen wurden, ermöglichen eine verlässlichere Geschwindigkeitsbestimmung, als CMPs, die mit dem kürzeren Streamer gewonnen wurden. Andererseits werden die Laufzeitunterschiede von Reflexionen entlang der Auslage mit zunehmender Tiefe immer geringer und die Geschwindigkeitsbestimmung für tiefliegende Reflektoren unsicherer. Insbesondere bei den hier bearbeiteten Profilen mit Wassertiefen von mehr als 4000 m ist eine hochauflösende Geschwindigkeitsbestimmung nicht möglich. Mit den ermittelten Stapelgeschwindigkeiten wurden die CMPs dynamisch korrigiert (NMO-Korrektur [*Normal Moveout*], Modul nmo) und die abstandsabhängigen Laufzeitunterschiede ausgeglichen.

Im nachfolgenden Schritt wurden die Spuren innerhalb eines CMPs zu einer Spur aufsummiert (Stapelung, Modul stack). Die Summenspur weist ein verbessertes Signal-Rausch-Verhältnis auf. Sie wird im folgenden als CDP (*Common Depth Point*) bezeichnet. Die prozessierten seismischen Daten wurden nach dieser Bearbeitungsstufe auf Magnetbänder gespeichert und archiviert. Durch die lange Laufzeit der Signale in der Tiefsee wird der interessierende Bereich der reflexionsseismischen Sektionen nicht durch Mehrfachreflexionen (Multiplen) überdeckt. Verfahren zur Multiplenunterdrückung wurden daher nicht angewendet.

Für die graphischen Darstellungen in dieser Arbeit wurden die seismischen Profile mit einem Bandpaßfilter frequenzgefiltert. Das Frequenzspektrum der Quellen

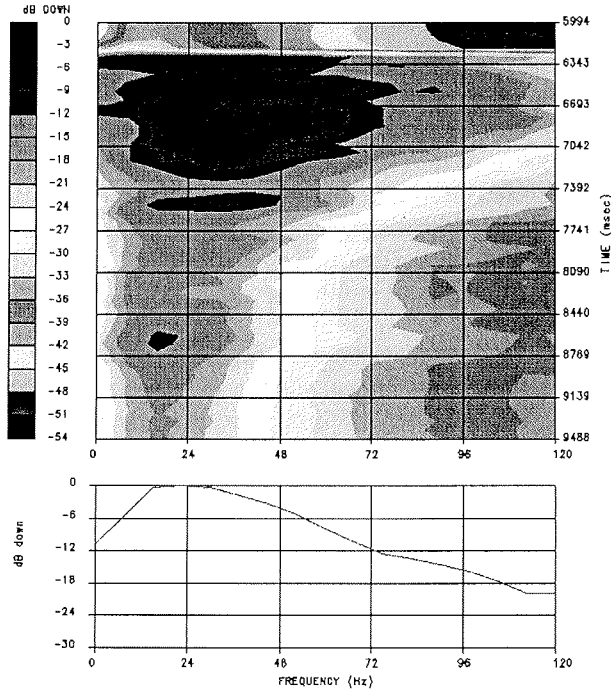


Abbildung 3.1: Frequenzspektrum des Profils AWI-97025 (Quelle: *VLF Airguns*). Die obere Abbildung zeigt die Änderung des Spektrums mit der Zeit zwischen 6.0s und 9.5s. Die untere Abbildung stellt das gemittelte Spektrum dar.

zeigt, daß die Hauptsignalanteile bei Frequenzen zwischen 15 Hz und 40 Hz liegen (Abb. 3.1). Die Grenzfrequenzen des Bandpaßfilters wurden mit 10 Hz und 100 Hz gewählt. Die obere Grenzfrequenz wurde mit zunehmender Laufzeit von 100 Hz auf 50 Hz reduziert. Weiterhin wurden die Signale oberhalb des Meeresbodenreflektors auf Null gesetzt (Modul mute) und eine automatische Amplitudenskalisierung mit variabler Zeitfenstergröße vorgenommen (*automatic gain control*, Modul agc).

Zur weiteren Auswertung wurden die Profile in das interaktive Interpretationsprogramm SeisWorks der Firma Landmark Graphics Corporation überführt (SeisWorks Manual, 1998). Dieses Programm ermöglicht unter anderem die Kartierung von Reflexionshorizonten am Bildschirm, das Auslesen dieser Horizonte in digitaler Form und den Vergleich von Profilen an Kreuzungspunkten. Mit dieser Arbeit wurde die SeisWorks Datenbank des AWI um die Profile der Expedition ANT XIV/3 ergänzt. Weitere Erläuterungen zum Laden der Profile in die SeisWorks Datenbank finden sich bei Oszko (1997).

3.2 Refraktionsseismische Messungen

Im westlichen und südwestlichen Teil des Weddellmeeres wurden parallel zu den reflexionsseismischen Messungen Weitwinkelstationen eingesetzt (siehe Karte Kapitel 2, Abb. 2.8). In diesem Gebiet mit Wassertiefen von über 4000 m wurde nur der Streamer mit 600 m aktiver Länge verwendet. Damit konnten keine ausreichenden Geschwindigkeitsinformationen aus den reflexionsseismischen Messungen erzielt werden. Durch die Meereisbedeckung von bis zu 9/10 war der Einsatz von Ozeanboden-Hydrophonen (OBH) zu risikobehaftet (Jokat und Oerter, 1998). Das Wiederauffinden und Bergen der Geräte wäre sehr unwahrscheinlich geworden.

Um dennoch exakte Geschwindigkeitsinformationen zu erhalten und die Sedimentmächtigkeiten verlässlich zu bestimmen, wurden die refraktionsseismischen Messungen von Meereisschollen aus durchgeführt. Die Stationen wurden mit dem Hubschrauber ausgeflogen, und 40 km bis 50 km vom Schiff in Fahrtrichtung entfernt auf Eisschollen aufgebaut. Die Eisschollen hatten einen Durchmesser von 50 m bis 200 m und Eisdicken von 50 cm bis 200 cm mit einer Schneeauflage. Die Weitwinkelstationen setzten sich zusammen aus tragbaren Seismik-Rekordern vom Typ RefTek (*Refraction Technology*) mit GPS-Empfang (*Global Positioning System*), einer kleinen Auslage von 30 m bis 40 m mit mehreren Geophonketten (4.5 Hz Eigenfrequenz) und zwei höherfrequenten Hydrophonen (6.5 Hz Eigenfrequenz). Die Hydrophone wurden 10 m bis 12 m tief in das Wasser eingetaucht um Störgeräusche durch Wellenschlag oder Eisbewegungen zu dämpfen. Als seismische Quelle diente das Luftpulser-System am Schiff. Nach fünf bis sechs Stunden Registrierzeit hatte das Schiff die Eisscholle erreicht oder passiert, und die Station wurde aufgenommen. Mit dieser Anordnung konnten an vier Lokationen Weitwinkeldaten mit Profillängen bis zu 31 km gesammelt werden.

Die Daten werden vom RefTek-Rekorder je nach Bauart auf DAT-Kassette oder Festplatte gespeichert. Sie wurden an Bord ausgelesen, Kanal und Schuß sortiert und ausgedruckt. Vor dem Ausdrucken wurde ein Bandpaß-Filter mit einem Durchlaßbereich von 5 Hz bis 40 Hz und eine Amplitudenskalierung angewandt.

Der Aufbau der Stationen auf bewegten Eisschollen machte eine Abstandskorrektur der Spuren nötig. Schon beim Abbau der Stationen hatte es sich gezeigt, daß die Eisschollen während der Registrierzeit deutlich verdriftet waren¹. Ein Beispiel zeigt Abb. 3.2. Die Driftgeschwindigkeit der Schollen betrug 0.5 km h^{-1} bis 1.6 km h^{-1} . Sie lag damit deutlich über der mittleren Geschwindigkeit der Eisdrift von 0.4 km h^{-1} die Geiger et al. (1998) für das westliche Weddellmeer angeben.

Der im Rekorder integrierte GPS-Empfänger ist primär für den Empfang eines Zeitsignals gedacht. Zusätzlich wird damit jede Stunde eine GPS-Positionsbestimmung aufgezeichnet. Diese Positionen wurden für die nachträgliche Abstandskorrektur genutzt. Unter der Annahme einer linearen Drift zwischen den stündlichen Positionen der Eisscholle wurden die Entfernungen zwischen dem Schiff und der Eisscholle

¹Eine Station konnte erst nach einer intensiven Suche geborgen werden. Sie war über Nacht mehr als 30 km verdriftet.

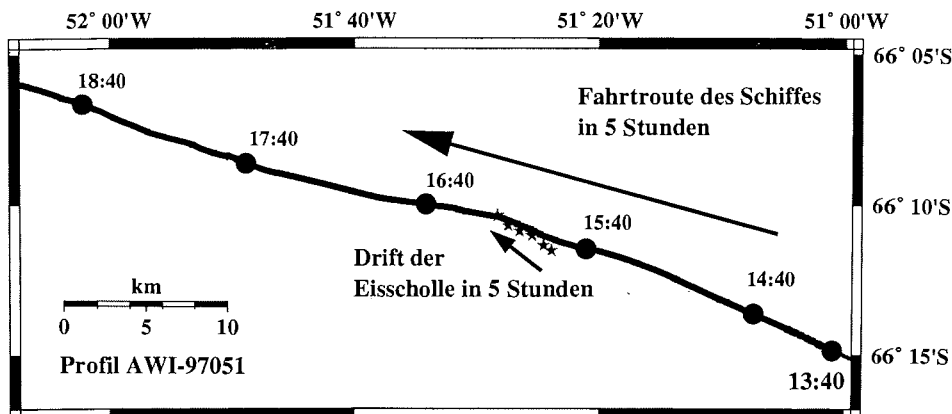


Abbildung 3.2: Stationsdrift während der refraktionsseismischen Messung am Beispiel von Station 051. Zu den Schiffspositionen ist die Uhrzeit angegeben. Eine Registrierung dieser Station ist in Abb. 3.3 gezeigt.

berechnet und der Abstand der Spuren entsprechend korrigiert. Dazu wurde ein Programm der Arbeitsgruppe Bathymetrie verwendet. Zwei Stationen hatten keine GPS-Positionen aufgezeichnet, so waren nur die Positionen beim Aussetzen und Einholen der Station bekannt. Eine lineare Interpolation zwischen der Anfangs- und Endposition war in diesen Fällen ausreichend für die Korrektur des Schuß-Empfänger-Abstands. Eine optische Kontrolle der Korrektur ist über den Verlauf der direkten Welle im Laufzeitkurvendigramm gegeben (Abb. 3.3).

3.3 Gravimetrische Messungen

Die Schweremessungen an Bord von FS *Polarstern* wurden mit dem Seegravimeter KSS 31 der Bodenseewerke durchgeführt. Eine ausführliche Beschreibung des Meßgerätes findet sich bei Meyer (1999). Es wurde kontinuierlich alle 10 s ein Schwerewert gemessen. Dies entspricht einem Meßpunktabstand von ca. 25 m bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 kn während der seismischen Profilfahrt. Mit einem LaCoste-Romberg Landgravimeter wurden in den Häfen von Punta Arenas (Chile) und Kapstadt (Südafrika) Landanschlußmessungen vorgenommen (Jokat und Oerter, 1998). So können die relativen Schwerewerte auf das Internationale Schwerenetz ISGN71 (Morelli et al., 1974) bezogen und zu absoluten Werten umgerechnet werden.

Studinger (1998) hat in seiner Arbeit bereits die Schwerewerte der Expedition ANT XIV prozessiert. Er integrierte sie in die Datenbasis der Schweredaten der Region des Weddellmeeres und der Ostantarktis. Aus zwei Gründen wurden für die vorliegende Arbeit die Schwerewerte des Fahrtabschnittes ANT XIV/3 der Expedition ANT XIV erneut prozessiert:

(1) Studinger (1998) hat den Meßpunktabstand auf 1 km reduziert. Dieses hätte für die kürzeren seismischen Profile im Bereich des Gingko-Seamounts und der Anomalie-T eine zu geringe Anzahl an Schwerewerten ergeben (siehe Anhang A,

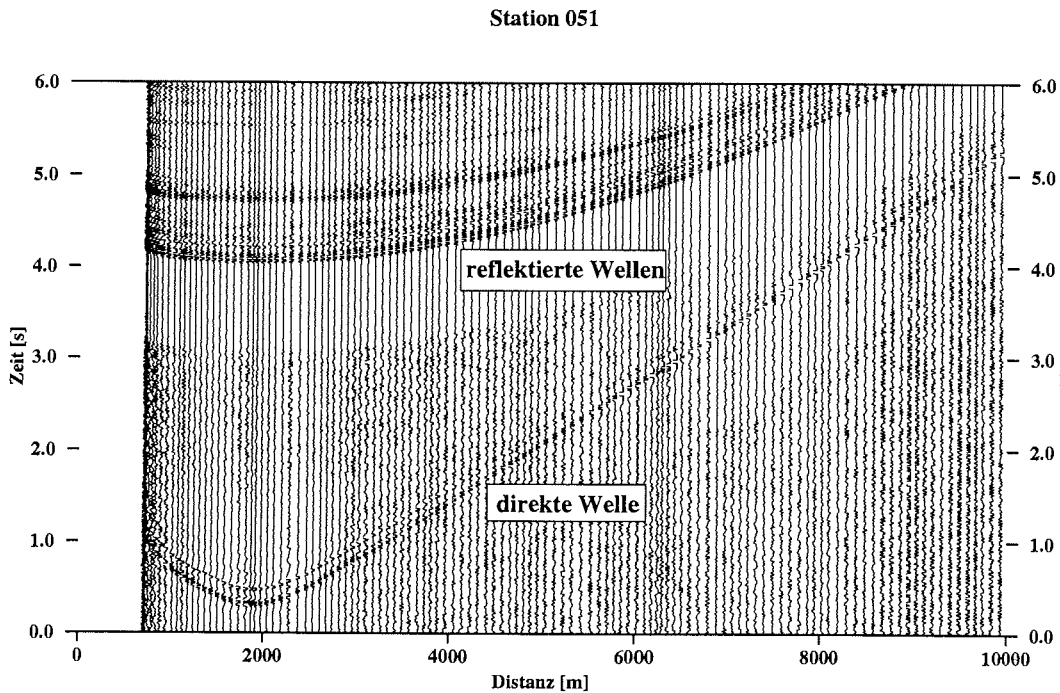


Abbildung 3.3: Ausschnitt aus der Hydrophonregistrierung von Station 051. Der Schuß-Empfänger-Abstand der Spuren ist nicht korrigiert. Die Laufzeitkurve der direkten Welle zeigt deutlich, daß der angenommene Abstand der Spuren fehlerbehaftet ist. Die geringste Laufzeit findet sich nicht bei der geringsten Distanz zwischen Schuß und Empfänger. Zur Korrektur ist es nicht ausreichend, die Spuren um einen festen Betrag zu verschieben.

Tab. A.1).

(2) Um die Schwerewerte gemeinsam mit den seismischen Profilen zu betrachten und zu modellieren, fordert das verwendete Interpretationsprogramm LCT der Firma LCT (LCT Users Guide, 1996) eine exakte Übereinstimmung der Profillängen.

Die Schwerewerte wurden mit den vorhandenen Programmen von Meyer (1999) bearbeitet und in die den seismischen Profilen entsprechenden Abschnitte unterteilt. Zu einer ausführlichen Beschreibung der Datenbearbeitung der Schweredaten mit den erforderlichen Korrekturen und Reduktionen siehe Studinger (1998) und Meyer (1999). Durch Sprünge in den Navigationsdaten waren die prozessierten Schwerewerte mit Ausreißern (*spikes*) behaftet. Diese wurden manuell entfernt. Die verbliebenen Schweredaten wurden ungefiltert in die Datenbank des Interpretationsprogramms LCT geladen. Die maringravimetrischen Messungen finden auf Meeresspiegelniveau statt. Somit entsprechen die Schweredaten der Freiluftschwere.

Der Fehler der Schwerewerte beträgt nach Meyer (1999) 1 mGal bis 2 mGal. Studinger (1998) hatte die Schwerewerte der Expedition ANT XIV durch Minimierung der Kreuzungspunktfehler an die vorhandenen Schweredaten des Weddellmeeres angeglichen. Für die hier bearbeiteten Schweredaten war das nicht mehr möglich, da diese nach dem Zerlegen in Profilschnitte keine Kreuzungspunkte mehr aufweisen. Der von Studinger (1998) errechnete, mittlere quadratische Fehler (RMS-Abweichung, *Root-mean-square*) an den Kreuzungspunkten der Schwereprofile des Fahrtabschnittes ANT XIV/3 mit anderen Profilen hat jedoch einen sehr niedrigen Wert von 0.4 mGal. Dieser Wert liegt unterhalb des mittleren Fehlers der maringravimetrischen Daten im Weddellmeer von 1.25 mGal (Studinger, 1998). Somit ist die Differenz zwischen den in dieser Arbeit und den von Studinger (1998) prozessierten Schwerewerten geringfügig.

4 Schweremodelle im zentralen Weddellmeer

Die Integration der reflexionsseismischen Profile und der Schwerefeldmessungen in Schweremodelle erlaubt es, Aussagen über die Krustenstruktur abzuleiten. Mit der Kenntnis über die Sedimentbedeckung und den Verlauf des Basement der ozeanischen Kruste enthalten die Modelle weniger Freiheitsgrade. Die Erstellung der Schweremodelle und der Anschluß der Schweremodelle an die einzige tiefenseismische Messung im Meßgebiet wird in diesem Kapitel beschrieben. Die Fehler der Modelle werden diskutiert, um die nachfolgenden Schweremodelle einordnen zu können.

4.1 Methode der Schweremodellierung

Die Erstellung von Schweremodellen ist ein gängiges Verfahren zur Interpretation einer unbekanntenen Massenverteilung im Untergrund. Eine angenommene Massenverteilung wird systematisch variiert, bis eine Übereinstimmung zwischen der modellierten und der gemessenen Schwere erreicht ist. Die tatsächliche Massenverteilung läßt sich, wie bei allen Potentialverfahren, nicht eindeutig bestimmen. Nach dem Äquivalenzprinzip können unendlich viele Kombinationen von Massenanordnungen die gleiche Schwerewirkung an der Oberfläche erzielen (z.B. Militzer und Weber, 1984). Um diese Vieldeutigkeit einzuschränken, sind geologische und geophysikalische Zusatzinformationen unabdingbar.

Die Modellierung der Schweredaten erfolgte mit dem Interpretationsprogramm LCT (LCT Users Guide, 1996). Das angewandte Verfahren besteht darin, eine beliebige Massenverteilung durch zweidimensionale, homogene Körper einheitlicher Dichte anzunähern. Die Körper sind in Profilrichtung durch Polygonzüge dargestellt, senkrecht zur Profilrichtung und an den Profilen wird ihre Ausdehnung als unendlich angenommen (Talwani-Körper, Talwani et al., 1959). Geologische Formationen werden so über die Parameter Geometrie und Dichte beschrieben und modelliert. Aufgabe vor einer aussagefähigen Schweremodellierung ist es, durch Zusatzinformationen diese Parameter weitestgehend einzuzugrenzen.

Die reflexionsseismischen Profile dieser Arbeit liefern die Randbedingungen für die Schweremodelle und die Interpretation der Krustenstruktur in dem Bereich des Herringbone Pattern und der Anomalie-T. Ausgehend von dem Profil AWI-97006 nördlich des Explora Escarpment wurde das seismische Netzwerk in 2D-Schweremodelle entwickelt. Die Tiefenlage und die topographische Variation des Basement ist in den reflexionsseismischen Profilen gut erkennbar. Der Meeresboden als obere Begrenzung der Sedimente und das Basement als untere Begrenzung wurden mit der SeisWorks Interpretationssoftware in den reflexionsseismischen Profilen hochauflösend digitalisiert. Mit seismischen Geschwindigkeiten wurden die digitalisierten Horizonte tiefenkonvertiert und die Modellkörper mit Dichten behaftet.

Als seismische Geschwindigkeit für die Meerwassersäule wurde 1.5 km s^{-1} verwendet, die Dichte wurde mit 1.04 g cm^{-3} angenommen. Die Sedimente wurden, ausgehend von den Geschwindigkeitsanalysen der Reflexionsseismik, generell in drei

Schichten unterteilt. Nach einer empirischen Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung für Sedimentgesteine von Gardner et al. (1974) wurden den drei Schichten Dichten zugeordnet. Die Dichten der Sedimente wurden bestimmt mit 2.0 g cm^{-3} (oberste Schicht mit Geschwindigkeiten um 1.8 km s^{-1}), 2.1 g cm^{-3} (mittlere Schicht mit Geschwindigkeiten um 2.2 km s^{-1}) und 2.2 g cm^{-3} (unterste Sedimentschicht mit Geschwindigkeiten um 2.6 km s^{-1}). Eine weitere Differenzierung der Sedimentschichten anhand der Geschwindigkeiten und der Stratigraphie der Horizonte ist nicht sinnvoll. Zum einen sind die Geschwindigkeitsanalysen bei Wassertiefen von 4000 m und mehr nicht hochauflösend, zum anderen sind die Geometrievariationen und Dichtekontraste der Sedimente untereinander nur gering. Andere Arbeiten modellieren die Sedimente im Weddellmeer als einen (Studinger, 1998; Ritzmann, 1998) oder zwei Körper (Meyer, 1999).

Die Dichte der ozeanischen Kruste von 2.95 g cm^{-3} wurde aus einem Schweremodell für den Bereich des Explora Escarpment von Ritzmann (1998) übernommen (siehe Abschnitt 4.2). Für den oberen Erdmantel wurde eine Dichte von 3.3 g cm^{-3} angenommen, die weithin als Standarddichte akzeptiert ist (z.B. Christensen, 1972; Kearey und Vine, 1990) und auch von Ritzmann (1998) verwendet wurde. Um eine angemessene Übereinstimmung zwischen der gemessenen und der modellierten Schwere zu erreichen, wurde in den Modellen nur die Kruste-Mantel-Grenze (Moho¹) variiert. Die Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze wurde an den Eckpunkten der Profile von einem Profil in das Anschließende übertragen. Differenzen zwischen der modellierten und der gemessenen Schwere an den Übertragungspunkten wurden durch die Variation einer generellen einstellbaren Umgebungsdichte ausgeglichen. Durch die Anlage der Profile entlang des Herringbone Pattern und der Anomalie-T als mittelskaliges Profilnetz, konnte ein quasi flächenhaftes Abbild der Krustenmächtigkeit und der Krustenstruktur im zentralen Weddellmeer erstellt werden (siehe Anhang B).

4.2 Das Referenzgebiet Explora Escarpment

In den reflexionsseismischen Profilen dieser Arbeit wurde die Kruste-Mantel-Grenze nicht erfaßt. Tiefenseismische Messungen zur Bestimmung der Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze im zentralen Weddellmeer liegen nicht vor. Das Profilnetz der Schweremodelle im zentralen Weddellmeer wurde daher an ein Schweremodell im östlichen Weddellmeer vor dem Explora Escarpment angebunden.

Der Kontinentalrand der Ostantarktis vor Dronning Maud Land war im Frühjahr 1996 das Gebiet einer gemeinsamen marinen Expedition der BGR und des AWI (Ritzmann, 1998; Neben et al., 1999). Zwischen 15° W und 10° W wurde das 220 km lange Profil 96110 senkrecht zum Explora Escarpment vermessen und mit drei kürzeren Profilen gequert (Abb. 4.1). Begleitend wurden refraktionsseismische Messungen durchgeführt. In der darauffolgenden Saison 1997 wurden im Rahmen der Expedition ANT XIV/3 entlang des Profils 96110 ergänzende maringravimetrische Daten

¹Kurzform für Mohorovičić-Diskontinuität. Benannt nach Andrija Mohorovičić, kroatischer Seismologe (1847–1936) (Sheriff, 1991).

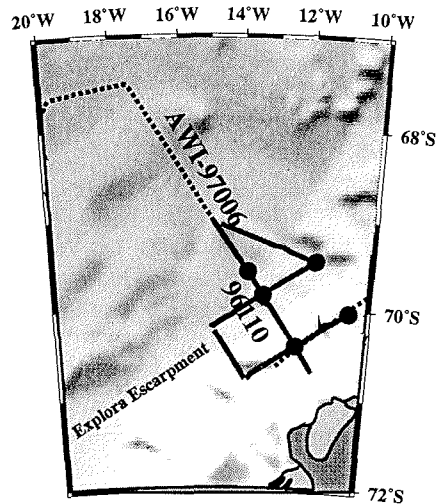


Abbildung 4.1: Lageplan der Profile 96110 und AWI-97006. Die schwarzen Punkte bezeichnen die auswertbaren OBH-Positionen (Ritzmann, 1998).

gesammelt. Ritzmann (1998) hat die Daten kompiliert und ein Krustenmodell für den Kontinentalrand am Explora Escarpment erstellt (Abb. 4.2). Das Profil AWI-97006 dieser Arbeit überlappt sich mit Profil 96110 auf einer Strecke von 80 km (Abb. 4.1). Es führt vom Explora Escarpment 230 km nordwestlich in das zentrale Weddellmeer. Dort hat es Anschluß an die weiteren Profile dieser Arbeit. Der Verlauf der Moho, insbesondere im Bereich der ozeanischen Kruste, ist bei Ritzmann (1998) durch refraktionsseismische Daten gut belegt. Das Schweremodell des Profils 96110 von Ritzmann (1998) wurde in dieser Arbeit um das anschließende Profil AWI-97006 erweitert und so die Krustenmächtigkeit und Mohotiefe in das Meßgebiet im zentralen Weddellmeer fortgesetzt (Abb. 4.3).

4.3 Fehlerbetrachtung und Grenzen der Modelle

Es stellt sich an dieser Stelle die Frage, inwieweit das erstellte Netz von Schweremodellen dieser Arbeit aussagefähig ist. Die Grenzen der Modelle werden im folgenden diskutiert.

Sedimentdichten und Basementtopographie Die Modelle vereinfachen eine Sedimentbedeckung von 1 km bis 2 km in drei Schichten mit unterschiedlichen Dichten. Die unterste Schicht mit der höchsten Dichte weist dabei die größte Mächtigkeit auf. Eine feinere vertikale Unterteilung der Sedimente ist für die resultierende Krustenvariation in den Schweremodellen ohne Belang. Starke laterale Variationen der Sedimente im zentralen Weddellmeer können anhand der reflexionsseismischen Profile und der Geschwindigkeitsanalysen nicht begründet angenommen werden.

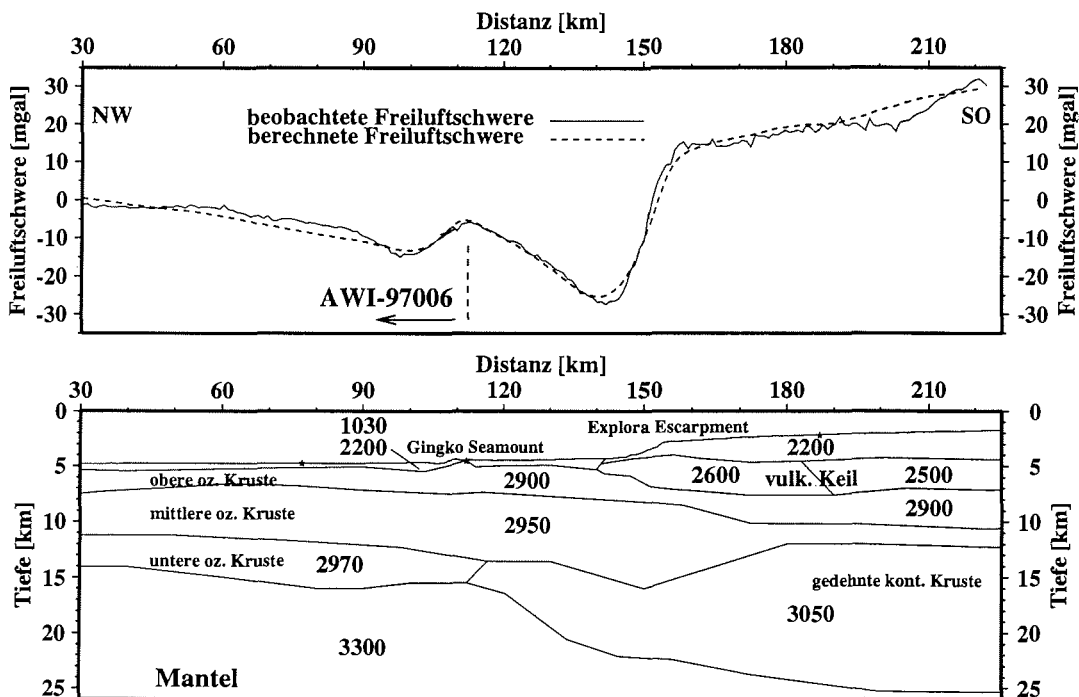


Abbildung 4.2: Schweremodell des Profils 96110 (Ritzmann, 1998) (siehe Karte 4.1). Angegeben sind Dichten in kg m^{-3} . Der Überlappungsbereich mit Profil AWI-97006 verläuft von Profilkilometer 30 bis 110 (siehe auch Abb. 4.3). Oben dargestellt sind die beobachtete und die modellierte Freiluftschwere. Im Bereich südlich des Gingko-Seamounts befindet sich bereits gedehnte kontinentale Kruste. Der Kontinent-Ozean-Übergang der Kruste befindet sich etwa beim Gingko-Seamount (Ritzmann, 1998). Der Profilschnitt in der unteren Abbildung ist mit einer vertikalen Überhöhung (VE, *Vertical Exaggeration*) von 1:2.4 dargestellt.

Die topographische Variation der ozeanischen Kruste an der Grenze zu den überlagernden Sedimenten ist gut belegt und wurde in die Modelle übertragen.

Dichte der ozeanischen Kruste Die gewählte Krustendichte von 2.95 g cm^{-3} wurde aus dem Schweremodell von Ritzmann (1998) übernommen (siehe Abschnitt 4.2). Die von ihm veröffentlichten Dichten sind nach Christensen und Mooney (1995) aus seismischen Geschwindigkeiten zwischen 6 km s^{-1} und 7 km s^{-1} abgeleitet. Die Unterteilung der Kruste in drei Schichten mit leicht unterschiedlichen Dichten (2.90 g cm^{-3} , 2.95 g cm^{-3} und 2.97 g cm^{-3}) von Ritzmann (1998) wurde in der Fortsetzung der Profile in dieser Arbeit nicht beibehalten. Zum einen umfaßt sein Modell den Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste (Abb. 4.2), zum anderen ist der weitere Verlauf der strukturellen Grenzen innerhalb der Kruste nicht belegt. Die in dieser Arbeit verwendete Dichte von 2.95 g cm^{-3} für die ozeanische Kruste stimmt überein mit einer von Studinger (1998) gefundenen

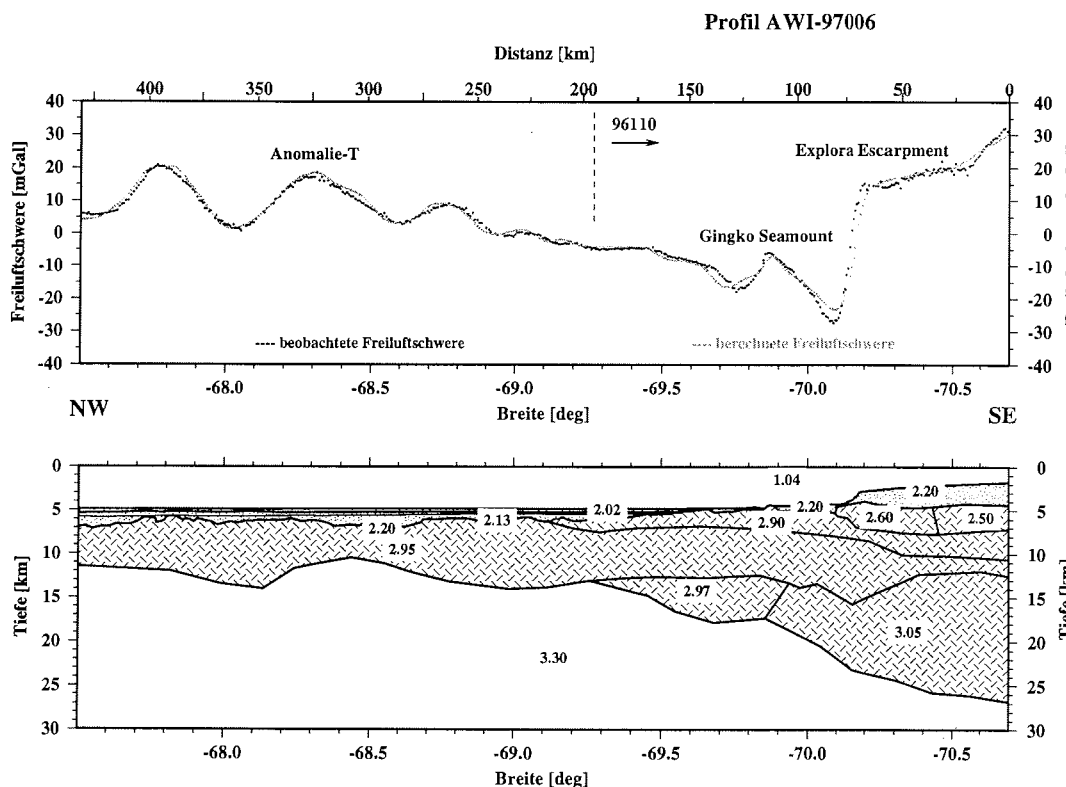


Abbildung 4.3: Schwermodell des Profils AWI-97006 (siehe Karte 4.1). Angegeben sind Dichten in g cm^{-3} . Der Überlappungsbereich mit Profil 96110 geht von Profilkilometer 0 bis 195 (siehe auch Abb. 4.2). Hier sind die Krustenmächtigkeiten aus refraktionsseismischen Messungen bekannt. Oben dargestellt sind die beobachtete und die modellierte Freiluftschwere. Die RMS-Abweichung zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere beträgt 1.9 mGal. Sedimente sind punktiert, Krustenbereiche schraffiert dargestellt (VE ist 1:4.1).

Dichte für die Unterkruste im südlichen Weddellmeer vor Coats Land. Prince und Forsyth (1988) finden in ihren Schwermodellen nur eine geringe Differenz in der Schwerewirkung zwischen einer Kruste mit einheitlicher Dichte und einem realistischeren Krustenmodell mit Dichteabstufungen zwischen oberer und unterer Kruste. In Bereichen von Bruchzonen können nach Detrick et al. (1993) aber deutlich verschiedene Krustentypen vorhanden sein, die mit diesem Ansatz nicht unterschieden werden können, da keine weiteren Daten vorliegen.

Stützstellen durch Refraktionsseismik Die gesamte Profillänge der Schwermodelle im zentralen Weddellmeer beträgt ca. 2200 km. Die Krustenmächtigkeit konnte nur an einem dezentralen Abschnitt des Netzwerkes vor dem Explora Escarpment kalibriert werden (siehe Abschnitt 4.2). Der weitere Verlauf der Moho wurde von dieser Stützstelle aus in die Profile extrapoliert. Zwischen dem Referenzgebiet

bei dem Explora Escarpment und der Anomalie-T sind nur geringe Variationen der Mohotiefe vorhanden, aber im Bereich des Herringbone Pattern betragen sie ca. 4 km.

Die Schweremodelle der Profile AWI-97040 bis AWI-97046 im Westen des Netzwerkes zwischen 35° W und 40° W wurden ohne seismische Kontrolle über die dazwischen liegende Basementtopographie an das übrige Profilnetz angeschlossen.

2-D Profilschnitte Die Schweremodelle sind zweidimensionale Profilschnitte eines dreidimensionalen Untergrundes. Die Schwerewirkung von Quellen außerhalb der Profilebene ist aber in der gemessenen Schwere enthalten und wird daher in der Profilebene modelliert. Diese prinzipielle Einschränkung der Modellierung von Potentialfeldern wird nur durch flächige Messungen reduziert. Die hier modellierten Profile sind dazu nicht kleinräumig genug angelegt. Ein Teil der Profile im Bereich der Anomalie-T haben Längen, die deutlich unter den Wellenlängen der beobachteten Schwereanomalien von ca. 50 km liegen. Zusätzliche Randeffekte ergeben sich dadurch, daß die Talwani-Körper in den Modellen an den Profilen unendlich fortgesetzt werden. Bei sehr kurzen Profilen in Bereichen erhöhter Basement- und Mohovariationen führt dies zu Anschlußfehlern.

Kreuzungspunkte und Fehlerbetrachtung Das Netz von Schweremodellen ist nicht geeignet, um die interne Übereinstimmung an Kreuzungspunkten zu minimieren. Der einzig mögliche Ringschluß besteht zwischen den Profilen AWI-97010 und AWI-97027, allerdings unter Einbeziehung zweier Profile mit geringen Profillängen unter 25 km (AWI-97025, AWI-97026, siehe Kapitel 7, Karte 7.1). Es ergibt sich am Kreuzungspunkt eine Differenz in der Mohotiefe von 2 km.

Am südlichen Ende des Profils AWI-97010 bei 71.1° S ragt das Profil in das von Meyer (1999) regional modellierte Gebiet der Polarstern Bank hinein. Der Vergleich des Schwermodells von Profil AWI-97010 mit dem Modell von Meyer (1999) ergibt eine Differenz in der Mohotiefe von 4 km. Die von Meyer (1999) modellierte ozeanische Kruste liegt in einer relativ geringen Tiefe von 11 km und ist mit 4 km Mächtigkeit dünn. Die Moho im Schwermodell dieser Arbeit am südlichen Ende des Profils AWI-97010 befindet sich durch einen Randeffect in einer Tiefe von 15 km. Ohne den Randeffect wäre die Differenz zu dem Modell von Meyer (1999) etwa 2 km geringer. Die Unsicherheit in der Mohotiefe wird daher für die Schweremodelle dieser Arbeit mit ± 1.0 km angenommen. Ritzmann (1998) gibt für sein Schwermodell im Referenzgebiet vergleichbare Fehler von ± 1.5 km bis ± 2.0 km an.

5 Bruchzonen im Weddellmeer

Mit der Expedition ANT XIV/3 wurden erstmalig längere reflexionsseismische Profilmfahrten und begleitende Schweremessungen im Bereich des südlichen Herringbone Pattern durchgeführt. In diesem Kapitel wird zunächst ein Überblick über Bruchzonen in der ozeanischen Kruste gegeben. Anschließend wird das Herringbone Pattern vorgestellt.

5.1 Bruchzonen: Eine Einführung

Bruchzonen (*fracture zones*) in der ozeanischen Kruste sind mit die auffälligsten und beeindruckendsten Strukturen in satellitenaltimetrischen Karten (z.B. Sandwell und Smith, 1997). Im Gegensatz zu früheren spärlichen und regional begrenzten Schiffsmessungen, zeigen die globalen Datensätze, daß Bruchzonen in den Weltmeeren sehr kontinuierliche und über mehrere 1000 km verfolgbare Lineamente sein können. Unter Bruchzonen in diesem Sinne versteht man die aseismische Fortsetzung einer aktiven Transform-Störung (*transform fault*) eines mittelozeanischen Rückensystems (Abb. 5.1). Entlang der Plattengrenze unterteilen die Transform-Störungen das Rückensystem in Segmente mit einheitlicher Dehnungsrate. Damit kompensieren sie wachsende Dehnungsraten mit zunehmenden Abstand des Rückensegments vom Rotationspol der beteiligten Platten. Transform-Störungen bilden sich bevorzugt dort aus, wo das initiale Rift oder eine Schwächezone des aufbrechenden Kontinents parallel zur Plattenbewegung angelegt war (Fowler, 1990). Daher sind Transform-Störungen in erster Näherung senkrecht zur Spreizungsachse orientiert (Abb. 5.1). Untersuchungen im Nordatlantik zeigen, daß Transform-Störungen und damit auch die generierten Bruchzonen relativ zur Spreizungsachse sehr ortsfest und über lange Zeiträume stabil sind (Klitgord und Schouten, 1986). Müller und Roest (1992) berichten von Bruchzonen im Nordatlantik, die über mehrere 10 Ma ortsfest sind. Die Orientierung der Bruchzonen trägt somit, ähnlich den magnetischen Spreizungsanomalien, Informationen über Plattenbewegungen in sich. Sie werden intensiv für die Rekonstruktion von Plattenbewegungen genutzt (z.B. Klitgord und Schouten, 1986; Cande et al., 1988; Mayes et al., 1990; Livermore und Woollett, 1993).

Die großräumige Bestimmung der rezenten Lage von Bruchzonen in den Ozeanbecken ist seit etwa zwei Dekaden durch die Satellitenaltimetrie erleichtert worden (z.B. Müller und Roest, 1992; Sandwell, 1984). Bruchzonen im Nahbereich der Rückensysteme sind durch ihre Topographie deutlich verschieden von den umgebenden Tiefsee-Ebenen (Menard und Atwater, 1969). Der Offset der Transform-Störung zwischen den beiden Segmenten der Spreizungsachse und die anliegende Dehnungsrate führen dazu, daß sich beiderseits der Bruchzone ozeanische Kruste mit verschiedenem Alter gegenüberliegt (Abb. 5.1). Differentielle Subsidenz der Krusten resultiert in einer bathymetrischen Stufe. Nach Modellrechnungen beträgt diese bei einem mittleren Altersunterschied von 20 Ma ca. 1 km bis 2 km (Sandwell, 1984). Mit einer Subsidenzkurve für die ozeanische Kruste nach Parson und Sclater (1977) erhält man 1.5 km Höhendifferenz zwischen den Krustensegmenten quer zur Bruch-

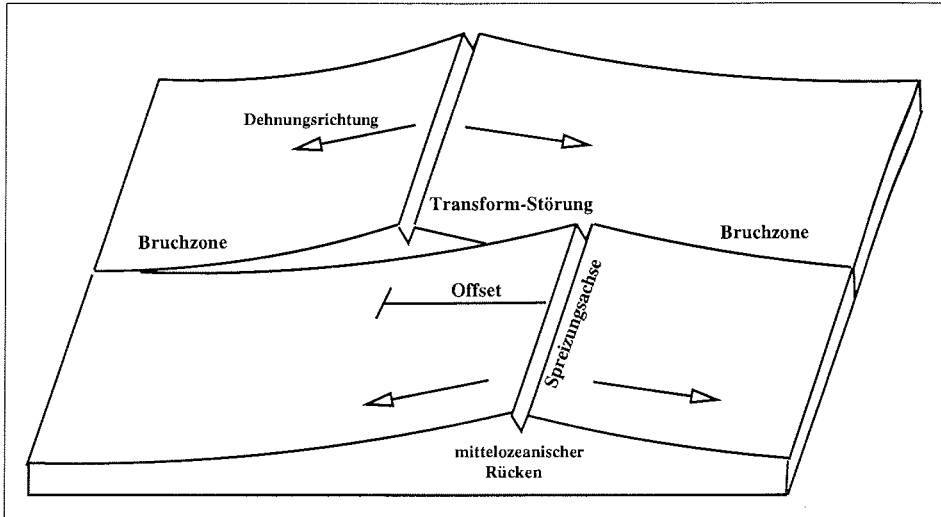


Abbildung 5.1: Schematische Darstellung von Bruchzonen und Transform-Störungen an einem mittelozeanischen Rückensystem.

zone¹. Die jüngere Seite der ozeanischen Kruste ist höhergelegen. Das Ausmaß dieser bathymetrischen Stufe ist entlang einer Bruchzone variabel. Veränderliche Dehnungsraten und -richtungen der Spreizungsachse sowie fortschreitende Subsidenz ändern die Ausprägung der Steilstufen. Mit fortschreitender Subsidenz sollten sich die Tiefenniveaus der Kruste angleichen und die Alters-Tiefenstufe unkenntlich werden. Tatsächlich sind Bruchzonen aber bis in die ältesten Bereiche der Ozeanbecken und sogar bis zu den Kontinentalrändern zu verfolgen (Müller und Roest, 1992). Nach Sandwell (1984) wird die Topographie der Bruchzonen entgegen dem Subsidenztrend mit fortschreitendem Alter der Bruchzone sogar erhöht. Lowrie et al. (1986) berichten von Bruchzonen im Pazifik mit Altern um 100 Ma, die ihre ursprüngliche Stufenhöhe erhalten haben. An einer Bruchzone im Nordatlantik mit einem vergleichbarem Alter wie das Meßgebiet (Blake Spur Fracture Zone, 140 Ma) finden Minshull et al. (1995) dagegen nahezu kein Basementrelief mehr. Bruchzonen von schnell dehnenden Rücken (z.B. im Pazifik) sind meist als deutliche Tiefenstufe ausgebildet (Müller und Roest, 1992). In Krustenbereichen mit niedrigen Dehnungsraten ist die Tiefenstufe oftmals völlig durch weitere morphologische Strukturen überdeckt (Livermore und Woollett, 1993). Die Morphologie dieser Bruchzonen ist komplex und abhängig von dem sie erzeugenden Rückensystem. Zerrungs- und Einengungsvorgänge entlang der Transform-Störung bilden Bruchzonen mit Basementrücken, Rücken mit einem zentralen Graben oder Gräben mit stark asymmetrischen Seitenwänden.

1

$$d(t) = 2.5 + 0.35 \cdot \sqrt{t}$$

mit d in [km] und t in [Ma] (Parson und Sclater, 1977).

Müller und Roest (1992) klassifizieren die Morphologie der Bruchzonen von langsam dehrenden Rücken anhand des Offset der Transform-Störung:

(1) Bruchzonen mit geringem Offset (< 30 km) sind gekennzeichnet durch ein flaches, zentrales Tal mit schräg angesetzten Störungen, die eine Extensionsbewegung oder Blattverschiebung anzeigen. Das zentrale Tal ist zwischen 10 km bis 25 km breit und 1 km bis 3 km tief (Purdy und Ewing, 1986; Detrick et al., 1993).

(2) Bruchzonen mit einem mittleren Offset (> 30 km) zeigen ein gut ausgebautes zentrales Tal mit schmalen, seitlichen Störungszonen, die indikativ für Scherspannungen sind. Wanderungsbewegungen oder Verschiebungen entlang der Rückenachse treten nur bei bedeutenden Änderungen der Dehnungsrichtung auf (Livermore und Woollett, 1993). Ihre Richtungsabweichung gegenüber synthetischen Fließlinien aus plattentektonischen Rekonstruktionen beträgt nicht mehr als 10° bis 15° (Müller und Roest, 1992). Die geringen Abweichungen entstehen durch Wanderungsbewegungen oder oszillierendes Verhalten der Bruchzonen relativ zur Spreizungsachse. Diese Bruchzonen sind daher geeignet für plattentektonische Rekonstruktionen.

(3) Bruchzonen mit einem Offset größer als 100 km zeigen eine große Bandbreite von strukturellen Elementen, die von Müller und Roest (1992) nicht weiter klassifiziert werden. Die langgestreckte Transform-Störung kann Änderungen der Dehnungsrichtung nur bedingt nachführen. Diese Bruchzonen, z.B. die Agulhas-Falkland Bruchzone im Südatlantik, sind daher zur Rekonstruktion der Plattenbewegung nicht geeignet (Cande et al., 1988).

Während der generelle Trend im Verlauf einer Bruchzone in gravimetrischen Karten mit bloßem Auge festzustellen ist, benötigt man für plattentektonische Rekonstruktionen genauere Kenntnis über die Achsenrichtung der Bruchzone. Die häufige Ausbildung der Bruchzonen an langsam dehrenden Rücken in eine Talform, führt dazu, daß auch ohne Kenntnis der Basementtopographie das lokale Schwereminimum als Lokation der Bruchzonenachse gewählt wird (Müller und Roest, 1992; Livermore und Woollett, 1993). Die Entstehung der Talform ist bisher nicht geklärt.

Müller und Roest (1992) führen mehrere mögliche Ursachen an: Abschiebungen im Streichen der Transform-Störung, Extensionsbewegungen entlang der Transform-Störung oder ausgedünnte ozeanische Kruste zwischen der Transform-Störung und dem aktivem Rückensegment.

Tatsächlich haben seismische und gravimetrische Untersuchungen gezeigt, daß neben der augenfälligen Basementtopographie, ausgedünnte ozeanische Kruste eine weitere Eigenschaft von Bruchzonen sein kann (z.B. Sinha und Loudon, 1983; White et al., 1984; Purdy und Ewing, 1986). Die meisten Studien wurden an langsam dehrenden Rücken im Nordatlantik durchgeführt. An Bruchzonen von schnell dehrenden Rücken (z.B. im Pazifik) wurde bisher keine ausgedünnte Kruste festgestellt (Chen, 1992).

Eine Zusammenfassung der bisherigen Untersuchungen findet sich bei Detrick et al. (1993). Sie berichten, daß die Krustenmächtigkeit entlang von Bruchzonen auf 2 km bis 3 km reduziert ist. Bown und White (1994) stellten fest, daß die Krustenmächtigkeit an Bruchzonen im Mittel 3.9 km beträgt. Damit ist sie etwa um die Hälfte

geringer, als die von ihnen angegebene mittlere Krustenmächtigkeit der ozeanischen Kruste von 7.3 km. Die dünnste Kruste findet sich zumeist unter dem zentralen Tal der Bruchzone. Sie kann aber auch lateral versetzt unter den Rändern des Tals auftreten (Detrick et al., 1993).

Detrick et al. (1993) hat aus 15 Studien eine typische Bruchzonenkruste kompiliert. Diese Kruste zeigt eine schmale Zone von mehreren Kilometern Breite mit extrem dünner Kruste und eine anschließende, etwa 20 km breite Übergangszone zu Kruste mit normaler Krustenmächtigkeit. Detrick et al. (1993) weisen jedoch darauf hin, daß die laterale Ausdehnung der Zone mit dünner Kruste entlang und quer zur Bruchzone im Einzelfall sehr variabel ist. Die Ursache für die anomal dünne ozeanische Kruste ist unbekannt. Zwei Erklärungsversuche werden angeführt:

(1) Eine zentral gelegene Magmenkammer speist ein Segment eines mittelozeanischen Rückens zwischen zwei Transform-Störungen (Whitehead et al., 1984). Die Zufuhr von Magma ist an den beiden Seitenenden des aktiven Rückensegments stark reduziert und führt zu ausgedünnter Kruste an den Transform-Störungen (White et al., 1984).

(2) An der Transform-Störung liegen sich verschieden temperierte Lithosphärenplatten gegenüber und es kommt zu großräumigen Abscherungen von Krustensegmenten (Detrick et al., 1993).

Neben der reduzierten Krustenmächtigkeit bzw. einer Aufwölbung der Moho unter oder nahe der Bruchzone, wird an Bruchzonen auch eine Serpentinisierung des oberen Mantels beobachtet. Durch Zutritt von Wasser an tiefreichenden Bruchzonen werden Peridotite (Dichte 3.2 g cm^{-3}) teilweise in leichtere Serpentinminerale (Dichte 2.5 g cm^{-3}) umgewandelt. Da die Dichte relativ zum umgebenden Mantel dabei abnimmt, steigen diese Serpentin Körper in die darüberliegende Kruste auf und erhöhen dort lokal die Krustendichte (Eisbacher, 1996). Minshull et al. (1991) modellieren in einem Schweremodell den serpentinisierten Bereich der Kruste mit einer Dichte von 3.15 g cm^{-3} gegenüber einer Dichte der umgebenden Kruste von 2.9 g cm^{-3} und einer Manteldichte von 3.3 g cm^{-3} . Die Schwereanomalien der Bruchzonen sind nach Detrick et al. (1993) wenig von diesen Dichteveriationen der Kruste oder des oberen Mantels beeinflusst. Sie berichten, daß die Variation der Krustenmächtigkeit gegenüber der Dichteveriation der Kruste in den Schwereanomalien überwiegt. Dominiert wird die Freiluftschwere jedoch von der topographischen Variation des Meeresbodens bzw. des Basement (Prince und Forsyth, 1988). Um die Variation der Krustenmächtigkeit mit Schweredaten zu modellieren, ist die Kenntnis der Basementtopographie unverzichtbar.

Die Anzahl der Bruchzonen bzw. ihr Abstand untereinander entlang der mittelozeanischen Rücken bestimmt maßgeblich, in welcher Größenordnung die ozeanische Kruste weltweit von Bruchzonen betroffen ist. Mesozoische Bruchzonen im Nordostatlantik haben einen mittleren Abstand von 50 km (Whitehead et al., 1984). Minshull et al. (1991) geben für dieselbe Region einen mittleren Abstand von 70 km an. Nach Detrick et al. (1993) beträgt die Variationsbreite 10 km bis 100 km. Daraus folgern sie, daß 10 % bis 20 % der ozeanischen Kruste eine anomal dünne Bruchzonenkruste ist.

Cande et al. (1988) finden im Südatlantik eine Relation zwischen dem Abstand der Bruchzonen und der anliegenden Dehnungsrate. Bei einer Abnahme der Dehnungsrate erhöht sich die Anzahl der Bruchzonen und dementsprechend verringert sich ihr Abstand entlang der Rückenachse. Auch Small und Sandwell (1989) berichten, daß die Häufigkeit von Bruchzonen mit sinkender Dehnungsrate zunimmt.

5.2 Das Herringbone Pattern — eine Abfolge von Bruchzonen?

Vor etwa zehn Jahren haben Geosat Altimeter Daten im Weddellmeer eine ungewöhnliche Abfolge von Schwereanomalien erkennen lassen (Haxby, 1988; Bell et al., 1990) (Abb. 5.2). Die Schwereanomalien des Herringbone Pattern von etwa 20 mGal sind in einem Abstand von 50 km bis 60 km dicht gestaffelt und krummlinig angeordnet.

Das Herringbone Pattern erstreckt sich von der Plattengrenze der antarktischen Lithosphärenplatte am South Scotia Ridge bei etwa 60° S bis zu der West-Ostreichenden Schwereanomalie Anomalie-T bei etwa 68.5° S (Abb. 5.2). Haxby (1988) unterteilt das Herringbone Pattern in zwei Bereiche nördlich und südlich von 67° S. Entlang von 67° S ist das Anomalienmuster deutlich gedämpft und undeutlich. Innerhalb des Gebiets mit wenig ausgeprägten Anomalien findet auch ein Richtungswechsel der Lineamente statt. Südlich von 67° S tendieren die Anomalien in Richtung NNE–SSW, nördlich davon in Richtung ESE–WNW (Haxby, 1988) (Abb. 5.2). Bisherige Modelle für die Rekonstruktion der Plattenbewegungen zwischen der Antarktis und Südamerika gehen davon aus, daß diese Schwereanomalien durch Bruchzonen verursacht werden und das Herringbone Pattern Fließlinien der Plattenbewegung darstellt (Bell et al., 1990; Livermore und Woollett, 1993; Livermore und Hunter, 1996; Ghidella und LaBrecque, 1997).

Nach Livermore und Hunter (1996) zeigt das Herringbone Pattern die Paläoplattenbewegung zwischen Südamerika und der Antarktis von M10 (132 Ma) im Süden bis C5 (10 Ma) am South Scotia Ridge im Norden. Die Zone zwischen dem nördlichen und südlichen Herringbone Pattern datieren Livermore und Hunter (1996) mit der kretazischen magnetisch ruhigen Phase (*cretaceous quiet zone*, 83 Ma bis 124 Ma, Harland et al. (1990)), da hier keine magnetischen Anomalien identifiziert sind. Livermore und Woollett (1993) vermuteten zunächst, daß eine geringe Anzahl von marinen magnetischen Profilen die Identifizierung von magnetischen Anomalien erschwert. Flugzeuggestützte Magnetikmessungen zeigen aber klar, daß das Herringbone Pattern im südlichen Teil mesozoischen Alters und im nördlichen Teil känozoischen Alters ist (Ghidella und LaBrecque, 1997) (Kapitel 2, Abb. 2.7). Die Datierungen der Anomalie C34 (83 Ma), die das Ende der kretazisch ruhigen Phase markiert, im nördlichen Teil des Herringbone Pattern bei etwa 66° S, wird übereinstimmend zugeordnet (Livermore und Woollett, 1993; Ghidella und LaBrecque, 1997). Die Datierungen der ozeanischen Kruste des südlichen Herringbone Pattern sind unsicher (Storey et al., 1996). Nach einer vorläufigen Datierung von LaBrecque und Barker (1981) umfaßt dieser Bereich die Alter von M0 (118 Ma) bis M29

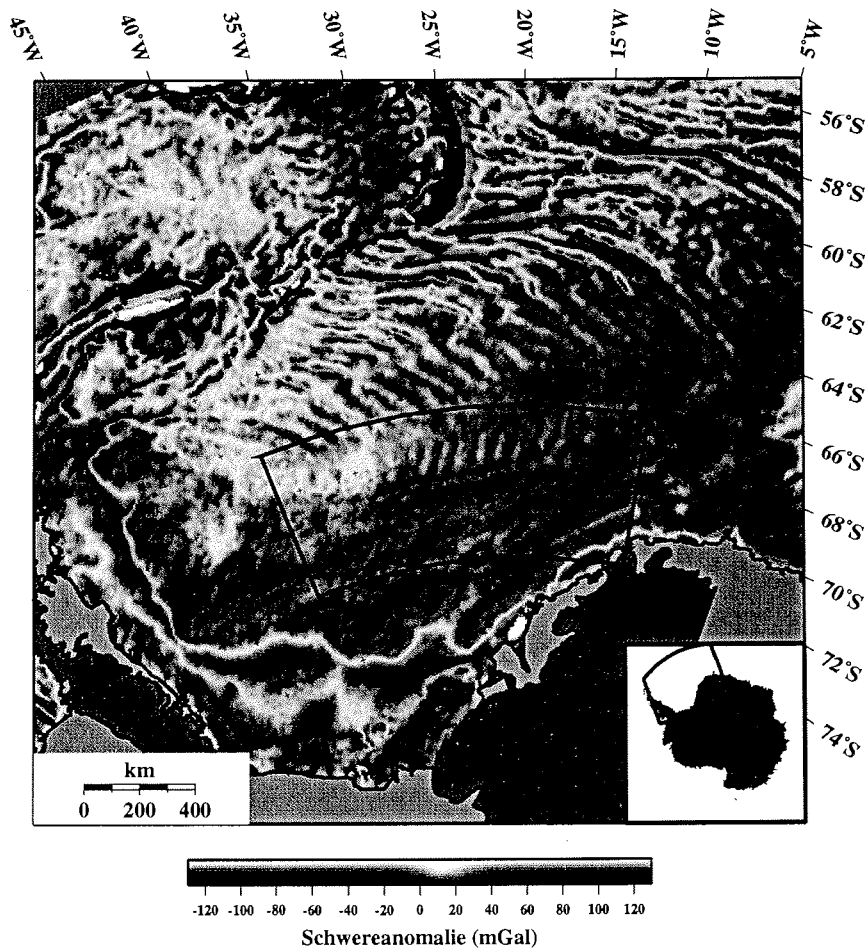


Abbildung 5.2: Schwerekarte des Weddellmeeres nach McAdoo und Laxon (1996). Der angegebene Rahmen kennzeichnet den Ausschnitt von Abb. 6.1.

(156 Ma). Livermore und Hunter (1996) schränken diese Zeitspanne ein auf M0 (118 Ma) bis M4 (126 Ma). Nach Modellrechnungen favorisieren sie das Alter der südlichen Begrenzung des Herringbone Pattern bei 68.5° S mit M2 (122 Ma). Ghidella und LaBrecque (1997) geben hierfür ein Alter von M13 (138 Ma) an.

Die bekannten magnetischen Anomalien sind etwa senkrecht zu dem Herringbone Pattern orientiert. Dieses stützt die Interpretation des Herringbone Pattern als eine Abfolge von Bruchzonen (Ghidella und LaBrecque, 1997). Barker und Jahn (1980) finden bei einem Survey im nördlichen Weddellmeer bei 65° S schmale, sedimentbedeckte Basentrücker mit einzelnen Ausbissen, die sie als Bruchzonen interpretieren. Die Rücken sind stark asymmetrisch, die Nord-Ost-weisenden Rückenflanken sind steiler als die Süd-West-weisenden Rückenflanken (Barker und Jahn, 1980).

Während einer Expedition von FS *Polarstern* wurde 1994 im nördlichen Herringbone Pattern zwischen 62° S und 64° S ein mehrere hundert Kilometer langes bathymetrisches Profil quer zu der Orientierung der Schwereanomalien vermessen (Miller und Grobe, 1996). Es zeigt eine deutliche Korrelation der Meeresbodentopographie mit dem Anomalienmuster. Demnach werden die Schwerehochs von Basentrücken mit Höhen von 400 m bis 1000 m über dem Meeresboden hervorgerufen (Schöne, 1997). Im Süden dagegen zeigen die bathymetrischen Profile keine Meeresbodentopographie (Livermore und Woollett, 1993; Jokat und Oerter, 1998).

Die Integration der reflexionsseismischen und gravimetrischen Daten der Expedition ANT XIV/3, erlaubt erste Aussagen über die Basementtopographie und die Krustenstruktur des Herringbone Pattern. Die Daten und die erhaltenen Krustenmodelle werden im nächsten Kapitel vorgestellt.

6 Basementtopographie und Krustenmodelle des Herringbone Pattern

In diesem Kapitel werden zunächst die marinen Schweremessungen entlang des Herringbone Pattern vorgestellt. Anschließend werden drei ausgewählte reflexionsseismische Profile und die zugehörigen Krustenmodelle gezeigt. Abschließend wird eine Kompilation aller Krustenmodelle diskutiert.

6.1 Marine Schweremessungen

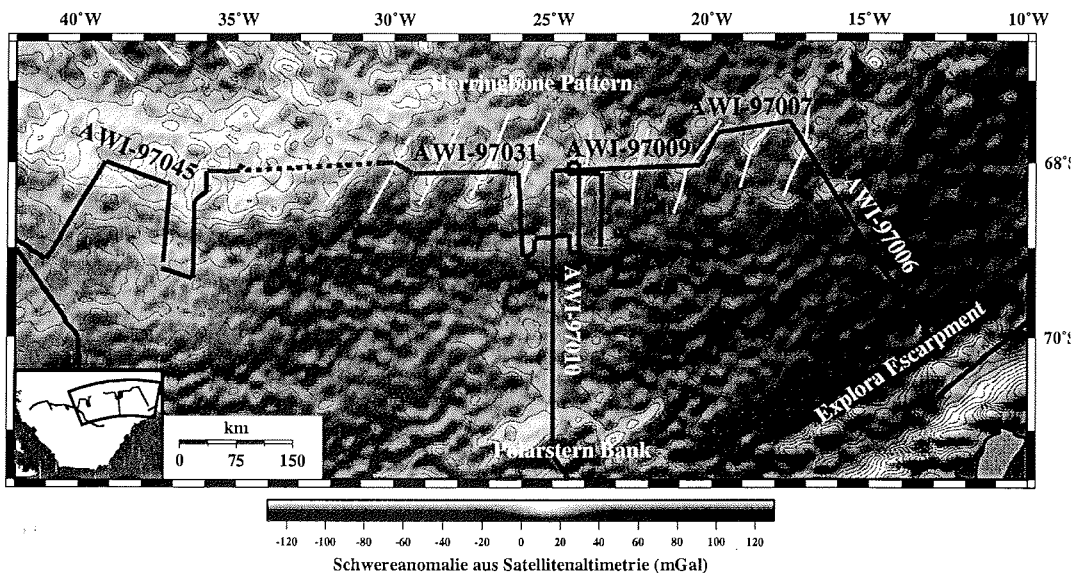


Abbildung 6.1: Profilplan und Schwerekarte nach Schöne und Schenke (1998) im Bereich des südlichen Herringbone Pattern. Der Verlauf der Lineamente ist mit weißen Linien entlang von Schwerehochs angedeutet. Entlang des schwarz gepunkteten Profils wurden nur Schweremessungen durchgeführt. Der Entfernungsmaßstab ist gültig für 68° S.

Im südlichen Teil des Herringbone Pattern zwischen 67.5° S und 68.5° S finden sich 15 lineare Schwereanomalien mit etwa 100 km Länge in Richtung NNE–SSW (Abb. 6.1). Sie erstrecken sich von 15° W bis 45° W mit einem Abstand von ca. 60 km (Haxby, 1988). Insgesamt wurden elf Schwerehochs mit Profillängen zwischen 40 km und 194 km etwa in West-Ost-Richtung gekreuzt. Damit sind die Profile bevorzugt senkrecht zur Ausrichtung der Anomalien und der vermuteten Bruchzonen orientiert. Zwischen Profil AWI-97033 bei 30° W und dem 200 km westlich davon gelegenen Profil AWI-97040 bei 35° W sind keine seismischen Profile vorhanden (Abb. 6.1). Die Distanz wurde in direkter Linie durchfahren, so daß ein nahezu vollständiges Schwereprofil von 17° W bis 39° W in West-Ost-Richtung gemessen wurde. Das Schwereprofil ist in Abbildung 6.2 dargestellt.

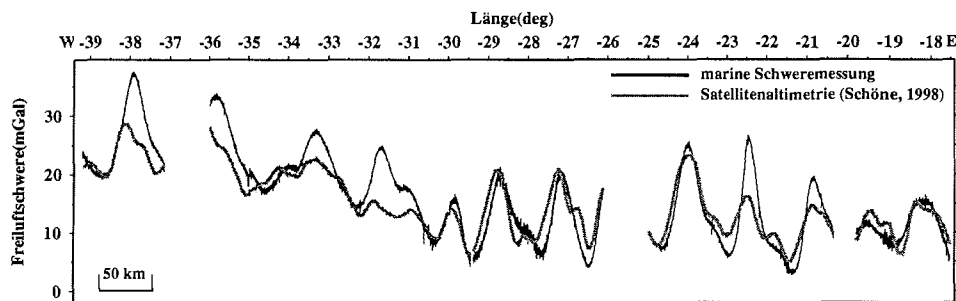


Abbildung 6.2: Vergleich zwischen marinen Schweremessungen und aus Satellitenaltimetrie abgeleiteten Schweredaten (Schöne und Schenke, 1998). Die Daten von Schöne und Schenke (1998) sind entlang der Profile extrahiert und um + 11 mGal erhöht worden, um sie direkt vergleichbar zu machen.

Die marinen Schweredaten zeigen deutlich die Abfolge von Schwerehochs. Im Osten bei 18° W betragen die Anomalien ca. 15 mGal. Weiter nach Westen nehmen sie zu bis auf einen Wert von 38 mGal bei 38° W. Der Anstieg der Schwere in Richtung Westen wird von Livermore und Hunter (1996) mit einem langwelligigen Gradienten erklärt. Die marinen Schweredaten zeigen eher eine sprunghafte Zunahme der Schwere bei 31.5° W (Abb. 6.2). Die Satellitenschwerekarte zeigt westlich von 32° W einen Bereich mit etwas diffuserem Charakter, in dem die Lineamente undeutlicher auszumachen sind (Abb. 6.1). Die Amplitude der Schwerehochs ist über das gesamte West-Ost-Profil gleichbleibend zwischen 5 mGal und 10 mGal (Spitze-Spitze 10–20 mGal). Die Wellenlängen der Schwerehochs betragen 30 km bis 50 km. Die Schwerehochs weisen keinen Trend bezüglich ihrer Breite in West-Ost-Richtung auf. Der Vergleich zwischen der marinen Schweremessung und den Schweredaten von Schöne und Schenke (1998) zeigt, daß die Satellitendaten die Schwerehochs systematisch unterschätzen, besonders im westlichen Profilabschnitt ab 30.5° W (Abb. 6.2). Die Breite und Position der Strukturen wird dagegen übereinstimmend abgebildet. Der Offset zwischen den Datensätzen beträgt 11 mGal. Er resultiert daraus, daß bei der Ableitung der Schwerewerte aus den Altimeterdaten der Absolutbezug der Altimeterschwere verlorengeht (Schöne, 1997). Die RMS-Abweichung zwischen der marinen Schwere und dem Datensatz von Schöne und Schenke (1998) beträgt ebenfalls 11 mgal (Schöne, pers. Mitteilung).

6.2 Reflexionsseismische Profile und Krustenmodelle von ausgewählten Profilen

Im folgenden werden drei Profile mit den zugehörigen Krustenmodellen vorgestellt. Es handelt sich dabei um längere Profile (148 km bis 194 km), die das Herringbone Pattern in West-Ost-Richtung queren (siehe Karte 6.1).

6.2.1 Profil AWI-97009

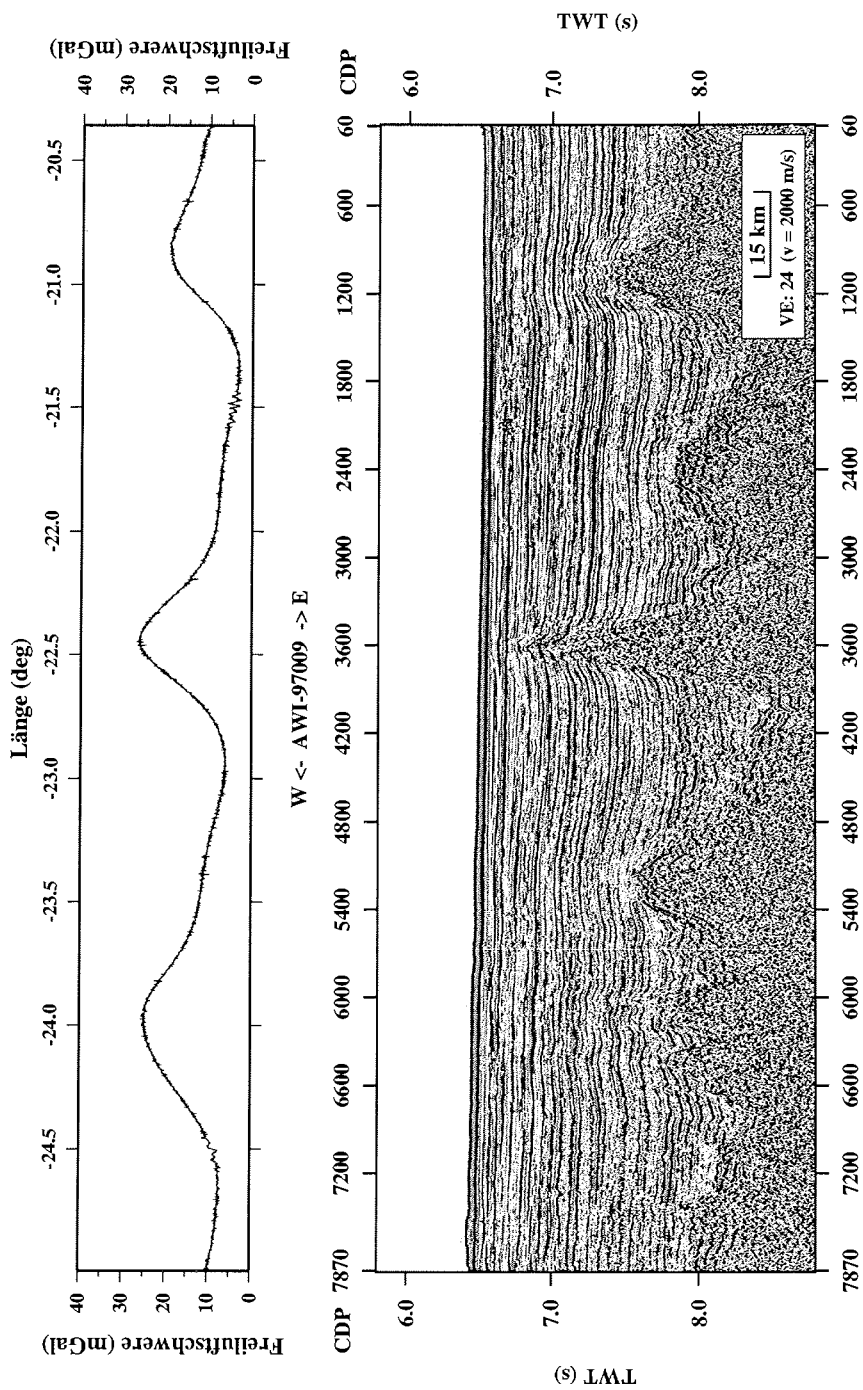


Abbildung 6.3: Profil AWI-97009. Dargestellt ist die marine Schweremessung (oben) und das reflexionsseismische Profil (unten). Für die Lokation des Profils siehe Karte 6.1.

Das Profil AWI-97009 quert drei Schwerehochs mit einer Amplitude von ca. 10 mgal in West-Ost-Richtung (Abb. 6.3). Das Profil ist 194 km lang. Der Meeresboden ist flach und zeigt keine topographischen Variationen. Die Wassertiefe beträgt etwa 5 km. Die Sedimente zeigen eine horizontal geschichtete, ungestörte Lagerung mit einer Mächtigkeit von ca. 1.5 s bis 2.0 s Zweiweglaufzeit (TWT, *Two-way time*). Nach den Geschwindigkeitsanalysen entspricht dies einer Sedimentmächtigkeit von 1.5 km bis 2.0 km. Aufgreifende Überlagerung (*onlap*) an den Seiten der Basementerhöhungen und konkordante Lagerung über den Basementerhöhungen belegen, daß das Basement nach seiner Bildung keine tektonischen Ereignisse erfahren hat. Das Basement ist in einer Tiefe von 7.5 s bis 8.5 s TWT zu erkennen. Die Basementtopographie ist rau, Ausbisse und markante Alters-Tiefenstufen sind nicht vorhanden.

Bei 22.5° W ist ein 15 km breites Basementhoch zu erkennen (Abb. 6.3, CDP 3600). Es reicht 1.5 km herauf bis 200 m unter den Meeresboden und korreliert mit einem Schwerehoch. Die Wellenlänge des Schwerehochs von 30 km ist doppelt so breit wie das Basementhoch. Östlich und westlich dieses Basementhochs finden sich zwei weitere Basementhochs. Im Osten bei 21° W (CDP 1000) befindet sich ein niedrigeres Basementhoch mit vergleichbarer Breite, im Westen bei 23.5° W (CDP 4600–CDP 6600) ein ausgedehnter Rücken. Dort ist das Basement als eine breitere und flachere Struktur ausgebildet. Das reflexionsseismische Profil zeigt, daß die Schwereanomalien zu einem großen Teil mit dem Basementrelief konform sind. Das östliche Basementhoch korreliert mit einem Schwerehoch. Im Westen ist das Schwerehoch 25 km versetzt zu dem Zentrum des Basementrückens bei CDP 5100. Die Positionen der Schwereminima finden sich an den Positionen der tiefsten Stellen des Basement. Im Profilschnitt zwischen CDP 4800 und CDP 7200 ist die Korrelation zwischen der Schwere und der Basementtopographie weniger stark ausgeprägt (Abb. 6.3). Das Basementhoch bei CDP 5200 findet keinen Ausdruck in den Schweredaten.

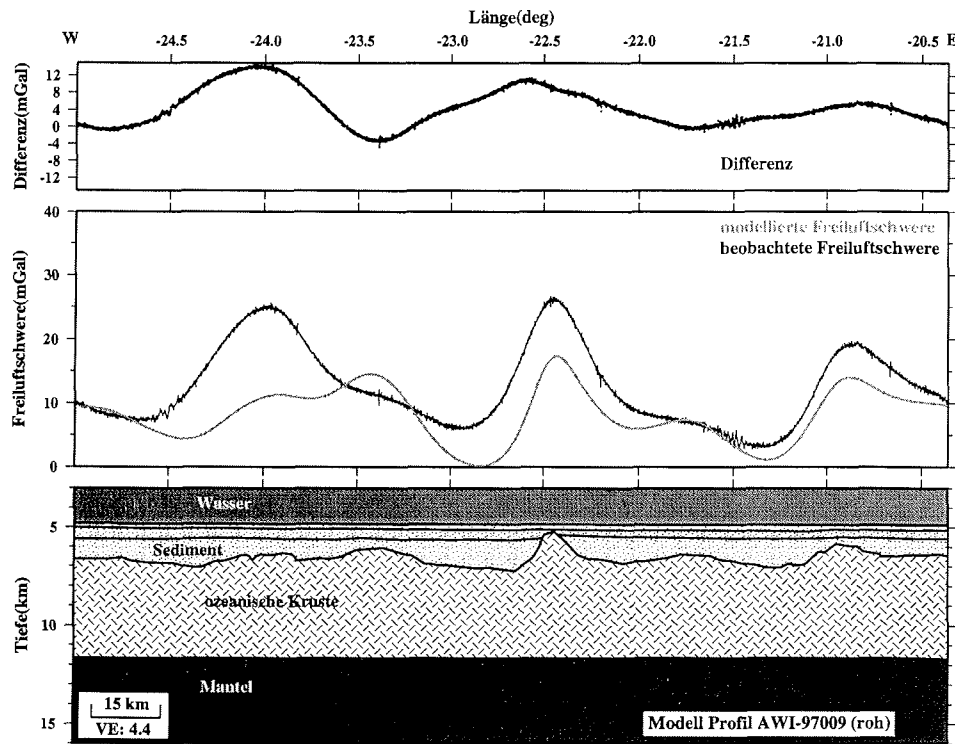


Abbildung 6.4: Krustenmodell Profil AWI-97009 ohne Variation der Mohotiefe. Die Abbildungen zeigen die Differenz zwischen beobachteter und gemessener Freiluftschwere (oben), die beobachtete und die modellierte Freiluftschwere (Mitte) und das Krustenmodell (unten). Die RMS-Abweichung zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere beträgt 6.2 mGal.

In dem Krustenmodell des Profils AWI-97009 ist zunächst keine Variation der Mohotiefe eingeführt worden (Abb. 6.4). Das Krustenmodell zeigt dann, inwieweit die Schwereanomalien mit der Basementtopographie korrelieren. Die ozeanische Kruste hat eine Mächtigkeit von 5 km bis 6 km mit einer einheitlichen Mohotiefe von 11.8 km. Die Abweichungen zwischen der modellierten und der beobachteten Freiluftschwere betragen bis zu 15 mGal (Abb. 6.4, oben). Der Verlauf der modellierten Freiluftschwere zeigt den Anteil der Sedimente und der Basementtopographie an der Schwereanomalie. Da der Meeresboden kein Relief aufweist, korreliert die modellierte Schwere notwendigerweise sehr gut mit dem Basementrelief. Im Vergleich mit der beobachteten Schwere ergibt es sich, daß die Basementtopographie allein die Schwereanomalien nicht zufriedenstellend erklärt. Wie es schon im seismischen Profil sichtbar ist, ist die Differenz zwischen der Basementtopographie und dem Verlauf der Freiluftschwere im Westteil des Profils am größten. Die Kurvenform der Schwerehochs in der Mitte und im Osten des Profils dagegen wird nahezu durch das Basementrelief erklärt.

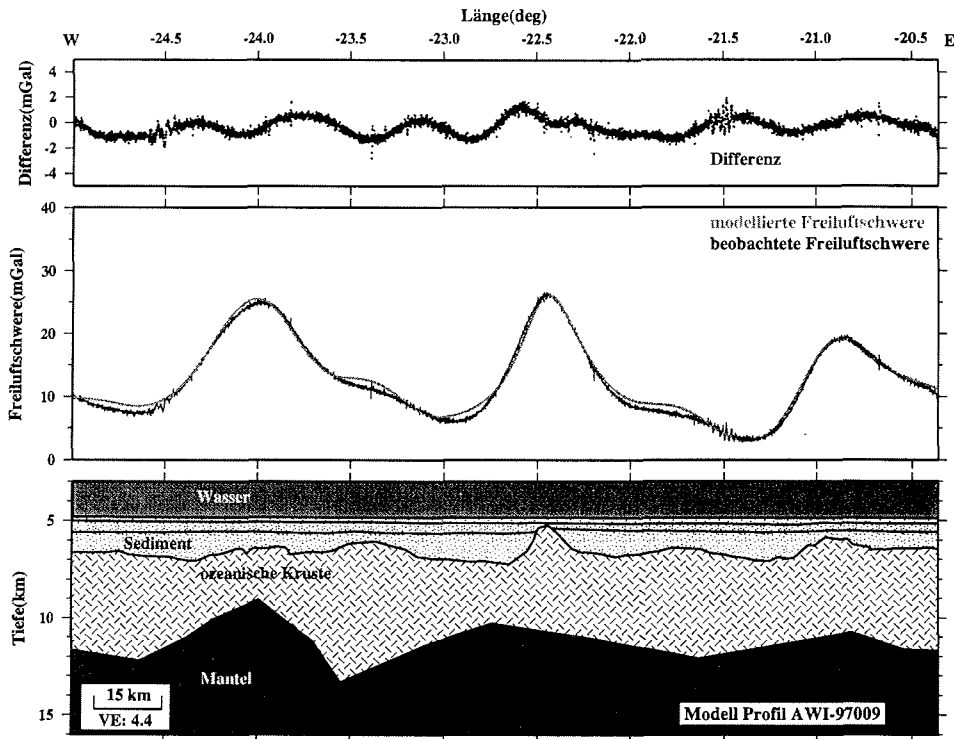


Abbildung 6.5: Krustenmodell Profil AWI-97009. Der Ausschnitt der obersten Abbildung ist gegenüber Abb. 6.4 vergrößert. Die RMS-Abweichung zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere beträgt 0.7 mGal.

Das finale Krustenmodell des Profils AWI-97009 ist in Abbildung 6.5 gezeigt. Durch Variationen der Mohotiefe konnte eine gute Übereinstimmung zwischen der modellierten und der beobachteten Schwere erzielt werden (RMS-Abweichung 0.7 mGal). Das Schwerehoch im Osten bei 24° W wurde modelliert mit einer Mohoaufwölbung von 3 km. Die minimale Krustenmächtigkeit an der Position des Schwerehochs beträgt 2.6 km. Die Mohoaufwölbung erstreckt sich über 35 km. Zwei weitere geringere Mohoaufwölbungen mit minimalen Krustenmächtigkeiten von 3.1 km und 4.3 km finden sich weiter westlich. Die Bereiche mit der dünnsten Kruste sind dort etwa 10 km westlich neben der Position der Schwerehochs und korrelieren mit den Schwereminima. Die Mohoaufwölbungen sind 40 km bis 60 km breit.

6.2.2 Profil AWI-97031

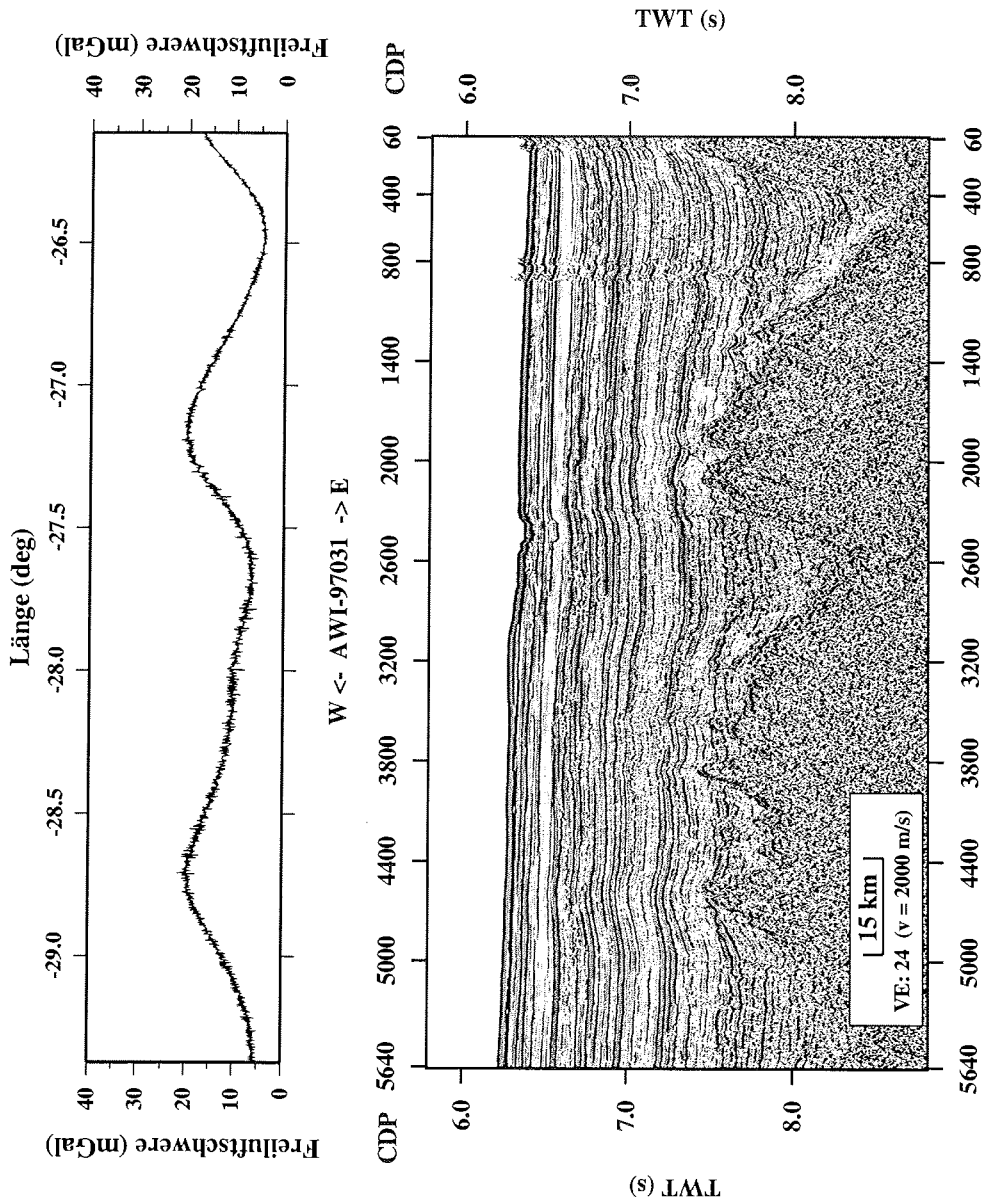


Abbildung 6.6: Profil AWI-97031. Dargestellt ist die marine Schweremessung (oben) und das reflexionsseismische Profil (unten). Die gestörten Spuren bei CDP 60 und CDP 800 entstanden durch extreme Kurvenfahrt von FS *Polarstern*. Für die Lokation des Profils siehe Karte 6.1.

Etwa 50 km weiter westlich von Profil AWI-97009 liegt auf demselben Breitengrad (68.1° S) das Profil AWI-97031 (siehe Karte 6.1). Die Schweremessung und das reflexionsseismische Profil sind in Abbildung 6.6 dargestellt. Die Wassertiefe beträgt ebenfalls 5 km, wobei der Meeresboden um 100 m leicht nach Osten ansteigt. Bei CDP 2400 befindet sich eine 5 km breite und 40 m tiefe Rinne, ansonsten zeigt der Meeresboden keine topographischen Variationen. Die Sedimente sind horizontal gelagert. Sie zeigen ebenfalls keine tektonischen Störungen an. Ihre Mächtigkeit beträgt 1 km bis 2 km. Zwischen 7.5 s und 8.5 s TWT ist das Basement gut erkennbar mit zwei Basamentrücken. Diese haben eine rauhe Oberfläche mit kleineren Basementhochs. Ein weiteres Basementhoch am östlichen Profilrand ist nicht vollständig vermessen worden. Die Schwereanomalien entlang des Profils AWI-97031 sind mit 20 mGal etwa 5 mGal geringer als bei Profil AWI-97009. Die Breite der Anomalien ist mit 30 km bis 40 km ähnlich groß. Die Rücken erstrecken sich über 55 km und 35 km mit einer Höhe von ca. 1.5 km über dem Niveau des umgebenden Basement. Die Position des östlichen, schmaleren Basamentrückens korreliert mit der Schwereanomalie. Der westlich gelegene Rücken ist etwa doppelt so breit wie die entsprechende Schwereanomalie. Sein Zentrum (CDP 3800) liegt 15 km östlich des Schweremaximums. Die Schwereminima liegen etwa an den Positionen der Depressionen zwischen den Basementhochs.

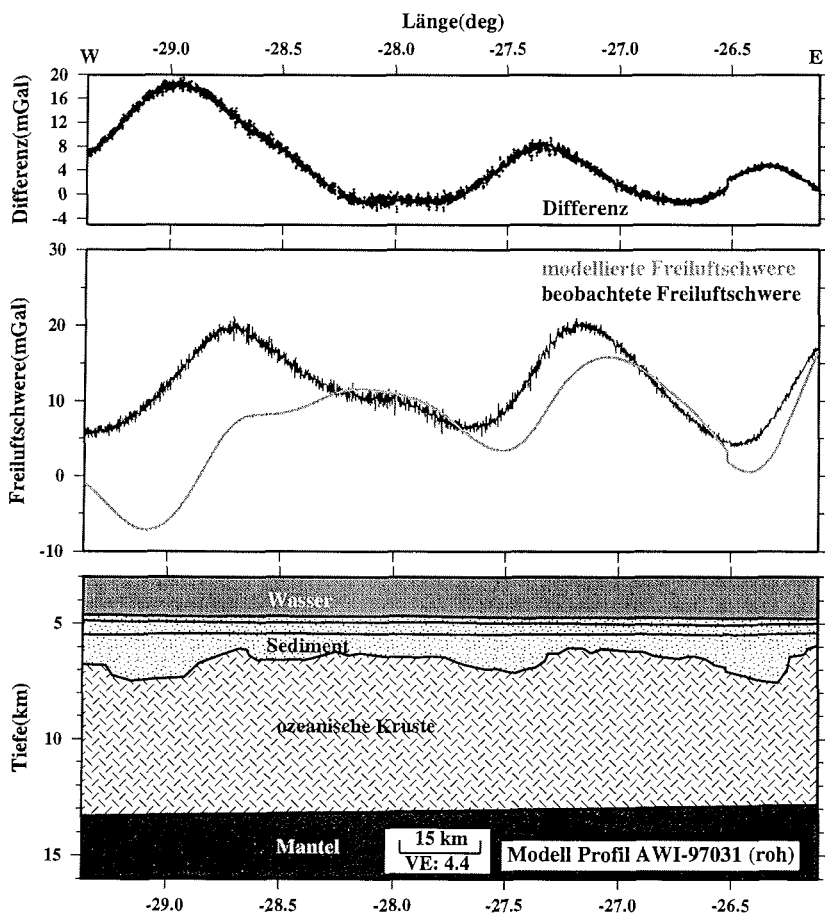


Abbildung 6.7: Krustenmodell Profil AWI-97031 ohne Mohovariationen. Ein Sprung von +2 mGal in der modellierten Freiluftschwere bei 26.5° W entsteht durch die Projektion einer Kurvenfahrt auf die W-E-Richtung. Die RMS-Abweichung zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere beträgt 7.8 mGal.

Das Krustenmodell ohne Mohovariationen zeigt, daß die Basementvariationen alleine die Schwereanomalien nicht verursachen (Abb. 6.7). Die größte Differenz zwischen der modellierten und der beobachteten Freiluftschwere ergibt sich für den westlichen Basentrücken. Die Abweichung beträgt hier bis zu 20 mGal und liegt damit in der Größenordnung der Schwereanomalien. Die modellierte Anomalie des östlichen Basentrückens hat dieselbe Breite wie die beobachtete Anomalie. Sie ist aber 5 mGal geringer und 10 km seitlich versetzt. Die Mohotiefe von 12.8 km am Profilrand im Osten ist etwa 1 km gegenüber Profil AWI-97009 erhöht. Die beiden Profile sind nicht direkt aneinander angeschlossen worden, sondern über weitere Nord-Süd reichende Profile verbunden worden (siehe Karte 6.1). Die Abweichung der Mohotiefe liegt innerhalb des in Abschnitt 4.3 diskutierten Fehlers.

In Abbildung 6.8 ist das Krustenmodell mit Variationen in der Krustenmächtigkeit dargestellt. Es zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen der modellierten und der beobachteten Schwere (RMS-Abweichung 0.9 mGal). Die Krustenmächtigkeit variiert entlang des Profils zwischen 7.6 km¹ und 3.5 km. Die geringsten Mächtigkeiten der ozeanischen Kruste finden sich bei 28.9° W (Mächtigkeit 3.5 km), 27.4° W (Mächtigkeit 4.2 km) und 26.3° W (Mächtigkeit 4.5 km) etwa 10 km bis 15 km westlich der Schwererehochs. Sie befinden sich allerdings auch etwa 10 km neben den Positionen der Schwereminima und der Basementtäler. Der laterale Versatz der minimalen Krustenmächtigkeiten gegenüber den Schweremaxima nach Westen ist ähnlich wie bei Profil AWI-97009. Die Mohoaufwölbungen sind dagegen mit 20 km bis 35 km Erstreckung schmäler als bei Profil AWI-97009.

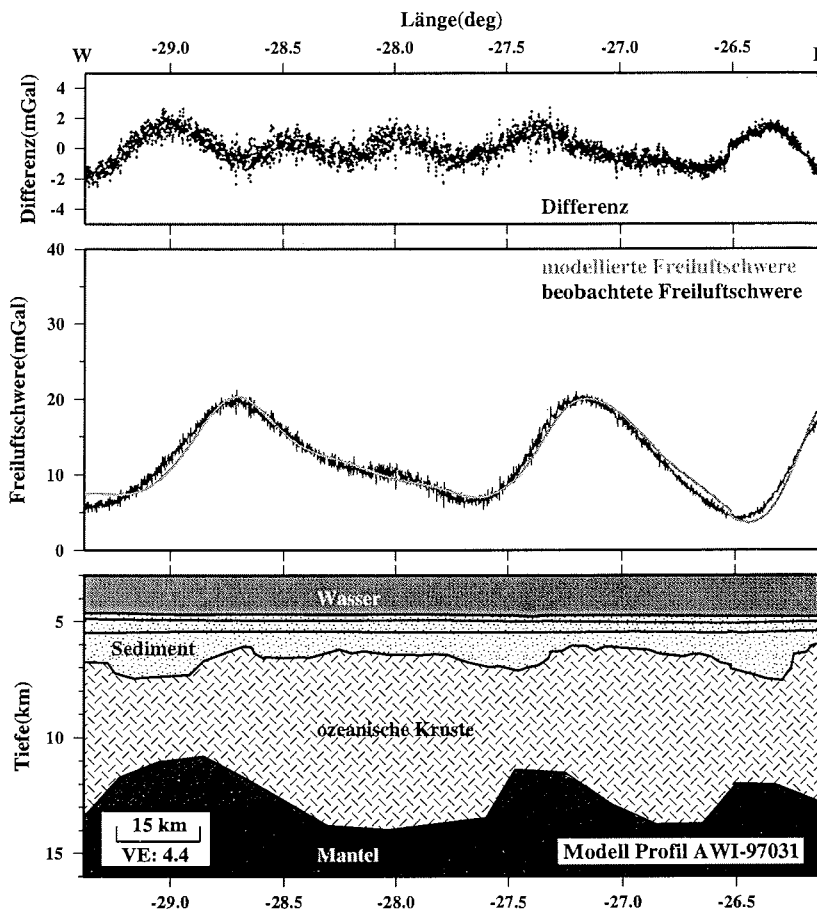


Abbildung 6.8: Krustenmodell Profil AWI-97031. Die RMS-Abweichung zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere beträgt 0.9 mGal.

6.2.3 Profil AWI-97045

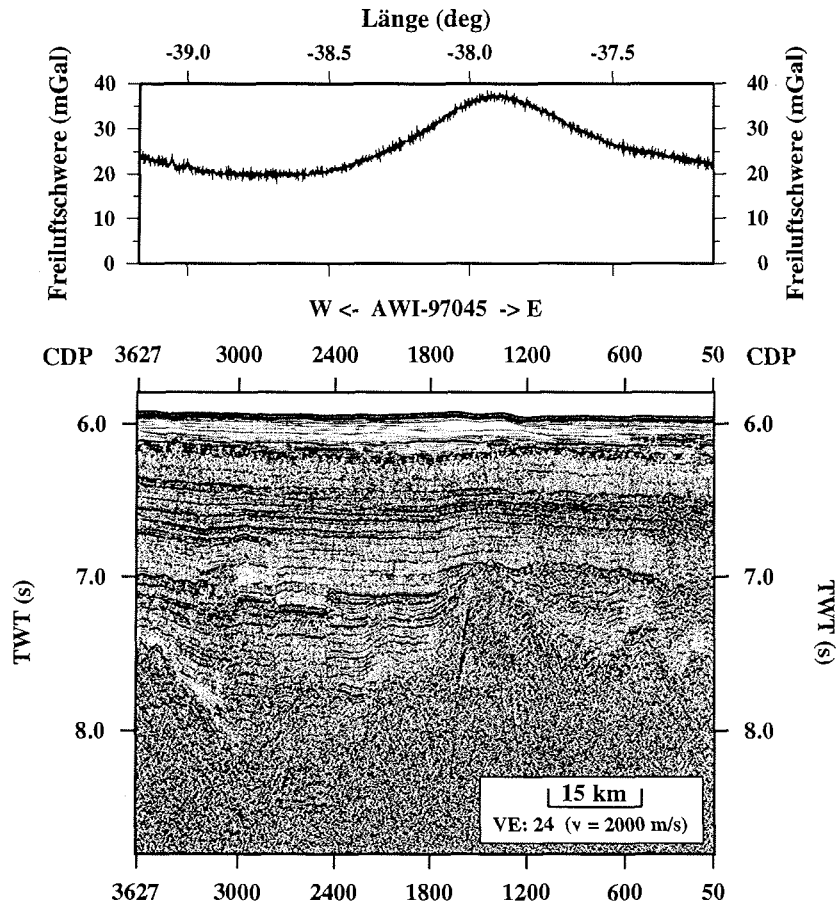


Abbildung 6.9: Profil AWI-97045. Dargestellt ist die marine Schweremessung (oben) und das reflexionsseismische Profil (unten). Die Datenqualität der tieferen Horizonte ist gegenüber den vorherigen Abbildungen 6.3 und 6.6 vermindert, da bei diesem Profil der kürzere Streamer verwendet wurde (siehe Anhang A, Tab. A.1). Für die Lokation des Profils siehe Karte 6.1.

Ein weiteres Profil zeigt Abb. 6.9. Profil AWI-97045 liegt am westlichen Rand des untersuchten Gebietes des Herringbone Pattern bei 37° W bis 39° W (Karte 6.1). Es ist ca. 320 km von Profil AWI-97031 entfernt. In der Satellitenschwerekarte nach Schöne und Schenke (1998) sind hier die Lineamente des Herringbone Pattern schwächer ausgeprägt (Abb. 6.1). Die marinen Schweremessungen zeigen jedoch, daß die Schwereanomalien mit derselben Amplitude und Breite wie im Osten vorhanden sind. Die Amplitude und die Breite der Schwereanomalie bei etwa 37.9° W ist vergleichbar mit den Anomalien von Profil AWI-97031. Die Freiluftschwere ist aber um etwa +15 mGal gegenüber den östlichen Profilen erhöht. Das reflexionsseis-

6.2 Reflexionsseismische Profile und Krustenmodelle von ausgewählten Profilen 47

mische Profil zeigt wiederum eine Tiefsee-Ebene mit nur minimalen Variationen der Meerestiefe. Die Sedimente sind horizontal und ungestört gelagert. Sie sind 1.0 km bis 2.5 km mächtig. Das Basement zeigt eine sehr unruhige Topographie. Im Westen befindet sich ein etwa 30 km breites, 1 km tiefes Tal (CDP 2200–CDP 3500), im Osten eine 20 km breite und 1 km hohe Basenterhöhung (CDP 1800–CDP 1000). Beide Strukturen korrelieren gut mit einem Schwereminimum im Westen und einem Schweremaximum im Osten.

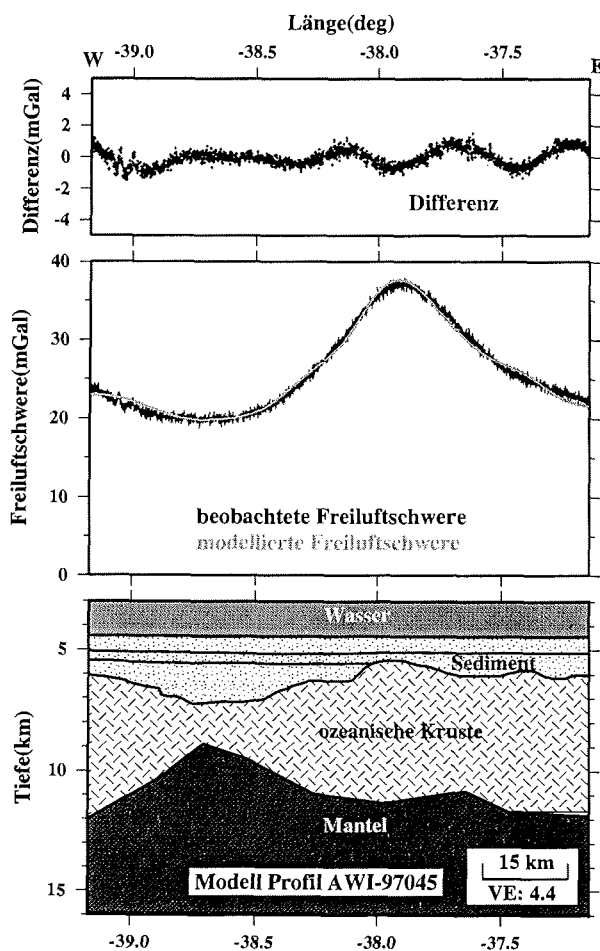


Abbildung 6.10: Krustenmodell Profil AWI-97045. Die RMS-Abweichung zwischen beobachteter und modellierter Freiluftschwere beträgt 0.5 mGal.

Das zugehörige Krustenmodell in Abb. 6.10 ergibt eine 6 km mächtige ozeanische Kruste mit einer ausgedünnten Kruste unterhalb des Basementals. Die Aufwölbung der Moho ist 40 km breit mit einer minimalen Krustenmächtigkeit von 2 km unter-

halb des Talzentrums. Ein lateraler Versatz zwischen Schwere- und Basementhoch oder Schwereminimum und minimaler Krustenmächtigkeit ist nicht vorhanden.

6.3 Zusammenfassung und Diskussion

Eine Kompilation aller Krustenmodelle in West-Ost-Richtung ist in Abb. 6.11 gezeigt. Das Profil AWI-97007 liegt zwischen 17.5° W und 19.7° W und befindet sich etwa 50 km nördlich der anderen Profile (Abb. 6.1). Diese liegen etwa auf einem Breitengrad. Kürzere und mehr Nord-Süd-ausgerichtete Profile, die die gezeigten Profile verbinden, sind nicht dargestellt. Zwischen Profil AWI-97031 und AWI-97040 ist kein reflexionsseismisches Profil vorhanden. Das Basement wurde hier linear zwischen den Nachbarprofilen interpoliert. Die Mohovariation ist somit auf dieser Strecke nur schematisch. Die dort modellierten Mohovariationen zeigen beispielhaft, daß man ohne Informationen über das Basementrelief, die Mohoaufwölbungen unterhalb der Schwerehochs vermuten würde. Nach den Krustenmodellen sind die Bereiche mit ausgedünnter Kruste dagegen lateral versetzt zu den Schwerehochs.

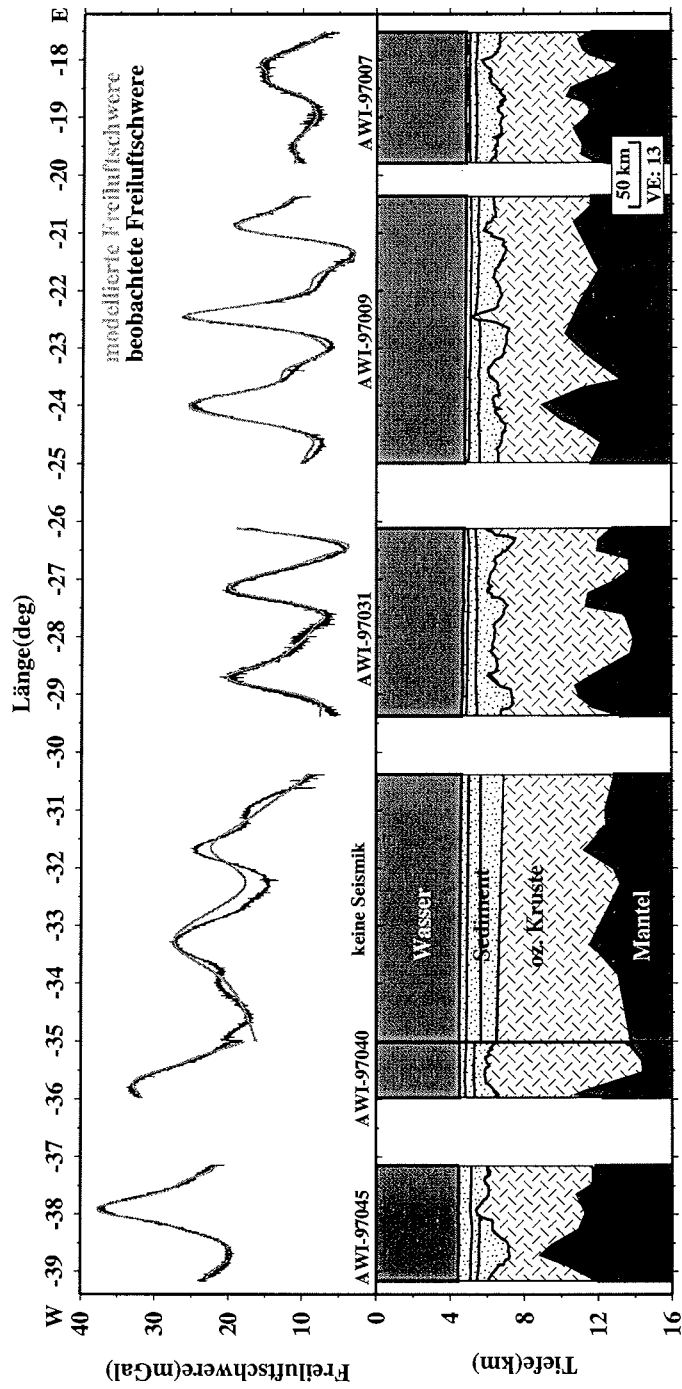


Abbildung 6.11: Kompilation der West-Ost-Krustenmodelle des Herringbone Pattern.

Der Zusammenhang zwischen den Schwereanomalien, der Basementtopographie und der Krustenmächtigkeit ist in Abb. 6.12 zusammengefaßt.

Die Schwereanomalien des südlichen Herringbone Pattern entstehen durch eine Kombination aus der Wirkung der Basementtopographie und Bereichen ausgedünnter ozeanischer Kruste. Der Meeresboden zeigt nur minimale topographische Variationen in der Größenordnung von 40 m und weniger. Die Schwerehochs sind korreliert mit Basementerhöhungen. Diese Erhöhungen sind Basementrücken mit 20 km bis 55 km Breite und 1.0 km bis 1.5 km Höhe gegenüber dem umgebenden Basementniveau. Zwischen den Basementrücken befinden sich ca. 20 km bis 40 km breite Täler mit etwa 1 km Tiefe. Das gesamte Basementrelief variiert mit ± 1 km um eine mittlere Tiefe von ca. 6.5 km (etwa 1.5 km bis 2.0 km unter dem Meeresboden). Die Schwereminima korrelieren mit den Tälern des Basementreliefs.

Die Krustenmodelle zeigen zusätzlich eine variable Krustenmächtigkeit von etwa ± 2 bis ± 3 km. Die minimalen Krustenmächtigkeiten betragen 2 km bis 4 km bei einer mittleren Krustenmächtigkeit von 5 km bis 6 km. Die Positionen der dünnen ozeanischen Kruste sind zumeist zentral unter den Tälern des Basementreliefs oder 10 km bis 15 km versetzt unter den Talrändern zu finden. Durch die Bereiche dünner Kruste sind die Schwerehochs der benachbarten Basementrücken teilweise aus deren Zentren verschoben.

Das vorgefundene Basementrelief ist komplex. Es zeigt aber, daß die Schwereminima mit zentralen Tälern assoziiert sind. Die dazwischen liegenden Schweremaxima korrelieren mit Basementrücken, sind aber teilweise durch aufgesetzte lokale Basementhochs und benachbarte Bereiche dünner Kruste gegenüber deren Zentren verschoben. Die Ausdehnung und Tiefe der Täler stimmt überein mit Beobachtungen von Purdy und Ewing (1986) und Detrick et al. (1993) an Bruchzonen im Nordatlantik. Die vorgefundene Ausdehnung der Basementrücken von etwa 20 km bis 55 km ist in der Größenordnung der doppelten Breite der Seitenwälle der zentralen Täler an Bruchzonen (10 km bis 25 km) in anderen Ozeanen (Purdy und Ewing, 1986; Detrick et al., 1993).

Die Variation der Krustenmächtigkeit mit Mohoaufwölbungen unter den zentralen Tälern ist ein deutlicher Hinweis, daß es sich beim Herringbone Pattern um Bruchzonen handelt. Nach den vorgestellten Krustenmodellen ist es gerechtfertigt, die Lokationen der Bruchzonenachsen mit den Schwereminima zu korrelieren. Die ermittelten Mächtigkeiten von 2 km bis 4 km der dünnen ozeanischen Kruste unterhalb der Bruchzonen passen gut zu den bekannten Krustenmächtigkeiten an Bruchzonen langsam dehnender Rücken (Detrick et al., 1993; Bown und White, 1994). Die Bereiche der Mohoaufwölbungen sind hier aber breiter als die von Detrick et al. (1993) berichteten 20 km. Das Fehlen einer markanten Alters-Tiefenstufe quer zu den Bruchzonen spricht ebenfalls dafür, daß das Herringbone Pattern Bruchzonen eines langsam dehnenden Rückensystems darstellt.

Die Datierungen des südlichen Herringbone Pattern lassen sich mit dieser Arbeit nicht verifizieren. Das ermittelte Relief der Bruchzonen erlaubt jedoch eine einfache Abschätzung mit einer Subsidenzkurve für die ozeanische Kruste nach Parson und

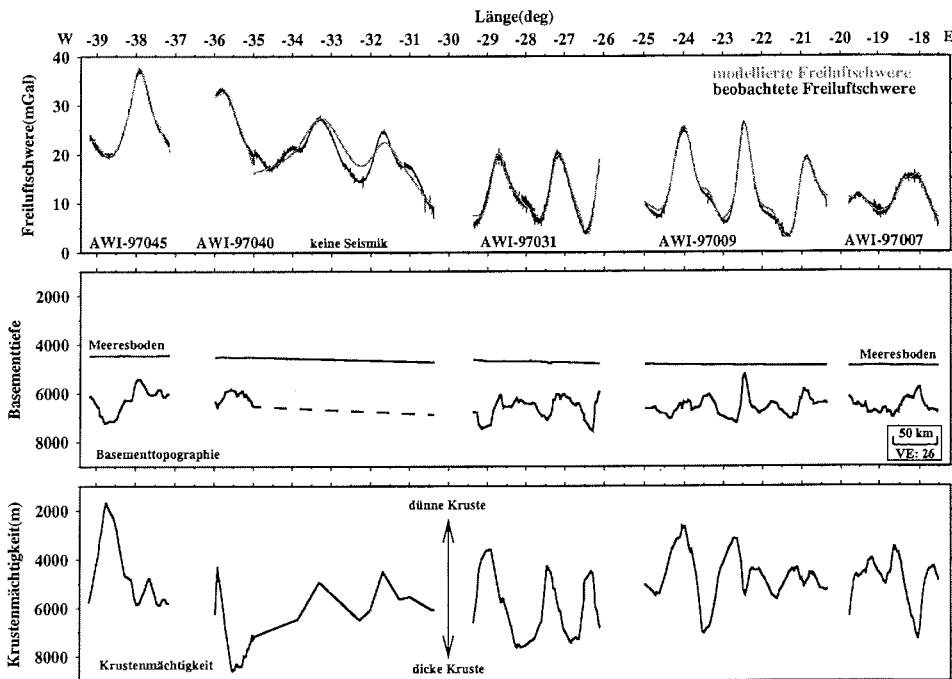


Abbildung 6.12: Basementtopographie und Krustenmächtigkeit im Vergleich. Dargestellt ist die modellierte und beobachtete Freiluftschwere (oben), die Topographie des Meeresbodens und des Basement (Mitte) und die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste entlang des Herringbone Pattern (unten).

Slater (1977)¹ (siehe Kapitel 5). Die von Miller und Grobe (1996) bathymetrisch vermessenen Höhenrücken des nördlichen Herringbone Pattern reichen bis in eine Wassertiefe von 3.8 km herauf. Ghidella und LaBrecque (1997) datieren diesen Bereich des Herringbone Pattern mit C20 (49 Ma, Harland et al., 1990) (Kapitel 2, Abb. 2.7). Im Basementrelief quer zu den Bruchzonen des südlichen Herringbone Pattern ist die höchste Erhebung in einer Tiefe von 5.3 km gelegen (Profil AWI-97009, Abb. 6.5). Die Sedimentauflast beider Regionen wird als gleich angenommen und vernachlässigt (Barker und Jahn (1980) berichten für das nördliche Herringbone Pattern eine vergleichbare Sedimentmächtigkeit von 1 km bis 2 km). Die Höhendifferenz von 1.5 km ergibt nach Parson und Slater (1977) ein Alter von 127 Ma für das südliche Herringbone Pattern. Das abgeschätzte Alter von 127 Ma kommt den Datierungen von Livermore und Hunter (1996) sehr nahe.

Die vorgestellten Daten unterstützen die Interpretation des Herringbone Pattern als eine Abfolge von Bruchzonen der ozeanischen Kruste, die an einem langsam dehrenden Rückensystem entstanden ist.

¹Die Subsidenzkurve nach Parson und Slater (1977) ist als Näherungslösung nur für ozeanische Kruste mit einem Alter bis zu 70 Ma gültig.

7 Anomalie-T — eine Schwereanomalie im Weddellmeer

Während für das südliche Herringbone Pattern die Analogie zu einer Region mit Bruchzonen in der ozeanischen Kruste nahe liegt, findet sich etwa 40 km davon entfernt eine einzelne Schwereanomalie im Weddellmeer, deren Ursprung und Bedeutung für die Tektonik bisher vollkommen spekulativ ist. Die sogenannte Anomalie-T ist assoziiert mit einer der wenigen bisher identifizierten magnetischen Anomalien im südlichen Weddellmeer (Livermore und Hunter, 1996; Ghidella und LaBrecque, 1997). Um diese Anomalien im Rahmen der geodynamischen Entwicklung des Weddellmeeres richtig einordnen zu können, ist es wichtig, ihre Ursachen zu kennen. Im folgenden wird zunächst ein Überblick über die Modellvorstellungen gegeben. Anschließend werden die Schweredaten, ausgewählte reflexionsseismische Profile und die daraus abgeleiteten Krustenmodelle vorgestellt. Abschließend werden die Ergebnisse diskutiert.

7.1 Die Schwereanomalie Anomalie-T

Die südliche Begrenzung des Herringbone Pattern liegt bei ca. 68.7° S (Abb. 7.1). Die krummlinigen Schwereanomalien enden hier abrupt oder sind sehr stark in ihrer Amplitude reduziert (McAdoo und Laxon, 1996). Eine schmale, 30 km bis 40 km breite, West-Ost-gerichtete Schwereanomalie mit 5 mGal bis 15 mGal schließt sich an (Abb. 7.2). Die Schwereanomalie Anomalie-T ist markant, da sie eine vollkommen andere Ausrichtung hat, als das 30 km bis 40 km nördlich davon beginnende Herringbone Pattern.

Die Amplitude der Schwereanomalie beträgt ca. 5 mGal (Abb. 7.2). Sie ist halb so groß wie die Amplitude der Schwereanomalien des Herringbone Pattern. Die Anomalie-T läßt sich über etwa 900 km von 14° W bis 36° W verfolgen. Von 36° W bis 44° W ist die Anomalie in Richtung NE–SW orientiert und ihr Verlauf bis 44° W undeutlich. Weiter westlich von 44° W bis zur antarktischen Halbinsel ist die Schwereanomalie nicht mehr zu beobachten. Die Anomalie-T und das südliche Herringbone Pattern haben scheinbar die gleiche West-Ost-Erstreckung (siehe Abb. 7.1 und Abb. 5.2). Südlich dieser Schwereanomalie sind im Weddellmeer bis zur Polarstern Bank bei 71.5° S keine strukturierten Anomalien mehr zu erkennen (Schöne, 1997; Studinger, 1998) (Abb. 5.2).

Parallel zu der Anomalie-T verläuft auf 69° S eine magnetische Anomalie, die LaBrecque und Barker (1981) von 20° W bis 33° W identifizieren und mit M20 (147 Ma; Harland et al., 1990) datieren. Livermore und Hunter (1996) kompilieren mehrere Nord-Süd-verlaufende marine Magnetikmessungen (Abb. 7.3). Sie korrelieren eine magnetische Anomalie von 20° W bis 36° W, datieren sie aber mit M2 (123 Ma). Ghidella und LaBrecque (1997) können diese magnetische Anomalie weiter verfolgen bis 45° W und vermuten ein Alter von M13 (139 Ma). Der Orientierungswechsel der Anomalie-T von E–W nach NE–SW bei 36° W ist auch bei der magnetischen Anomalie zu beobachten (Ghidella und LaBrecque, 1997).

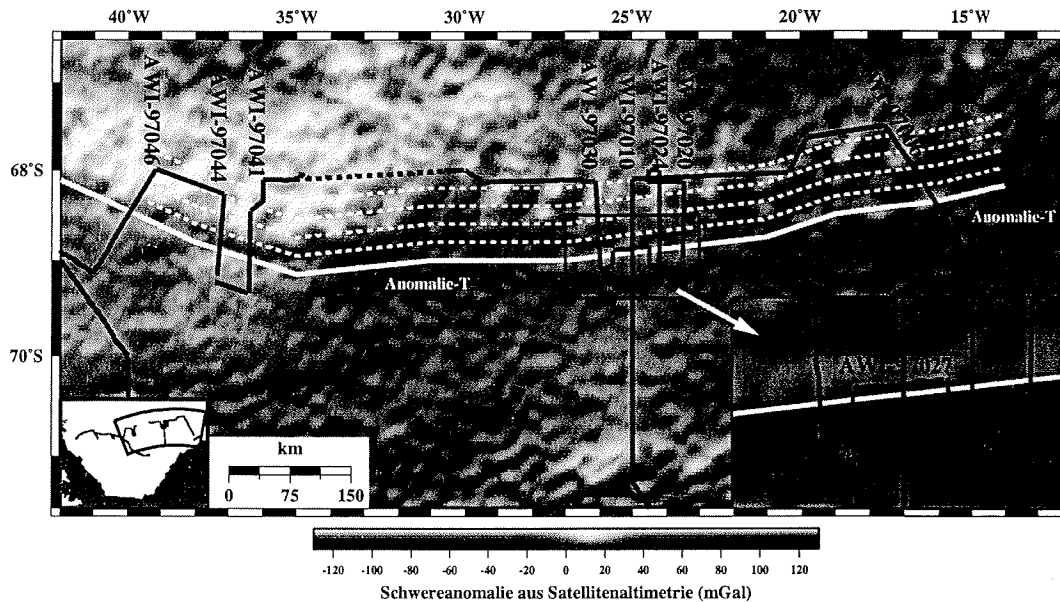


Abbildung 7.1: Profilplan und Schwerekarte nach Schöne und Schenke (1998) im Bereich der Anomalie-T. Schwarze, annotierte Linien bezeichnen die Nord-Süd-orientierten reflexionsseismischen Profile. Die weiße, durchgezogene Linie kennzeichnet die Lage des Schweremaximums der Anomalie-T. Ab etwa 36° W bis zum linken Kartenrand bei 42° W ist die Anomalie-T unsicher bestimmt. Die weißen, gepunkteten Linien kennzeichnen die parallel verschobenen Profile der Abbildung 7.4. Der Detailausschnitt zeigt die Profile der kleinräumigen Vermessung der Anomalie-T.

Die Orientierung der Anomalie-T nahezu senkrecht zu den nahegelegenen Schwereanomalien des Herringbone Pattern und ihre scheinbare kontinuierliche West-Ost-Erstreckung, gibt Anlaß zu Spekulationen über ihre Entstehung und ihre Bedeutung für die Öffnungsgeschichte des Weddellmeeres (Haxby, 1988; Bell et al., 1990; McAdoo und Laxon, 1996; Livermore und Hunter, 1996).

Folgende Möglichkeiten werden diskutiert:

Haxby (1988) und Bell et al. (1990) vermuten, daß die Anomalie-T einen inaktiven Rücken darstellt. Durch einen lateralen Versatz der Rückenachse (*ridge axis jumping*) nach Norden, endet die Spreizung an der ehemaligen Rückenachse. Die erloschene Rückenachse bleibt morphologisch erhalten und erzeugt eine lineare Schwereanomalie. Die assoziierte magnetische Anomalie ist dann eine Ozeanboden-Spreizungsanomalie. Nach Livermore und Hunter (1996) besteht aber auch die Möglichkeit, daß die magnetische Anomalie an einem inaktiven Rücken durch einen Randeffect entsteht und als Ozeanboden-Spreizungsanomalie fehlinterpretiert wird. Das Modell von Haxby (1988) erklärt allerdings nicht, daß südlich des inaktiven Rückens keine Bruchzonen vorhanden sind.

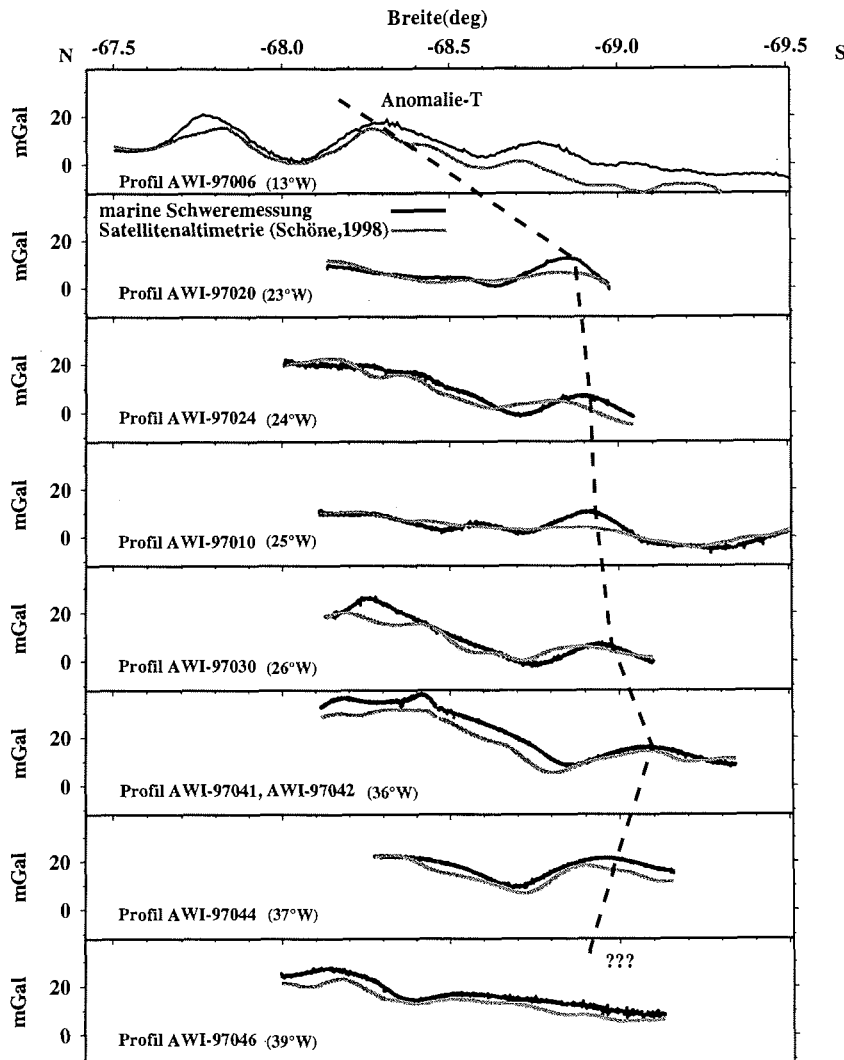


Abbildung 7.2: Marine Schweremessungen und aus Satellitenaltimetrie abgeleitete Schweredaten (Schöne und Schenke, 1998) in N-S-Richtung. Der Verlauf der Anomalie-T ist eingezeichnet. Die Profile sind nach ihrer geographischen Länge sortiert. Sie reichen von ca. 14° W (oben) bis 40° W (unten) (siehe Karte 7.1). Die Daten von Schöne und Schenke (1998) sind entlang der marinen Profile extrahiert und um +11 mGal erhöht worden. Die Anomalie-T ist auch in den Schweredaten von Schöne und Schenke (1998) zu erkennen. Sie ist aber in diesem Datensatz weniger ausgeprägt (z.B. Profil AWI-97020, Profil AWI-97010).

Ebenso ist es möglich, daß die Anomalie-T durch eine Basementstufe hervorgerufen wird (Livermore und Hunter, 1996). Die Basementstufe könnte, wie bei einer Bruchzone, durch differentielle Subsidenz bzw. einen Altersunterschied zwischen oze-

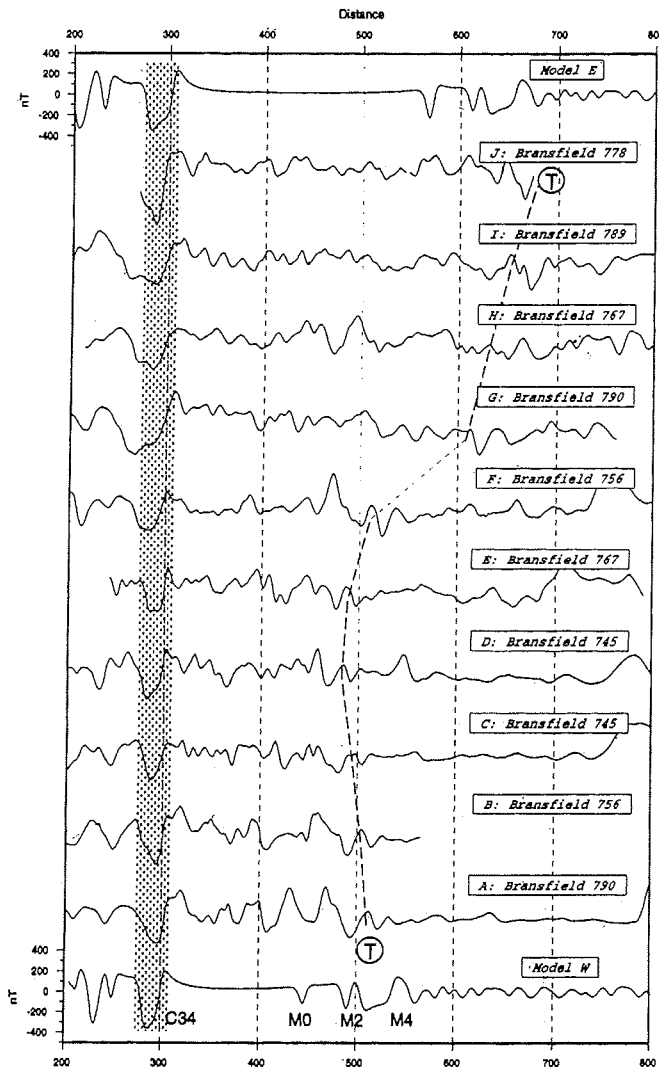


Abbildung 7.3: Marine Magnetikprofile im Weddellmeer zwischen 65° S und 72° S (Livermore und Hunter, 1996). Die Profile sind auf einen Längengrad (20° W) projiziert und in Nord-Süd-Richtung dargestellt (Norden links, Süden rechts). Die magnetische Anomalie ist mit T bezeichnet. Das oberste (Model E) und unterste Profil (Model W) sind synthetische Modellprofile.

anischen Krusten entstehen. Nach Livermore und Hunter (1996) könnte die Basementstufe durch die Ausbreitung eines Spreizungszentrums in bereits existierende, ozeanische Krustenbereiche entstanden sein (*ridge propagation*). Die abrupte Änderung der Tiefenlage der ozeanischen Kruste an der Stufe wäre auch die Ursache für die magnetische Anomalie (Livermore und Hunter, 1996).

Livermore und Reeves (1999) korrelieren die Anlage der Anomalie-T mit einer

Lageänderung des Rotationspols der Relativbewegung zwischen der antarktischen und der südamerikanischen Lithosphärenplatte. Diese Lageänderung führte zu einer Abnahme der Dehnungsrate und einer Richtungsänderung der Spreizungsbewegung. Reflexionsseismische Profile zeigen flache Basementstrukturen als Ursache der Anomalie-T (Livermore und Reeves, 1999). Anomalie-T ist demnach eine Isochrone der Öffnung des Weddellmeerbeckens.

Obwohl die Anomalie-T von der Erscheinung her der Schwereanomalie einer Bruchzone ähnlich ist, wird diese Möglichkeit nicht diskutiert. Für die Bildung einer 900 km langen W–E-gerichteten Bruchzone, wäre ein etwa N–S-gerichteter mittelozeanischer Rücken östlich oder westlich der Anomalie-T im Weddellmeer erforderlich. Nach den bekannten Vorstellungen über den Aufbruch Gondwanas und die Plattenbewegungen Antarktiskas, Südamerikas und Afrikas wird dies als unwahrscheinlich betrachtet (z.B. Martin und Hartnady, 1986; Grunow et al., 1991; Storey et al., 1996).

Die vorgestellten Erklärungsversuche haben gemeinsam, daß sie eine topographische Variation des Basement entlang der Anomalie-T erfordern, die mit reflexionsseismischen Profilen nachweisbar ist. Krustenmodelle aus Schweredaten erlauben zusätzliche Aussagen über die Ursache der Anomalie-T.

7.2 Schweredaten im Bereich der Anomalie-T

Die satellitenaltimetrischen Schweredaten zeigen, daß die Schwereanomalien des Herringbone Pattern bei der Anomalie-T enden bzw. beginnen, wenn man der zeitlichen Abfolge Rechnung trägt (Livermore und Hunter, 1996) (Abb. 7.1).

McAdoo und Laxon (1996) vermuten dagegen, daß das Herringbone Pattern die Anomalie-T kreuzt und sich südlich davon mit stark reduzierter Amplitude in Richtung SSW weiter fortsetzt. Danach ist die Anomalie-T ein Teil des Herringbone Pattern und ebenfalls eine Abfolge von Schwerehochs. Die hohe Dämpfung der Amplituden des Herringbone Pattern südlich von Anomalie-T erklären Nogi et al. (1996) mit einer erheblichen Zunahme der Sedimentbedeckung. Nogi et al. (1996) bezweifeln jedoch, daß ein Übergang zu einer mächtigeren Sedimentbedeckung sich als eine definierte Grenze wie die Anomalie-T in den Schweredaten abbildet.

Die satellitenaltimetrischen Daten von McAdoo und Laxon (1996) erlauben bisher keine genauen Aussagen, ob das Herringbone Pattern sich südlich von 69° S fortsetzt (McAdoo und Laxon, 1996). Flächige Schweredaten der Region liegen auch von Schöne und Schenke (1998) vor (Abb. 7.1). Eine Fortsetzung des Herringbone Pattern südlich von 69° S wird in ihren Daten nicht beobachtet. Auch in maringravimetrischen Schweredaten von Studinger (1998) finden sich dafür keine Hinweise. Falls die Anomalie-T eine Fortsetzung des Herringbone Pattern ist, sollten die satellitenaltimetrischen oder maringravimetrischen Daten diese Verbindung aufzeigen.

Satellitenaltimetrische Schweredaten Die Abbildung 7.4 zeigt fünf West-Ost-Schwereprofile zwischen dem Herringbone Pattern bei 68.1° S und der Anomalie-T bei 68.9° S, die aus dem Datensatz von Schöne und Schenke (1998) extrahiert wurden. Es ist zu erkennen, daß die Abfolge von Schwerehochs des Herringbone Pattern

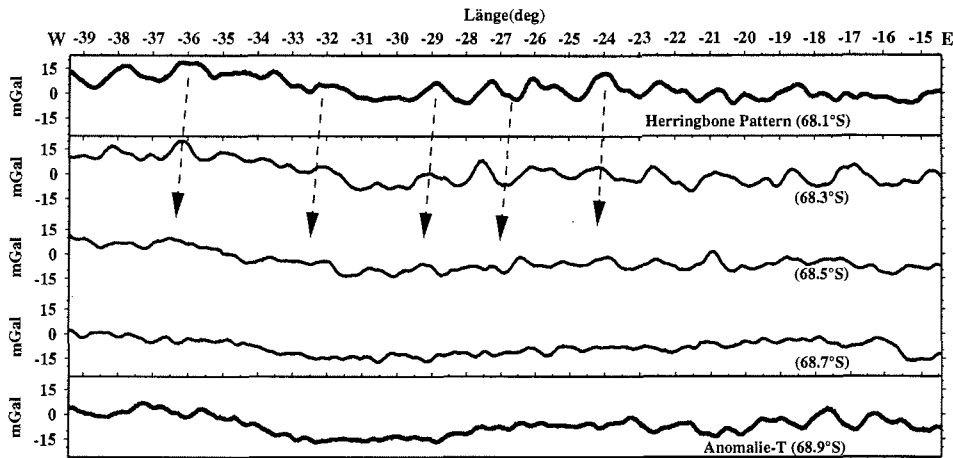


Abbildung 7.4: Extrahierte Schwereprofile in W-E-Richtung zwischen dem Herringbone Pattern (oben) und Anomalie-T (unten) aus satellitenaltimetrischen Daten (Schöne und Schenke, 1998). Das untere Profil wurde entlang des Schweremaximums von Anomalie-T bestimmt und die weiteren Profile nach Norden parallelverschoben (bezüglich ihrer Lage siehe Karte 7.1). Die Profile sind 520 km (unten) bis ca. 540 km lang (oben). Ihr Abstand in N-S-Richtung beträgt etwa 20 km. Die Breitenangaben an den Profilen beziehen sich auf 25° W. Die Pfeile deuten mögliche Korrelationen der Anomalien an.

(oberes Profil in Abb 7.4) nicht bis zum 80 km südlich gelegenen Schwereprofil der Anomalie-T korrelierbar ist (unteres Profil in Abb 7.4). Bis zu einer Breite von 68.5° S lassen sich einzelne Anomalien verfolgen (Abb. 7.4, zwischen 22° W und 31° W). Zu den weiter südlich gelegenen Profilen bei 68.7° S und 68.9° S ist keine Korrelation mehr möglich. Am Schwereprofil entlang der Anomalie-T ist zu erkennen, daß westlich von 21° W keine Abfolge von Schwerehochs sichtbar ist (unteres Profil in Abb 7.4). Östlich von 21° W sind stärkere Anomalien erkennbar. In diesem Bereich sind die Schwereanomalien des Herringbone Pattern reduziert (oberes Profil in Abb 7.4).

Anhand der satellitenaltimetrischen Schweredaten ist zu vermuten, daß die Anomalie-T keine Fortsetzung der Schwereanomalien des Herringbone Pattern nach Süden ist. Der Vergleich der marinen Schweremessungen dieser Arbeit mit den Schweredaten von Schöne und Schenke (1998) zeigt aber, daß die Schwereanomalie Anomalie-T und das Anomalienmuster des Herringbone Pattern in den flächigen Schweredaten von Schöne und Schenke (1998) hinsichtlich ihrer Amplituden teilweise unterschätzt wird (Abb. 7.2, Abb. 6.2). Längere maringravimetrische Profile im Streichen der Anomalie-T ergeben eventuell ein genaueres Bild von einer Strukturierung der Schwereanomalien.

Marine Schweremessungen Die reflexionsseismischen Profile dieser Arbeit queren die Anomalie-T bevorzugt in Nord-Süd-Richtung (Abb. 7.1). Drei relativ kurze Profile mit Längen von 11 km bis 43 km erstrecken sich entlang von Anomalie-T in

West-Ost-Richtung. (Profil AWI-97025, Profil AWI-97027 und Profil AWI-97029, Detailausschnitt in Abb. 7.1). Das längste Profil AWI-97027 mit 43 km Länge zeigt nur eine minimale Variation der Freiluftschwere von ± 2 mGal im Streichen der Anomalie-T (Abb. 7.5). Unter der Annahme, daß die Schwerehochs der Anomalie-T vergleichbare Wellenlängen haben wie die des Herringbone Pattern (40 km bis 60 km), deutet diese geringe Variation darauf hin, daß die Anomalie-T keine Abfolge von Schwerehochs darstellt. Die marinen Schweremessungen dieser Arbeit sind wegen ihrer geringen West-Ost-Erstreckung entlang der Anomalie-T aber nicht geeignet, um dieses endgültig zu belegen.

7.3 Basementtopographie der Anomalie-T

Reflexionsseismische Profile einer kleinräumigen Vermessung Die Basementtopographie der Anomalie-T wurde zwischen 24.2° W bis 25.0° W und 68.8° S bis 69.0° S mit acht Profilen kleinräumig vermessen. Das befahrene Gebiet umfaßt ca. 70 km x 25 km (Detailausschnitt in Abb. 7.1).

Abbildung 7.5 zeigt eine Zusammenstellung von drei West-Ost-Profilen im Streichen der Anomalie-T. Profil AWI-97025 und AWI-97029 befinden sich auf 69.0° S, Profil AWI-97027 ist 22 km nördlicher auf 68.8° S (siehe Karte 7.1). In Abb. 7.6 sind die zwei verbindenden Nord-Süd-Profile dargestellt. Die Schweredaten in den Abbildungen 7.5 und 7.6 zeigen, daß die kurzen W-E-Profile AWI-97025 und AWI-97029 am südlichen Rand der Schwereanomalie liegen. Das Profil AWI-97027 befindet sich etwa 4 km nördlich des Schweremaximums der Anomalie-T. Die Freiluftschwere variiert entlang dieses Profils zwischen 6 mGal bis 9 mGal.

Der Meeresboden in einer Tiefe von ca. 4.7 km zeigt keine topographischen Variationen. Die Sedimente sind horizontal und ungestört gelagert. Ihre Mächtigkeit beträgt 1.4 km bis 2.6 km. Das Basement ist in allen Profilen zwischen 7.7 s und 8.8 s TWT gut zu erkennen.

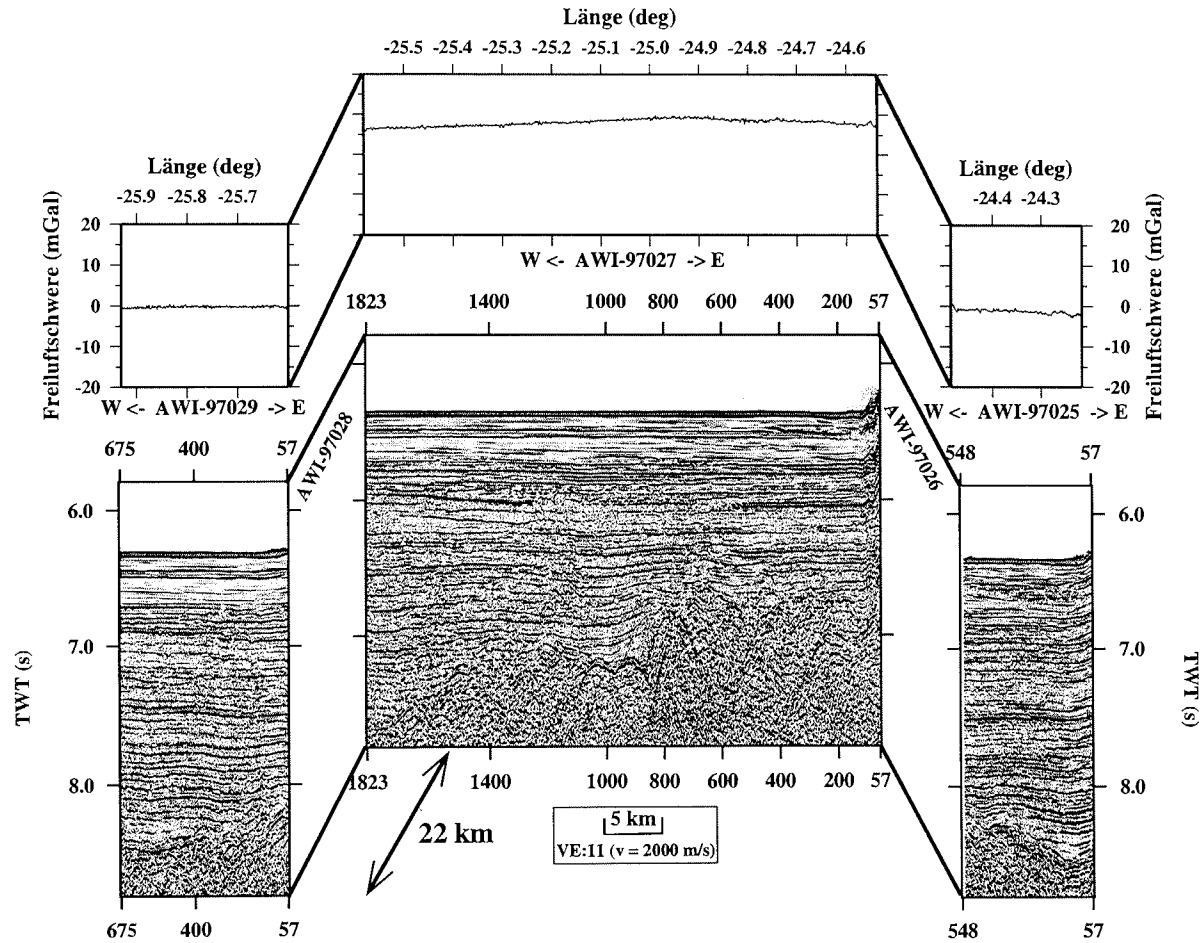


Abbildung 7.5: Profile AWI-97025, AWI-97027 und AWI-97029. Dargestellt sind die marinen Schweremessungen (oben) und die reflexionsseismischen Profile (unten) in W-E-Richtung. Die Profile befinden sich etwa auf 69.0° S, Profil AWI-97027 ist 22 km nördlicher auf 68.8° S Breite (siehe Karte 7.1). Die N-S-verbindenden Profile sind in Abb. 7.6 gezeigt. Ein leichtes 'Hochziehen' der Spuren bei Profil AWI-97027 (CDP 57) entsteht durch das Einschwenken des Schiffes auf den Profilkurs.

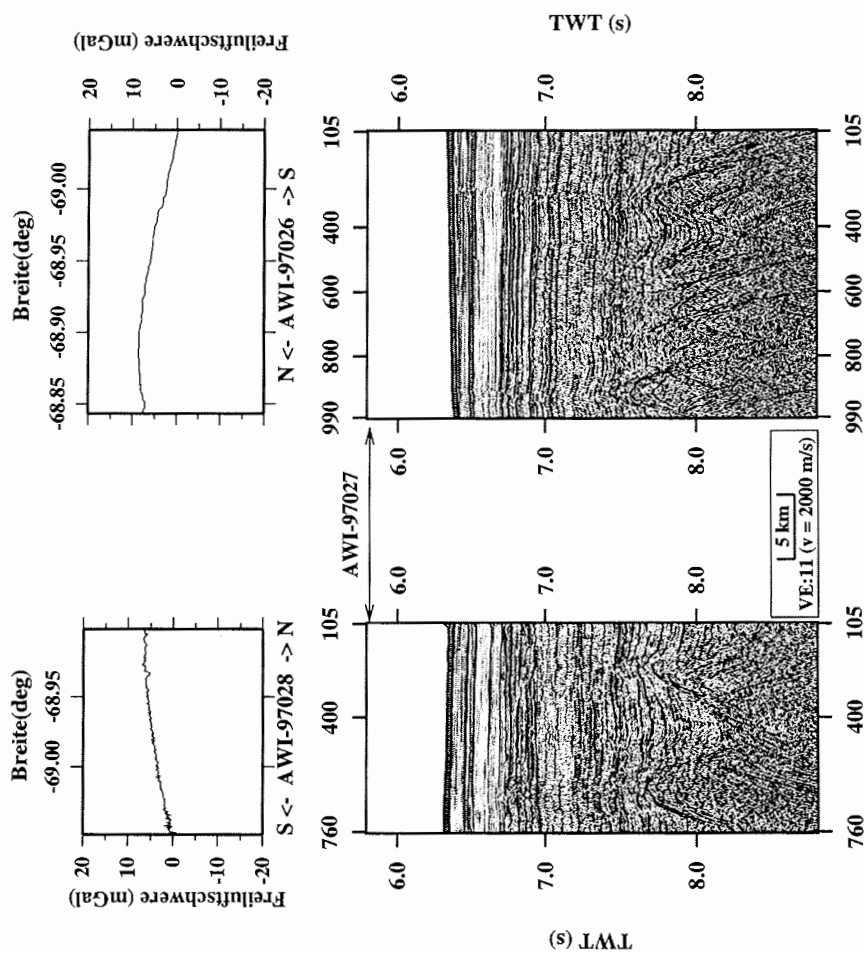


Abbildung 7.6: Profile AWI-97026 und AWI-97028. Dargestellt sind die marinen Schweremessungen (oben) und die reflexionsseismischen Profile (unten). Die beiden Profile sind die N-S-Verbindungen zwischen Profil AWI-97025 und Profil AWI-97027 (Profil AWI-97026) und zwischen Profil AWI-97027 und Profil AWI-97029 (Profil AWI-97028) (siehe Karte 7.1 und Abb. 7.5).

Entlang dem Profil AWI-97027 steigt das Basement von Westen nach Osten um ca. 1 km an. Östlich und westlich von Profil AWI-97027 sind in den Profilen AWI-97025 und AWI-97029 ebenfalls kleinere Basementvariationen um 400 m zu beobachten (Abb. 7.5). Im Streichen der Anomalie-T sind demnach Basementvariationen vorhanden.

Auf den N-S-Profilen zeigt das Basement eine raue und gestörte Oberfläche und kleinere Basementhochs mit 0.6 km bis 0.8 km Höhe und etwa 5 km Breite (Abb. 7.6, Profil AWI-97026). Eine Basementstufe oder ein Rücken ist nicht vorhanden. Zwischen zwei Basementhochs ist ein Basementdepression vorhanden (Abb. 7.6, Profil AWI-97028, CDP 400). Mit einer Tiefe von ca. 700 m und einem Abstand von 10 km zwischen den Talschultern könnte es sich hierbei um ein Rifttal entlang eines inaktiven Rückens handeln. Die mittlere Ausprägung des zentralen Tals entlang eines mittelozeanischen Rückens ist mit 2.7 km Tiefe deutlich größer (Small und Sandwell, 1989). An langsam dehrenden Rücken wurden aber auch Rifttäler mit Tiefen um 1 km beobachtet (Sleep und Rosendahl, 1979), die der Ausdehnung dieser Basementdepression nahekommen. Hauptargument gegen die Einstufung der Basementdepression als Rifttal eines inaktiven Rückens ist, daß auf den parallelen Profilen AWI-97026 (Abb. 7.6) und AWI-97010 (hier nicht dargestellt) die Basementdepression nicht mehr sichtbar ist. Demnach ist diese Struktur eine lokale Erscheinung innerhalb einer hohen topographischen Variation des Basement.

Nord-Süd-reichende reflexionsseismische Profile Die zwei vorgestellten kurzen N-S-Profile AWI-97026 und AWI-97028 überdecken nur die halbe Wellenlänge der Schwereanomalie. Zwei längere N-S-Profile über die Anomalie-T zeigen die Abbildungen 7.7 und 7.8. Die Profile AWI-97020 und AWI-97024 sind 94 km bzw. 116 km lang. Sie verlaufen parallel und sind ca. 30 km in W-E-Richtung voneinander entfernt (siehe Karte 7.1). Beide Profile beginnen im Norden im Bereich des Herringbone Pattern.

Das Profil AWI-97020 ist zwischen zwei Schwerehochs des Herringbone Pattern gelegen. Das Profil AWI-97024 befindet sich etwa in der Streichrichtung eines Schwerehochs des Herringbone Pattern. Es schließt an seinem Südende an das in Abb. 7.5 gezeigte W-E-Profil AWI-97025 an. Profil AWI-97024 weist am Nordende des Profils im Bereich des Herringbone Pattern eine etwa 10 mGal höhere Schwere auf als das Profil AWI-97020. Die Anomalie-T ist dagegen in Profil AWI-97024 ca. 5 mGal geringer als in Profil AWI-97020 (Abb. 7.7, Abb. 7.8). Die Breite der Anomalie-T beträgt in beiden Profilen etwa 35 km. Die Basementtopographie zeigt deutliche Unterschiede.

In Profil AWI-97020 sind am Nordende des Profils kleinere Basementerhebungen zwischen CDP 3876 und CDP 3400 zu sehen. Die Schwerekarte zeigt, daß das Profil hier an eine Bruchzone des Herringbone Pattern heranreicht (Abb. 7.1). Im weiteren Verlauf des Profils zwischen dem Herringbone Pattern und der Anomalie-T ist das Basement relativ ungestört und eben angelegt (Abb. 7.7, CDP 3400–CDP 2200). Deutlich vor dem Erreichen der Anomalie-T ist das Basement wieder unruhiger und Basementhochs sind sichtbar (Abb. 7.7, CDP 2200–CDP 1400). Die Anomalie-T kor-

reliert mit einem breiten Basementhoch bei CDP 600. Dieses ist etwa 30 km breit und ca. 1.4 km hoch. Entlang der Flanken des Basementhochs ist die ozeanische Kruste stark gestört und mit kleineren Variationen versehen.

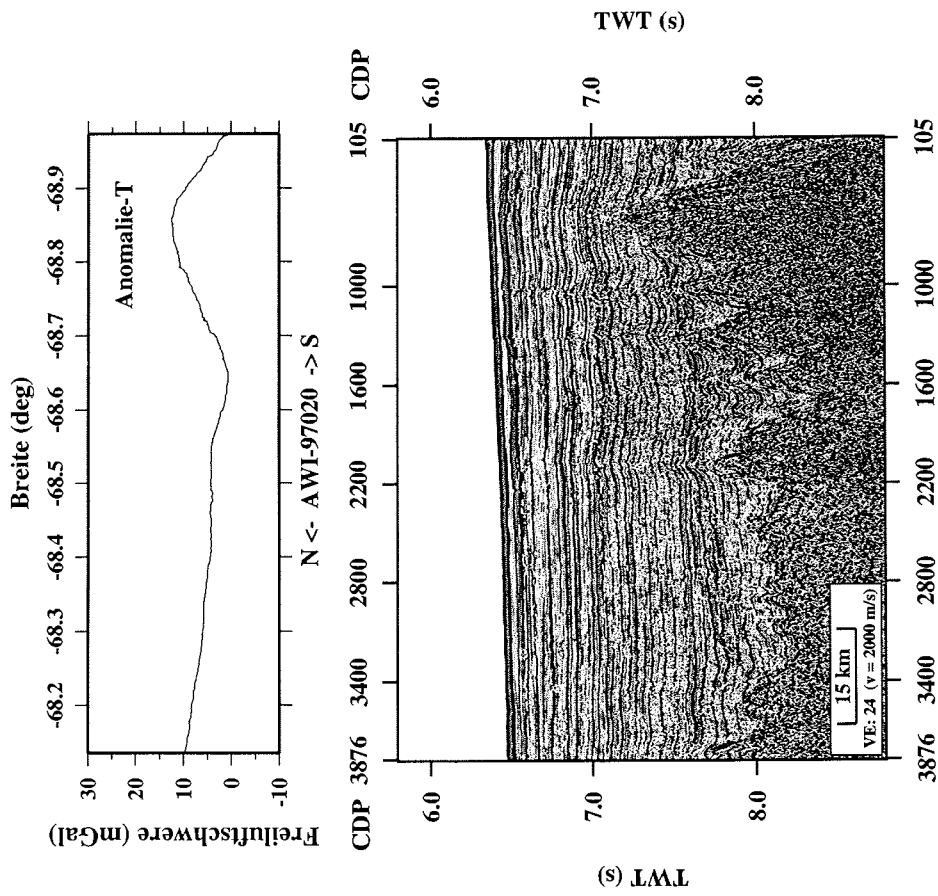


Abbildung 7.7: Profil AWI-97020. Dargestellt ist die marine Schweremessung (oben) und das reflexionsseismische Profil (unten). Für die Lokation des Profils siehe Karte 7.1.

Profil AWI-97024 zeigt über die gesamte Profillänge von 116 km ein rauhes Basementrelief (Abb.7.8). Im nördlichen Profilschnitt hat die Freiluftschwere über eine Strecke von ca. 45 km ein gleichbleibend hohes Niveau von 20 mGal (Abb.7.8, CDP 100–CDP 1800). Die Schwereanomalie gehört zu einem Schwerehoch des Herringbone Pattern. Südlich davon durchläuft die Freiluftschwere ein Minimum von -1 mGal und erreicht bei der Anomalie-T einen Wert von ca. 8 mGal. Das Basement zwischen CDP 100 und CDP 1800 zeigt im Streichen einer Bruchzone des Herringbone Pattern Höhenvariationen von ca. 1 km. Das rauhe Relief der Bruchzone reicht etwa 20 km weiter südlich, als die Schweredaten vermuten lassen (Abb.7.8, CDP 1800–CDP 2400). Eine ca. 15 km breite Basementdepression bei CDP 3300 markiert den Übergang zwischen dem Herringbone Pattern und der Anomalie-T. Bei der Anomalie-T findet sich eine 25 km breite Basementerhebung mit etwa 0.6 km Höhe und zwei kleineren Basementhochs. Die Struktur zeigt einen ähnlichen Charakter wie die Basementvariationen im nördlichen Teil des Profils. Die Struktur ist aber kleiner und etwas schmaler als die Basementerhebung bei der Anomalie-T in Profil AWI-97020, was sich auch in der geringeren Schwereanomalie ausdrückt.

Die reflexionsseismischen Profile im Bereich der Anomalie-T zeigen keine markante Basementstufe oder einen inaktiven Rücken mit einer kontinuierlichen W–E-Erstreckung. Auch ein hervorgehobenes einzelnes Basementhoch ist nicht zu beobachten. Die Schwereanomalie korreliert mit 25 km bis 30 km breiten, N–S-angelegten Basementerhebungen. Diese sind in W–E-Richtung verschieden stark ausgeprägt. Das einzelne, längere W–E-Profil AWI-97027 zeigt auch im Streichen der Schwereanomalie Basementvariationen in der Größenordnung dieser Basementerhebungen. Gegenüber dem benachbarten Herringbone Pattern sind die Basementerhebungen durch eine Basementdepression mit variabler Breite abgegrenzt. Zusammenfassend läßt sich das Basementrelief entlang von Anomalie-T beschreiben als eine Region mit rauher Topographie und breiten Basementerhebungen. Besondere W–E-gerichtete Strukturen sind nicht vorhanden.

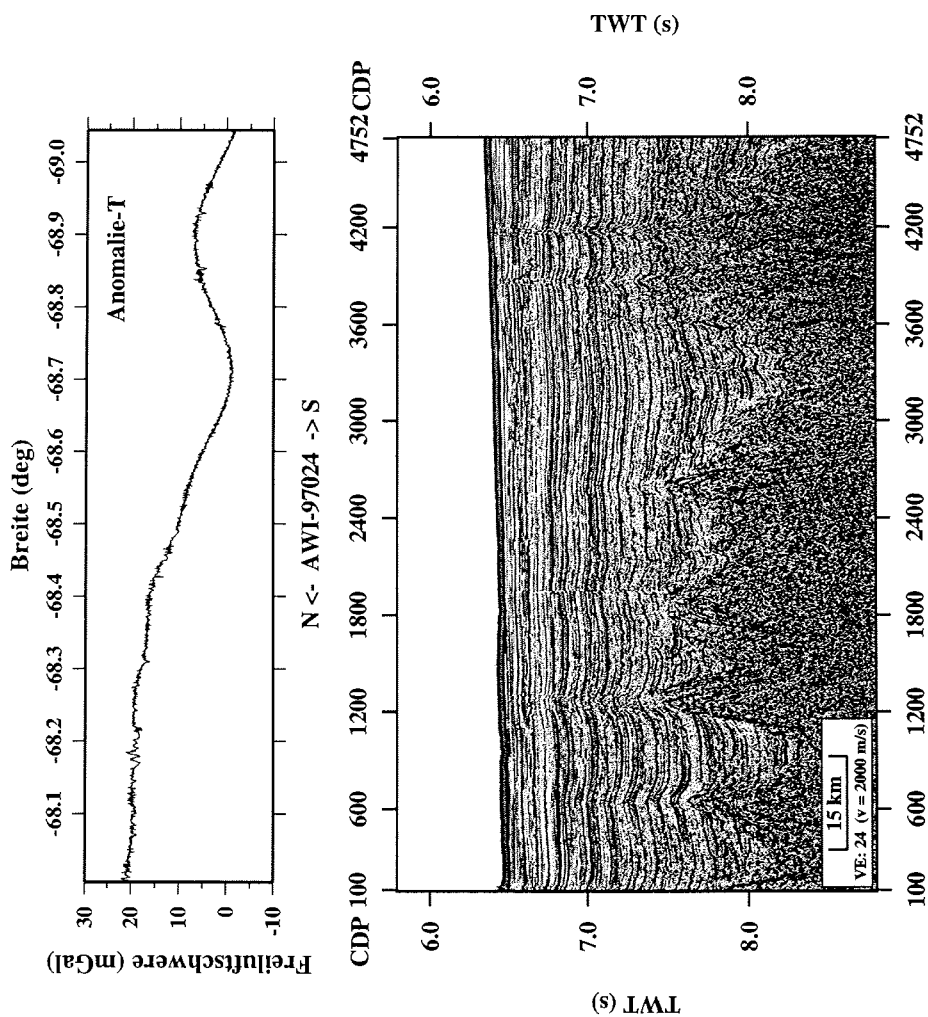


Abbildung 7.8: Profil AWI-97024. Dargestellt ist die marine Schweremessung (oben) und das reflexionseismische Profil (unten). Für die Lokation des Profils siehe Karte 7.1.

7.4 Krustenmodelle im Bereich der Anomalie-T

Neben der vorgestellten kleinräumigen Vermessung im Bereich der Anomalie-T (siehe Abschnitt 7.3) sind auf der Expedition ANT XIV/3 weitere N-S-Profile vermessen worden, die die Anomalie-T queren. Insgesamt acht Profile (Profil AWI-97041 und AWI-97042 werden als ein durchgehendes Profil behandelt) mit Längen ab 94 km queren die Anomalie-T zwischen 16° W und 40° W (siehe Karte 7.1). Die Profile sind in West-Ost-Richtung auf nahezu 1000 km entlang der Anomalie-T verteilt. Im Norden reichen die Profile bis zu einer Breite von 67.5° S. Damit sind auch Bruchzonen des Herringbone Pattern etwa in Streichrichtung erfaßt worden (die Profile liegen etwa 20° bis 30° außerhalb der Streichrichtung der Schwereanomalien des Herringbone Pattern). Die Profile AWI-97006 und AWI-97010 sind mehr als 300 km lang, sie enden im Süden am Explora Escarpment bzw. vor der Polarstern Bank (siehe Karte 6.1). Die weiteren Profile enden etwa bei 69° S am südlichen Rand der Anomalie-T. In den Abbildungen 7.9 und 7.10 sind die erstellten Krustenmodelle dieser Profile zusammengefaßt.

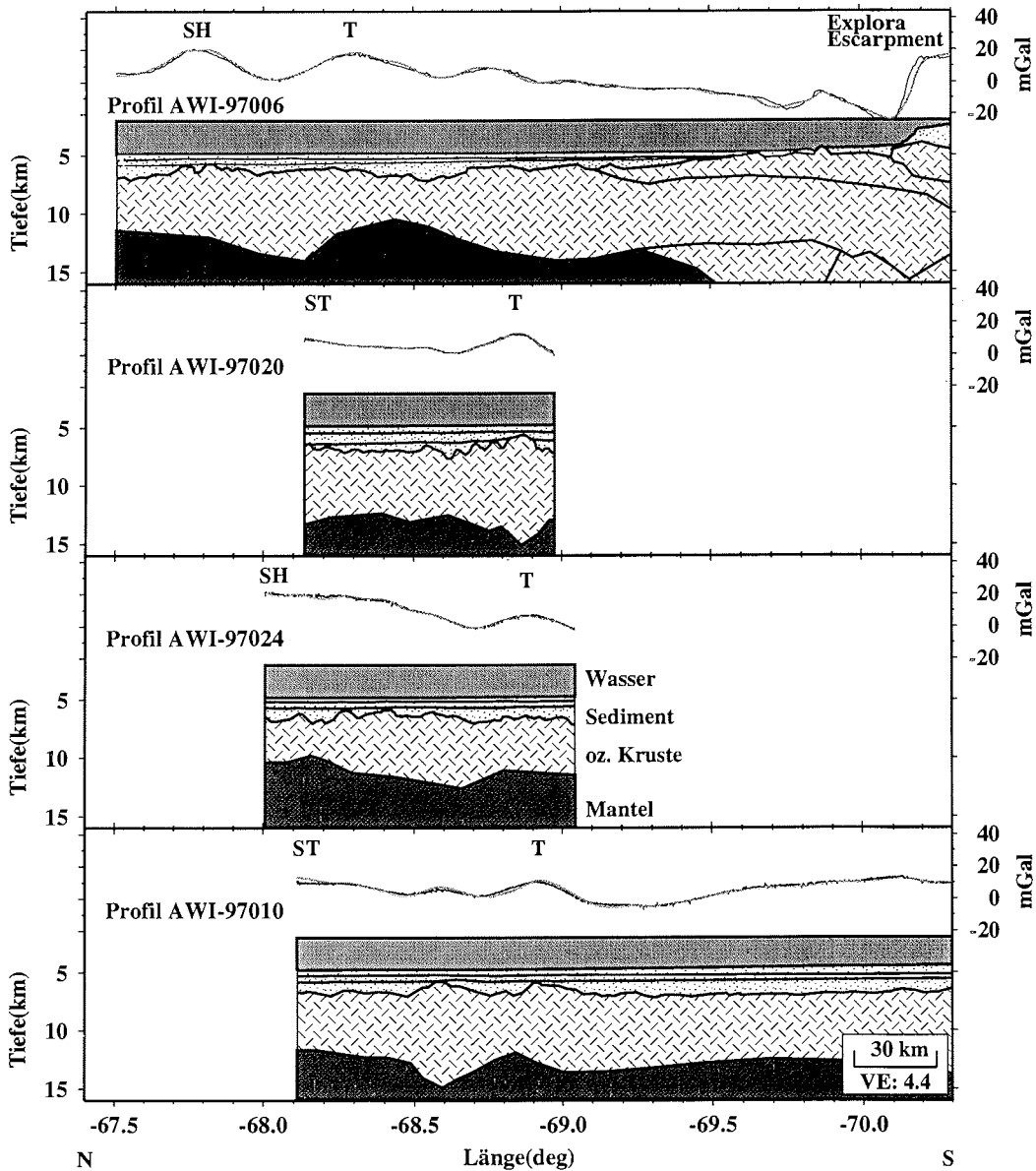


Abbildung 7.9: Krustenmodelle der N-S-Profile zwischen 16° W (Profil AWI-97006, oben) und 25° W (Profil AWI-97010, unten) (siehe Karte 7.1). Die RMS-Abweichungen zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere betragen 1.8 mGal (AWI-97006), 0.5 mGal (AWI-97020), 0.6 mGal (AWI-97024) und 1.3 mGal (AWI-97010). Die Anomalie-T ist mit T bezeichnet, ST und SH bedeutet Schweretief und Schwerehoch innerhalb der Schwereanomalien des Herringbone Pattern.

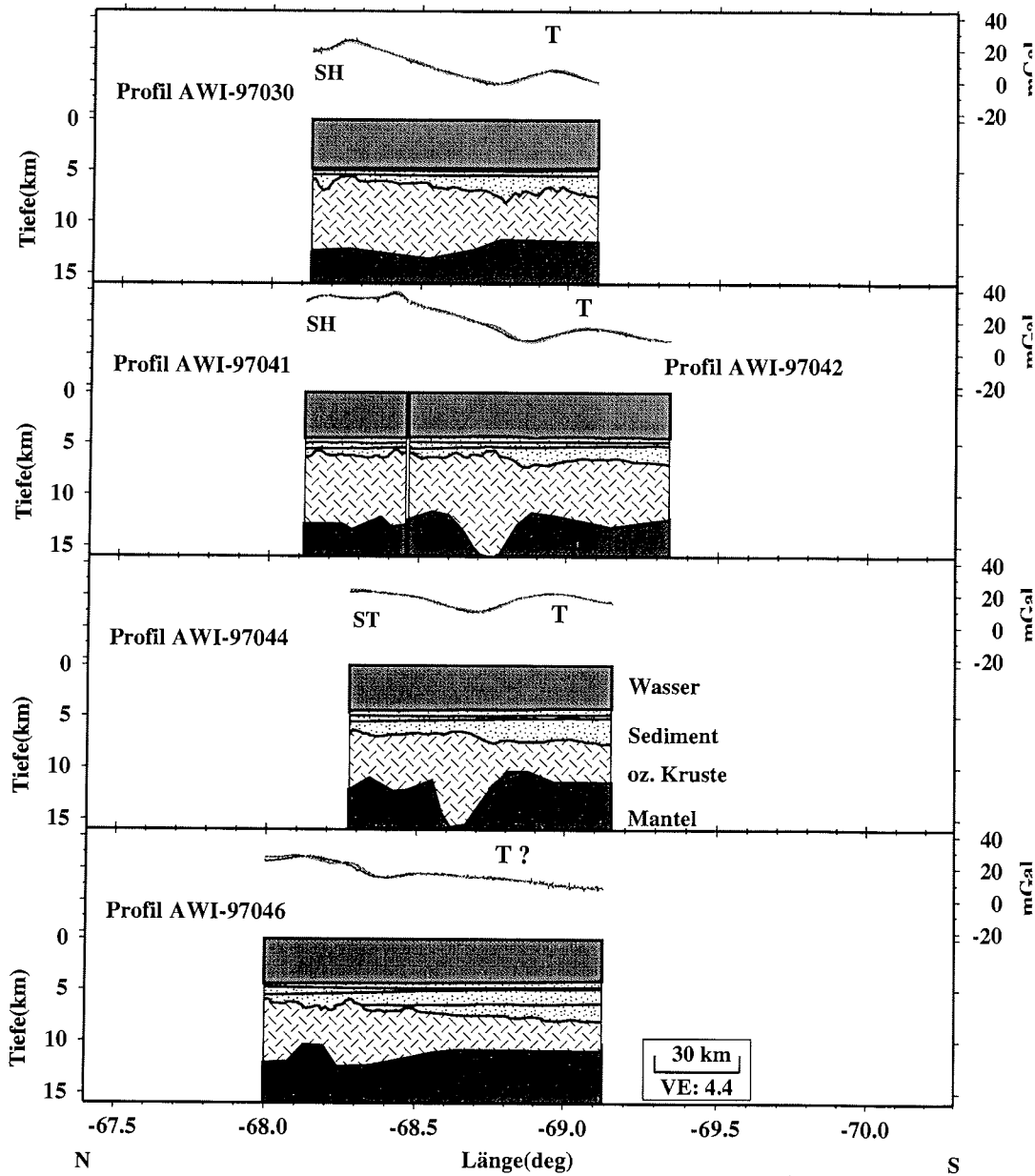


Abbildung 7.10: Krustenmodelle der N-S-Profile zwischen 26° W (Profil AWI-97030, oben) und 40° W (Profil AWI-97046, unten) (siehe Karte 7.1). Die RMS-Abweichungen zwischen der beobachteten und der modellierten Freiluftschwere betragen 0.8 mGal (AWI-97030), 0.7 mGal (AWI-97041), 0.9 mGal (AWI-97042), 0.6 mGal (AWI-97044) und 1.0 mGal (AWI-97046). Die Anomalie-T ist mit T bezeichnet, ST und SH bedeutet Schweretief und Schwerer Hoch innerhalb der Schwereanomalien des Herringbone Pattern.

Die Basementtopographie in der Streichrichtung der Schwereanomalien des Herringbone Pattern ist unterschiedlich zwischen den Profilen im Streichen eines Schwerehochs (SH in Abb. 7.9 und 7.10) und den Profilen im Streichen eines Schweretiefs (ST in Abb. 7.9 und 7.10).

Das Basement in den Profilen entlang eines Schwerehochs weist mehr Erhebungen auf und ist rauher als das Basement in den Profilen entlang eines Schweretiefs. Der Übergang von dem Herringbone Pattern zu der Anomalie-T ist in allen Profilen mit einer Basementdepression verbunden. Diese korreliert mit einem Schwereminimum zwischen dem Herringbone Pattern und der Anomalie-T. Das Basement entlang der Anomalie-T ist verbunden mit einer Region erhöhter Rauigkeit und Basementerhebungen (z.B. Profil AWI-97020, Abb. 7.9; Profil AWI-97030, Abb. 7.10). Der großräumige West-Ost-Vergleich der Profile zeigt, daß diese Region verschieden stark ausgeprägt ist und keine korrelierbaren tektonischen W-E-Strukturen aufweist. Westlich von Profil AWI-97042 (Profil AWI-97044 und AWI-97046, Abb. 7.10) sind keine topographischen Variationen des Basement vorhanden, die sich mit der Anomalie-T in Verbindung bringen lassen. In der Schwerekarte ist die Anomalie-T in diesem Bereich undeutlich, in Profil AWI-97046 ist die Schwereanomalie nicht sichtbar (Abb. 7.10, unten).

Die Sedimentmächtigkeiten schwanken im Verlauf der Profile um 1 km bis 2 km. Eine Zunahme der Sedimentmächtigkeit südlich der Anomalie-T ist nicht vorhanden. Die Sedimentmächtigkeit ist dort mit 1 km bis 2 km unverändert gegenüber der Region nördlich der Anomalie-T. In den beiden westlichen Profilen AWI-97044 und AWI-97046 ist zu beobachten, daß die Sedimentmächtigkeit in Richtung Süden auf etwa 3.5 km bis 4.0 km ansteigt (Abb. 7.10). Die erhöhte Sedimentbedeckung könnte dafür verantwortlich sein, daß die Anomalie-T in diesem Bereich sehr schwach bzw. nicht mehr sichtbar ist. Die Profile zeigen aber, daß hier auch keine topographischen Variationen des Basement vorhanden sind. Demnach ist die Anomalie-T westlich von etwa 37° W (Profil AWI-97044) nicht mehr vorhanden.

Die Krustenmächtigkeiten in W-E-Richtung entlang der Anomalie-T sind variabel. Da kein längeres Profil im Streichen der Anomalie-T existiert, läßt sich dies nur durch einen Vergleich der N-S-orientierten Krustenmodelle an der Position der Anomalie-T ermitteln.

Die Profile AWI-97020, AWI-97024 und AWI-97010 sind an ihrem Nordende an das Profil AWI-97009 (Abb. 6.5) angeschlossen (siehe die Karten 6.1 und 7.1) und die Modelle durch die starken Variationen der Krustenmächtigkeiten der Bruchzonen beeinflusst (Abb. 6.5). Das Profil AWI-97024 beginnt an seinem Nordende an einer Bruchzone mit 3.5 km mächtiger Kruste, während die parallelen Profile AWI-97020 und AWI-97010 dort mit einer mittleren Krustenmächtigkeit von 5 km bis 6 km beginnen. Zusammen mit den kurzen, W-E-gerichteten Querprofilen im Streichen der Anomalie-T führt dies zu Anschlußfehlern. Wie bereits in Abschnitt 4.3 ausgeführt wurde, beträgt die Differenz in der Mohotiefe am einzigen Kreuzungspunkt der Schweremodelle etwa 2 km. Dieser Kreuzungspunkt befindet sich bei Profil AWI-97010 und AWI-97027 nahe dem Schweremaximum der Anomalie-T (Abb. 7.1). Insofern ist der Vergleich der Krustenmächtigkeiten ohne ein verbindendes Krustenmodell relativ.

Die Krustenmächtigkeiten in den östlichen Profilen (AWI-97006–AWI-97030) liegen an der Position des Schweremaximums der Anomalie-T zwischen 5 km und 7 km (Abb. 7.9, Abb. 7.10). Die Schwankungsbreite der Krustenmächtigkeit von ± 1 km ist geringer, als in den W–E-Profilen quer zu den Bruchzonen des Herringbone Pattern (siehe Abschnitt 6.3). Eine Ausnahme ist das Profil AWI-97020 (Abb. 7.9). Hier beträgt die Krustenmächtigkeit bei der Anomalie-T ca. 9 km. In diesem Profil ist das Basement bei Anomalie-T besonders erhöht.

Die Krustenmächtigkeiten in den westlichen Profilen (AWI-97041–AWI-97046) sind mit 3.5 km bis 6.5 km etwa 1.5 km geringer als im Osten (Abb. 7.10). Die Freiluftschwere liegt in diesem Gebiet etwa 10 mGal höher als in dem Bereich der östlichen Profile (siehe Abb. 7.2). Die Differenz macht sich in den Krustenmodellen mit einer dünneren ozeanischen Kruste bemerkbar. In den Profilen AWI-97042 und AWI-97044 finden sich starke Variationen der Mohotiefe von ± 2 km (Abb. 7.10). Diese Variationen befinden sich etwa am südlichen Rand der Bruchzonen des Herringbone Pattern.

Die Krustenmodelle deuten darauf hin, daß entlang der Anomalie-T Variationen der Krustenmächtigkeit von ± 1 km vorhanden sind. Die Variationen sind geringer als in den nördlicher gelegenen Profilen quer zu den Bruchzonen des Herringbone Pattern. In Profilrichtung zeigen die Profile meist eine mittlere Krustenmächtigkeit von 5 km bis 6 km mit einer Variation von ± 1.0 km bis ± 1.5 km. Südlich der Anomalie-T sind die Mohovariationen deutlich geringer (Abb. 7.9, Profil 97010).

7.5 Zusammenfassung und Diskussion

Anhand der Auswertungen dieser Arbeit ergibt sich für die Anomalie-T folgende Interpretation:

Die flächigen Schweredaten von Schöne und Schenke (1998) zeigen, daß die Anomalie-T keine Abfolge von Schwerehochs wie das Herringbone Pattern ist (Abb. 7.4). Marine Schweremessungen in W–E-Richtung entlang der Anomalie-T sind nicht in ausreichender Profillänge vorhanden. Die Schweremessungen entlang des W–E-Profiles AWI-97027 mit 43 km Länge unterstützen aber diese Interpretation.

Der Vergleich zwischen den marinen Schweremessungen und den Schweredaten von Schöne und Schenke (1998) ergibt, daß die flächigen Schweredaten die Amplituden der Schwereanomalien nicht immer exakt abbilden. Dennoch sind die Satellitenaltimetriedaten hinreichend genau, um festzustellen, ob die Schwereanomalien des Herringbone Pattern sich bis zu der Anomalie-T fortsetzen. Die Schwereanomalien des Herringbone Pattern lassen sich nicht weiter bis zu der Anomalie-T korrelieren.

Die Sedimentmächtigkeiten nördlich und südlich der Anomalie-T sind in den östlichen Profilen zwischen 16° W und 37° W etwa gleich groß. Sie variieren mit der Basementtopographie zwischen 1 km bis 2 km. Daher ist es ausgeschlossen, daß eine Fortsetzung der Schwereanomalien des Herringbone Pattern durch eine stark erhöhte Sedimentmächtigkeit in den Schweredaten überdeckt wird. Westlich von

37° W nehmen die Sedimentmächtigkeiten in Richtung Süden von 1 km bis 2 km auf 3 km bis 4 km zu. Dies könnte die Ursache dafür sein, daß die Anomalie-T in diesem Bereich nicht sichtbar ist. Die Basementtopographie zeigt aber, daß die Anomalie-T westlich von 37° W nicht mehr vorhanden ist.

Die Basementtopographie entlang der Anomalie-T zeigt Basentrücken mit 0.5 km bis 1.5 km Höhe und 30 km bis 40 km Ausdehnung in N-S-Richtung. Diese Dimensionen sind vergleichbar mit den Basentrücken der Bruchzonen des Herringbone Pattern. Die Basentrücken haben eine rauhe und stark gestörte Oberfläche. Sie bilden in W-E-Richtung keine zusammenhängende tektonische Struktur.

Die Basementtopographie im Gebiet zwischen der Anomalie-T und dem Herringbone Pattern ist unterschiedlich. Die Basementtopographie der Anomalie-T ist gegenüber den Tälern der Bruchzonen höher als gegenüber den Basentrücken der Bruchzonen. Zwischen dem Herringbone Pattern und der Anomalie-T findet sich eine Basementdepression. Diese ist variabel und innerhalb der allgemein vorhandenen Variationen nicht markant. Es ist daher fraglich, ob dieser Struktur eine Bedeutung zukommt.

Die Krustenmächtigkeit variiert im Streichen der Anomalie-T mit etwa ± 1 km. Diese Variation ist geringer, als die Variation der Krustenmächtigkeit quer zu den Bruchzonen des Herringbone Pattern. Dies deutet ebenfalls darauf hin, daß die Anomalie-T keine Abfolge von Bruchzonen darstellt. In N-S-Richtung sind Variationen der Mohotiefe von ± 1.5 km zu beobachten. Die stärksten Variationen sind zwischen dem Herringbone Pattern und der Anomalie-T vorhanden. Dies spricht dafür, daß in diesem Bereich eine Änderung der ozeanischen Kruste von einer normalen Kruste zu einer Kruste mit Bruchzonen stattfindet. Südlich der Anomalie-T sind die Variationen der Mohotiefe geringer.

Die Schweredaten, die reflexionsseismischen Profile und die daraus abgeleiteten Krustenmodelle ergeben ein konsistentes Bild der Schwereanomalie. Die Anomalie-T ist eine Region mit rauher und erhöhter Basementtopographie. Ein inaktiver Rücken oder eine Tiefenstufe ist nicht vorhanden. Nördlich der Anomalie-T beginnt mit dem Herringbone Pattern eine Abfolge von Bruchzonen in der ozeanischen Kruste, Anomalie-T selbst ist keine Abfolge von Bruchzonen. Nach den Ergebnissen dieser Arbeit ist das Herringbone Pattern bereits nördlich der Anomalie-T beendet. Die Anomalie-T erstreckt sich von 16° W bis 37° W (Profil AWI-97044). Östlich von 16° W sind keine Profile vorhanden. Westlich von 37° W zeigen die Profile, daß die Anomalie-T beendet ist. Die assoziierte magnetische Anomalie erstreckt sich jedoch weiter westlich bis ca. 45° W (Ghidella und LaBrecque, 1997). Dies schließt eine gemeinsame Ursache der beiden Anomalien aus. Es ist anzunehmen, daß die magnetische Anomalie eine Ozeanboden-Spreizungsanomalie darstellt.

Die vorgestellten Ergebnisse lassen sich nur mit einer der diskutierten Erklärungen für die Anomalie-T in Übereinstimmung bringen. Sie bekräftigen das Modell von Livermore und Hunter (1996) für die Entstehung der Anomalie-T. Entsprechend dem Modell ist die Anomalie-T eine Isochrone der Öffnung des Weddellmeerbeckens. Die

plattentektonische Rekonstruktion von Livermore und Hunter (1996) für die Öffnung des Weddellmeeres stützt sich auf die Fließlinien des Herringbone Pattern und magnetische Anomalien im Weddellmeer und vor der Küste von Dronning Maud Land. Nach Livermore und Hunter (1996) kam es zur Zeit der Anomalie-T (M2, 122 Ma) zu einem Wechsel in der Lage des Rotationspoles der relativen Plattenbewegung zwischen der Antarktis und Südamerika. Südamerika und Afrika trennten sich bereits ca. 10 Ma früher voneinander (M10, 132 Ma). Die antarktische Halbinsel bewegt sich in ihrer plattentektonischen Rekonstruktion unabhängig von den beiden benachbarten Kontinenten Antarktis und Südamerika. Sie ist aber mit der Südspitze Südamerikas in Verbindung.

Durch die Lageänderung des Rotationspols zwischen der Antarktis und Südamerika kam es zu einer starken Änderung der Dehnungsrate am mittelozeanischen Rückensystem im Weddellmeer. Die Dehnungsrate verringerte sich abrupt. Dies führte zur Bildung von ozeanischer Kruste mit sehr rauher Oberfläche und hoher topographischer Variation, und dem ersten Auftreten von Bruchzonen, die sich im weiteren Verlauf als das Herringbone Pattern fortsetzen. Dieses Szenario paßt sehr gut in die hier vorgestellte Interpretation der Anomalie-T und des Herringbone Pattern.

Neben einer qualitativen Bestätigung des Modells von Livermore und Hunter (1996) für die Entstehung der Anomalie-T, ist es mit den vorliegenden Daten möglich, das Modell quantitativ zu überprüfen. Aussagen zu den von Livermore und Hunter (1996) erstellten Datierungen der Anomalie-T und der benachbarten Krustenbereiche im Weddellmeer lassen sich aus dieser Arbeit nicht ableiten. Der von Livermore und Hunter (1996) angeführte Zusammenhang zwischen der anliegenden Dehnungsrate an einem mittelozeanischen Rücken und der Basementtopographie der entstehenden ozeanischen Kruste, ist jedoch über den Parameter der Krustenrauigkeit überprüfbar.

In Anhang B sind die Krustenmodelle aller Profile im Bereich des südlichen Herringbone Pattern und der Anomalie-T in Karten dargestellt. Die Karten umfassen Kartierungen der Sedimentmächtigkeiten, der topographischen Variation des Basement, der Tiefenvariation der Moho und der Krustenmächtigkeit.

8 Krustenrauigkeit der ozeanischen Kruste und Dehnungsraten

Die vorgestellten Auswertungen ergeben, daß die Anomalie-T im Weddellmeer die Grenze zwischen zwei Krustenbereichen darstellt. Im Süden der Anomalie-T sind die Variationen der Basementtopographie und der Mohotiefe reduziert, im Norden der Anomalie-T ist die Basementtopographie höher und die Kruste mit Bruchzonen durchzogen. Nach Livermore und Hunter (1996) ist eine rasche Verminderung der Dehnungsrate am mittelozeanischen Rückensystem während der Öffnung des Weddellmeerbeckens dafür verantwortlich. Über die Bestimmung der Krustenrauigkeit und der daraus abgeleiteten Dehnungsraten, läßt sich die Hypothese von Livermore und Hunter (1996) mit einem von den plattentektonischen Rekonstruktionen unabhängigen Verfahren überprüfen.

Die Gestalt der mittelozeanischen Rücken ist weltweit stark geprägt von ihrer Dehnungsrate. Unterschiedliche Dehnungsraten manifestieren sich am deutlichsten in der Ausbildung der Rückenachse zwischen einem Rifttal (langsam dehnende Rücken) oder einem zentralen Hoch (schnell dehnende Rücken) (z.B. Small, 1998). Ebenso besteht über größere Zeiträume hinweg ein Zusammenhang zwischen der Dehnungsrate der Rücken und der Rauigkeit der ozeanischen Kruste an den Rückenflanken. Mit sinkender Dehnungsrate nimmt die Krustenrauigkeit zu. Ursache dafür ist eine begleitende Änderung der Viskosität der Schmelze. An einem langsam dehnenden Rücken kühlt sich das Magma schneller ab, die Viskosität der Schmelze wird erhöht und die Basaltproduktion am Rücken nimmt ab (Sleep und Rosendahl, 1979). Verschiedene Autoren haben versucht die Korrelation zwischen der Krustenrauigkeit und der Dehnungsrate zu quantifizieren (z.B. Malinverno, 1991; Hayes und Kane, 1991; Goff, 1991; Small, 1994; Minshull, 1999). Die Studien unterscheiden sich in den angewandten statistischen Methoden und den Datensätzen. Übereinstimmend kommen sie zu dem Ergebnis, das geringe Dehnungsraten für eine hohe Krustenrauigkeit verantwortlich sind.

Differenzen ergeben sich in der Bewertung bei höheren Dehnungsraten (ab 70 mm a^{-1}). Malinverno (1991) leitet aus der Analyse von ca. 100 bathymetrischen Profilen eine Potenzfunktion ab. Hayes und Kane (1991) berechnen mit einer geringeren Datenmenge von drei Profilen einen linearen Zusammenhang. Sie geben an, daß dieser Zusammenhang für hohe Dehnungsraten (mehr als 70 mm a^{-1}) unsicher ist. Eine weitergehende stochastische Analyse eines globalen Datensatzes mit 135 Profilen von Small (1994) bestätigt ebenfalls eine Abhängigkeit zwischen der Rauigkeit und der Dehnungsrate, die der von Malinverno (1991) ähnlich ist. Small (1994) findet jedoch, daß die Rauigkeit oberhalb von Dehnungsraten über 80 mm a^{-1} nicht weiter abnimmt. Sie bleibt dann konstant auf einem niedrigen Niveau um die 50 m.

Die ausgewerteten Profile der bisherigen Studien befinden sich zumeist in der Umgebung der Rückenachsen. Diese Auswahl hat mehrere Vorteile. Das Relief der ozeanischen Kruste ist nicht oder wenig durch Sediment bedeckt und so durch ba-

thymetrische Messungen direkt erfaßbar. Die Dehnungsraten der mittelozeanischen Rücken und die Lage der Rückenachsen sind rezent und somit in erster Näherung gut bekannt. Auf den Rückenflanken sind langgestreckte Bruchzonen als topographische Strukturen oder aus satellitenaltimetrischen Daten leicht zu identifizieren. So können Profile, deren Krustenrauhigkeit durch Bruchzonen erhöht ist, ausgeschlossen werden. Profile aus mesozoischen Bereichen ozeanischer Becken sind in den statistischen Analysen bisher nicht enthalten (Minshull, 1999). In diesen Bereichen ist die Krustentopographie meist durch Sedimente verdeckt. Die Bestimmung der Krustentopographie erfordert dann reflexionsseismische Messungen. Kompaktierte, alte Sedimente verringern den Dichtekontrast zwischen Sediment und Basement und dämpfen die gravimetrische Anomalien. Zusammen mit der durch Subsidenz hervorgerufenen, zunehmenden Tiefenlage des Basement sind Gebiete mit anomaler Rauigkeit aus gravimetrischen Daten schlechter zu identifizieren. Profile, die Bruchzonen, inaktive Rücken oder andere anomale Zonen mit erhöhter Rauigkeit queren, können die Analysen verfälschen und sollen von der Analyse weitestgehend ausgeschlossen werden (Minshull, 1999).

Das mesozoische Alter der Kruste beeinflusst dagegen die Rauigkeit nicht. Nach Minshull (1999) verändert sich die Oberflächentopographie nicht durch den Alterungsprozeß der Kruste. Das ursprüngliche Relief bleibt erhalten, es wird durch Sedimentation und Subsidenz der Kruste nicht verändert. Dies bedeutet, daß die Rauigkeit mesozoischer Kruste eine Aussage über die Dehnungsraten bei ihrer Entstehungszeit ermöglicht. Nach Sundvik et al. (1984) korreliert zum Beispiel ein weit verbreiteter Übergang von relativ rauher zu glatter Kruste im Nordatlantik mit einer Änderung der Dehnungsrate im Mesozoikum.

Eine neue Kompilation von Krustenrauhigkeiten von Minshull (1999) berücksichtigt erstmals auch drei mesozoische Krustenregionen des Nordatlantik (Abb. 8.1). Die geringe Anzahl der Profile verhindert eine ausführliche statistische Analyse nach Small (1994), so daß Minshull (1999) die Rauigkeit nach der Methode von Malinverno (1991) berechnet. Zwei der drei regionalen Untersuchungen im Nordatlantik ergeben Rauigkeiten, die gut zu den vorhandenen Daten passen (Abb. 8.1, E, F). Die von Minshull (1999) ebenfalls untersuchten Profile entlang der Blake Spur Fracture Zone im Nordwestatlantik weisen dagegen sehr niedrige Rauigkeiten auf (Abb. 8.1, A – D). Minshull (1999) leitet daraus aber nicht ab, daß die Rauigkeit der mesozoischen Kruste fehlerhaft bestimmt wird. Er korreliert die niedrige Rauigkeit der Kruste der Blake Spur Fracture Zone mit einem Hotspot oder einer thermischen Mantelanomalie.

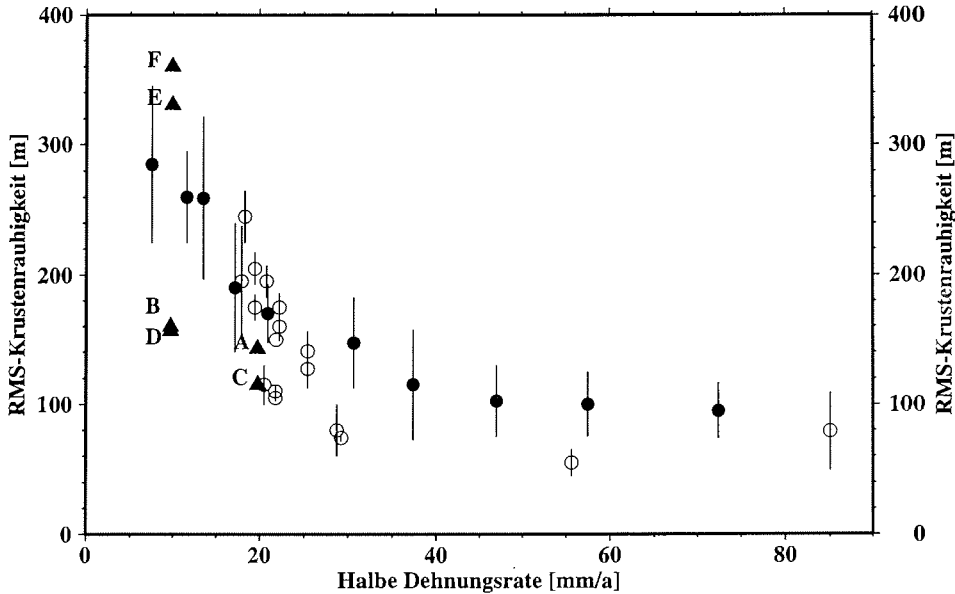


Abbildung 8.1: Kompilation der RMS-Krustenrauigkeit aufgetragen gegen die halbe Dehnungsrate (nach Minshull, 1999). Ausgefüllte Kreise mit Fehlerbalken von Malinverno (1991), offene Kreise mit Fehlerbalken von Goff (1991, 1992). Schwarze Dreiecke sind Rauigkeitswerte mesozoischer ozeanischer Kruste des Nordatlantik: A – D Blake Spur Fracture Zone (Minshull et al., 1991), E Kapverdische Tiefsee-Ebene (Henstock und White, 1996), F Kanarisches Becken (Ranero et al., 1997).

8.1 Bestimmung der Krustenrauigkeit und der Dehnungsrate

Malinverno (1991) definiert die Topographierauhigkeit als die Quadratwurzel der mittleren, quadratischen Abweichung des Basement zu einem Referenzniveau:

$$R = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{h_i^2}{n}} \quad (8.1)$$

Die endgültige mittlere Topographierauhigkeit eines Profiles ist der Median der Rauigkeit mehrerer Profilstücke von ca. 100 km Länge. Als Referenzniveau verwendet Malinverno (1991) einen linearen Trend entlang des Basement. Andere Autoren (z.B. Weigelt, 1998) verwenden dagegen eine Subsidenzkurve für die ozeanische Kruste. Das Abtastintervall der Datenpunkte bei Malinverno (1991) liegt bei 2.5 km und darunter. Die Beziehung zwischen der Topographierauhigkeit und der vollen Dehnungsrate ist nach Malinverno (1991):

$$R = 1296 \cdot v^{-0.539} \quad \text{mit } v \text{ in [mm a}^{-1}\text{] und } R \text{ in [m].} \quad (8.2)$$

Nach Malinverno (1991) sollten die einzelnen Profilschnitte ca. 100 km lang sein. Damit wird erreicht, daß vereinzelte Strukturen mit erhöhter topographischer Variation, wie untermeerische Vulkane oder Bruchzonen, die Rauigkeitsbestimmung

nicht dominieren. Hayes und Kane (1991) berichten, daß Dehnungsraten von mitelozeanischen Rücken über einen Zeitraum von 7 Ma bis 10 Ma als gleichbleibend angesehen werden können. Daraus folgt, in Übereinstimmung mit den gewählten Profillängen von Malinverno (1991), daß ungefähr 100 km ozeanische Kruste auch bei niedrigen Dehnungsraten mindestens den Zeitraum einer gleichbleibenden Dehnungsrate überdecken. Der von Malinverno (1991) angegebene Fehler für die RMS-Krustenrauhigkeit liegt in der Größenordnung von ± 50 m. Die Dehnungsrate wird bei ihm als bekannt vorausgesetzt und als fehlerfrei angenommen (Abb. 8.1). Schließt man umgekehrt von der RMS-Rauhigkeit auf die Dehnungsrate, so ergibt sich für die halbe Dehnungsrate eine Unsicherheit in der Größenordnung von $\pm 5 \text{ mm a}^{-1}$. Für geringe RMS-Rauhigkeiten unter 150 m lassen sich innerhalb des Fehlerintervalls von ± 50 m beliebig hohe Dehnungsraten zuordnen (Abb. 8.1). Prinzipiell benötigt man für die Berechnung der RMS-Krustenrauhigkeit gute seismische Geschwindigkeitsinformationen zur lagerichtigen Darstellung des Basement. Indem als Referenzniveau ein linearer Trend entlang des Basement verwendet wird, wird eine moderate gleichmäßige Streckung oder Stauchung des Reliefs durch falsche Geschwindigkeiten aufgefangen. Ein Test mit zwei reflexionsseismischen Profilen ergab, daß eine Erhöhung der Geschwindigkeiten von zwei der drei Sedimentschichten um etwa 10% die Dehnungsraten lediglich um 0.4 mm a^{-1} erhöhte. In Relation zu der oben angegebenen Unsicherheit ist dies vernachlässigbar.

8.2 Krustenrauhigkeit im zentralen Weddellmeer

Nach den Modellen von Livermore und Hunter (1996) für die Öffnung des Weddellmeerbeckens, markiert die Anomalie-T den Übergang von einer langsamen (14 mm a^{-1}) zu einer sehr langsamen (4 mm a^{-1}) Dehnungsrate zwischen Südamerika und der Antarktis (Abb. 8.3). Livermore und Hunter (1996) datieren die Anomalie-T und damit den Wechsel der Dehnungsrate zwischen M4 und M0 (126 Ma–118 Ma). Verwendet wurde die Zeitskala von Kent und Gradstein (1986). Nach den Vorstellungen über den Zusammenhang zwischen Dehnungsrate und Krustenrauhigkeit sollte diese Änderung sich in der Krustentopographie bemerkbar machen. Nördlich der Anomalie-T wäre mit den von Livermore und Hunter (1996) angegebenen Dehnungsraten nach Gleichung 8.2 die Krustenrauhigkeit etwa doppelt so groß wie im Süden. Neben einer Änderung der Krustenrauhigkeit von Süden nach Norden, ist nach Livermore und Hunter (1996) auch ein Trend in der Dehnungsrate von Westen nach Osten vorhanden. Dieser resultiert aus der Lage der berechneten Rotationspole des Modells von Livermore und Hunter (1996) (Abb. 8.9).

Die berechneten Rotationspole der Plattenbewegung zwischen Südamerika und der Antarktis vor der Entstehung der Anomalie-T liegen westlich der antarktischen Halbinsel in der Bellingshausen-See bei ca. $72^\circ \text{ S } 90^\circ \text{ W}$ (Livermore und Hunter, 1996). Nach der Anlage der Anomalie-T zur Zeit von M0 (118 Ma) wechselt der Rotationspol anschließend in den Bereich der antarktischen Halbinsel ($76^\circ \text{ S } 61^\circ \text{ W}$), wo er bis zur Zeit von C33 (79 Ma) verbleibt (Abb. 8.9). LaBrecque und Barker (1981) schließen dies bereits aus der westwärtigen Konvergenz der magnetischen Lineationen. Dieser, dem Weddellmeer sehr nahegelegene, Rotationspol ist verantwortlich

für einen Trend in der Dehnungsrate von Westen nach Osten im Bereich nördlich der Anomalie-T (Livermore und Hunter, 1996). Mit zunehmender Entfernung von dem Rotationspol, d.h. im Weddellmeer in Richtung Osten, steigt die Dehnungsrate an. Neben der sichtbaren Krümmung in der Anlage der Fließlinien (Abb. 8.3), leiten Livermore und Hunter (1996) dieses aus der nach Osten zunehmenden Länge der Fließlinien ab (Abb. 8.3, Abb. 5.2). Da das Modell von Livermore und Hunter (1996) nur eine diskrete Anzahl an Rotationspolen verwendet, ist anzunehmen, daß der Rotationspol zur Zeit von M0 (118 Ma) nicht sprunghaft seine Lage von der Bellingshausen-See zur antarktischen Halbinsel geändert hat. Bei einer mehr kontinuierlichen Lageänderung könnte bereits zur Zeit von M2 (122 Ma) entlang der Anomalie-T der West-Ost-Trend in der Dehnungsrate und damit in der Krustenrauigkeit vorhanden sein.

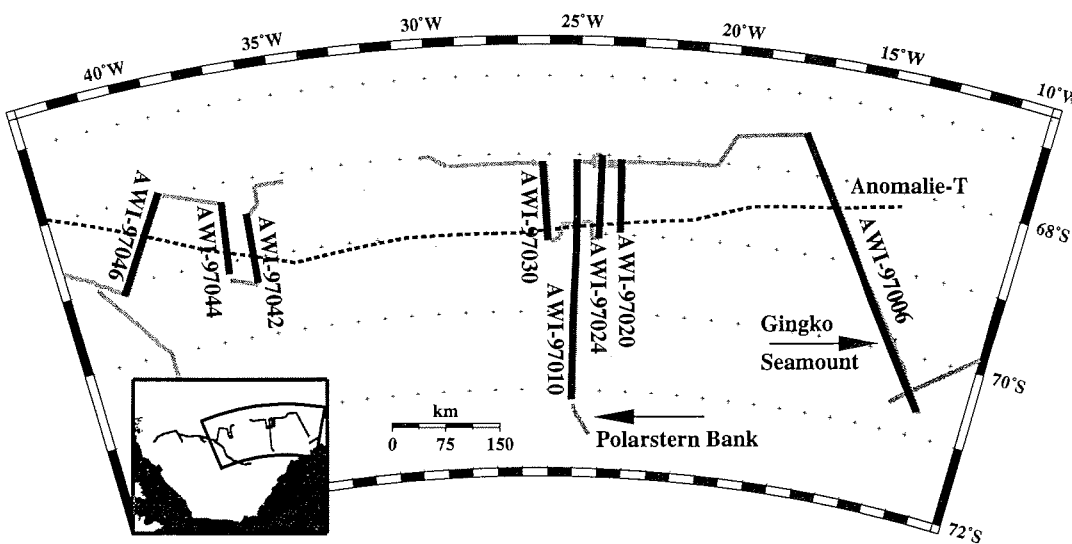


Abbildung 8.2: Profile, an denen die Krustenrauigkeiten berechnet wurden (schwarze Linien). Die Anomalie-T ist entlang des lokalen Schweremaximums kartiert (siehe Abb. 7.1). Der Entfernungsmaßstab ist gültig für 68° S.

Die gemessenen reflexionsseismischen Profile sind geeignet, Krustenrauigkeiten zu bestimmen und aus ihnen Dehnungsraten abzuleiten (Abb. 8.2). Die in Abbildung 8.2 gezeigten Profile sind bevorzugt Nord-Süd orientiert. Damit entspricht ihre Ausrichtung der von Livermore und Hunter (1996) modellierten Dehnungsrichtung zwischen 70° S und 68° S (Abb. 8.3). Zwei dieser Profile mit Längen von ca. 300 km reichen südlich der Anomalie-T bis etwa 71° S (AWI-97006, AWI-97010, Abb. 8.2). Diese längeren Profile ermöglichen es, die Krustenrauigkeit nördlich und südlich der Anomalie-T differenziert zu betrachten. Südlich der Anomalie-

T geben die satellitenaltimetrischen Daten keine Hinweise darauf, daß die Profile größere Bruchzonen queren (Abb. 5.2, Abb. 6.1). Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß kleinräumige Bruchzonen die Krustenrauigkeit beeinflussen. Nördlich der Anomalie-T, bei ca. 68.3° S Breite, beginnt mit dem Herringbone Pattern eine Abfolge von Bruchzonen, die die Morphologie der Kruste stark prägen (siehe Kapitel 6). Diese Bruchzonen können bei der Bestimmung der Krustenrauigkeit nicht umgangen werden, da sie das nördliche Ende aller Profile entlang der Anomalie-T betreffen. Die Profile liegen aber grob in der Streichrichtung der Bruchzonen oder zwischen den Bruchzonen, so daß deren Einfluß reduziert ist.

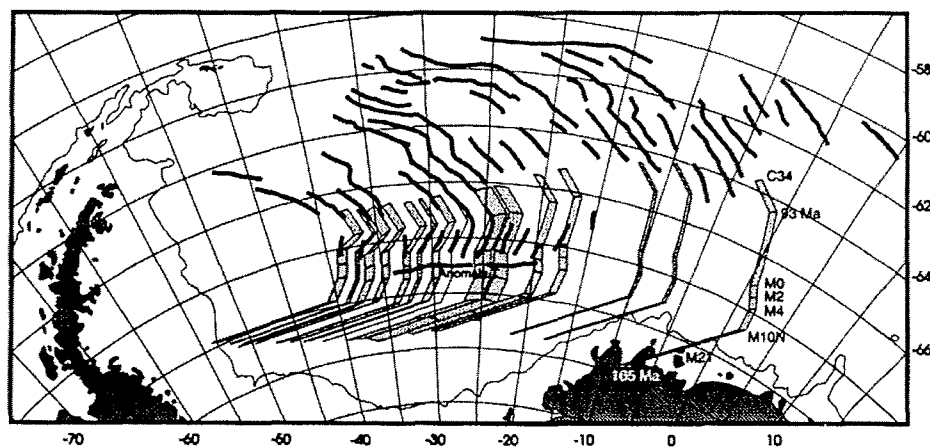


Abbildung 8.3: Synthetische Fließlinien der plattentektonischen Rekonstruktion der Öffnung des Weddellmeerbeckens nach Livermore und Hunter (1996) im Vergleich mit Fließlinien, die aus Satellitenaltimeterdaten von Sandwell et al. (1995) bestimmt wurden (Livermore und Hunter, 1996). Die synthetischen Fließlinien wurden aus der Addition der Plattenbewegungen zwischen Südamerika, Afrika und der Antarktis berechnet. Die Rotationspole der Rekonstruktion sind in Abb. 8.9 dargestellt. Die modellierten halben Dehnungsraten südlich der Anomalie-T sind: M21—M10N 13 mm a⁻¹, M10N—M4 20 mm a⁻¹, M4—M0 14 mm a⁻¹. Die Anomalie-T wird datiert mit M2 (122 Ma). Nördlich der Anomalie-T ist die modellierte Dehnungsrate mit 4 mm a⁻¹ (M0—93 Ma) signifikant geringer.

Der Verlauf des Basement wurde an den reflexionsseismischen Profilen bestimmt und digitalisiert. Die Abtastintervalle wurden an den topographischen Verlauf angepaßt, sie liegen zwischen 1 km bis 2 km. Die Basementhorizonte wurden in das Programmpaket LCT importiert und dort tiefenkonvertiert. Das verwendete Geschwindigkeitsmodell der Sedimente besteht aus drei Schichten mit jeweils einheitlicher Geschwindigkeit, wie es bereits zur Modellierung der maringravimetrischen Daten verwendet wurde (siehe Kapitel 4). Die RMS-Krustenrauigkeiten und Dehnungsraten wurden anschließend nach Malinverno (1991) berechnet (Gleichungen 8.1, 8.2). Als Referenzniveau wurde mit linearer Regression entlang des Basement eine Gera-

de bestimmt. Ein Medianwert aus mehreren RMS-Krustenrauigkeiten eines Profils konnte nicht berechnet werden, da die Profile nicht ausreichend lang sind, um in mehreren Profilabschnitten RMS-Krustenrauigkeiten zu bestimmen.

8.2.1 Dehnungsraten südlich der Anomalie-T

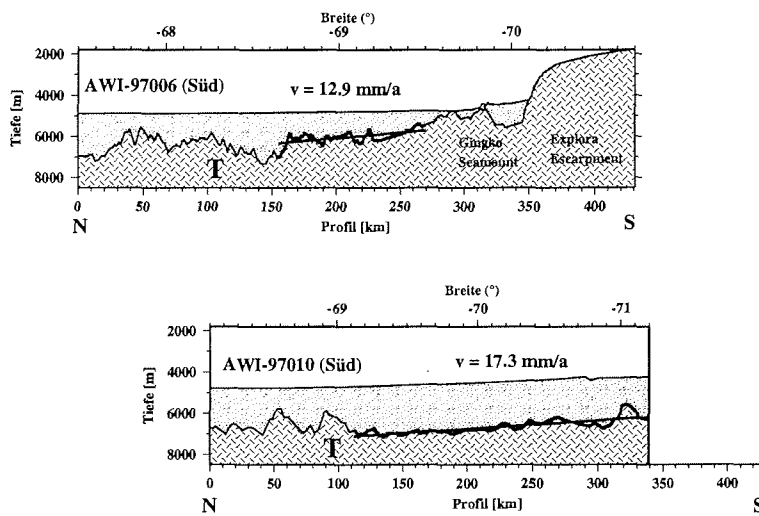


Abbildung 8.4: Tiefenschnitte der Profile AWI-97006 (oben) und AWI-97010 (unten) (siehe Karte 8.2). Zur Bestimmung der Krustenrauigkeit im Bereich südlich von Anomalie-T wurden 115 km (AWI-97006) und 227 km (AWI-97010) lange Profilabschnitte verwendet. T kennzeichnet die Position der Anomalie-T. Die geraden Linien bezeichnen die Regressionsgeraden als Referenzniveau zur Bestimmung der Krustenrauigkeit. Angegeben sind halbe Dehnungsraten in mm a^{-1} (VE = 1:16).

An zwei Profilen wurde die Dehnungsrate südlich der Anomalie-T aus der RMS-Krustenrauigkeit berechnet. Profil AWI-97006 verläuft ab 67.5°S in südöstlicher Richtung bis zu dem Ginkgo Seamount bei 69.8°S (Abb. 8.2). Der anschließende südliche Profilabschnitt ist das Profil 96110, welches das Profil bis zum Explora Escarpment verlängert (Ritzmann, 1998) (Abb. 8.4, oben). Die Anomalie-T wird bei etwa 68.3°S gequert. Ihre südliche Begrenzung befindet sich anhand der gravimetrischen Daten bei 68.6°S (Abb. 7.2). Dies korreliert mit dem Ende einer Basementaufwölbung. An dem darauf folgenden Profilabschnitt von 115 km Länge wurde die RMS-Krustenrauigkeit bestimmt mit 225 m. Dies entspricht einer halben Dehnungsrate von 12.9 mm a^{-1} (Abb. 8.4, oben). Der weiter südlich anschließende Profilabschnitt ist nicht für die Bestimmung der Krustenrauigkeit geeignet. Ab etwa 69.6°S ist der Anstieg zum Ginkgo Seamount deutlich erkennbar und mit dem Explora Escarpment wird der Kontinentalrand der Ostantarktis erreicht.

Das Profil AWI-97010 verläuft auf 25° W Länge in Nord-Süd-Richtung (Abb. 8.2). Die Anomalie-T befindet sich bei 68.9° S (Abb. 7.2). Das südliche Ende der Anomalie-T wurde auf 69.1° S festgelegt (Abb. 7.9). Von 69.1° S bis zum Profilende bei 71.1° S wurde auf einem Profilschnitt von 227 km Länge die RMS-Krustenrauigkeit bestimmt (Abb. 8.4, unten). Sie beträgt 191 m, die halbe Dehnungsrate ist damit 17.3 mm a⁻¹. Eine deutliche Basementerhöhung bei 71° S (Abb. 8.4, unten) steht vielleicht in Zusammenhang mit der Polarstern Bank, die sich 35 km südlich des Profilendes befindet. Da die Basementerhöhung aber keinen stetigen Anstieg in Richtung der Polarstern Bank zeigt, besteht kein Grund, diese Struktur von der Rauigkeitsbestimmung auszuschließen.

8.2.2 Dehnungsraten nördlich der Anomalie-T

Abb. 8.5 zeigt die Tiefenschnitte der Profile AWI-97006, AWI-97020, AWI-97024, AWI-97010 und AWI-97030 im Bereich zwischen 14° W und 26° W. Die Profile queren die Anomalie-T in einem ca. 100 km breiten Streifen, Profil AWI-97006 befindet sich ca. 350 km weiter östlich (Abb. 8.2). Für die beiden längeren Profile AWI-97006 und AWI-97010 wurde die Grenze der Anomalie-T wie in Abschnitt 8.2.1 beschrieben aus den Schweredaten bestimmt. Die anderen Profile enden an der Anomalie-T. Die mittlere Dehnungsrate der fünf Profile im östlichen Teil der Anomalie-T beträgt 5.9 mm a⁻¹.

Weiter westlich bei 37° W bis 42° W befinden sich die Profile AWI-97042, AWI-97044 und AWI-97046 (Abb. 8.2). In Abb. 8.6 sind ihre Tiefenschnitte dargestellt. Die Anomalie-T ist in dieser Region in der Satellitenaltimetrie undeutlich und in den reflexionsseismischen Profilen nicht mehr zu identifizieren. Leitet man die Position der Anomalie-T aus ihrer im Osten sichtbaren relativen Lage zu den nördlichen Bruchzonen ab, so befindet sie sich zwischen 69.1° S (Profil AWI-97042) und 68.5° S (Profil AWI-97046). Die erhöhte topographische Variation des Basement in den nördlichen Hälften der Profile kennzeichnet den Beginn der Bruchzonen des Herringbone Pattern. Es ist zu erkennen, dass sich an der vermuteten Position der Anomalie-T keine Basentrücken oder rauhes Basement befinden. Der Anteil der Bruchzonenregion an den gesamten Profilstrecken ist bei den drei Profilen etwa gleich groß. Damit sind die Krustenrauigkeiten bzw. Dehnungsraten untereinander vergleichbar. Die berechneten Dehnungsraten betragen 6.9 mm a⁻¹ bis 17.6 mm a⁻¹. Es zeigt sich ein Trend mit einer Zunahme der Dehnungsrate von Osten (Profil AWI-97042) nach Westen (Profil AWI-97046). Die mittlere Dehnungsrate der drei Profile im Westen beträgt 12.4 mm a⁻¹.

8.3 Dehnungsraten und Krustenmächtigkeiten

Beobachtungen haben gezeigt, daß als eine weitere Eigenschaft der ozeanischen Kruste die Krustenmächtigkeit mit der Dehnungsrate variieren kann (Reid und Jackson, 1981; Bown und White, 1994). Reid und Jackson (1981) haben im zentralen arktischen Ozean festgestellt, daß niedrige Dehnungsraten unter 20 mm a⁻¹ die Bildung einer dünnen ozeanischen Kruste zur Folge haben. Bei extrem niedrigen Dehnungsraten

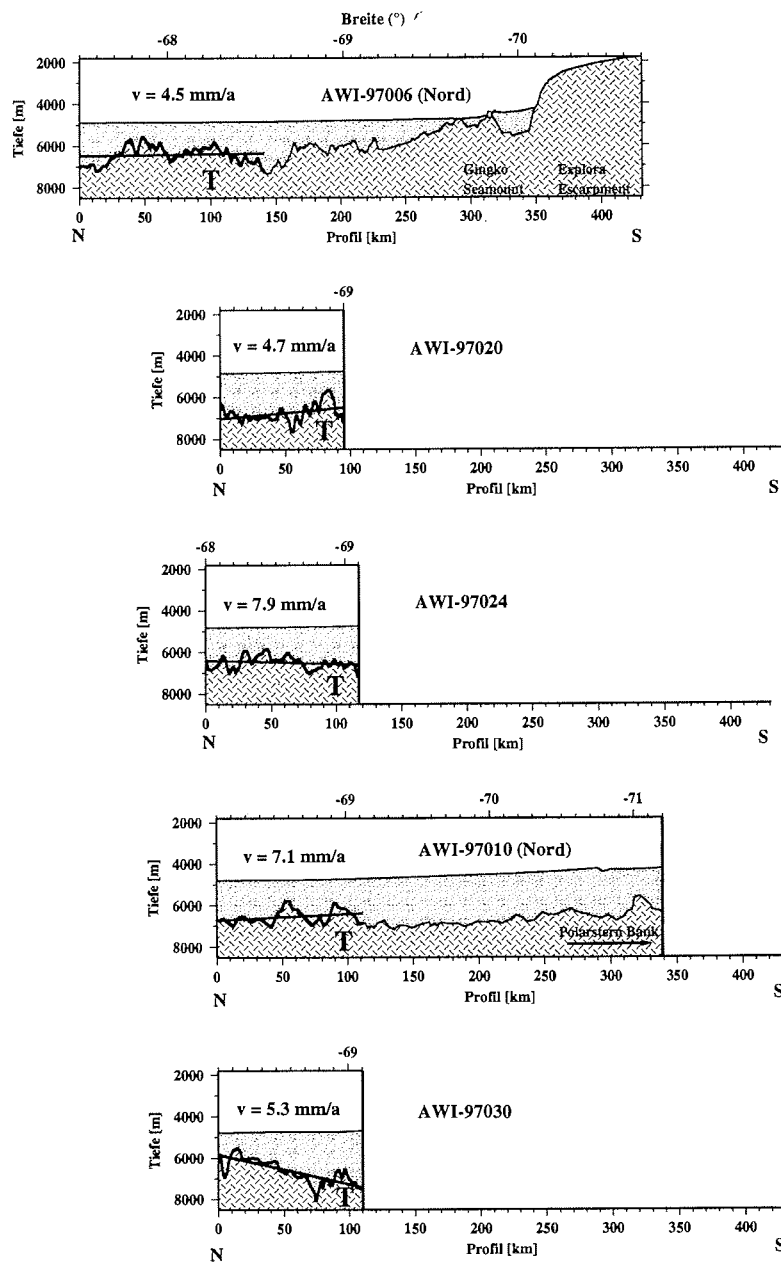


Abbildung 8.5: Tiefenschnitte der Profile AWI-97006 (oben) bis AWI-97030 (unten) im östlichen Teil der Anomalie-T zwischen 14° W und 26° W (siehe Karte 8.2). T kennzeichnet die Position der Anomalie-T. Die geraden Linien bezeichnen die Regressionsgeraden als Referenzniveau zur Bestimmung der Krustenrauigkeit. Angegeben sind halbe Dehnungsraten in mm a^{-1} (VE = 1:16).

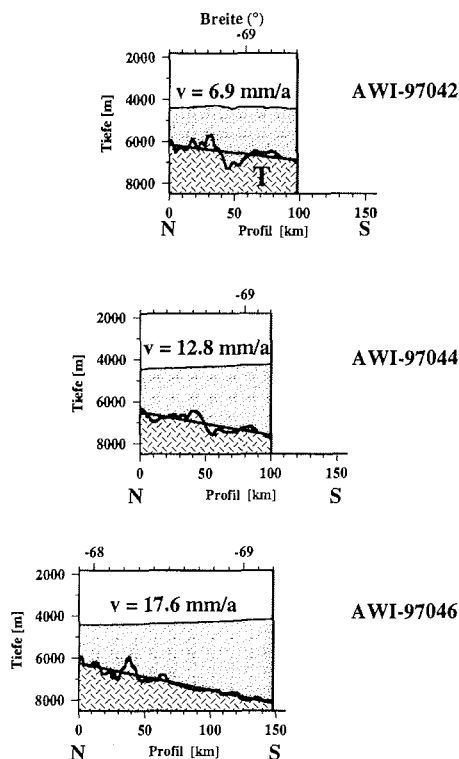


Abbildung 8.6: Tiefschnitte der Profile AWI-97042, AWI-97044 und AWI-97046 im westlichen Teil der Anomalie-T. Die Profile befinden sich bei 36° W (AWI-97042, oben), 37° W (AWI-97044, Mitte) und $39^\circ \text{ W} - 41^\circ \text{ W}$ (AWI-97046, unten) (siehe Karte 8.2). T in Profil AWI-97042 kennzeichnet die Position der Anomalie-T. Die geraden Linien bezeichnen die Regressionsgeraden als Referenzniveau zur Bestimmung der Krustenrauigkeit. Die berechnete halbe Dehnungsrate ist in mm a^{-1} angegeben ($\text{VE} = 1:16$).

von 10 mm a^{-1} und weniger erreicht die Kruste nur noch Mächtigkeiten von 2 km bis 3 km (Reid und Jackson, 1981). Andere Autoren bezweifeln einen Zusammenhang zwischen Dehnungsrate und Mächtigkeit (White und McKenzie, 1989; Chen, 1992). Chen (1992) führt das Ergebnis von Reid und Jackson (1981) auf Bruchzonen mit ausgedünnter Kruste zurück. Nach seiner Studie ist die ozeanische Kruste weltweit im Mittel 6 km mächtig. White und McKenzie (1989) geben 6.5 km an. Die ozeanische Kruste zeigt keine systematische Zunahme der Mächtigkeit mit der Dehnungsrate. Chen (1992) stellt aber fest, daß die Variation der Krustenmächtigkeit an langsam dehrenden Rücken größer ist (Mächtigkeit 3 km bis 8 km bei Dehnungsraten unter 40 mm a^{-1}) als an schneller dehrenden Rücken (5 km bis 7 km Mächtigkeit bei Dehnungsraten über 60 mm a^{-1}). Die größere Variationsbreite der Krustenmächtigkeit von langsam dehrender Kruste führt Chen (1992) auf ein vermehrtes Auftreten von Bruchzonen zurück. Bown und White (1994) haben den Effekt von Bruchzonen auf die Krustenmächtigkeit in ihren Daten korrigiert. Sie finden, daß die ozeanische

Kruste bei Dehnungsraten oberhalb von 15 mm a^{-1} von der Dehnungsrate unberührt bleibt und im Mittel $7 \pm 1 \text{ km}$ mächtig ist. Bei Dehnungsraten von 15 mm a^{-1} und darunter nimmt die Krustenmächtigkeit auf 3 km bis 2 km ab. Der Unterschied in den vorgestellten Modellen besteht darin, daß zum einen ein Schwellenwert für die Dehnungsrate angegeben wird, unterhalb dessen die Krustenmächtigkeit von der Dehnungsrate beeinflußt wird und abnimmt, zum anderen die Mächtigkeit im Mittel gleichbleibend ist, aber durch ein verstärktes Auftreten von Bruchzonen bei niedrigen Dehnungsraten stärker variiert.

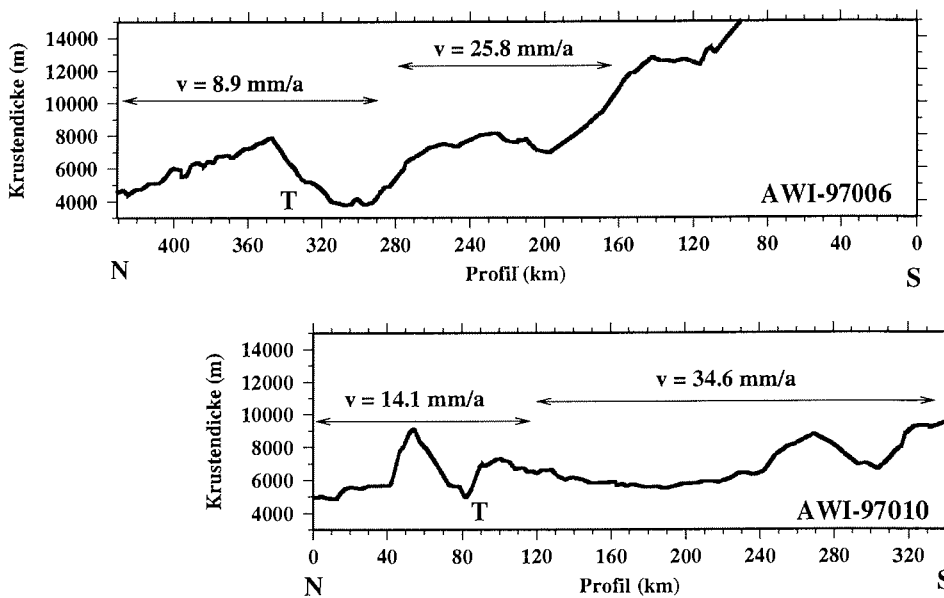


Abbildung 8.7: Mächtigkeit der ozeanischen Kruste (ohne Sedimentbedeckung) entlang der Profile AWI-97006 (oben) und AWI-97010 (unten) bestimmt aus der Schweremodellierung. Die Doppelpfeile kennzeichnen die Profilstrecke zur Bestimmung der angegebenen vollen Dehnungsrate in mm a^{-1} . T kennzeichnet die Position des Schweremaximums der Anomalie-T.

Die vorgestellten Dehnungsraten der Profile AWI-97006 und AWI-97010 zeigen nördlich und südlich der Anomalie-T einen signifikanten Unterschied. Die Krustenmächtigkeit entlang der Profile AWI-97006 und AWI-97010 ist aus den Schweremodellierungen abgeleitet. Abbildung 8.7 zeigt die Krustenmächtigkeit beider Profile. In den mittleren Profilschnitten mit vollen Dehnungsraten von 25 mm a^{-1} bis 35 mm a^{-1} ist die Krustenmächtigkeit wenig variabel (Abb. 8.7, Profil AWI-97006: km 210–280; Profil AWI-97010: km 120–240). Sie liegt zwischen 7 km (AWI-97006) und 6 km (AWI-97010). Damit ist die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste des Weddellmeres innerhalb des globalen Mittels (bestimmt von White und McKenzie, 1989; Bown und White, 1994).

Weiter im Süden ist die Krustenmächtigkeit nicht mehr mit der Dehnungsrate korre-

lierbar. Beide Profile reichen hier an Seamounts bzw. den Kontinentalrand heran. In den nördlichen Profilabschnitten mit verringerter Dehnungsrate ist zu beobachten, daß die Bruchzonen zu einer Variation der Krustenmächtigkeit in der Größenordnung von ± 2 km führen (Abb. 8.7, Profil AWI-97006: km 280–430; Profil AWI-97010: km 0–120).

Eine signifikante Abnahme der Krustenmächtigkeit nach Reid und Jackson (1981) oder Bown und White (1994) wird nicht beobachtet. Die vorgestellten Daten stützen das Modell von Chen (1992). Geringe Dehnungsraten führen zu einem erhöhten Anteil an Bruchzonen in der ozeanischen Kruste. Dadurch variiert die Krustenmächtigkeit in erhöhtem Maße. Im Gegensatz zu Chen (1992) zeigen die Profile AWI-97006 und AWI-97010 südlich der Anomalie-T bei ebenfalls noch relativ niedrigen Dehnungsraten eine geringe Variation der Krustenmächtigkeit (Abb. 8.7). Dies erklärt sich damit, daß im Weddellmeer zwischen der Anomalie-T im Norden und der Polarstern Bank im Süden wenige oder keine Bruchzonen vorhanden sind.

8.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die ermittelten RMS-Krustenrauhigkeiten sind in Abb. 8.8 zusammengefaßt. Die Krustenrauhigkeiten mit Werten von 190 m bis 400 m sind relativ hoch. Sie liegen damit in einem Bereich, in dem die Beziehung zwischen der Rauigkeit und der Dehnungsrate verläßlich scheint. Die Dehnungsraten nördlich und südlich der Anomalie-T sind signifikant verschieden (Abb. 8.9).

Südlich der Anomalie-T, zwischen 69.1° S und 71.2° S ergeben sich für das Weddellmeer Dehnungsraten von 12.9 mm a^{-1} und 17.3 mm a^{-1} . Die mittlere Dehnungsrate beträgt 15 mm a^{-1} und bestätigt die von Livermore und Hunter (1996) modellierten Dehnungsraten von ca. 14 mm a^{-1} .

Nördlich der Anomalie-T nimmt die Krustenrauhigkeit zu. Dort wurde an acht Profilen zwischen 16° W und 41° W die Dehnungsrate ermittelt. Die mittlere Dehnungsrate von 5.9 mm a^{-1} von fünf Profilen im Osten zwischen 16° W und 26° W liegt dicht bei der von Livermore und Hunter (1996) modellierten Dehnungsrate von 4 mm a^{-1} . Die mittlere Dehnungsrate von 12.4 mm a^{-1} von drei Profilen im Westen zwischen 39° W und 41° W ist deutlich höher als die von Livermore und Hunter (1996) angegebene Dehnungsrate von 4 mm a^{-1} . In dem Bereich dieser Profile ist die Anomalie-T mit ihrer höheren Krustenrauhigkeit stark reduziert oder nicht mehr vorhanden.

Diese gute Übereinstimmung der Dehnungsraten im Osten nördlich und südlich der Anomalie-T von Livermore und Hunter (1996) und den Ergebnissen dieser Arbeit ist überraschend. Die Dehnungsraten von Livermore und Hunter (1996) beruhen auf plattentektonischen Modellierungen mit wenigen publizierten Rotationspolen und der visuellen Anpassung von sehr kurzen Segmenten von magnetischen Anomalien (Livermore und Hunter, 1996). Die in dieser Arbeit ermittelten Dehnungsraten beruhen auf einer relativ schmalen Basis von fünf bzw. zwei Profilen.

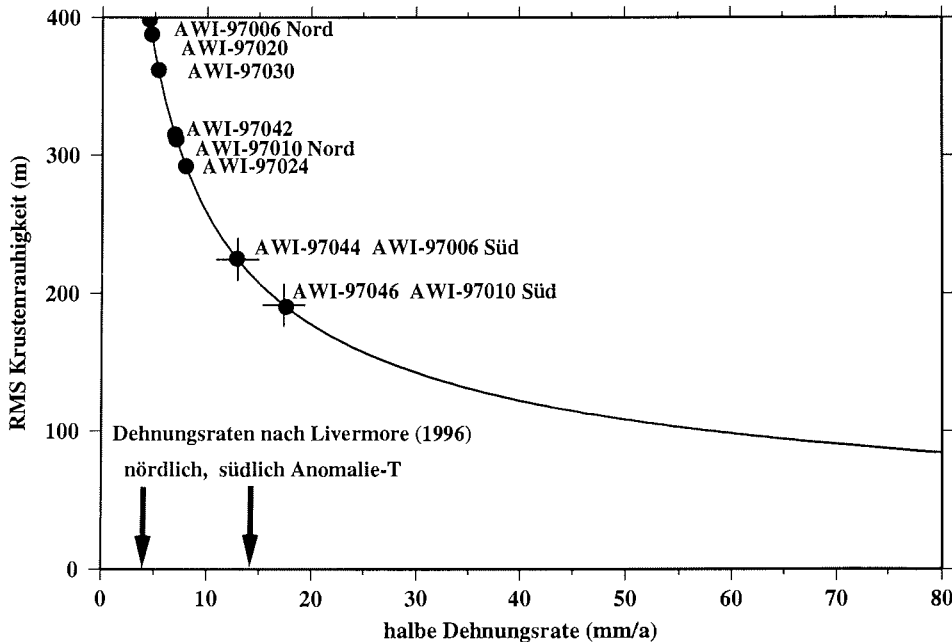


Abbildung 8.8: Halbe Dehnungsraten aller bearbeiteten Profile. Die RMS-Krustenrauigkeiten wurden bestimmt und nach Malinverno (1991) in Dehnungsraten umgerechnet (Gleichung 8.2). Nord und Süd bezeichnet die Lage der Profilabschnitte von Profil AWI-97006 und Profil AWI-97010 relativ zu der Anomalie-T (siehe Abb. 8.4, Abb. 8.5). Die durchgezogene Linie zeigt den theoretischen Zusammenhang zwischen Rauigkeit und Dehnungsrate nach Gleichung 8.2 (Malinverno, 1991).

Eine Zunahme der Dehnungsraten von Westen nach Osten wird nicht beobachtet. Die Dehnungsraten zeigen eher einen umgekehrten Trend. Von dem westlichsten Profil AWI-97046 bis zum östlichsten Profil AWI-97006 entlang der Anomalie-T nehmen die Dehnungsraten ab (Abb. 8.9). Dieser Trend wird dadurch verursacht, daß die Anomalie-T erst in den östlichen Profilen mit einer erhöhten Krustentopographie auftaucht. Aber auch die Dehnungsraten der beiden von der Anomalie-T unbeeinflussten Profilabschnitte AWI-97006 Süd und AWI-97010 Süd nehmen in Richtung Osten ab (Abb. 8.9).

Eine generelle Folgerung läßt sich aus wenigen Dehnungsraten für diesen Teil des Weddellmeeres nicht ziehen. Folgt man der Annahme von Livermore und Hunter (1996), daß ein nahegelegener Rotationspol bei der antarktischen Halbinsel einen Trend in den Dehnungsraten von Westen nach Osten verursacht hat (Abb. 8.9), so müßte der Rotationspol vor und während der Anlage der Anomalie-T östlich des Weddellmeeres gelegen haben. Die bisherigen Modelle lassen aber durchaus noch Spielraum in der Lage der Rotationspole zu. Zwischen der Kontinent-Ozean-Grenze bei ca. 72° S und der Anomalie-T sind im Weddellmeer keine Fließlinien sichtbar, die die Plattenbewegungen und damit die Rotationspole zwischen dem initialen Rifting

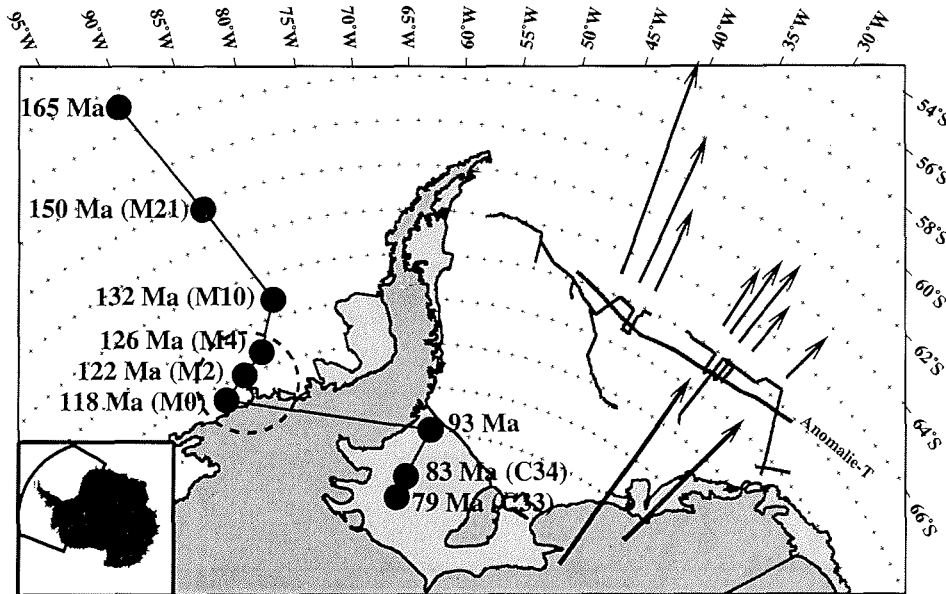


Abbildung 8.9: Ermittelte Dehnungsraten im Weddellmeer. Die Dehnungsraten sind in relativen Einheiten an den Profilen eingezeichnet. Südlich der Anomalie-T wurden zwei Dehnungsraten ermittelt, nördlich der Anomalie-T wurden acht Dehnungsraten ermittelt. Die N-S-Richtung der Pfeile entspricht etwa der Plattenbewegung nach der plattentektonischen Rekonstruktion von Livermore und Hunter (1996) (Abb. 8.3). Die von Livermore und Hunter (1996) berechneten Rotationspole für die plattentektonische Rekonstruktion der Öffnung des Weddellmeeres sind eingetragen (siehe Abb. 8.3). Der gestrichelte Kreis westlich der antarktischen Halbinsel umfaßt die Rotationspole, die für den Zeitraum der Anlage der Anomalie-T berechnet wurden (Livermore und Hunter, 1996).

und der Anlage der Anomalie-T belegen. Neueste Daten eines aeromagnetischen Flugprogramms des AWI zeigen eine Reihe von magnetischen Anomalien parallel zum Kontinentalrand der Ostantarktis vor Dronning Maud Land (Jokat und Meyer, 1999). Dies könnte bedeuten, daß das initiale Rifting im Weddellmeer in NW-SE-Richtung stattfand und damit senkrecht zu der bisher angenommenen Verschiebungsrichtung. In dieses Szenario könnte auch die hier vermutete Lage des Rotationspols östlich des Weddellmeeres passen. Die Erstellung einer neuen plattentektonischen Rekonstruktion auf der Basis der neuen Daten von Jokat und Meyer (1999) bleibt zukünftigen Arbeiten vorbehalten.

9 Sedimentmächtigkeiten im südwestlichen Weddellmeer

Der zweite Teil dieser Arbeit behandelt die Auswertung und Interpretation der refraktionsseismischen Messungen (Weitwinkeldaten) der Expedition ANT XIV/3 im westlichen Weddellmeer. Im Gegensatz zu den reflexionsseismischen Profilen, die strukturelle Informationen über die Sedimente und das Basement liefern, bilden die refraktionsseismischen Messungen Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen des Untergrundes ab. Die refraktionsseismischen Messungen der Expedition ANT XIV/3 stellen die ersten in situ Bestimmungen von Sedimentgeschwindigkeiten und -mächtigkeiten im westlichen Weddellmeer dar. Mit vier Weitwinkelstationen auf einer Strecke von ca. 1000 km entlang der reflexionsseismischen Profile ist die Abdeckung des Gebietes beschränkt (Abb. 9.1). Die Daten zeigen jedoch einen sehr homogenen Aufbau der Sedimentbedeckung. Die Modellierung der Weitwinkeldaten und die erhaltenen 1D-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen werden im folgenden dargestellt. Weiterhin werden die refraktionsseismischen Messungen mit den reflexionsseismischen Profilen verglichen und diskutiert.

9.1 Modellierung der Weitwinkeldaten

Die Weitwinkeldaten der vier Stationen zeigen reflektierte und refraktierte P-Wellen Einsätze aus Sedimenten (P) und P-Wellen Einsätze aus der oberen ozeanischen Kruste (P_g). S-Wellen Einsätze sind nicht vorhanden. Die identifizierten Phasen wurden in einem Abstand von 0.5 km bis 2.0 km in den seismischen Sektionen ange-rissen und Reflexionshorizonten bzw. Grenzschichten zugeordnet. Zur Auswertung kamen Geophon- und Hydrophonregistrierungen. Der Einsatzzeitbestimmung der Phasen wurde ein Unsicherheit von ± 50 ms zuerkannt. Dieser Fehler beinhaltet den Ablesefehler und Variationen des Einsatzes. Für die Modellierung wurde die Unsicherheit auf ± 100 ms verdoppelt, um die Ungenauigkeiten der Offsetkorrektur einzuschließen. Der Laufzeitfehler von ± 100 ms entspricht z.B. bei der reflektierten Phase des Meeresbodens einer Unsicherheit in der Ortsbestimmung von ca. ± 1 km bei einem Offset von 30 km.

Um aus den Laufzeitkurven Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle zu erhalten, wurde das Programmpaket *Rayinvr* von Zelt und Smith (1992) verwendet. Das Programm ermöglicht eine Vorwärtsmodellierung mit einer Minimierung der RMS-Abweichung zwischen modellierten und beobachteten Phasen. An Hand der reflektierten Phasen wurde zunächst ein Startmodell mit mehreren Schichten aufgestellt. In den seismischen Sektionen der parallelen reflexionsseismischen Profile ist zu sehen, daß die Schichten nahezu horizontal gelagert sind. Mit Ausnahme des Modells der Station 051 wurden keine lateralen Variationen in der Schichttiefe oder -geschwindigkeit eingeführt. Die Station 051 ist über dem östlichen Kontinentalhang der antarktischen Halbinsel gelegen (Abb. 9.1). Die Reflexionsseismik zeigt, daß der Meeresboden eine leichte Neigung von 0.3° nach Osten in Richtung der Tiefsee-Ebene hat. In dem Modell der Station 051 wurde daher eine geringe Neigung des Meeresbodens

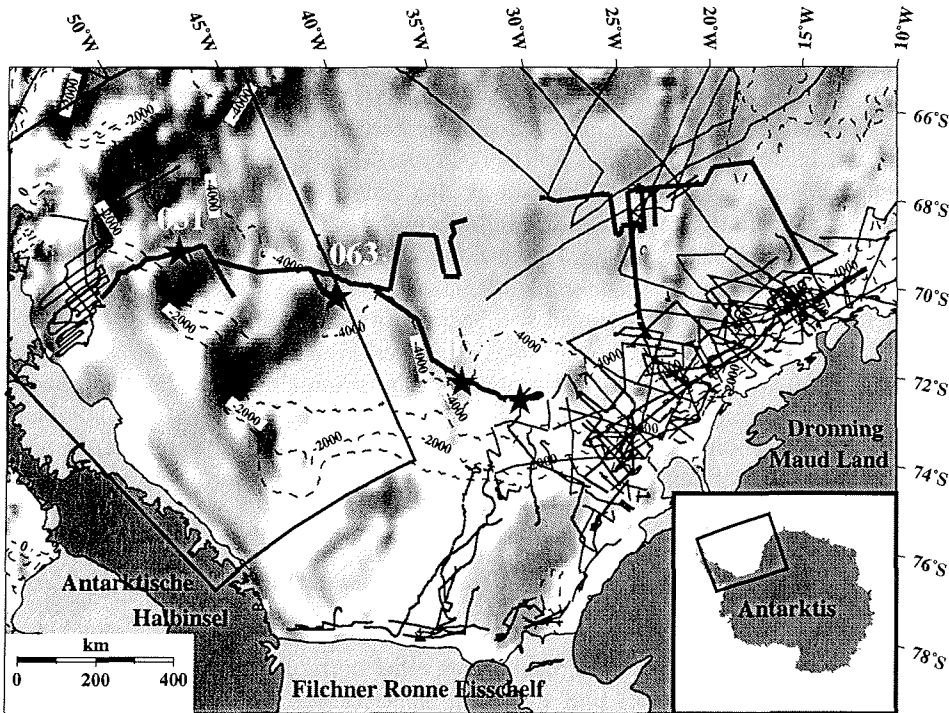


Abbildung 9.1: Lokation der Weitwinkelstationen der Expedition ANT XIV/3 und Bathymetrie des Weddellmeeres (ETOPO-5 Datensatz, National Geophysical Data Center, 1988). Die Positionen der Weitwinkelstationen sind durch schwarze Sterne markiert. Fette, schwarze Linien kennzeichnen die reflexionsseismischen Profile der Expedition, dünne schwarze Linien sonstige Profile verschiedener Institutionen (siehe Kapitel 2, Tab. 2.1). Das Gebiet, in dem LaBrecque und Ghidella (1997) Sedimentmächtigkeiten berechnet haben, ist mit einem schwarzen Rahmen ausgewiesen (siehe auch Abb. 9.17).

eingeführt (Abb. 9.3). Durch die Anlage der Experimente ohne Gegenschuß sind die ermittelten Geschwindigkeiten prinzipiell Scheingeschwindigkeiten. Die Abweichungen zu den realen Geschwindigkeiten sind aber bei den geringen Neigungen minimal. Die Weitwinkeldaten zeigen eine Vielzahl von reflektierten Phasen in geringem zeitlichen Abstand (Abb. 9.2, 9.4, 9.6, 9.8). Um die Modelle überschaubar zu halten, wurden nur reflektierte Phasen mit hohen Amplituden für die Modelle verwendet. Durch diese Beschränkung sind die resultierenden Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen in ihrer Auflösung begrenzt. Die Modelle bestehen aus sieben bis neun Schichten mit Schichtmächtigkeiten von 3 km (Wassersäule) bis 0.5 km. Sie beruhen auf reflektierten und refraktierten Phasen der seismischen Sektionen.

Ausgehend von einem Startmodell wurden die Parameter Geschwindigkeit und Tiefe durch Probieren schichtweise modifiziert, bis die Daten hinreichend genau angepaßt waren. Ein Kriterium für die Anpassung war eine geringe RMS-Abweichung

zwischen angerissenen Einsatzzeiten und modellierten Einsatzzeiten. Auf eine absolute Minimierung des RMS-Fehlers wurde verzichtet, denn eine minimale RMS-Abweichung ist kein alleiniges Kriterium für die Qualität eines Modells (Schlindwein, 1998). Die RMS-Abweichung drückt nicht aus, ob die modellierten Laufzeitkurven auch in der Neigung oder dem Trend den beobachteten Laufzeitkurven entsprechen. Es wurde daher mehr Gewicht darauf gelegt, den Kurvenverlauf anzupassen. Als zusätzliches Maß für die Güte eines Modells kann die Überdeckung der Horizonte mit Wellenstrahlen genommen werden. Je mehr Strahlen einen Reflektor überdecken, desto besser ist seine Tiefenlage und Geschwindigkeit belegt. In den Abbildungen der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen sind daher nicht die Laufzeitkurven des Modells, sondern nur die modellierten Phasen mit ihren Strahlenwegen dargestellt (Abb. 9.3, 9.5, 9.7, 9.9).

Um die Fehler der modellierten Tiefen und Geschwindigkeiten abzuschätzen, wurden die Modelle auf ihre Empfindlichkeit gegenüber Variationen der Modellparameter überprüft. Bei diesem Verfahren werden die Parameter pro Schicht einzeln variiert, bis die modellierten Laufzeitkurven außerhalb der Fehlerbalken der beobachteten Laufzeitkurven liegen. Die Abschätzung ergab einen Fehler in der Geschwindigkeitsbestimmung von $\pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$. Die Tiefenlage der Horizonte in mehr als ca. 5 km Tiefe kann mit einer Genauigkeit von $\pm 0.3 \text{ km}$ bestimmt werden. Für Schichten in geringerer Tiefe liegt der Fehler bei $\pm 0.2 \text{ km}$.

9.2 Weitwinkeldaten und Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle

Die Weitwinkeldaten der Stationen und die resultierenden Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle sind im folgenden dargestellt und an einem Beispiel der Station 063 ausführlicher erläutert. Die seismischen Sektionen und die Laufzeitkurvendarstellungen der Modelle sind in üblicher Weise mit einer reduzierten Laufzeit dargestellt. Als Reduktionsgeschwindigkeit wurde 8 km s^{-1} gewählt.

Station 051 Die Registrierung des Geophonkanals der Station 051 und das entsprechende Geschwindigkeits-Tiefen-Modell zeigen die Abbildungen 9.2 und 9.3.

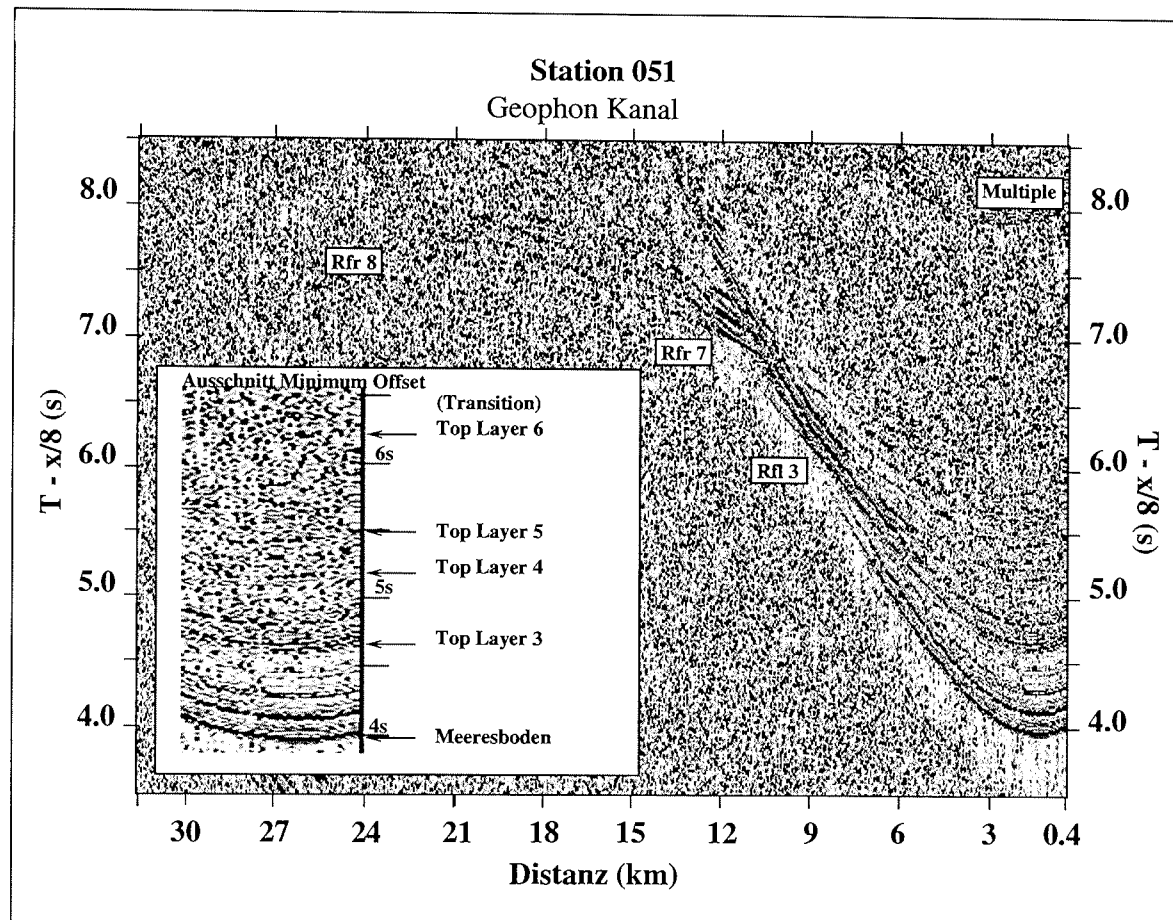


Abbildung 9.2: Seismische Sektion der Station 051. Die Spuren sind mit einem Bandpaß von 5–40 Hz frequenzgefiltert. Die Daten wurden auf einen äquidistanten Abstand von 50 m zusammengefaßt (Binning) und entsprechend gestapelt. Es ist nur der längere nordwestliche Ast der Registrierung dargestellt. Einzelne Phasen sind annotiert: Rfr = refraktiert, Rfl = reflektiert.

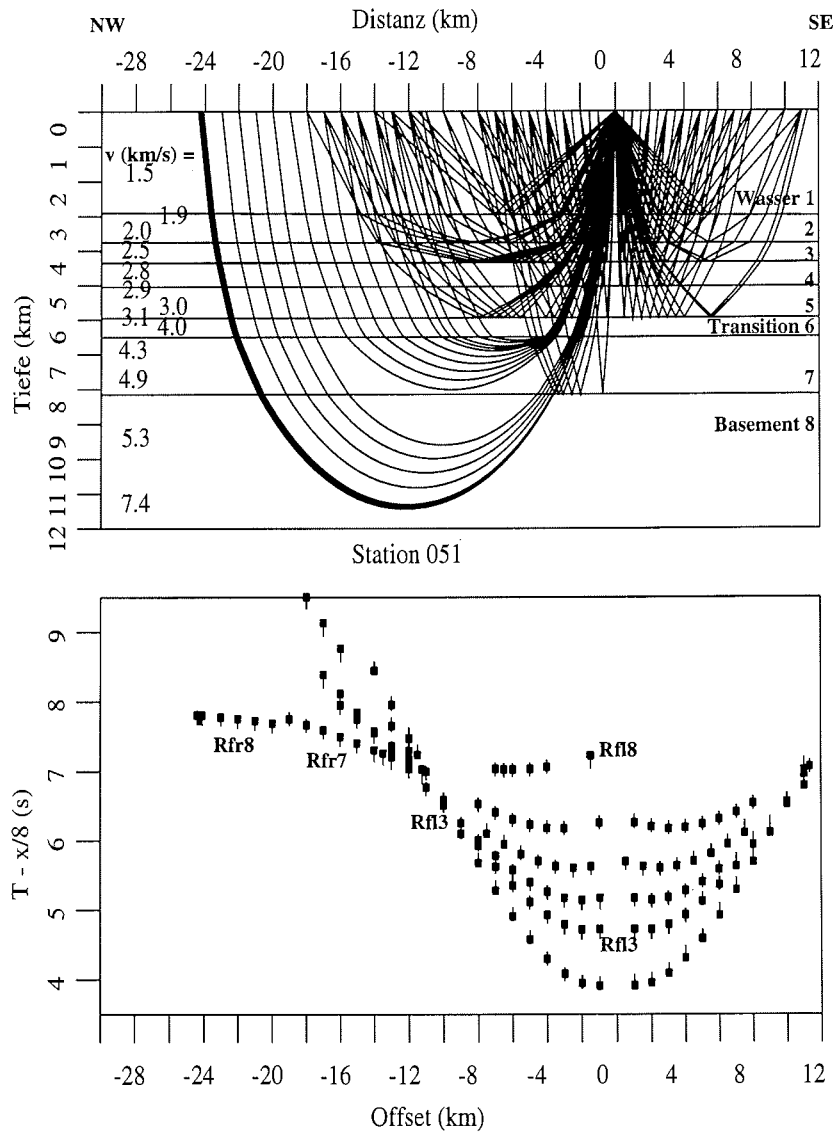


Abbildung 9.3: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 051. Die obere Hälfte der Abbildung zeigt das Modell mit den Strahlenwegen. Die untere Hälfte ist eine Laufzeitkurvendarstellung der beobachteten und der modellierten Daten. Beobachtete Phasen sind als Fehlerbalken geplottet, die modellierten Phasen als Quadrate. Die Benennung der Phasen entspricht der in Abb. 9.2. Die RMS-Abweichung zwischen den beobachteten und den modellierten Phasen beträgt 48 ms.

Station 063 Abb. 9.4 zeigt die Geophonregistrierung der Station 063. Die Station befand sich 400 km östlich der antarktischen Halbinsel am südlichen Ende des Profils AWI-97063 (siehe Karte 9.1). Die seismische Sektion zeigt klar erkennbare reflektierte und refraktierte Einsätze mit einem hohen niederfrequenten Rauschanteil. Refraktierte Einsätze sind bis zu einem Offset von 31 km sichtbar (Abb. 9.4, Rfr 8 und Rfr 9). Bei einer reduzierten Laufzeit von 8 s ist eine deutliche reflektierte Phase zu erkennen, die als Krustenreflexion interpretiert wird (Abb. 9.4, Rfl 9). Der vergrößerte Ausschnitt der Sektion zeigt, welche Phasen zur Modellierung verwendet wurden. Besonders im Bereich zwischen 5.4 s bis 5.8 s reduzierte Laufzeit wurden nicht alle erkennbaren reflektierten Phasen für die Modellierung berücksichtigt. Die entsprechende Schicht zwischen 5.4 s und 5.8 s ist jedoch nur 500 m mächtig (Schicht 2 in Abb. 9.5, oben). Die Modellierung weiterer interner Reflektoren dieser Schicht liefert keinen substantiellen Beitrag zu dem Modell. Abb. 9.5 zeigt das korrespondierende Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 063. Die Sedimente sind unterteilt in sieben Schichten (Schicht 2–8, Abb. 9.5, oben). Die ermittelten Geschwindigkeiten dieser Sedimentschichten reichen von $1.8 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$ bis $5.2 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$. In einer Tiefe von $8.8 \pm 0.3 \text{ km}$ ($4.8 \pm 0.3 \text{ km}$ unter dem Meeresboden) befindet sich das Basement mit einer Geschwindigkeit von $5.8 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$ (Schicht 9, Abb. 9.5, oben). Die Anpassung des Modells an die gemessenen Daten ist in der Laufzeitkurvendarstellung in Abbildung 9.5, unten, zu sehen. Die Laufzeitkurvendarstellung zeigt eine gute Übereinstimmung. Die RMS-Abweichung zwischen den modellierten und den beobachteten Phasen beträgt 48 ms.

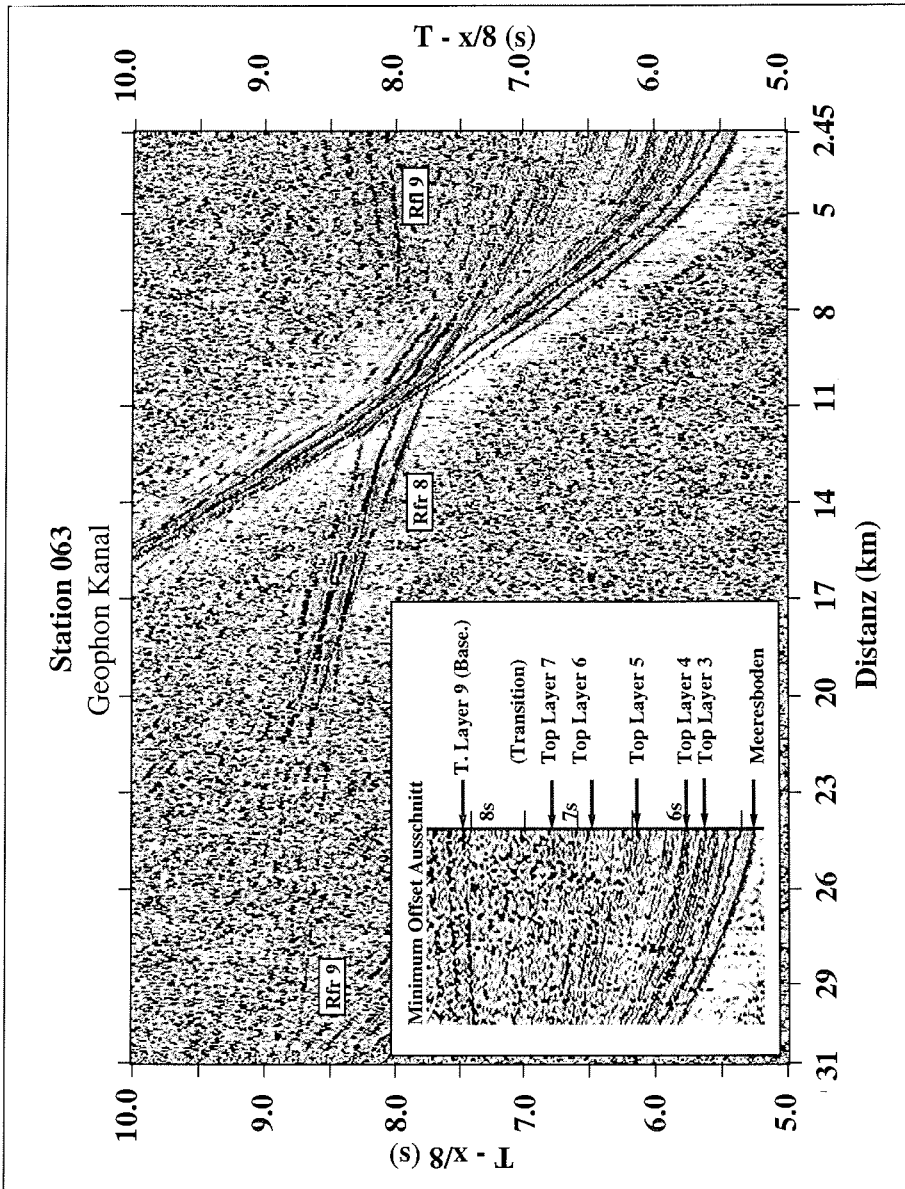


Abbildung 9.4: Seismische Sektion der Station 063. Die Spuren sind mit einem Bandpaß von 5–40 Hz frequenzgefiltert. Die Daten wurden auf einen äquidistanten Abstand von 50 m zusammengefaßt (Binning) und entsprechend gestapelt. Es ist nur der längere nordwestliche Ast der Registrierung dargestellt.

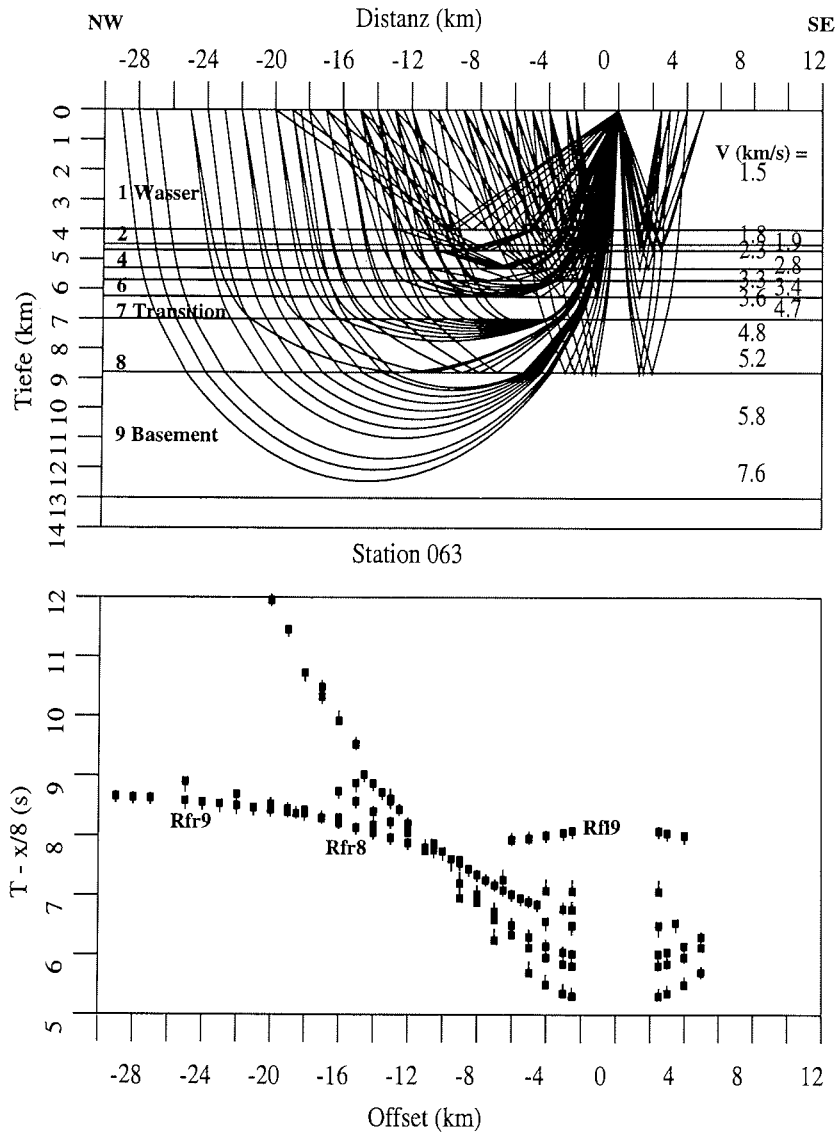


Abbildung 9.5: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 063. Die RMS-Abweichung zwischen den beobachteten und den modellierten Phasen beträgt 48 ms.

Station 071 Die Registrierung des Geophonkanals der Station 071 und das zugehörige Geschwindigkeits-Tiefen-Modell zeigen die Abbildungen 9.6 und 9.7.

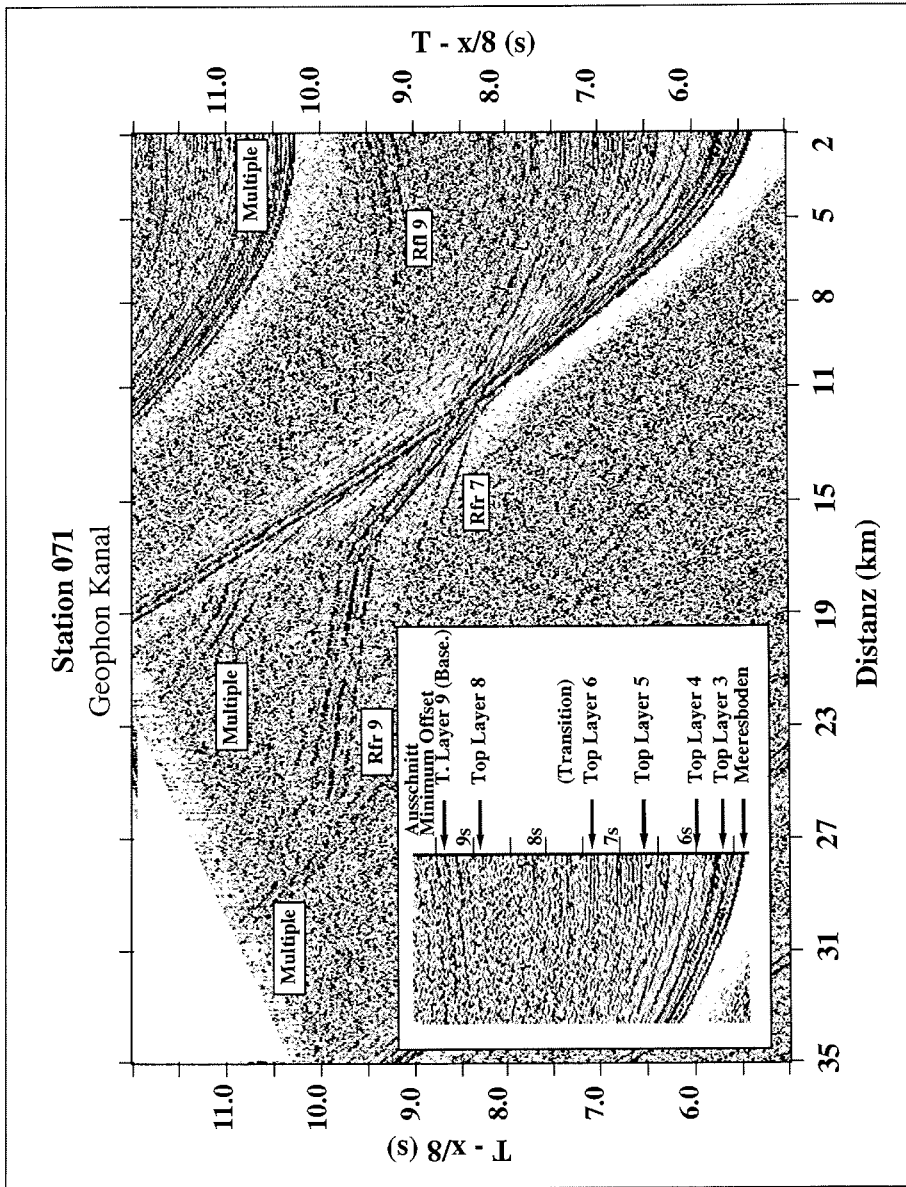


Abbildung 9.6: Seismische Sektion der Station 071. Die Spuren sind mit einem Bandpaß von 5–40 Hz frequenzgefiltert. Die Daten wurden auf einen äquidistanten Abstand von 50 m zusammengefaßt (Binning) und entsprechend gestapelt.

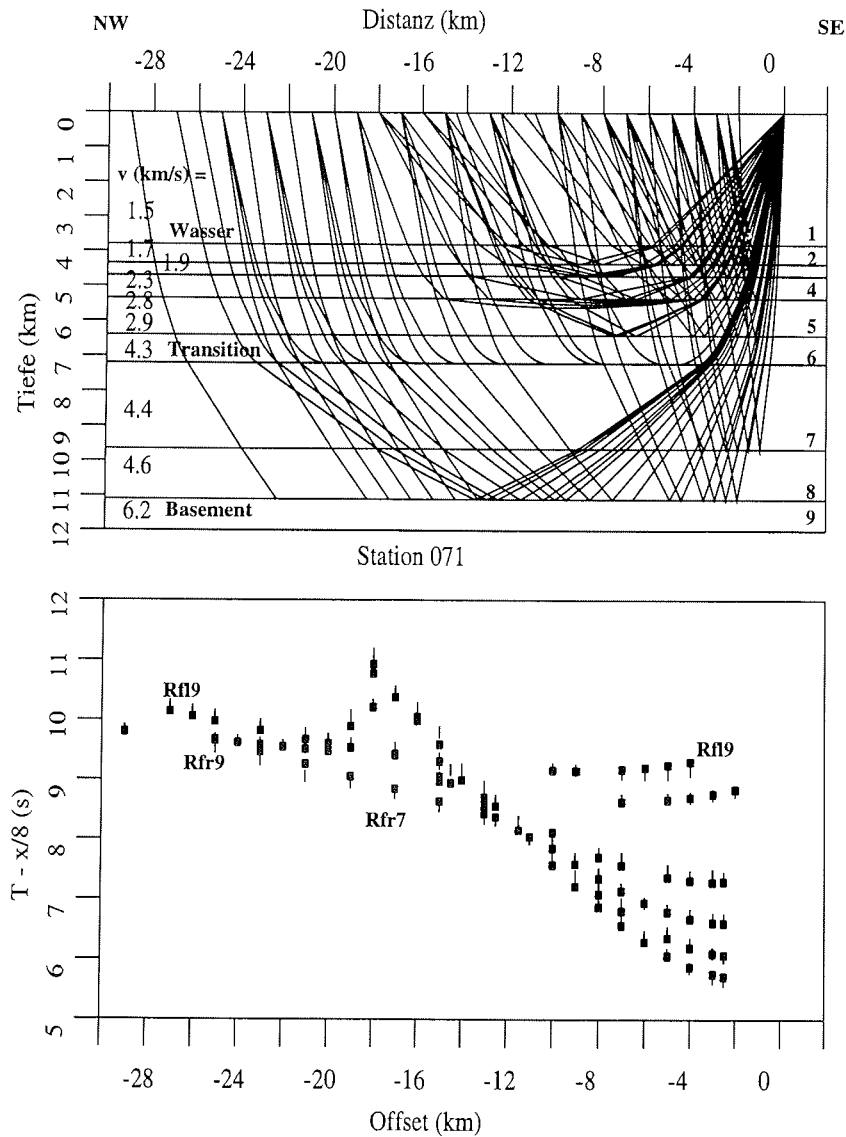


Abbildung 9.7: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 071. Die RMS-Abweichung zwischen den beobachteten und den modellierten Phasen beträgt 102 ms.

Station 073 In den Abbildungen 9.8 und 9.9 sind die seismische Sektion der Station 073 und das entsprechende Geschwindigkeits-Tiefen-Modell dargestellt.

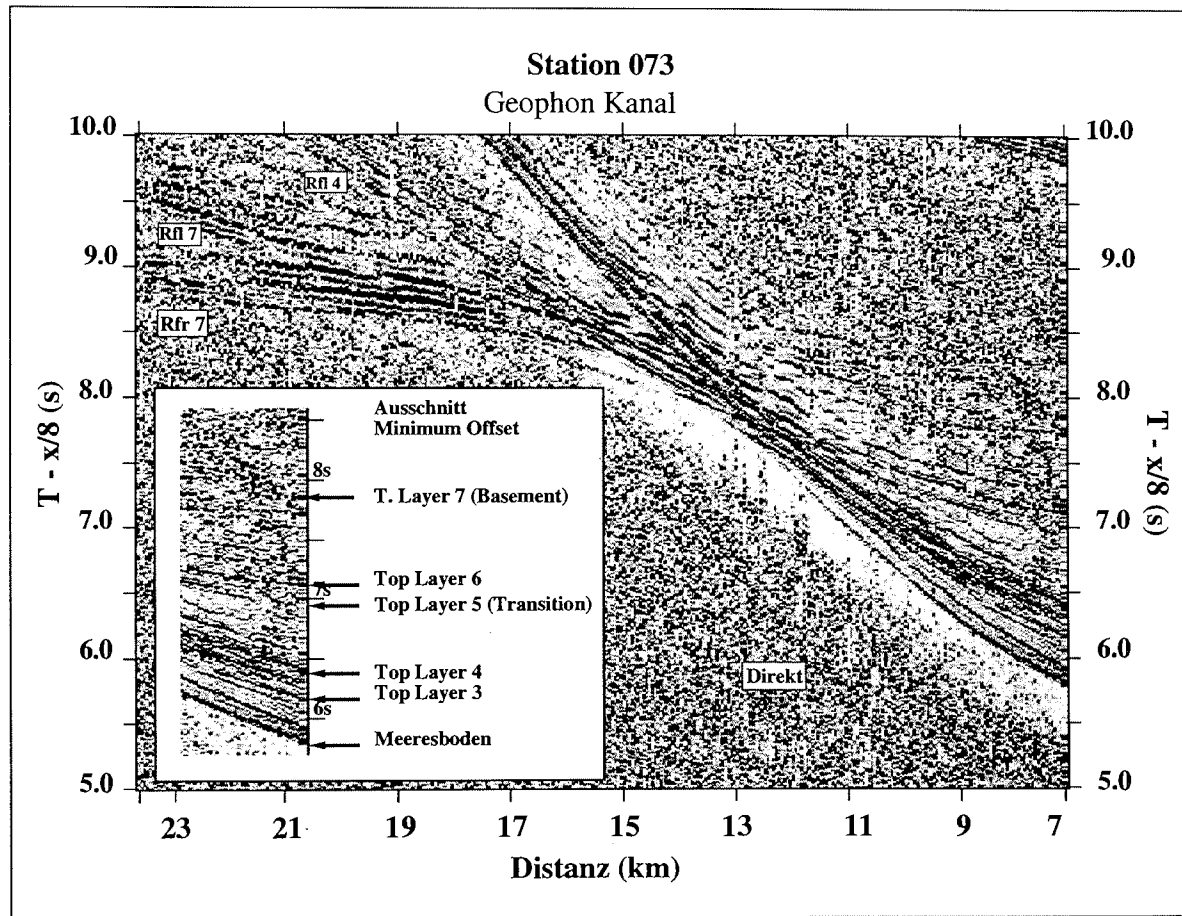


Abbildung 9.8: Seismische Sektion der Station 073. Die Spuren sind mit einem Bandpaß von 5–40 Hz frequenzgefiltert. Die Daten wurden auf einen äquidistanten Abstand von 50 m zusammengefaßt (Binning) und entsprechend gestapelt.

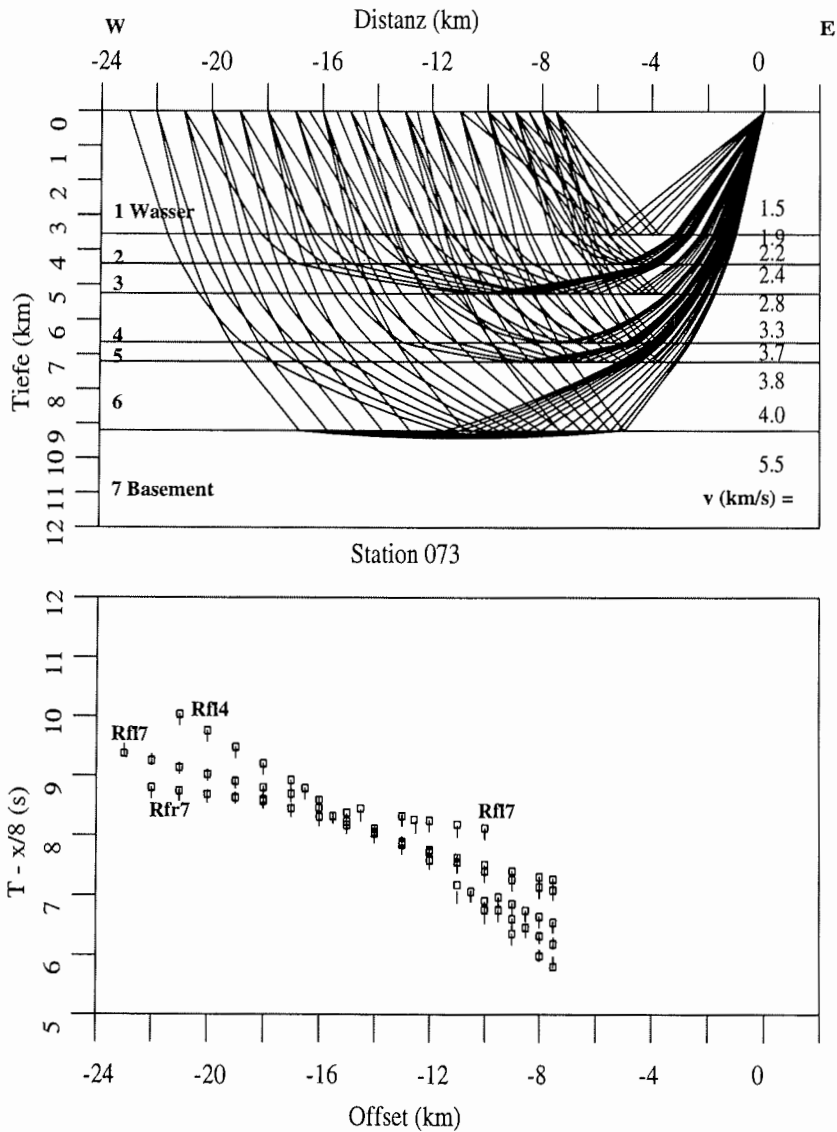


Abbildung 9.9: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 073. Die RMS-Abweichung zwischen den beobachteten und den modellierten Phasen beträgt 78 ms.

Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen Alle ermittelten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen sind in Abb. 9.10 zusammengestellt.

Die Meerestiefe nimmt von Nordwesten kommend von 3000 m (Station 051) auf 4000 m bei 44° W (Station 063) zu. Bei der anschließenden Fahrt in den südlichen Teil des Beckens bis 72.5° S geht die Wassertiefe auf 3550 m (Station 073) zurück

(siehe auch die Karte 9.1). Die Sedimente sind unterteilt in fünf bis sieben Schichten. Unterhalb der Sedimente befindet sich die ozeanische Kruste, deren Tiefenlage durch reflektierte und refraktierte Einsätze mit Offsets von 16 km bis 31 km in den seismischen Sektionen gut belegt ist (Abb. 9.2, 9.4, 9.6, 9.8). Die Sedimente unterhalb der Wassersäule lassen sich anhand ihrer Geschwindigkeiten in drei Einheiten unterteilen: eine obere Einheit I, eine Übergangszone II und eine untere Einheit III.

Die Einheit I umfaßt Geschwindigkeiten von $1.7 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$ bis $3.4 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$ mit einem relativ hohen Geschwindigkeitsgradienten von 0.4 s^{-1} bis 0.7 s^{-1} . Die Mächtigkeit der Einheit I variiert zwischen 2.3 km und 3.1 km.

In einer Tiefe von 6 km bis 7 km (2 km bis 3 km unter dem Meeresboden) beginnt die Übergangszone II mit einem deutlich höheren Gradienten von 1.4 s^{-1} bis 1.8 s^{-1} . Diese Zone ist etwa 0.5 km bis 0.8 km mächtig. Die relativ geringen Amplituden der reflektierten Phasen deuten einen graduellen Übergang zu höheren Geschwindigkeiten an.

Unterhalb dieser Zone befindet sich die Einheit III mit Geschwindigkeiten von $3.7 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$ bis $5.2 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$ und moderaten Geschwindigkeitsgradienten von 0.1 s^{-1} bis 0.2 s^{-1} . Die Mächtigkeit der Einheit III reicht von 1.7 km bis 3.8 km.

Zusammenfassend ergeben sich Sedimentmächtigkeiten von $5.2 \pm 0.3 \text{ km}$ (Station 051), $4.8 \pm 0.3 \text{ km}$ (Station 063), $7.3 \text{ km} \pm 0.3 \text{ km}$ (Station 071) und $5.7 \pm 0.3 \text{ km}$ (siehe Tab. 9.1).

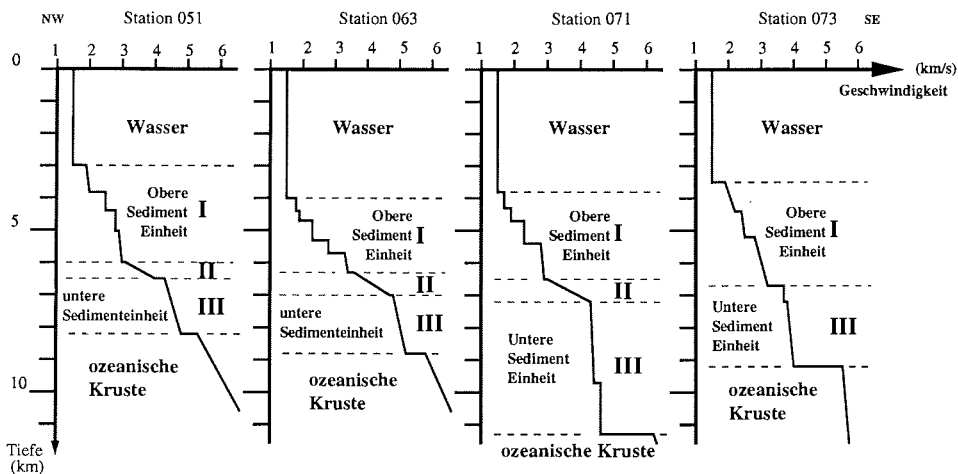


Abbildung 9.10: Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen aller Stationen. Die Stationen sind nach ihrer Lokation von Nordwesten nach Südosten sortiert (siehe Karte 9.1).

Station	051	063	071	073
Breite	66°12' S	68°48' S	71°43' S	72°30' S
Länge	51°24' W	44°26' W	38°28' W	34°38' W
I obere Sedimenteinheit	3.0 ± 0.3 km	2.3 ± 0.3 km	2.6 ± 0.3 km	3.1 ± 0.3 km
II Übergangszone	0.5 ± 0.3 km	0.8 ± 0.3 km	0.8 ± 0.3 km	—
III untere Sedimenteinheit	1.7 ± 0.3 km	1.8 ± 0.3 km	3.9 ± 0.3 km	2.6 ± 0.3 km
Sedimentmächtigkeit	5.2 ± 0.3 km	4.8 ± 0.3 km	7.3 ± 0.3 km	5.7 ± 0.3 km
LaBrecque und Ghidella (1997)	6.3 ± 1.3 km	3.4 ± 0.7 km	—	—

Tabelle 9.1: Sedimentmächtigkeiten im westlichen Weddellmeer bestimmt aus den Weitwinkeldaten. Vergleichend dazu sind die Abschätzungen für die Schichtmächtigkeit oberhalb des magnetischen Basement von LaBrecque und Ghidella (1997) aufgeführt (siehe Abschnitt 9.4). Der von ihnen angegebene Fehler beträgt 20% (LaBrecque und Ghidella, 1997).

9.3 Weitwinkeldaten im Vergleich mit den reflexionsseismischen Profilen

Die parallel aufgezeichneten reflexionsseismischen Messungen in der Umgebung der Weitwinkelstationen ermöglichen es, die Tiefenlage der Reflektoren in beiden Datensätzen zu vergleichen. Die benachbarten reflexionsseismischen Profile wurden mit der entsprechenden Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion von einer Zeitsektion in eine Tiefensektion konvertiert. Die Abbildungen 9.11, 9.12, 9.13 und 9.14 zeigen die den Stationen nächstgelegenen Profillabschnitte der reflexionsseismischen Profile und die verwendeten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen.

Station 051 und Profil AWI-97051 (Abb. 9.11): Die Sektion zeigt eine kontinuierliche, ungestörte Abfolge von Sedimenten. Der obere Teil der Sektion von 3 km bis 7 km Tiefe zeigt gut erkennbare Horizonte, darunter nimmt die Datenqualität ab. Nicht ausreichende seismische Energie und ein hoher Rauschpegel durch schwierige Eisverhältnisse erschweren die Auflösung tieferer Horizonte. Die drei modellierten Horizonte der Einheit I korrelieren gut mit markanten Horizonten in der Sektion. Der Beginn der Übergangszone II in 6 km Tiefe mit einem Geschwindigkeitsprung von 3.0 km s^{-1} auf 4.3 km s^{-1} läßt sich mit einem Horizont zwischen CDP 2600 und CDP 2800 korrelieren. Dieser Horizont ist nicht auf der ganzen Profillänge sichtbar. Die Unterkante der Zone II in 6.5 km Tiefe korreliert gut mit einem deutlichen Reflexionshorizont in 6.7 km Tiefe. Das Basement, dessen Tiefe von 8.2 km in den Weitwinkeldaten gut belegt ist (Abb. 9.2, 9.3), ist in den reflexionsseismischen Daten nicht sichtbar.

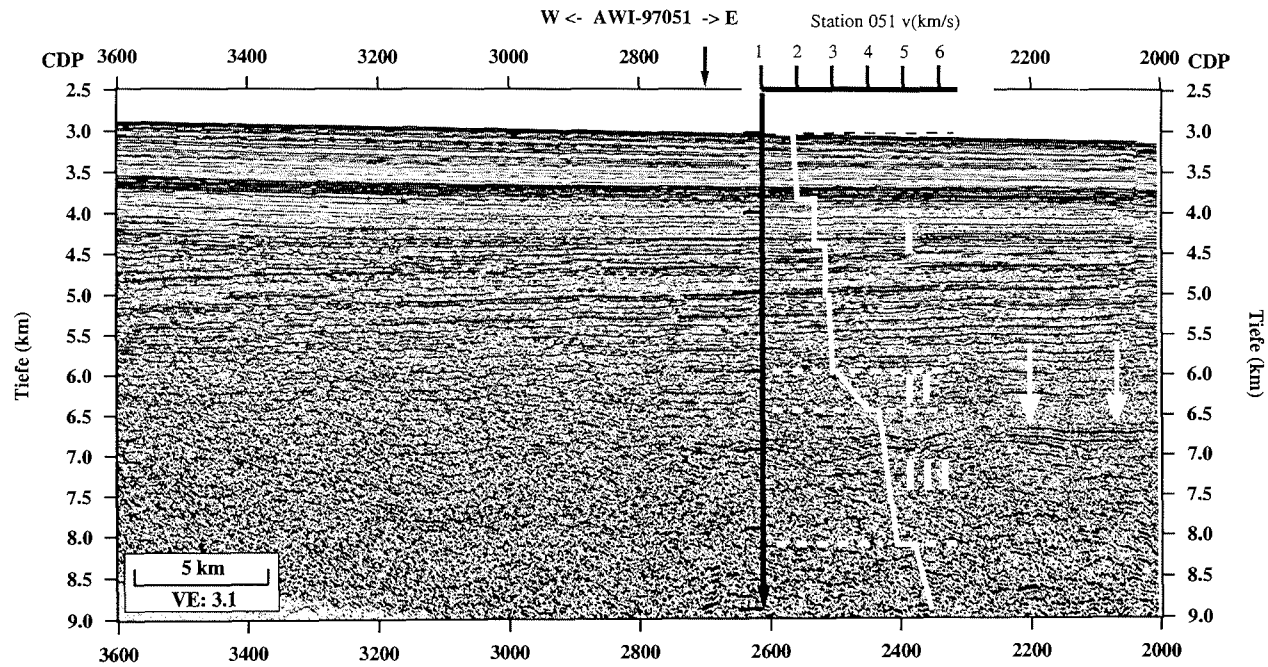


Abbildung 9.11: Ausschnitt aus dem reflexionsseismischen Profil AWI-97051. Die seismische Sektion wurde mit der dargestellten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion tiefenkonvertiert. Die Weitwinkelstation 051 hat einen minimalen Abstand von 0.4 km zu dem Profil (schwarzer Pfeil, oben). Der untere Horizont der Übergangszone II in 6.7 km Tiefe ist mit weißen Pfeilen annotiert. Das Basement ist nicht sichtbar.

Station 063 und Profil AWI-97063 (Abb. 9.12): Das Profil AWI-97063 zeigt eine bessere Auflösung der tieferen Horizonte als die Sektion AWI-97051. Die Übergangszone II mit einem Anstieg der Geschwindigkeit von 3.6 km s^{-1} auf 4.7 km s^{-1} paßt innerhalb des Fehlers von $\pm 0.3 \text{ km}$ zu einem markanten Reflektor in 6.0 km Tiefe. Die ermittelte Tiefe des Basement von 8.8 km stimmt in den Datensätzen Reflexionsseismik und Weitwinkeldaten gut überein. Gut sichtbare Horizonte innerhalb der Einheit III wurden mit den Weitwinkeldaten nicht aufgelöst.

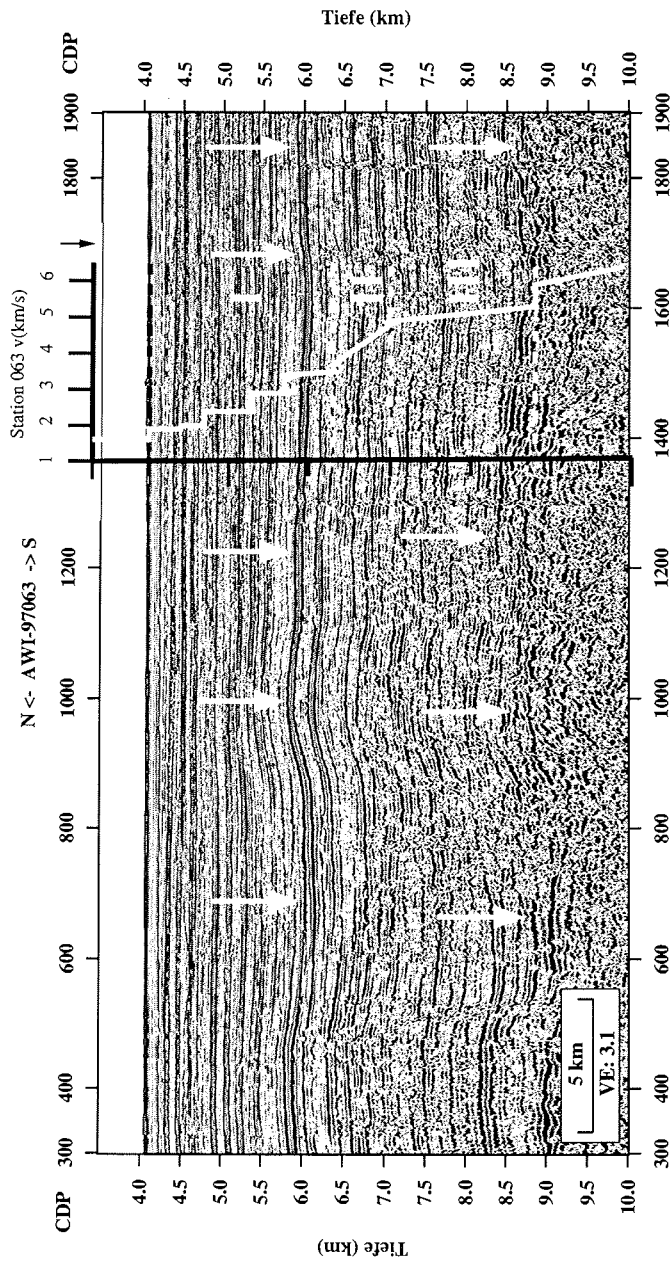


Abbildung 9.12: Ausschnitt aus dem reflexionsseismischen Profil AWI-97063. Die seismische Sektion wurde mit der dargestellten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion tiefenkonvertiert. Die Weitwinkelstation 063 hat einen minimalen Abstand von 2.4 km zu diesem Profil (schwarzer Pfeil, oben). Die Übergangzone II lässt sich mit einem starken Reflektor in 6.0 km bis 6.5 km Tiefe korrelieren (weiße Pfeile oben), das Basement ist in 8.7 km Tiefe sichtbar (weiße Pfeile unten).

Station 071 und Profil AWI-97071 (Abb. 9.13): Die obere Einheit I mit Geschwindigkeiten von 1.7 km s^{-1} bis 2.9 km s^{-1} hat eine vergleichbare Mächtigkeit von 2.6 km wie bei den Stationen 051 und 063. Die Einheit III ist mit 3.9 km sehr viel mächtiger als die Einheiten III der anderen Stationen. Die Übergangszone II korrespondiert gut mit einem starken Reflektor in 7.3 km Tiefe. In den Weitwinkeldaten dieser Station ist ein Geschwindigkeitssprung in der Einheit III aufgelöst worden. Dieser korreliert mit Reflektoren in 9.7 km Tiefe. Das Basement ist im reflexionsseismischen Profil nicht erkennbar. In diesem Fall hat die seismische Energie nicht ausgereicht um tiefe Horizonte abzubilden. Mit Signalen bis in eine Entfernung von 29 km ist die Basementtiefe von 11.2 km mit den Weitwinkeldaten gut belegt (Abb. 9.6).

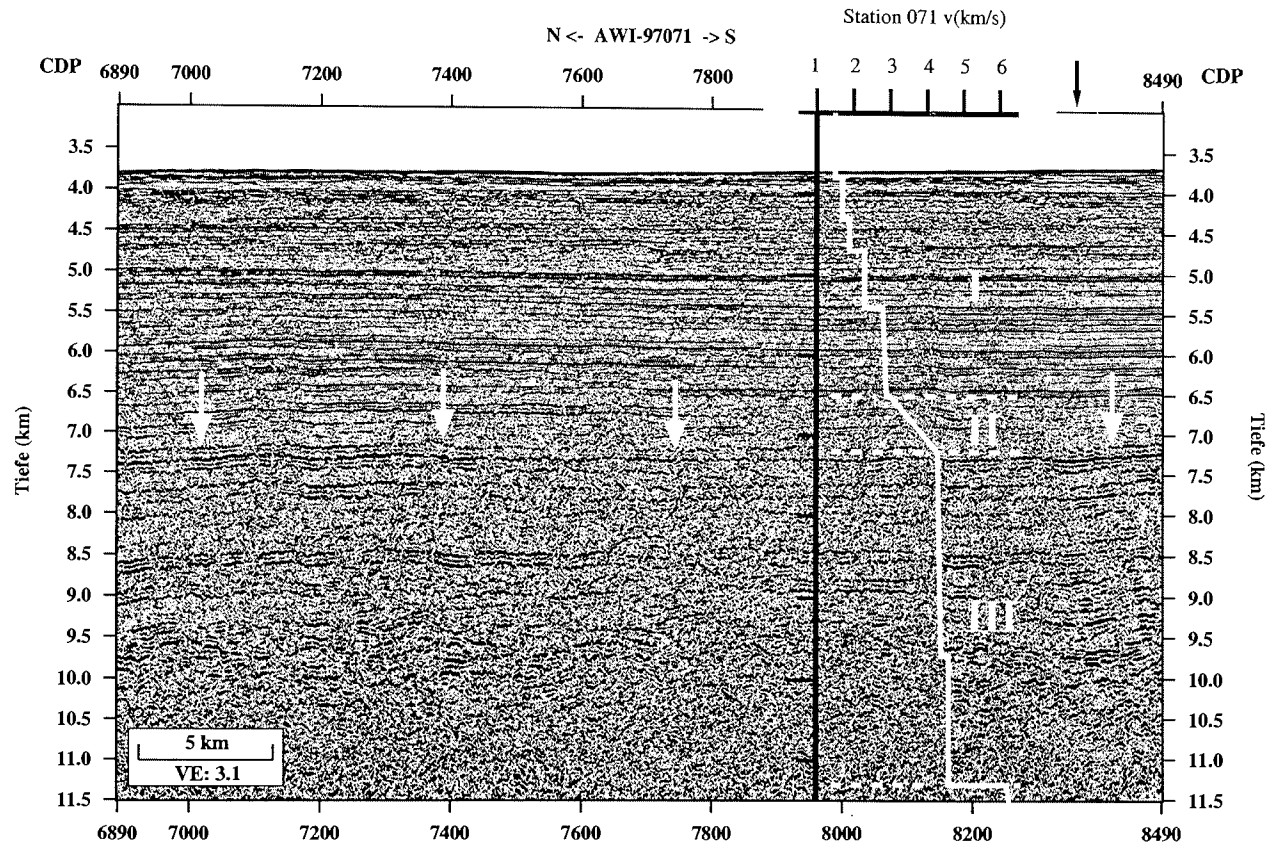


Abbildung 9.13: Ausschnitt aus dem reflexionsseismischen Profil AWI-97071. Die Sektion wurde mit der dargestellten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion tiefenkonvertiert. Die Weitwinkelstation 071 hat zu diesem Profil einen minimalen Abstand von 2.0 km (schwarzer Pfeil, oben). Die relativ breite Übergangszone II stimmt gut mit einem Horizont in 7.3 km Tiefe überein (weiße Pfeile). Das Basement ist im Profil nicht sichtbar.

Station 073 und Profil AWI-97080 (Abb. 9.14): Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell und die reflexionsseismische Tiefensektion zeigen eine gute Übereinstimmung. Der typische Geschwindigkeitsanstieg der Übergangszone II ist in den Weitwinkeldaten nicht ausgeprägt. Die Zone II findet sich in der reflexionsseismischen Sektion als deutlicher Reflektor in 6.6 km Tiefe. Ein Reflexionshorizont in 7.3 km Tiefe, paßt gut zu einem Horizont der Einheit III. Die Basementtiefe beträgt nach dem Modell 9.2 km (Abb. 9.9). Sie weicht damit um mehr als 1 km von der Tiefenlage des Basement in der reflexionsseismischen Tiefensektion des Profils AWI-97080 ab. Dort beträgt die Basementtiefe nahe der Weitwinkelstation 8.0 km. In Profil AWI-97080 ist zu erkennen, daß das Basement topographische Variationen aufweist. In Richtung Westen ändert sich die Basementtiefe auf einer Distanz von 10 km von 7.9 km Tiefe (CDP 900) auf eine Tiefe von 8.8 km (CDP 400) (Abb. 9.14). Die laterale Entfernung zwischen der Station 073 und dem Profil AWI-97080 ist mit 6 km deutlich größer als bei den anderen Stationen. Dieses könnte die Abweichung in der Basementtiefe zwischen beiden Datensätze erklären.

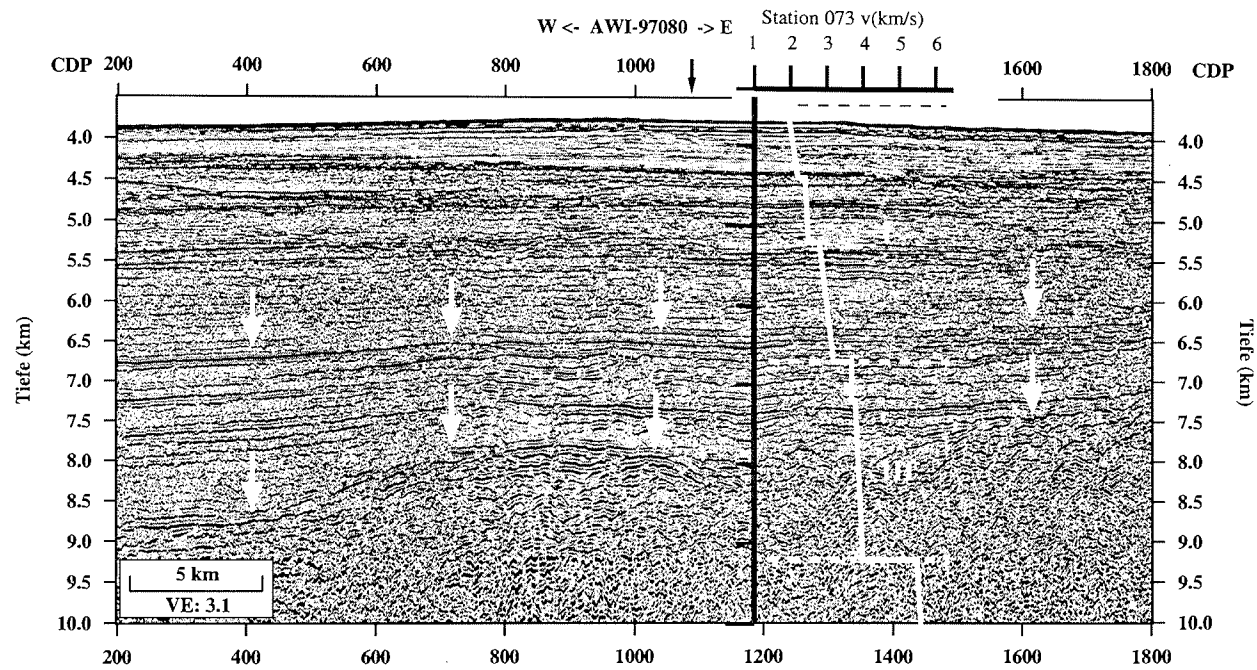


Abbildung 9.14: Ausschnitt aus dem reflexionsseismischen Profil AWI-97080. Der minimale Abstand der Weitwinkelstation 073 zu dem Profil AWI-97080 beträgt 6.0 km (schwarzer Pfeil, oben). Die Sektion wurde mit der dargestellten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion tiefenkonvertiert. Die Übergangszone II ist in ca. 6.7 km Tiefe zu erkennen (weiße Pfeile oben). Das Basement findet sich bei 8.7 km Tiefe (CDP 400) bis 7.5 km Tiefe (CDP 1600).

Kartierung der Übergangszone Das vorhandene, reflexionsseismische Profilnetz ermöglicht es, die Übergangszone II zwischen den Positionen der Weitwinkelstationen zu erfassen (Abb. 9.15). Die reflexionsseismischen Profile sind nicht nahtlos aneinander angeschlossen. Die Abstände zwischen den Profilen betragen aber nicht mehr als 10 km. Die Sedimente sind horizontal und ohne größere laterale Variation gelagert, daher ist eine Interpolation über die Profillenden hinweg möglich. Stellvertretend für die gesamte Zone II wurden in den Profilausschnitten nahe den Weitwinkelstationen jeweils ein markanter Reflexionshorizont ausgewählt, der in den Bereich der Zone II fällt (weiße Pfeile in Abb. 9.11, 9.12, 9.13, 9.14 oben). Die Kartierung in der Abbildung 9.16 zeigt, daß sich die markanten Reflexionshorizonte über mehr als 1000 km zu einem Horizont verbinden lassen. Die vorgenommene Unterteilung der Sedimente (I–III) kann daher von der Geschwindigkeitsstruktur her als typisch für das westliche Weddellmeer angesehen werden. Der kartierte Reflexionshorizont korreliert bei den Weitwinkelstationen 051 und 071 mit der unteren Begrenzung der Zone II, bei der Station 063 liegt er jedoch an der oberen Begrenzung der Zone II. Vermutlich stellt die Zone II einen graduellen Geschwindigkeitsanstieg dar und ihre Mächtigkeit wurde in den Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Weitwinkeldaten nicht exakt aufgelöst.

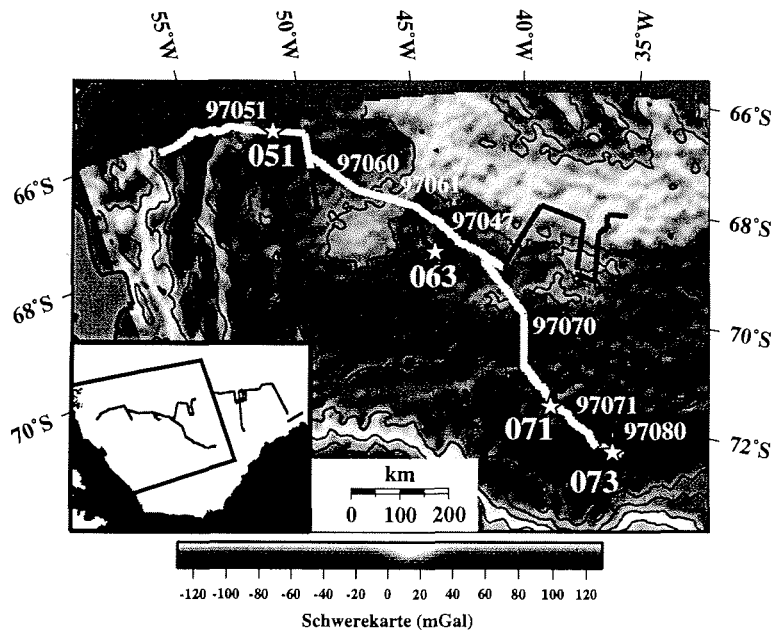


Abbildung 9.15: Profilplan der Kartierung in Abb. 9.16 und Schwerekarte nach Schöne (1997). Die weiße Linie bezeichnet das kompilierte Profil entlang der Weitwinkelstationen. Station 063 befindet sich nicht auf dem Profil.

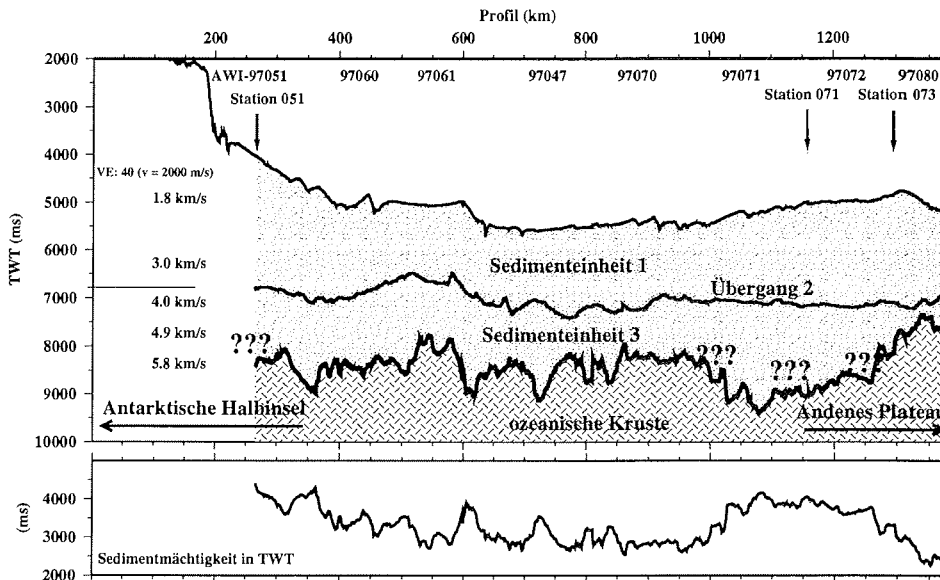


Abbildung 9.16: Kartierung der Übergangszone II zwischen den Sedimenteinheiten I und III entlang eines kompilierten Profils zwischen der antarktischen Halbinsel und dem Andenes Plateau (siehe Karte 9.15). Fragezeichen kennzeichnen die Regionen, in denen die Bestimmung des Basement sehr unsicher ist. Unten dargestellt ist die Sedimentmächtigkeit in TWT.

9.4 Zusammenfassung und Diskussion

Die aus den Weitwinkeldaten abgeleiteten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen werden durch die reflexionsseismischen Profile bestätigt. Die Sedimentschichten der Modelle können meist einem markanten Horizont in den Profilen zugeordnet werden. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle sind hinsichtlich der Anzahl der verwendeten reflektierten Phasen und ihrer Amplitude beschränkt. Daher ist nicht zu erwarten, daß sich jeder Horizont der reflexionsseismischen Profile in den Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle wiederfindet.

Das Basement ist in zwei der vier parallelen reflexionsseismischen Profile gut zu identifizieren. Mit Profil AWI-97063 wird die modellierte Basementtiefe bestätigt. Im anderen Fall, mit Profil AWI-97080 beträgt die Abweichung zwischen dem Modell und den reflexionsseismischen Daten 1 km. Diese Abweichung lässt sich durch die topographische Variation des Basement erklären. Bei den weiteren Profilen AWI-97051 und AWI-97071 ist der Basementreflektor nicht sichtbar. Die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle ergeben eine Tiefenlage des Basement unterhalb der tiefsten, in den reflexionsseismischen Profilen gut aufgelösten Horizonte.

Die Unterteilung der Sedimente in zwei Einheiten (I und III), durch eine relativ dünne Übergangszone (II) in einer Tiefe von 6.0 km bis 6.8 km (2.3 km bis 3.1 km unter dem Meeresboden), ist in den reflexionsseismischen Profilen gut belegt. Nach den Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen weist die Zone II einen Geschwindigkeitsanstieg auf und sollte daher als starker Reflektor sichtbar sein (Abb. 9.10). Die reflexionsseismischen Profile zeigen jedoch nicht immer einen diskreten Reflektor (Abb. 9.12, 9.14), sondern auch eine Abfolge von Horizonten im Bereich der Zone II (Abb. 9.11, 9.13). Daher ist anzunehmen, daß die Zone II keinen abrupten Geschwindigkeitsprung enthält, sondern einen graduellen Übergang mit einer Mächtigkeit bis zu 1 km.

Ein markanter Reflexionshorizont, der in den reflexionsseismischen Profilen im Bereich der Zone II liegt, lässt sich zwischen allen Weitwinkelstationen korrelieren. Dies bedeutet, daß im westlichen Weddellmeer die ermittelte Unterteilung der Sedimente als typisch anzusehen ist. Die Zone II reflektiert eine Änderung in den Ablagerungsbedingungen oder einen Übergang zu höher kompaktierten Sedimenten. Möglich ist es auch, daß die Zone II eine Grenze zwischen einer *syn-rift* und *post-rift* Sedimentation darstellt. Einsele (1992) berichtet von *syn-rift* Sedimenten, die bis zu 5 km mächtig sind. Häufig ist der Kontakt dieser beiden Einheiten jedoch durch eine weit verfolgbare Breakup-Diskordanz (*breakup unconformity*) gegeben (Eisbacher, 1996). Eine Breakup-Diskordanz wird hier nicht beobachtet. Dieses kann ein Effekt der Profilgeometrie parallel zur antarktischen Halbinsel sein (siehe Karte 9.15).

Die ermittelten Sedimentmächtigkeiten liegen bei drei Stationen um 5 km (Tab. 9.1). Eine Abweichung ergibt sich bei Station 071. Dort ist die Sedimentbedeckung mit mehr als 7 km deutlich höher, vor allem durch eine mächtigere Einheit III. Die Station 071 befindet sich nördlich des Filchner-Ronne-Schelf (Abb. 9.1). Refraktionseismische Experimente etwa 600 km südlich der Station 071 zeigen unter dem Schelf ein Sedimentbecken mit bis zu 13 km mächtigen Sedimenten (Hübscher et al., 1996; Jokat et al., 1996). Ältere russische Interpretationen geben bis zu 25 km mächtige Sedimente für dieses Becken an (Grikurov et al., 1991; Hübscher et al., 1996). Der Schelfabbruch des Filchner-Ronne-Schelf bei ca. 74° S, etwa 200 km südlich der Station 071, ist vermutlich die ungefähre Lokation der Kontinent-Ozean-Grenze (Jokat et al., 1996; Studinger, 1998). Der nördlich des Schelfabbruchs gelegene Bereich wäre demnach die Lokation von initialen Riftbecken des Gondwana-Aufbruchs. Mit einer zunehmenden Öffnung des Weddellmeeres kann man auch für den Bereich nördlich des Schelfs einen erheblichen Sedimenteintrag aus der Ost- und Westantarktis erwarten. Die dem Filchner-Ronne-Schelf nächstgelegenen Stationen 071 und 073 zeigen auch die größten Sedimentmächtigkeiten (Tab. 9.1).

Der Unterschied in der Sedimentmächtigkeit von 1.6 km zwischen den benachbarten Stationen 071 und 073 ergibt sich dadurch, daß die Station 073 etwa 250 km näher zu dem Andenes Plateau liegt. Die Bildung des Andenes Plateau wird ebenfalls mit der frühen Öffnung des Weddellmeeres in Zusammenhang gebracht. Nach Jokat et al. (1996) und Livermore und Hunter (1996) ist das Andenes Plateau vermutlich durch exzessiven Vulkanismus aufgebaut worden. Eine andere Erklärung für die unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten wären Basementvariationen, wie sie Kri-

stoffersen und Haugland (1986) und Jokat et al. (1996) für diese Region berichteten. Die Anzahl der reflexionsseismischen Profile im Bereich des Andenes Plateau ist jedoch so gering, daß keine weiteren Informationen über den Verlauf des Basement vorliegen (Abb. 9.1).

Kartierungen der Sedimentmächtigkeit von Hübscher (1994) stützen die Ergebnisse (Abb. 9.17). Hübscher (1994) hat mit einer regionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion einen Teil der damals vorhandenen reflexionsseismischen Profile tiefenkonvertiert. Der Schwerpunkt der Profile lag dabei auf dem östlichen Kontinentalrand. Seine Kartierung reicht über das Andenes Plateau hinaus bis 40° W nach Westen. Die Profillanzahl ist dort deutlich vermindert.

Für das östliche Weddellmeer findet Hübscher (1994) Sedimentmächtigkeiten von 1 km nahe dem Explora Escarpment. Die Sedimentmächtigkeit nimmt nach Westen zu und erreicht über dem Andenes Plateau 3 km. In der Region nördlich des Andenes Plateau sind die Sedimente 3 km bis 5 km mächtig. Dies liegt im Bereich des hier ermittelten Wertes der Sedimentbedeckung von 5.7 km an Station 073. Eine exakte Übereinstimmung ist nicht zu erwarten, da die von Hübscher (1994) verwendete Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion niedrigere Geschwindigkeiten aufweist, als die in dieser Arbeit ermittelten, genauen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen.

Ein weiterer Ansatz zur Abschätzung der Sedimentmächtigkeiten östlich der antarktischen Halbinsel stammt von LaBrecque und Ghidella (1997) (Abb. 9.17). Ausgehend von magnetischen und gravimetrischen Daten einer aerogeophysikalischen Befliegung haben sie die Tiefenlage des magnetischen Basement berechnet. Unter dem magnetischen Basement versteht man die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges mit einer sehr viel höheren magnetischen Suszeptibilität als die darüberliegenden Sedimente. Das magnetische Basement ist häufig identisch mit der Oberfläche des akustischen Grundgebirges. Bei einem geringen Kontrast in der magnetischen Suszeptibilität zwischen Sediment und Kruste oder eingeschalteten vulkanischen Lagen ist diese Identität nicht gegeben (Sheriff, 1991).

Aus der Differenz zwischen der Tiefenlage des magnetischen Basement und bathymetrischen Daten haben LaBrecque und Ghidella (1997) die Mächtigkeit der unmagnetischen Bedeckung des Basement (*nonmagnetic overburden*) berechnet und als Sedimentmächtigkeit kartiert. Aufgrund der angewandten Methode und fehlender Referenzwerte geben die Autoren einen Fehler von 20 % an.

Zwei der hier gezeigten Stationen liegen innerhalb des von ihnen kartierten Gebietes (Abb. 9.17). Die Differenz zu den hier ermittelten Sedimentmächtigkeiten beträgt im Mittel 1.2 km, aber mit wechselnden Vorzeichen (Tab. 9.1). Die Differenz zwischen der Abschätzung von LaBrecque und Ghidella (1997) und den in situ Bestimmungen der Sedimentmächtigkeiten dieser Arbeit ist in dieser Größenordnung zu erwarten (Ghidella, pers. Mitteilung).

Die Kartierung von LaBrecque und Ghidella (1997) zeigt eine Zunahme der Sedimentmächtigkeit mit Erreichen des östlichen Kontinentalabbruchs der antarktischen Halbinsel. Typischerweise ist die maximale Sedimentmächtigkeit an einem Konti-

nentalhang im Bereich des Schelf-Hang-Knicks (*shelf-slope break*) zu finden (Einsele, 1992). Die Zunahme der Sedimentmächtigkeit von Osten (Station 063) nach Westen (Station 051) ist mit 400 m deutlich geringer als bei LaBrecque und Ghidella (1997). Ihre Schätzungen gehen von etwa 3000 m aus (Tab. 9.1).

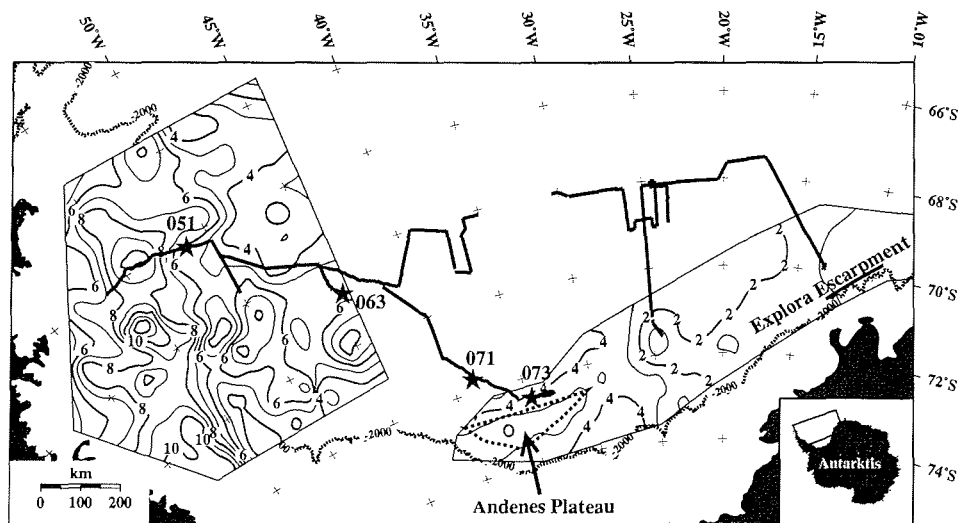


Abbildung 9.17: Sedimentmächtigkeiten des südlichen Weddellmeeres. Im Westen sind die Sedimentmächtigkeiten nach LaBrecque und Ghidella (1997) gezeigt, im Südosten nach Hübscher (1994). Das Konturintervall ist 1 km. Zusätzlich dargestellt ist die 2000 m-Isobathe (ETOPO-5 Datensatz), die reflexionsseismischen Profile und die Weitwinkelstationen der Expedition ANT XIV/3.

Die Sedimentmächtigkeiten im westlichen Weddellmeer spiegeln vermutlich die Öffnungsgeschichte des Weddellmeerbeckens wieder. Die größten Sedimentmächtigkeiten von 13 km finden sich unter dem Filchner-Ronne-Schelf (Hübscher et al., 1996). In dieser Region ist nach dem initialen Aufbruch und beginnender Beckenbildung ein erhöhter Sedimenteintrag aus den umliegenden Gebieten der antarktischen Halbinsel, Coats Land und den Ellsworth-Whitmore Mountains zu erwarten (Hübscher, 1994). Neben einem erhöhten terrigenen Eintrag durch zunehmende Subsidenz des Riftbeckens, kann *back-arc* Sedimentation aus dem Bereich der antarktischen Halbinsel hier eine Rolle spielen. Nördlich des Schelf bei Station 071 reduziert sich die Sedimentmächtigkeit auf etwa 7 km. Weiter nördlich, im Bereich der Tiefsee-Ebene im westlichen Weddellmeer, nimmt die Sedimentmächtigkeit weiter ab auf ca. 5 km. Im zentralen Weddellmeer, im Bereich des Herringbone Pattern, beträgt die Sedimentmächtigkeit nur noch 1 km bis 2 km (siehe Kapitel 6). Dieser generelle Trend bei der Abnahme der Sedimentmächtigkeiten von Südwesten nach Nordosten, entspricht auch der angenommenen Richtung der Öffnung des Weddellmeerbeckens.

Die Sedimentationsraten und damit die Sedimentmächtigkeiten sind allerdings von sehr vielen Faktoren beeinflusst (z.B. Paläoseewege, Vereisung und Subsidenz) und kein geeignetes Mittel um plattentektonische Rekonstruktionen zu überprüfen. Für weitergehende Aussagen ist das vorhandene Profilnetz nicht ausreichend. Es werden vor allem reflexionsseismische Profile senkrecht zu den Kontinentalrändern der Westantarktis benötigt, um die Genese der beschriebenen Sedimenteinheiten besser diskutieren zu können. Die schwierigen Eisbedingungen im Weddellmeer werden dies aber auch in Zukunft nur begrenzt zulassen.

10 Zusammenfassung und Ausblick

Die in dieser Arbeit vorgestellten Auswertungen der Daten der Expedition ANT XIV/3 liefern einen Beitrag zum Verständnis der geodynamischen Entwicklung des Weddellmeeres. Die integrierte Auswertung seismischer und gravimetrischer Messungen erlaubt Einblicke in die Sediment- und Krustenstruktur tektonischer Elemente, deren Bedeutung für die Interpretation der Öffnungsgeschichte des Weddellmeeres spekulativ ist. Kombinierte reflexions- und refraktionsseismische Messungen ermöglichen erste Aussagen über die Sedimentmächtigkeiten und -geschwindigkeiten im westlichen Weddellmeer.

Ein Zielgebiet der Expedition ANT XIV/3 war das Herringbone Pattern. Das Herringbone Pattern wird als Abfolge von Bruchzonen interpretiert und ist dann eine besonders wichtige Randbedingung für die plattentektonische Rekonstruktion des Gondwana-Aufbruchs (Livermore und Woollett, 1993). Eine Bestätigung für die Interpretation des Herringbone Pattern als eine Abfolge von Bruchzonen stand bisher noch aus und war ein Mangel bei der Diskussion von geodynamischen Modellen. In dieser Arbeit wurden zum erstenmal detaillierte Aussagen über die Basementtopographie und die Krustenstruktur des südlichen Herringbone Pattern ermittelt. Die Auswertungen bestätigen die Interpretation des Herringbone Pattern als eine Abfolge von Bruchzonen in der ozeanischen Kruste.

Die Basementgeometrie des Herringbone Pattern ist ähnlich zu der Basementgeometrie anderer Bruchzonen (Purdy und Ewing, 1986; Detrick et al., 1993). Wichtigster Anhaltspunkt für die Interpretation ist die modellierte Variation der Krustenmächtigkeit. Nach den Krustenmodellen lassen sich die Schwereanomalien des Herringbone Pattern nicht alleine mit der vorhandenen Basementtopographie erklären. Die Krustenmodelle zeigen entlang der Schwereminima eine Abnahme der Krustenmächtigkeit auf 2 km bis 4 km. Dieses Ergebnis ist in Übereinstimmung mit anderen Studien an Bruchzonen (z.B. Detrick et al., 1993; Bown und White, 1994).

Südlich des Herringbone Pattern befindet sich im zentralen Weddellmeer eine markante Schwerenanomalie, die Anomalie-T. Die Anlage der Anomalie-T führt zu verschiedenen Modellvorstellungen über ihre Entstehung und ihre Bedeutung für die Tektonik des Weddellmeeres (z.B. Livermore und Hunter, 1996). Ein wichtiges Ergebnis dieser Arbeit ist es, daß die Vermutungen über die Anomalie-T auf ein konsistentes Bild reduziert werden können. Nach der vorliegenden Untersuchung markiert die Anomalie-T die Grenze zwischen zwei Krustenbereichen mit unterschiedlichen Dehnungsraten im Weddellmeer. Die Anomalie-T wird verursacht durch eine Region mit rauher und erhöhter Basementtopographie. Die Untersuchungen ergeben, daß die Anomalie-T in Richtung Westen bei etwa 37° W beendet ist. Eine strukturelle Verbindung der Schwerenanomalie mit einer parallelen magnetischen Anomalie ist nicht vorhanden. Die magnetische Anomalie läßt sich weiter nach Westen verfolgen bis etwa 45° W (Ghidella und LaBrecque, 1997).

Die bisher nur aus plattentektonischen Rekonstruktionen abgeleiteten Dehnungsraten für die Plattenbewegungen während der Öffnung des Weddellmeeres, wurden mit einem unabhängigen Verfahren überprüft. Durch die aus den reflexionsseismischen Messungen ermittelte Topographie des Basement im zentralen Weddelmeer, konnte in dieser Arbeit die Krustenrauhigkeit in mehreren Regionen abgeschätzt werden. Nach der Methode von Malinverno (1991) wurden aus den Krustenrauhigkeiten Dehnungsraten nördlich und südlich der Anomalie-T bestimmt. Nördlich der Anomalie-T beträgt die mittlere halbe Dehnungsrate 6 mm a^{-1} , südlich der Anomalie-T beträgt sie 15 mm a^{-1} . Die Ergebnisse sind in sehr guter Übereinstimmung zu bisherigen Modellen, die sich bislang auf wenige, unsichere Rotationspole und magnetische Spreizungsanomalien stützen (Livermore und Hunter, 1996).

Im Gegensatz zu den Modellen zeigen die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit einen Trend in den Dehnungsraten, der den bisherigen Vorstellungen über die Lage der Rotationspole der Plattenbewegungen zur Zeit der Anomalie-T widerspricht. Der Trend zeigt eine Zunahme der Dehnungsraten von Osten nach Westen. Dieses Ergebnis könnte in Zusammenhang stehen mit einer von Jokat und Meyer (1999) postulierten neuen Vorstellung über das Rifting des Weddellmeeres.

Ein Zusammenhang zwischen der Dehnungsrate und der Krustenmächtigkeit nach Reid und Jackson (1981) oder Bown und White (1994) ist nicht vorhanden. Die Untersuchungen stützen dagegen das Modell von Chen (1992) und zeigen, daß niedrige Dehnungsraten zu einer höheren Variation in der Krustenmächtigkeit führen. Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste im zentralen Weddellmeer liegt, nach den hier erstellten Schweremodellen, innerhalb des globalen Mittels von 6 km bis 7 km (White und McKenzie, 1989).

Die Auswertungen und Modellierungen der refraktionsseismischen Messungen in dieser Arbeit sind die ersten genauen Bestimmungen der Sedimentmächtigkeiten im westlichen Weddellmeer. An vier Lokationen zwischen 66° S und 72° S wurden die Sedimentmächtigkeiten ermittelt und so Stützstellen für die Interpretation flächiger Potentialfelddaten geschaffen. Der Vergleich, der in dieser Arbeiten ermittelten Sedimentmächtigkeiten mit Abschätzungen der Sedimentmächtigkeiten aus Potentialfelddaten (LaBrecque und Ghidella, 1997) zeigt, daß diese Abschätzungen einen Fehler von $\pm 1 \text{ km}$ besitzen.

Die ermittelten Sedimentmächtigkeiten liegen zwischen 5 km und 7 km. Die Beobachtungen zeigen, daß ein großräumiger Trend in der Sedimentbedeckung des Weddellmeeres sich im westlichen Weddellmeer fortsetzt. Ausgehend von Sedimentmächtigkeiten von 13 km vor dem Filchner-Ronne-Schelfeis im Südwesten (Hübscher et al., 1996) nehmen die Sedimentmächtigkeiten in Richtung Nordosten auf 1 km bis 2 km ab. Die Sedimente zeigen einen homogenen Aufbau und eine typische Geschwindigkeits-Tiefen-Struktur. Eine Übergangszone mit etwa 1 km Mächtigkeit und einem erhöhten Geschwindigkeitsgradienten unterteilt die Sedimente in zwei Einheiten. Für weitergehende Aussagen zur Genese der Sedimente und über die Natur der Übergangszone liegen zu wenig Daten vor.

Die vorliegende Arbeit konnte nicht alle Fragestellungen klären, für zukünftige Arbeiten bieten sich folgende Aspekte:

Das erstellte Netz von Schweremodellen im zentralen Weddellmeer sollte an Positionen innerhalb der Bruchzonen des Herringbone Pattern durch tiefenseismische Messungen kalibriert werden. Östlich und westlich der Polarstern Bank könnten mit langen N-S-reichenden reflexionsseismischen Profilen weitere Dehnungsraten abgeleitet werden. Wenn sich der in dieser Arbeit beobachtete Trend in den Dehnungsraten absichern läßt, müssen die Modellvorstellungen über die Öffnung des Weddellmeeres geändert werden. Von besonderem Interesse ist es, den generellen Zusammenhang zwischen der Krustenrauigkeit und der Dehnungsrate weiter statistisch zu untersuchen.

Die Sedimentmächtigkeiten vor der antarktischen Halbinsel sollten an weiteren Lokationen bestimmt werden und die Abschätzung der Sedimentmächtigkeiten aus Potentialfelddaten an diesen Stützstellen verifiziert werden. Ein dichtes, seismisches Profilnetz wird auch langfristig in dieser Region nicht zu verwirklichen sein, eine Tiefbohrung ist in diesem Seegebiet undurchführbar. Daher ist es besonders wichtig, die Korrelation zwischen den Abschätzungen und den in situ Verhältnissen durch Stützstellen zu optimieren.

Die flächigen Potentialfelddaten ermöglichten es, daß wichtige tektonischen Elemente des Weddellmeeres sichtbar geworden sind (z.B Meyer, 1999). Die regionalen Untersuchungen einzelner Strukturen im Weddellmeer umfassen nunmehr ein seismisches Profilnetz von ca. 60 000 km. Für einen weiteren Einblick, vor allem in die Frühphase der geodynamischen Entwicklung des Weddellmeeres, ist es wichtig, der ozeanischen Kruste sicher datierte Alter zuordnen zu können. Die bisher identifizierten Spreizungsanomalien reichen nicht aus. Während der Expedition ANT XIV/3 konnte im Bereich des Gingko-Seamount anstehendes Gestein vom Meeresboden geborgen werden. Die Datierung ist noch nicht abgeschlossen und wird mit Spannung erwartet. Ein auf mehrere Kampagnen angelegtes aeromagnetisches Flugprogramm des AWI wird in der Saison 1999/2000 hochauflösend die Region vor der Küste Dronning Maud Lands vermessen und bis zu der Anomalie-T erweitern (Jokat und Meyer, 1999). Erste Datensichtungen zeigen eine kontinuierliche Abfolge von Spreizungsanomalien. Dies läßt weitere wichtige Beiträge über die geodynamische Entwicklung des Weddellmeeres, der Schlüsselregion des Gondwana-Aufbruchs, erwarten.

Literatur

- Barker, P. und Jahn, R. (1980). A marine geophysical reconnaissance of the Weddell Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63: 271–283.
- Barker, P. und Kennett, J. (1988). Proc. ODP Init. Repts. 113. Bericht, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, USA.
- Barker, P. und Kennett, J. (1990). Proc. ODP Sci. Results 113. Bericht, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, USA.
- Bell, R., Brozena, J., Haxby, W. und LaBrecque, J. (1990). Continental margins of the western Weddell Sea: Insights from airborne gravity and geosat-derived gravity. In Elliot, D., Editor, *Contributions to Antarctic Research I*, Band 50 der *Antarctic Research Series*, Seite 91–102. American Geophysical Union.
- Bown, J. und White, R. (1994). Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 435–449.
- Brewer, T., Hergt, J., Hawkesworth, C., Rex, D. und Storey, B. (1992). Coats Land dolerites and the generation of Antarctic continental flood basalts. In Storey, B., Alabaster, T. und Pankhurst, R., Editoren, *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Band 168, Seite 185–208. The Geological Society, London.
- Cande, S., LaBrecque, J. und Haxby, W. (1988). Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B11): 13479–13492.
- Chen, Y. (1992). Oceanic crustal thickness versus spreading rate. *Geophysical Research Letters*, 19 (8): 753–756.
- Christensen, N. (1972). The abundance of serpentinites in the oceanic crust. *Journal of Geology*, 80: 709–719.
- Christensen, N. und Mooney, W. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7): 9761–9788.
- Cox, K. (1992). Karoo igneous activity and the early stages of the break-up of Gondwanaland. In Storey, B., Alabaster, T. und Pankhurst, R., Editoren, *Magmatism and the causes of continental Break-Up*, Band 68, Seite 137–148. The Geological Society, London.
- Dalziel, I. und Elliott, D. (1982). West Antarctica: Problem child of Gondwanaland. *Tectonics*, 1 (1): 3–19.
- Detrick, R., White, R. und Purdy, G. (1993). Crustal structure of North Atlantic fracture zones. *Reviews of Geophysics*, 31 (4): 439–458.
- DISCO User's Manual (1997). *DISCO User's Manual*. CogniSeis Development, Inc., Houston, Texas, USA.
- Ehrmann, W. (1994). Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 137.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Eisbacher, G. (1996). *Einführung in die Tektonik*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

- Elliot, D. (1991). Triassic–Early Cretaceous evolution of Antarctica. In Thomson, M., Crame, J. und Thomson, J., Editoren, *Geological Evolution of Antarctica*, Seite 541–548. Cambridge University Press, Cambridge.
- Fowler, C. (1990). *The solid Earth: An introduction to global geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gardner, G., Gardner, L. und Gregory, A. (1974). Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39 (6): 770–780.
- Geiger, C., Ackley, S. und Hibler, W. (1998). Sea ice drift and deformation processes in the western Weddell Sea. In Elliot, D., Editor, *Antarctic Sea Ice: Physical processes, interactions and variability*, Band 74 der *Antarctic Research Series*, Seite 141–160. American Geophysical Union.
- Ghidella, M. und LaBrecque, J. (1997). The Jurassic conjugate margins of the Weddell Sea: Considerations based on magnetic, gravity and paleobathymetry data. In Ricci, C., Editor, *The Antarctic region: Geological Evolution and Processes*, Seite 441–451. Terra Antarctica Publication.
- Goff, J. (1991). A global and regional stochastic analysis of near-ridge abyssal hill morphology. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B13): 21713–21737.
- Goff, J. (1992). Quantitative characterisation of abyssal hill morphology along flow lines in the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97: 9183–9202.
- Grikurov, G., Ivanov, V., Traube, V., Leitchenkov, G., Aleshkova, N., Golynsky, A. und Kurinin, R. (1991). Structure and evolution of sedimentary basins in the Weddell province. Abstracts 6th International Symposium on Antarctic Earth Science, Ranzan, Japan.
- Grunow, A., Kent, D. und Dalziel, I. (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.
- Harland, W., Armstrong, R., Cox, A., Craig, L., Smith, A. und Smith, D. (1990). *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge.
- 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 (44): 1155.
- Hayes, D. und Kane, K. (1991). The dependence of seafloor roughness on spreading rate. *Geophysical Research Letters*, 18 (8): 1425–1428.
- Henstock, T. und White, R. (1996). Along-axis variability in crustal accretion at the Mid-Atlantic ridge: Results from the OCEAN study. *Journal of Geophysical Research*, B6 (101): 13673–13688.
- Hinz, K. (1987). Interpretation and discussion of seismic lines collected during ANT-IV/3. In Fütterer, D., Editor, *Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS Polarstern 1985/1986*, Band 33 der *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, Seite 35–54. AWI.
- Hinz, K. und Krause, W. (1981). The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geophysical development. *Geologisches Jahrbuch*, E23: 17–41.

- Hinz, K. und Kristoffersen, Y. (1987). Recent advances in the understanding of the continental shelf. *Geologisches Jahrbuch*, E37: 3–45.
- Hübscher, C. (1994). Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-See/Antarktis. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 147.
- Hübscher, C., Jokat, W. und Miller, H. (1996). Structure and origin of the southern Weddell Sea crust: Results and implications. In Storey, B., King, E. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 201–211. The Geological Society, London.
- Jokat, W., Buravtsev, V. und Miller, H. (1994). Marine seismic profiling in ice covered regions. *Polarforschung*, 64 (1): 9–17. veröffentlicht 1995.
- Jokat, W., Hübscher, C., Meyer, U., Oszko, 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. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 129–141. The Geological Society, London.
- Jokat, W. und Meyer, U. (1999). EMAGE 96–99: Early Gondwana Break-up revised? Abstracts 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington, N.Z.
- Jokat, W. und Oerter, H. (1998). Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS "Polarstern" 1997. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 267.
- Kearey, P. und Vine, F. (1990). *Global Tectonics*. Blackwell Science Ltd.
- Kent, D. und Gradstein, F. (1986). A Jurassic to recent chronology. In Vogt, P. und Tucholke, B., Editoren, *The Western North Atlantic Region*, The Geology of North America. Geological Society of America.
- King, E., Livermore, R. und Storey, B. (1996). Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: An introduction. In Storey, B., King, E. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 1–10. The Geological Society.
- Klitgord, K. und Schouten, H. (1986). Plate kinematics of the central North Atlantic. In Vogt, P. und Tucholke, B., Editoren, *The Western North Atlantic region*, The Geology of North America. Geological Society of America.
- Kristoffersen, Y. und Haugland, K. (1986). Geophysical evidence for 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. In Thomson, M., Crame, J. und Thomson, J., Editoren, *Geological Evolution of Antarctica*, Seite 225–230. Cambridge University Press, Cambridge.
- LaBrecque, J. und Barker, P. (1981). The age of the Weddell Basin. *Nature*, 290: 489–492.
- LaBrecque, J., Cande, S., Bell, R., Raymond, C., Brozena, J., Keller, M., Parra, J. und Yanez, G. (1986). Aerogeophysical survey yields new data in the Weddell Sea. *Antarctic Journal of the U.S.*, 21: 69–70.
- LaBrecque, J. und Ghidella, M. (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.

- Lawver, L., Gahagan, L. und Coffin, M. (1992). The development of paleoseaways around Antarctica. In Kennett, J. und Warnke, D., Editoren, *The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change*, Band 56 der *Antarctic Research Series*, Seite 7–30. American Geophysical Union.
- Lawver, L., Sclater, J. und Meinke, L. (1985). Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. *Tectonophysics*, 114: 233–254.
- LCT Users Guide (1996). *LCT Users Guide*. LCT Inc., Houston, Texas, USA.
- Livermore, R. und Hunter, R. (1996). Mesozoic seafloor spreading in the Southern Weddell Sea. In Storey, B., King, E. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 227–241. The Geological Society, London.
- Livermore, R. und Reeves, C. (1999). Tectonic history of Antarctic seafloor in the South Atlantic–Weddell Sea–Southwest Indian Sectors: Implications for Gondwana Break-up. Abstracts 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington, N.Z.
- Livermore, R. und Woollett, R. (1993). Seafloor spreading in the Weddell Sea and Southwest Atlantic since the Late Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 475–495.
- Lowrie, A., Smoot, C. und Batiza, R. (1986). Are oceanic fracture zones locked or strong and weak?: New evidence for volcanic activity and weakness. *Geology*, 14: 242–245.
- Malinverno, A. (1991). Inverse square-root dependence of mid-ocean ridge flank roughness on spreading rate. *Nature*, 352: 58–60.
- Martin, A. und Hartnady, C. (1986). Plate tectonic development of the South West Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B5): 4767–4786.
- Mayes, C., Lawver, L. und Sandwell, D. (1990). Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *Journal of Geophysical Research*, B6 (95): 8543–8567.
- McAadoo, D. und Laxon, S. (1996). Marine gravity from Geosat and ERS-1 altimetry in the Weddell Sea. In Storey, B., King, E. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 155–164. The Geological Society, London.
- McAadoo, D. und Marks, K. (1992). Resolving marine gravity with ERS-1 satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, 19 (22): 2271–2274.
- Menard, H. und Atwater, T. (1969). Origin of fracture zone topography. *Nature*, 222: 1037–1040.
- Meyer, U. (1999). Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres/Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 323.
- Militzer, H. und Weber, F. (1984). *Angewandte Geophysik Band 1: Gravimetrie und Magnetik*. Akademie-Verlag, Berlin.
- Miller, H., De Batist, M., Jokat, W., Kaul, N., Steinmetz, S., Uenzelmann-Neben, G. und Versteeg, W. (1990). Revised interpretation of tectonic features in the southern Weddell Sea, Antarctica, from new seismic data. *Polarforschung*, 60: 33–38.
- Miller, H. und Grobe, H. (1996). Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS "Polarstern" 1994. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 188.

- Minshull, T. (1999). On the roughness of Mesozoic oceanic crust in the western North Atlantic. *Geophysical Journal International*, 136: 286–290.
- Minshull, T., Morris, E. und Detrick, R. (1995). Gravity anomalies and crustal structure at the Mesozoic Blake Spur Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B9): 17771–17779.
- Minshull, T., White, R., Mutter, J., Buhl, P., Detrick, R., Williams, C. und Morris, E. (1991). Crustal structure at the Blake Spur fracture zone from expanding spread profiles. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B6): 9955–9984.
- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalon, T., McConnel, K., Tanner, J., Szabo, B., Uotila, U. und Whalen, C. (1974). The International Standardization Net 1971 (ISGN71). I.U.G.G.-I.A.G.-Public.-Spec. No. 4.
- Müller, R. und Roest, W. (1992). Fracture zones in the North Atlantic from combined Geosat and Seasat data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B3): 3337–3350.
- Mutter, C. und Mutter, J. (1993). Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17: 295–317.
- National Geophysical Data Center (1988). *ETOPO-5 bathymetry/topography data. Data announce 88-MGG-02*. National Geophysical Data Center, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., U.S. Dep. Commer., Boulder, Colorado, USA.
- Neben, S., Guseva, Y., Hinz, K., Kudryavtsev, G. und Roeser, H. (1999). ÖGRILAS Frühe Öffnungsgeschichte der Riiser-Larsen-See und der Lazarev-See. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Archiv-Nr. 0 119.371.
- Nogi, Y., Seama, N., Iseazaki, N. und Fukuda, Y. (1996). Magnetic anomaly lineations and fracture zones deduced from vector magnetic anomalies in the West Enderby Basin. In Storey, B., King, E. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 265–273. The Geological Society, London.
- Oszko, L. (1997). Tectonic structures and glaciomarine sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from seismic reflection data. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 222.
- Parson, B. und Sclater, J. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical research*, 82 (5): 803–827.
- Prince, R. und Forsyth, D. (1988). Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema fracture zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B7): 8051–8063.
- Purdy, G. und Ewing, J. (1986). Seismic structure of the ocean crust. In Vogt, P. und Tucholke, B., Editoren, *The Western North Atlantic region*, The Geology of North America. Geological Society of America.
- Ranero, C., Banda, E. und Buhl, P. (1997). The crustal structure of the Canary Basin: Accretion processes at slow spreading centers. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5): 10185–10201.
- Reid, I. und Jackson, H. (1981). Oceanic spreading rate and crustal thickness. *Marine Geophysical Researches*, 5: 165–172.
- Ritzmann, O. (1998). Refraktionsseismische Untersuchungen am Kontinentalrand der Ostantarktis. Diplomarbeit, Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.

- Sandwell, D. (1984). Thermomechanical evolution of oceanic fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B13): 11401–11413.
- Sandwell, D. (1992). Antarctic marine gravity field from high-density satellite altimetry. *Geophysical Journal International*, 109: 437–448.
- Sandwell, D. und Smith, W. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5): 10039–10054.
- Sandwell, D., Yale, M. und Smith, W. (1995). Gravity anomaly profiles from ERS-1, Topex and Geosat altimetry. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 76: 89.
- Schenke, H., Hinze, H., Dijkstra, S., Hoppmann, B., Niederjasper, F. und Schöne, T. (1998). The new bathymetric charts of the Weddell Sea: AWI BCWS. In Jacobs, S. und Weiss, R., Editoren, *Ocean, ice and atmosphere*, Band 75 der *Antarctic Research Series*. American Geophysical Union.
- Schlindwein, V. (1998). Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 270.
- 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)*, 220.
- Schöne, T. und Schenke, H. (1998). An improved gravity field model for the Southern Weddell Sea, Antarctica. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 79 (45).
- SeisWorks Manual (1998). *SeisWorks Manual*. Landmark Graphics Corporation, Houston, Texas, USA.
- Sheriff, R. (1991). *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Nummer 1 in Geophysical Reference Series. Society of Exploration Geophysicists, 3. Ausgabe.
- Sinha, M. und Loudon, K. (1983). The Oceanographer Fracture Zone — I. Crustal structure from seismic refraction studies. *Geophysical Journal R. astr. Soc.*, 75: 713–736.
- Sleep, N. und Rosendahl, B. (1979). Topography and tectonics of mid-ocean ridge axes. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B12): 6831–6839.
- Small, C. (1994). A global analysis of mid-ocean ridge axial topography. *Geophysical Journal International*, 116: 64–84.
- Small, C. (1998). Global systematics of mid-ocean ridge morphology. In Buck, W., Delaney, P., Karson, J. und Lagabriele, Y., Editoren, *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*, *Geophysical monograph*, Band 106, Seite 1–25. American Geophysical Union.
- Small, C. und Sandwell, D. (1989). An abrupt change in ridge axis gravity with spreading rate. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B12): 17383–17392.
- Storey, B. (1995). The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland. *Nature*, 377: 301–308.
- Storey, B., Vaughan, A. und Millar, I. (1996). Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on the Weddell Sea history. In Storey, B., King, E. und Livermore, R., Editoren, *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Band 108, Seite 87–103. The Geological Society, London.

-
- Studinger, M. (1998). Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: Der Zerfall des Superkontinents Gondwana. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 276.
- Sundvik, M., Larson, R. und Detrick, R. (1984). Rough smooth basement boundary in the western North Atlantic basin: Evidence for a seafloor-spreading origin. *Geology*, 12: 31-34.
- Talwani, M., Worzel, J. 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.
- Unrug, U. (1997). Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today*, 7 (1): 1-6.
- Weigelt, E. (1998). Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen. *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, 261.
- White, R., Detrick, R., Sinha, M. und Cormier, M. (1984). Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79: 779-798.
- 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.
- Whitehead, J., Dick, H. und Schouten, H. (1984). A mechanism for magmatic accretion under spreading centres. *Nature*, 312: 146-148.
- Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing, investigations in geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Zelt, C. und Smith, R. (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structures. *Geophysical Journal International*, 108: 16-34.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. H. Miller (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven) danke ich sehr für die Vergabe der Arbeit und die Möglichkeit, diese mit den Mitteln des Alfred-Wegener-Instituts anzufertigen. Ich danke ihm auch für die Expeditionen, an denen ich teilnehmen durfte und die Unterstützung bei Tagungsreisen ins In- und Ausland.

Herrn Prof. Dr. U. Bleil (Universität Bremen) danke ich für die Erstellung des zweiten Gutachtens.

Mein besonderer Dank geht an Dr. W. Jokat für seine Betreuung, sein Vertrauen und seine Ermunterungen. Er hat als Fahrtleiter einen großen Teil zu der Expedition ANT XIV/3 beigetragen.

Dank gebührt dem Flugpersonal und der Besatzung der FS *Polarstern*, die mit ihrem Einsatz die Expedition ANT XIV/3 unterstützt haben.

Ein großes Danke Schön! geht an die ehemaligen und derzeitigen Kollegen der Arbeitsgruppe 'Geophysik' für die gute Zusammenarbeit an Bord und im Doktorandenzimmer, für die Diskussionen und Gespräche, für die Hilfe bei kleinen und großen Rechnerproblemen und für die Anmerkungen und Korrekturen des Manuskriptes.

Meiner Familie und Frau Ulrike Dähn danke ich sehr für das Halten und das Aushalten.

Formelzeichen und Abkürzungen

Formelzeichen (außer SI-Einheiten)

a	annum, Jahr
d	Tiefe
h	Höhe
kn	Knoten ($1 \text{ kn} \equiv 1.853 \text{ km h}^{-1}$)
l	Liter
mGal	Einheit der Schwerebeschleunigung ($1 \text{ mGal} \equiv 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$)
R	Krustenrauigkeit
t	Zeit
T	Zeit
v	Dehnungsrate
v	seismische Geschwindigkeit von P-Wellen
x	Distanz

Abkürzungen

1D	Eindimensional
2D	Zweidimensional
AE	<i>Andenes Escarpment</i>
AGC	<i>Automatic Gain Control</i>
ANT	Abkürzung für Antarktis-Expeditionen des AWI
AP	<i>Antarctic Peninsula</i>
AWI	Alfred-Wegener-Institut
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
CDP	<i>Common Depth Point</i>
CMP	<i>Common Mid Point</i>
DAT	<i>Digital Audio Tape</i>
DISCO	Markenname eines Programmpaketes
EE	<i>Explora Escarpment</i>
EWM	<i>Ellsworth-Whitmore Mountains</i>
FR	<i>Failed Rift</i> , unterbrochenes Rift
FS	Forschungsschiff
GI	<i>Generator Injector</i> , Luftpulser-System
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GUS	Gemeinschaft unabhängiger Staaten
HN	Haag Nunataks
JNOC	<i>Japanese National Oil Corporation</i>
LCT	Markenname eines Programmpaketes
MBL	Marie Byrd Land
mbsf	<i>meter below sea floor</i>
NARE	<i>Norwegian Antarctic Research Expedition</i>
NMO	<i>Normal Moveout</i>
OA	Orion Anomalie
OBH	Ozeanboden-Hydrophon
ODP	<i>Ocean Drilling Program</i>
P	P-Welle
P_g	P_g -Welle
PMGRE	<i>Polar Marine Geophysical Research Expedition</i>
RMS	<i>Root Mean Square</i>
RSE	<i>Ross Sea Embayment</i>
RefTek	Markenname eines Seismik-Rekorders
Rf	Reflektiert
Rfr	Refraktiert
SAE	<i>Soviet Antarctic Expedition</i>
SH	Schwerehoch (des Herringbone Pattern)
SSR	<i>South Scotia Ridge</i>
ST	Schweretief (des Herringbone Pattern)
T	Anomalie-T
TI	<i>Thurston Island</i>
TWT	<i>Two Way Traveltime</i> , Zweiweg-Laufzeit
VAX	Markenname eines Computers
VE	<i>Vertical Exaggeration</i> , vertikale Überhöhung
VLf	Typbezeichnung eines Luftpulser-Systems
WSE	<i>Weddell Sea Embayment</i>

Abbildungsverzeichnis

2.1	Übersichtskarte der Antarktis	3
2.2	Rekonstruktion von Gondwana für 160 Ma nach Lawver et al. (1992) .	5
2.3	Rekonstruktion von Gondwana für 110 Ma nach Lawver et al. (1992) .	5
2.4	Krustenblöcke der Westantarktis	6
2.5	Tektonische Elemente des Weddellmeeres	7
2.6	Magnetische Anomalien nach Elliot (1991)	9
2.7	Magnetische Anomalien nach Ghidella und LaBrécque (1997)	10
2.8	Profilplan der Expedition ANT XIV/3	11
2.9	Schwereanomalien aus Satellitenaltimetrie nach Schöne und Schenke (1998)	12
3.1	Frequenzspektrum des Profils AWI-97025	17
3.2	Stationsdrift der Station 051	19
3.3	Hydrophonregistrierung der Station 051	20
4.1	Profilkarte 96110—AWI-97006	24
4.2	Schweremodell des Profils 96110	25
4.3	Schweremodell des Profils AWI-97006	26
5.1	Schematische Skizze der Bruchzonen	29
5.2	Schwerekarte des Weddellmeeres (McAdoo und Laxon, 1996)	33
6.1	Profilplan der Region Herringbone Pattern	35
6.2	West-Ost-Profil Schweremessung Herringbone Pattern	36
6.3	Profil AWI-97009	38
6.4	Krustenmodell Profil AWI-97009 ohne Mohovariationen	40
6.5	Krustenmodell Profil AWI-97009 mit Mohovariationen	41
6.6	Profil AWI-97031	42
6.7	Krustenmodell Profil AWI-97031 ohne Mohovariationen	44
6.8	Krustenmodell Profil AWI-97031 mit Mohovariationen	45
6.9	Profil AWI-97045	46
6.10	Krustenmodell Profil AWI-97045	47
6.11	Kompiliertes W–E-Krustenmodell	49
6.12	Basementtopographie und Krustenmächtigkeit im Vergleich	51
7.1	Profilplan der Region Anomalie-T	53
7.2	N–S-Schwereprofile über die Anomalie-T	54
7.3	N–S-Magnetikprofile nach Livermore und Hunter (1996)	55
7.4	Extrahierte Schwereprofile entlang der Anomalie-T nach Schöne und Schenke (1998)	57
7.5	Profile AWI-97025, AWI-97027 und AWI-97029	59
7.6	Profile AWI-97026 und AWI-97028	60
7.7	Profil AWI-97020	63
7.8	Profil AWI-97024	65
7.9	Krustenmodelle N–S-Profile Anomalie-T Ost	67
7.10	Krustenmodelle N–S-Profile Anomalie-T West	68
8.1	Rauhigkeiten und Dehnungsraten nach Minshull (1999)	75
8.2	Profilplan Krustenrauhigkeiten	77
8.3	Rekonstruktion nach Livermore und Hunter (1996)	78

8.4	Tiefenschnitt Profil AWI-97006 und Profil AWI-97010	79
8.5	Tiefenschnitte Profile AWI-97006 – AWI-97030	81
8.6	Tiefenschnitte Profile AWI-97042, AWI-97044, AWI-97046	82
8.7	Krustenmächtigkeit der Profile AWI-97006 und AWI-97010	83
8.8	Dehnungsraten der Profile	85
8.9	Rotationspole nach Livermore und Hunter (1996)	86
9.1	Lokationen der Weitwinkelstationen im Weddellmeer	88
9.2	Seismische Sektion der Station 051	90
9.3	Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 051	91
9.4	Seismische Sektion der Station 063	93
9.5	Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 063	94
9.6	Seismische Sektion der Station 071	95
9.7	Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 071	96
9.8	Seismische Sektion der Station 073	97
9.9	Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Station 073	98
9.10	Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Weitwinkelstationen	99
9.11	Profilausschnitt Profil AWI-97051	101
9.12	Profilausschnitt Profil AWI-97063	103
9.13	Profilausschnitt Profil AWI-97071	105
9.14	Profilausschnitt Profil AWI-97080	107
9.15	Profilplan der Kartierung der Übergangszone	108
9.16	Kartierung der Übergangszone	109
9.17	Sedimentmächtigkeiten nach Hübscher (1994) und LaBrecque und Ghidella (1997)	112
B.1	Kartierung der Sedimentmächtigkeit	132
B.2	Kartierung der Basementtopographie	133
B.3	Kartierung der Mohotiefe	134
B.4	Kartierung der Krustenmächtigkeit	135

A Anhang Liste der reflexionsseismischen Profile

Profil	Breite Start	Länge Start	Breite Ende	Länge Ende	Schüsse	Länge (km)	Streamer (m)	Lead In (m)	Airgun	Kanalabt.(m)
AWI-97001	-69.8544	-13.3359	-69.9339	-13.1879	243	11	2400	60	7 x 3l	25
AWI-97002	-69.9417	-13.1999	-69.9638	-13.2963	117	5	2400	60	7 x 3l	25
AWI-97003	-69.9624	-13.3319	-69.9301	-13.3823	115	4	2400	60	7 x 3l	25
AWI-97004	-69.9226	-13.3831	-69.8706	-13.1425	275	11	2400	60	7 x 3l	25
AWI-97005	-69.8617	-13.1432	-69.8506	-13.3436	174	8	2400	60	7 x 3l	25
AWI-97006	-69.8477	-13.3571	-67.5014	-17.4977	7361	312	2400	60	7 x 3l / 6 x 3l	25
AWI-97007	-67.4999	-17.5148	-67.6379	-19.7964	2220	99	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97008	-67.6415	-19.8106	-68.0299	-20.3453	961	49	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97009	-68.0337	-20.3597	-68.1000	-24.9972	4468	194	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97010	-68.1115	-25.0068	-71.1081	-25.0025	7461	335	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97011	-71.1766	-25.0025	-71.2445	-25.0026	175	8	2400	70	GI - Gun	25
AWI-97012	-71.2538	-24.9956	-71.5640	-24.3699	955	41	2400	70	GI - Gun	25
AWI-97020	-68.9748	-23.4990	-68.1350	-23.4569	2032	94	2400	70	8 x 3l	25
AWI-97021	-68.1354	-23.5016	-68.1350	-24.5417	912	43	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97022	-68.1279	-24.5594	-68.0055	-24.4882	300	14	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97023	-67.9993	-24.4716	-68.0000	-24.2089	247	11	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97024	-68.0063	-24.1911	-69.0443	-24.1917	2667	116	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97025	-69.0533	-24.2157	-69.0489	-24.4862	254	11	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97026	-69.0409	-24.4858	-68.8431	-24.4850	524	22	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97027	-68.8521	-24.5364	-68.8916	-25.5834	941	43	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97028	-68.9018	-25.5889	-69.0483	-25.5884	346	16	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97029	-69.0551	-25.6010	-69.1043	-25.9299	307	14	2400	70	7 x 3l	25
AWI-97030	-69.0994	-25.9589	-68.1288	-26.1026	2468	109	2400	70	7 x 3l / 6 x 3l	25
AWI-97031	-68.1234	-26.1183	-68.1325	-29.3756	3138	138	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97032	-68.1275	-29.4358	-68.0037	-29.9838	570	27	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97033	-68.0000	-30.0187	-68.0080	-30.3770	322	15	2400	70	6 x 3l	25
AWI-97040	-68.1078	-35.0129	-68.1083	-35.9754	944	40	600	32	8 x 3l	6.25
AWI-97041	-68.1143	-35.9926	-68.4576	-36.3518	970	46	600	32	8 x 3l	6.25
AWI-97042	-68.4643	-36.3587	-69.3410	-36.3962	2217	98	600	32	8 x 3l / 7 x 3l	6.25
AWI-97043	-69.3473	-36.4321	-69.2400	-37.3926	867	40	600	35	7 x 3l	6.25
AWI-97044	-69.1561	-37.3357	-68.2735	-37.1341	2188	99	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97045	-68.2686	-37.1449	-67.9925	-39.1696	1974	90	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97046	-67.9960	-39.1859	-69.1302	-41.0377	3324	148	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97047	-69.1298	-41.0626	-67.9290	-45.1983	4910	224	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97050	-67.7162	-49.9992	-66.3342	-50.0000	3563	155	600	38	8 x 3l	6.25
AWI-97051	-66.3231	-50.0198	-66.0841	-56.5040	7564	322	600	38	8 x 3l / 7 x 3l	6.25
AWI-97060	-66.7648	-49.9334	-67.5010	-47.9954	2603	119	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97061	-67.5037	-47.9755	-67.9569	-45.1041	3136	133	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97062	-67.9639	-45.0956	-68.4993	-44.9979	1326	63	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97063	-68.5031	-44.9934	-68.7951	-44.5869	1406	48	600	35	8 x 3l / 7 x 3l	6.25
AWI-97070	-69.0059	-41.9844	-69.9985	-40.0031	3111	137	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97071	-70.0082	-40.0008	-71.7045	-38.4475	5008	211	600	35	8 x 3l	6.25
AWI-97072	-71.6709	-38.1886	-72.4140	-35.6565	2892	124	600	35	8 x 3l / 5 x 3l	6.25
AWI-97080	-72.3980	-35.3383	-72.4889	-33.9478	3048	130	600	35	8 x 3l / GI - Gun	6.25
AWI-97090	-70.6456	-12.8727	-69.6700	-09.4751	4095	170	600	35	3 x 3l	6.25

Tabelle A.1: Liste der reflexionsseismischen Profile des Fahrtabschnittes ANT XIV/3 1997 (Jokat und Oerter, 1998). Die Kanalanzahl ist 96 bei allen Profilen. Die Profile AWI-97091 - AWI-97095 und AWI-97100 - AWI-97104 sind nicht aufgeführt. Sie liegen außerhalb der betrachteten Region.

B Anhang Kartierungen

In Anhang B sind die Krustenmodelle im Bereich des Herringbone Pattern und der Anomalie-T in Karten zusammengefaßt dargestellt. Aus den reflexionsseismischen Profilen wurden die Sedimentmächtigkeiten und die topographischen Variationen des Basement direkt abgeleitet, während die Variation der Mohotiefe und damit die Krustenmächtigkeit über die Modellierung der Schweremessungen indirekt abgeleitet wurden.

Karte der Sedimentmächtigkeit

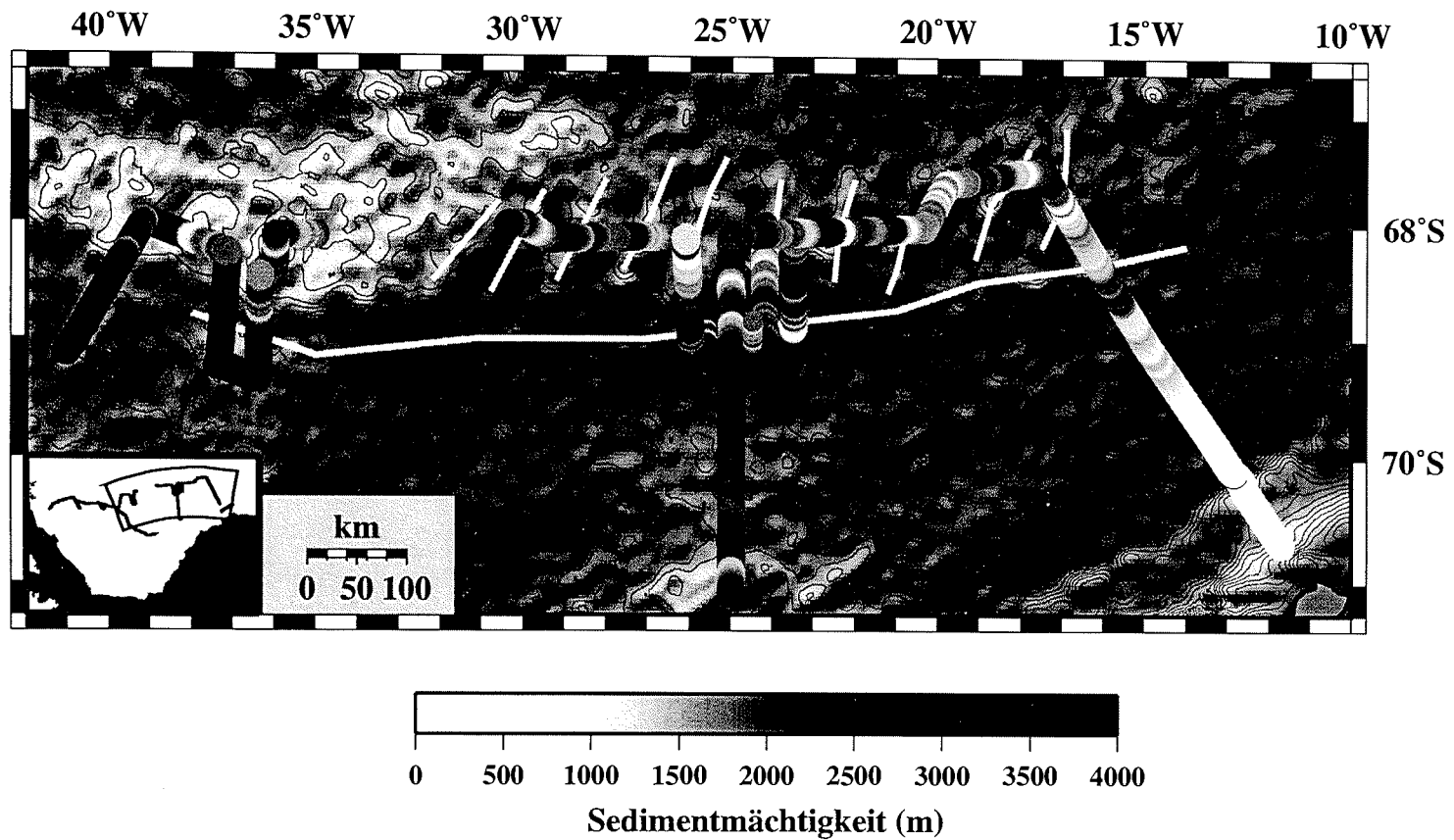


Abbildung B.1: Kartierung der Sedimentmächtigkeit im zentralen Weddellmeer. Unterlegt ist die Schwerekarte nach Schöne und Schenke (1998). Die Profilnamen und die Farbskala der Schwerewerte sind nicht angegeben. Sie finden sich bei den Übersichtskarten in Kapitel 6, Abb. 6.1 und Kapitel 7, Abb. 7.1. Werte, außerhalb des von der Farbskala abgedeckten Bereiches erhielten die Farben der Extremwerte der Farbskala.

Karte der Basementtopographie

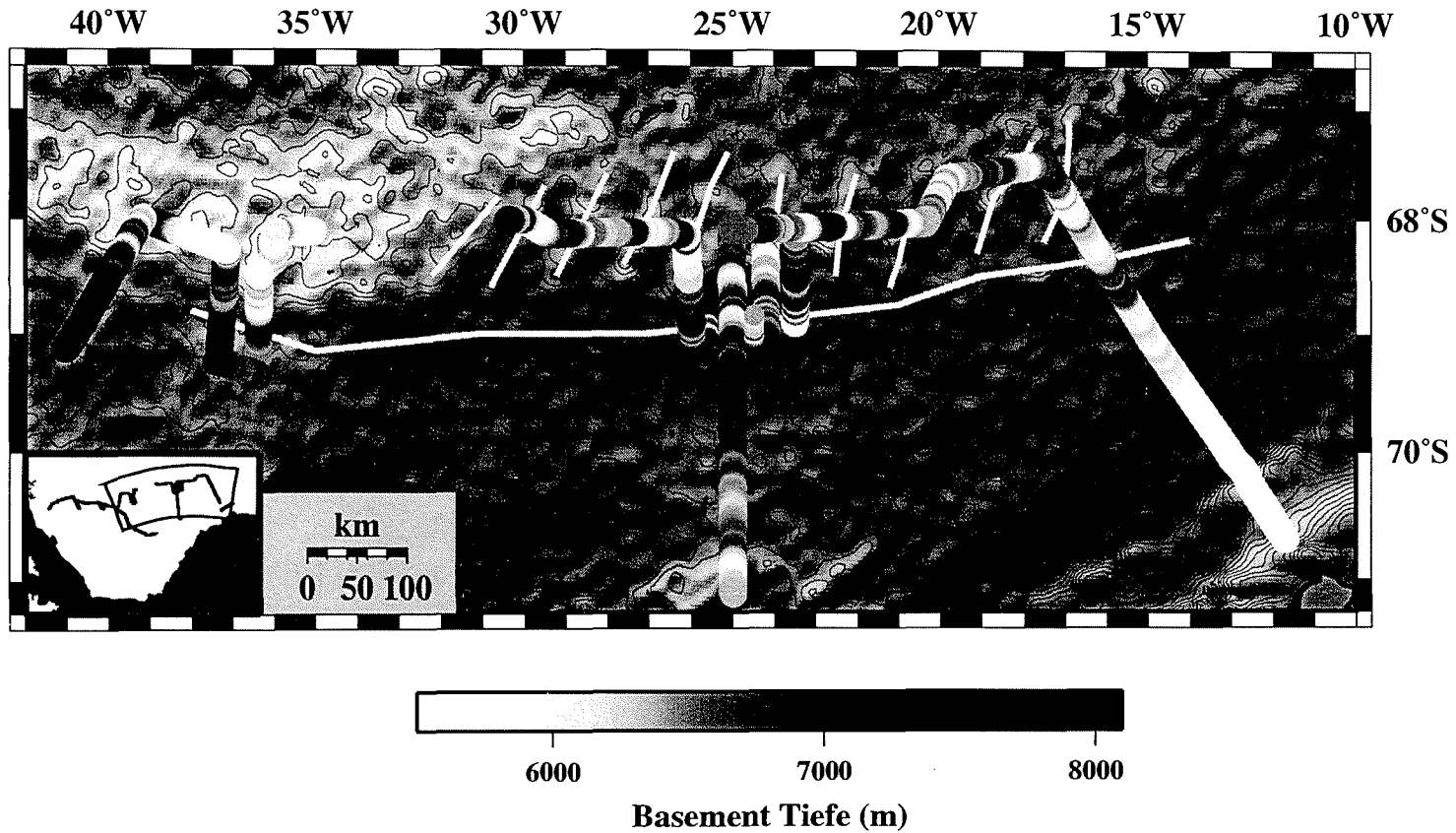


Abbildung B.2: Karte der Basementtopographie im zentralen Weddellmeer. Unterlegt ist die Schwerekarte nach Schöne und Schenke (1998). Die Profilnamen und die Farbskala der Schwerewerte sind nicht angegeben. Sie finden sich bei den Übersichtskarten in Kapitel 6, Abb. 6.1 und Kapitel 7, Abb. 7.1. Werte, außerhalb des von der Farbskala abgedeckten Bereiches erhielten die Farben der Extremwerte der Farbskala.

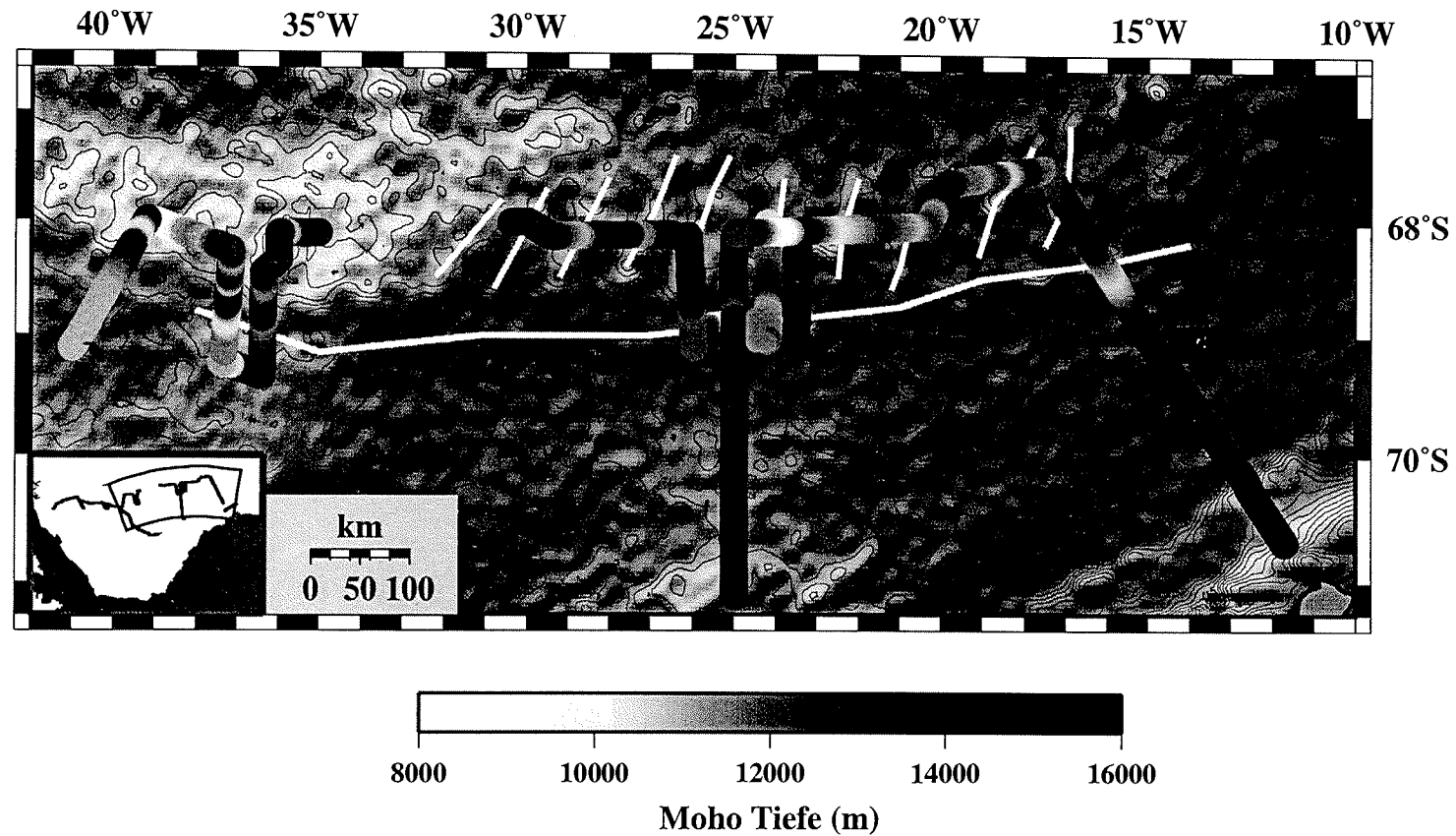


Abbildung B.3: Karte der Tiefenvariation der Moho im zentralen Weddellmeer. Unterlegt ist die Schwerekarte nach Schöne und Schenke (1998). Die Profilnamen und die Farbskala der Schwerewerte sind nicht angegeben. Sie finden sich bei den Übersichtskarten in Kapitel 6, Abb. 6.1 und Kapitel 7, Abb. 7.1. Werte, außerhalb des von der Farbskala abgedeckten Bereiches erhielten die Farben der Extremwerte der Farbskala.

Karte der Krustenmächtigkeit

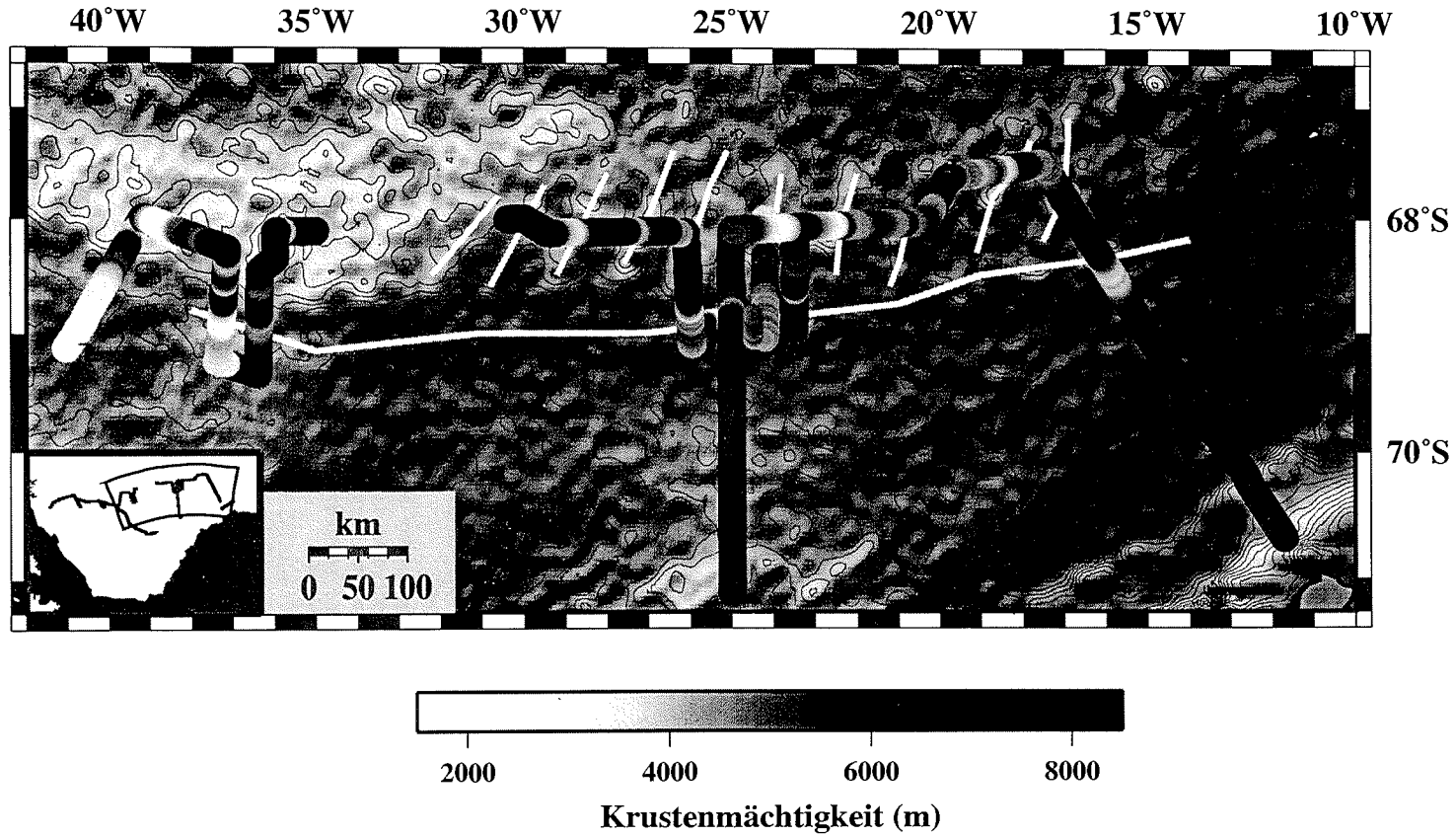


Abbildung B.4: Krustenmächtigkeit im zentralen Weddellmeer. Unterlegt ist die Schwerekarte nach Schöne und Schenke (1998). Die Profilnamen und die Farbskala der Schwerewerte sind nicht angegeben. Sie finden sich bei den Übersichtskarten in Kapitel 6, Abb. 6.1 und Kapitel 7, Abb. 7.1. Werte, außerhalb des von der Farbskala abgedeckten Bereiches erhielten die Farben der Extremwerte der Farbskala.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- * **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor““
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- * **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-
schiffes „Meteor““ (Im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- * **Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- * **Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- * **Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- * **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- * **Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- * **Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundsleppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- * **Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- * **Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- * **Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- * **Heft Nr. 17/1984** – Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- * **Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- * **Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- * **Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- * **Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula,
February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- * **Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of
the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- * **Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven
des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- 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 Stäblein, 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** – „Spätpleistozäne 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. Zusammenge stellt 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 Cube 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 antarktischen 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-Lenhardt.
 - 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. Meinke 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 Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken.
- Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - 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-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- * **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
 - * **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- * **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- * **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- * **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- * **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des norwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meeres“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- * **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
- Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- * **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
- * **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dalnie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- **Heft Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- 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 Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier 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 Bochert, 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 känozoische 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 and 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 Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-See / 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. Karpiv.
- 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 and 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 Meereismodells 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 einer 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 Heimfrontfjella (westliches 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 Sievert and Gmitry Bolshiyarov.
- * **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 Eisdriftanzeiger 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 Maria Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen 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 Antarctic 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 N_2O_5 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 *Neogloboquadrina 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 Gerion 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** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung 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. Bolshiyarov 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 Lukas 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 Rächor.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (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 Meyerdierts.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrteilnehmern.
- 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. Bolshiyarov
- 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 in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten 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-Il Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr 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 seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.
- 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 Kirchoff.
- 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 1996“, 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 Starman.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten 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 Bunger-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 atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- 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 ‘Akademic 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 evolution of the 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 Schindwein.
- Heft Nr. 271/1998** – “Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice“, by Dirk Dethleff, Per 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 von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft Nr. 277/1998** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998** – “Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)“, edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft Nr. 282/1998** – “Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy“, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft Nr. 283/1998** – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 284/1998** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea“, edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – „Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – „The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – „The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – „Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bocher, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – „German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – “The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux”, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – “Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten”, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – “Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols”, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – “Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998”, von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** – “Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten”, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – “Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees”, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – “Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport”, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – “Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1998”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – “Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis”, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – “Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen”, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – “Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson interferometers”, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – “The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland”, edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhard M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – “Poseidon” Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland”, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – “Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes”, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – “Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandsockels”, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – “D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis”, von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – “Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis”, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – “Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP”, von Fidan Göktas.
- Heft-Nr. 337/1999** – “Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, – evidence from fission-track thermochronology”, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – “Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten”, von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – “The Expedition ARKTIS XV/1”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – “Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia”, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – “Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production”, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – “Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea”, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – “ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15-17 April 1999 in Bremerhaven”, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – “Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen-tonmineralogischen Analysen (ODP Leg 151, zentrale Framstraße)”, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – “Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre”, von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – “Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläoumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen”, von Claus-Dieter Hillenbrand.
- Heft-Nr. 347/2000** – “Zur Ökologie des Phytoplanktons im arktischen Laptevmeer - ein jahreszeitlicher Vergleich”, von Kirsten Tuschling.
- Heft-Nr. 348/2000** – “Untersuchungen zum Fettstoffwechsel des Südlichen See-Elefanten (*Mirounga leonina* L.) in der Antarktis”, von Sven Ramdohr.
- Heft-Nr. 349/2000** – “Licht- und Temperatureinfluß auf den enzymatischen Oxidationsschutz der antarktischen Eisdiatomee *Entomoneis kufferathii Manguin*”, von Raimund Schriek.

- Heft-Nr. 350/2000** – “Die Expedition ARKTIS XV/3 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1999”, herausgegeben von Ursula Schauer.
- Heft-Nr. 351/2000** – “Dissolution kinetics of biogenic silica in marine environments”, by Dirk Rickert.
- Heft-Nr. 352/2000** – “Geometrie und Kinematik des tertiären Deckenbaus im West Spitzbergen Falten- und Überschiebungsgürtel, Brøggerhalvøya, Svalbard”, von Kerstin Saalman.
- Heft-Nr. 353/2000** – “Zur Ökologie der Benthos-Foraminiferen der Potter Cove (King George Island, Antarktis)”, von Michaela Mayer.
- Heft-Nr. 354/2000** – “Expeditions in Siberia in 1999”, edited by Volker Rachold.
- Heft-Nr. 355/2000** – “Temperaturrekonstruktion im Tropischen Atlantik für das Letzte Glaziale Maximum: CLIMAP neu betrachtet”, von Carsten Porthun.
- Heft-Nr. 356/2000** – “Niederfrequente Variabilität großräumiger atmosphärischer Zirkulationsstrukturen in spektralen Modellen niedriger Ordnung”, von Antje Weisheimer.
- Heft-Nr. 357/2000** – “Late Quaternary paleoclimatic reconstructions along the Eurasian continental margin”, by Hans Peter Kleiber.
- Heft-Nr. 358/2000** – “Holocene environmental history of East Greenland - evidence from lake sediments”, by Bernd Wagner.
- Heft-Nr. 359/2000** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Ecology of the White Sea with Emphasis on its Deep Basin”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 360/2000** – “Scientific Cruise Report of the Joint Russian-German Kara-Sea Expedition of RV ‘Akademik Boris Petrov’ in 1999”, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 361/2000** – “Planktic foraminifer ecology and stable isotope geochemistry in the Arctic Ocean: implications from water column and sediment surface studies for quantitative reconstructions of oceanic parameters.”, by Renate Volkmann.
- Heft-Nr. 362/2000** – “Eisbohrkernuntersuchungen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität von Temperatur und Niederschlagsrate im Spätholozän in Nordgrönland”, von Matthias Schwager.
- Heft-Nr. 363/2000** – “Benthische Peracarida (Crustacea, Malacostraca) des arktischen Mellemfjordes, West-Grönland”, von Anne-Nina Lörz.
- Heft-Nr. 364/2000** – “Die Expeditionen ANTARKTIS XVI/3-4 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1999”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek und Manfred Reinke.
- Heft-Nr. 365/2000** – “Organic carbon in Late Quaternary sediments: Responses to paleoenvironmental changes in the Laptev and Kara seas (Arctic Ocean)”, by Bettina Boucsein.
- Heft-Nr. 366/2000** – “Flugzeuggestützte Topographie- und Schweremessung: Meßsystem und Anwendung auf die Region Framstraße, Spitsbergen und Nordostgrönland”, von Tobias Boebel.
- Heft-Nr. 367/2000** – “Messung dielektrischer Eigenschaften polarer Eiskerne”, von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 368/2000** – “The Expedition ARKTIS-XV/2 of RV ‘Polarstern’ in 1999”, edited by Wilfried Jokat.
- Heft-Nr. 369/2000** – “Interpretation seismischer und gravimetrischer Daten des Weddellmeeres, Antarktis”, von Johannes Rogenhagen.

* vergriffen / out of print.

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

