

**Bellingshausen- und Amundsenmeer:  
Entwicklung eines Sedimentationsmodells**

**Bellingshausen Sea and Amundsen Sea:  
Development of a sedimentation model**

---

**Frank-Oliver Nitsche**

Frank-Oliver Nitsche

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

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer  
Dissertation, die 1997 dem Fachbereich Geowissenschaften der  
Universität Bremen vorgelegt wurde.

**Inhaltsverzeichnis**

Inhaltsverzeichnis ..... 1

Kurzfassung..... 3

Abstract ..... 4

1 Einleitung ..... 5

2 Übersicht über das Arbeitsgebiet ..... 9

    2.1 Geographische Lage und Morphologie..... 9

    2.2 Geologie und tektonische Entwicklung ..... 13

    2.3 Glaziologie..... 19

    2.4 Ozeanographischer Überblick..... 21

    2.5 Bisherige geowissenschaftliche Untersuchungen ..... 23

3 Datenerfassung und -bearbeitung..... 25

    3.1 Reflexionsseismische Profile ..... 25

    3.2 Aufbereitung der reflexionsseismischen Daten ..... 27

    3.3 Reduzierung der multiplen Energie ..... 33

    3.4 Bathymetrie..... 36

    3.5 Das Parasound-Sedimentecholot..... 37

    3.6 Satellitendaten..... 38

4 Glazialmarine Sedimentation: Prozesse und Modelle..... 42

    4.1 Moderne glazialmarine Prozesse ..... 42

    4.2 Stratigraphische Modelle ..... 46

5 Sedimentstrukturen im Schelfbereich ..... 51

    5.1 Daten vom inneren und mittleren Schelfbereich..... 52

    5.2 Struktur des Schelfrandes..... 55

    5.3 Diskussion der Einheiten des Schelfrandes ..... 62

    5.4 Laterale Unterschiede im Sedimenttransport auf dem Schelf..... 68

    5.5 Zeitliche Entwicklung der Sedimentation auf dem Schelf..... 72

6 Umlagerungsprozesse am Kontinentalhang und -fuß ..... 77

    6.1 Lage der großräumigen Sedimentstrukturen im  
         Untersuchungsgebiet..... 77

    6.2 Informationen aus Sedimentkernen ..... 79

    6.3 Rutschungen am Kontinentalhang ..... 80

    6.4 Glaziale Sedimentkeile ..... 84

    6.5 Rinnen- und Rückenstrukturen auf dem Kontinentalfuß ..... 87

    6.6 Sedimentwellen..... 98

6.7 Entwicklung und Variation der Prozesse entlang des Kontinentalrandes .....	100
7 Schlußbemerkungen und Ausblick.....	107
7.1 Schlußfolgerungen .....	107
7.2 Offene Fragen .....	110
7.3 Ausblick .....	111
Literaturverzeichnis.....	114
Danksagung .....	127
Abkürzungen und Formelzeichen .....	128
Abbildungsverzeichnis .....	130
Anhang A: Liste der verwendeten Daten .....	132
Anhang B: Seismische Sektionen.....	134

## Kurzfassung

Geophysikalische und geologische Informationen über die Sedimentablagerungen entlang des Kontinentalrandes der Antarktis bilden die Grundlage für die Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte dieses Kontinentes. Die Interpretation dieser Ablagerungen basiert auf dem Verständnis der Prozesse, die zu ihrer Bildung führten.

Während zweier Expeditionen des Alfred-Wegener-Institutes in den Jahren 1994 und 1995 mit der FS Polarstern wurden entlang des Kontinentalrandes des Bellingshausen- und des Amundsenmeeres über 3000 km reflexionsseismische Mehrkanalprofile vermessen. An Hand dieser Daten sowie zusätzlicher Informationen aus bathymetrischen und Sedimentecholot-Messungen (PARASOUND) wurde ein Sedimentationsmodell für den Kontinentalrand dieses Abschnittes der Westantarktis abgeleitet.

Der Schelf im Untersuchungsgebiet zeigt die für Polargebiete typischen großen Wassertiefen von 400 bis 600 m, wobei der innere Schelfbereich mit bis zu 1000 m deutlich tiefer liegt als die Schelfkante. Im Bereich des äußeren Schelfes zeigen sich progradierende und aggradierende Sequenzen. Diese sind hier ein deutliches Anzeichen dafür, daß sich der Eisschild der Westantarktis während früherer Glazialzeiten mehrfach (mindestens siebenmal) bis zur Schelfkante vorgeschoben hat. Einzelne Glazial-Interglazialzyklen lassen sich aber nicht durch die verwendete Seismik auflösen.

Auf dem Kontinentalfuß finden sich verschiedene Sedimentstrukturen, die Hinweise geben, wie dieses Material weitertransportiert wird. Auf dem Hang finden sich Anzeichen für zahlreiche kleinere Rutschungen und Gerölllawinen. Auf dem Kontinentalfuß werden die Ablagerungen durch die Kombination von Trübeströmen und einer westlichen Bodenströmung kontrolliert. Dies zeigt sich in vielen Rinnen und Sedimentrücken entlang des ganzen Kontinentalrandes und wird durch Sedimentkerne vom Kontinentalfuß und den Tiefsee-Ebenen bestätigt.

Obwohl die Daten z.T. über 100 km auseinander liegen, lassen sich Unterschiede entlang des Kontinentalrandes erkennen. Im Bellingshausenmeer variiert die Menge des Materials, das zur Schelfkante transportiert wurde. Glaziale Rinnen auf dem Schelf lassen vermuten, daß Eisströme, die entlang dieser Rinnen flossen, mehr Eis und auch mehr Sediment zur Schelfkante transportiert haben. An den Stellen, wo diese Eisströme die Schelfkante erreichen, ist der Schelf deutlich stärker seewärts ausgebaut. Unterschiede in der Geometrie der Sedimentstrukturen auf dem Kontinentalfuß zeigen, daß auch der Einfluß der Bodenströmung im Untersuchungsgebiet schwankt.

## Abstract

Geophysical and geological informations about the sedimentary record of the continental margin of Antarctica is basic for the reconstruction of the glacial history of this continent. The interpretation of this sedimentary record is based on a good understanding of the deposition processes which produced this record.

In the years 1994 and 1995 the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research carried out two cruises with the RV *Polarstern* along the continental margin of the Bellingshausen and Amundsen Seas. During these cruises more than 3000 km of multichannel reflection seismic lines have been collected. Based on these data and additional information from bathymetry measurements and sediment echosounding (PARASOUND) a sedimentation model for this part of the Westantarctic margin has been developed.

The shelf in the investigated area exhibits a water depth between 400 and 600 m which is typical for polar regions. The inner shelf is deeper (up to 1000 m) than the shelf edge. Prograding and aggrading sequences are found in the outer shelf area. This indicates that the Westantarctic ice shield was grounded up to the shelf edge at least seven times at previous glacial maxima. But single glacial/interglacial cycles could not be resolved by the used seismic system of low to intermediate frequencies. During interglacial times almost no sediment has reached the outer shelf, because the inner shelf area is much deeper than the shelf edge. In contrast, there has been much sediment deposited on the upper continental slope during glacial times, when the ice was grounded at the shelf edge.

On the continental slope and rise several major sediment structures are found which provide informations about resedimentation processes. The slope shows evidence of small slumps and debris flows. On the rise a combination of turbidity currents and a westward flowing bottom current is controlling the deposition. This is indicated by many channels and mounds along the continental margin and confirmed by sediment cores taken from the rise and the abyssal plains.

Although some data are more than 100 km apart from each other, differences along the margin can be identified. In the Bellingshausen Sea the amount of material which has been delivered to the shelf edge varies. Glacial troughs on the shelf lead to the conclusion that ice streams were flowing through these troughs transporting more sediment. At locations where these ice streams reached the shelf edge the progradation of the shelf is much more pronounced. Differences in geometry of the sediment bodies on the rise indicate that the influence of the bottom current is also changing in the investigated area.

## 1 Einleitung

Die Polargebiete und insbesondere die Antarktis haben eine große Bedeutung für das Klima dieser Erde. Die großen Eismassen beeinflussen die Albedo der Erde sowie die globale Zirkulation der Luftmassen und der ozeanischen Strömungen. Das Abschmelzen und Ausdehnen der polaren Eiskappen hat direkte Auswirkungen auf den globalen Meeresspiegel. So lag der Meeresspiegel während der letzten Eiszeit ca. 120 m niedriger als heute (Seibold und Berger, 1993). Für das Verständnis der Prozesse und der Ursachen von Klimaänderungen und Meeresspiegelschwankungen in der Vergangenheit ist die Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte der Antarktis eine wichtige Voraussetzung. Deswegen war und ist die Antarktis das Ziel vieler Forschungsprojekte.

Es gibt bereits zahlreiche Modelle, die Veränderungen des Klimas und deren Auswirkungen auf die Eiskappen modellieren (z.B. Huybrechts, 1992). Um die Entwicklung zu verstehen und zu modellieren, ist das Verständnis und das Wissen um die Entwicklung in der Vergangenheit wichtig. Nur an der vergangenen Klimaentwicklung lassen sich Hypothesen und Modelle testen und die Randbedingungen für Vorhersagen ableiten.

Heute ist die klimatische Entwicklung der Antarktis im Känozoikum in ihren Grundzügen bekannt (Ehrmann, 1994), aber viele Details, wie der genaue zeitliche Ablauf von Glazial-Interglazialzyklen und regionale Unterschiede im Beginn der Vereisung, sind noch unklar. Die bisherigen Rekonstruktionen der Vereisungsgeschichte der Antarktis basieren auf relativ wenigen Daten. Z.B. begründet sich die Aussage, daß im Bereich der Antarktischen Halbinsel und im Bellingshausenmeer bereits im frühen Miozän Eisberge ins Meer kalbten, auf eine einzige, nur ungenau datierte Probe (Hollister et al., 1976). Neue, detailliertere Messungen und Daten zeigen immer wieder neue regionale Unterschiede in der Entwicklung auf.

Die Ansätze, das Klima und die Vereisungsgeschichte zu rekonstruieren, sind vielfältig. Es werden verschiedene Methoden benutzt, die unterschiedliche Zeitskalen mit unterschiedlicher Auflösung betrachten. Untersuchungen an Eiskernen können Jahre bis Jahrzehnte auflösen und reichen ca. 150 000 Jahre zurück (Lorius et al., 1985). Sedimentkerne, die z.B. mit Kolbenlot bzw. Schwerelot gezogen wurden, reichen bis ins obere Pliozän (2-3 Ma) zurück (Grobe und Mackensen, 1992) und Tiefbohrungen z.B. des Ocean Drilling Projects (ODP) bis über das Eozän (>50 Ma) hinaus (Hambrey et al., 1992; Ehrmann, 1994).

Klimaschwankungen und Veränderungen in der Ausdehnung der Eiskappen spiegeln sich in den Sedimentablagerungen wider. Dies läßt sich sowohl in den Sedimentkernen als auch in seismischen Messungen erkennen (Cooper et al., 1991). Um solche Untersuchungen international abzustimmen und die Ergebnisse verfügbar zu machen, wurde vom Scientific Committee of Antarctic Research (SCAR) das ANTOSTRAT-Programm (Antarctic Offshore Acoustic Stratigraphy) eingerichtet.

tet. Die Schwerpunkte der bisherigen Untersuchungen lagen im Bereich der Antarktischen Halbinsel, im Weddellmeer, in der Prydz-Bucht, Wilkes-Land und dem Rossmeer. Zu den größeren Bereichen, die bislang kaum untersucht wurden, gehören das Amundsen- und das Bellingshausenmeer der Westantarktis. Die Vereisungsgeschichte und die Eisdynamik dieser Region sind weitgehend unbekannt. Man weiß aber, daß der westantarktische Eisschild überwiegend unterhalb des Meeresspiegels liegt (Drewry, 1983). Daher vermuten einige Autoren (z.B. Mercer, 1978), daß dies Eis besonders empfindlich auf Meeresspiegelschwankungen reagiert. In diesem Zusammenhang wird auch diskutiert, ob der Eisschild während einer früheren Warmzeit im Pliozän einmal vollständig abgeschmolz (Webb und Harwood, 1991). Dies hätte einen Meeresspiegelanstieg um ca. 5 m zur Folge gehabt (Mercer, 1978).

Untersuchungen aus anderen Regionen zeigen, daß sich in seismischen Daten Anzeichen für Eisvorstöße und Veränderungen in den Ablagerungsbedingungen erkennen lassen (Cooper et al., 1991). Änderungen in den Ablagerungsbedingungen, z.B. wenn das Eis den gesamten Schelf bis zur Schelfkante bedeckt, wirken sich auch auf die Ablagerungen auf dem Kontinentalfuß und -hang aus. Um die Sedimentkerne aus diesen Bereichen besser zu interpretieren, ist es notwendig, die Prozesse zu verstehen, die zu diesen Ablagerungen geführt haben könnten.

Hinweise auf die Vereisungsgeschichte und die Ablagerungsbedingungen im Bellingshausen- und im Amundsenmeer zu finden, war 1994 neben tektonischen Fragestellungen ein Ziel der Expedition ANT XI/3 der FS *Polarstern* des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung. In der vorliegenden Arbeit werden die geophysikalischen Messungen dieser Expedition im Hinblick auf die Sedimentationsprozesse ausgewertet, die als Grundlage für die Interpretation von Sedimentkernen dienen können. Da die Expedition darauf angelegt war, einen Überblick über die Region zu bekommen, die gut 1500 km des antarktischen Kontinentalrandes umfaßt, gibt es zwischen den einzelnen Daten z.T. Lücken von über 100 km. Um einige dieser Lücken zu schließen, wurde der Datensatz 1995 durch weitere Messungen während der Expedition ANT XII/4 erweitert. Zusätzlich wurden für diese Arbeit auch ältere Daten zur Interpretation hinzugezogen. Allerdings konzentrieren sich die älteren Datensätze auf den Kontinentalfuß des Untersuchungsgebietes. Der Schelf wurde bislang kaum erfaßt.

Ein Ziel dieser Arbeit ist es, zunächst festzustellen, welche Sedimentstrukturen in den Daten zu erkennen sind, und herauszufinden, welche Prozesse im Untersuchungsgebiet aktiv sind bzw. waren. Dies schließt insbesondere Strukturen ein, die Hinweise auf die Eisdynamik während der Glazial-Interglazial-Zyklen geben. Von besonderem Interesse ist dabei die Frage, ob und wie oft sich der Westantarktische Eisschild bis zur Schelfkante ausgedehnt hat. Untersuchungen in anderen Regio-

nen der Antarktis haben nachgewiesen, daß das Eis in solchen Fällen Strukturen hinterläßt, die in der Seismik deutlich zu erkennen sind (Larter und Barker, 1989; Cooper et al., 1991). Im Hinblick auf die Diskussion um die Stabilität des Westantarktischen Eisschildes ist auch interessant, ob sich Hinweise auf eine Auflösung des Eisschildes während einer früheren Warmzeit erkennen lassen.

In den letzten Jahren gab es Untersuchungen in verschiedenen Regionen der Antarktis, die zeigen, daß es in den Bereichen, in denen das Eis die Schelfkante erreicht hat, laterale Unterschiede im Sedimenttransport durch das Eis gibt (Larter und Cunningham, 1993). Daraus leitet sich die Frage ab, ob auch im Amundsen- und im Bellingshausenmeer solche Unterschiede auftreten, falls das Eis dort bis zur Schelfkante vorgedrungen ist. Diese Informationen über die Eisdynamik können dann zur Kalibrierung und zum Testen von Eismodellen der Westantarktis verwendet werden.

Eine weiteres Problem ist, was mit dem Sediment passiert, das durch das Eis zum Kontinentalhang transportiert wurde. Untersuchungen entlang der Antarktischen Halbinsel zeigen, daß die Sedimente dort unter dem Einfluß von Bodenströmungen umgelagert wurden (Rebesco et al., 1996), während im Weddellmeer ein Großteil des Materials in einem Cañon-Fächer-System abgelagert wurde (Oszkó, 1996). Angesichts dieser Unterschiede stellt sich die Frage, welche Prozesse für die gesamte Antarktis typisch sind und welche nur regional vorkommen. Daher soll hier nicht nur untersucht werden, durch welche Prozesse das Sediment umgelagert wird, sondern auch, ob und welche Unterschiede es entlang des Kontinentalrandes gibt.

Am sinnvollsten lassen sich solche Prozesse und deren Ergebnisse in einem Modell veranschaulichen. Solche Variationen können durch eine unterschiedliche tektonische Entwicklung, aber auch durch unterschiedliche Beeinflussung durch Strömungen hervorgerufen werden.

Im folgenden werden zunächst in Kapitel 2 das Arbeitsgebiet, dessen geographische Lage, geologische Entwicklung, die Ozeanographie und Glaziologie vorgestellt. In Kapitel 3 werden dann die verwendeten Daten und deren Aufbereitung beschrieben. Der Schwerpunkt liegt hier auf der Bearbeitung der seismischen Daten. Aber es werden auch Bathymetriedaten und die aus Satellitenmessungen abgeleiteten Datensätze vorgestellt, die zur Interpretation herangezogen werden. Anschließend werden in Kapitel 4 die Grundlagen glazialer Sedimentations- und Transportprozesse sowie die wichtigsten stratigraphischen Modelle der Polarregionen erläutert.

Die Beschreibung der Daten und deren Interpretation erfolgt in den Kapiteln 5 und 6. Der besseren Übersicht wegen werden die Schelfgebiete vom Kontinentalhang und -fuß getrennt betrachtet und diskutiert. Während im Kapitel 5 untersucht wird,

wie die Sedimente durch das Eis auf dem Schelf transportiert und abgelagert wurden, werden in Kapitel 6 die weiteren Transport- und Umlagerungsprozesse auf dem Kontinentalhang und -fuß betrachtet, die nicht mehr direkt vom Eis bestimmt werden. In beiden Kapiteln werden zunächst getrennte Modelle entwickelt. In Kapitel 7 werden die einzelnen Ergebnisse schließlich zusammengefaßt und noch offene Fragen und Ansätze zu deren Lösung aufgezeigt.

## 2 Übersicht über das Arbeitsgebiet

### 2.1 Geographische Lage und Morphologie

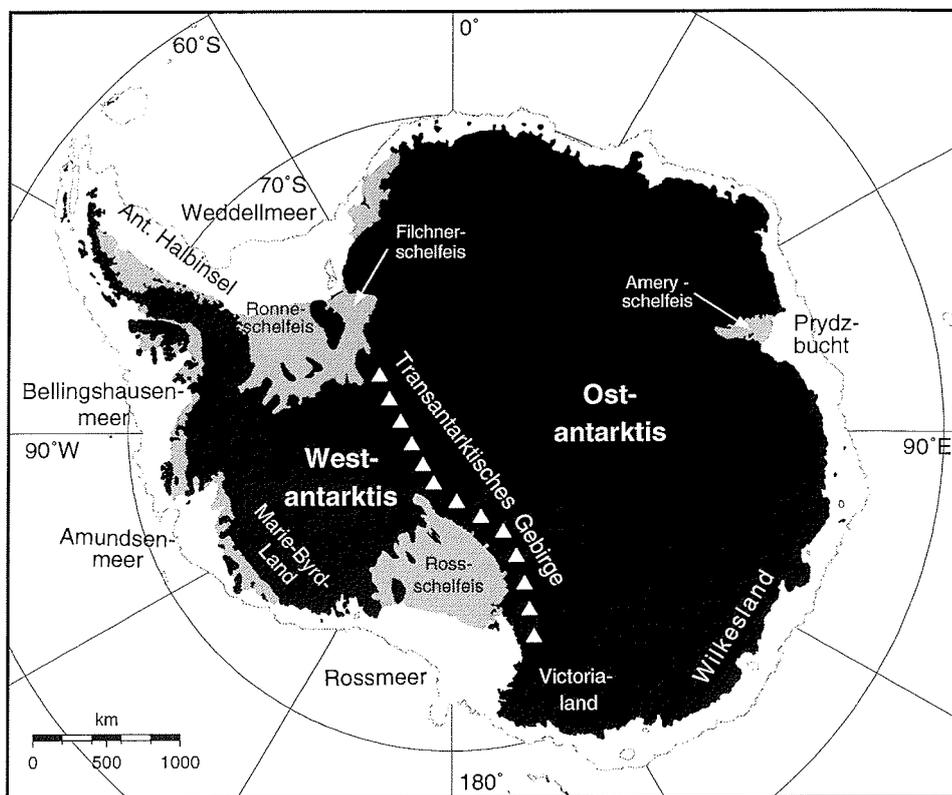
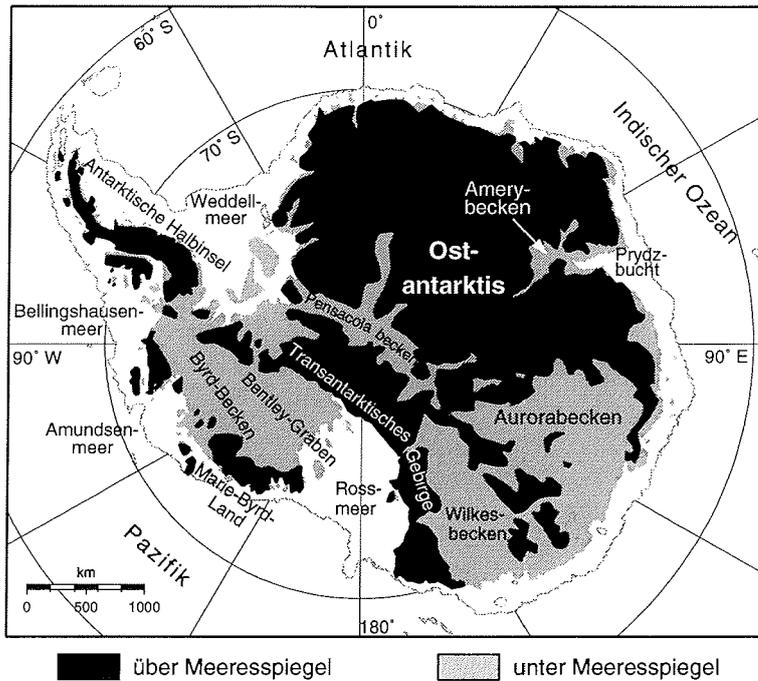


Abb. 2.1: Übersichtskarte der Antarktis mit den wichtigsten geographischen Einheiten. Die Ausdehnung des Kontinentalschelfes ist durch die 1000 m-Tiefenlinie des ETOPO5-Datensatzes (National Geophysical Data Center, 1988) angedeutet.

Der Antarktische Kontinent besteht aus der Westantarktis und der Ostantarktis, die durch das Transantarktische Gebirge getrennt sind (Abb. 2.1). Betrachtet man die Antarktis ohne ihre z.T. mehrere Kilometer mächtige Eisdecke, so erkennt man, daß die Ostantarktis eine große Landmasse bildet, während die Westantarktis aus mehreren Blöcken besteht (King et al., 1996), die durch große, bis zu 2000 m tiefe Becken getrennt sind (Abb. 2.2).

Das Bellingshausenmeer und das Amundsenmeer sind zwei Randmeere an der Pazifikküste der Westantarktis (Abb. 2.3). Im Osten durch die Antarktische Halb-

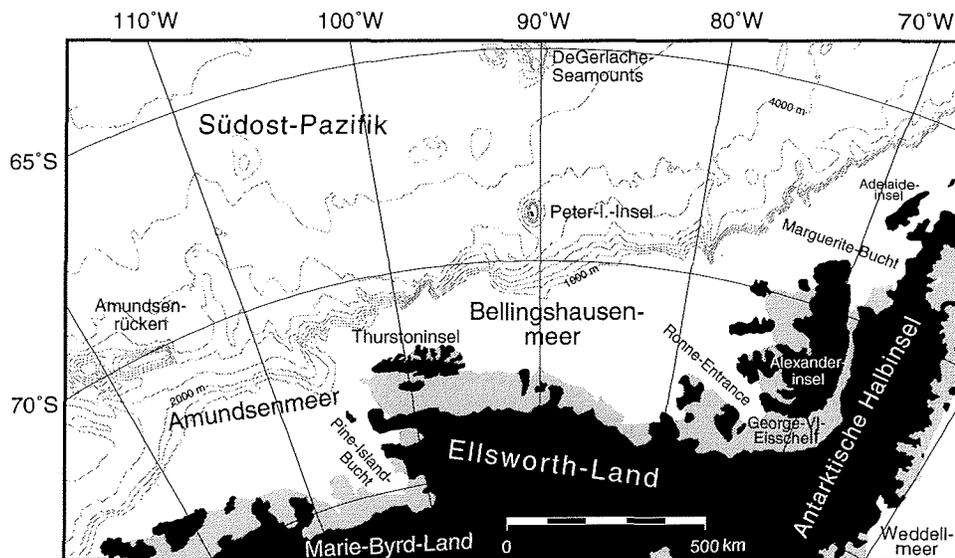
## 2 Übersicht über das Arbeitsgebiet



**Abb. 2.2:** Karte mit Regionen der Antarktis ohne Eisbedeckung. Der isostatische Effekt der aufliegenden Eismassen wurde korrigiert (nach Drewry, 1983). Große Teile der Westantarktis liegen unterhalb des Meeresspiegels, während die Ostantarktis überwiegend oberhalb des Meeresspiegels liegt.

insel begrenzt, liegt das zentrale Bellingshausenmeer zwischen Alexanderinsel und Thurstoninsel (ca. 100°W). Daran schließt sich das Amundsenmeer an, dessen westliche Grenze nicht genau festgelegt ist. Sie liegt etwa zwischen 130°W und 140°W (Abb. 2.3).

Die Bathymetrie dieser Randmeere ist nur unvollständig bekannt. Die vorhandenen Karten (u.a. Vanney und Johnson, 1976; Mammerix und Cande, 1982) basieren auf einem groben Netz von Schiffssondierungen und enthalten insbesondere bei kleinräumigen Strukturen deutliche Fehler (Miller und Grobe, 1996). Eine gute zusätzliche Informationsquelle bietet in jüngster Zeit die Satellitenaltimetrie (s. Kap 3.6) und die daraus abgeleitete Schwere (Abb. 2.4). In diesen Daten zeichnet sich die Topographie des Meeresbodens ab, und unter Einbeziehung von Schiffsmessungen läßt sich daraus die Bathymetrie ableiten (McAdoo und Laxon, 1997; Smith und Sandwell, 1994). Eine Unterteilung des Untersuchungsgebietes in Schelf, Kontinentalhang, Kontinentalfuß und Tiefsee sowie deren ausführliche Beschreibung finden sich bei Vanney und Johnson (1976) und bei Tucholke (1977). Der Kontinentalschelf schwankt in seiner Breite zwischen 100 km und 500 km.



**Abb. 2.3:** Übersicht über das Untersuchungsgebiet von Bellingshausen- und Amundsenmeer. Die Bathymetrie wird durch 500 m Tiefenlinien des GEBCO-Datensatz (Mammerix und Cande, 1982) dargestellt.

Südwestlich der Alexander-Insel ist der überwiegende Teil des Schelfs ganzjährig mit Meereis bedeckt. Die wenigen Tiefeninformationen aus diesem Gebiet deuten aber auf eine Morphologie hin, wie sie auch im Bereich der Antarktischen Halbinsel und anderen Teilen der Antarktis vorkommt. Der Schelf ist im Mittel tiefer als 400 m und somit deutlich tiefer als typische, nicht-glaziale kontinentale Schelfe mit einer mittleren Tiefe von 100-200 m (Seibold und Berger, 1993). Von der Schelfkante zum inneren Schelf fällt der Meeresboden leicht ab und erreicht im Bereich des inneren Schelfes Tiefen von mehr als 1000 m. Das Relief des Meeresbodens ist zum Teil stark zerfurcht, und es finden sich Anzeichen für Rinnen, die vermutlich glazialen Ursprungs sind (Tucholke und Houtz, 1976). Die Schelfkante ist im ganzen Untersuchungsgebiet deutlich ausgeprägt. Der Kontinentalhang ist im Bereich der Halbinsel mit Neigungen zwischen 10° und 12° extrem steil (Rebesco et al., submitted). Südwestlich der Alexanderinsel (ab ca. 80°W) ist der Hang mit 3° bis 5° deutlich flacher. An den Hang schließt sich in der ganzen Region ein gut ausgebildeter Kontinentalfuß ("continental rise") an. Seismische und bathymetrische Messungen zeigen, daß dieser Bereich von zahlreichen Rinnen ("channels") durchzogen ist (Tucholke, 1977; Kagami und Iwasaki, 1991). Das Bellingshausen- und das Amundsenbecken bilden flache Tiefsee-Ebenen, wobei das Amundsenbecken mit 5000-5200 m im Mittel etwas tiefer ist als das Bellingshausenbecken mit 4700-5000 m (Vanney und Johnson, 1976). An mehreren Stellen sind die Tiefsee-Ebenen durch submarine Erhebungen ("seamounts") und

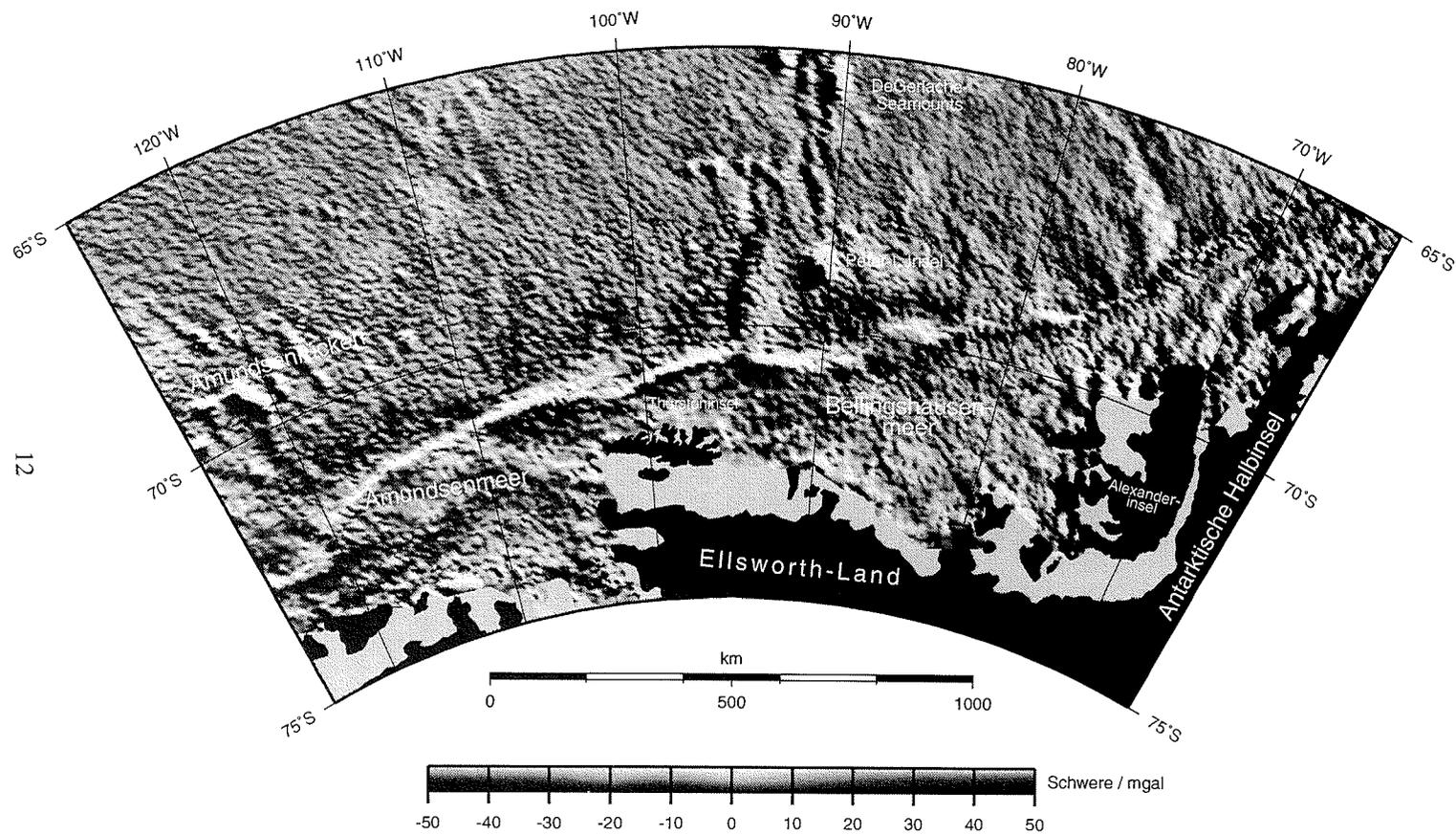


Abb. 2.4: Aus Satellitenaltimeter-Daten abgeleitete Karte der Schwereanomalien im Untersuchungsgebiet (nach McAdoo und Laxon, 1997). Der Kontinentalrand wird durch die starke positive Anomalie verdeutlicht.

durch Rücken unterbrochen. Besonders herausragend sind hier die Peter-I.-Insel, die DeGerlache-Seamounts und der Amundsenrücken (Abb. 2.3), der, wie in Abb. 2.4 deutlich zu erkennen ist, aus einer Ansammlung von Seamounts besteht. Im Norden werden die Becken durch ein System von Transformstörungen und Rücken bei ca. 60°S-62°S begrenzt.

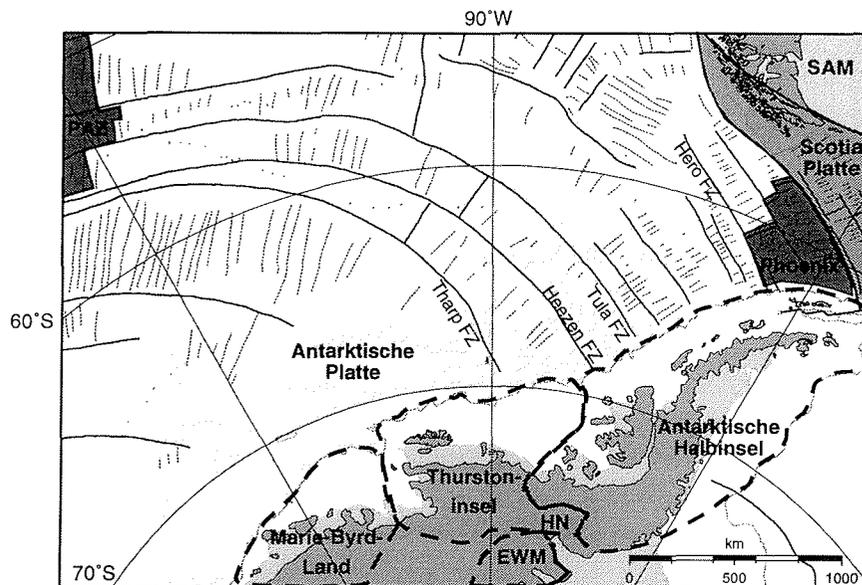
## 2.2 Geologie und tektonische Entwicklung

Nur 2-3% der Oberfläche der Westantarktis (20% der Antarktischen Halbinsel) bestehen aus oberflächlich anstehenden Gesteinen, der Rest ist mit Eis bedeckt (Drewry et al., 1982). Solche Aufschlüsse sind hauptsächlich Nunataks, d.h. einzelne Felsen oder Felsgruppen, die aus dem Eis herausragen. Das darauf basierende, allgemein anerkannte Grundmodell der geologischen Entwicklung birgt noch viele unklare Details, die diskutiert werden.

Basierend auf der Krustenstruktur (z.B. Becken oder Gräben), der Morphologie und Schwerefelddaten läßt sich die Westantarktis in mehrere kontinentale Krustenblöcke unterteilen (Dalziel und Elliot, 1982; Storey, 1991): die Antarktische Halbinsel, Thurstoninsel, Marie-Byrd-Land und die Ellsworth-Whitmore-Mountains (Abb. 2.5). Einige Autoren führen die Haak-Nunataks als zusätzlichen Block zwischen der Halbinsel und den Ellsworth-Whitmore-Mountains auf (z.B. Storey, 1991).

Die Antarktische Halbinsel, die Thurstoninsel und das Marie-Byrd-Land bildeten im Mesozoikum zusammen mit den Blöcken von Neuseeland, zu denen in dieser Arbeit auch der Chatham-Rise und das Campbell-Plateau gezählt werden, die Fortsetzung des Subduktionsgürtels von Südamerika. Diese Subduktionszone bildete den westlichen Rand des Kontinentes Gondwana (Elliot, 1991). So finden sich entlang der Antarktischen Halbinsel und auf der Alexanderinsel Magmatite und Sedimentgesteine, die typisch für Subduktionszonen und Inselbögen sind (Butterworth und MacDonald, 1991; Storey et al., 1991; Tranter, 1991). Teile dieser Blöcke, z.B. Teile der Alexanderinsel, sind möglicherweise als Terrane an den damaligen Inselbogen angelagert worden (Tranter, 1991). Im Bereich von Marie-Byrd-Land und der Thurstoninsel findet man zwar Plutonite mit für Subduktionszonen typischem Chemismus, aber keine Forearc-Ablagerungen wie im Bereich der Halbinsel (Tranter, 1991). Diese Ablagerungen sind möglicherweise zusammen mit Neuseeland von der Antarktis abgetrennt worden. Es wird aber auch diskutiert, daß Teile der Forearc-Ablagerungen durch Scherbewegungen an die Halbinsel angelagert wurden (Tranter, 1991).

In den anstehenden Gesteinen zeigen sich mehrere magmatische und tektonische Phasen (Elliot, 1994; Storey et al., 1996). So lassen sich seit dem Mesozoikum drei



**Abb. 2.5:** Tektonische Übersicht des Südost-Pazifiks und des Westantarktis (nach Cande et al., 1989). Die wichtigsten Strukturen der ozeanischen Kruste werden durch die magnetischen Anomalien (gestrichelt) und die Transformstörungen (durchgezogen) angedeutet. Auf der Antarktischen Platte sind mehrere kontinentale Krustenblöcke angedeutet (nach Storey et al., 1996). PAZ: Pazifische Platte, SAM: Südamerikanische Platte, EWM: Ellsworth-Whitmore-Mountains, HN: Haak-Nunataks, FZ: Transformstörung ("Fracture Zone").

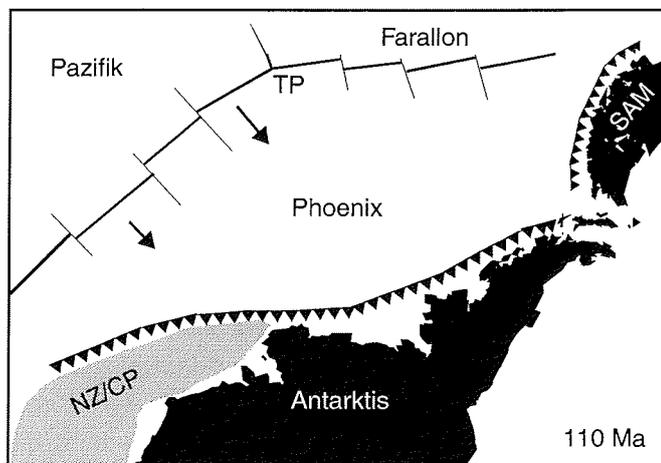
tektonische Episoden unterscheiden, die hauptsächlich mit Extensionsereignissen zusammenhängen (Elliot, 1994; Storey, 1991). Die erste Episode reichte vom Jura bis in die Kreide (ca. 175 -130 Ma) und hängt mit dem Aufbrechen von Gondwana zusammen. Sie führte vermutlich zur Bildung der ersten Becken zwischen der Ost- und der Westantarktis und zur Bewegung der einzelnen Krustenblöcke in die heutigen Positionen. Während der zweiten Episode (ca. 110 - 85 Ma) kam es zu einer Extension im Bereich des Rossmeeres und des Campbell-Plateaus. Diese führte schließlich zur Abtrennung von Australien und Neuseeland. Vor ca. 30 Ma begann dann die dritte Episode, bei der es zu einer weiteren Extension des Rossmeeres und einer starken Anhebung (ca. 100 m/ka) von Marie-Byrd-Land kam (LeMasurier und Rex, 1994).

Vergleichbare Episoden zeigen sich auch in der Entstehung der magmatischen Gesteine. So gab es zwischen 110 Ma und 85 Ma eine Phase starker magmatischer Aktivität im Bereich von Marie-Byrd-Land (LeMasurier und Rex, 1994; Weaver et al., 1995). Eine weitere Phase magmatischer Aktivität setzte dann vor 28 Ma im Bereich von Marie-Byrd-Land ein (LeMasurier und Rex, 1994; Lisker, 1996). Die

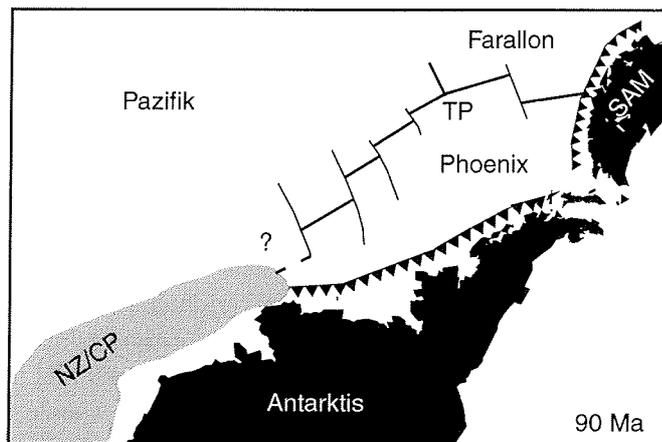
Zusammensetzung der Magmatite und die starke Hebung in dieser Phase könnten auf einen Mantelplume oder Hot Spot hindeuten (LeMasurier und Rex, 1994). Jüngere magmatische Aktivität zeigt sich auch bei einzelnen Seamounts wie der Peter-I.-Island (13 bis 0.1 Ma, Bastian et al., 1976; Prestvik et al., 1990) oder den DeGerlache-Seamounts (19 - 20 Ma, Hagedorn et al., submitted; P. Barker, unveröffentlichte Daten des British Antarctic Survey).

Die Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung des Südost-Pazifiks während und nach der Abspaltung von Neuseeland basiert im wesentlichen auf der Interpretation von magnetischen Streifenmustern der ozeanischen Kruste und dem Verlauf von Transformstörungen. Dies wird seit Beginn der neunziger Jahre noch durch die Satellitenaltimetrie unterstützt (Mayes et al., 1990; Sandwell und Smith, 1992). Solche Rekonstruktionen wurden u. a. von Barker (1982), Cande et al. (1982), Mayes et al. (1990), Weissel et al. (1977) und Lawver et al. (1982) unternommen. Die früheren Rekonstruktionen wurden durch die Tatsache eingeschränkt, daß nur wenige magnetische Profile im Südost-Pazifik existierten. Durch neue Daten und eine genauere paläomagnetische Zeitskala (Cande und Kent, 1995), die den magnetischen Anomalien absolute Alter zuweist, sind die Rekonstruktionen mit der Zeit verbessert worden. Stellenweise ist die Datendichte aber auch heute noch so gering, daß die Rekonstruktionen lückenhaft bleiben. Im folgenden wird die Entwicklung der wichtigsten Phasen skizziert.

Abb. 2.6 zeigt die Situation vor ca. 110 Ma (nach Elliot, 1991; Diverne et al., 1996). Der Zerfall Gondwanas und die Öffnung des Atlantiks hatten bereits



**Abb. 2.6:** Skizze der tektonischen Situation vor ca. 110 Ma (nach Lawver et al., 1982). Die Mittelozeanischen Rücken sind durch dicke, die Transformstörungen durch dünne Linien dargestellt. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtung der Rücken an. NZ: Neuseeland; CP: Campbell-Plateau/Chatham-Rise; SAM: Südamerika; TP: Tripelpunkt ("triple junction").

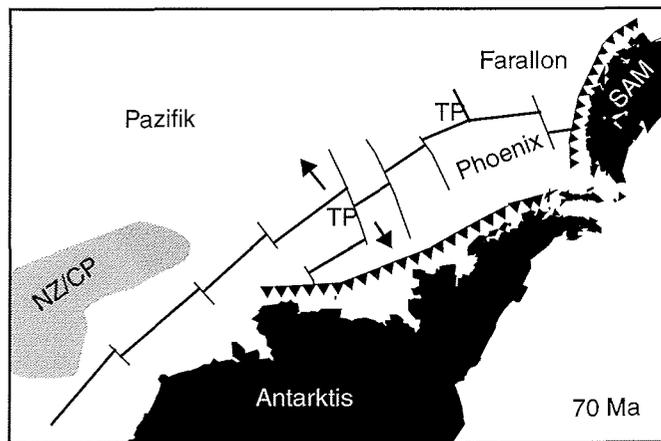


**Abb. 2.7:** Skizze der tektonischen Situation im SE-Pazifik vor 90 Ma (Lawver et al., 1982; Larter, pers. Mitteilung). Abkürzungen s. Abb. 2.6. Einzelheiten werden im Text beschrieben.

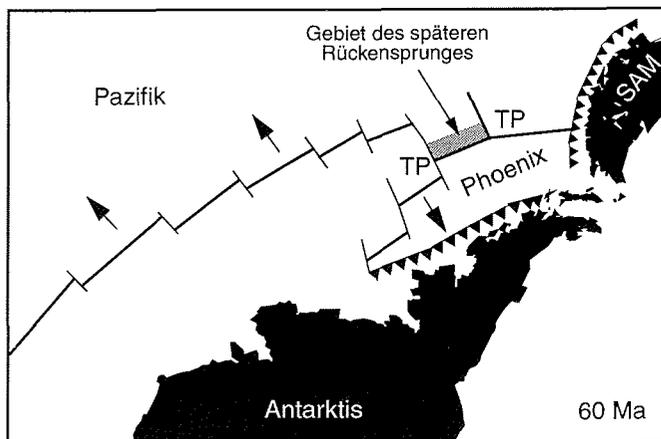
eingesetzt. Südamerika, die Westantarktis und Neuseeland waren aber noch Teil von Gondwana (Lawver et al., 1982). Zur Westantarktis gehören die Blöcke Marie-Byrd-Land, Thurstoninsel, Ellsworth-Whitmore-Mountains und die Antarktische Halbinsel, während unter Neuseeland die Blöcke Nord- und Südneuseeland, Chatham Rise und Campbell Plateau zusammengefaßt sind. Entlang des damaligen Kontinentalrandes wurde die Phoenix-Platte subduziert. Einige Autoren bezeichnen diese Platte auch als Aluk-Platte (Cande et al., 1982; Weissel et al., 1977). Andere verwenden beide Bezeichnungen in Abhängigkeit von der zeitlichen Periode (z.B. Barker, 1982). In dieser Arbeit wird diese Platte durchgängig als Phoenix-Platte bezeichnet. Diese Platte bildete mit der Pazifischen Platte und der Farallon-Platte einen Tripelpunkt ("triple junction"). Der Pazifik-Phoenix-Rücken bewegte sich auf Gondwana zu.

Dieser Rücken erreichte segmentweise die Subduktionszone und wurde subduziert (Lawver et al., 1982). Vor ca. 90 Ma (Abb. 2.7) befand sich dieser Kollisionsbereich von Rücken und Subduktionszone im östlichen Bereich der neuseeländischen Blöcke (Chatham-Rise). In diesen Zeitraum fallen auch die Öffnung des Bounty-Grabens zwischen Chatham-Rise und dem Campbell-Plateau und nur wenig später die Trennung der neuseeländischen Blöcke von Marie-Byrd-Land. Die älteste ozeanische Kruste, die dabei entstand, wird auf 84 Ma (Anomalie 34) datiert (Lawver et al., 1982; Weissel et al., 1977). Neuere Untersuchungen und Rekonstruktionen (Larter, pers. Mitteilung) deuten darauf hin, daß die östliche Grenze des abgetrennten Chatham-Rises an der Ostseite der Thurstoninsel bei ca. 95°W lag.

Vor ca. 70 Ma (Abb. 2.8) waren Neuseeland und das Campbell-Plateau deutlich von der Westantarktis getrennt. Dazwischen lag jetzt der Pazifik-Antarktis-Rück-

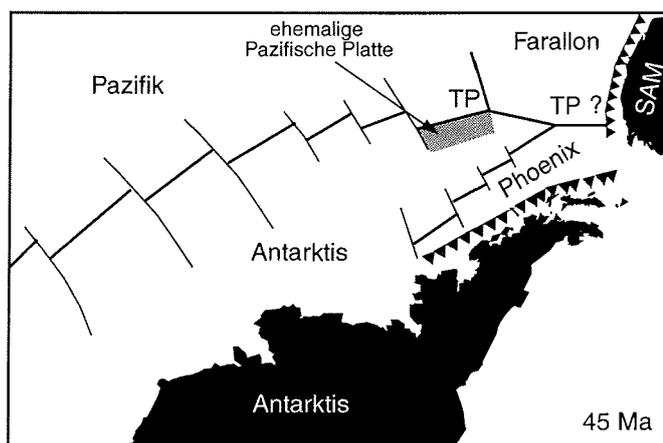


**Abb. 2.8:** Skizze der tektonischen Situation im Südost-Pazifik vor ca. 70 Ma (nach Barker, 1982; Lawver et al., 1982). Neuseeland ist von der Westantarktis abgetrennt. Dazwischen hat sich der Pazifik-Antarktis-Rücken gebildet. Für Abkürzungen und Symbole s. Abb. 2.6.



**Abb. 2.9:** Skizze der tektonischen Entwicklung vor 60 Ma (nach Weissel et al., 1977; Barker, 1982). Der Pazifik-Antarktis-Rücken trennt sich weiter vom Antarktisch-Phoenix-Rücken. Dabei wird der Pazifisch-Phoenix-Rücken immer weiter aufgespalten. Weiter Erläuterungen finden sich in Abb. 2.6 und im Text.

ken. Südamerika entfernte sich bereits von der Antarktis, aber die Drake-Passage war noch geschlossen (Barker, 1982). Es gab somit zwei Tripelpunkte im Südpazifik: den Pazifik-Antarktis-Phoenix-Tripelpunkt und den Pazifik-Farallon-Phoenix-Tripelpunkt. Der Pazifik-Antarktis-Rücken und der Antarktis-Phoenix-Rücken bewegten sich in unterschiedliche Richtungen (Abb. 2.8). Dadurch wurde der Pazifik-Farallon-Rücken Segment für Segment ähnlich einem Reißverschluss getrennt (Abb. 2.9).



**Abb. 2.10:** Die tektonische Situation im Südost-Pazifik vor 45 Ma (Barker, 1982). Die Phoenix-Platte hat keine direkte Verbindung mehr zur Pazifischen Platte. Ein Teil der Pazifischen Platte wurde an die Antarktische Platte angegliedert (graue Fläche). Segmentweise wird der Antarktis-Phoenix-Rücken am Kontinentalrand der Antarktis subduziert. Südamerika entfernt sich von der Antarktis. Die Drake-Passage ist aber noch nicht geöffnet. Weitere Erläuterungen finden sich in Abb. 2.6. und im Text.

Als dieses System den Pazifik-Farallon-Phoenix-Tripelpunkt erreichte, kam es vor ca. 50 Ma (Anomalie 21) zu einem Sprung des Pazifik-Antarktis-Rückens entlang des Pazifik-Farallon-Rückens (Weissel et al., 1977). Anschließend bildeten sich der Pazifik-Antarktis-Farallon- und der Antarktis-Farallon-Phoenix-Tripelpunkt (Abb. 2.10). Dabei wurde ein Teil der pazifischen Platte an die antarktische Platte angegliedert (Cande et al., 1982).

Bei einer weiteren Reorganisation der Plattenbewegungen im späten Oligozän (zwischen Anomalie 6 und 7, d.h. vor ca. 25 - 20 Ma) kam es zur Spaltung der Farallon-Platte in die Nazca- und in die Cocos-Platte (Weissel et al., 1977).

Entlang der Antarktischen Halbinsel dauerte die Subduktion weiter an. Schließlich erreichten einzelne, durch Transformstörungen abgegrenzte Segmente des Antarktis-Phoenix-Rückens die Subduktionszone. Während oder nach der Subduktion des Rückens endete die Subduktion (Barker, 1982). Als letztes wurde vor 6.5 Ma bis 4 Ma das Segment südwestlich der Hero-Transformstörung subduziert. Heute existiert noch ein Rest der Phoenix-Platte nordöstlich der Hero-Transformstörung (Abb. 2.5). Es wird angenommen, daß die Subduktion dort zum Erliegen gekommen ist (Henriet et al., 1992; Larter und Barker, 1991a). Die Subduktionszone ist noch als Shetlandgraben erhalten. Hinter dem dazugehörigen Inselbogen hat sich ein Backarc-Becken, die Bransfield-Straße, gebildet (Maldonado et al., 1994). Larter und Barker (1991a) haben anhand von magnetischen Anomalien den Zeitpunkt der einzelnen Rücken-Graben-Kollisionen bestimmt. Die Öffnung der Drake-Passage zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel begann vor ca.

29 Ma (Anomalie 8). Vor 23 Ma war die Öffnung groß und auch tief genug, so daß sich eine zirkumpolare Strömung (s. Kap. 2.4) bilden konnte (Barker und Burrell, 1977).

Bislang noch unklar ist die Situation des Kontinentalrandes südlich der DeGerlache-Seamounts und der Tharp-Transformstörung. Der Kontinentalrand wird auf der westlichen Seite durch eine ausgeprägte Schwereanomalie begrenzt (Gohl et al., 1997 ; R. Larter, pers. Mitteilung). Möglich ist, daß diese Schwereanomalie die Plattengrenze zwischen der Antarktischen Platte und einer sogenannten Bellingshausen-Platte darstellt, die von Stock und Molnar (1987) postuliert wird, oder daß sie aufgrund einer lateralen Ost-West-Extensionsbewegung im Amundsenmeer (McAdoo und Laxon, 1997) entstanden ist.

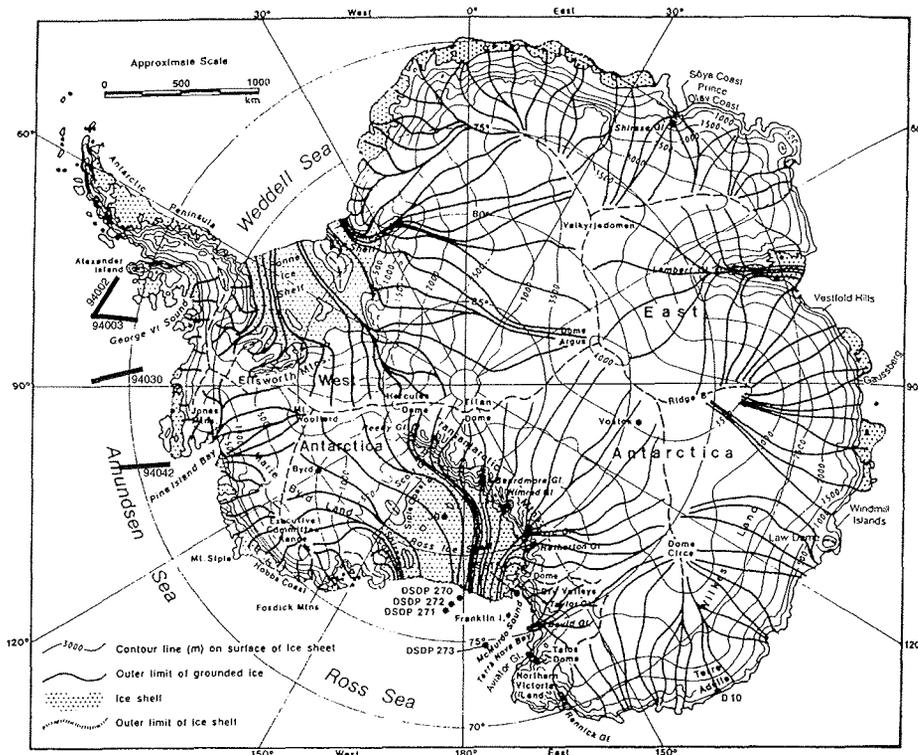
### 2.3 Glaziologie

Die Antarktis ist zu 97.6% mit Eis bedeckt. Die große Masse mit ca. 86% bildet das Antarktische Inlandeis (Drewry et al., 1982). Dieses Inlandeis besteht aus zwei Eisschilden, die durch das Transantarktische Gebirge getrennt sind (Abb. 2.1). Der größere und mächtigere Ostantarktische Eisschild ist terrestrisch, d.h., die Basis des Eisschildes liegt hauptsächlich über dem Meeresspiegel (im Mittel bei 15 m; Drewry et al., 1982). Der kleinere und niedrigere Westantarktische Eisschild ist dagegen ein mariner Eisschild, d.h., seine Basis liegt überwiegend unterhalb des Meeresspiegels (im Mittel ca. 440 m, Drewry et al., 1982). Angetrieben von seiner eigenen Schwere fließt das Eis auf die Küste zu. Die Fließgeschwindigkeit variiert zwischen fast Null an den Eisscheiden bis zu ca. 4000 m/a am Ausfluß der schnellsten Eisströme (Bentley, 1987).

Abb. 2.11 zeigt die Hauptabflußwege des antarktischen Eises (nach Drewry, 1983). Das Eis aus dem zentralen Bereich der Ostantarktis fließt zum Amery-Schelfeis, während das Eis des Westantarktischen Eisschildes überwiegend zum Filchner-Ronne-Schelfeis und zum Ross-Schelfeis hin abfließt. Dort, wo die Fließbewegung konvergent ist (d.h. die Flußlinien zusammenlaufen), bilden sich Eisströme, die im Mittel mit 1000 m/a die Küste erreichen (Bentley, 1987). In anderen Bereichen der Ostantarktis, in denen die Flußlinien divergent verlaufen, beträgt die Fließgeschwindigkeit an der Küste oft nur 50 m/a (Drewry und Cooper, 1981).

An der Küste kann das Eis auf verschiedene Arten ins Meer gelangen. Man unterscheidet Schelfeise, Gletscher- bzw. Eiszungen, Fjordgletscher und Eiswälle. Die Art des Übergangs ist dabei im wesentlichen vom Verhältnis zwischen Eiszufuhr und dem Auflösen des Eises an der Eiskante abhängig. Die Eiszufuhr wird durch den Eintrag von Gletschern bzw. Eisströmen und die Anlagerung von Neuschnee

## 2 Übersicht über das Arbeitsgebiet



**Abb. 2.11:** Karte der Antarktis mit der heutigen Eisbedeckung. Die Höhenlinien entsprechen der Oberfläche des Eisschildes. Die Flußlinien zeigen die wichtigsten Eisströme an (nach Drewry, 1983). Die dicken Linien markieren die seismische Profile im Untersuchungsgebiet, die Anzeichen für Eisvorstöße zeigen (vergl. Kap. 3 und 5) und marinem Eis bestimmt. Aufgelöst wird das Eis durch das Kalben von Eisbergen, durch Abschmelzen an der Unterseite und durch die Einwirkung von Wellen und Strömungen (Keys, 1990).

Schelfeis macht ca. 11% (2.4% des Eisvolumens) der Antarktis aus (Drewry et al., 1982). Schelfeise sind große, freischwimmende, im Mittel 475 m mächtige Eismassen (Drewry et al., 1982). Nur an einigen flachen Stellen liegen sie auf dem Meeresboden auf. Sie entstehen insbesondere, wenn große Eisströme das Meer erreichen. In vielen Fällen füllen Schelfeise große Buchten aus oder bilden sich hinter vorgelagerten Inseln. Dadurch verkürzt sich die Länge der Schelfeiskante gegenüber der eigentlichen Küstenlinie, an der die Eisströme einmünden.

Ohne die Reibung des Untergrundes bewegt sich das Schelfeis seewärts, angetrieben durch den Zufluß vom Eisschild und aufgrund des eigenen Gewichtes ausdünnend. Die Mächtigkeit eines Schelfeises verringert sich von ca. 1300 m am Zufluß auf weniger als 100 m am seewärtigen Ende (Keys, 1990).

Einzelne, kleinere Eisströme bilden Gletscher- oder Eiszungen, wenn mehr Eis an-

geliefert werden kann als an der Eisfront aufgelöst wird. Fjord-Gletscher reichen dagegen nur bis zum Ende des Fjords oder Tals und dehnen sich nicht weiter ins Meer aus (z.B. der Pine-Island-Gletscher), da sich hier die Eiszufuhr und die Auflösung im Gleichgewicht befinden.

Eiswälle bilden sich dort, wo die Eiszufuhr gering ist und Wellen und Strömungen verhindern, daß sich das Eis auf das Meer ausdehnt. Es bilden sich hohe Eisklippen, die auf dem Untergrund aufliegen. Sie machen einen Großteil der Küste der Ostantarktis aus, kommen aber auch in Bereichen der nördlichen Antarktischen Halbinsel vor.

Nur ein kleiner Teil des Westantarktischen Eisschildes fließt zum Bellingshausen- oder Amundsenmeer hin ab (Abb. 2.11). Die größten Ausflußgebiete sind dabei die Pine-Island-Bucht und die Ronne-Entrance. Entlang der Küste des Untersuchungsgebietes finden sich trotzdem alle Arten des Eisabflusses.

Die Antarktische Halbinsel nimmt eine Sonderstellung ein (Anderson und Molnia, 1989). Sie ist zu 20% eisfrei und hat aufgrund der höheren Niederschlagsrate eine höhere Akkumulation. An der Westküste überwiegen Fjordgletscher und kleinere Eiströme mit Eiszungen. Im Südwesten und auf der östlichen Seite fließt das Eis zum Georg-VI.-Schelfeis bzw. ins Larsen-Schelfeis.

Große Teile des Schelfes im Untersuchungsgebiet sind ganzjährig mit Meereis bedeckt, das sich im Winter bis weit nördlich von der Peter-I.-Insel ausdehnt. Durch die katabatischen Winde entstehen im Sommer vor der Küste zeitweise eisfreie Bereiche, sogenannte Polynias. Neuere Untersuchungen zeigen, daß die Eisbedeckung im Bereich des Amundsen- und des Bellingshausenmeeres starken Schwankungen unterworfen ist (Jacobs und Comiso, 1993).

### 2.4 Ozeanographischer Überblick

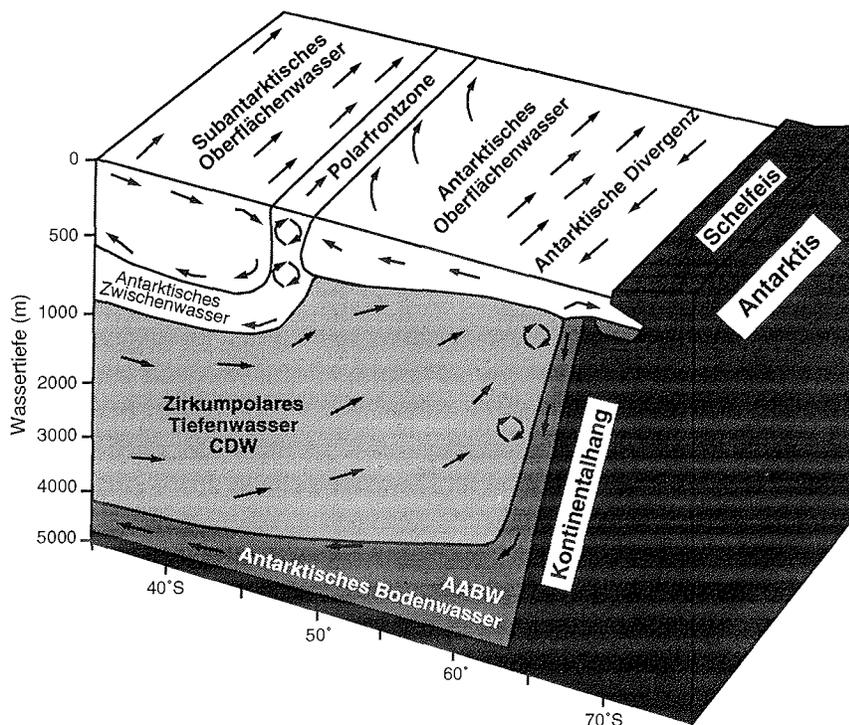
Der antarktische Kontinent wird vom Südpolarmeer umgeben, das von zirkumpolaren Strömungen dominiert wird. Das Strömungssystem, wie es heute existiert, war erst durch die Öffnung der Drake Passage vor ca. 23 Ma möglich (Barker und Burrell, 1977) und ist mit ein Grund für die thermische Isolierung der Antarktis. Die Wassermassen des Südpolarmeeres haben einen großen Einfluß auf die globale Zirkulation. Eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Wassermassen und der Hydrographie findet sich u.a. bei Hellmer und Bersch (1985) sowie bei Foldvik und Gammelsrød (1988).

Die dominierende Strömung ist der Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC), der die Antarktis im Uhrzeigersinn umfließt. Diese Strömung wird durch die Luftströmungen der Westwindzone und dem damit verbundenen Ekman-Transport angetrieben. Der ACC reicht bis zum Meeresboden und umfaßt das Antarktische und einen Teil des Subantarktischen Oberflächenwassers sowie große Teile des Zir-

## 2 Übersicht über das Arbeitsgebiet

kumpolaren Tiefenwassers (Circumpolar Depth Water, CDW) (Abb. 2.12). Im Süden wird der ACC durch die Antarktische Divergenz begrenzt. Die Wassermassen, die sich südlich daran anschließen, liegen im Bereich der Ostwind-Zone, wodurch eine Ost-West-Strömung, der Antarktische Küstenstrom, angetrieben wird. Diese Strömung bildet vermutlich kein durchgehendes Band wie der ACC, sondern regionale Wirbel wie den Weddell-Wirbel oder den Rossmeer-Wirbel, die im Uhrzeigersinn rotieren (Patterson und Whitworth, 1990). Bislang sind keine derartigen Wirbelsysteme im Amundsen- oder Bellingshausenmeer beschrieben worden. Dies kann aber auch daran liegen, daß es bislang kaum ozeanographische Untersuchungen in dieser Region gegeben hat.

Besondere Bedeutung für die globale Zirkulation hat das Antarktische Bodenwasser (AABW). Dies ist eine kalte Wassermasse ( $0^{\circ}\text{C}$  bis  $-1.5^{\circ}\text{C}$ ) mit hohem Salzgehalt, die durch Schmelz- und Abkühlungsprozesse unter den großen Schelfeisgebieten gebildet wird. Der Hauptanteil (ca. 80%) dieses Wassers wird im Weddellmeer gebildet, ein kleinerer Teil im Rossmeer (Foldvik und Gammelsrød, 1988).



**Abb. 2.12:** Schema der Wassermassenverteilung und der Strömungsverhältnisse im Südpolarmeer (Ehrmann, 1994, nach Gordon und Goldberg, 1970).

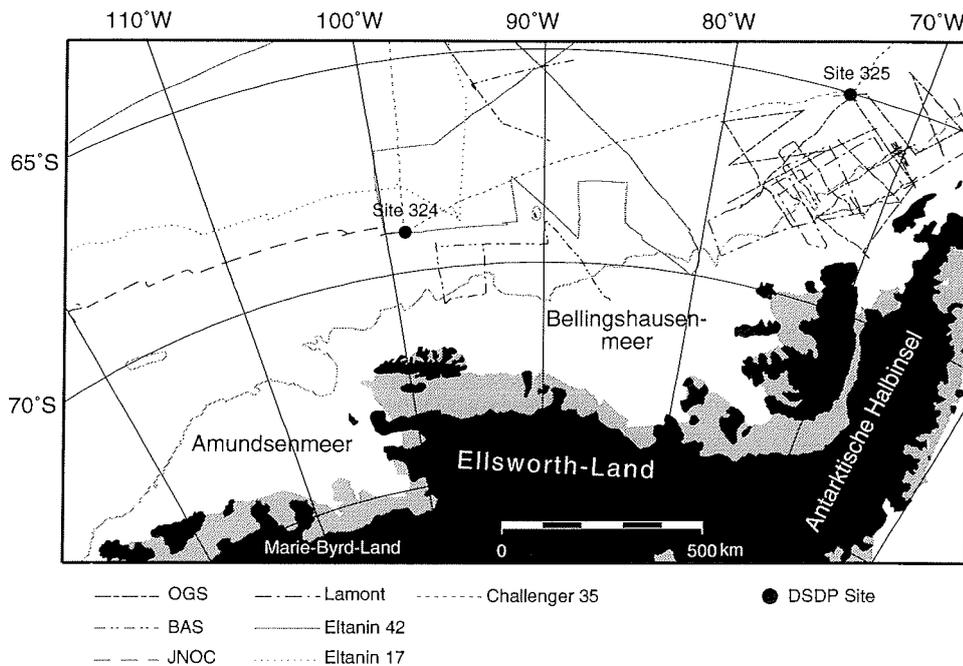
Es gibt nur wenige detaillierte Untersuchungen der regionalen Ozeanographie des Bellingshausen- und des Amundsenmeeres. Der ACC bildet auch hier die dominante Strömung, deren Struktur und südliche Ausdehnung von Read et al. (1995) sowie von Pollard et al. (1995) genauer beschrieben wird. Bei früheren Expeditionen wurden Hinweise auf eine westwärts gerichtete Strömung im Bereich des Kontinentalhanges gefunden (Tucholke, 1977; Talbot, 1988), die bislang aber noch nicht durch Strömungsmessungen direkt nachgewiesen wurde. Untersuchungen der Wassermassen auf dem Schelf (Hellmer et al., in press; Talbot, 1988) zeigen, daß sich dort relativ warmes ( $>1^{\circ}\text{C}$ ) zirkumpolares Tiefenwasser (CDW) befindet. Vermutlich ist dies mit ein Grund dafür, daß sich hier keine größeren Schelfeise bilden und daß die Meereisbedeckung so großen Schwankungen unterworfen ist, wie sie von Jacobs und Comiso (1993) beschrieben werden. Warum dieses relativ warme Wasser auf den Schelf vordringt, ist bislang noch unklar. Mehrere Möglichkeiten werden von Hellmer et al. (in press) diskutiert. Eine Verlagerung des ACC nordwärts, z.B. während einer Eiszeit, könnte bewirken, daß diese warmen Wassermassen den Schelf nicht mehr erreichen. Dann könnte eine verstärkte Bildung von kaltem Tiefenwasser einsetzen, wie sie in anderen Regionen der Antarktis üblich ist (H. Hellmer, pers. Mitteilung).

### 2.5 Bisherige geowissenschaftliche Untersuchungen

Im Vergleich zu anderen Regionen der Antarktis, wie z.B. der Antarktischen Halbinsel und den großen Schelfeisgebieten, waren das Bellingshausen- und das Amundsenmeer nur gelegentlich das Ziel von wissenschaftlichen Expeditionen. Abb. 2.13 zeigt die Profile geophysikalischer Expeditionen, von denen Navigationsdaten zur Verfügung standen.

Die ersten modernen geowissenschaftlichen Untersuchungen in dieser Region wurden in den sechziger Jahren mit Forschungsschiffen der US-Navy, insbesondere der USNS *Eltanin*, durchgeführt (Ewing et al., 1969; Hollister und Heezen, 1967). In der Saison 1972/73 war das Bellingshausenmeer Ziel einer Tiefseebohrung mit der Glomar Challenger (DSDP Leg 35, Hollister, 1976). Insgesamt wurden dabei vier Bohrungen abgeteuft. Tucholke (1977) hat die dabei gewonnenen Informationen mit den älteren Daten zu einem ersten sedimentologischen Modell des Bellingshausenmeeres zusammengefaßt. In den Jahren 1980/81 und 1986/87 unternahm die Japan National Oil Company (JNOC) zwei geophysikalische Expeditionen in dieses Gebiet, deren Daten aber nur teilweise veröffentlicht sind (Kimura, 1982; Yamaguchi et al., 1988). Außerdem gab es noch einige Expeditionen der USA im Rahmen des DEEP-FREEZE-Projektes, die hauptsächlich glaziologischen Hintergrund hatten. Lediglich im Bereich der Pine-Island-Bucht wurden dabei einige geologische Untersuchungen durchgeführt (Kellogg und

## 2 Übersicht über das Arbeitsgebiet



**Abb. 2.13:** Übersicht über die Profile früherer geophysikalischer Expeditionen im Amundsen- und Bellingshausenmeer (Abkürzungen s. Text). Nordwestlich der Antarktischen Halbinsel sind zur besseren Übersicht nicht alle Profile eingezeichnet. Außerdem sind die Positionen der Bohrlokationen 324 und 325 des DSDP Legs 35 (Hollister, 1976) markiert.

Kellogg, 1987). In den neunziger Jahren wurden weitere geophysikalische Expeditionen unternommen, deren Ergebnisse bislang aber nur teilweise veröffentlicht wurden. So wurden im Südwesten der Antarktischen Halbinsel Untersuchungen vom British Antarctic Survey (BAS; Cunningham et al., 1994), vom Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS; Rebesco et al., 1995) und des Lamont-Doherty-Earth Observatory (McGinnis et al., 1993) durchgeführt.

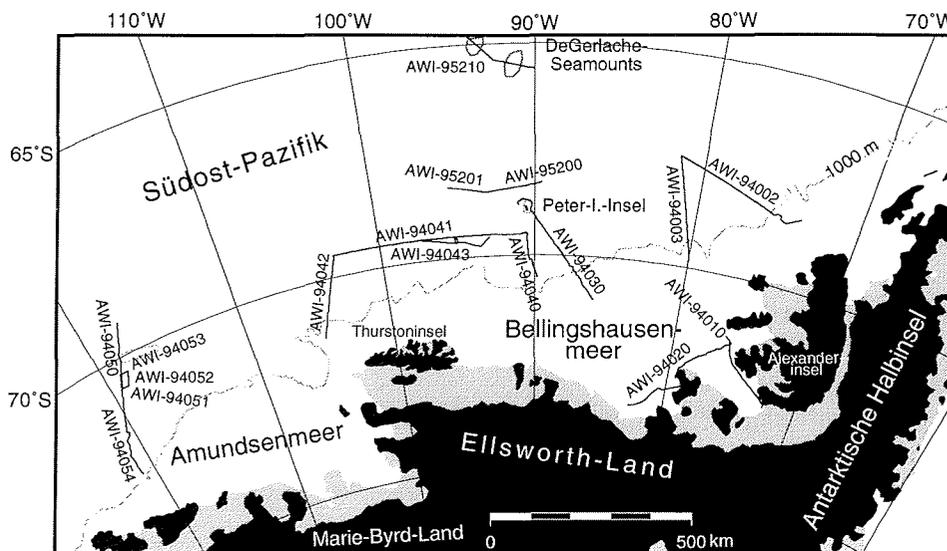
Grundlage der vorliegenden Arbeit sind schließlich zwei Expeditionen des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung (AWI) in den Jahren 1994 und 1995 (Miller und Grobe, 1996; Gohl et al., 1997; Gohl et al., in press; Nitsche et al., in press). Auf diese Expeditionen und deren Ergebnisse wird in den Kapiteln 3, 5 und 6 genauer eingegangen.

### 3 Datenerfassung und -bearbeitung

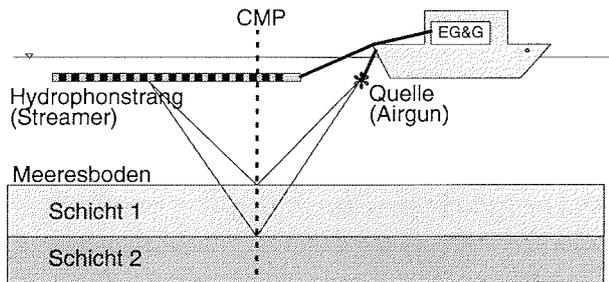
#### 3.1 Reflexionsseismische Profile

In den Jahren 1994 und 1995 führte das Alfred-Wegener-Institut zwei Expeditionen (ANT-XI/3 und ANT-XII/4) mit dem Forschungseisbrecher FS *Polarstern* im Bereich des Bellingshausen- und des Amundsenmeeres durch. Im Verlauf dieser beiden Expeditionen wurden mehrere reflexionsseismische Profile vermessen. Die Expedition ANT-XI/3 verlief nahe des Kontinentalhanges der Westantarktis, während die Expedition ANT-XII/4 ihr Hauptarbeitsgebiet im Südost-Pazifik nördlich des Bellingshausenmeeres hatte. Die Profile, die in das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit fallen, sind in Abb. 3.1 dargestellt.

Die seismischen Untersuchungen konzentrierten sich auf verschiedene Regionen. Über das ganze Arbeitsgebiet verteilt wurden mehrere Profilschnitte vom Schelf bis zum Kontinentalfuß gelegt, um einen allgemeinen Überblick über den Aufbau des Kontinentalrandes und dessen Variation im Untersuchungsgebiet zu bekommen (Profile AWI-94002, AWI-94003, AWI-94030, AWI-94040, AWI-94042 und AWI-94050/54). Die Fortsetzung der Profile auf dem Schelf war dabei von der jeweiligen Eissituation abhängig. Um Informationen vom inneren Schelfbereich zu bekommen, wurden zwei Profile (AWI-94010 und AWI-94020) in der Polynia



**Abb. 3.1:** Lage der reflexionsseismischen Profile der Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4 im Untersuchungsgebiet. Die Schelfkante ist durch die 1000 m-Linie des ETOPO5-Datensatzes angedeutet.



**Abb. 3.2:** Skizze der Meßkonfiguration für die Mehrkanal-Reflexionsseismik. Die Energie, welche die Quelle aussendet, wird an den Schichtgrenzen im Untergrund reflektiert und von den Empfängern im Hydrophonstrang registriert. Bei horizontalen Schichten liegt der Reflexionspunkt in der Mitte zwischen Quelle und Empfänger (CMP - common midpoint).

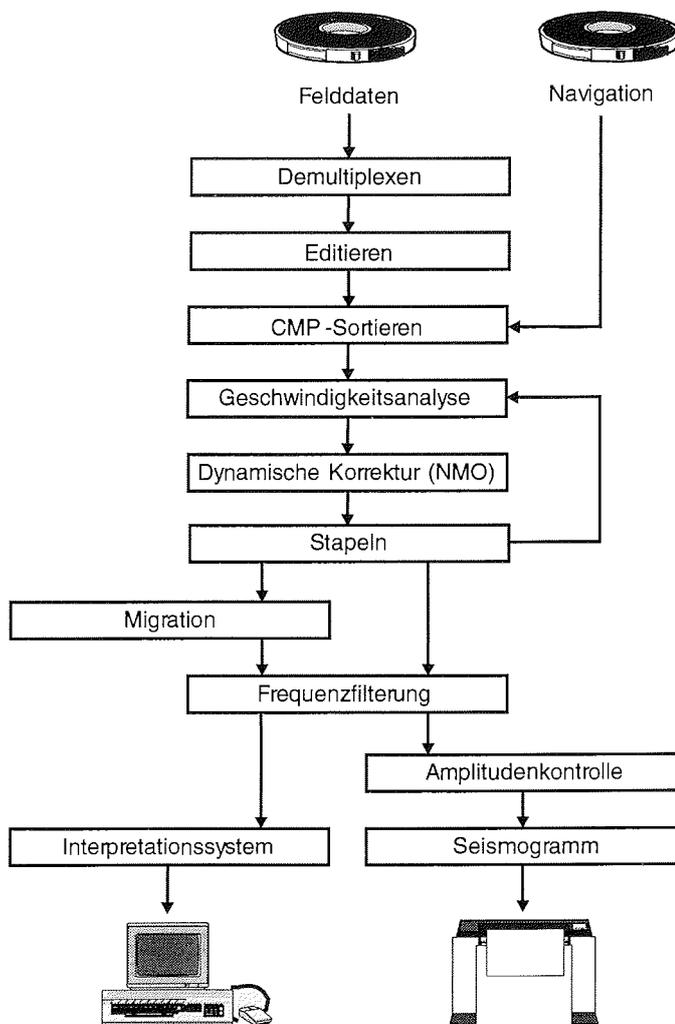
des Bellingshausenmeeres, einer eisfreien Zone vor der Schelfeiskante, vermessen. Die Profile parallel zum Kontinentalrand (AWI-94041, AWI-94043, AWI-95200, AWI-95201 und AWI-95210) dienen der Erkundung einer möglichen tektonischen Zone im Bereich der Bellingshausen- und der DeGerlache-Schwereanomalien (vergl. Abb. 2.4). Genauere Beschreibungen der Expeditionen finden sich in den jeweiligen Fahrtberichten (Miller und Grobe, 1996; Gersonde, in Vorbereitung).

Für die seismischen Reflexionsprofile wurden verschiedene Konfigurationen eingesetzt. Das Meßprinzip ist in Abb. 3.2 skizziert. Als Quelle wurden verschiedene Luftpulser-Systeme (Airguns) eingesetzt. Auf den meisten Profilen wurde ein VLF-System (very low frequency) mit 8 Luftpulsern der Firma Prakla mit je 3 l Einzelvolumen verwendet. Außerdem wurde ein System von drei Luftpulsern vom Type GI mit je 4.5 l Volumen oder ein Luftpulser vom Type Bolt mit 32 l Volumen eingesetzt. Als Empfänger dienten Hydrophonstränge (Streamer) von 2400 m bzw. 600 m aktiver Länge und mit jeweils 96 Kanälen. Soweit möglich, wurde der längere 2400 m-Streamer eingesetzt. Auf der Fahrt ANT-XI/3 kam nach einem schweren Eisschaden des langen Streamers am Ende des Profils AWI-94020 nur noch der 600 m-Streamer zum Einsatz. Die Tabelle 3.1 zeigt die Konfiguration der einzelnen Profile im Überblick.

Zur Aufzeichnung der Signale des Streamers diente eine EG&G Geometrics-2420-Apparatur, die die Daten im SEG-D-Format auf Magnetband speicherte. Die Registrierdauer betrug 12 s bei einem Schußabstand von 15 s mit Ausnahme von Profil AWI-94030 (10 s Registrierdauer und 12 s Schußabstand).

### 3.2 Aufbereitung der reflexionsseismischen Daten

Die reflexionsseismischen Daten bilden den Kern dieser Arbeit. Ihre Aufbereitung erfolgte nach dem in Abb. 3.3 dargestellten Schema. Im folgenden werden die einzelnen Schritte kurz erläutert. Eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Bearbeitungsschritte findet sich z.B. bei Kearey und Brooks (1991) oder Yilmaz (1987). Für die hier aufgeführten Schritte wurden das Programmpaket DISCO und dessen interaktive Version FOCUS verwendet, die Module für die einzelnen Schritte bereitstellen.



**Abb. 3.3:** Schema der Datenbearbeitung der reflexionsseismischen Daten. Erörterungen zu den einzelnen Bearbeitungsschritten finden sich im Text.

**Tab. 3.1: Meßkonfigurationen der einzelnen Profile**

Profilnummer	Quelle	Streamerlänge [m]
AWI-94002	8 x 3 l Prakla	2400
AWI-94003	8 x 3 l Prakla	2400
AWI-94010	1 x 32 l Bolt	2400
AWI-94020	8 x 3 l Prakla	2400
AWI-94030	3 x 4.3 l GI	600
AWI-94040	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94041	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94042	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94043	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94050	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94051	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94052	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94053	8 x 3 l Prakla	600
AWI-94054	8 x 3 l Prakla	600
AWI-95200	8 x 3 l Prakla	2400
AWI-95201	8 x 3 l Prakla	2400
AWI-95210	8 x 3 l Prakla	2400

### Demultiplexen

Die Meßapparatur (Geometrics 2420) speichert während der Messung aus Gründen der Zeitersparnis die einzelne Kanäle nicht nach jedem Schuß, sondern nach jedem Abtastintervall, d.h. in diesem Fall alle 2 ms. Dadurch liegen die Daten der einzelnen Kanäle zunächst nicht als zusammenhängende Spuren vor. Die Daten wurden daher entsprechend umsortiert (demultiplext), so daß sich die für die weitere Bearbeitung notwendigen Spuren ergaben. Dieser Bearbeitungsschritt wurde bei den Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4 bereits an Bord der FS *Polarstern* vorgenommen.

### Editieren

Während der Messungen kann es immer wieder zu Störungen oder sogar zum Ausfall einzelner Kanäle kommen. Beim Editieren werden solche gestörten Spuren identifiziert und gelöscht, damit die folgenden Bearbeitungsschritte nicht durch falsche Amplituden gestört werden.

### CMP-Sortieren

Bei der Mehrkanalseismik haben mehrere Spuren unterschiedlicher Schüsse den gleichen Mittelpunkt zwischen Quelle und Empfänger (Common Midpoint oder CMP, Abb. 3.2). Die Energie dieser Spuren kommt im Falle eines horizontal ge-

schichteten Untergrundes von demselben Punkt im Untergrund. Man spricht dann auch von CDP (Common depthpoint). Da dies aber bei geneigten Schichten nicht mehr unbedingt gilt, wird im weiteren nur der Begriff CMP verwendet.

Wenn man die Spuren eines CMP's geeignet aufsummiert (stapelt), läßt sich das Signal-Rausch-Verhältnis deutlich verbessern, da sich die kohärente Energie der Reflexionen addiert, während sich statistisches Rauschen z.T. gegenseitig auslöscht (Yilmaz, 1987). Dazu wurde alle 25 m entlang des Profiles ein CMP angenommen, und alle Spuren, deren errechneter Mittelpunkt im Umkreis von 25 m um diesen CMP liegen, wurden diesem CMP zugeordnet. Der mittlere Schußabstand beträgt ca. 50 m. Dies ergab für die CMP's im Mittel eine fünfzigfache Überdeckung. Die laterale Auflösung wird dabei nicht beeinträchtigt, da die Fresnelzone bei den hier eingesetzten Quellen deutlich über 50 m liegt. Die Fresnelzone ist der Bereich des Untergrundes, von dem die Energie reflektiert wird, die ein Hydrophon registriert. Der Radius  $r$  der ersten Fresnelzone ergibt sich aus

$$r = \frac{1}{2}v\sqrt{t/f} \quad (3.1)$$

mit  $v$  = Geschwindigkeit,  $t$  = Zweiweg-Laufzeit und  $f$  = mittlere Frequenz des Signals (Yilmaz, 1987). Für eine Wassertiefe von 500 m ( $v=1500$  m/s,  $t=0.67$  s) ergibt sich bei Frequenzen von 30 Hz (Prakla) bzw. 100 Hz (GI) ein Radius der Fresnelzone von 112 m bzw. 61 m. Bei größeren Tiefen wird der Radius  $r$  entsprechend größer.

Die bislang nach der Schußnummer sortierten Daten wurden jetzt entsprechend der CMP-Nummer umsortiert. Diese Daten dienen dann als Grundlage für die folgenden Schritte.

### Geschwindigkeitsanalyse

Im nächsten Schritt wurden an ausgesuchten CMP's Geschwindigkeitsanalysen durchgeführt. Die Spuren, die zuvor einem CMP zugeordnet wurden, haben unterschiedliche Abstände  $x$  (Offsets) zwischen Quelle und Empfänger. Dadurch kommt es zu Laufzeitunterschieden  $\Delta t_{NMO}$  der einzelnen Spuren.

Aus der allgemeinen Form

$$t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}} \quad (3.2)$$

ergibt sich

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t_0 = t_0 \left( \sqrt{1 + \left( \frac{x}{v_{NMO} t_0} \right)^2} - 1 \right) \quad (3.3)$$

mit  $t_0$  = Laufzeit, wenn Quelle und Empfänger am gleichen Punkt liegen (Zero Offset), und  $v$  = mittlere Geschwindigkeit des Untergrundes bis zum Reflexionspunkt. Bei der Geschwindigkeitsanalyse wird eine mittlere Geschwindigkeit  $v_{\text{NMO}}$  bestimmt, die diesen Laufzeitunterschied ausgleicht. Das am Alfred-Wegener-Institut benutzte Programmpaket FOCUS bietet die Möglichkeit, dies interaktiv am Bildschirm durchzuführen und so ein Geschwindigkeitsmodell des Untergrundes zu erstellen.

Mit zunehmender Tiefe werden die Laufzeitunterschiede zwischen Spuren mit unterschiedlichen Abständen  $x$  immer geringer und somit die Fehler im Geschwindigkeitsmodell immer größer. Dies gilt besonders für die Profile, die mit dem kurzen 600 m Streamer gemessen wurden, da hier der maximale Abstand  $x$  deutlich kleiner ist als bei dem 2400 m langen Streamer.

#### **Dynamische Korrektur (NMO-Korrektur)**

Die dynamische Korrektur (normal moveout (NMO) correction) ist der Prozeß, bei dem die Laufzeitunterschiede unter Anwendung von (3.3) ausgeglichen werden. Das Ergebnis dieser Korrektur sind Spuren, deren Laufzeiten sich so verhalten ( $t = t_0$ ), als ob Quelle und Empfänger an einem Punkt liegen würden (Zero Offset).

#### **Stapeln**

Im Anschluß an die NMO-Korrektur wurden die Spuren der einzelnen CMP's aufsummiert (gestapelt). Das Ergebnis ist eine Spur mit verbessertem Signal-Rausch-Verhältnis. Bei einigen Profilen mit starken Multiplen wurde vor dem Stapeln versucht, diese zu unterdrücken oder zumindest abzuschwächen. Darauf wird in Kapitel 3.3 gesondert eingegangen.

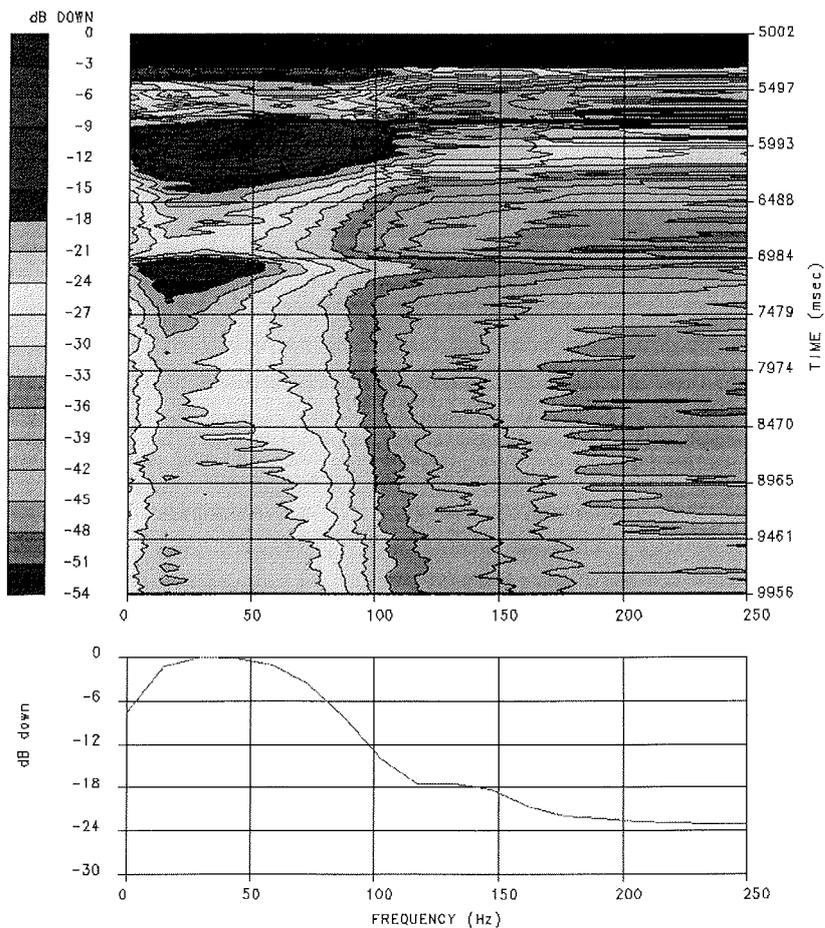
#### **Migration**

Um ein realistischeres Bild vom Untergrund zu bekommen, das berücksichtigt, daß bei geneigten Schichten Energie nicht senkrecht von unten kommt, wurde eine Migration gerechnet. Dadurch werden Neigungen korrigiert und Diffraktionen von Unstetigkeitsstellen wie Störungen beseitigt. Die hier verwendete Methode basiert auf einer Finite-Differenzen-Migration (Yilmaz, 1987; Claerbout, 1985). Verwendet wurde das DISCO-Modul MIGFX, das laterale und vertikale Geschwindigkeitsvariationen ermöglicht und auch noch bei stärker geneigten Schichtgrenzen gute Ergebnisse liefert. Die besten Ergebnisse wurden mit dem Geschwindigkeitsmodell erzielt, das bereits für die NMO verwendet wurde, wenn diese Geschwindigkeiten um 10 % verringert wurden. Dabei wurde die Güte der Migration daran gemessen, wie gut Diffraktionshyperbeln fokussiert wurden.

### Frequenzfilter

Für die Darstellung der Daten nach der Stapelung bzw. Migration wurden diese mit einem Bandpaß gefiltert. Die Grenzfrequenzen wurden an Hand des Frequenzspektrums gewählt (Abb. 3.4).

Für die Darstellungen in dieser Arbeit wurde ein Bandpaß mit Grenzfrequenzen von 10 Hz bis 100 Hz für das Prakla-System und 20 Hz bis 150 Hz für das höherfrequente GI-System verwendet.



**Abb. 3.4:** Frequenzspektrum eines Ausschnitts des Profils AWI-94003 zwischen CMP 500 und 1000 (vergl. Abb. B.1). Oben ist die Änderung des Spektrums mit der Zeit zwischen 5 s und 10 s dargestellt. Dies war bei diesem Beispiel der interessante Bereich zwischen der Reflexion vom Meeresboden (bei 5.2 s) und der ozeanischen Kruste (bei 7 s). Der untere Bereich zeigt das gemittelte Spektrum.

### Amplitudenkontrolle

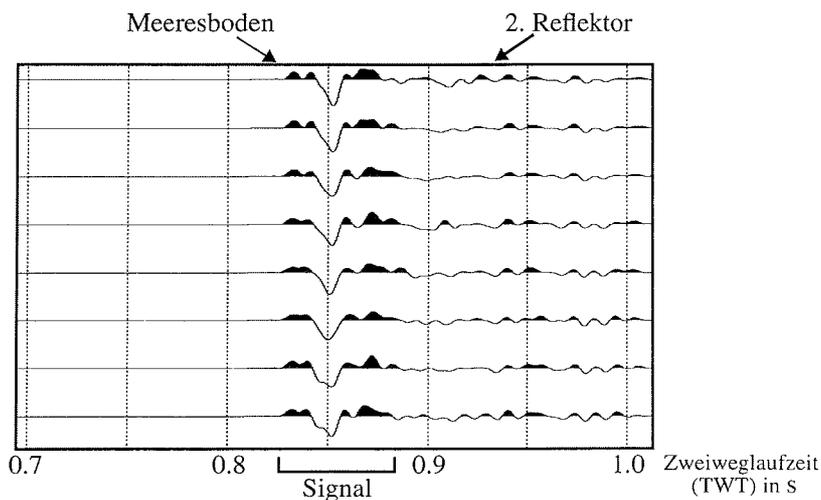
Um Reflexionen aus größeren Tiefen sichtbar zu machen, deren Amplituden sehr gering sind, wurde die Verstärkung entsprechend angepaßt. Hierzu wurde ein AGC (automatic gain control) verwendet, der die Gesamtenergie der Amplituden innerhalb eines bestimmten Fensters normiert. Die hier verwendeten Zeitfenster hatten je nach Größe des dargestellten Ausschnitts eine Länge von 300 ms bzw. 500 ms.

### Interpretationssystem

Parallel zur Ausgabe der seismischen Sektionen auf einem Drucker wurden die Daten in das seismische Interpretationssystem SeisWorks der Firma Landmark geladen. Dieses Programm ermöglicht die Identifizierung einzelner Horizonte, deren Kartierung sowie die Korrelation sich kreuzender Profile. Es ist möglich, beliebige Ausschnitte in verschiedenen Vergrößerungen darzustellen.

### Dekonvolution

Um ein Signal der Quelle, das über mehrere Wellenlängen lang nachschwingen kann, zu verkürzen und so die vertikale Auflösung zu verbessern, wird oft eine Dekonvolution (Spike-Dekonvolution, Minimum-Phase-Dekonvolution) durchgeführt. Das Signal der hier vorliegenden Daten zeigt aber keine starken Nachschwingungen (Abb. 3.5). Daher brachte, wie verschiedene Tests zeigten, die



**Abb. 3.5:** Wellenform der Reflexion vom Meeresboden. Das hier gezeigte Beispiel stammt vom Profil AWI-94030 und zeigt die Seismogramme von CMP 1000 bis 1008 in einem Zeitfenster von 0.7 s bis 1.0 s. Die Reflexion vom Meeresboden setzt bei 0.83 s ein. Das reflektierte Signal hat eine Länge von ca. 60 ms.

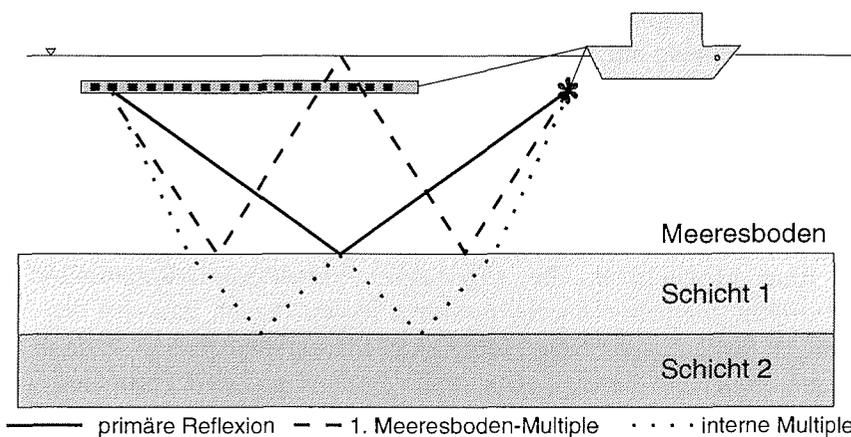
Anwendung einer Dekonvolution in diesem Fall keine verbesserte Auflösung. Stattdessen wurde durch den Operator nur zusätzliches Rauschen in die Daten eingebracht, so daß auf eine Dekonvolution der Wellenform verzichtet wurde.

### 3.3 Reduzierung der multiplen Energie

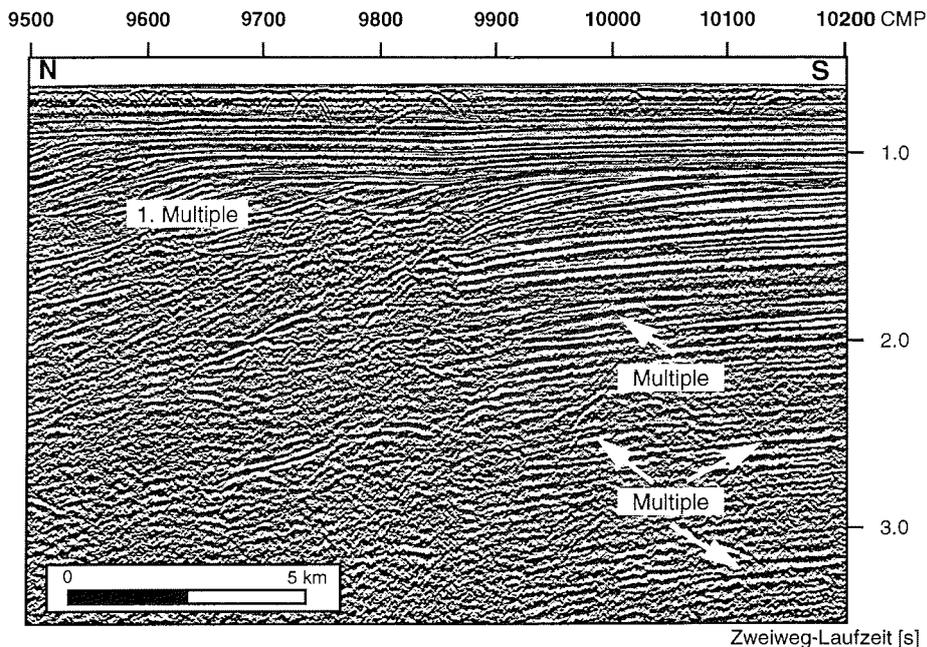
Im Bereich des Schelfes sind die Daten durch Reverberationen (Multiple Reflexionen) stark gestört. Solche Multiplen entstehen, wenn die seismische Energie mehrfach zwischen Schichtgrenzen hin- und her reflektiert wird, bevor sie den Empfänger erreicht (Abb. 3.6).

Bei der marinen Reflexionsseismik ergeben sich die stärksten Multiplen durch mehrfache Reflexion am Meeresboden und an der Meeresoberfläche, da diese beiden Schichtgrenzen einen hohen Reflexionskoeffizienten aufweisen (zwischen Luft und Wasser liegt dieser ca. bei -1). Diese Multiplen treten daher nach der zweifachen, dreifachen etc. Laufzeit des ersten Einsatzes der Reflexion vom Meeresboden auf. Bei großen Wassertiefen sind solche Multiplen kaum ein Problem, weil die interessante Information dort oberhalb der Multiplen auftritt. Bei Seismogrammen von Schelfgebieten kann aber ein Großteil der Daten durch Multiplen gestört werden.

Besonders gravierend ist dieses Problem im Bereich polarer Schelfe und betrifft daher auch einen Teil der hier verwendeten Daten. Der Meeresboden hat dort eine besonders hohe Reflektivität, die vermutlich auf eine starke Kompaktion durch



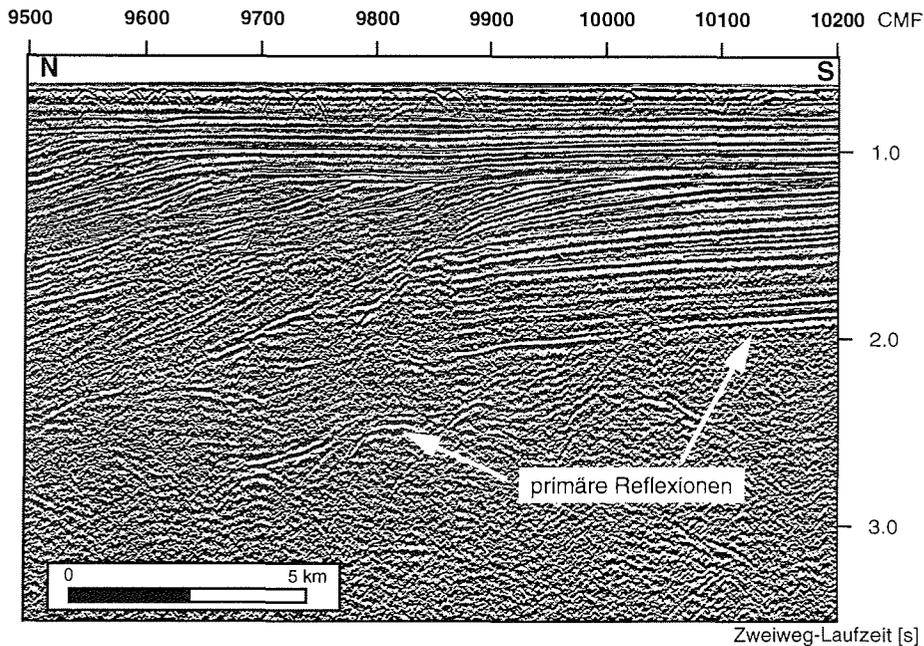
**Abb. 3.6:** Prinzip der Reverberationen. Neben den Wellen, die direkt nach der Reflexion im Untergrund den Empfänger erreichen (primäre Reflexionen), wird ein Teil der Energie einmal oder mehrfach zwischen Schichtgrenzen hin- und herreflektiert, bevor sie den Empfänger erreicht.



**Abb. 3.7:** Ein Ausschnitt des Profils AWI-94003 im Bereich des Schelfes ohne Multiplenen-  
 unterdrückung. Deutlich sind die starken Multiplen im unteren Teil der Sektion zu er-  
 kennen.

Eisauflast während glazialer Maxima oder auf durch Erosion freigelegte, bereits kompaktierte Schichten zurückzuführen ist (Cooper et al., 1991; Dadisman et al., 1987). Dadurch sind die Multiplen sehr stark, und es treten mehrere Multiplen höherer Ordnung auf. Unterhalb der ersten Multiplen sind daher kaum noch primäre Reflexionen zu erkennen (Abb. 3.7). Dieser Effekt wird dadurch verstärkt, daß die Reflexionen von tiefer gelegenen Reflektoren entsprechend schwächer ausfallen, da ein Großteil der Energie bereits am Meeresboden reflektiert wird.

Es gibt verschiedene Ansätze, um solche Multiplen zu unterdrücken (Yilmaz, 1987). Eine Möglichkeit, die sogenannte Vorhersage-Dekonvolution nach Wiener (1949) ("predictive deconvolution"), basiert darauf, daß sich das Muster der primären Reflexionen in den Multiplen wiederholt und etwa im Falle der Meeresbodenmultiplen um die zweifache, dreifache etc. Laufzeit der primären Meeresbodenreflexion versetzt ist. Durch eine Autokorrelation mit einem geeigneten Fenster werden die Einsätze der Multiplen bestimmt und ein Operator festgelegt, der diese Multiplen unterdrückt, indem das Muster der bekannten Primärreflexionen abgezogen wird. In der Praxis wird bei diesem Verfahren aber auch häufig primäre Energie, die unter den Multiplen verborgen ist, gelöscht. Das hat gerade bei Daten



**Abb. 3.8:** Der gleiche Ausschnitt wie in Abb. 3.7 mit Multiplenenunterdrückung durch ZMULT. Die starken Multiplen aus Abb. 3.7 sind deutlich abgeschwächt und die primären Einsätze treten deutlicher hervor.

mit sehr starken Multiplen und schwachen primären Einsätzen zur Folge, daß nicht nur die Multiplen weitgehend verschwinden, sondern z.T. auch die primären Reflexionen.

Ein gänzlich anderer Ansatz benutzt die scheinbare Geschwindigkeit. Da die Multiplen mehrfach die Strecke der Wassersäule durchlaufen, treffen diese zur gleichen Laufzeit wie primäre Reflexionen aus dem tieferen Untergrund beim Empfänger ein. Da die Geschwindigkeit von Wasser im allgemeinen geringer ist als die des festen Untergrundes, sind die Multiplen in der Regel durch eine deutlich geringere Geschwindigkeit als die primären Reflexionen charakterisiert, da sie die doppelte, dreifache etc. Strecke durch die Wassersäule laufen. Wenn man die Daten in den  $f$ - $k$ -Bereich oder in den  $\tau$ - $p$ -Bereich transformiert, so läßt sich gezielt die Energie von Signalen mit bestimmten Geschwindigkeiten eliminieren. In der Praxis wird allerdings bei diesen Verfahren durch die Transformationen zusätzliches Rauschen in die Daten gebracht. Außerdem sind diese Methoden stark von der Qualität des verwendeten Geschwindigkeitsmodelles abhängig. Dieses läßt sich aber nur schwer bestimmen, wenn die primären Reflexionen von starken Multiplen überlagert sind.

Das Programmpaket DISCO stellt Module für die oben beschriebenen Verfahren

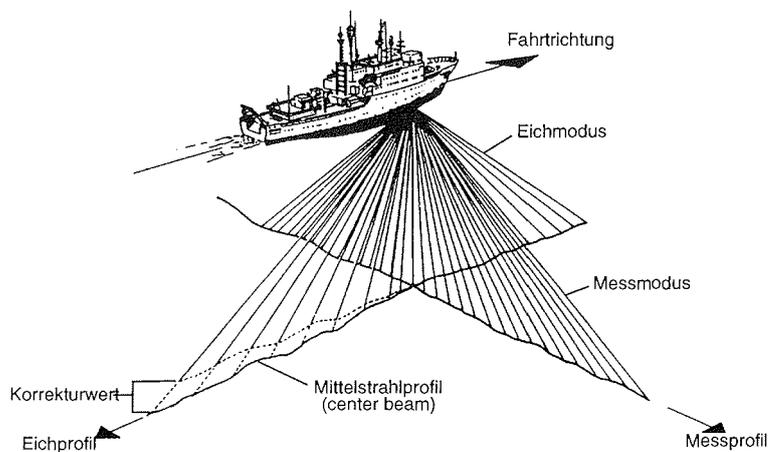
zur Verfügung. Dieses sind DECONA (Vorhersage-Dekonvolution), ZMULT und RADMUS (Geschwindigkeitsfilter im f-k- bzw. im  $\tau$ -p-Bereich).

Der Erfolg der einzelnen Module ist von der Art der Daten abhängig. Bei den Daten, die dieser Arbeit zugrunde liegen, ließ sich mit allen drei Modulen die erste Multiple im Schelfbereich unterdrücken. Die beste Darstellung der darunterliegenden, primären Reflexionen ergab sich bei dem f-k-Geschwindigkeitsfilter ZMULT (Abb. 3.8). Dabei wurde das Geschwindigkeitsmodell nach der Anwendung von ZMULT anhand der dann deutlicheren primären Reflexionen verbessert. Dieses neue Modell diente als Grundlage für einen neuen Durchlauf mit ZMULT. Nach mehrfacher Wiederholung stellte sich ein Geschwindigkeitsmodell ein, mit dem der Einfluß der Multiplen minimiert werden konnte.

#### 3.4 Bathymetrie

Die Anzahl der Expeditionen in das Bellingshausen- und das Amundsenmeer war bislang relativ gering (Kap. 2.5). Die allgemein zugänglichen bathymetrischen Daten (GEBSCO, Mammerix und Cande, 1982) dieser Region sind daher lückenhaft bzw. ungenau. Um detaillierte bathymetrische Informationen entlang der Fahrtrouten zu bekommen, wurde während der beiden *Polarstern*-Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4 das bordeigene Fächersonarsystem vom Typ ATLAS Hydrosweep DS betrieben.

Eine ausführliche Beschreibung des Hydrosweep-Systems und dessen Installation auf der FS *Polarstern* findet sich bei Schenke (1992). Anstatt nur die Wassertiefe direkt unter dem Schiff zu messen, bestimmt das System die Wassertiefe entlang eines Streifens senkrecht zur Fahrtrichtung (Abb. 3.9). Da der Öffnungswinkel des



**Abb. 3.9:** Skizze des Arbeitsprinzips des Fächerecholots auf der FS *Polarstern* (nach Schenke, 1992). Der normale Fächer ist senkrecht zur Fahrtrichtung ausgerichtet. Zur Kalibrierung des Systems kann der Fächer aber auch in Fahrtrichtung gedreht werden.

Fächers zu jeder Seite  $45^\circ$  beträgt, entspricht die Breite dieses Streifens der doppelten Wassertiefe. Außerdem ist es möglich, die Wassertiefe auch in Fahrtrichtung zu bestimmen und somit eine Kalibrierung der mittleren Wassergeschwindigkeit durchzuführen. Dadurch erreicht das System je nach Seegang eine Genauigkeit von weniger als 1% der Wassertiefe.

Die Daten wurden bereits während der Fahrten teilweise von den Operatoren des Systems bearbeitet (Rottmann, Hagen, pers. Mitteilung) und liegen als einfache Karten (AWI-plotting-sheets) vor (Niederjasper, pers. Mitteilung).

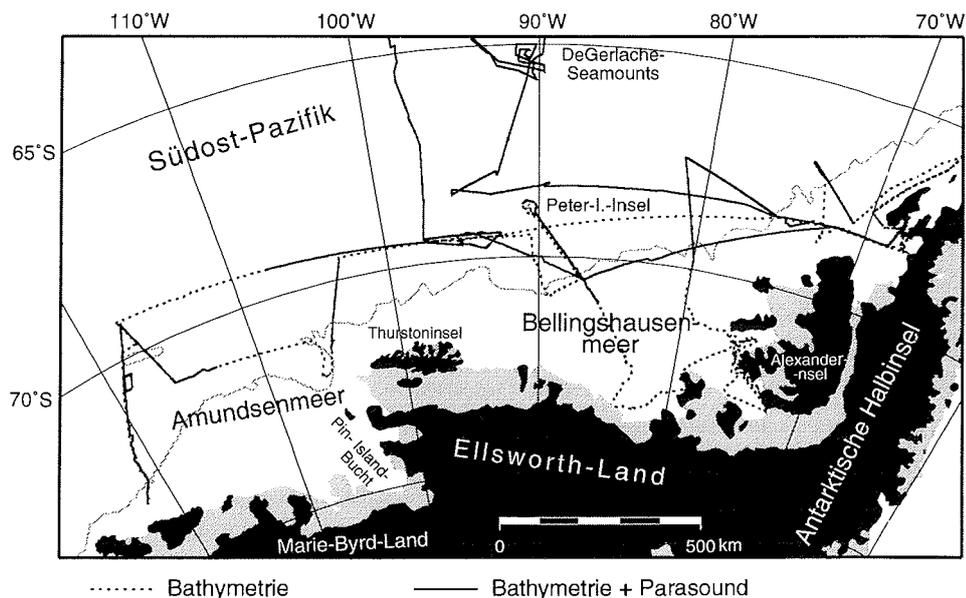
Die in dieser Arbeit verwendeten Daten wurden mit dem Programmpaket MB-System des Lamont-Doherty-Earth Observatory bearbeitet (Caress und Chayes, 1996). Dabei wurden extreme Datenspitzen ("spikes") in den Daten sowie die äußersten Datenpunkte des Fächerstreifens, die ein deutliches Rauschsignal enthalten, entfernt. Die so gefilterten Daten wurden dann in ein Datengitter im GMT-Format übertragen (Generic Mapping Tools, Wessel und Smith, 1991) und für die Darstellung aufbereitet. Abb. 3.10 zeigt die Lage der Hydrosweep-Profile der beiden Expeditionen im Untersuchungsgebiet. Dies entspricht den Fahrtrouten der FS *Polarstern*, da das System während beider Expeditionen permanent aktiv war.

### 3.5 Das Parasound-Sedimentecholot

Zusätzlich zum Hydrosweep System ist auf der FS *Polarstern* das Parasound-Sedimentecholot (STN Atlas Elektronik GmbH, Bremen) fest installiert. Eine ausführliche Beschreibung des Systems findet sich bei Spieß (1993) und bei Bergmann (1996). Das Parasound-System besteht aus 128 piezoelektrischen Wandlern, die gleichzeitig als Quelle und Sender dienen. Um einen möglichst engen Abstrahlkegel zu erhalten und damit die laterale Auflösung zu verbessern, arbeitet das System mit zwei Hauptfrequenzen.

Eine Frequenz liegt bei 18 kHz, die andere läßt sich zwischen 20.5 kHz und 23.5 kHz variieren. Beide Frequenzen werden so überlagert, daß sich eine Nutzfrequenz von 3.5 kHz unter einem Öffnungswinkel von  $4^\circ$  ergibt (Spieß, 1993). Durch den eng begrenzten Abstrahlkegel ist die Leistung des Systems bei Neigungen über  $2^\circ$  eingeschränkt, da das reflektierte Signal dann nicht mehr den Empfänger erreicht (Spieß, 1993). Schiffsbewegungen werden durch die Ansteuerung einzelner Element des piezoelektrischen Wandlers korrigiert.

Das Signal wird während der Messung auf einem Analogschreiber DESO 25 ausgegeben und parallel am Bildschirm angezeigt. Zusätzlich werden die digitalen Daten mit dem Datenerfassungssystem PARADIGMA (Spieß, 1993) auf Magnetband gespeichert.



**Abb. 3.10:** Bathymetrie- und Parasound-Daten der Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4 im Untersuchungsgebiet. Während der gesamten Fahrt ANT-XII/4 wurden beide Systeme eingesetzt. Auf der Fahrt ANT-XI/3 wurde das Parasound-System nur zeitweise betrieben. Die Abschnitte, auf denen nur die Bathymetrie vermessen wurde, sind gestrichelt dargestellt. Die durchgezogenen Linien repräsentieren den Teil, von dem sowohl Parasound als auch Bathymetriedaten verfügbar sind.

Im Gegensatz zum Hydrosweep-System war das Parasound Sedimentecholot während der Expeditionen ins Bellingshausen- und Amundsenmeer nicht ständig aktiv. Abb. 3.10 zeigt die Abschnitte der Fahrtroute, auf denen das Parasound aktiv war, als durchgezogene Linie. Für diese Arbeit wurden hauptsächlich die Analogschriebe verwendet, da die Daten der Expedition ANT-XI/3 nur analog verfügbar sind. Ein Teil der Daten der Expedition ANT-XII/4 wurden mit dem Modul PARA in das seismische Datenverarbeitungssystem DISCO importiert und dort für die Darstellung aufbereitet (s. Abb. 3.3., nach dem Stapeln).

### 3.6 Satellitendaten

Zusätzlich zu den Schiffsmessungen bieten Satellitendaten weitere Informationen über das Untersuchungsgebiet. Die Meeresoberfläche ist eine Äquipotentialfläche der Erde, d. h. Schwankungen im Schwerfeld bedeuten auch Änderungen in der absoluten Höhe der Meeresoberfläche. Mit modernen Satelliten läßt sich jetzt die Meeresoberfläche zentimetergenau vermessen. Wenn man die Effekte von Strömungen und Wellen berücksichtigt, kann man aus diesen Messungen die Anomalien des Schwerfeldes feststellen (McAdoo und Marks, 1992; Sandwell und

Smith, 1997). Die Bestimmung des Schwerefeldes über eisbedeckten Gebieten ist problematisch, da das Eis die wahre Meeresoberfläche verdeckt. Inzwischen gibt es aber Verfahren, um dieses Problem zu lösen (Schöne, 1997; McAdoo und Laxon, 1997). Der Datensatz, der in dieser Arbeit verwendet wurde, stammt von McAdoo und Laxon (1997) und ist in Abb. 2.4 dargestellt.

Das Relief des Meeresbodens bewirkt hochfrequente Anomalien im Schwerefeld. Diese Eigenschaft benutzen Smith und Sandwell (1997), um aus einer Kombination von Satellitenaltimettermessungen und weltweiten Schiffsmessungen eine bathymetrische Karte zu berechnen. Dabei benutzen sie den hochfrequenten Anteil der Satellitenmessungen, um zwischen den Schiffsmessungen zu interpolieren. Das Ergebnis ist ein Datensatz mit einer Auflösung von  $2^\circ \times 2^\circ$ , der die Erde von  $72^\circ\text{N}$  bis  $72^\circ\text{S}$  überdeckt. Abb. 3.12 zeigt den Ausschnitt dieses Datensatz für das Amundsen- und das Bellingshausenmeer.

Um die Genauigkeit des Datensatzes in diesem Arbeitsgebiet zu überprüfen, wurde für diese Arbeit ein Profil dieses Datensatzes mit Schiffsmessungen der Expedition ANT-XI/3 und dem ETOPO5-Datensatz (National Geophysical Data Center, 1988) verglichen, der auf Schiffsmessungen beruht und im wesentlichen den GEBCO-Karten entspricht (Mammerix und Cande, 1982). Es zeigt sich, daß der Datensatz von Smith und Sandwell (1997) den Trend der Schiffsmessungen gut wiedergibt (Abb. 3.11), auch wenn die Wassertiefe lokal bis zu 200 m von der direkt gemessenen abweicht. Dieser Datensatz korreliert aber deutlich besser mit

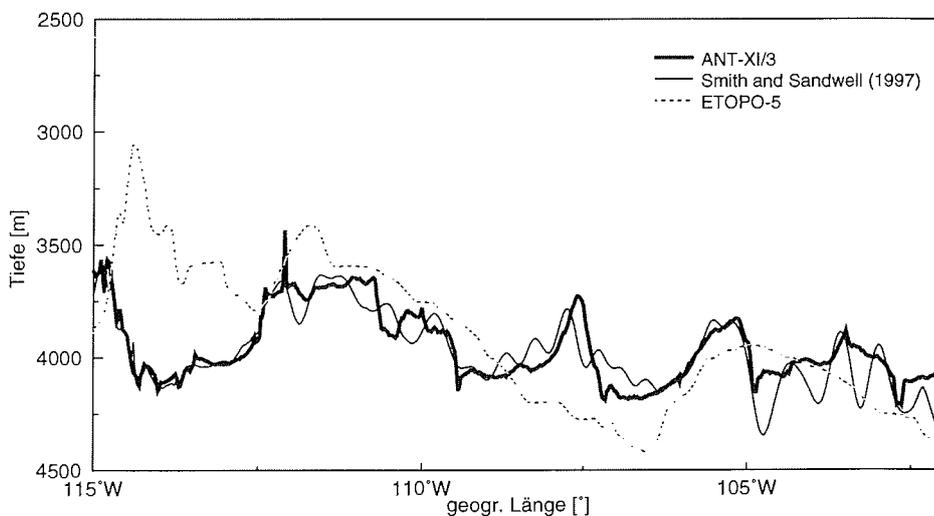
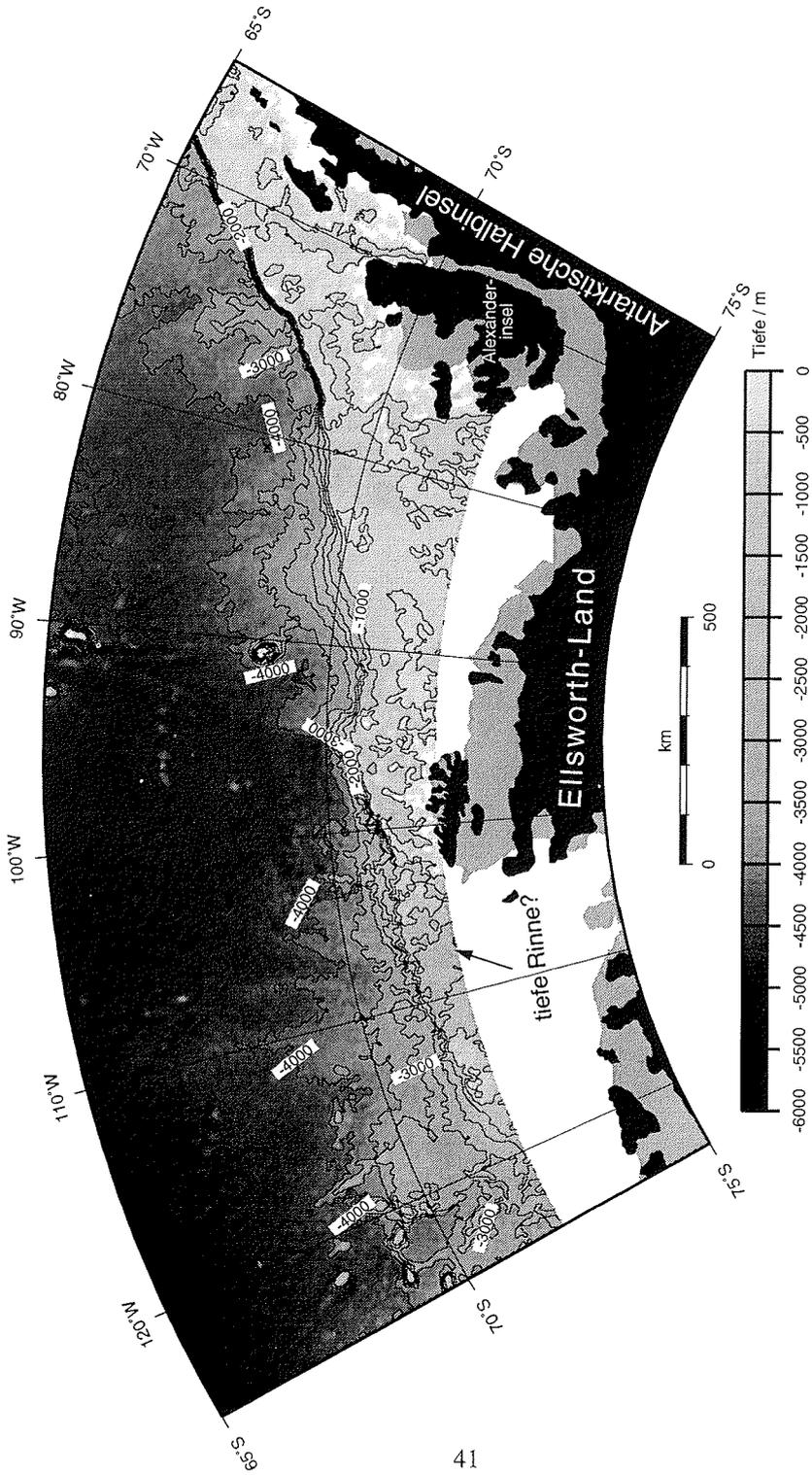


Abb. 3.11: Vergleich der Bathymetrie der Schiffsmessung (dick) mit dem Datensatz von Smith und Sandwell (1997) (dünn) und dem ETOPO-5 Datensatz (gestrichelt). Das Profil verläuft entlang  $69.4^\circ\text{S}$  (Abb. 3.10). Der ETOPO-5 Datensatz gibt zwar den allgemeinen Trend wieder, hat aber deutlich größere Abweichungen als der Datensatz von Smith und Sandwell.

den Schiffsmessungen als der ETOPO-5-Datensatz, der nur den allgemeinen Trend wiedergibt und dabei Abweichungen von bis zu 1000 m aufweist. Für die Darstellung der Satellitendaten in Karten wurde, wie für die anderen Karten auch, das Programmpaket GMT (Global Mapping Tools) verwendet (Wessel und Smith, 1991; Wessel und Smith, 1995).



**Abb. 3.12:** Karte mit der aus einer Kombination von Satellitaltimetrie und Schiffsmessungen abgeleiteten Bathymetrie (nach Smith und Sandwell, 1997). Der Datensatz reicht aufgrund der begrenzten Reichweite der Satellitendaten nur bis 72°S.

## 4 Glazialmarine Sedimentation: Prozesse und Modelle

Das Ziel dieser Arbeit ist es, Sedimentationsprozesse und Ablagerungen entlang des Kontinentalrandes der Antarktis zu untersuchen. Diese Prozesse sind, insbesondere seit dem Miozän, stark durch die Einwirkung von Eis geprägt.

Der Begriff "glazialmarine Ablagerungen" wurde erstmals von Phillipi (1910) eingeführt. Einige Sedimentproben vom Randbereich der Antarktis, die während der deutschen Südpolarexpedition von 1901-1903 mit dem Forschungsschiff *Gauss* gewonnen wurden, paßten seiner Meinung nach nicht in die damals übliche Klassifikation von Tiefseesedimenten. Seitdem hat es mehrfach neue Definitionen und Abwandlungen dieses Begriffes gegeben (eine Diskussion findet sich bei Anderson und Molnia, 1989; Kellogg und Kellogg, 1988). Die meisten Autoren verstehen heute unter glazialmariner Sedimentation den Transport und die Ablagerung von Sediment durch Eis in mariner Umgebung (d.h. Gletscher, Schelfeis, Eisberge etc.). Dies schließt auch die Prozesse ein, die während früherer Kalt- und Warmzeiten gewirkt haben.

### 4.1 Moderne glazialmarine Prozesse

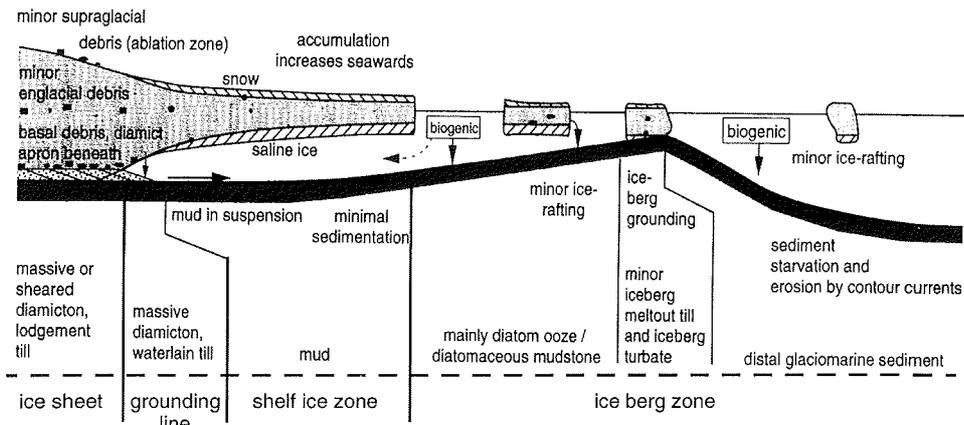
Um Ablagerungen aus älteren geologischen Zeiten zu interpretieren, muß man die heute aktiven Prozesse verstehen. Deswegen untersuchen zahlreiche Autoren glazialmarine Prozesse, wie sie heute in den Polargebieten stattfinden (z.B.: Drewry und Cooper, 1981; Orheim und Elverhøi, 1981; Powell und Molnia, 1989).

Der Bereich, in dem glazialmarine Sedimentation stattfindet, läßt sich in mehrere Zonen aufteilen (Abb. 4.1), in denen unterschiedliche Prozesse aktiv sind (Miller, 1996):

- (1) Eisschild
- (2) Aufsetzlinie
- (3) Schelfeis
- (4) Eisbergzone

#### **Eisschild**

Das Inlandeis der Antarktis bildet große Eisschilde (s. Kap. 2.3). Liegt der Übergang vom Eis zum Untergrund oberhalb des Meeresspiegels, so spricht man von einem terrestrischen Eisschild, liegt der Übergang unterhalb des Meeresspiegels, so handelt es sich um einen marinen Eisschild (Miller, 1996). Die geologischen Prozesse an der Eisunterseite sind in beiden Fällen gleich (Kellogg und Kellogg, 1988). Fast das gesamte Material, das glazialmarin abgelagert wird, ist vorher unter Eisschilden erodiert worden. Dabei kann Sediment innerhalb der Eis-



**Abb. 4.1:** Unterschiedliche Zonen glazialmariner Sedimentation (Nach Hambrey et al., 1992 und Ehrmann, 1994).

schilder in verschiedenen Ebenen transportiert werden: (1) Auf dem Eis ("supraglazial"), (2) in einzelnen Bändern im Eis, (3) an der Basis des Eises oder (4) in einem Wasserfilm bzw. in einer Geschiebeschicht unter dem Eis (Alley et al., 1989).

Sedimente, die durch Windeintrag auf das Eis gelangen oder von aus dem Eis hervorragenden Bergspitzen (Nunataks) stammen, machen nur einen kleinen Teil der Sedimente im Eis aus. Durch Akkumulation von Schnee an der Oberfläche werden solche Ablagerungen zu schmalen Sedimentbändern im Eis.

Das meiste Sediment wird an der Basis des Eisschildes mitgeführt. Die Menge des transportierten Sediments ist von den Bedingungen an der Basis des Eises abhängig. Liegen die Druck-Temperaturbedingungen an der Basis unterhalb des Gefrierpunktes, so ist das Eis am Untergrund festgefroren und bewegt sich nur durch die Deformation des Untergrundes ("deforming till"). Man spricht dann von einer "kalten" oder "trockenen" Basis. Liegen die Druck-Temperaturbedingungen oberhalb des Gefrierpunktes, bildet sich zwischen dem Eis und dem Untergrund ein Wasserfilm, auf dem das Eis gleiten kann. In diesem Fall spricht man von einer "temperierten" oder "nassen" Basis. Durch den Wasserfilm bewegt sich das Eis schneller, und es kann mehr Sediment erodiert werden (Alley et al., 1989). Der Großteil des antarktischen Inlandeises hat eine "kalte" Basis, wodurch nur wenig Sediment erodiert wird. Es bildet sich an der Basis des Eises ein mehrere Meter breites Band, in dem das Sediment mit dem Eis mitgeführt wird (Drewry und Cooper, 1981).

Direkte Beobachtungen von der Basis der Eisschilde gibt es nur wenige. Eine Bohrung im Bereich des Byrd-Beckens des Westantarktischen Eisschildes (Byrd-Station) zeigte an der Basis des Eises eine 4.8 m mächtige Schicht mit deutlichem Se-

dimentanteil (Gow et al., 1979). Untersuchungen des Eisstromes B, kurz vor seiner Einmündung ins Rossschelfeis, zeigen Hinweise auf eine 5-6 m mächtige Geschiebeschicht ("deforming till") unterhalb des Eises (Alley et al., 1989).

Einige Gletscher im Bereich der Antarktischen Halbinsel und von Marie-Byrd-Land haben eine "temperierte" Basis und kalben direkt ins Meer. Sie erodieren sehr viel mehr Sediment und transportieren es zur Aufsetzlinie (Anderson und Molnia, 1989; Powell und Molnia, 1989).

#### **Aufsetzzone**

An der Aufsetzlinie ("grounding line") löst sich das Eis vom Untergrund und schwimmt auf. Je nach Art des Abflusses, d.h. Eiswall, Schelfeis oder Gletscher, der direkt ins Meer mündet, variieren die Prozesse.

Eiswälle haben nur eine geringe Fließgeschwindigkeit und transportieren daher nur wenig Eis und Sediment. Durch Abschmelzen und Wellenwirkung wird das vom Eis mitgeführte Sediment im Bereich der Aufsetzzone abgelagert (Drewry und Cooper, 1981).

In dem Bereich, wo an der Aufsetzlinie das Inlandeis in Schelfeis übergeht, beginnt der untere Teil des Eises abzuschmelzen. Das Sediment, das sich dort befindet, wird abgelagert. Dabei kann sich eine Art Endmoräne bilden. Alley et al. (1989) beschreiben diese Ablagerung auch als Geschiebedelta ("till delta"). Das Eis, das in die großen Schelfeisgebiete (Filchner-Ronne-Schelfeis, Ross-Schelfeis, Amery-Schelfeis) mündet, stammt vorwiegend von Eisschilden mit "kalter" Basis. Daher ist die sedimentreiche Schicht an der Basis des Eises nur wenige Meter dick (s. oben). Dies führt dazu, daß der Großteil des Sediments im Bereich der Aufsetzlinie abgelagert wird (Alley et al., 1989).

Gletscher mit "temperierter" Basis, die direkt ins Meer münden, haben eine hohe Fließgeschwindigkeit und bilden kein Schelfeis. Gelegentlich haben diese Gletscher eine Gletscherzunge, die freischwimmend ins Meer hinausragt (Anderson und Molnia, 1989; Powell und Molnia, 1989). Die Abschmelzvorgänge laufen ähnlich ab wie unter einem Schelfeis. Durch das Schmelzwasser an der Basis der "temperierten" Gletscher kommt es lokal zu stärkerem Sedimentaustrag als in Schelfeisgebieten (Powell und Molnia, 1989). Die Eisberge kalben hier direkt an der Aufsetzlinie. Dabei schmilzt die sedimentführende Basis oft nur teilweise ab. Der Rest verbleibt in den Eisbergen (Drewry und Cooper, 1981).

#### **Schelfeis**

Über die Sedimentation unter den Schelfeis-Gebieten gibt es nur wenige direkte Beobachtungen. Bei Bohrungen im Ross-Schelfeis wurden nur glazialmarine Ablagerungen älterer Glazial-Interglazialzyklen gefunden (Alley et al., 1989). Dies deutet darauf hin, daß unter den großen Schelfeisregionen kaum Sedimentation

stattfindet.

In einiger Entfernung von der Aufsetzlinie (60-100 km) ändern sich die Druck-Temperaturbedingungen unter dem Eis derart, daß sich an der Basis des Schelfeises marines Eis anlagern können (Orheim und Elverhøi, 1981; Kellogg und Kellogg, 1988). Bis zu diesem Punkt ist bereits ein Großteil des Sediments, das an der Eisbasis transportiert wurde, abgelagert worden. Eisberge, die an der Schelfeiskante abbrechen, enthalten daher nur noch Sediment, das in inneren Bändern transportiert wurde.

#### **Eisbergzone**

An der Schelfeiskante und an der Abbruchkante der Gletscher brechen Eisberge ab (Kalben), die mit der Meeresströmung treiben. Die meisten Eisberge haben einen maximalen Tiefgang von 200-250 m. Da heute der größte Teil des Schelfes tiefer als 400 m liegt, haben sie nur auf einen kleinen Teil des Schelfes direkten Einfluß (Kellogg und Kellogg, 1988). Die Ablagerung und Umlagerung von Sediment durch über den Meeresboden kratzende bzw. pflügende Eisberge ("ploughing") spielt daher heute keine große Rolle. Zahlreiche Spuren auf dem Meeresboden deuten aber darauf hin, daß dieser Vorgang während des letzten Glazials, als der Meeresspiegel ca. 120 m niedriger war, eine größere Bedeutung hatte (Kellogg und Kellogg, 1987).

Die Abschmelzraten von Eisbergen schwanken je nach Wassertemperatur zwischen 0.1 und 100 m/a (Drewry und Cooper, 1981). Eisberge tauen nicht nur kontinuierlich von unten ab, sondern drehen sich auch gelegentlich, so daß die Basis mit den Sedimenten nach oben gelangt. Bei erneuter Drehung kann das Sediment, das inzwischen an der Oberfläche aufgetaut ist, in einem plötzlichen Schwall ("plume") sedimentiert werden (Drewry und Cooper, 1981). Der feinere Anteil des Sediments wird durch Meeresströmungen abtransportiert, so daß nur die grobe Fraktion ("ice rafted debris" - IRD) den Meeresboden erreicht (Orheim und Elverhøi, 1981).

Die heute aktiven glazialmarinen Prozesse sind von zahlreichen glaziologischen, geologischen und ozeanographischen Parametern abhängig (Syvitski, 1994). Für die Interpretation von Ablagerungen während früherer Glazial-Interglazialzyklen ist es daher wichtig, wie und ob sich einzelne Parameter während einer Kaltzeit geändert haben. Um Informationen darüber zu bekommen, ist man auf Modelle (z.B. von Eismassen oder Strömungen) und auf Informationen über geologische Ablagerungen, wie sie Bohrungen oder seismische Messungen liefern, angewiesen.

### 4.2 Stratigraphische Modelle

Die Grundprinzipien der seismischen Stratigraphie wurden von Vail et al. (1977) auf der Basis von Daten niedriger und mittlerer Breiten definiert. Mit Hilfe dieser Methode lassen sich aus der geologischen Struktur von Kontinentalrändern Rückschlüsse auf Transgressions- und Regressionsperioden ziehen, von denen man wiederum auf lokale und globale Meeresspiegelschwankungen schließen kann (Haq et al., 1987). Seismische Profile der Kontinentalränder von Polargebieten zeigen ähnliche Strukturen, wie sie in niedrigen Breiten gefunden werden (Bartek et al., 1991). Aber die Modelle, mit denen die Strukturen in niedrigen Breiten erklärt werden, lassen sich nicht ohne weiteres auf die polaren Regionen anwenden. Zum Beispiel liegen die Schelfregionen der Antarktis heute im Mittel mehr als 400 m unter dem Meeresspiegel und können, selbst wenn dieser um 150 m absinken würde, nicht trockenfallen. Schelfgebiete in niedrigeren Breiten würden in einem solchen Fall z.T. über dem Meeresspiegel liegen und wären entsprechender Erosion ausgesetzt. Daher wurden verschiedene Modelle entwickelt, um die Struktur der Kontinentalränder der Antarktis zu erklären.

Cooper et al. (1991) versuchen, die Ergebnisse seismischer Messungen aus verschiedenen Regionen der Antarktis sowie von Tiefbohrungen (ODP) im Rossmeer und in der Prydz Bay in einem Modell zusammenzufassen. Profile aus verschiedenen Regionen der Antarktis zeigen ähnliche progradierende Sequenzen (Abb. 4.2). Cooper et al. (1991) unterteilen die seismischen Strukturen in Typ-IA- und Typ-IIA-Sequenzen (Abb. 4.3). Typ IA findet sich im oberen Bereich der Profile und zeigt überwiegend progradierende Sequenzen mit komplexer sigmoidaler Geometrie. Die einzelnen Sequenzen sind untereinander sowie von den darunterliegenden Schichten deutlich durch Diskordanzen abgetrennt. Unter den Typ-IA-Sequenzen liegen die Typ-IIA-Sequenzen, die nur auf einigen Seismogrammen deutlich zu erkennen sind (Abb. 4.2). Diese Sequenzen sind überwiegend aggradierend und haben im Vergleich zu Typ IA eine einfache Geometrie.

Nach dem Modell von Cooper et al. (1991) wurden die Typ-IIA-Sequenzen durch marine Ablagerungen gebildet, wie sie auch in niedrigen Breiten vorkommen (Abb. 4.4). Ein Eisschild hat wahrscheinlich zu dieser Zeit bereits existiert, aber noch keinen Einfluß auf die Ablagerungen im marinen Bereich gehabt. Im Bereich des Übergangs von Typ IIA zu Typ IA findet man bereits Sedimente, die glazialen Ursprungs sind. Cooper et al. (1991) vermuten, daß das Inlandeis zu diesem Zeitpunkt bereits das Meer erreicht und Material angeliefert hat, aber noch keinen direkten Einfluß auf die Ablagerungsprozesse ausübte. Die Ablagerungen vom Typ IA entstanden, als sich während der Kaltzeiten das Eis weiter auf den Schelf hinausschob und schließlich an der Schelfkante auflag (Abb. 4.4 oben). Dort bildeten die Sedimente, die im Bereich der Aufsetzline abgelagert wurden (s. Kap. 4.1), die progradierenden Sequenzen. Bei einsetzender Erwärmung erfolgte der Rückzug

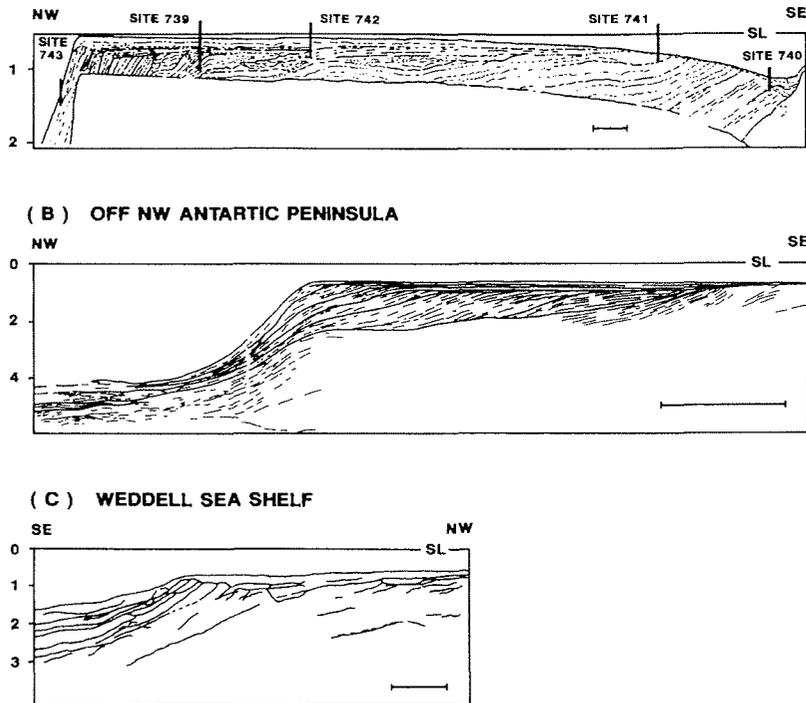


Abb. 4.2: Strichzeichnungen von seismischen Profilen aus verschiedenen Regionen des Antarktischen Kontinentalrandes (nach Hambrey et al., 1992). (A) Prydz-Bucht (nach Cooper et al., 1991); (B) Antarktische Halbinsel (Larter und Barker, 1989); (C) Weddellmeer (nach Hinz und Kirstofferson, 1987).

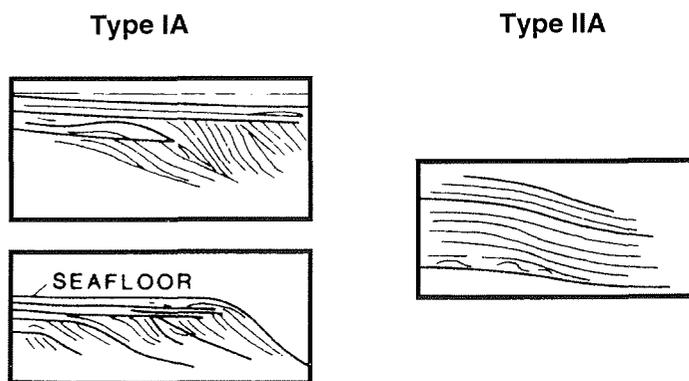
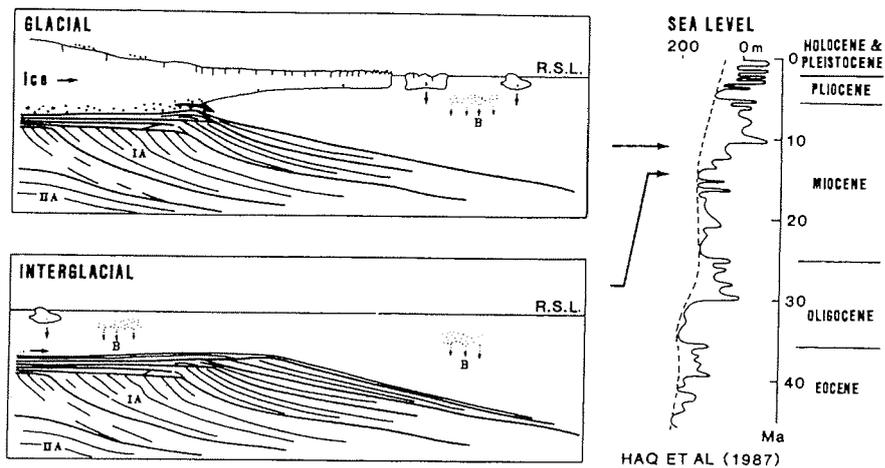


Abb. 4.3: Schema der Geometrien von Typ IA und Typ IIA, wie sie von Cooper et al. (1991) definiert werden.



**Abb. 4.4:** Modell glazialmariner Sedimentation während glazialen und interglazialen Zeiten von Cooper et al. (1991). Sie beziehen sich dabei auf die Meeresspiegelkurve von Haq et al. (1987).

der Aufsetzlinie in den Bereich des inneren Schelfes (Abb. 4.4 unten). Dieser Vorgang hat sich während der verschiedenen Glazial-Interglazialzyklen mehrfach wiederholt. Cooper et al. (1991) nehmen dabei nicht an, daß der Übergang von Typ IIA zu Typ IA in allen Regionen der Antarktis gleichzeitig stattfand, sondern gehen davon aus, daß dies davon abhängig war, wann das Eis die Schelfgebiete erreichte. Aufgrund der ODP-Ergebnisse vermuten sie, daß dies in Prydz-Bucht im Oligozän der Fall war, während im Bereich des Rossmeeres dieser Übergang im Miozän stattfand.

Die Hypothese, daß die progradierenden Sequenzen von Typ IA rund um die Antarktis durch das Vorrücken des marinen Eisschildes bis zur Schelfkante entstanden sind, ist mittlerweile weitgehend anerkannt. Während das Modell von Cooper et al. (1991) ein Versuch ist, ein für die ganze Antarktis gültiges Modell zu entwerfen, haben zahlreiche andere Autoren detailliertere Modelle für spezielle Regionen entwickelt.

Larter and Barker (1989, 1991b) schlagen auf Grund ihrer Daten entlang der Antarktischen Halbinsel ein Vier-Stufen-Modell vor (Abb. 4.5). Im Interglazial wird eine Teilsequenz ("interglacial subsequence" - IGS) von nichtverfestigten glazialmarinen und hemipelagischen Sedimenten auf dem Schelf und dem Kontinentalhang abgelagert (Abb. 4.5 A). Im nächsten Glazial schiebt sich der Eisschild über den Schelf, bis er die Schelfkante erreicht. Dabei kann ein Teil der älteren Sedimente auf dem Schelf erodiert oder/und subglazialer Till abgelagert werden (Abb. 4.5 B). Während das Eis an der Schelfkante aufliegt, wird das vom Eis transportierte Material auf dem Hang abgelagert (Abb. 4.5 C). Schließlich kommt es

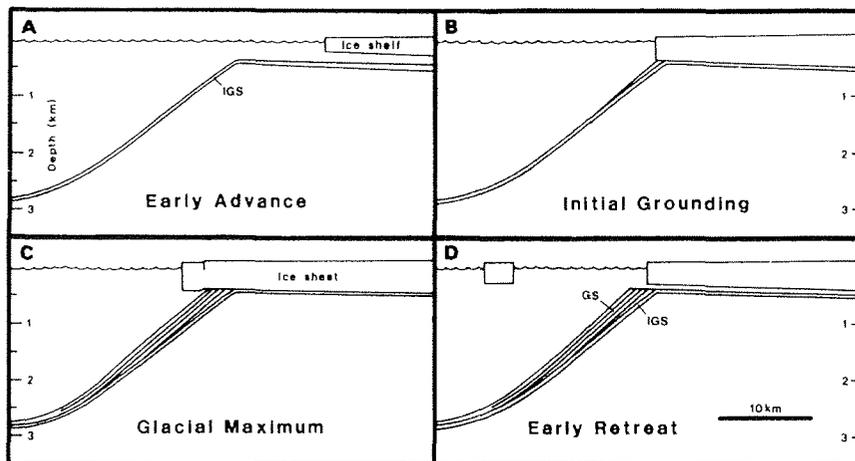


Abb. 4.5: Modell von Larter und Barker (1989, 1991). Das Modell zeigt vier Phasen eines Glazial-Interglazialzyklus (Erläuterungen im Text). IGS: Interglaziale Sequenz, GS: Glaziale Sequenz.

durch Erwärmung und Meeresspiegelanstieg zum Rückzug des Eises. Dabei schwimmt ein Großteil des Eisschildes auf dem Schelf auf, und das an der Basis des Eises transportierte Material wird abgelagert. Ein ähnliches Modell mit fünf Stufen haben auch Anderson und Molnia (1989) vorgeschlagen.

Diese ersten Modelle beruhen hauptsächlich auf der Interpretation einzelner seismischer Profile. Mittlerweile ist das Netz seismischer Profile in einigen Regionen dicht genug, um seismische Strukturen auch räumlich zu kartieren (Antarktische Halbinsel: Larter und Cunningham, 1993; Bart und Anderson, 1995; Rossmeer: Brancolini et al., 1995; De Santis et al., 1995; Weddellmeer: Oszkó, 1996; Bellingshausenmeer: Nitsche et al., in press). Larter und Cunningham (1993) stellen fest, daß die Schelfkante entlang der Antarktischen Halbinsel im Vergleich zu niedrigen Breiten eher linienförmig verläuft. Im Bereich niedriger Breiten wird Sediment in der Regel von punktförmigen Quellen aus (Deltas, Flußmündungen, Cañons etc.) auf den Kontinentalhang geschüttet. Dagegen wird das Sediment in polaren Gebieten durch Eisströme und Eisschilde auf breiterer Front an die Schelfkante geliefert. Dies entspricht einer linienförmigen Quelle. Allerdings variiert die Menge des Eintrages auch entlang der Antarktischen Halbinsel. Larter und Cunningham (1993) gehen daher davon aus, daß der größte Teil des Sediments über Eisströme transportiert wird. Während eines glazialen Maximums wird der Kontinentalhang im Bereich dieser Eisströme - aber immer noch auf breiter Front - entsprechend stärker vorgebaut als zwischen den Eisströmen. Larter und Cunningham (1993) sprechen dabei von "lobes" und "interlobes".

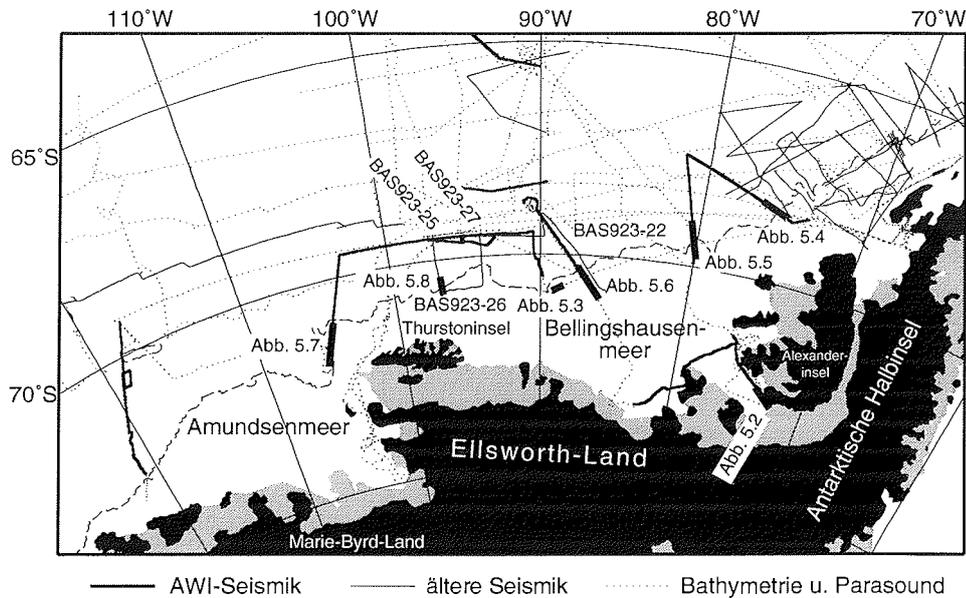
Basierend auf Ideen und Daten von der Antarktischen Halbinsel (Anderson

et al., 1990; Anderson und Thomas, 1991) haben Bart und Anderson (1995) ein sehr detailliertes Modell mehrerer Glazial-Interglazialzyklen entwickelt. Aus zahlreichen seismischen Profilen, die parallel zum Schelf verlaufen, schließen sie, daß sich das Eis hauptsächlich entlang von glazialen Rinnen ("glacial troughs") bewegte, die bei vorangegangenen Vorstößen des Eises erodiert wurden. Dabei kann sich die Richtung der Eisströme auch von Glazial zu Glazial ändern, so daß während einiger glazialer Maxima nur in bestimmten Abschnitten des äußeren Schelfes Sediment abgelagert wurde. Anzeichen für diese glazialen Vorstöße sind nur in den Profilen zu sehen, die in diesen Abschnitten des Schelfs liegen. Das Modell von Bart und Anderson (1995) schließt außerdem die Möglichkeit ein, daß der Eisschild nicht immer bis zur Schelfkante vorgestoßen ist und daß es Perioden gegeben hat, in denen das Eis länger, und welche, in denen es nur kurz an der Schelfkante auflag. Diese Perioden spiegeln sich unterschiedlich in den seismischen Daten wider. Darauf aufbauend glauben Bart und Anderson (1995), 18 Glazial-Interglazialzyklen für die Antarktische Halbinsel identifizieren zu können.

## 5 Sedimentstrukturen im Schelfbereich

Aufgrund der Geometrie und der Reflektivität von Strukturen in seismischen Sektionen lassen sich Rückschlüsse auf die Art des Sediments und deren Ablagerungsbedingungen ziehen (Mitchum et al., 1977; Stuart und Caughey, 1977; Carlson, 1989). So sind auch in den seismischen Daten, die während der Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4 gesammelt wurden, unterschiedliche Sedimentstrukturen zu erkennen, die auf die Ablagerungs- und Umlagerungsprozesse schließen lassen. Zusammen mit bathymetrischen Daten und Parasounddaten läßt sich daraus ein Modell der Sedimentationsprozesse im Untersuchungsgebiet erarbeiten. Dieses Kapitel behandelt zunächst die Daten vom Schelfbereich, während im Kapitel 6 auf die Strukturen am Kontinentallhang und -fuß eingegangen wird.

Die verwendeten Daten und die Lage der in diesem Kapitel vorgestellten Ausschnitte ist in Abb. 5.1 dargestellt. Die seismischen Profile als Ganzes sind im Anhang B abgebildet.



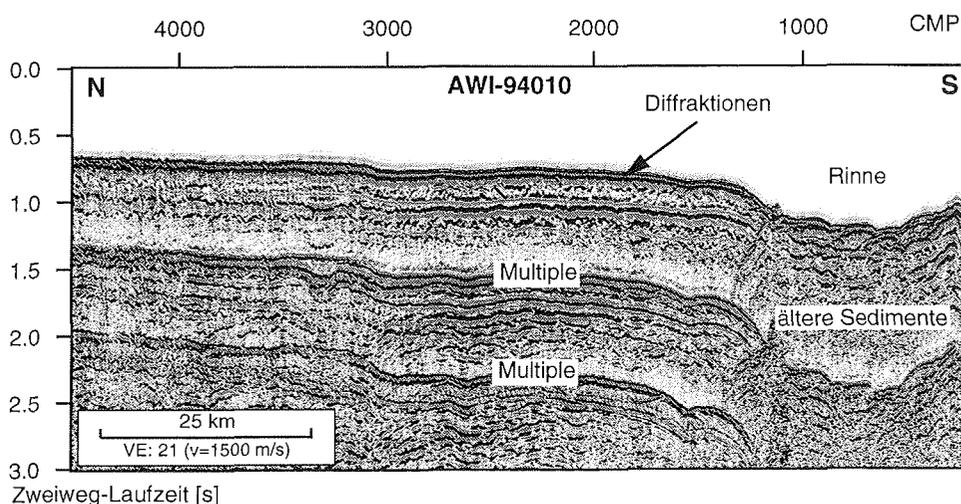
**Abb. 5.1:** Seismische Daten im Untersuchungsgebiet, die für die Interpretation herangezogen wurden. Dies sind seismische Profile des AWI, BAS, OGS, sowie aus der SCAR Seismic Data Library (SCAR, 1992). Zusätzlich zu den Bathymetrie- und Parasounddaten der AWI Expeditionen wurden auch Bathymetriedaten aus der GEODAS/TRKDAS - Datenbank (National Geophysical Data Center, 1996) verwendet (beide gepunktet dargestellt). Die Schelfkante ist durch die gestrichelte Linie angedeutet. Die dicken Linien zeigen die Lage der Abbildungen dieses Kapitels.

### 5.1 Daten vom inneren und mittleren Schelfbereich

In Abb. 5.1 ist deutlich zu erkennen, daß außer den Daten des AWI nur wenige zusätzliche Informationen vom Schelf des Untersuchungsgebietes zur Verfügung stehen. Die meisten seismischen Profile streifen nur den äußeren Schelfbereich. Auf dem inneren Schelf liegen nur die beiden Profile AWI-94010 und AWI-94020 (Abb. 3.1). Vom mittleren Schelf dazwischen gibt es keine seismischen Daten. Die einzigen Informationen aus dieser Region stammen von Parasound- und Bathymetriemessungen.

#### Seismik

Die beiden Profile, die im inneren Schelfbereich liegen, verlaufen streckenweise dicht entlang der Küstenlinie. AWI-94010 (Abb. 5.2) und der östliche Teil von AWI-94020 (Abb. B.1) zeigen zahlreiche Diffraktionen am Meeresboden und starke Multiplen. Die Geschwindigkeitsanalyse der CMP's ergibt außerdem eine hohe P-Wellengeschwindigkeit von fast 1900 m/s für die obersten Sedimentschichten. Dies ist ein Anzeichen für harte, wahrscheinlich stark kompaktierte Sedimente. Im Mittel liegt die Wassertiefe bei 600 m (0.8 s TWT-Zweiweg-Laufzeit). Einige Rinnen weisen auch Tiefen von über 800 m (1.1 s TWT) auf (Abb. 5.2). In diesem Teil der Profile, d.h. im Bereich der Ronne-Entrance, sind noch Reflexionen von älteren Sedimenten gut zu erkennen (Abb. 5.2).



**Abb. 5.2:** Südlicher Ausschnitt aus der seismischen Sektion AWI-94010. Dieses Profil liegt im inneren Schelf im Bereich der Ronne-Entrance (Abb. 5.1). Im Bereich der Rinne ist der Schelf über 1.1 s (800 m) tief. Die tieferen Reflexionen sind durch Multiplen gestört. Da für die tieferen Schichten kein vernünftiges Geschwindigkeitsmodell abgeleitet werden konnte, wurde hier keine Unterdrückung der Multiplen mit dem in Kap. 3.3 beschriebenen Verfahren durchgeführt.

Im westlichen Teil von AWI-94020 ändert sich das Relief (Abb. B.1). Die Morphologie des Meeresbodens ist hier rauher, und es sind keine Reflexionen von tieferen Sedimentschichten mehr zu erkennen. Dies deutet darauf hin, daß hier kristallines Gestein oder stark deformierte Sedimente anstehen. Eventuell früher vorhandene Sedimente sind hier offenbar erodiert worden.

Aufgrund der Erosionspuren in diesen beiden Profilen muß man annehmen, daß ein Teil der jüngeren Sedimente fehlt. Da sich nicht feststellen läßt, wieviel Sediment fehlt, und diese Profile nicht an andere Profile angeschlossen sind, lassen sich keine Aussagen über die anstehenden Sedimente bzw. Gesteine machen.

### Parasound

Die Parasound-Daten vom Schelf zeigen im gesamten Untersuchungsgebiet ein sehr ähnliches Bild (Abb. 5.3). Die Eindringung ist sehr gering, was, ähnlich wie in der Seismik, auf einen harten, möglicherweise stark kompaktierten Untergrund hindeutet. Der Meeresboden ist bis in Wassertiefen von 700 m von zahlreichen, ca. 10 m tiefen Furchen durchzogen, die wahrscheinlich von Eisbergen stammen.

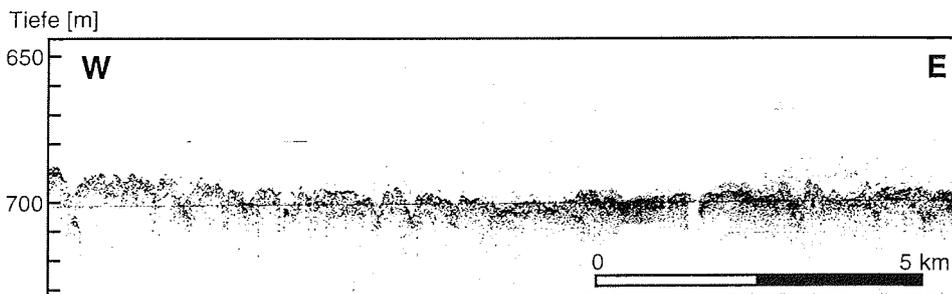


Abb. 5.3: Ausschnitt eines Parasound-Schriebes vom Schelf bei ca. 90°W. Dieses Beispiel ist typisch für die Parasounddaten vom Schelf im gesamten Untersuchungsgebiet. Die Eindringung ist gering (<10 m), und die Oberfläche ist von zahlreichen Furchen durchzogen.

### Bathymetrie

Um weitere Informationen insbesondere vom mittleren Schelf zu bekommen, ist man auf bathymetrische Daten angewiesen. Aber wie Abb. 5.1 zeigt, ist die Überdeckung mit Schiffsmessungen sehr lückenhaft. Zusätzliche Informationen liefert hier ein Bathymetrie-Datensatz vom National Geophysical Data Center (NGDC) in Boulder, der von Smith und Sandwell (1997) aus einer Kombination von Schiff- und Satellitendaten die Meeresbodentopographie abgeleitet wurde (Abb. 3.12). Dieser Datensatz reicht zwar nur bis 72°S, gibt aber die Morphologie des Meeresbodens recht zuverlässig wieder (Abb. 3.11).

Anhand dieser Daten läßt sich der Schelf in mehrere Abschnitte unterteilen. Die

Schelfkante entlang der Antarktischen Halbinsel bis ca. 88°W liegt in Wassertiefen um 450 m. Das sich daran anschließende zentrale Bellingshausenmeer zeigt im Mittel größere Wassertiefen zwischen 450 und 650 m. Sowohl die Satellitendaten als auch die vereinzelt Schiffsdaten zeigen, daß der mittlere Schelf bei Wassertiefen um 600 m nur eine leicht landwärts abfallende Tendenz aufweist und nicht, wie in anderen Regionen der Antarktis üblich, stark zur Küste hin abfällt. Nur im inneren Schelfbereich, in Küstennähe (ca. 50 - 100 km), sind einige tiefe Rinnen von bis zu 1000 m in den vorhandenen Daten zu erkennen (vergl. Abb. 5.2, CMP 500-1000). Eine Ausnahme ist der äußere Schelf zwischen 84°W und 88°W. Dort liegt die Schelfkante in einer Wassertiefe von ca. 700 m. Im Gegensatz zum übrigen Schelf steigt hier der Meeresboden in Richtung Küste an, bis der Schelf ca. 100 km landeinwärts seinen flachsten Punkt (um die 500 m) erreicht (vergl. Abb. 5.6). Entlang des Kontinentalrandes deuten keine Einschnitte im Bereich der Schelfkante auf größere Cañons hin.

Die Schiffsmessungen im Bereich des Amundsenmeeres zeigen wie im Bellingshausenmeer Wassertiefen von 500-600 m für die Schelfkante und den mittleren Schelfbereich. Allerdings beschränken sich die verfügbaren Messungen nur auf kleine Teile des Amundsenmeeres. Die Bathymetrie von Smith und Sandwell (1997) deutet jedoch an, daß im mittleren Bereich des Amundsen-schelfes (107°W-112°W) der Meeresboden auf 1000 m abfällt (Abb. 3.12). Bathymetriemessungen während Expeditionen der USCGC *Glacier* 1985 (Kellogg und Kellogg, 1987) und der *Nathaniel B. Palmer* 1994 (Hellmer et al., in press) zeigen ein rauhes, stark zerklüftetes Relief des inneren Schelfbereiches mit Einschnitten von über 1000 m Tiefe.

Die heutige Morphologie des Schelfes im Untersuchungsgebiet, der eine mittlere Tiefe von 400 bis 500 m aufweist und im inneren Schelf auf über 800 m abfällt, hat mehrere Ursachen. Isostatische Ausgleichsbewegungen, Erosion durch Eisvorstöße und tektonische Bewegungen haben hier mitgewirkt. Als sich der Westantarktische Eisschild bildete, senkte sich der Untergrund, um das isostatische Gleichgewicht zu erhalten. Der heutige Eisschild ist folglich mit eine Ursache dafür, daß die Schelfe der Antarktis deutlich tiefer sind als die Schelfe in nichtpolaren Gebieten. Die Tatsache, daß die Eisschilde sich heute bis zum inneren Schelf zurückgezogen haben und das Gewicht des Eises nur noch dort auf dem Untergrund lastet, ist möglicherweise ein Grund dafür, daß der innere Schelf deutlich tiefer ist als der restliche Schelf. Andererseits zeigen Modellierungen von Huybrechts (1992), daß sich die isostatische Belastung der Lithosphäre durch das Eis aufgrund ihrer Steifigkeit noch 500 km vom Eis entfernt und somit auch auf die nicht eisbedeckten Schelfe auswirkt. Außerdem dauert der isostatische Ausgleich ca. 20 000 Jahre (Huybrechts, 1992). Da die letzte Eiszeit erst ca. 12 000 Jahre zurückliegt, befinden sich große Teile der Antarktis einschließlich der Schelfe noch nicht im iso-

statischen Gleichgewicht. Erosionsspuren in den seismischen Daten deuten darauf hin, daß das Eis bei der Vertiefung der inneren Schelfe großen Anteil hatte, indem es bei Vorstößen während glazialer Maxima die oberste Sedimentschicht erodierte. Modellierungen von Huybrechts (1992) sowie ten Brink et al. (1995) zeigen, daß die Eisauflast bei der allgemeinen Vertiefung des gesamten Schelfs eine wichtige Rolle spielt. Das zum inneren Schelf hin abfallende Relief des Schelfs ist aber vermutlich durch glaziale Erosion entstanden. Wenn man über mehrere Glazial-Interglazialzyklen mittelt, kommt es im inneren Schelfbereich zu einer Netto-Erosion und auf dem äußeren Schelf zu einer Netto-Ablagerung (ten Brink et al., 1995). Die Ablagerungen auf dem äußeren Schelf verursachen zwar wiederum ein isostatisch bedingtes Absinken, aber dieser Effekt reicht nicht aus, um den Erosionseffekt auszugleichen.

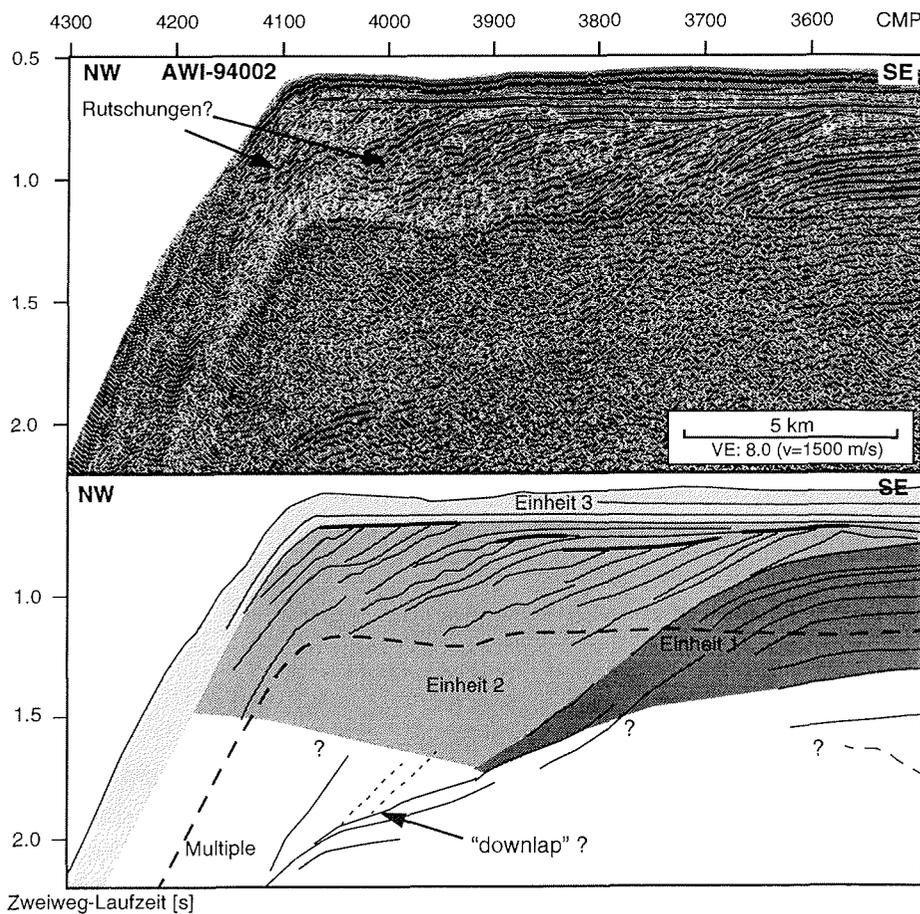
Die Morphologie des Schelfes wird auch durch tektonische Bewegungen beeinflusst. So wurde nach der Subduktion des Mittelozeanischen Rückens entlang der Antarktischen Halbinsel der Schelf dort zunächst angehoben. Ca. 1 bis 4 Ma nach der Kollision erreichte die Anhebung ihren Höhepunkt und mit dem Abkühlen der Kollisionszone setzte dann eine Absinkbewegung ein (Larter und Barker, 1991b). Aber obwohl die Kontinentalränder der Antarktis sehr unterschiedliche tektonische Entwicklungen durchgemacht haben (Lawver et al., 1991), zeigen die Schelfe rund um die Antarktis eine vergleichbare Morphologie mit großer Tiefe und inversem Relief (Anderson und Molnia, 1989). Daraus kann man schließen, daß die tektonische Entwicklung nicht der entscheidende Faktor für den allgemeinen Trend in der Morphologie ist. Entscheidend hierfür sind offensichtlich die Eisauflast und die Erosion bei Vorstößen des Eises, denn diese Faktoren wirken entlang des gesamten Kontinentalrandes. Die unterschiedliche tektonische Entwicklung ist für die regionalen Variationen der Morphologie verantwortlich.

### 5.2 Struktur des Schelfrandes

Einen besseren Einblick in die tiefere Struktur der Sedimente auf dem Schelf bieten die seismischen Profile, die im äußeren Schelfbereich liegen. Dies sind die Profile AWI-94002, AWI-94003, AWI-94030, AWI-94042, BAS923-22, BAS923-25 und BAS923-27, die quer zum Hang verlaufen, sowie das Profil BAS923-26, das parallel zur Schelfkante verläuft (Abb. 3.1, Abb. 5.1). Mit Ausnahme des Profils BAS923-25 zeigen alle Profile, die senkrecht zur Schelfkante verlaufen, einen ähnlichen Aufbau. Im Detail gibt es allerdings Unterschiede zwischen den einzelnen Profilen.

### AWI-94002

Das Profil AWI-94002 liegt nördlich der Alexanderinsel (Abb. 3.1). Bis CMP 1800 verläuft es parallel zur Schelfkante, dann senkrecht dazu. Das ganze Profil ist im Anhang dargestellt (Abb. B.1). Abb. 5.4 zeigt den äußeren Schelfbereich der seismischen Sektion. Die Wassertiefe liegt hier bei 460 m. Der Kontinentalhang ist mit ca. 15° Neigung ungewöhnlich steil. Die Meeresbodenmultiple ist sehr stark und konnte nur unvollständig unterdrückt werden. Anhand der Geometrie der Reflexionen lassen sich drei Einheiten unterscheiden: Die älteste Einheit 1 besteht aus parallelen, leicht seewärts geneigten (<math><1^\circ</math>) Reflexionen, deren Basis aufgrund der Multiplen nicht zu erkennen ist. Daran schließt sich eine mittlere Einheit 2 an, die



**Abb. 5.4:** Seismische Sektion des Schelfrandes des Profils AWI-94002 (oben) mit einer Skizze der wichtigsten Reflexionen (unten). Es lassen sich drei Einheiten unterscheiden, die deutliche Unterschiede in der Geometrie aufweisen. Einheit 2 besteht wiederum aus mehreren Untereinheiten, die durch Erosionshorizonte (durch dicke Linien hervorgehoben) voneinander getrennt sind.

aus stärker geneigten Reflexionen besteht. Die Neigung der Reflexionen innerhalb dieser Einheit wird zur Schelfkante hin steiler (von ca. 4° bis zu 12°-14°). Die Oberkante der Reflexionen ist durch Diskordanzen begrenzt (dicke Linien in Abb. 5.4), die hier als Erosionshorizonte interpretiert werden. Diese Einheit hat den Schelf überwiegend seewärts (progradierend) vorgebaut. Die jüngste Einheit 3 besteht wie Einheit 1 aus horizontalen Reflexionen, und der Schelf wird sowohl seewärts als auch vertikal ausgebaut.

Innerhalb der Einheit 2 lassen sich anhand der einzelnen Erosionshorizonte mehrere Untereinheiten unterscheiden (mind. 4 in Abb. 5.4). Durch die Einheiten 2 und 3 zusammen wird der Schelf ca. 14 km seewärts und 200 m (0.2 s TWT bei 2000 m/s) vertikal ausgebaut. Innerhalb der Einheit 2 deuten chaotische bzw. gestörte Reflexionen auf Rutschungen hin (Abb. 5.4). Dadurch und durch Diffraktionen des steilen Hanges ist es schwierig, die untere Grenze der Reflexionen der Einheit 2 auszumachen. Es deutet sich jedoch an, daß diese zumindest zum Teil gegen ältere Schichten auslaufen ("downlap").

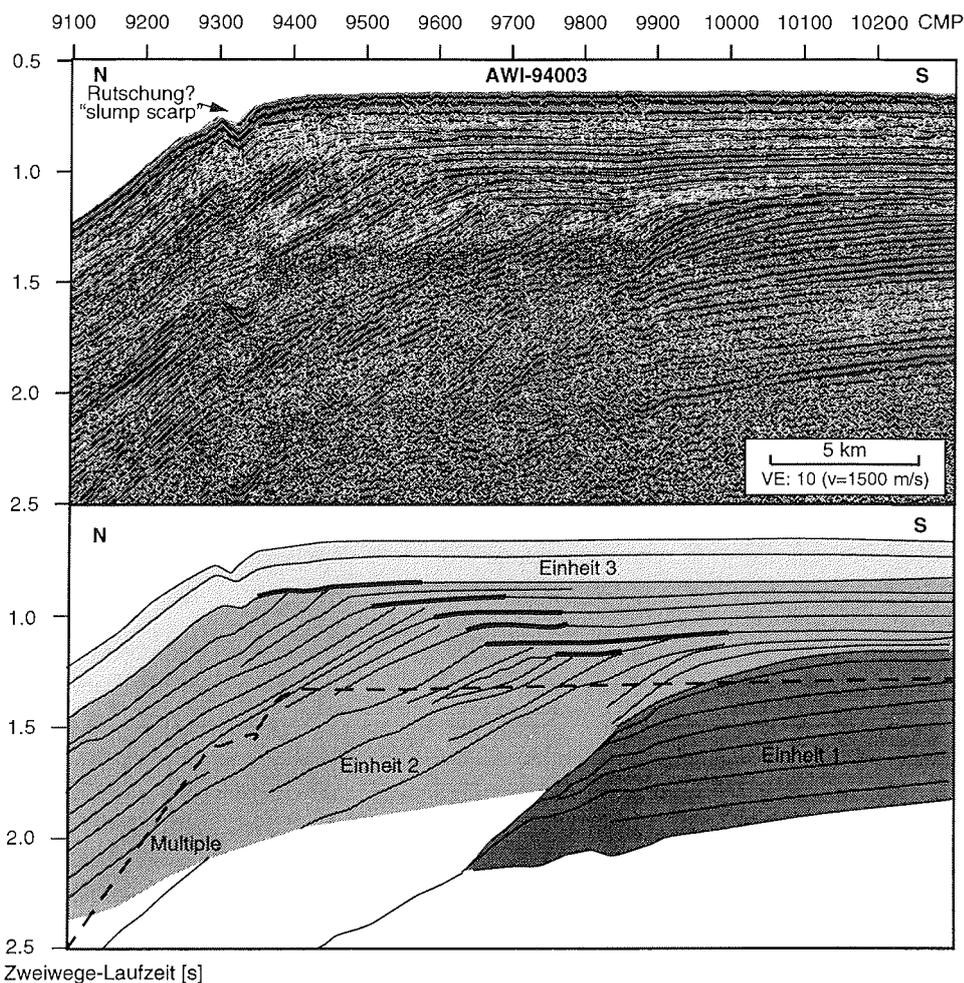
### **AWI-94003**

Das Profil AWI-94003 verläuft nordwestlich der Alexanderinsel und reicht von der Tiefsee kommend 57 km weit auf den Schelf (Abb. 3.1). Die Wassertiefe im äußeren Schelfbereich liegt hier bei 525 m (Abb. 5.5). Der Kontinentalhang ist mit einer Neigung von 3°-4° deutlich flacher als bei AWI-94002 (Abb. 5.4). Ähnlich wie dort lassen sich auch hier aufgrund der Geometrie drei Einheiten unterscheiden. Die Meeresbodenmultiple ist hier deutlich schwächer als im Profil AWI-94002 und konnte besser unterdrückt werden.

Die älteste Einheit 1 besteht aus parallelen Reflexionen mit geringer Neigung (<1°), die den Schelf deutlich nach oben aufgebaut haben (über 0.8 s TWT). Die Basis dieser Einheit ist nicht auszumachen. Auch nach der Unterdrückung der Multiplen sind die realen Reflexionen noch gestört, wenn auch nicht so stark wie beim Profil AWI-94002 (Abb. 5.4).

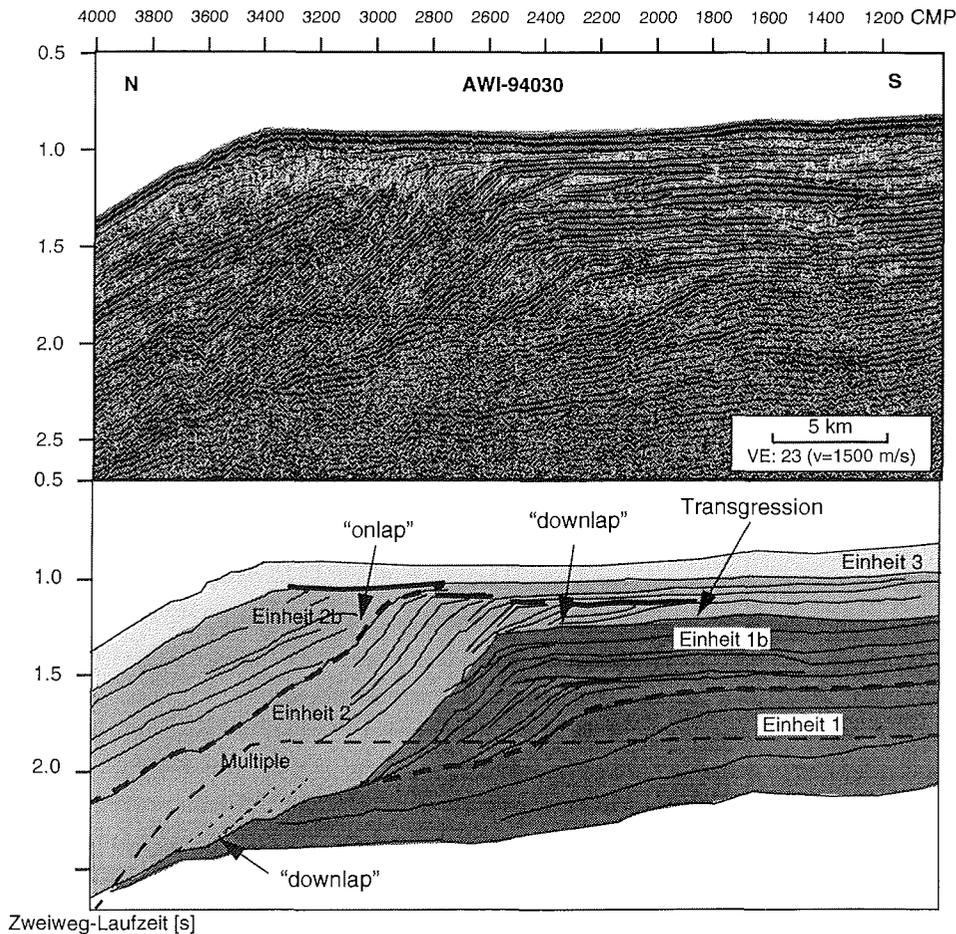
Zur Schelfkante hin schließt sich die Einheit 2 an. Die Reflexionen dieser Einheit sind mit 6° bis 10° stärker geneigt und haben eine interne Struktur ähnlich dem von Cooper et al. (1991) beschriebenen Typ IA (Abb. 4.3). Innerhalb der Einheit 2 lassen sich mehrere Untereinheiten erkennen. Die geneigten, progradierenden Sequenzen innerhalb der einzelnen Untereinheiten sind an der Oberseite durch einen Erosionshorizont (dicke Linien in Abb. 5.5) abgeschnitten ("erosional truncated"). Da sich einzelne Untereinheiten nur aufgrund eines solchen Erosionshorizontes unterscheiden lassen, geben die identifizierbaren Horizonte nur eine minimale Anzahl solcher Untereinheiten wieder. Es besteht immer die Möglichkeit, daß ein jüngeres Erosionsereignis den Horizont einer älteren Phase überdeckt (s. Kap. 5.3). So lassen sich in Abb. 5.5 mindestens sechs derartige Ereignisse identifizieren.

5 Sedimentstrukturen im Schelfbereich



**Abb. 5.5:** Seismische Sektion des Schelfrandes von AWI-94003 (oben) und deren Interpretation (unten). Deutlich ist der Wechsel in der Geometrie der Reflexionen zu erkennen, der zur Unterteilung in drei Einheiten geführt hat (s. Text). Absätze und chaotische Reflexionen innerhalb der Einheit 2 könnten von Rutschungen stammen. Dies gilt auch für den Einschnitt nahe der Schelfkante. Die dicken Linien markieren einzelne Untereinheiten innerhalb der Einheit 2.

Die jüngste Einheit 3 besteht aus parallelen Reflexionen, die bis zur Schelfkante horizontal verlaufen und den Schelf sowohl seewärts (progradierend) als auch nach oben ausbauen (aggradierend).



**Abb. 5.6:** Seismische Sektion des Schelfrandes des Profils AWI-94030. Die wichtigsten Reflexionen sind in der Skizze unterhalb des Seismogramms hervorgehoben. Der Schelfrand wurde aufgrund seiner Geometrie in mehrere Einheiten unterteilt. Die Einheiten 1 und 2 werden entlang der dicken gestrichelten Linie nochmals unterteilt. Die dicken durchgezogenen Linien markieren Diskordanzen, die hier als Erosionshorizonte interpretiert werden.

### AWI-94030

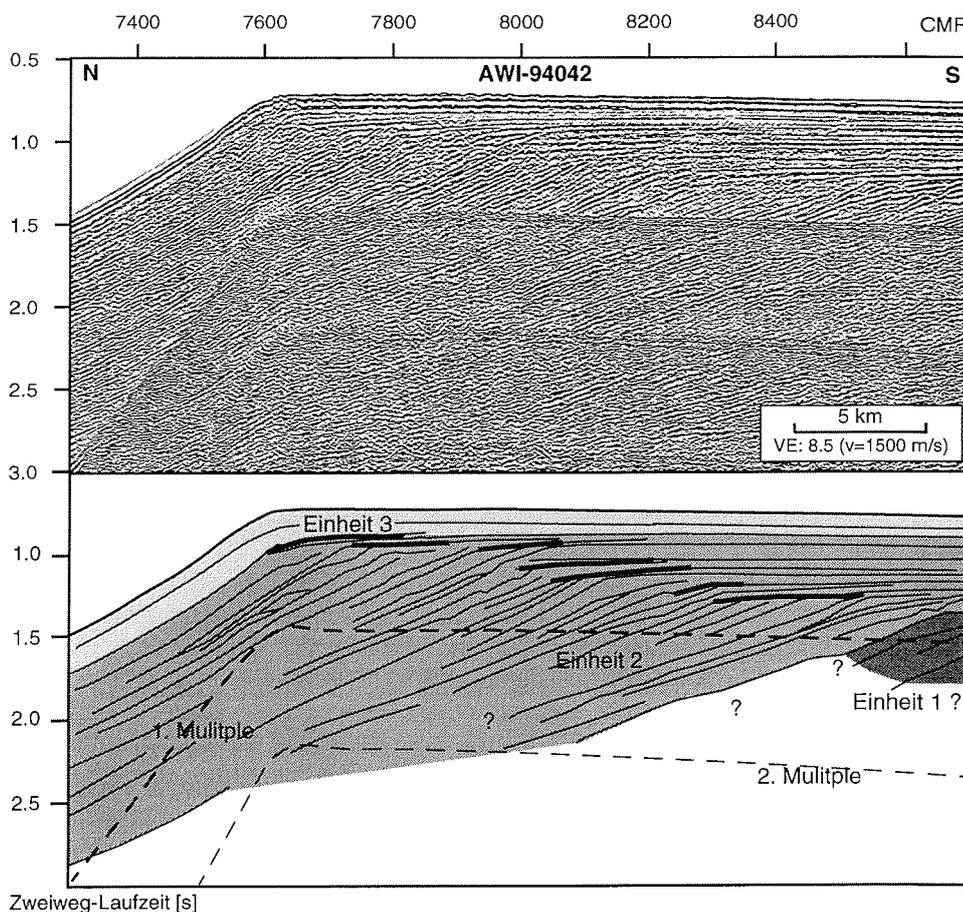
Das Profil AWI-94030 liegt im westlichen Bellingshausenmeer, südöstlich der Peter-I.-Insel (Abb. 3.1). Dieses Profil unterscheidet sich in mehrfacher Hinsicht von den übrigen Profilen im Untersuchungsgebiet. Auffällig sind die große Wassertiefe von fast 700 m und die geringe Neigung des Hanges von  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$  im äußeren Schelfbereich (Abb. 5.6). Außerdem wird der Schelf landwärts flacher, d.h. es zeigt sich keine zum inneren Schelf hin abfallende Tendenz des Meeresbodens, wie es bei den anderen Profilen der Fall ist. Auch hier lässt sich der Aufbau des äu-

Beren Schelfes aufgrund der Geometrie der Reflexionen in mehrere Einheiten unterteilen. Allerdings ist die Situation in diesem Profil komplexer (Abb. 5.6). Die Einheit 1 besteht ebenfalls aus horizontalen, leicht seewärts geneigten Reflexionen. Seewärts schließt sich dann eine Einheit 2 mit stärker geneigten ( $2^{\circ}$ - $3^{\circ}$ ) Reflexionen an. Der Übergang von Einheit 1 zu Einheit 2 ist nicht so deutlich abgegrenzt wie auf den anderen Profilen. Es sind mehrere Sequenzen im Übergangsbereich (1.3 s bis 1.7 s TWT) zu erkennen, die durch Diskordanzen voneinander getrennt sind, aber nicht unbedingt der Einheit 2 zugeordnet werden können. Dieser Bereich wurde hier als Einheit 1b bezeichnet. Die Einheit 2 wird wieder von progradierenden Sequenzen gebildet, deren Reflexionen teilweise, d.h. im Bereich zwischen CMP 3000 und 3800 gegen die darunterliegende Einheit 1 auslaufen ("downlap") und den Schelf seewärts ausbauen. Es lassen sich auch hier wieder mehrere Untereinheiten unterscheiden, die durch Diskordanzen voneinander getrennt sind (dicke Linien in Abb. 5.6). Daran schließen sich seewärts progradierende Sequenzen an, die gegen Einheit 2 auslaufen ("onlap") und an der Oberseite durch einen Erosionshorizont gegen Einheit 3 abgegrenzt sind (Einheit 2b in Abb. 5.6). Diese Reflexionen sind wieder etwas flacher und haben die heutige Hangneigung von  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$ . Die jüngste Einheit 3 definiert auch hier einen Bereich von parallelen Reflexionen, die den Schelf sowohl vertikal als auch seewärts ausbauen.

Am Übergang von Einheit 1b zu Einheit 2 (1.2 s TWT) befand sich die Aufsetzlinie offenbar nicht an der Schelfkante, sondern wurde mindestens bis zum CMP 1900, aber möglicherweise aber auch über das Profil hinaus, zurückverlegt. Dann wurde die Aufsetzlinie durch Vorschüttungen ("till delta") im Laufe mehrerer Glazial-Interglazialzyklen wieder zur Schelfkante vorgeschoben.

### **AWI-94042**

Das Profil AWI-94042 liegt im östlichen Amundsenmeer (Abb. 3.1) und ist das westlichste Profil im Untersuchungsgebiet, das noch Informationen vom Schelf aufweist (Abb. 5.7). Es reicht 27 km weit auf den Schelf. Die Wassertiefe liegt hier bei 540 m, und der Kontinentalhang hat eine Neigung von  $3^{\circ}$ - $4^{\circ}$ . Wie in den vorangegangenen Profilen läßt sich hier eine Unterscheidung von Einheiten aufgrund ihrer Geometrie durchführen. Da das Profil nur 27 km auf den Schelf hinaufreicht, ist die untere bzw. landwärts liegende Grenze der Einheit 2 nicht eindeutig zu identifizieren. Ob die erkennbaren Reflexionen noch alle zur Einheit 2 gehören oder ob die untersten Reflexionen einer Einheit 1 zugeordnet werden können, ist daher unklar. Innerhalb der Einheit 2 lassen sich aber auch hier mehrere Untereinheiten unterscheiden, die durch Erosionshorizonte an der Oberkante begrenzt sind (dicke Linien in Abb. 5.7). An die Einheit 2 schließt sich die Einheit 3 an.

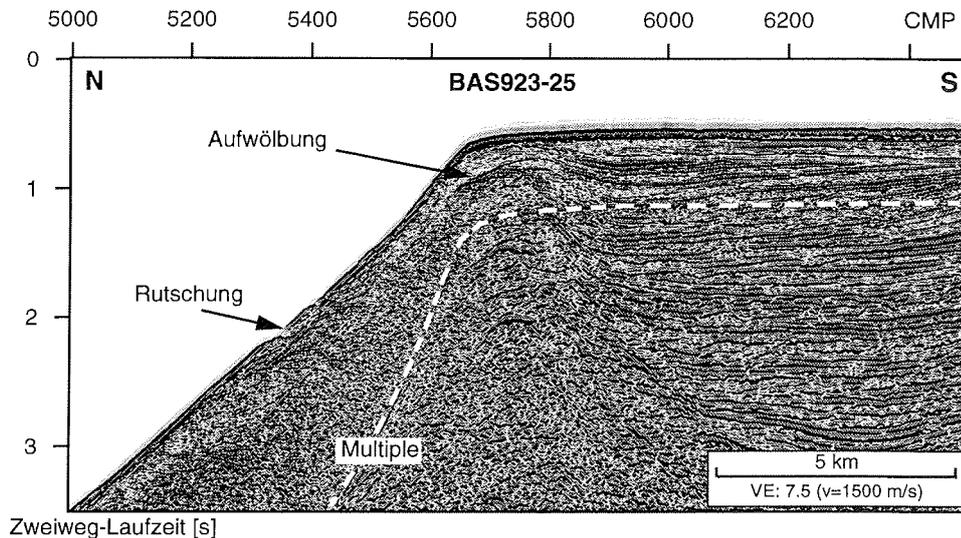


**Abb. 5.7:** Ausschnitt aus der seismische Sektion des Profiles AWI-94042 im Bereich des äußeren Schelfes (oben) und dessen Interpretation (unten). Aufgrund der Geometrie lassen sich deutlich die Einheiten 2 und 3 unterscheiden. Ob noch eine Einheit 1 existiert und wo deren Grenze liegt, läßt sich nicht eindeutig identifizieren, da das Profil nur den äußersten Teil des Schelfes erfaßt.

### Profile BAS923-26,27, 25

Zusätzlich zu den seismischen Profilen des Alfred-Wegener-Institutes (AWI) gibt es im Untersuchungsgebiet noch vier Profile des British Antarctic Survey (BAS), die Informationen über den Aufbau des Schelfes liefern (Cunningham et al., 1994). Das Profil BAS923-22 verläuft parallel zu AWI-94030 in einem Abstand von ca. 25 km und zeigt im wesentlichen das gleiche Bild wie das AWI-Profil. Das Profil BAS923-27 zeigt Ansätze von progradierenden Sequenzen, erfaßt aber nur die ersten 6 km des Schelfes. Dadurch lassen sich kaum Aussagen über das Ausmaß und die Struktur der Einheiten auf dem Schelf machen.

Das Profil BAS923-25 (Abb. 5.8) ist ein Sonderfall. Hier reicht das Profil 21.3 km



**Abb. 5.8:** Schelfrand der seismischen Sektion BAS923-25 nördlich der Thurstoninsel (Cunningham et al., 1994). Dies ist das einzige seismische Profil dieser Region, das im äußeren Schelfbereich keine progradierenden Sequenzen zeigt. Stattdessen erkennt man unterhalb der Schelfkante eine Aufwölbung ohne erkennbare innere Struktur.

auf den Schelf. Die Wassertiefe des Schelfs liegt bei 440 m und die Hangneigung beträgt  $7^{\circ}$ - $8^{\circ}$ . Auf diesem Profil läßt sich keine der oben beschriebenen Einheiten erkennen. Stattdessen zeigt dieses Profil an der Schelfkante eine Aufwölbung mit starken Diffraktionen (CMP 5700), die mit nur 200 ms ( $\approx 180$  m) Sediment bedeckt ist. Die Diffraktionen und die Tatsache, daß sich keine internen Strukturen erkennen lassen, sind ein Anzeichen für kristallines Gestein oder stark deformierte Sedimente.

### 5.3 Diskussion der Einheiten des Schelfrandes

#### Die Einheit 1

Abgesehen vom Profil BAS923-25 zeigen die Profile, die im vorherigen Abschnitt diskutiert wurden, einen ähnlichen Aufbau des Schelfrandes. Es stellt sich die Frage, inwieweit sich daraus die Entwicklung des äußeren Schelfes ableiten läßt.

Die Einheit 1 ist nur in den östlichen seismischen Profilen (AWI-94002, AWI-94003, AWI-94030) gut zu erkennen. Ob diese Einheit in den anderen Profilen nicht existiert oder ob diese Profile nicht weit genug auf den Schelf hinaufreichen, um die Einheit 1 zu erfassen, ist ungewiß. Dort, wo diese Einheit zu sehen ist, läßt sie auf einen anhaltenden Absenkungsprozeß des äußeren Schelfbereiches schließen, denn anders lassen sich die aggradierenden Sequenzen nicht erklären. Eine

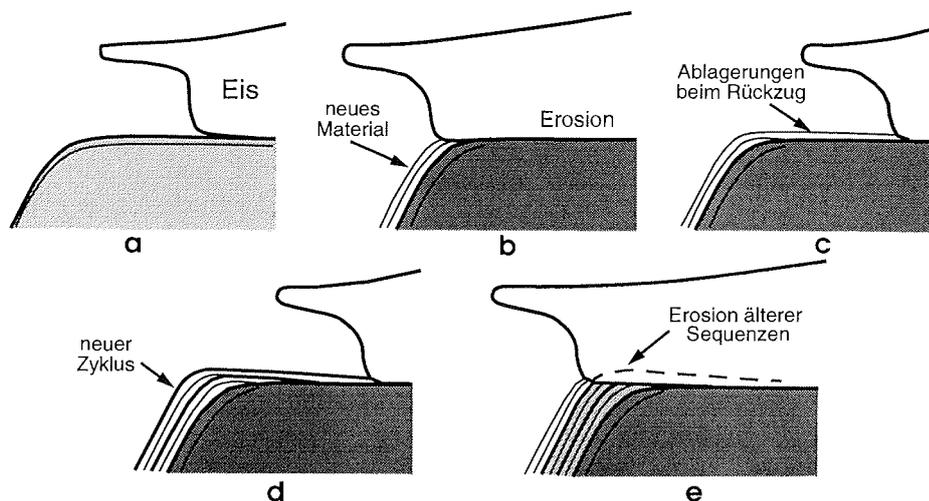
solche Absenkungsbewegung kann durch die zunehmende Auflast bei hohem Sedimenteintrag zustande kommen, durch die Kompaktion der älteren Sedimente oder tektonisch bedingt sein. Die östlichen Profile, die eine Einheit 1 zeigen, liegen alle in einem Bereich des Kontinentalrandes, entlang dessen ein Mittelozeanischer Rücken subduziert wurde (vergl. Kap. 2.2). Dies hatte zunächst eine Anhebung des Schelfs zur Folge, der dann später abkühlte und wieder sank (Larter und Barker, 1991b). Entlang der Antarktischen Halbinsel, wo der Rücken später subduziert wurde, erkennt man deutlich eine, durch die Anhebung entstandene Diskordanz ("uplift unconformity"; Larter und Barker, 1991b). Da bei den hier untersuchten Daten keine Basis der Einheit 1 identifiziert werden kann, ist nicht klar, ob eine solche Diskordanz hier ebenfalls existiert.

### **Progradierende Sequenzen**

Die dominierende Einheit des äußeren Schelfs ist die Einheit 2 mit ihren progradierenden Sequenzen. Abgesehen vom Profil BAS923-25 zeigen alle seismischen Profile im Untersuchungsgebiet diese Einheit. Die progradierenden Sequenzen bauen den Schelf seewärts aus und sind nach oben durch Diskordanzen begrenzt, die hier als Erosionshorizonte interpretiert werden (Abb. 5.4, 5.5, 5.6 und 5.7).

An nicht-glazialen Kontinentalrändern finden sich ebenfalls progradierende Sequenzen, die nach oben durch Erosionshorizonte begrenzt sind. Diese Sequenzen werden dort als Ablagerungen bei niedrigem Meeresspiegel interpretiert (Vail et al., 1977; Emery und Myers, 1996). Der Schelf, der in niedrigen Breiten bis zu 200 m tief ist, fällt bei einem Absinken des Meeresspiegels um 100 m teilweise trocken oder gelangt in den Einflußbereich der Wellen. Der Schelf der Westantarktis hat aber Wassertiefen von über 400 m. Daher ist es unwahrscheinlich, daß Meeresspiegelschwankungen hier einen direkten Einfluß haben. Selbst bei einem Absinken des Meeresspiegels von 120 m, wie es während der letzten Eiszeit der Fall war (Seibold und Berger, 1993), liegt der Schelf der Antarktis immer noch deutlich unterhalb des Einflusses der Wellen. Ebenso unwahrscheinlich ist es, daß der Schelf zur Zeit der Bildung dieser Sequenzen deutlich flacher gewesen und erst später durch Tektonik oder aufgrund der Eisauflast abgesunken ist, denn die progradierenden Sequenzen finden sich in verschiedenen Regionen der Antarktis (Cooper et al., 1991), die eine unterschiedliche tektonische Entwicklung durchgemacht haben. Dazu gehören z.B. auch Gebiete der Ostantarktis wie die Prydz-Bucht, die im Känozoikum tektonisch weitgehend stabil waren (Lawver et al., 1991).

Daher wird heute allgemein angenommen, daß die progradierenden Sequenzen und Erosionshorizonte der Einheit 2 entstanden sind, als der Eisschild sich bis zur Schelfkante ausdehnte und dort auf dem Untergrund auflag (Anderson und Molnia, 1989; Larter und Barker, 1989; Cooper et al., 1991; vergl. Kap. 4.2).



**Abb. 5.9:** Modellvorstellung zur Entwicklung von progradierenden Sequenzen. (a) Eis befindet sich auf dem inneren Schelf. (b) Das Eis schiebt sich zur Schelfkante vor. Dabei wird der oberste Teil der alten Sedimente erodiert und neue Sequenzen vorgeschüttet. (c) Das Eis zieht sich wieder zurück und die Endmoräne wird abgelagert. (d) Mehrere solche Vorstöße bauen den Schelf aus. (e) Während eines stärkeren Vorstoßes werden ältere progradierende Sequenzen erodiert. Es bleibt nur ein Erosionshorizont erhalten.

Im Interglazial befindet sich der Eisschild auf dem inneren Schelf (Abb. 5.9a). Im Glazial dehnt sich der Eisschild aus und bedeckt immer größere Teile des Schelfes. Erreicht das Eis die Schelfkante, so wird das Material, das mit dem Eis transportiert wird, auf dem oberen Kontinentalhang abgelagert (Abb. 5.9b). Beim Rückzug des Eises und im darauffolgenden Interglazial lagert sich Material auch auf dem mittleren Schelf ab (Abb. 5.9c). Folgen mehrere solcher Glazial-Interglazialzyklen aufeinander, bilden sich mehrere progradierende Sequenzen, die noch über eine "Topset"-Lage verfügen können (Abb. 5.9d). Kommt es im folgenden zu einer stärkeren Vereisung, bei der der Eisschild länger an der Schelfkante aufliegt oder einfach insgesamt mächtiger ist, so werden die Ablagerungen früherer Eisvorstöße auf dem Schelf erodiert (Abb. 5.9e), und es entsteht ein deutlicher Erosionshorizont, wie er auch in den seismischen Sektionen in Kap. 5.2 zu sehen ist.

Auch wenn das Prinzip der Bildung der progradierenden Sequenzen durch das Eis allgemein anerkannt ist, ist bislang noch nicht geklärt worden, in welchem Zusammenhang die beobachteten Reflexionen zu den einzelnen Eisvorstößen stehen. Könnte man die Reflexionen einzelnen glazialen Maxima zuordnen, so ließe sich daraus die Vereisungsgeschichte detailliert rekonstruieren. Aber es ist nicht bekannt, ob jede Reflexion einem glazialen Vorstoß entspricht. Aufgrund der begrenzten Auflösung der verwendeten Mehrkanalseismik ist es möglich, daß die be-

obachteten Reflexionen in Wirklichkeit die Ablagerungen mehrerer glazialer Vorstöße erfassen. Aber auch der umgekehrte Fall ist denkbar, bei dem mehrere Reflexionen einem einzigen glazialen Maximum zugeordnet werden können. So könnten einzelne Reflexionen auch kürzere Episoden innerhalb eines glazialen Maximums widerspiegeln, in denen sich das Eis bzw. die Aufsetzlinie geringfügig vor- und zurückbewegt. Unabhängig von den glazialen Maxima können einzelne Reflexionen auch die Grenzflächen von Rutschungen darstellen. Anzeichen hierfür finden sich z.B. in Abb. 5.4 und Abb. 5.5. Endgültig klären läßt sich die Frage, welche Ursache die einzelnen Reflexionen haben, wohl nur durch Bohrungen.

Die Erosionshorizonte dagegen sind ein deutliches Anzeichen für Vorstöße des Eises bis zur Schelfkante und somit auch für glaziale Maxima. Aber wie oben dargelegt wurde, spiegeln diese Erosionshorizonte nur die größten Vorstöße des Eises wider (Abb. 5.9). Da vermutlich auch ältere Erosionshorizonte durch nachfolgende, jüngere Vorstöße des Eises überprägt werden, gibt die Anzahl der identifizierbaren Erosionshorizonte nur die minimale Anzahl solcher Ereignisse an.

Dies bedeutet, daß zur Zeit nicht genau geklärt werden kann, wie oft das Eis im Bellingshausen- und im Amundsenmeer bis zur Schelfkante vorgedrungen ist. Sicher ist aber, daß es mehr als vier solcher Vorstöße gegeben hat. Da das Einzugsgebiet des Eises, das zum Untersuchungsgebiet hin abfließt, vergleichsweise klein (Abb. 2.11) und der Schelf hier z.T. über 500 km breit ist, war es bislang noch nicht einmal sicher, ob das Eis im Untersuchungsgebiet überhaupt jemals bis zur Schelfkante vorgedrungen war.

### **Erosionshorizonte**

Bis auf das Profil BAS92-25 zeigen alle Profile progradierende Sequenzen und mehrere Erosionshorizonte. Wie die Tabelle 5.1 und die seismischen Sektionen in Kapitel 5.2 zeigen, schwankt das Ausmaß der progradierenden Sequenzen und die Anzahl der erkennbaren Erosionshorizonte im Untersuchungsgebiet von Profil zu Profil (Tab. 5.1).

Beispielsweise bauen die progradierenden Sequenzen den Schelf unterschiedlich weit seewärts aus. Hierfür kommen vor allem zwei Ursachen in Betracht:

(1) An bestimmten Abschnitten des Kontinentalrandes wurde während der glazialen Maxima mehr Sediment angeliefert, weil das Eis dort mehr Sediment transportierte. So fließt das Eis im Bereich der Eiströme schneller und kann so mehr Sediment zur Schelfkante bringen. Möglich ist auch, daß der Eisschild als solcher aufgrund seines Hinterlandes mehr Sedimente enthält (Vanneste, 1995).

(2) Das Eis war an einigen Stellen länger oder häufiger an der Schelfkante als an anderen Stellen. Durch die unterschiedliche Breite des Schelfs erreicht das Eis die Schelfkante an einigen Abschnitten früher. Außerdem ist an tieferen Stellen des Schelfs ein deutlich mächtigerer Eisschild notwendig, damit dieser auf dem Unter-

**Tab. 5.1: Progradierende Sequenzen**

Profil	horz. Ausbau [km]	vert. Ausbau [ms]	Neigung	Erosions- horizonte
AWI-94002	15	300	10°-13°	4
AWI-94003	40	345 (470 m)	8°	6
AWI-94030	25	400	1°-2°	7
BAS92-27	> 6	nicht auflösbar	6°-7°	mind. 3
BAS92-25	0	200	7°-9°	-
AWI-94042	25	220 (200 m)	3°-4°	8

grund aufliegt (Vanneste und Larter, 1995). Es ist daher möglich, daß es glaziale Maxima gab, während derer der Eisschild für solche Bereiche zu dünn war. Wahrscheinlich hat die Kombination beider Ursachen zur heutigen Sedimentverteilung geführt. Allerdings deuten Beobachtungen aus dem Rossmeer und von der Halbinsel darauf hin, daß der Transport durch Eisströme der wichtigste Faktor ist (Alley et al., 1989; Larter und Cunningham, 1993).

Unterschiede zwischen den Profilen gibt es auch beim vertikalen Ausbau des Schelfs zwischen den einzelnen Erosionshorizonten. So läßt das Profil AWI-94002 (Abb. 5.4) keinen so starken vertikalen Schelfausbau erkennen wie Profil AWI-94003 (Abb. 5.5). Dies könnte auf unterschiedliche Absenkungsraten aufgrund unterschiedlicher Sedimentauflast zurückzuführen sein. Wahrscheinlicher ist aber, daß z.B. aufgrund der Morphologie des Schelfs die Anzahl und die Dauer der Eisvorstöße bis zur Schelfkante dort geringer waren, wo heute ein stärker vertikaler Ausbau des Schelfs zu beobachten ist. Dort konnte sich in den längeren Zeiten ohne Eisbedeckung mehr Material ablagern, und es wurde während eines glazialen Maximums nicht so viel Material erodiert. Die stärkeren Meeresbodenmultiplen des Profils AWI-94002 (Abb. 5.4) im Bereich der Antarktischen Halbinsel sind ein Hinweis darauf, daß der Meeresboden dort zumindest stärker kompaktiert wurde als bei den weiter westlich gelegenen Profilen (z.B. Abb. 5.5). Dies ist ein Anzeichen dafür, daß während der letzten Vereisungen dort die Auflast des Eises größer war.

Die Ablagerungen dieser Topset-Lagen zwischen den Erosionshorizonten bestehen vermutlich aus Deformations-Till und Ablagerungen, die beim Rückzug des Eises am Ende eines Glazials auf dem Schelf zurückblieben. Während des darauffolgenden Interglazials kamen Ablagerungen von Eisbergen und biogene Ablagerungen dazu. Dadurch, daß der innere Schelf tiefer liegt als der äußere Schelf, bleiben die meisten glazialen Ablagerungen im Interglazial auf den inneren Schelf beschränkt.

Die Vorstöße des Eises bis zur Schelfkante müssen entlang des Kontinentalrandes nicht unbedingt zeitlich synchron erfolgt sein. Bart und Anderson (1995) zeigen in einem intensiv untersuchten Gebiet der Antarktischen Halbinsel, daß einige Sequenzen nur an lokalen Abschnitten des Schelfrandes in der Seismik zu erkennen sind.

### **Variationen innerhalb der progradierenden Sequenzen**

Die wachsende Anzahl und bessere Qualität der seismischen Profile aus dem Bereich der Schelfränder der Antarktis ermöglichen eine genauere Betrachtung der Variationen innerhalb der progradierenden Sequenzen. Es gibt Ansätze mehrerer Autoren, die versuchen, diese Variationen mit unterschiedlichen Phasen der glazialen Entwicklung der Antarktis zu korrelieren (Anderson und Bartek, 1992; Barker, 1995; Bart und Anderson, 1995; Sloan und Lawver, 1995). Obwohl die Daten aus den einzelnen Regionen recht unterschiedlich sind, scheint sich doch ein allgemeiner Trend durchzusetzen: Auf eine Phase mit überwiegend aggradierenden Sequenzen im Miozän folgt eine Phase mit stark progradierenden Sequenzen im Pliozän, worauf an der Grenze von Pliozän zum Pleistozän die Sedimentation wiederum zu einem überwiegend aggradierenden System überging.

Die einzelnen Autoren sind sich zwar in der Grundtendenz einig, aber im Detail und in den Vorstellungen über die Ursachen unterscheiden sie sich. Bart und Anderson (1995) sowie Sloan und Lawver (1995) gehen davon aus, daß sich die Aggradation des Schelfs mit der Dauer und der Masse der Eisauflast ändert. Demnach wurden die progradierenden Sequenzen im Pliozän durch mehrere langandauernde Eisvorschübe gebildet. Als mit Beginn des Pleistozäns (~2.4 Ma) die Vereisung der Nordhalbkugel einsetzte, kam es zu schnelleren Schwankungen in der Ausdehnung der Eisschilde auf dem Schelf. Dadurch, daß das Eis nicht mehr so lange an der Schelfkante auflag, wurde weniger Material zur Schelfkante transportiert und dort abgelagert. Außerdem wurden die älteren Sedimente an der Schelfkante nicht so stark erodiert. Dies führte wieder zu einer Aggradation des Schelfrandes.

Barker (1995) geht dagegen davon aus, daß die Menge des transportierten Sediments entscheidend ist und daß Schwankungen in der Menge des transportierten Materials von der Temperatur abhängen. Die Tiefbohrungen rund um die Antarktis deuten auf eine erhöhte Sedimentation im Pliozän hin (Ehrmann, 1994). Barker (1995) vermutet, daß dies vor allem auf eine wärmere Phase im frühen Pliozän zurückzuführen ist. Während dieser Zeit war der Eisschild, der sich auf dem Schelf ausbreitete, wahrscheinlich dünner und bewegte sich an der Basis auf einem Wasserfilm ("wet based"). Dadurch war der Eisfluß deutlich schneller, und es konnte mehr Material zur Schelfkante transportiert werden. Barker (1995) bezeichnet dies als "fast flow, low profile ice sheet". Dieses Material bildete die pro-

gradierenden Sequenzen. Nach der Abkühlung im mittleren/späten Pliozän hatte das Eis, das auf dem Schelf auflag, wieder eine kalte Basis. Es konnte damit nicht mehr so schnell fließen und war daher dicker. Es wurde weniger Sediment transportiert, und die Aggradation des äußeren Schelfs nahm wieder zu. Den Übergang zwischen diesen beiden Phasen markiert nach Barker (1995) ein deutlicher Erosionshorizont.

Um zu klären, welche der beiden Hypothesen richtig ist, reichen die seismischen Daten nicht aus. Dazu sind zusätzliche Bohrinformationen nötig, denn beide Überlegungen stützen sich auf ältere Bohrinformationen, die oft ungenau und lückenhaft sind und in größerer Entfernung vom Schelf liegen. Außerdem gibt es zu wenige Bohrungen, um damit auch die regionalen Unterschiede zu erfassen.

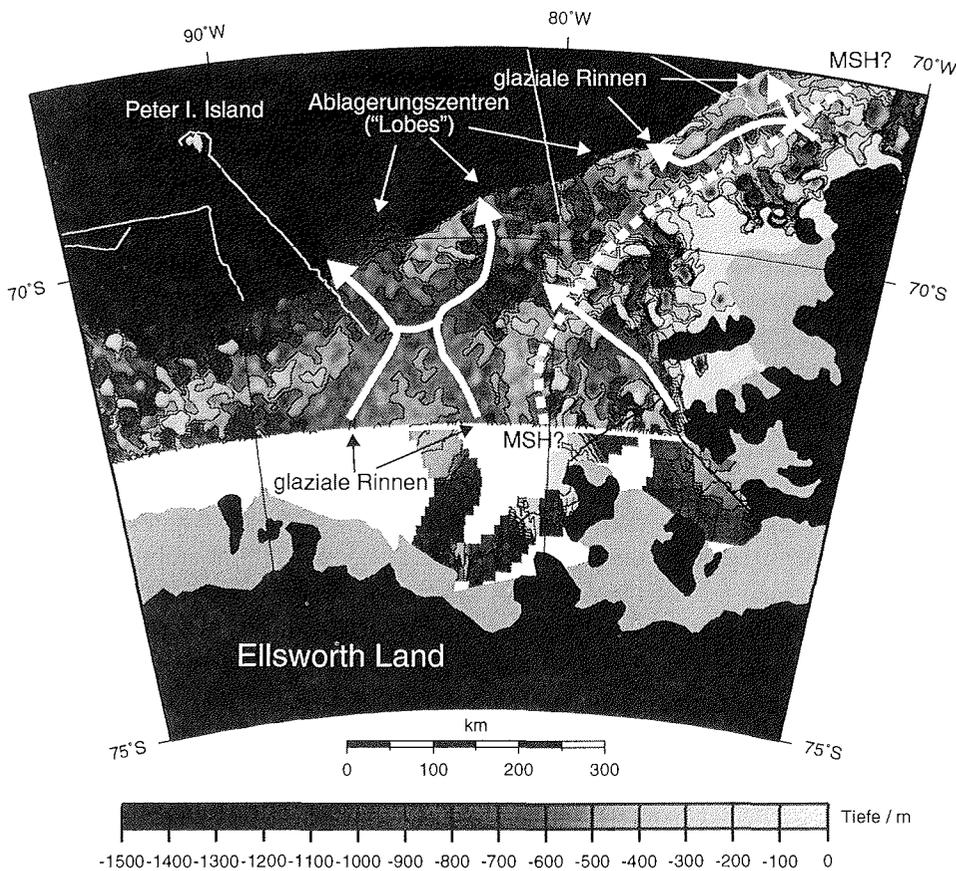
Obwohl die seismischen Daten aus dem Untersuchungsgebiet, wie oben erwähnt, untereinander deutliche Unterschiede aufweisen, läßt sich eine grundsätzliche Entwicklung von überwiegend aggradierenden zu progradierenden und schließlich wieder zu stärker aggradierenden Sequenzen erkennen (Nitsche et al., in press). Vergleicht man diese Entwicklung mit dem allgemeinen Trend, der von Barker (1995) sowie Bart und Anderson (1995) diskutiert wird, so läßt sich eine grobe zeitliche Einordnung der Sequenzen des äußeren Schelfs vornehmen: Die Einheit 1 wird aus Ablagerungen gebildet, die mindestens aus dem Miozän stammen oder älter sind. Die Ablagerungen der Einheit 2 stammen aus dem Pliozän (5-2.4 Ma) und möglicherweise aus dem frühen Pleistozän, während Einheit 3 im Pleistozän und Holozän abgelagert wurde. Die wärmere Phase im frühen Pliozän kann auch die Transgression verursacht haben, die auf Profil AWI-94030 (Abb. 5.6) beobachtet wird. Da dieser Schelfbereich deutlich (100 - 150 m) tiefer ist als die übrigen, lag ein Eisschild, der in den anderen Bereichen gerade noch den Untergrund erreichte, hier nicht mehr auf dem Untergrund auf. Das Eis konnte den Schelfrand an dieser Stelle erst wieder erreichen, als das Klima sich erneut abkühlte und die Mächtigkeiten des Eises wieder zunahmen.

### **5.4 Laterale Unterschiede im Sedimenttransport auf dem Schelf**

Wie in den Kapiteln 5.1 und 5.2 bereits gezeigt wurde, gibt es im Untersuchungsgebiet laterale Unterschiede sowohl in der Bathymetrie des Schelfes als auch in den Sedimentmengen, die zur Schelfkante transportiert wurden. Die Unterschiede in der Bathymetrie haben, wie in Kap. 5.3 diskutiert wurde, einen direkten Einfluß auf die Ausbreitung des Eises auf dem Schelf. Andererseits haben regionale Variationen in der Eisdynamik auch einen Einfluß auf den Verlauf glazialer Rinnen und auf die transportierten Sedimentmengen.

Die Informationen über die Bathymetrie des Schelfs sind begrenzt. In der Bathy-

metriekarte von Smith und Sandwell (1997) in Abb. 5.10 lässt sich der Verlauf glazialer Rinnen im äußeren und mittleren Schelf erkennen. Da die Auflösung der aus Satellitendaten abgeleiteten Bathymetrie begrenzt ist (s. Kap. 3.6), kann dieser Verlauf nur abgeschätzt werden. Offensichtlich wird der Verlauf der glazialen Rinnen im Bellingshausenmeer durch bathymetrische Erhebungen auf dem Schelf gesteuert. Eine solche Erhebung ist in Abb. 5.10 als flacher Bereich an der Schelfkante bei 84°W zu erkennen. Im mittleren Schelfbereich erkennt man eine weitere Schwelle (in Abb. 5.10 gestrichelt), die möglicherweise die Fortsetzung einer



**Abb. 5.10:** Detailausschnitt des Schelfs des Bellingshausenmeeres aus der Bathymetriekarte (Abb. 3.12) von Smith und Sandwell (1997). Südlich von 72°S ist zusätzlich noch die Bathymetrie des AWI mit eingezeichnet. Die 100 m-Tiefenlinien sind bis 1500 m Tiefe dargestellt. Die weißen Pfeile markieren die vermuteten glazialen Rinnen. Die gepunktete Linie zeigt den Verlauf einer topographischen Erhebung, die möglicherweise die Fortsetzung des "mid shelf high" (MSH) der Antarktischen Halbinsel ist. Zur besseren Orientierung sind die seismischen Profile eingezeichnet (dünne Linien).

Struktur der Antarktischen Halbinsel (“mid shelf high”) darstellt. Diese Struktur hat vermutlich einen tektonischen Ursprung (Larter und Barker, 1991b) und ist auch gut in der Satellitenschwere zu erkennen (Abb. 2.4). Da keine bathymetrischen Daten vom inneren Schelfbereich vorliegen, ist es nicht möglich, den Verlauf der glazialen Rinnen bis zum heutigen Schelf zu verfolgen und somit bestimmten Eisströmen des heutigen Eisschildes zuzuordnen.

In Kap. 5.3 wurde bereits die These diskutiert, daß der größte Teil des Sediments durch Eisströme transportiert wird. Im Bellingshausenmeer zeigen die Profile AWI-94003 und AWI-94030 einen besonders starken seewärtigen Ausbau des Schelfrandes (Tab. 5.1; Einheit 2 in Abb. 5.5 und 5.6), was auf einen hohen Sedimenteintrag schließen läßt. Die Bathymetrie in Abb. 5.10 zeigt, daß diese Profile am Rande konvexer Ausbuchtungen des Schelfrandes liegen. Das Profil AWI-94002 liegt dagegen in einem Abschnitt des Schelfrandes, der keine derartige Ausbuchtung zeigt. Dieses Profil wird durch die progradierenden Sequenzen deutlich weniger seewärts ausgebaut als die beiden anderen (vergl. Tab. 5.1). In Abb. 5.10 erkennt man, daß die glazialen Rinnen auf dem Schelf zu den konvexen Ausbuchtungen der Schelfkante führen. Dies bestätigt die These, daß die glazialen Rinnen die Fließwege von Eisströmen sind, und daß diese mehr Sediment zur Schelfkante transportieren. Die “Ausbuchtungen” der Schelfkante sind die entsprechenden Ablagerungszentren (“depocentres”).

Diese Ablagerungszentren haben Ähnlichkeit mit den “Lobes”, die entlang der Antarktischen Halbinsel gefunden werden (Larter und Cunningham, 1993; Rebesco et al., submitted). Allerdings unterscheiden sich die Ablagerungszentren im Bellingshausenmeer von denen entlang der Halbinsel dadurch, daß sich die Zentren im Bellingshausenmeer in Sedimentrücken auf dem Kontinentalhang und -fuß fortsetzen. Entlang der Halbinsel befinden sich dagegen Sedimentkörper auf dem Kontinentalfuß zwischen den einzelnen Ablagerungszentren, die durch Rinnen vom Kontinentalhang getrennt sind (Larter und Cunningham, 1993).

Vermutlich wurden die glazialen Rinnen von breiten Eisströmen erodiert. Eisströme sind Bereiche des Eisschildes, die schneller fließen als der übrige Teil. Mit dem Eis wird auch mehr Sediment zur Schelfkante transportiert, die dort, wo die Eisströme den Schelfrand erreichen, stärker ausgebaut wird. Dies führt schließlich zu den beobachteten Ausbuchtungen des Schelfs. Wie Untersuchungen des Eistroms B des Ross-Schelfeises zeigen (Alley et al., 1989), bewegen sich die Eisströme auf einer 5 - 15 m mächtigen Geschiebeschicht (“deforming till”). An der Front dieser Eisströme, d.h. dort, wo das Eis den Kontakt zum Untergrund verliert, wird das Material in einer 20 bis 200 m mächtigen Schicht vorgeschüttet (Vanneste und Larter, 1995). Alley et al. (1989) bezeichnen diese Schicht als “till delta”.

Im Bereich zwischen Bellingshausen- und Amundsenmeer (95°W - 100°W) liegt das Profil BAS923-25, das als einziges keine progradierenden Sequenzen zeigt

(Abb. 5.8). Der vergleichsweise steile Kontinentalhang zeigt in diesem Bereich keinerlei Ausbuchtung im Verlauf der Schelfkante (Abb. 3.12). Die Thurstoninsel oder die Struktur unterhalb der Schelfkante, die sich in der Seismik andeutet, haben hier wahrscheinlich als Hindernis für den vorrückenden Eisschild gewirkt und die Masse des Eises auf die Seiten östlich und westlich von Thurstoninsel umgelenkt. Im Amundsenmeer läßt sich der Verlauf glazialer Rinnen nicht erkennen, da die Daten hier nur noch den äußeren Schelfrand umfassen (Abb. 3.12). Die Schiffsdaten aus dem Amundsenmeer zeigen für den inneren und mittleren Schelf ein stark zerklüftetes Relief mit Rinnen oder Cañons, die tiefer sind als im Bellingshausenmeer (Hellmer et al., in press). Im äußeren Schelfbereich zwischen 112°W und 117°W deuten die Satellitendaten auf eine große, über 1000 m tiefe Rinne (Abb. 3.12) hin. Dort sind auch keine so deutlichen Ausbuchtungen der Schelfkante zu erkennen wie im Bellingshausenmeer oder entlang der Antarktischen Halbinsel (Abb. 3.12). Ozeanographische Messungen lassen vermuten, daß vergleichsweise warmes ( $>1^{\circ}$ ) zirkumpolares Tiefenwasser (CDW) bis zum inneren Schelf gelangt (Kap. 2.4; Hellmer et al., in press). Dies spricht ebenfalls dafür, daß es eine tiefere Verbindung des inneren Schelfes mit dem Amundsenmeer gibt (Hellmer, pers. Mitteilung). Es ist nicht sicher, ob das Sediment hier durch einen Eisstrom entlang der großen Rinne zur Schelfkante transportiert wird. Die Tatsache, daß die Schelfkante lokal nicht nennenswert vorgebaut wurde, ist ein Indiz dafür, daß dies nicht der Fall war. Möglicherweise ist die Rinne für Eisströme zu tief. Das Eis muß hier deutlich mächtiger sein als auf dem umliegenden Schelf, bevor es auf dem Grund der Rinne aufliegen kann.

Die Unterschiede in den Daten zeigen, daß sich die Vorstöße des Eises unterschiedlich auf die einzelnen Abschnitte des Schelfs ausgewirkt haben. Im Bellingshausenmeer ist der Sedimenttransport vom Verlauf der glazialen Rinnen abhängig. Dieser Verlauf wird seinerseits wieder von der Morphologie des Schelfs gesteuert. Im Amundsenmeer scheinen auch noch andere Faktoren den Sedimenttransport zu bestimmen. Es ist dort aber noch zu wenig über den Schelf bekannt, um genauere Aussagen darüber machen zu können.

Es wird deutlich, daß man die Kontinentalränder als Ganzes betrachten muß, um genauere Aussagen über die Auswirkungen der Glazial-Interglazialzyklen in einer Region der Antarktis machen zu können. Betrachtungen einzelner Profile reichen nicht aus, um alle Prozesse und deren Bedeutung in einer Region zu erfassen.

### **5.5 Zeitliche Entwicklung der Sedimentation auf dem Schelf**

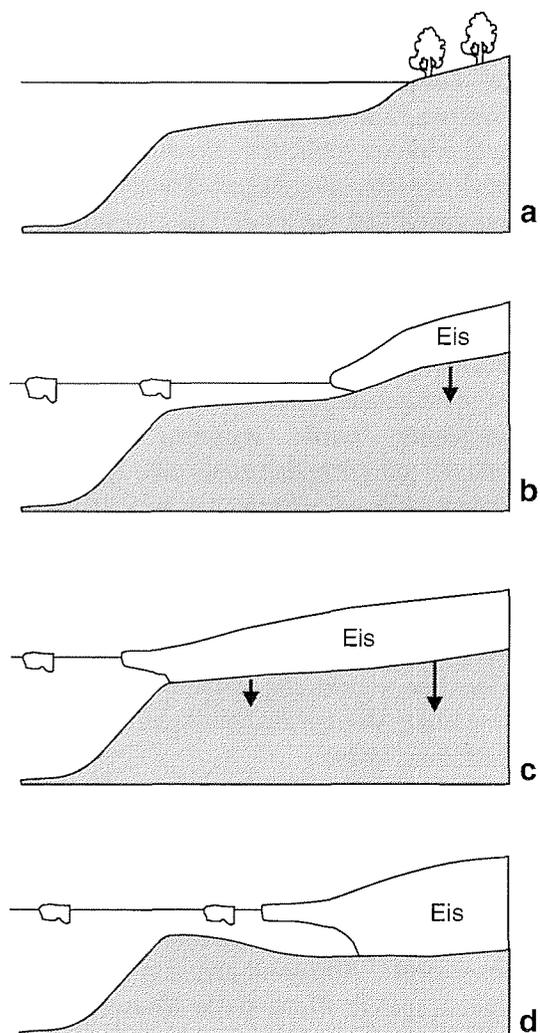
Auch wenn die vorhandenen Informationen aus dem Schelfbereich noch lückenhaft sind, so lassen sich diese trotzdem zu einem Modell zusammenfassen, das einen groben Rahmen für die zeitliche Entwicklung der Sedimentationsprozesse im Amundsen- und Bellingshausenmeer beschreibt.

#### **Präglaziale Sedimentation**

Aus den untersuchten Daten läßt sich nur wenig über die präglaziale Sedimentationsgeschichte des Schelfes ableiten. Bathymetrie und Parasound liefern nur ein Bild der Morphologie bzw. der obersten Sedimente (max. 10 bis 20 m Eindringung), die glazial überprägt sind. Die seismischen Daten aus dem inneren Schelfbereich bieten ohne eine zeitliche Einordnung ebenfalls keine Anhaltspunkte, da man ohne Datierungen keine Aussagen machen kann, wie alt die dort erkennbaren Sedimente sind. Es lassen sich aber einige Annahmen auf der Basis der tektonischen Entwicklung machen.

Der Kontinentalrand des Amundsenmeeres ist seit der Abtrennung des Chatham-Rises vor ca. 83 Ma ein passiver Kontinentalrand (Weissel et al., 1977; Kap. 2.2). Bis zum Beginn der Vereisung waren daher die Sedimentationsprozesse vermutlich die gleichen wie bei anderen, nicht-glazialen Kontinentalrändern (Abb. 5.11a). Welchen Einfluß die großen Becken im Hinterland von Marie-Byrd-Land (Abb. 2.2) und die vulkanische Aktivität dieser Region auf die Menge und Zusammensetzung der Sedimente hatte, läßt sich nicht aus den vorhandenen Daten ableiten. Es gibt aus dieser Region auch keine Bohrungen oder andere zusätzliche Informationsquellen.

Der Schelf des Bellingshausenmeeres hat dagegen die komplexe Umwandlung von einer Subduktionszone zu einem passiven Kontinentalrand durchgemacht (Barker, 1982; Kap. 2.2). Die Kollision des mittelozeanischen Rückens ereignete sich im Untersuchungsgebiet, d.h. westlich der Tula-Transformstörung (Abb. 2.5), zwischen ca. 55 Ma und 30 Ma und setzte sich dann vor ca. 20 Ma entlang der Halbinsel weiter nach Nordosten fort (Larter und Barker, 1991a). Larter und Barker (1991a) vermuten, daß bedingt durch den höheren Wärmefluß des subduzierten mittelozeanischen Rückens nach der Kollision zunächst 3 bis 4 Ma lang eine tektonische Hebung erfolgte. Mit der Abkühlung setzte dann eine Absenkungsbewegung ein. In seismischen Profilen im nördlichen Bereich der Halbinsel ist diese Hebung durch eine entsprechende Diskordanz ("uplift unconformity") dokumentiert (Larter und Barker, 1991b; Bart und Anderson, 1995). Eine vergleichbare Diskordanz läßt sich in den hier untersuchten seismischen Profilen nicht erkennen. Aber die parallelen, aggradierenden Reflexionen der Einheit 1, wie sie in den Profilen AWI-94002 und AWI-94003 (Abb. 5.4 und 5.6) deutlich zu erkennen



**Abb. 5.11:** Skizze der zeitlichen Entwicklung des Schelfs. (a) Präglaziale Situation ohne Eis. (b) Das Eis erreicht das Wasser. Erste Eisberge kalben ins Meer. (c) Schließlich dehnt sich der Eisschild erstmals während eines glazialen Maximums über den ganzen Schelf aus. Der Schelf sinkt aufgrund der Eisauflast ab. (d) Situation im heutigen Interglazial. Durch Erosion und Eisauflast mehrerer Vorstöße des Eises ist der innere Schelfbereich heute tiefer als die Schelfkante.

sind, deuten auf eine Absenkungsbewegung und die damit verbundene Aggradation des äußeren Schelfes hin. Im Gegensatz zur nördlichen Halbinsel ereignete sich die Kollision von Rücken und Subduktionszone im Bellingshausenmeer, bevor das Eis sich auf den Schelf ausdehnte. Das älteste von Eisbergen transportierte Material ("IRD - ice rafted debris"), das in den Kernen der DSDP-Bohrungen im

Bellingshausenmeer gefunden wurde, ist auf das frühe Miozän (20-15 Ma) datiert (Hollister et al., 1976).

Die präglaziale Entwicklung war somit vor allem durch den Wechsel von einem aktiven zu einem passiven Kontinentalhang geprägt. Sedimente aus der Zeit vor der Kollision sind nicht erhalten geblieben. Sie wurden subduziert oder an den Akkretionskeil der Subduktionszone angelagert. Zwischen der heutigen ozeanischen Kruste und dem Kontinentalrand lag zu der Zeit noch der mittelozeanische Rücken, der die Zufuhr von terrigenem Material aus der Antarktis verhindert hat.

### **Übergang zur glazialmarinen Sedimentation**

Der Zeitpunkt, an dem die ersten glazialmarinen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet stattfanden, ist nicht genau bekannt. Die ersten Anzeichen für Material, das von Eisbergen transportiert wurde, stammen aus dem Miozän (Hollister et al., 1976). Dies bedeutet lediglich, daß zu diesem Zeitpunkt die ersten Gletscher das Meer erreichten und Eisberge freisetzten (Abb. 5.11b). Direkte Anzeichen, daß sich das Eis über die Schelfe der Westantarktis ausdehnte, gibt es aus dieser Zeit nicht. Die Vereisung der Westantarktis begann vermutlich erst in Form von alpinen Gletschern in den höheren Gebirgslagen (Ehrmann, 1994). Diese Gletscher dehnten sich immer weiter aus, bis sie das Meer erreichten. Wahrscheinlich waren es zunächst nur Fjordgletscher, welche die ersten Eisberge freisetzten (Abb. 5.11b), ähnlich wie es heute entlang der nördlichen Antarktischen Halbinsel beobachtet wird (Anderson und Molnia, 1989).

Da das Klima während dieser Phase der Vereisung wärmer war als heute, waren die ersten Gletscher wahrscheinlich temperiert und hatten eine nasse Basis (Barker, 1995; vergl. Kap. 4.1). Dadurch konnten sie mehr Sediment transportieren. Dies hatte sicherlich auch Auswirkungen auf die Zusammensetzung der Sedimente, die auf dem Schelf abgelagert wurden (z.B. höherer Anteil an IRD bzw. terrigenem Material insgesamt). Ablagerungen aus dieser Zeit auf dem inneren Schelfbereich sind durch spätere Eisvorstöße erodiert oder zumindest überprägt worden. Ob diese Veränderungen sich auch in den Ablagerungen im äußeren Schelfbereich widerspiegeln, läßt sich anhand der bislang vorliegenden Daten nicht feststellen. Die Auflösung der seismischen Daten reicht dazu nicht aus, und es fehlt eine genauere Stratigraphie mit Altersangaben aus Sedimentkernen. Möglicherweise ist durch das Anwachsen der Eisschilde der innere Schelf bereits in dieser Phase der Vereisung so weit abgesenkt worden, daß kaum noch Sediment zur Schelfkante gelangte.

### Glazial-Interglazial-Zyklen

Da die Vertiefung des Schelfes erst durch die Vereisung verursacht wurde (Anderson und Molnia, 1989), war der Schelf bei Beginn der Vereisung noch flach (100-200 m). Mit zunehmender Vereisung und der damit verbundenen Eisauflast senkte sich der Schelf in den vereisten Bereichen und deren Umfeld ab, um isostatisch im Gleichgewicht zu bleiben (Huybrechts, 1992). Modellierungen von Huybrechts (1992) und ten Brink et al. (1995) zeigen aber, daß die isostatischen Ausgleichsbewegungen nicht ausreichen, um die heutige Tiefe des Schelfes zu erklären. Diese wird erst in Kombination mit starker Erosion durch das Eis erreicht. Schließlich bildete sich ein großer Eisschild, der sich auch auf die Schelfgebiete ausdehnte (Abb. 5.11c). Der Wechsel in der Geometrie der Reflexionen und damit verbundene Erosionshorizonte sind ein deutliches Zeichen für eine Veränderung in der Sedimentation und in der Zusammensetzung des abgelagerten Materials. Eine entsprechende Veränderung gab es, als der Eisschild sich das erste Mal bis zur Schelfkante vorgeschoben hatte. Bis zu diesem Zeitpunkt waren die terrigenen Sedimente nur durch Strömungen oder Wellenwirkung zum Kontinentalhang transportiert worden. Dann wurde das Eis zum Haupttransportmedium. In der Anfangsphase war noch kein so mächtiger Eisschild nötig, um den Schelf komplett zu bedecken, da die Wassertiefen vermutlich noch gering waren. Durch die Vorstöße und die damit verbundene Erosion bekam der Schelf schließlich sein heutiges Profil (Abb. 5.11d), bei dem der innere Schelfbereich deutlich tiefer liegt als der äußere (ten Brink et al., 1995).

Wie die Daten in Kap. 5.2 zeigen und wie bereits in Kap. 5.3 diskutiert wurde, gab es innerhalb der Glazial-Interglazialzyklen mehrere Phasen mit unterschiedlichen Klimabedingungen, die auch zu Unterschieden in der Eisdynamik geführt haben. Diese Unterschiede spiegeln sich in den Änderungen der Ablagerungen am Schelfrand wider, die in den seismischen Daten (Abb. 5.4 bis Abb. 5.7) zu erkennen sind. Die erste Vereisungsphase, von der die Westantarktis direkt betroffen war, gab es im Miozän. Diese Phase setzte nach der thermischen Isolierung der Antarktis durch die zirkumpolare Zirkulation vor ca. 23 Ma ein, die nach der Öffnung der Drake-Passage möglich wurde (Barker und Burrell, 1977). Sauerstoff-Isotopendaten lassen Glazial-Interglazialzyklen von 1 - 2 Ma vermuten (Ehrmann, 1994). Im frühen Pliozän (5 - 3.5 Ma) war das Klima wieder etwas wärmer (Ehrmann, 1994). Einige Autoren diskutieren die Möglichkeit, ob sich zu dieser Zeit der Westantarktische Eisschild aufgelöst hat (Webb und Harwood, 1991; Huybrechts, 1992). Andere Autoren (z.B. Barker, 1995) argumentieren dagegen. Viele Tiefbohrungen zeigen noch deutliche Anteile von glazialen Sedimenten, in der Regel IRD, die sich nur erklären lassen, wenn das Eis auch im frühen Pliozän bis zur Küste reichte und Eisberge entstehen ließ (Ehrmann, 1994). Barker (1995) vermutet, daß zu dieser Zeit ein schnell fließender Eisschild mit einem Wasserfilm als Basis existiert hat. In den

hier untersuchten Daten finden sich keine Anzeichen für ein Abschmelzen der Westantarktis. Aber es ist fraglich, ob ein solches Ereignis sich überhaupt in den Ablagerungen des äußeren Schelfes widerspiegelt. Falls der innere Schelf bereits deutlich tiefer war als der äußere Schelf, als sich der Eisschild der Westantarktis auflöste, gelangte während dieser Warmphase kaum Sediment zum äußeren Schelf.

Wann der erste Eisvorstoß die Schelfkante im Bellingshausen- und Amundsenmeer erreichte, läßt sich nicht genau sagen. Es ist aber wahrscheinlich, daß die Ablagerungen der Einheit 2 in dieser Zeit entstanden.

Im oberen Pliozän vor ca. 3.6 - 3.2 Ma kühlte sich das Klima wieder ab. Die Vereisung der Nordhemisphäre begann. An der Grenze zum Pleistozän vor ca. 2.5 Ma setzten dann kurzfristige Glazial-Interglazialzyklen (ca. 100 000 Jahre) ein (Ehrmann, 1994). Die Ablagerungen dieser Phase sind in den meisten Profilen durch die Einheit 3 repräsentiert. Die Auflösung der verwendeten seismischen Daten ist zu gering, um ein detailliertes Bild der letzten glazialen Vorstöße aufzuzeigen.

## 6 Umlagerungsprozesse am Kontinentalhang und -fuß

### 6.1 Lage der großräumigen Sedimentstrukturen im Untersuchungsgebiet

Im Bereich des Kontinentalhanges und Kontinentalfußes finden sich zahlreiche Anzeichen für Umlagerungs- und Transportprozesse von Sedimenten. Wie in Kapitel 5 werden hier Ausschnitte aus den Daten mit typischen Sedimentstrukturen vorgestellt. Die Lage dieser Ausschnitte ist in Abb. 6.1 markiert. Die Profile als Ganzes sind im Anhang B abgebildet.

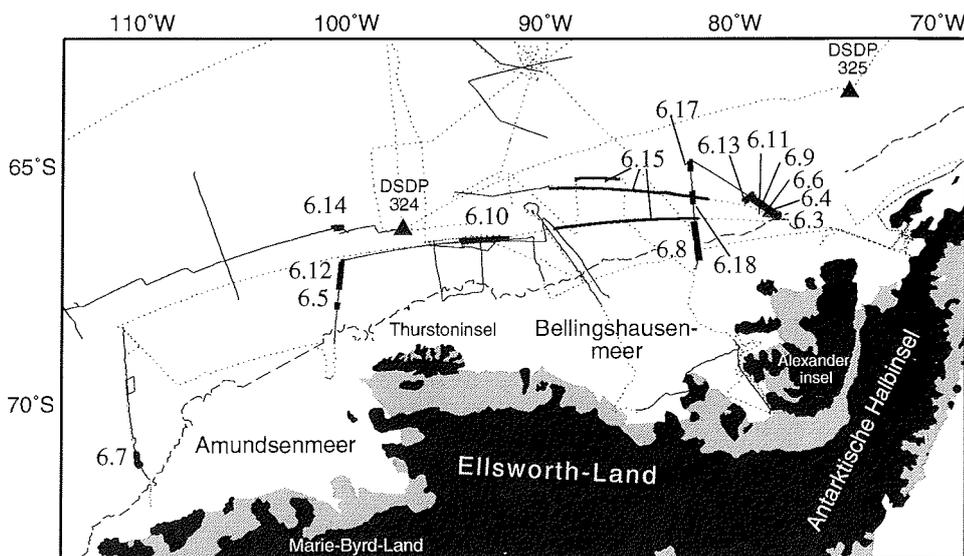


Abb. 6.1: Lage der verfügbaren Bathymetriedaten (gepunktet) und der seismischen Profile (durchgezogen) im Untersuchungsgebiet. Die Lage der in diesem Kapitel abgebildeten Teilprofile ist durch dicke Linien hervorgehoben. Der Schelfrand ist durch die 1000 m-Tiefenlinie (gestrichelt) angedeutet. Die Dreiecke markieren die Lage der DSDP-Bohrungen 324 und 325.

Abb. 6.2 gibt einen Überblick über die Verteilung der großräumigen Sedimentstrukturen im Untersuchungsgebiet. Zur besseren Übersicht sind hier nur die oberflächennahen, morphologischen Strukturen erfaßt. Als Grundlage dienen verschiedene Datensätze, deren Lage in Abb. 5.1 und 6.1 dargestellt ist. Den Kern bilden die seismischen Profile des Alfred-Wegener-Institutes (AWI), des British Antarctic Survey (BAS), des Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS) und der Japan National Oil Cooperation (JNOC), sowie verfügbare Bathymetrie- und Parasounddaten und seismische Profile aus Veröffentlichungen des DSDP Legs 35 (Hollister et al., 1976). Im Anhang A ist eine ausführliche Liste der verwendeten Daten und

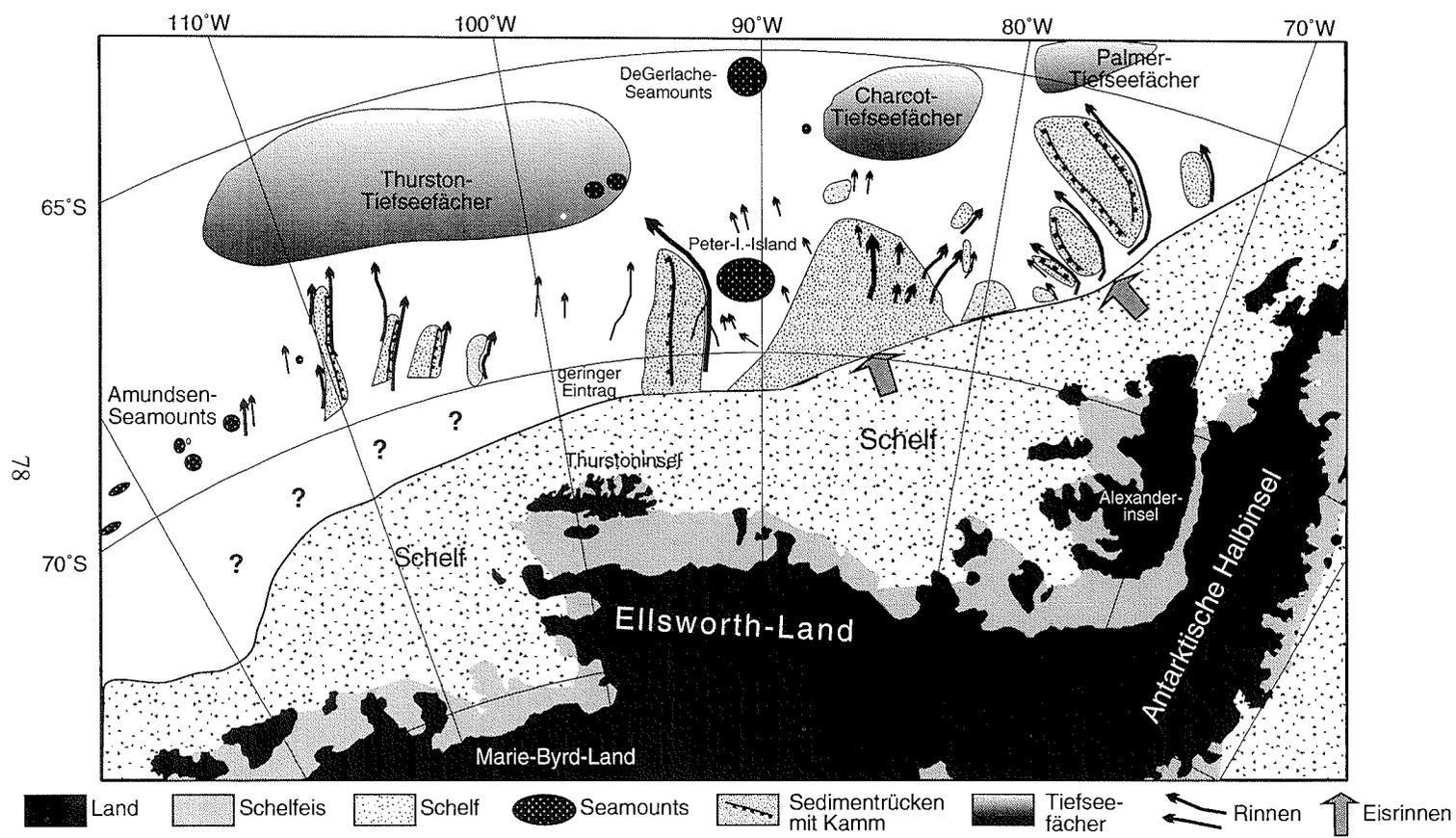


Abb. 6.2: Lage der großräumigen Sedimentstrukturen im Untersuchungsgebiet. Die Lage der einzelnen Rücken- und Rinnenstrukturen wurde aus der Seismik und Parasound bestimmt. Zwischen den einzelnen Profilen wurde interpoliert.

deren Quellen angegeben.

Da die Qualität und die Dichte der Daten im Untersuchungsgebiet unterschiedlich sind, werden die Strukturen mit unterschiedlicher Genauigkeit erfaßt. So ist die hier beschriebene Verteilung und Ausdehnung der Strukturen im Amundsenmeer ungenauer als im Bellingshausenmeer, wo die Datendichte höher ist. Da die Karte auf der Basis einzelner Profile und nicht von flächenhaften Daten erstellt wurde, ist es kaum möglich, Zusammenhänge der Rinnen und die genaue Ausdehnung und Form der Rücken zu erfassen.

Im den folgenden Unterkapiteln werden die wichtigsten Sedimentstrukturen genauer diskutiert.

## 6.2 Informationen aus Sedimentkernen

Zusätzliche Informationen zu der Seismik bieten Bohrungen und Sedimentkerne aus dem Untersuchungsgebiet. So wurden 1975 im Rahmen des Deep Sea Drilling Projects (DSDP) mit dem Bohrschiff *Glomar Challenger* vier Bohrungen im Bellingshausenmeer abgeteuft (Bohrungen 322-325, Hollister et al., 1976). Die Bohrungen 324 und 325 wurden in der Nähe des Kontinentalrandes durchgeführt (Abb. 6.1), zwei weitere in der angrenzenden Tiefsee. Die Bohrung 324, die am dichtesten an den hier untersuchten seismischen Linien lag, mußte allerdings bereits nach 218 m Teufe abgebrochen werden.

Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse dieser Tiefbohrungen in Bezug auf diese Arbeit aufgeführt (Hollister et al., 1976):

Das älteste von Eisbergen verfrachtete Material stammt aus dem frühen Miozän. Die beiden Bohrungen im Bereich der Tiefsee zeigen pelagische Ablagerungen bis ins Oligozän. Der Übergang vom Oligozän zum Miozän (~ 23 Ma) ist durch einen Hiatus markiert. Im Miozän stieg dann der Eintrag an terrigenem Material schnell an. Dieser Eintrag erfolgte in Form von Trübeströmen ("turbidity-currents"), die durch Bodenströmungen weiter aufgearbeitet wurden. In der Bohrung 325 wurde dabei für das mittlere Pliozän (5 - 3 Ma) eine ungewöhnlich hohe Sedimentationsrate von 20 cm/1000 a festgestellt. Die gute Korngrößen-Sortierung der Sedimente der Bohrung 324, die bis ins mittlere/frühe Pliozän reichen, deutet auch am Kontinentalrand auf einen Einfluß von Bodenströmungen hin.

Entsprechend der damaligen Technik wurden nur punktuell Kerne gezogen, so daß die Kerne kein durchgehendes Abbild der Sedimentation liefern. Insbesondere ist es nicht möglich, einzelne glaziale Zyklen aufzulösen.

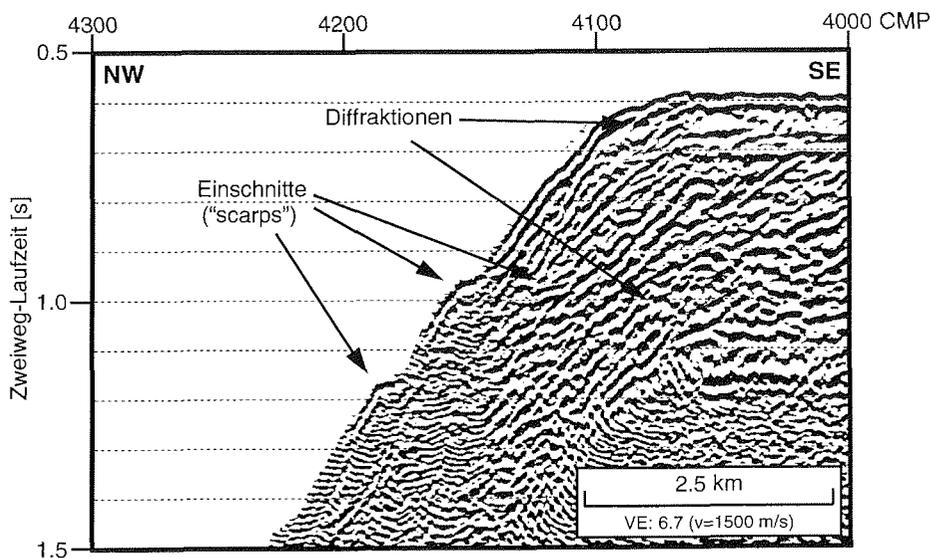
Neben den DSDP-Bohrungen wurden im Untersuchungsgebiet auch zahlreiche oberflächennahe Sedimentkerne gezogen (Wright et al., 1983; Miller und Grobe, 1996). Diese Kerne sind bis zu 20 m lang und liefern Informationen über die Ablagerungen im Quartär. Die älteren Kerne (Wright et al., 1983) liegen im

Bereich der Tiefsee-Ebenen und des unteren Kontinentalfußes. Dort finden sich Turbidite, vermischt mit von Eisbergen transportiertem Material (IRD). Die Analyse der Sedimentkerne, die das AWI im Bereich des Kontinentalrandes gezogen hat, dauert noch an. Erste Ergebnisse eines Kernes vom Kamm des Sedimentkörpers bei 94°W zeigen eine hohe Sedimentationsrate im vorletzten Glazial (Stadium 6), aber eine deutlich geringere Rate während des letzten Glazials (Stadium 2) (Braun, 1997, C. D. Hillenbrandt, pers. Mitteilung). Dies kann bedeuten, daß das Eis während der letzten Eiszeit nicht bis zur Schelfkante vorgedrungen ist. Es ist aber auch möglich, daß die Bodenströmungen im letzten Glazial nicht stark genug war, um Sediment im oberen Teil des Sedimentrückens abzulagern.

### 6.3 Rutschungen am Kontinentalhang

In den seismischen Sektionen des Schelfrandes, die in Kapitel 5.1 beschrieben wurden (AWI-94002, AWI-94003, AWI-94030, AWI-94042), sind die Einheiten 2 und 3 im Bereich des Kontinentalhanges bzw. des Paläohanges durch zahlreiche Stufen und Einschnitte sowie durch Diffraktionen gestört. Abb. 6.3 zeigt einen vergrößerten Ausschnitt der Schelfkante im Profil AWI-94002, in dem solche Strukturen deutlich zu erkennen sind (vergl. Abb. 5.4).

Die Einschnitte und Diffraktionen sind ein Anzeichen, daß an diesen Stellen Ma-

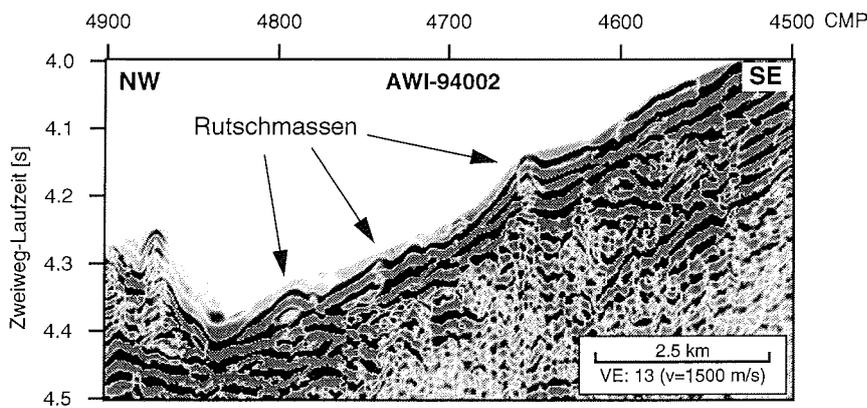


**Abb. 6.3:** Absätze und Einschnitte im oberen Kontinentalhang des Profils AWI-94002, die wahrscheinlich durch Rutschungen entstanden sind. Man findet vergleichbare Strukturen auch in älteren Reflexionen des Schelfrandes am Paläokontinentalhang (mittlere Pfeile).

terial vom oberen Hang z.B. in Form von Rutschungen (“slumps”) oder Schuttströmen (“debris flows”) hangabwärts transportiert wurde. Einige der Reflexionen könnten Gleitflächen sein, an denen das Material entlanggerutscht ist. Andere begrenzen die Einschnitte, die von dem abgerutschten Material hinterlassen wurden. Die große Zahl der Diffraktionen ist ein Anzeichen dafür, daß es zahlreiche kleinere Rutschungen gegeben hat, deren zurückgelassene Einschnitte nicht mehr in der Seismik auflöst werden.

Diese Diffraktionen und die Störungen durch Reste der Meeresbodenmultiplen verhindern eine genaue Quantifizierung der Rutschungen.

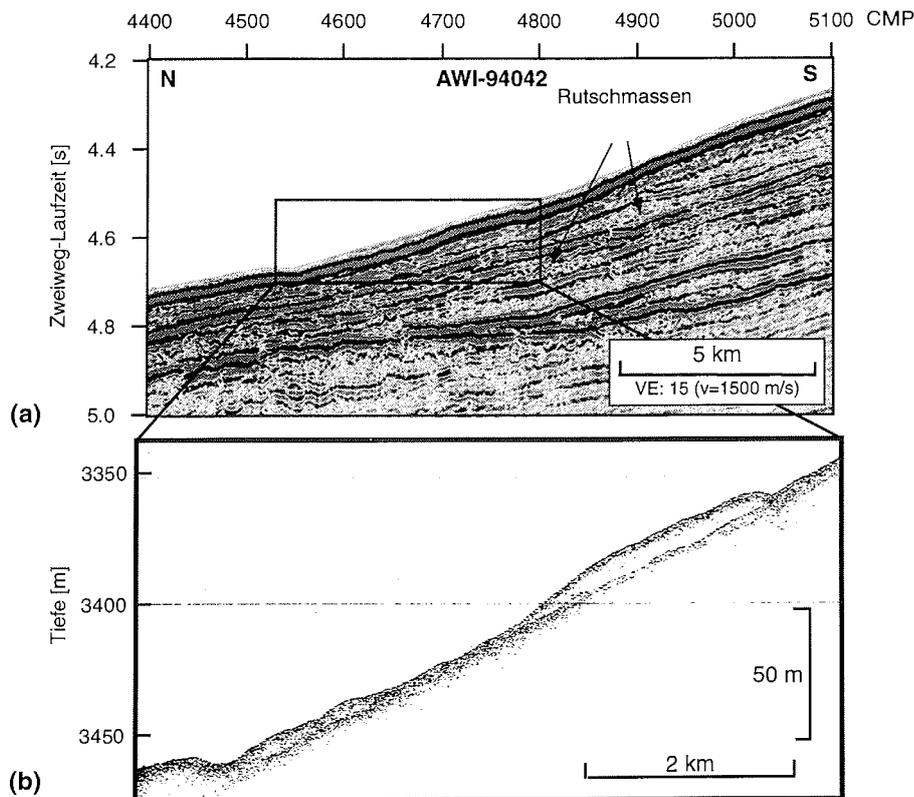
Im Bereich des unteren Kontinentalhanges lassen sich in den seismischen Sektionen Anzeichen für abgelagerte Rutschmassen erkennen (Abb. 6.4, Abb. 6.5). Dort



**Abb. 6.4:** Rutschmassen am unteren Kontinentalhang von AWI-94002. Die einzelnen Massen liegen isoliert auf den darunterliegenden Reflektoren. Die Auflösung der Mehrkanalseismik ist zu gering, um interne Strukturen zu erkennen.

befinden sich abgegrenzte, linsenförmige Bereiche mit schwacher Reflektivität und ohne erkennbare interne Struktur (Abb. 6.5a). Dies sind akustische Eigenschaften, die für Schuttströme (“debris flows”) typisch sind (Sangree und Widmier, 1977; Nardin et al., 1979). Auf den vorhandenen Profilen finden sich im unteren Hangbereich dagegen keine Hinweise für Rutschmassen mit erkennbarer interner Struktur (“slides”).

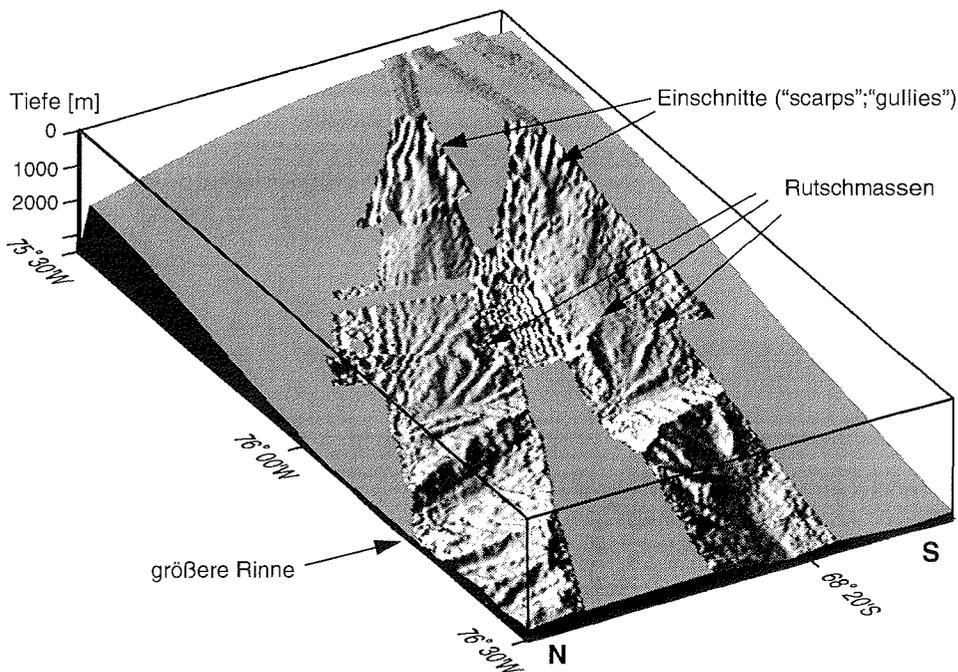
In Kap. 5 wurde bereits diskutiert, daß das meiste Sediment vermutlich im Glazial auf dem oberen Kontinentalhang abgelagert wurde, als das Eis bis zur Schelfkante vorgedrungen war. Dies bedeutet, daß dort hauptsächlich Till abgelagert wurde. Da Eis ein sehr effektives Transportmittel ist, wurden vermutlich relativ schnell große Mengen Material abgelagert. Dies führte möglicherweise zu einem instabilen Hang. Im allgemeinen gilt, daß die Art der Rutschung u.a. durch die Art und Menge des auf dem oberen Hang abgelagerten Materials, durch die Hangneigung,



**Abb. 6.5:** Rutschmassen am unteren Kontinentalrand von Profil AWI-94042. (a) Ausschnitt aus der Mehrkanalseismik. Einige isolierte Bereiche mit schwacher Reflektivität und ohne erkennbare interne Struktur deuten auf Schuttströme ("debris flows") hin. (b) zeigt die Parasound-Daten eines Teils des gleichen Ausschnitts (Rahmen): Deutlich erkennt man isolierte Rutschmassen, die so in der Mehrkanalseismik kaum zu erkennen sind.

den Porendruck und externe Einflüsse (z.B. Gezeiten, Strömungen, seismische Aktivität) beeinflusst wird (Stow, 1994).

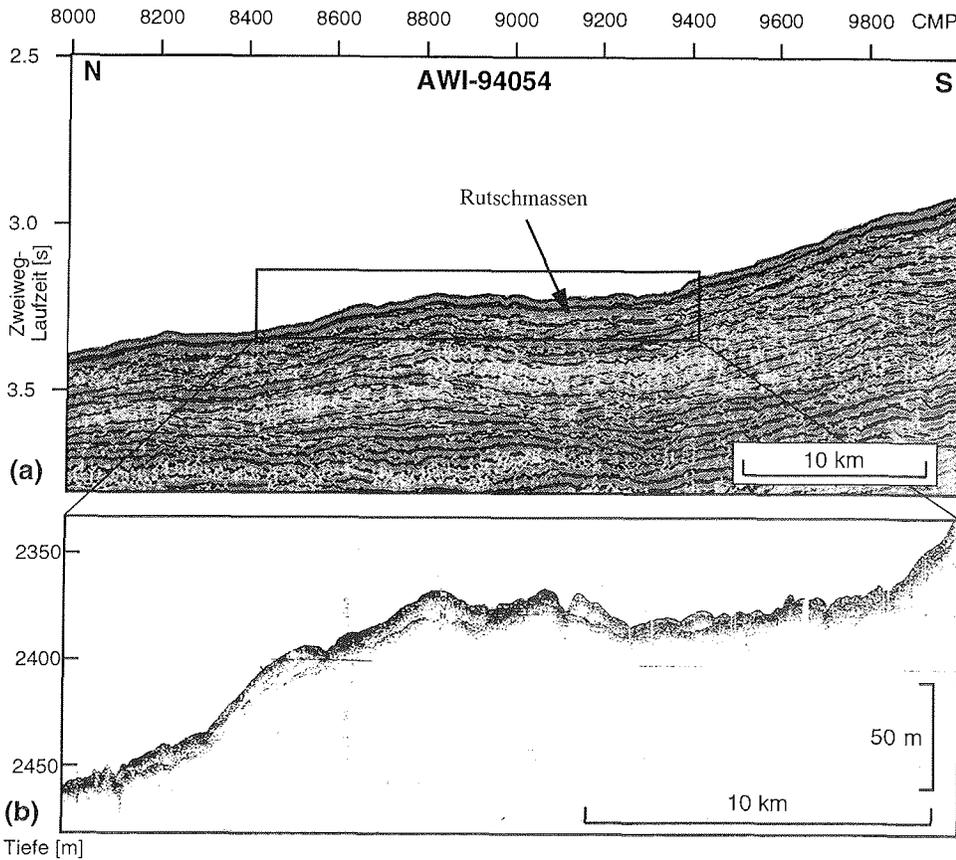
Auf allen Profilen, die den unteren Kontinentalhang umfassen, lassen sich in der Seismik solche Strukturen sowohl an der Oberfläche als auch in tieferen Schichten erkennen. Wie Abb. 6.5 zeigt, ist die Auflösung der Mehrkanalseismik dabei begrenzt. Zusätzliche Informationen über oberflächennahe Strukturen liefert das Parasound-System, das eine deutlich bessere vertikale Auflösung hat. Allerdings wird die Qualität des Parasound-Systems bei Hangneigungen von mehr als  $4^\circ$  deutlich schlechter, so daß man kaum noch brauchbare Daten bekommt (s. Kap. 3.5). In den bathymetrischen Daten des Hydrosweep-Systems lassen sich ähnliche Strukturen wie in den seismischen Daten erkennen. Bei geeigneter Darstellung, z.B. als dreidimensionales Blockbild, erleichtern es diese Daten, eine Vorstellung von der räumlichen Ausdehnung solcher Strukturen am Meeresboden zu bekom-



**Abb. 6.6:** Dreidimensionales Blockbild der Bathymetrie des Kontinentalhanges nördlich der Alexander Insel. Der Ausschnitt zeigt zwei nebeneinander verlaufende Streifen des Hydrosweep-Systems. Man erkennt unterhalb der Schelfkante mehrere Erosionsrinnen und im unteren Teil des Hanges längliche Strukturen, die vermutlich Rutschmassen oder Schuttströme darstellen.

men. Abb. 6.6 zeigt ein solches Beispiel vom Kontinentalrand nördlich der Alexanderinsel. Direkt unterhalb der Schelfkante und im oberen Hangbereich sieht man mehrere Einschnitte (“scarps” bzw. “gullies”). Am unteren Hang sind entsprechende Rutschmassen abgelagert, die teilweise kleinere Sedimentwälle bilden, welche zu einer größeren Rinne hin zusammenlaufen.

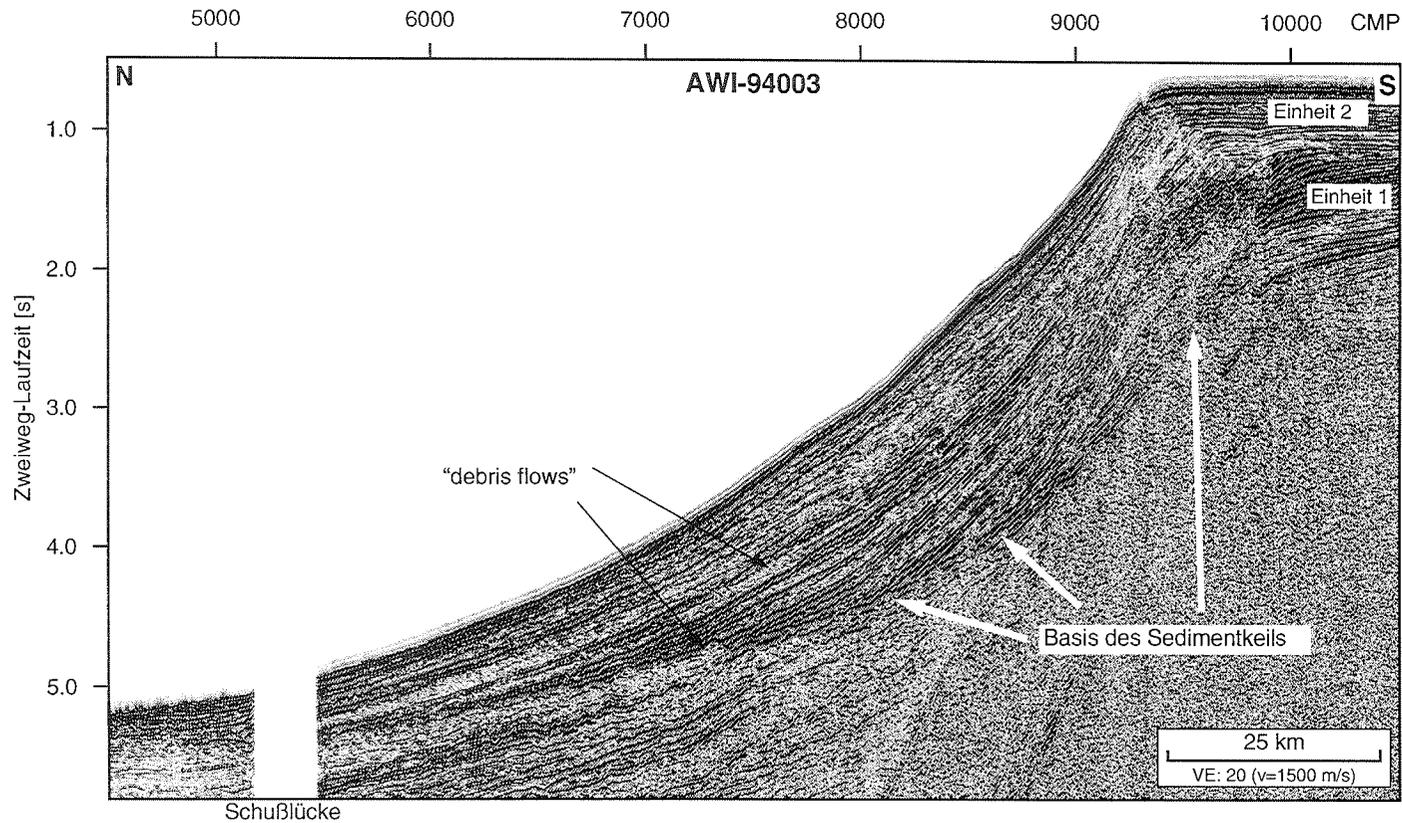
Die seismischen Profile, die Informationen über den Kontinentalhang liefern, verlaufen mehr oder weniger alle senkrecht zum Hang. Im zentralen Amundsenmeer liegt nur das Profil AWI-94054, das aber nicht bis zum oberen Kontinentalhang reicht. Der genaue Verlauf des Kontinentalrandes ist hier nicht sicher belegt. Satellitenaltimetrie (Abb. 2.4) und die Hydrosweep-Daten entlang des Profiles lassen vermuten, daß der Kontinentalhang hier eine Biegung macht und sowohl in Profilrichtung als auch östlich des Profiles ansteigt. Im unteren Hangbereich sind auch dort mehrere linsenförmige Strukturen mit chaotischem Reflexionsmuster und schwacher Amplitude zu erkennen (Abb. 6.7). Diese Strukturen werden hier als Abgelagerungen von Schuttströmen (“debris flows”) interpretiert.



**Abb. 6.7:** Rutschmassen am unteren Kontinentalhang im Profil AWI-94054. (a) Ausschnitt aus der seismischen Sektion der Mehrkanalseismik. (b) Ausschnitt aus den Parasounddaten, in dem die einzelnen Rutschmassen deutlich als isolierte Strukturen zu erkennen sind. Die Lage dieser Daten ist in Abb. 6.1 gekennzeichnet.

#### 6.4 Glaziale Sedimentkeile

In den meisten Profilen, die senkrecht zum Kontinentalhang verlaufen, ist zu erkennen, daß der obere Teil des Hanges von einem Sedimentkeil gebildet wird. Die Abb. 6.8 zeigt ein Beispiel eines solchen Sedimentkeils am Kontinentalhang des Profiles AWI-94003. Die Basis dieses Sedimentkeils bildet eine deutliche Diskordanz. Der Verlauf dieser Grenze läßt sich im Bereich des äußeren Schelfs nicht mehr genau verfolgen. Sie scheint aber mit dem im Kapitel 5 beschriebenen Übergang von Einheit 1 zu Einheit 2 zu korrelieren. Die größte Mächtigkeit von über 1.0 s (1000 m bei 2000 m/s) erreicht der Sedimentkeil im oberen Hangbereich (CMP 8500-9500). Zum Kontinentalfuß hin nimmt die Mächtigkeit wieder ab. In



**Abb. 6.8:** Ausschnitt des Profils AWI-94003, der ein typisches Beispiel für einen glazialen Sedimentkeil zeigt. Die Basis des Sedimentkeils ist durch eine Diskordanz und durch einen deutlichen Wechsel im Reflexionscharakter gekennzeichnet. Der Sedimentkeil besteht überwiegend aus subparallelen Reflektoren, die gegen die Diskordanz auslaufen ("downlap"). Diese Reflektoren sind immer wieder durch Bereiche ohne erkennbare interne Struktur unterbrochen, die hier als "debris flows" oder kleine "slumps" interpretiert werden.

seinem Inneren besteht der Sedimentkeil aus subparallelen Reflexionen, die immer wieder von Bereichen mit schwacher Amplitude und ohne erkennbare interne Struktur unterbrochen sind. Zur Basis hin laufen diese Reflexionen gegen die Diskordanz aus (“downlap”).

Der Wechsel in der Reflektivität entlang der Diskordanz ist ein Anzeichen für einen Wechsel im abgelagerten Material. Da dieser Übergang mit der Grenze zwischen Einheit 1 und Einheit 2 korreliert, die in Kapitel 5 als Wechsel zu glazialdominierten Ablagerungen interpretiert wurde, besteht der Sedimentkeil wahrscheinlich überwiegend aus Sediment, das im Laufe der Glazial-Interglazialzyklen durch Eis auf dem Kontinentalhang abgelagert wurde. Die zahlreichen kleineren Bereiche ohne erkennbare interne Struktur werden hier als Rutschmassen im Sinne von “debris flows” oder kleineren “slumps” interpretiert. Vergleichbare Strukturen wurden bereits in Kapitel 6.3 diskutiert. Wahrscheinlich ist die Basis des Sedimentkeils kein chronostratigraphischer Horizont, sondern besteht zumindest teilweise aus mehreren Rutschmassen (“debris flows”), gegen die jüngere Reflexionen auslaufen (“downlap”).

In den Profilen AWI-94002, AWI-94030 und AWI-94042 ist ein ähnlicher Sedimentkeil zu erkennen (vergl. Anhang B). Die Profile AWI-94040 und AWI-94054 umfassen nur den unteren Kontinentalhang und somit nur den unteren Teil des Sedimentkeils. Auch wenn diese Sedimentkeile ein Teil der glazialen Sedimente sind, die auf dem Kontinentalhang abgelagert wurden, so kann das Ausmaß der einzelnen Sedimentkeile einen qualitativen Eindruck davon liefern, an welchem Abschnitt des Kontinentalrandes mehr und wo weniger Sediment angeliefert wurde. Dazu wurde mit dem Programm SeisWorks™ für jeden CMP die Oberkante  $t_1$  (Meeresboden) und die Basis  $t_2$  (Diskordanz) des Sedimentkeils bestimmt. Die Zeitdifferenz  $\Delta t = t_2 - t_1$  der Schicht in Sekunden (Zweiweg-Laufzeit) wurde dann in eine Mächtigkeit  $\Delta z$  in Metern umgerechnet, indem für den Sedimentkeil eine mittlere Geschwindigkeit von 2000 m/s angenommen wurde:

$$\Delta z = \frac{\Delta t}{2} \cdot 2000 \frac{\text{m}}{\text{s}}. \quad (6.1)$$

Daraus wurde der Querschnitt A des Sedimentkeils bestimmt, indem jeder CMP mit dem Abstand der CMP's von 25 m (Kap. 3.2) multipliziert wurde:

$$A = \sum_{\text{CMP}=\text{CMP}_a}^{\text{CMP}_b} \Delta z_{\text{CMP}} \cdot 25 \text{ m}. \quad (6.2)$$

Das Ergebnis ist in Tabelle 6.1 zusammengefaßt. Um die Ergebnisse auch in Volumeneinheiten auszudrücken, wurde angenommen, daß der Querschnitt sich auf einem Kilometer entlang des Kontinentalrandes nicht ändert. Da hier mit einer mittleren Geschwindigkeit von 2000 m/s gerechnet wurde, sind die hier angegebene

nen Mächtigkeiten nur Schätzwerte. Eine genauere quantitative Betrachtung der gesamten durch das Eis transportierten Sedimente ist ohnehin schwierig, da die Sedimentkeile nur einen Teil dieser Sedimente umfassen.

**Tab. 6.1: Ausmaße der Sedimentkeile**

Profil	Anzahl der CMP's	Länge in km	Querschnitt A in km <sup>2</sup>	Volumen in km <sup>3</sup>
AWI-94002	961	24	16	16
AWI-94003	3534	88.3	89	89
AWI-94030	4625	115.6	109	109
AWI-94042	2701	67.5	64	64

Die Unterschiede zwischen den einzelnen Profilen sind deutlich zu erkennen. Außer Variationen im Sedimenteintrag haben auch lokale Randbedingungen wie Strömungen oder die Struktur des Untergrundes einen Einfluß auf die Ausbildung der Sedimentkeile. So ist der Sedimentkeil im Profil AWI-94002 deutlich kleiner als jene in den anderen Profilen. Der Kontinentalhang ist hier steiler und am Fuß durch eine große Rinne begrenzt (CMP 5500 in Abb. B.1), die vermutlich mit dazu beigetragen hat, den seewärtigen Ausbau des Kontinentalhanges zu begrenzen. Im Profil AWI-94030, das den umfangreichsten Sedimentkeil aufweist, ist der Kontinentalhang flacher und wird seewärts durch eine Erhebung des Untergrundes begrenzt (CMP 7000 in Abb. B.1). Diese Erhebung war vermutlich auch eine Barriere für den Weitertransport von feinerem Material, so daß hier ein größerer Anteil des glazialen Eintrags im Sedimentkeil abgelagert wurde. Außerdem ist das Auflaufen einiger Reflexionen ("onlap") im äußeren Schelfbereich (Einheit 2b in Kapitel 5.2, Abb. 5.6) ein Indiz für Sedimenteintrag von der Seite.

### 6.5 Rinnen- und Rückenstrukturen auf dem Kontinentalfuß

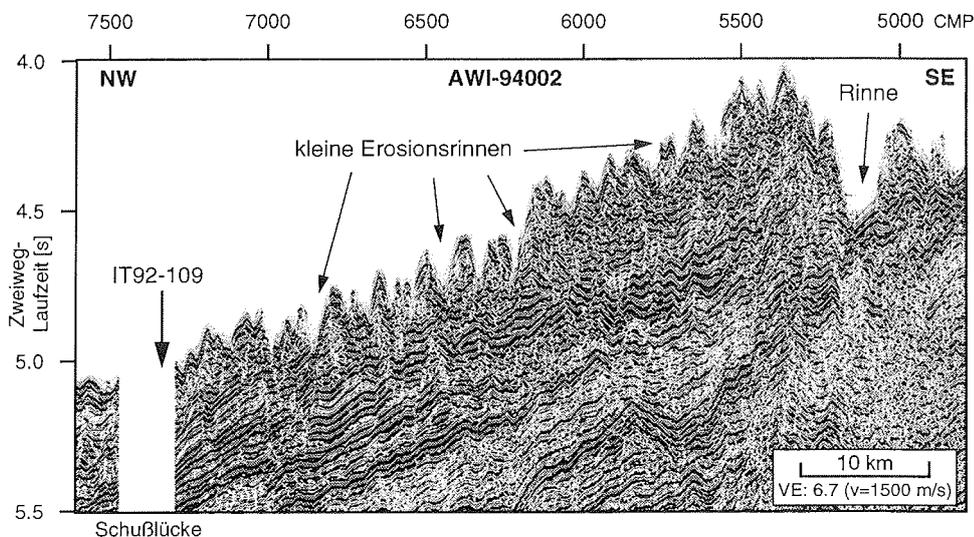
An den Kontinentalhang schließt sich der Kontinentalfuß an. Der Übergang liegt im Bellingshausen- und im östlichen Amundsenmeer in Wassertiefen zwischen 3300 und 3800 m und im zentralen Amundsenmeer bei 2500 m. Der Kontinentalfuß zeigt im gesamten Untersuchungsgebiet zahlreiche Rinnenstrukturen und Sedimentrücken (Abb. 6.2).

#### Rinnenstrukturen

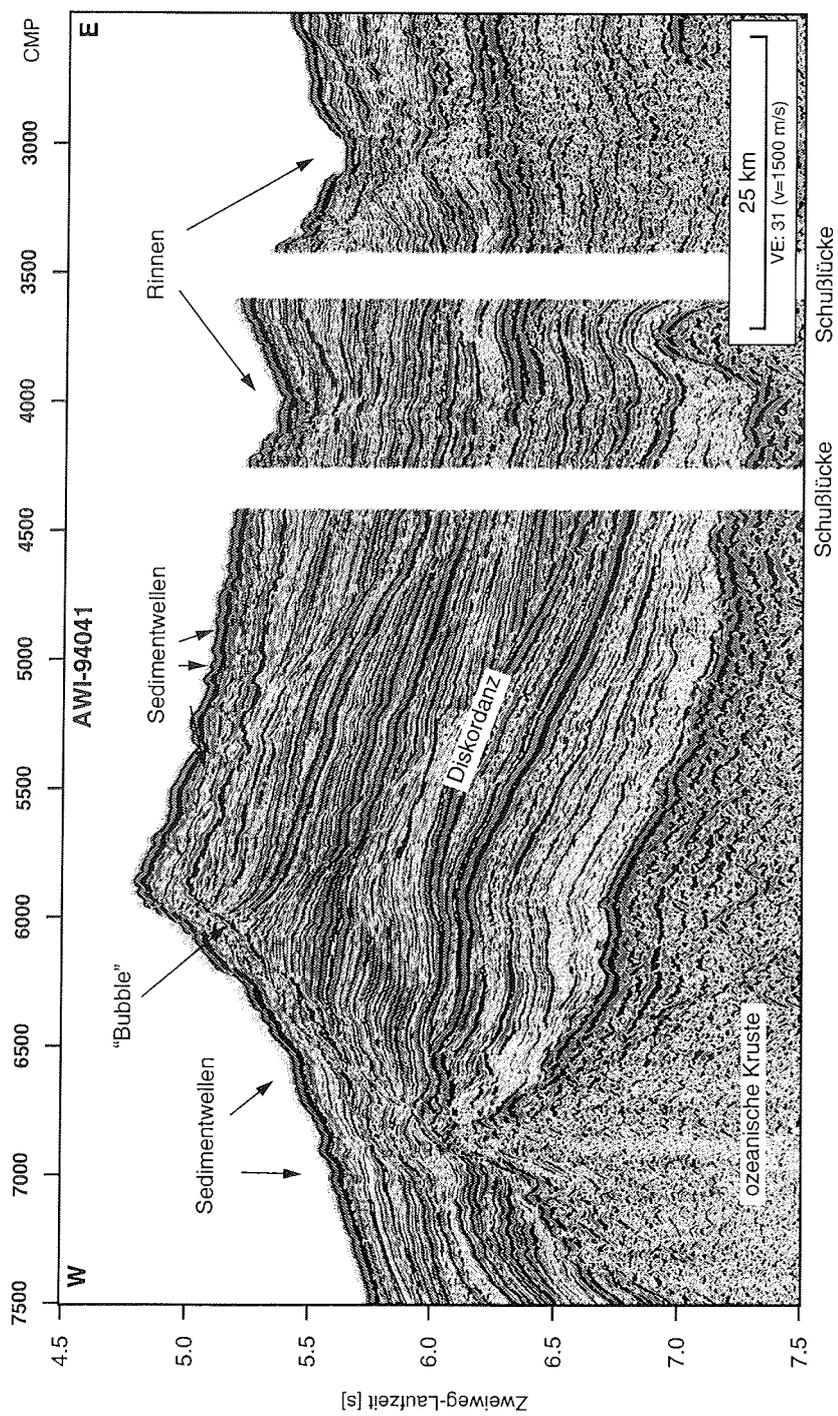
Die Rinnen ("channels") zeigen sich in den Daten als Einschnitte oder Mulden. Gemäß der Klassifikation nach Clark und Pickering (1996) bzw. Stow et al. (1996)

lassen sich reine Erosionsrinnen, die sich nur in die Sedimente einschneiden, und kombinierte Erosions-Ablagerungsrinnen (“erosional-depositional” oder “mixed channels”) unterscheiden, die sowohl erosiv sind, aber auch Levees, d.h. Ablagerungen in Form von Sedimentdämmen auf einer oder beiden Schultern der Rinne bilden. Am deutlichsten sind die Rinnen in den Profilen zu erkennen, die parallel zum Kontinentalrand liegen (z.B. Abb. 6.10, 6.13, 6.14). Dies bedeutet, daß die meisten Rinnen hauptsächlich in Nord-Süd-Richtung, d.h. senkrecht zum Hang verlaufen. Im Übergang vom Kontinentalhang zum Fuß des Profils AWI-94002 (CMP 5200) und an den Flanken einiger Sedimentrücken befinden sich aber auch einige Rinnen, die sich parallel zum Hang erstrecken (Abb. 6.9). Die Dimension der Rinnen im Untersuchungsgebiet variiert stark. Die größten Rinnen sind ca. 6 km breit (Abb. 6.10, CMP 3000) und über 100 m tief (Abb. 6.9, CMP 5200). Die kleinsten Rinnen sind z.T. noch im Parasound zu erkennen, aber nicht mehr in der Mehrkanalseismik.

Die größeren Rinnen, die überwiegend senkrecht zum Hang verlaufen und eine gemischte Erosions- und Ablagerungsstruktur aufweisen, sind vermutlich durch Trübebröme entstanden, die Material vom Hang in die Tiefsee beförderten. Im Bereich des unteren Kontinentalfußes und im Übergang zur Tiefsee zeigen Daten früherer Expeditionen ebenfalls solche Rinnen (Tucholke und Houtz, 1976;



**Abb. 6.9:** Ausschnitt des seismischen Profils AWI-94002. Das Seismogramm zeigt einen Längsschnitt durch einen Sedimentrücken. Neben einer großen Rinne auf der Südost-Seite erkennt man zahlreiche kleinere Rinnen auf dem Sedimentkörper. Der Pfeil markiert die Stelle, an der das Profil IT92-109 (Abb. 6.13) dieses Profil schneidet. Die Bathymetrie entlang dieses Abschnittes ist in Abb. 6.11 dargestellt.



**Abb. 6.10:** Der Ausschnitt aus dem seismischen Profil AWI-94041 zeigt einen der größten Sedimentrücken im Untersuchungsgebiet. Das Relief der ozeanischen Kruste und eine deutliche Diskordanz deuteten darauf, daß diese Struktur nach einer Hebung der ozeanischen Kruste entstanden ist. Deutlich erkennt man zwei große Rinnen im Osten, sowie Sedimentwellen auf beiden Flanken des Rückens. Der Kamm des Rückens ist mit der Zeit nach Osten gewandert.

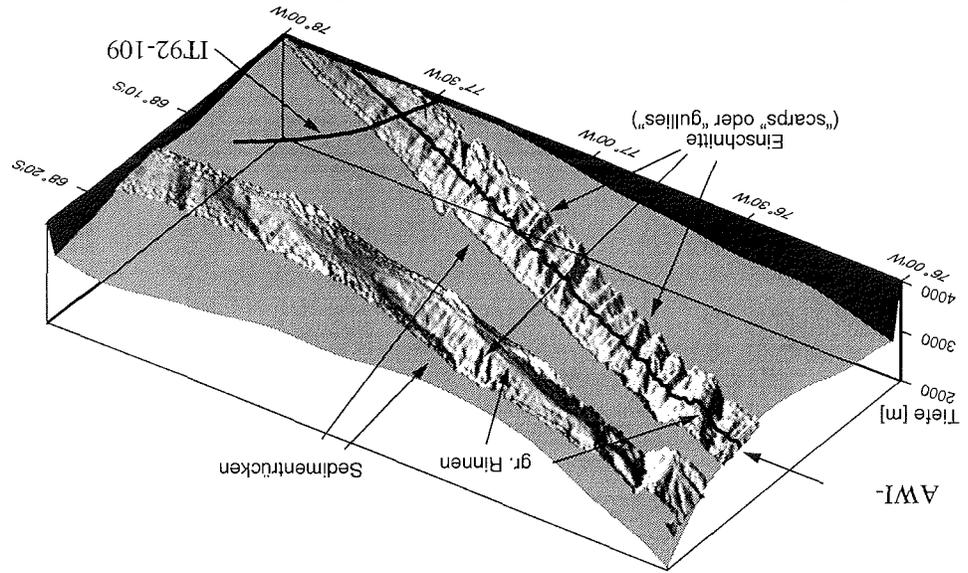


Abb. 6.11: Dreidimensionales Blockbild zweier Hydrosweep-Streifen vom oberen Kontinentalfuß nördlich der Alexanderinsel (westl. Anschluß an Abb. 6.6). Die beiden schwarzen Linien markieren die seismischen Sektionen, die in Abb. 6.9 und Abb. 6.13 dargestellt sind.

Tucholke, 1977; Kagami und Iwasaki, 1991; Kagami et al., 1991). Mit zunehmender Entfernung vom Kontinentalrand nimmt das Relief der Rinnen deutlich ab, d.h. die Rinnen werden flacher und breiter. Im Amundsen- und im Bellingshausen-Tiefseebecken befinden sich entsprechende Fächer Systeme (Abb. 6.2). Vanney und Johnson (1976) unterscheiden hier den Amundsen-, den Thurston- und den Charcot-Tiefseefächer. Oberflächkerne (Wright et al., 1983) und die DSDP-Bohrungen 35 (Hollister et al., 1976) bestätigen die Ablagerung von Turbiditen in diesen Tiefseefächern. Aufgrund der damals vorliegenden Daten vermuteten Vanney und Johnson (1976), daß diese Rinnen die Fortsetzung von Canons sind, die ähnlich wie an der Atlantikküste Nordamerikas (Clark und Pickering, 1996) vom Schelf über den Kontinentalhang bis in die Tiefsee reichen. Die Seismik- und die Bathymetrie-Daten, die während der Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4 gesammelt wurden, zeigen dagegen keine Hinweise auf canonartige Einschnitte in den Hang des Bellingshausenmeeres. Stattdessen haben die großen Rinnen ihren Ursprung offenbar erst an der Basis des Kontinentalhanges (Abb. 6.6; Abb. 6.11). Allerdings reicht die vorhandene Datendichte nicht aus, um die genaue Struktur der Rinnensysteme festzustellen. Dazu sind flächendeckende Bathymetrie- oder und Seitenlicht-Sonarmessungen ("sidescan") notwendig, wie sie z.B. von Tomlinson et al. (1992) oder Kiaucke und Hesse (1996) durchgeführt wurden. Die Un-

tersuchungen von Tomlinson et al. (1992) entlang der nördlichen Antarktischen Halbinsel zeigen, daß dort die großen Rinnen erst am Übergang vom Kontinentalhang zum Kontinentalfuß beginnen (Tomlinson et al., 1992; Rebesco et al., submitted).

In Abb. 6.9 sieht man außer einer großen Rinne noch zahlreiche kleinere Einschnitte, die sich auf dem Sedimentrücken befinden (CMP 5400-7500). Da diese Rinnen sich in die Sedimente einschneiden, handelt es sich hierbei vermutlich um Erosionsrinnen ("gullies"). Die genaue Ursache dieser Rinnen ist noch unklar. Möglicherweise ist entlang dieser Einschnitte Material in die östlich vom Rücken liegende Rinne transportiert worden. Um konkretere Aussagen machen zu können, müßte man den Verlauf der Rinnen und die Verteilung der Sedimente durch zusätzliche Messungen genauer erfassen. Solche Erosionsrinnen wurden auch an den Rändern anderer Rinnensysteme und Cañons beobachtet (Klaucke und Hesse, 1996). Die Morphologie dieser Einschnitte/Rinnen läßt sich besonders gut in der Bathymetrie erkennen (Abb. 6.11).

Nicht immer lassen sich Rinnen und Rückenstrukturen eindeutig aus seismischen Profilen identifizieren. Da diese Daten nur zweidimensional sind, kann es leicht zu Fehlinterpretationen kommen. Durch Fächersonar-Daten läßt sich diese Fehlerquelle einschränken. Abb. 6.12a zeigt ein Beispiel, bei dem das seismische Profil AWI-94042 entlang einer Biegung einer größeren Rinne verläuft. Die Strukturen im Norden (CMP 200) und in der Mitte (CMP 1300-2200) dieses Ausschnittes ließen sich auch als Levees auf beiden Seiten einer großen Rinne interpretieren. Die Bathymetrie (Abb. 6.12b) zeigt aber, daß es sich hier um den Rand auf einer Seite der Rinne handelt.

Ältere Rinnen zeigen sich in seismischen Sektionen oft als Bereiche mit höherer Reflektivität (z.B. in Abb. 6.12, CMP 2500, oder Abb. 6.14, CMP 1700, unterhalb der heutigen Rinne). Die höhere Reflektivität in Bereichen ehemaliger Rinnen kann damit erklärt werden, daß dort überwiegend grobes Material liegenbleibt oder abgelagert wird. Die feine Fraktion wird durch Bodenströmungen oder Suspensionsströme ausgewaschen (Clark und Pickering, 1996).

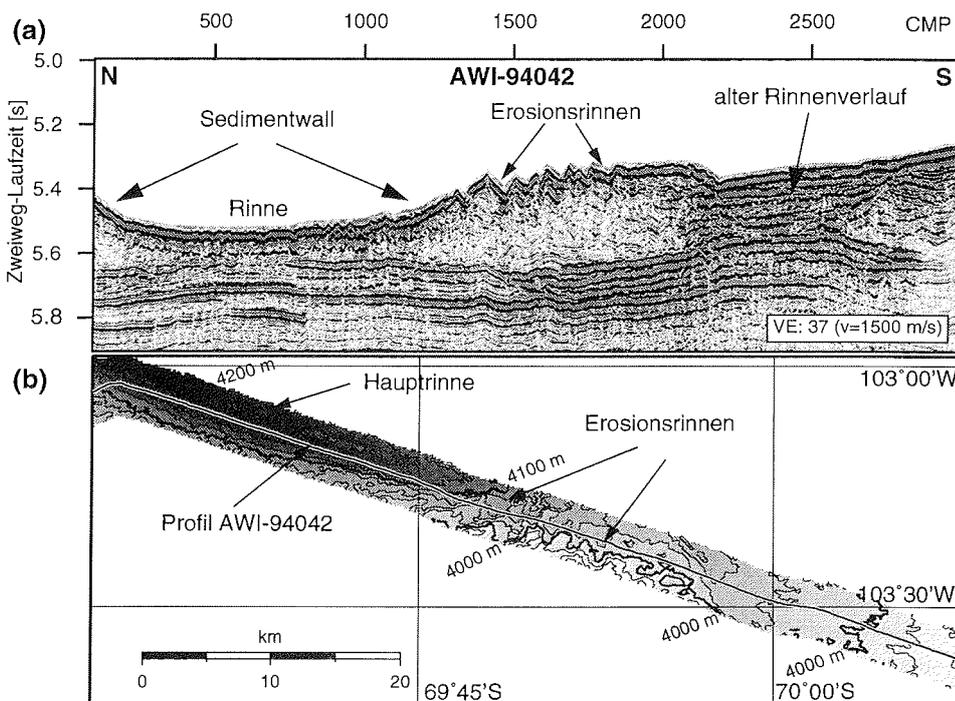
Ein Vergleich der Rinnen, basierend auf deren Geometrie, z.B. dem Verhältnis von Höhe zu Breite der einzelnen Rinnen, wie es Kagami und Iwasaki (1991) oder Clark und Pickering (1996) durchgeführt haben, ist hier nicht sinnvoll, da die Daten aus unterschiedlichen Bereichen des Kontinentalfußes stammen und sich die Geometrie der Rinnen mit zunehmender Entfernung vom Kontinentalrand ändert.

### **Sedimentrücken**

Über das ganze Untersuchungsgebiet verstreut finden sich Sedimentrücken ("mounds") unterschiedlicher Größe und Geometrie (Abb. 6.2). Einer der größten dieser Rücken verläuft bei ca. 93°W in Nord-Süd-Richtung. Im Bereich des Profils

AWI-94041 hat dieser Sedimentrücken eine Breite von ca. 100 km und eine Höhe von über 700 m (Abb. 6.10). Die Rücken zeigen in der Regel einen asymmetrischen Aufbau, der aber nicht bei allen Rücken gleich ist.

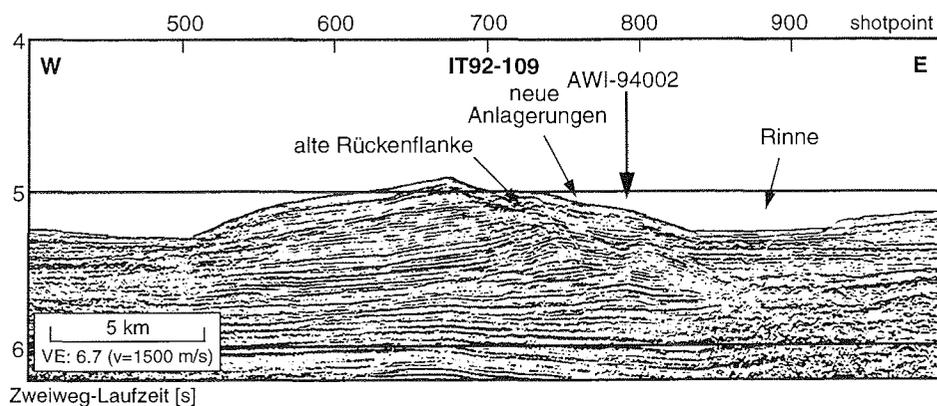
Der Ausschnitt des Profils IT92-109 (Rebesco et al., 1996) in Abb. 6.13 zeigt einen Querschnitt durch den Sedimentrücken im östlichen Bellingshausenmeer, dessen Längsschnitt und Bathymetrie in den Abbildungen 6.9 und 6.11 dargestellt ist. Auf der östlichen Seite des Rückens befindet sich eine Rinne. Diese Seite ist auch etwas steiler als die westliche Flanke. Die interne Struktur des Rückens wird auf der Westseite durch parallele bis subparallele, weitgehend ungestörte Reflexionen gebildet, während die steilere Ostseite subparallele bis chaotische Reflexionen zeigt. Der Scheitel des Rückens hat sich mit der Zeit von Ost nach West verlagert. In Abb. 6.13 erkennt man, daß sich Sediment an die alte Rückenstruktur angelagert hat (CMP 700-850). Im Profil AWI-94002 (CMP 7500-8500 in Abb. B.1) ist zu sehen, daß diese Anlagerung aus laminaren, parallelen Reflexionen besteht, die gegen die alte Rückenstruktur auflaufen ("onlap"). Dies ist ein deutlicher Hinweis



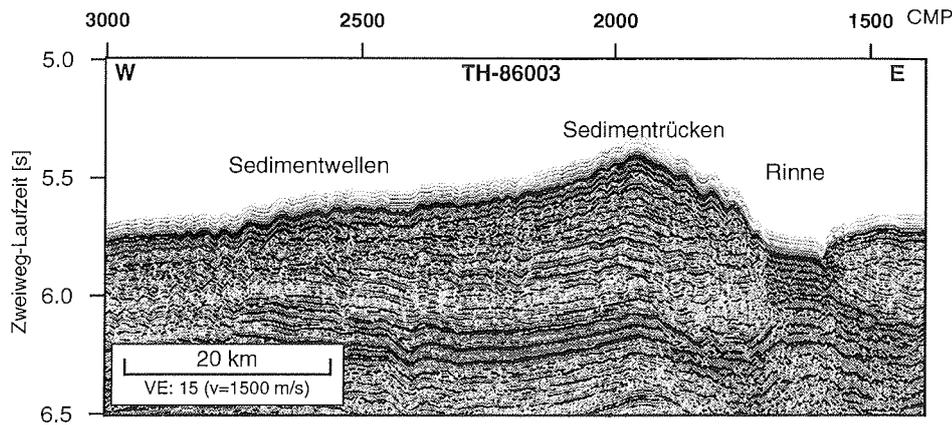
**Abb. 6.12:** (a) Ausschnitt aus dem Profil AWI-94042. Die Strukturen könnten einen Querschnitt durch eine Rinne und einen Sedimentrücken darstellen. (b) Hydrosweep-Streifen des Ausschnittes von (a). Die Isolinien haben einen Abstand von 20 m. Man erkennt jetzt, daß es sich hier um einen Längsschnitt entlang einer Biegung der Rinne handelt. Die Linie in der Mitte der Isolinien zeigt den Verlauf des seismischen Profils.

darauf, daß die alte Rückenstruktur nicht mehr weiter ausgebaut wird. Die Erosionsrinnen, die sich in die tiefergelegenen Reflexionen einschneiden (Abb. 6.9), deuten ebenfalls an, daß der alte Sedimentrücken nicht mehr auf-, sondern eher abgebaut wird.

Der im westlichen Bellingshausenmeer bei 94°W (Abb. 6.2) gelegene Sedimentrücken (Abb. 6.10) zeigt die asymmetrische Geometrie noch deutlicher. Allerdings liegt bei diesem Rücken die steile Flanke im Westen und die flache Flanke im Osten. Aber auch hier wird der Rücken im Osten durch eine bzw. zwei große Rinnen begrenzt. Der interne Aufbau des Rückens besteht aus parallelen bis subparallelen Reflexionen auf der flachen Ostseite, die in den obersten 250 - 300 ms Anzeichen für Sedimentwellen zeigen. Die steile Westflanke besteht aus welligen ("hummocky") Reflexionen, die durch Diffraktionen gestört sind. Dies ist ein Anzeichen für Rutschungen. Der Sedimentrücken hat sich über einer tektonischen Erhebung des Untergrundes gebildet. In Abb. 6.10 (Abb. B.1) ist diese Erhebung deutlich zu erkennen. Eine Diskordanz ca. 500 - 800 ms oberhalb der ozeanischen Kruste deutet darauf hin, daß hier eine Hebung des Untergrundes stattgefunden hat, nachdem sich die ersten Sedimente abgelagert haben. Mehrere Störungen innerhalb des Rückens oberhalb der Diskordanz könnten auf spätere tektonische Bewegungen hindeuten. Diese Störungen könnten aber auch durch Kompaktionsprozesse innerhalb des großen Sedimentrückens entstanden sein. Wie das Profil BAS923-27, das knapp unterhalb des Kammes auf der flachen Seite des Rückens verläuft, zeigt, hat dieser Rücken im Gegensatz zum Sedimentrücken in den Abbildungen 6.9 und 6.11 eine direkte Verbindung zur Schelfkante und ist



**Abb. 6.13:** Ausschnitt des seismischen Profils IT92-109, das einen Querschnitt durch einen Sedimentrücken zeigt ("Mound 8" aus Rebesco et al., 1996). Der Pfeil markiert den Schnittpunkt mit dem Profil AWI-94002, das entlang der östlichen Flanke dieses Profils verläuft (Abb. 6.9).



**Abb. 6.14:** Beispiel einer Rinne mit Sedimentwall aus dem Amundsenmeer. Dieser Ausschnitt ist Teil des Profiles TH-86003 des JNOC (CDROM, SDLS-23, SCAR, 1992). Der Sedimentwall westlich der Rinne ist deutlich größer als der Wall östlich der Rinne. Auf dem westlichen Wall sind die Sedimentwellen klar zu erkennen.

nicht wie dort durch eine Rinne vom Kontinentalhang getrennt (Cunningham, pers. Mitteilung).

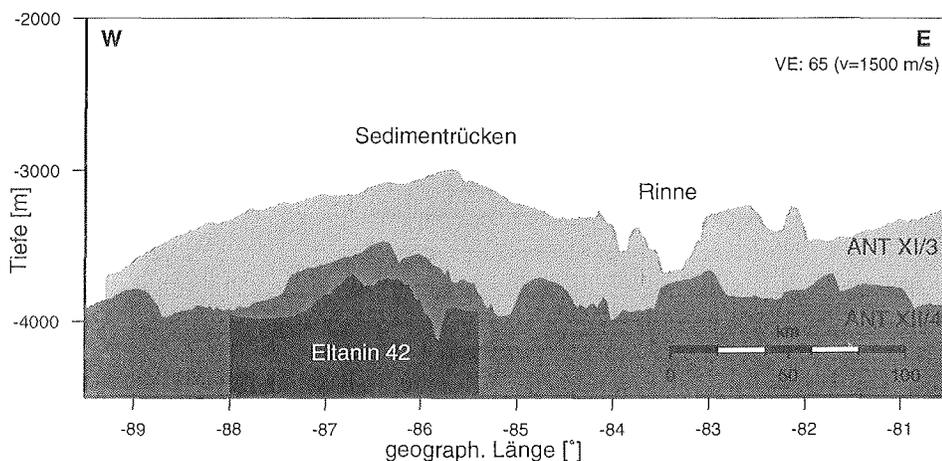
Weiter im Westen, im Amundsenmeer, befindet sich zwischen 100°W und 110°W eine Abfolge von vier größeren Sedimentrücken mit gleichem Aufbau (Abb. 6.2). Der östlichste dieser Rücken ist in Abb. 6.14 dargestellt. Wie bei den oben beschriebenen Sedimentrücken hat auch dieser Rücken eine asymmetrische Geometrie. Die steilere Flanke liegt hier im Osten und fällt zu einer Rinne hin ab. Diffraktionen und Absätze sind Hinweise auf Rutschungen vom Rand in die Rinne. Auf der flachen Seite im Westen sind Sedimentwellen zu erkennen, die bis in eine Tiefe von 300 ms reichen. Diese Sedimentwellen migrieren leicht nach Osten, in Richtung auf den Kamm. Die vier Sedimentrücken im Amundsenmeer lassen sich in den Bathymetrie-Daten verschiedener Expeditionen auf dem Kontinentalfuß des Amundsenmeeres verfolgen (Kap. 6.1). Ob und wie diese Rücken an den Schelf bzw. Kontinentalhang angeschlossen sind, läßt sich mangels Daten nicht feststellen.

Zwischen den Sedimentrücken in Abb. 6.10 und Abb. 6.14 liegen keine weiteren Sedimentrücken. In dem Profil AWI-94041 erkennt man lediglich zwei kleinere Levees, an deren östlicher Seite sich kleine Rinnen befinden (bei CMP 10200 und CMP 17800 in Abb. B.1). Dies ist wahrscheinlich auch auf einen sehr geringen Sedimenteintrag zurückzuführen. Der Sedimentkern PS2553, der von einem dieser Levees stammt, weist Sedimentationsraten von weniger als 3.0 cm/ka auf (C.D. Hillenbrand, pers. Mitteilung). Dies bedeutet auch, daß die steile, westliche Seite

des Sedimentrückens in Abb. 6.10 nicht direkt durch eine Rinne kontrolliert wird (Abb. B.1), wie es bei steileren Flanken der anderen Rücken der Fall zu sein scheint.

Aus dem Bereich des Kontinentalfußes zwischen Peter-I.-Insel ( $90^{\circ}\text{W}$ ) und dem Profil AWI-94003 (ca.  $81^{\circ}\text{W}$ ) sind keine seismischen Daten verfügbar. Die Bathymetrie (Abb. 6.15) deutet hier aber auf ein größeres Rinnen- und Rückensystem hin (vergl. Abb. 3.12, Abb. 6.2).

Bislang wurde der allgemeine Begriff Sedimentrücken verwendet, um diese Strukturen auf dem Kontinentalfuß zu beschreiben. Andere Begriffe wie Düne, Sedimentdamm bzw. Levee oder Drift deuten bereits auf die Prozesse hin, die solche Sedimentrücken aufgebaut haben. Bei den Strukturen, die hier beschrieben werden, ist deren Entstehung aber nicht einfach zu erkennen. Die enge Verknüpfung der Sedimentrücken mit den Rinnen legt die Vermutung nahe, daß es sich bei diesen Sedimentkörpern um Sedimentdämme ("levees") handelt, die auf beiden Seiten von Rinnensystemen durch das aufgewirbelte Material ("overspill") aufgebaut werden. Solche Strukturen werden oft in Zusammenhang mit Tiefsee-Fächern beschrieben (Bouma et al., 1985; Emery und Myers, 1996). Üblicherweise bilden sich solche Levees auf beiden Seiten einer Rinne. Verläuft die Rinne in Nord-Süd-Richtung, so kann der Einfluß der Corioliskraft bewirken, daß eine Seite stärker ausgebildet wird. Auf der Südhalbkugel ist dies die Seite links in Fließrichtung.



**Abb. 6.15:** Drei Bathymetrie-Profile zwischen  $89^{\circ}\text{W}$  und  $81^{\circ}\text{W}$  mit unterschiedlichem Abstand vom Kontinentalrand. Das Profil ANT-XI/3 liegt bei  $69^{\circ}\text{S}$ , ANT-XII/4 bei ca.  $68.5^{\circ}\text{S}$  und das Profil Eltanin 42 bei  $68.1^{\circ}\text{S}$ . Die genaue Lage ist in Abb. 6.1 gekennzeichnet. Deutlich erkennt man einen großen Rücken, dessen Scheitel sich westwärts von  $85.5^{\circ}\text{W}$  nach  $86.5^{\circ}\text{W}$  verlagert. Auf der Ostseite diese Rückens befindet sich eine tiefe Rinne.

Aufgeteilt in eine N-S-Komponente  $F_x$ , eine E-W-Komponente  $F_y$  und eine Komponente senkrecht zur Erdoberfläche  $F_z$  läßt sich die Corioliskraft darstellen als (Dietrich et al., 1975)

$$\begin{aligned} F_x &= -2\Omega(w \cos \beta + v \sin \beta) \\ F_y &= 2\Omega(u \sin \beta) \\ F_z &= 2\Omega(u \cos \beta) \end{aligned} \quad (6.3)$$

mit

$u, v, w$  = Geschwindigkeit der Strömung in NS-, EW- und Z-Richtung

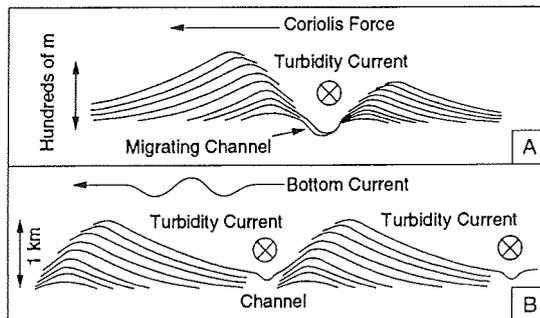
$\beta$  = geographische Breite

$\Omega$  = Rotationsgeschwindigkeit der Erde ( $7.24 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

Für einen Suspensionsstrom in Nord-Süd-Richtung kann man aus (6.3) ableiten, daß die Corioliskraft, die auf diese Strömung wirkt, bei  $70^\circ\text{S}$  etwa doppelt so groß ist wie bei  $28^\circ\text{S}$ . Allein daher kann man erwarten, daß der Einfluß der Corioliskraft auf die Ausbildung der Levees in polaren Breiten deutlich größer ist als in niedrigen Breiten. Möglicherweise ist dies auch ein Grund dafür, daß sich in der Literatur kaum Beispiele mit asymmetrischen Levees finden, da die meisten Daten aus mittleren und niedrigen Breiten stammen. Dagegen zeigen andere Beispiele aus polaren Regionen, wie z.B. der Crary-Fächer (Oszkó, 1996), ebenfalls unterschiedlich stark ausgebildete Levees wie sie in Abb. 6.16A skizziert sind.

Rebesco et al. (1996) beobachten aber bei Sedimentrücken entlang der Antarktischen Halbinsel, daß sich deren Form von der typischer Levees unterscheidet (Abb. 6.16). Entlang der Halbinsel zeigen die meisten Rücken eine Geometrie ähnlich der in Abb. 6.16B (Rebesco et al., 1996). Einige der Sedimentrücken haben auch eine fast symmetrische Geometrie. Eine Geometrie, wie sie in Abbildung 6.16A zu sehen ist, wird dort aber nicht beobachtet.

Bei den Sedimentrücken im Bellingshausen- und im Amundsenmeer zeigt nur ein Rücken (Abb. 6.10) eine Geometrie, die der in Abb. 6.16B entspricht. Die anderen hier beschriebenen Sedimentrücken zeigen eine Geometrie, die eher der in Abb. 6.16A entspricht und auf nur geringen Einfluß von Bodenströmungen hinweist. Die Größe der Rücken und die Tatsache, daß der östliche Levee im Vergleich zum westlichen Levee nicht oder nur sehr schwach ausgebildet wurde, deuten allerdings darauf hin, daß die Corioliskraft allein zum Aufbau dieser Strukturen nicht ausgereicht hat. Zu dem gleichem Schluß kommen auch McGinnis und Hayes (1995) und Rebesco et al. (1996), die die Sedimentrücken entlang der Antarktischen Halbinsel untersucht haben. Ähnliche Vermutungen äußerten bereits Tucholke (1977) oder Kagami und Iwasaki (1991). Ein solches Zusammenwirken von Corioliskraft und Bodenströmung beim Aufbau solcher Strukturen wurde auch



**Abb. 6.16:** Zwei Möglichkeiten der Ablagerungen der feinen Fraktion von Suspensionsströmen. (A) Sedimentation unter Einfluß der Corioliskraft. Auf beiden Seiten der Rinne wird Material abgelagert, wobei die steile Flanke zur Rinne hin zeigt. Durch die Corioliskraft ist der Sedimentkörper auf einer Seite höher. (B) Sedimentation unter Einfluß einer Bodenströmung. Die Geometrie des Sedimentkörpers ist ebenfalls asymmetrisch, aber jetzt zeigt eine flache Seite zur Rinne. Der rechte Sedimentkörper wird vom rechten Trübestrom erzeugt (Nach Rebesco et al., 1996).

von anderen Autoren diskutiert (Carter und McCave, 1994; Kuvaas und Leitchenkov, 1992; Lewis, 1994). Carter und McCave (1994) sprechen in diesem Zusammenhang auch von "fan-drift"-Ablagerungen. Rebesco et al. (1996) bezeichnen die von ihnen untersuchten Strukturen dagegen nur als Drifts.

Die zeitliche Entwicklung der Rücken und Rinnen ist nur schwer zu erfassen. Die hier beschriebenen seismischen Daten haben keinen Anschluß an absolute Altersdaten. Sie kreuzen keine der DSDP-Bohrungen im Arbeitsgebiet, und die am dichtesten gelegene Bohrung (Site 324, Abb. 6.1) reicht nur bis ins Pliozän, d.h. weniger als 5 Ma zurück. Die Rückenstrukturen liegen deutlich oberhalb der basaltischen Kruste, die im Arbeitsgebiet zwischen 80 und 30 Ma alt ist, so daß auch der Vergleich mit dem Alter der ozeanischen Kruste keine zeitliche Zuordnung ermöglicht.

Entlang der Antarktischen Halbinsel ist die ozeanische Kruste jünger und sowohl McGinnis und Hayes (1995) als auch Rebesco et al. (1996) haben dort einen Erosionshorizont als Basis der Sedimentrücken identifiziert. Dieser Horizont läuft dort gegen basaltische Kruste aus ("onlap"), die zwischen 20 und 23 Ma Jahre alt ist (McGinnis und Hayes, 1995). Dieses Alter korreliert mit einem Hiatus in der DSDP-Bohrung 325 im frühen Miozän (Hollister et al., 1976; Rebesco et al., 1996). Sowohl McGinnis und Hayes (1995) als auch Rebesco et al. (1996) bezeichnen die Zeit bis einschließlich des Erosionsereignisses als Phase 1 ("pre drift") in der Entwicklung der Rücken. Die eigentliche Entwicklung der Rücken unterteilen beide in zwei Phasen. Phase 2 ist die Hauptaufbauphase der Rücken und ist von hohem Eintrag an terrigenem Sediment und starken Bodenströmungen

geprägt, während in Phase 3 der Einfluß von Bodenströmungen abnimmt und die Rücken in ihrer Form zwar noch erhalten, aber nicht weiter ausgebaut werden.

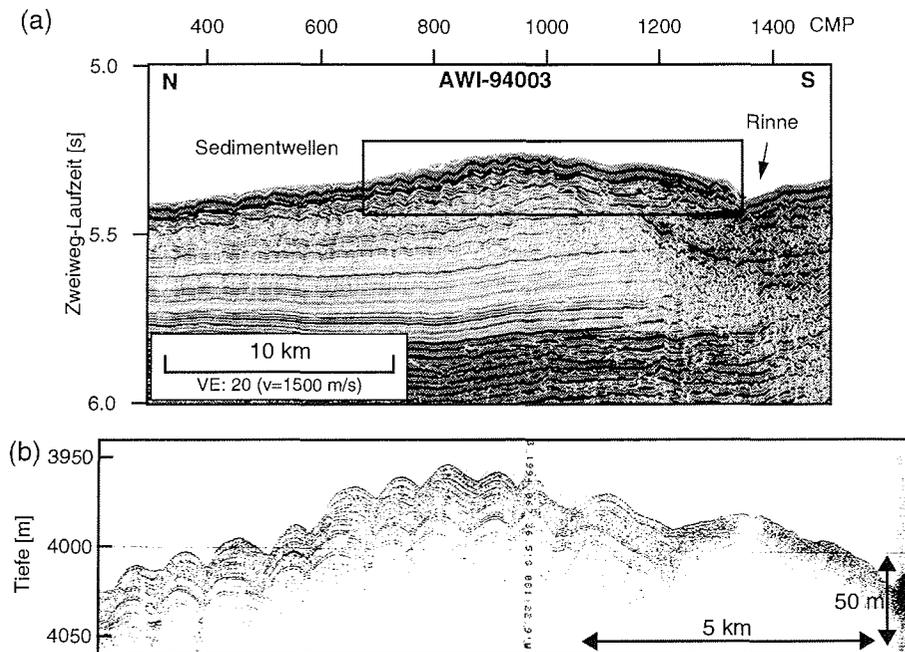
Die östlichen Rücken im Untersuchungsgebiet (AWI-94002) lassen sich direkt an die Daten von Rebesco et al. (1996) anschließen und zeigen den gleichen Aufbau. Die Basis der meisten Rücken bildet eine Reflexion stärkerer Amplitude (z.B. bei 6.2 s TWT, Abb. 6.14; 5.6 s TWT, Abb. 6.18) bzw. ein Band höherer Reflektivität (5.8 s TWT, Abb. 6.17a). Unterhalb dieser Reflexionen sind keine Anzeichen für Rücken oder Rinnen zu erkennen. Dieser Reflektor ist möglicherweise ein regionaler Erosionshorizont, wie er von der Antarktischen Halbinsel, aber auch von anderen Regionen der Antarktis beschrieben wird (Kuvaas und Leitchenkov, 1992; McGinnis und Hayes, 1995; Rebesco et al., 1996). Im allgemeinen wird dieser Erosionshorizont mit einer Intensivierung der Bodenströmungen nach Öffnung der Drake-Passage an der Grenze vom Oligozän zum Miozän vor ca. 23 Ma (Barker und Burrell, 1977) und der daraufhin einsetzenden zirkumpolaren Zirkulation in Verbindung gebracht. Die DSDP-Bohrungen 322 und 325 zeigen ebenfalls einen Hiatus im frühen Miozän, der ein Indiz für intensivere Bodenströmung ist (Holliester et al., 1976).

Die östlichen Sedimentrücken zeigen eine Entwicklung in zwei Phasen, wie sie sowohl von McGinnis und Hayes (1995) als auch von Rebesco et al. (1996) beschrieben wird. Die Sedimentrücken im Amundsenmeer zeigen dagegen nur eine einheitliche Phase in ihrer Entwicklung (Abb. 6.14).

### 6.6 Sedimentwellen

Sowohl im Bellingshausen- als auch im Amundsenmeer finden sich an verschiedenen Lokationen Sedimentwellen. Oft treten solche Sedimentwellen in Verbindung mit Sedimentrücken auf (Abb. 6.10, Abb. 6.14). Aber nicht alle Sedimentrücken zeigen Sedimentwellen (Abb. 6.13). Solche Sedimentwellen sind mehr oder weniger regelmäßige, sinusförmige Wellen oder Rippeln mit einer Wellenlänge von bis zu einigen Kilometern und einer Höhe von mehreren zehn Metern. Kleinere Rippeln sind in der Seismik aufgrund der begrenzten Auflösung nur schwer zu erkennen. Die meisten Wellen befinden sich auf der flacheren Seite der Sedimentrücken. Um eindeutige Aussagen über die Richtung der Sedimentwellen machen zu können, braucht man Querprofile oder dreidimensionale Daten, die nur stellenweise vorhanden sind. Die Sedimentwellen, die sich am nördlichen Ende der Profile AWI-94002 und AWI-94003 (Abb. 6.17) befinden, verlaufen in Südost-Nordwest-Richtung, was auf eine Ost-Westströmung bei ihrer Bildung hindeutet.

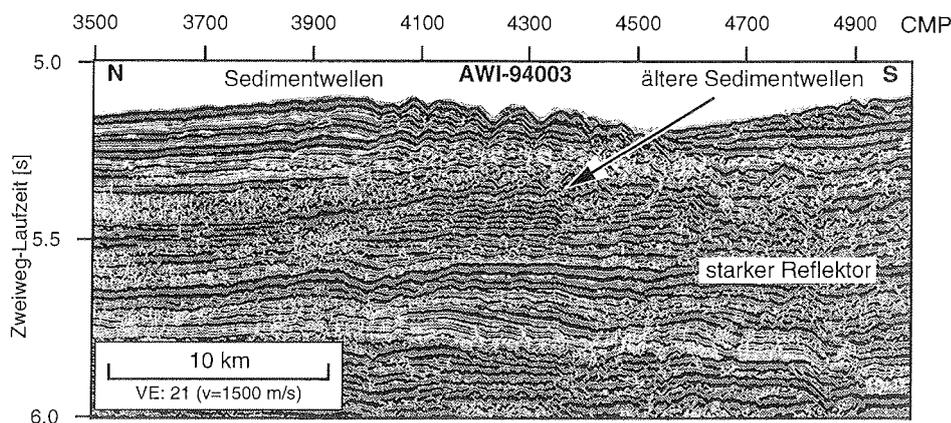
Als Ursachen von Sedimentwellen werden heute zwei Möglichkeiten diskutiert (Stow, 1994). So können Sedimentwellen entweder durch Bodenströmungen entstehen oder durch Trübestrome bzw. deren Überlauf ("overspill") an den Rändern



**Abb. 6.17:** (a) Querschnitt durch einen Sedimentkörper auf dem Profil AWI-94003. Auf der südlichen Seite befindet sich eine Rinne. Auf dem Sedimentkörper zeigen sich deutliche Sedimentwellen. Auffallend ist die geringe Reflektivität des Sedimentkörpers. (b) Parasounddaten, die die Sedimentwellen noch deutlicher zeigen.

der Rinnen. Normark et al. (1980) weisen darauf hin, daß in vielen Fällen Sedimentwellen auf Sedimentrücken gefunden werden, die in der Nähe von Rinnen liegen. Dies gilt auch für viele Sedimentwellen im untersuchten Gebiet. Eine Ausnahme bilden dabei Sedimentwellen, von denen Tucholke und Houtz (1976) berichten, und die in den Tiefsee-Ebenen zu finden sind. Tucholke und Houtz (1976) betrachten diese Wellen als deutliches Anzeichen für Bodenströmungen.

Ältere Sedimentwellen sind nur in wenigen Profilen auszumachen (Abb. 6.18). Sie liegen immer oberhalb eines starken Reflektors. Unterhalb dieses Reflektors finden sich keine Anzeichen für Sedimentwellen. Dies kann bedeuten, daß die Strömungsverhältnisse in früheren Zeiten (z.B. vor der Öffnung der Drake-Passage) noch nicht zu Sedimentwellen geführt haben. Dies würde bedeuten, daß dieser Reflektor mit dem frühen Miozän vor ca. 24-20 Ma. Die Ergebnisse der DSDP-Bohrungen in dieser Region deuten auf einen Wechsel der Strömungsverhältnisse in diesem Zeitraum hin (Hollister et al., 1976). Die Bohrung 324, die direkt im Untersuchungsgebiet liegt, reicht aber nur bis ins obere Pliozän zurück, so daß eine direkte Korrelation nicht möglich ist.



**Abb. 6.18:** Ausschnitt aus dem seismischen Profil AWI-94003 mit einem kleinen Sedimentrücken. Auf dem Sedimentrücken gibt es Anzeichen für Sedimentwellen. Eine ältere Struktur, ebenfalls mit Sedimentwellen, befindet sich bei CMP 4100-4400 in etwa 5.5 s Tiefe.

### 6.7 Entwicklung und Variation der Prozesse entlang des Kontinentalrandes

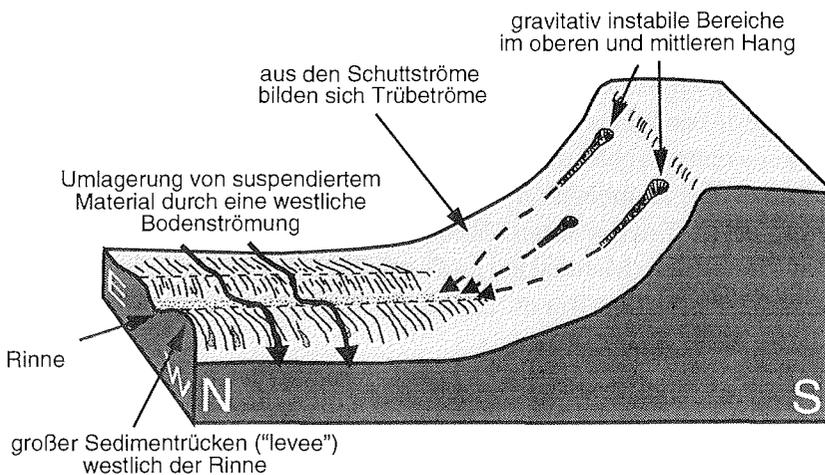
Obwohl das Datenmaterial noch lückenhaft ist, ist es im Rahmen der vorliegenden Arbeit durch die Kombination verschiedener Datensätze gelungen, die Verteilung der wichtigsten Sedimentstrukturen im Untersuchungsgebiet zu erfassen. Die Daten liefern auch Hinweise auf die verschiedenen Sedimentationsprozesse, die zum Aufbau dieser Strukturen beigetragen haben. Die vorangegangenen Betrachtungen lassen sich somit in einem Modell zusammenfassen.

An vielen Stellen im Amundsen- und Bellingshausenmeer finden sich Hinweise auf eine grundlegende Änderung der Strömungen am Meeresboden. Darauf deuten ein regionaler Erosionshorizont und das Auftreten von Sedimentwellen (z.B. Abb. 6.18), Rinnen und Sedimentrücken (z.B. Abb. 6.14) oberhalb dieses Horizonts hin. Der Vergleich mit seismischen Daten von der Antarktischen Halbinsel (McGinnis und Hayes, 1995; Rebesco et al., 1996) und die Ergebnisse von DSDP-Bohrungen (Hollister et al., 1976) lassen vermuten, daß dieser Wechsel nach der Öffnung der Drake-Passage vor ca. 23 Ma an der Grenze Oligozän/Miozän stattfand. Dies ermöglichte das Einsetzen der zirkumpolaren Zirkulation und die Ausbildung des ACC's nördlich von 68°S.

Die ersten Spuren von Material, das von Eisbergen transportiert wurde, stammen aus dem frühen Miozän. Wie bereits in Kapitel 5 diskutiert wurde, ist dies lediglich ein Zeichen dafür, daß die ersten Gletscher das Meer erreichten und Eisberge freisetzen. Ein grundlegender Wechsel der Sedimentation im Bereich des Kontinentalhanges setzte aber erst ein, als das Eis der Westantarktis sich auf den Schelf

ausdehnte und schließlich die Schelfkante erreichte.

Zu den Zeiten, während derer sich der Eisschild an der Schelfkante befand, wurden vermutlich große Mengen Sediment in kurzer Zeit auf dem oberen Kontinentalhang abgelagert. Der Eintrag an terrigenem Material stieg sprunghaft an. Dies geschah nicht nur lokal, sondern entlang großer Teile des gesamten Kontinentalrandes. Dort, wo große Eisströme die Schelfkante erreichten, wurde mehr Material angeliefert als an anderen Stellen (vergl. Kap. 5.4 und Abb. 5.10). Die zahlreichen kleinen Rutschungen (Abb. 6.3, Kap. 6.3) sind ein Indiz dafür, daß diese Ablagerungen gravitativen Instabilitäten am oberen Kontinentalhang führten. Dies wurde vermutlich dadurch verursacht, daß durch das Eis große Mengen Sediment in kurzer Zeit abgelagert wurden, so daß keine Konsolidierung der Ablagerungen erfolgen konnte.



**Abb. 6.19:** Skizze der wichtigsten Sedimentations- und Umlagerungsprozesse im Bereich des Kontinentalhanges und Kontinentalfußes. Erläuterungen zu den einzelnen Prozessen finden sich im Text.

Die Strukturen im oberen sowie die Ablagerungen am unteren Kontinentalhang deuten darauf hin, daß dieses Material durch zahlreiche kleinere und mittlere Rutschungen hangabwärts transportiert wurde (Abb. 6.19). Ob dies direkt nach der Ablagerung geschah oder beim Rückzug des Eises, ist unklar. Anhand der Daten läßt sich nicht feststellen, wie lange das Material auf dem oberen Kontinentalrand lagerte. Da es heute so gut wie keine Erdbeben in dieser Region gibt und der obere Hangbereich zu tief für den Einfluß von Wellen oder Stürmen liegt, ist es unwahrscheinlich, daß während des Interglazials Rutschungen durch solche Ereignisse ausgelöst wurden. Die Analyse von Sedimentkernen vom unteren Kontinentalrand (Braun, 1997; C. D. Hillenbrandt, pers. Mitteilung) zeigt höhere Sedimentationsraten im Glazial als im Interglazial, was darauf schließen läßt, daß der Großteil des

Materials bereits im Glazial weitertransportiert wurde.

Die Rutschungen erfolgten im oberen Hangbereich zunächst in Form von kleineren "slumps", die in Schuttströme ("debris flows") übergehen. Entsprechende Strukturen in der Seismik zeigen, daß ein Teil dieses Materials im unteren Hangbereich abgelagert wurde (Abb. 6.5). Auf diese Weise wurde der progradierende Sedimentkeil aufgebaut (Kap. 6.4).

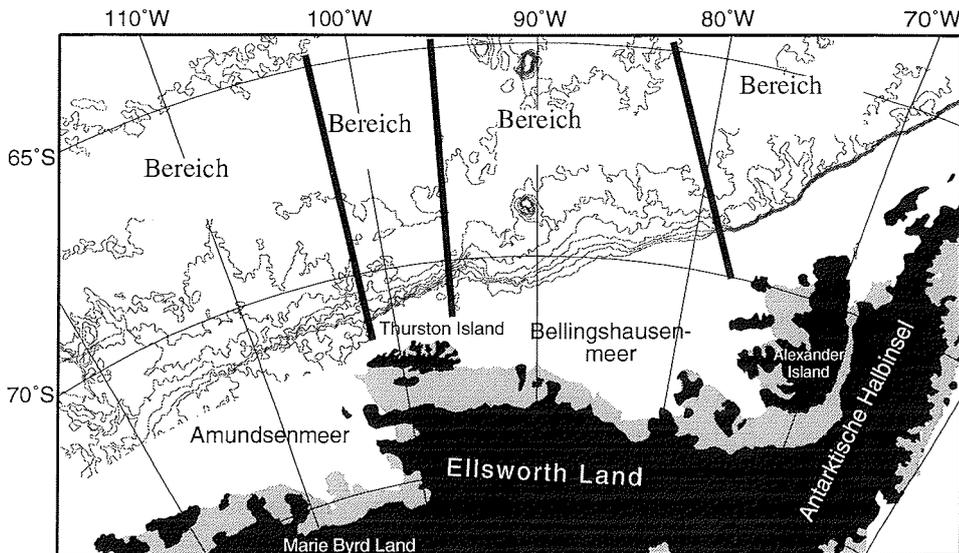
Wie Sedimentkerne zeigen (Hollister et al., 1976; Wright et al., 1983; Kap. 6.2), bestehen die Ablagerungen in den Tiefsee-Ebenen und am unteren Kontinentalfuß hauptsächlich aus Turbiditen. Zusammen mit den Rinnen und Sedimentrücken deutet dies darauf hin, daß sich, ausgehend von den Rutschungen am Hang, Trübestrome gebildet haben, die einen Teil des Materials weitertransportierten. Die vorliegenden Daten zeigen keine Anzeichen von cañonartigen Einschnitten im Kontinentalhang, sondern lassen vermuten, daß die Trübestrome sich erst im unteren Hangbereich entwickelten.

Die Trübestrome folgten den vorhandenen Rinnensystemen. Dabei wurde im oberen Bereich der Trübestrome feines Material in Suspensionswolken transportiert. Die Rinnen im Untersuchungsgebiet zeigen nur einseitige Ablagerungen im Westen (Abb. 6.14). Durch eine Kombination von Corioliskraft und einer westlichen Bodenströmung wurde ein Teil des Materials aus der Suspensionswolke nach Westen verdriftet. Dort baute dieses Material die großen Sedimentrücken auf, die überwiegend aus Ton und Silt bestehen (Braun, 1997; C. D. Hillenbrand, pers. Mitteilung).

### **Variation der Prozesse im Untersuchungsgebiet**

Dieses Modell ist nur ein Grundmodell, das die einzelnen Prozesse und deren Zusammenspiel erklärt. Tatsächlich schwankt der Einfluß einzelner Parameter wie Strömungen, Sedimentzufuhr und tektonische Entwicklung entlang des Kontinentalrandes. So zeigen einige der in Kapitel 6.5 vorgestellten Sedimentrücken (z.B. Abb. 6.10) einen deutlicheren Einfluß einer Bodenströmung als andere (z.B. Abb. 6.14). Die Bathymetrie des Untersuchungsgebietes (Abb. 3.12) zeigt ebenfalls eine Variation der Morphologie. Es lassen sich vier größere Bereiche unterscheiden (Abb. 6.20; Tab. 6.2):

(1) Der Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel bis ca. 78°W. Der Kontinentalhang ist mit 12° bis 17° Neigung außergewöhnlich steil. Auf dem Kontinentalfuß befindet sich eine Kette von mindestens acht Sedimentrücken, die durch eine Rinne vom Schelf getrennt sind. Diese Rücken zeigen einen starken Einfluß von Bodenströmungen. Es sind aber keine Sedimentwellen zu erkennen. Dieser Bereich wird ausführlich von McGinnis und Hayes (1995), Rebesco et al. (1996) sowie Rebesco et al. (submitted) beschrieben und diskutiert.



**Abb. 6.20:** Unterteilung des Kontinentalrandes in vier Bereiche mit unterschiedlichen Erscheinungsformen der Sedimentationsprozesse. Bereich 1: Antarktische Halbinsel; Bereich 2: zentrales und westliches Bellingshausenmeer; Bereich 3: Thurston Island; Bereich 4: zentrales Amundsenmeer. Die Bathymetrie ist durch 500 m Tiefenlinien angedeutet.

(2) Daran schließt sich der Bereich des zentralen und westlichen Bellingshausenmeeres an (78°W-95°W). Die Neigung des Kontinentalhanges ist mit 2° bis 4° deutlich flacher und der Schelf ist im Mittel 550 m tief gegenüber 450 m im Bereich der Antarktischen Halbinsel. Der plötzliche Übergang fällt möglicherweise mit dem vermuteten SE-Verlauf der Heezen-Transformstörung zusammen (Abb. 2.4 u. 2.5).

Der Kontinentalhang und -fuß werden durch mehrere Sedimentkörper geprägt, die sich als Rücken auf den Kontinentalfuß fortsetzen (Abb. 6.2). Im Gegensatz zu den Sedimentrücken entlang der Halbinsel haben diese Sedimentkörper eine direkte Verbindung zum Schelf und sind nicht durch Rinnen getrennt. Wie im Modell (Abb. 6.19) skizziert, beginnen die Rinnen hier erst am Fuße des Hanges. Zahlreiche Sedimentwellen und die Geometrie des Sedimentrückens bei 94°W deuten auf einen stärkeren Einfluß von Bodenströmungen in diesem Bereich hin.

Die Linie von der Peter-I.-Insel zu den DeGerlache-Seamounts wirkt hier offenbar als Trennlinie für die Sedimentablagerungen östlich und westlich davon. Das Profil AWI-94030 (Abb. B.1) läßt vermuten, daß der große Sedimentkörper in diesem Bereich eine tektonische Ursache hat. Auf diesem Profil ist unterhalb des Kontinentalhanges ein Bereich mit chaotischen Reflexionen und ohne erkennbare interne Struktur zu sehen. Seismische Geschwindigkeiten, soweit sie bestimmbar wa-

Tab. 6.2: Charakteristika der verschiedenen Bereiche

	Bereich 1	Bereich 2	Bereich 3	Bereich 4
mittl. Schelfbreite	100-200 km	150-500 km	50-150 km	150-400 km
mittl. Wassertiefe auf dem Schelf	450 m	500-600 m	500-600 m	600-1000 ? m
tektonische Entwicklung	RTC 20 - 4 Ma	RTC 50 - 4 Ma	Grenze zwischen RTC und passivem Kontinentalrand	passiver Kontinentalrand seit ca. 84 Ma
<b>Prozesse</b>				
Einfluß von Bodenströmungen	groß	groß-mittel	?	eher gering
Sedimentrücken	isoliert auf dem Kontinentalfuß	an den Schelf angeschlossen	nicht vorhanden	vermutlich an den Schelf angeschlossen
Hangtransport	kleine Rutschungen	kleine Rutschungen	Rutschungen ?	Cañons
Rinnen	Rinnen beginnen am Fuße des Hangs	Rinnen beginnen am Fuße des Hangs	keine große Rinnen	Rinnen auf dem Fuß sind die Fortsetzung kleiner Cañons
Ablagerungszentren	ja	ja	nein	nein

RTC: Kollision des mittelozeanischen Rückens mit der Subduktionszone ("Ridge Trench Collision")

ren, und eine negative Schwereanomalie deuten auf stark deformierte Sedimente hin. Die Herkunft dieser Struktur ist unsicher, da die komplexe tektonische Vergangenheit des Kontinentalrandes im Bereich der Peter-I.-Insel noch nicht geklärt ist. Möglicherweise handelt es sich hier um Reste des Akkretionskeiles der früheren Subduktionszone, die nach der Kollision erhalten geblieben sind.

(3) An den Sedimentrücken bei 94°W schließt sich ein Bereich mit einem etwas steileren (7°-9°) Kontinentalhang an. Auf dem Kontinentalfuß befinden sich nur wenige kleine Rinnen und keine größeren Sedimentrücken (Abb. 6.2). Daraus läßt sich schließen, daß der Sedimenteintrag in diesem Bereich sehr gering war. Das seismische Profil BAS923-25 (Abb. 5.8) zeigt keine progradierenden Sequenzen oder andere Anzeichen dafür, daß sich das Eis hier bis zur Schelfkante vorgeschoben hat. Unterhalb der Schelfkante zeigt das Profil stattdessen eine Erhebung des akustischen Untergrundes bis 200 ms (ca. 180 m) unter den Meeresboden. Es ist denkbar, daß diese Struktur als Sperre für das Eis gedient hat. Wahrscheinlicher ist aber, daß die Thurstoninsel ein größeres Hindernis für das Eis war, das von Ellsworth-Land heruntergeflossen kam und sich an der Insel teilte. Da nur dieses eine Profil Informationen über den Aufbau des Schelfrandes liefert, ist es nicht möglich, Aussagen über die Ausdehnung dieser Struktur zu machen. Der Sedimentkern PS2553 (C. D. Hillenbrandt, pers. Mitteilung) und das Profil AWI-94041 (Abb. B.1) zeigen aber, daß der Sedimenteintrag in diesem Bereich sehr gering war.

(4) Im Bereich des Amundsenmeeres beschränken sich die Schiffsdaten auf den Kontinentalfuß und kleine, lokale Bereiche des äußeren Schelfes. Die aus Satellitendaten abgeleitete Bathymetrie in Abbildung 3.12 zeigt zahlreiche kleinere Cañons im Kontinentalhang, die bis zum Schelf hinaufreichen. Ein Bathymetrieprofil der Expedition ANT-XI/3, das den Hang schräg schneidet, bestätigt solche Einschnitte im Hang. Die Seismik und die Parasound-Daten vom zentralen Kontinentalfuß zeigen in diesem Bereich eine Abfolge von vier großen Rinnen und Sedimentrücken (Abb. 6.2). Daraus kann man schließen, daß sich die zahlreichen kleineren Cañons zu größeren Rinnen vereinigen. Ähnliches wird von Klauke und Hesse (1996) vom Kontinentalrand von Labrador berichtet. Dies bedeutet, daß das oben beschriebene Modell, bei dem das Sediment durch Rutschungen vom oberen Kontinentalhang transportiert wird, hier nur begrenzt gilt. Statt durch Rutschungen auf breiter Linie wird das Material im Amundsenmeer offensichtlich durch kleinere Cañons, ebenfalls auf breiter Linie, zum unteren Kontinentalhang transportiert. Es bilden sich auch hier Trübestrome, die das Sediment entlang der großen Rinnen zur Tiefsee weiterleiten. Die Sedimentrücken bilden sich wie in den anderen Bereichen westlich der großen Rinnen. Die Geometrie und Struktur entspricht aber

eher normalen Levees als Driftkörpern. Daraus läßt sich ableiten, daß Bodenströmungen hier keinen so großen Einfluß haben wie im Bellingshausenmeer.

Im zentralen Amundsenmeer macht die Schelfkante einen Bogen nach Süden und liegt außerhalb des Bereichs, für den Smith und Sandwell (1997) ihre Bathymetriedaten berechnet haben. In den vorhandenen Bathymetriedaten und den seismischen Profilen AWI-94050/54 erkennt man eine Sedimentzunge mit 3000 m Tiefe, die sich bis zu einer Kette von Seamounts erstreckt, den Amundsen-Seamounts bzw. Amundsenrücken. Diese wirkten vermutlich als Sperre gegen den weiteren Sedimenttransport. Die Seamounts und mehrere tektonische Strukturen, die in der Seismik zu erkennen sind (Abb. B.1, B.1), deuten auf jüngere tektonische Aktivität hin (Gohl et al., in press). Die Seismik zeigt auch Anzeichen für Schuttströme ("debris flows") in diesem Gebiet.

## 7 Schlußbemerkungen und Ausblick

### 7.1 Schlußfolgerungen

Bislang gab es, verglichen mit anderen Regionen der Antarktis, kaum geowissenschaftliche Untersuchungen entlang des Kontinentalrandes zwischen der Antarktischen Halbinsel und dem Rossmeer. Die vorliegende Arbeit ist die erste eingehende Untersuchung der Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand und auf dem Schelf des Bellingshausen- und Amundsenmeeres. Ziel dieser Arbeit war es, ausgehend von seismischen Daten ein Sedimentationsmodell für dieses Untersuchungsgebiet zu entwickeln und darauf aufbauend Rückschlüsse auf die Vereisungsgeschichte zu ziehen. Der Schwerpunkt der Erforschung von Kontinentalrändern der Antarktis lag bisher im Bereich der großen Schelfeisgebiete (Weddellmeer, Rossmeer, Prydz Bay) und der Antarktischen Halbinsel. Die vorliegende Arbeit liefert Einblicke in die Eisdynamik und die Auswirkungen der Glazial-Interglazialzyklen einer Region mit breitem Schelf, aber ohne große Schelfeisgebiete. Modellierungen der Eisdynamik, die auch den Kontinentalrand der Westantarktis umfaßten, waren bislang auf Annahmen in Bezug auf die Ausdehnung des Eisschildes angewiesen. Diese Arbeit liefert erstmals Anhaltspunkte für das Verhalten des Eises, die auf Beobachtungen im Bellingshausen- und Amundsenmeer beruhen.

Um die Interpretation der Seismik zu verbessern und um Informationen über die Bereiche zwischen den seismischen Profilen zu bekommen, wurden Bathymetrie- und Satellitendaten einbezogen. Dabei erwiesen sich die Satellitendaten, insbesondere, seit die neueren Versionen der Datensätze auf Breiten südlich 70°S ausgedehnt wurden, als besonders wertvoll (Smith und Sandwell, 1997; McAdoo und Laxon, 1997).

Die Sedimentationsprozesse auf dem Schelf im Untersuchungsgebiet werden von den Glazial-Interglazialzyklen dominiert. Der Schelf ist im Mittel zwischen 450 und 600 m tief und fällt landwärts leicht ab. Im inneren Schelfbereich bis ca. 80 km von der Küste bzw. vom Schelfeis entfernt gibt es einige bis zu 1000 m tiefe Erosionsrinnen. Dies läßt vermuten, daß im Interglazial nur wenig Sediment vom inneren Schelf zum äußeren Schelf transportiert wurde. Eine begrenzte Menge wurde durch Eisberge transportiert. Erosionshorizonte und progradierende Sequenzen im äußeren Schelfbereich zeigen, daß sich das Eis während mehrerer glazialer Maxima bis zur Schelfkante vorschob und dort auf dem Meeresboden auflag. Vermutlich hat es aber auch Glazialzeiten gegeben, in denen das Eis nicht die Schelfkante erreichte. Durch die Erosion der späteren Vorstöße des Eises ist es unwahrscheinlich, daß auf dem Schelf eine vollständige Abfolge von Glazial-Interglazialzyklen

erhalten geblieben ist.

Glaziale Rinnen auf dem Schelf lassen vermuten, daß es Eisströme gab, die deutlich mehr Eis und somit auch mehr Sediment transportierten. Diese glazialen Rinnen sind eng mit Ablagerungszentren (“depocentres”) an der Schelfkante verknüpft, die durch höheren Sedimenteintrag stärker ausgebaut wurden als der übrige Schelf.

Material, das auf dem oberen Hang abgelagert wurde, als das Eis bis zur Schelfkante vorgerückt war, wurde durch Rutschungen hangabwärts umgelagert. Vermutlich lösten sich erst kleinere Massen (“slumps”), die dann in Schuttströme (“debris flows”) übergingen. Ein Teil lagerte sich auf dem unteren Hang ab, während der Rest durch Trübeströme weitertransportiert wurde. Soweit aus den verfügbaren Bathymetriedaten zu erkennen ist, bildeten sich diese Trübeströme im unteren Hangbereich. Sie folgten zunächst kleineren Rinnen, die sich zu größeren Rinnen vereinigen, und dann in Richtung Tiefsee verlaufen.

Im Amundsenmeer fehlen Information über glaziale Rinnen oder andere Transportwege auf dem Schelf. Auf dem oberen Hang gibt es Anzeichen für kleine Rinnen oder Cañons. Dies ist ein Unterschied zum Bellingshausenmeer, wo solche Einschnitte nicht zu beobachten sind. Aber auch diese Cañons vereinigen sich zu größeren Rinnen. Welche Prozesse das Sediment im Amundsenmeer zur Schelfkante befördern, ist nicht bekannt. Es gibt keine Anzeichen für Ablagerungszentren wie im Bellingshausenmeer, die dort auf laterale Unterschiede im Sedimenttransport durch Eisströme hindeuten.

Der Kontinentalfuß ist von den Rinnen, entlang derer das Sediment vom Hang zu den Tiefsee-Ebenen transportiert wird, und von Sedimentrücken geprägt. Die Längsachse dieser Rücken liegt senkrecht zum Kontinentalrand. Nordöstlich von 78°W, entlang der Antarktischen Halbinsel, liegen diese Rücken zwischen einzelnen Ablagerungszentren und sind durch Rinnen vom Schelf getrennt. Westlich davon, im zentralen Bellingshausenmeer, bilden die Rücken eine Verlängerung der Ablagerungszentren auf den Kontinentalfuß. Diese Rücken liegen fast immer westlich von großen Rinnen. Die Form dieser Sedimentrücken läßt vermuten, daß sie durch das Zusammenwirken einer westwärts gerichteten Bodenströmung und der Corioliskraft aufgebaut wurden. Beide Kräfte haben auf feinklastische Partikel gewirkt, die innerhalb von Suspensionswolken im oberen Bereich von Trübeströmen transportiert wurden. Die unterschiedliche Geometrie der Rücken entlang des Kontinentalrandes impliziert, daß der Einfluß der Bodenströmung in den unterschiedlichen Abschnitten variiert. Diese Beispiele, wie sich die Kombination von Bodenströmungen, Trübeströmen und der Corioliskraft auf die Bildung von Sedimentkörpern auswirken kann, sind auch für nicht-glaziale Regionen interessant, in denen ein ähnliches Zusammenwirken beobachtet wird (z.B. Carter und McCave, 1994).

Das restliche Material der Trübestrome hat sich in den Tiefsee-Ebenen in Form von großen Sedimentfächern abgelagert. Diese waren aber nicht das Ziel dieser Untersuchungen. Daher beruht diese Aussage auf Beobachtungen anderer Autoren (z.B. Vanney und Johnson, 1976).

Für die lateralen Unterschiede entlang des Kontinentalrandes sind mehrere Faktoren verantwortlich:

- präglaziale Morphologie des Untergrundes,
- Aktivität von Bodenströmungen,
- Zugang von warmen Wassermassen (CDW) zum Schelf,
- Eigenschaften des anstehenden Gesteins im Hinterland (z.B. Widerstand gegen die Erosion des Eises)
- Art des Eisschildes (nasse oder trockene Basis),
- Verlauf von Eisströmen und die Ausbildung von glazialen Rinnen,
- Breite des Schelfes,
- Verweildauer des Eises an der Schelfkante,
- lokale Tektonik.

Die zeitliche Entwicklung läßt sich nur durch Vergleich der Daten mit den DSDP-Bohrungen in der Region und den Beobachtungen aus anderen Regionen der Antarktis abschätzen. Eine direkte zeitliche Einordnung von Reflektoren ist nicht möglich.

Die Vereisung in der Westantarktis setzte im unteren Miozän (24 - 15 Ma) ein, nachdem sich die Drake-Passage geöffnet hatte und die Antarktis durch die daraufhin einsetzende zirkumpolare Zirkulation klimatisch isoliert wurde (Ehrmann, 1994). Diese veränderten Strömungsverhältnisse sind möglicherweise in Form eines Hiatus und eines entsprechenden Reflektors in mehreren Regionen der Antarktis dokumentiert (Barker und Burrell, 1977; Kuvaas und Leitchenkov, 1992).

Es gibt einen deutlichen Wechsel in der Sedimentation im äußeren Schelfbereich, der hier als Übergang von mariner Sedimentation zu direkter Ablagerung durch die Eisschilde interpretiert wird. Die Änderung der Hangneigung, die in einigen Profilen beobachtet wird, ist ein deutliches Zeichen dafür, daß sich die Sedimentationsraten und/oder das abgelagerte Material geändert haben. Dieser Wechsel fand vermutlich im oberen Miozän (15 - 5 Ma) statt.

Der spätere Wechsel von überwiegend progradierenden zu aggradierenden und dann zurück zu progradierenden Sequenzen, der im ganzen Untersuchungsgebiet zu beobachten ist, ist ein Anzeichen für Veränderungen innerhalb der Glazial-Interglazialzyklen, die im Pliozän stattgefunden haben. Dieser letzte Wechsel korre-

liert wahrscheinlich mit dem Beginn der Vereisungszyklen in der Nordhemisphäre vor ca. 3 -2.5 Ma.

Ein Anzeichen dafür, daß der Westantarktische Eisschild sich im Laufe der Vereisungsgeschichte aufgelöst hatte, läßt sich in den Daten nicht erkennen. Aber die Tatsache, daß das Eis auch in Bereichen mehrfach bis zur Schelfkante vorgedrungen ist, in denen der Schelf gut 500 km breit ist, zeigt, daß der Westantarktische Eisschild eine große Dynamik besitzt.

### 7.2 Offene Fragen

Diese Arbeit war darauf angelegt, einen Überblick über eine bislang noch wenig untersuchte Region der Antarktis zu geben. Der Überblick über die Region und die Analyse der vorherrschenden Prozesse kann daher auch nicht sehr ins Detail gehen. Er bietet aber eine gute Ausgangsbasis, um gezielt Fragen zu stellen und das hier beschriebene Modell weiter zu verfeinern.

Eine der wichtigsten offenen Fragen ist sicherlich die zeitliche Einordnung der einzelnen Reflektoren, denn dies ist eine wichtige Voraussetzung für eine detaillierte Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte dieses Teiles der Westantarktis. Viele Wechsel in den Ablagerungen konnten hier nur durch Vergleich mit Daten aus anderen Regionen abgeschätzt werden. So bleibt offen, wann im Miozän (24 - 5 Ma) die ersten Eisberge auftraten und wie lange es anschließend dauerte, bis das Eis das erste Mal die Schelfkante erreichte.

Ohne die Verbindung der seismischen Profile untereinander bleibt auch unsicher, ob die Änderungen in der Sedimentation zeitgleich entlang des Kontinentalrandes erfolgten. Zur Beantwortung der Frage, in welcher Phase der Vereisungsgeschichte mehr Sediment auf dem Kontinentalhang abgelagert wurde und in welcher weniger, ist es wichtig zu wissen, wieviel Zeit zwischen den progradierenden Sequenzen oder zumindest zwischen den Erosionshorizonten liegt.

Auch die zeitliche Entwicklung der Rinnen- und Rückenstrukturen auf dem Kontinentalhang und -fuß ist bislang nur grob abgesteckt. Ob die verschiedenen Entwicklungsphasen auf dem Kontinentalfuß zeitlich mit denen vom äußeren Schelf bzw. oberen Hang zusammenfallen, konnte ebenfalls noch nicht geklärt werden.

Da die seismischen Messungen darauf angelegt waren, möglichst die gesamte Sedimentschicht und auch tektonische Elemente aufzuzeigen, ist die Auflösung der Seismik nicht gut genug, um im äußeren Schelfbereich die progradierenden Sequenzen und alle Erosionshorizonte detailliert aufzulösen. Vermutlich sind daher nicht alle Erosionshorizonte in den seismischen Daten zu erkennen.

Andere Untersuchungen, z.B. von Bart und Anderson (1995), haben die lokale Beschränktheit von progradierenden Sequenzen und Erosionshorizonten gezeigt. Derartige Fragen können mit den vereinzelt Profilen, die für diese Untersuchun-

gen zur Verfügung standen, nicht beantwortet werden. Die weite Verteilung der Profile von z.T. mehreren 100 km macht es auch schwierig, die Daten zu korrelieren und einzelne herausragende Reflektoren für das gesamte Untersuchungsgebiet zu definieren. Bei den großen Lücken zwischen den Profilen verbleiben Unsicherheiten über die Bereiche dazwischen.

Dies gilt insbesondere auch für den Schelf. Im Bereich des Bellingshausenmeeres ist der Verlauf der glazialen Rinnen nur ansatzweise bekannt. Die Morphologie des Schelfes im Amundsenmeer ist fast völlig unbekannt. Dort stellt sich insbesondere die Frage nach dem tiefen Einschnitt im Schelf von über 1000 m, der sich bis zur Schelfkante erstreckt, und in welchem Ausmaß die Transportprozesse auf dem Schelf dadurch beeinflußt werden.

Wenn man davon ausgeht, daß das Eis während des letzten Glazials nicht bis zur Schelfkante vorgedrungen war, stellt sich die Frage, bis wohin sich das Eis auf dem Schelf erstreckte. Dabei ist gerade das genaue Ausmaß des letzten Glazials eine wichtige Größe für Modellierungen der Entwicklung des aktuellen Interglazials. Im Bereich des Kontinentalfußes wurden viele Rinnen und Sedimentrücken angeschnitten. Der genaue Verlauf der Rinnensysteme konnte aber nicht ermittelt werden.

Ebenso ist das Zusammenspiel von Trübeströmen, Corioliskraft und Bodenströmungen noch nicht endgültig geklärt. Dafür müßten die Strömungsverhältnisse besser bekannt sein. Bislang sind die Strömungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet und deren Entwicklung während der Glazial-Interglazialzyklen noch nicht näher untersucht worden. Die Ergebnisse dieser Arbeit lassen eine Westwärts-Strömung entlang des Kontinentalrandes im Untersuchungsgebiet vermuten. Es bleibt aber offen, wie stark diese Strömung ist bzw. während anderer Phasen der Vereisungsgeschichte war.

Der Einfluß der tektonische Entwicklung auf die Sedimentation ist bislang noch offen. Hier ist es vor allem die zeitliche Einordnung der Ereignisse im Bereich um Peter I Island und südlich davon sowie deren Ablauf und Ursache, die noch Fragen aufwerfen.

### 7.3 Ausblick

Die offenen Fragen, die im Abschnitt 7.2 aufgezeigt wurden, bieten Ansatzpunkte für weitere Untersuchungen in der Region.

Einige Antworten könnte bereits eine ODP-Bohrung (Ocean Drilling Program) liefern, die im Frühjahr 1998 entlang des westlichen Kontinentalrandes der Antarktischen Halbinsel durchgeführt wird. Dabei sollen unter anderem auch Sedimentdriftkörper und progradierende Sequenzen im äußeren Schelfbereich erbohrt werden. Auch wenn diese Bohrung nicht direkt im Untersuchungsgebiet liegt, trägt

sie wahrscheinlich zum besseren generellen Verständnis der Prozesse bei. Möglicherweise gelingt auch eine bessere zeitliche Zuordnung bestimmter Ereignisse, wie beispielsweise der Wechsel in der Sedimentation und der Entwicklung der Sedimentrücken, die auch auf das Bellingshausenmeer übertragen werden kann.

Die Profile, die in dieser Arbeit untersucht werden, liegen z.T. weit auseinander und haben keine Verbindung untereinander. Zusätzliche seismische Profile könnten die einzelnen Profile miteinander verbinden und so eine Korrelation von Reflektoren entlang des Kontinentalrandes ermöglichen. Ein Anschluß dieses Profilvernetzes an die neuen ODP-Bohrungen und an bestehende DSDP-Bohrungen würde eine bessere zeitliche Zuordnung markanter Reflektoren ermöglichen.

Detailuntersuchungen in ausgewählten Abschnitten würden neben dem Überblick über das Gesamtgebiet auch das Verständnis der Entwicklung der Sedimentrücken und Rinnensysteme sowie deren Zusammenwirken bei den Umlagerungsprozessen auf dem Kontinentalfuß verbessern. Mit flächendeckenden bathymetrischen Vermessungen kann man die Ausdehnung der Rinnen und Rücken genau erfassen. Dies kann man mit einem dichteren Netz von hochauflösenden seismischen Profilen kombinieren, die ein besseres Bild der internen Struktur und deren lateralen Veränderung liefern.

Bei den bisherigen Expeditionen waren die Untersuchungen auf dem Schelf oft durch Meereis eingeschränkt. Wie die Beobachtungen von Jacobs und Comiso (1993) zeigen, gibt es immer wieder Jahre, in denen die Meereisbedeckung im Bellingshausen- und im Amundsenmeer deutlich zurückgeht. Solche Jahre bieten die Möglichkeit, die Schelfregionen, von denen bislang nur sehr wenig bekannt ist, besser zu untersuchen. Dabei könnte die Bathymetrie und insbesondere der Verlauf der glazialen Rinnen kartiert werden. Dies würde neue Erkenntnisse über die Liefergebiete und den Sedimenttransport zur Schelfkante ergeben. Auch die Frage, ob der Schelf des Amundsenmeeres tatsächlich durch eine über 1000 m tiefe Rinne dominiert wird und wie sich dies auf den dortigen Sedimenttransport auswirkt, könnten dann besser untersucht werden. Allerdings läßt sich bislang nicht vorhersehen, in welchen Jahren solche Eisbedingungen auftreten. Daher lassen sich keine Expeditionen gezielt in solchen Jahren in diese Regionen entsenden. Jahre mit geringer Meereisbedeckung würden sicherlich auch die Qualität der Satellitenaltimetrie weiter verbessern. In den letzten Jahren hat es hier enorme Fortschritte gegeben (Sandwell und Smith, 1997). So wurde der Datensatz mit aus Satellitendaten abgeleiteter Schwere bereits weiter nach Süden ausgedehnt (McAdoo und Laxon, 1997). Bessere Satellitendaten und neue Schiffsmessungen werden auch die Qualität und Ausdehnung der aus diesen Daten abgeleiteten Bathymetrie noch weiter verbessern.

Mit dem Einsatz von hochauflösenden seismischen Verfahren auf dem Schelf kann

man die Ausdehnung des Eisschildes während des letzten Glazials und dessen Rückzug rekonstruieren. Diese Informationen könnten als Randbedingungen oder als Vergleichsgrößen für genauere Modelle der Entwicklung der Eisschilde eingesetzt werden.

Die ständig wachsende Zahl der seismischen Profile und Bohrungen im Bereich von glazialen Kontinentalrändern wird es in Zukunft vielleicht ermöglichen, ein stratigraphisches Modell für glaziale Kontinentalränder zu entwickeln. Ein solches Modell könnte verschiedene Modelle enthalten, die beschreiben, wie sich die Glazial-Interglazialzyklen auf Kontinentalränder mit verschiedenen Parametern wie Bodenströmungen, Cañons, hohen oder niedrigem Sedimenteintrag etc. auswirken. Derartige Modelle, die auch die komplexen Einflüsse der verschiedenen Parameter berücksichtigen, gibt es bereits für nicht-glaziale Kontinentalränder (Stow et al., 1996).

## Literaturverzeichnis

- Alley, R. B., Blankenship, D., Rooney, S. T., and Bentley, C. R. (1989). Sedimentation beneath ice shelves - the view from Ice Stream B. *Mar. Geol.*, **85**: 101–120.
- Anderson, J. B. and Molnia, B. (1989). *Glacial-marine sedimentation, Short course in Geology*, **9**. American Geophysical Union, Washington, D.C., 127 pp.
- Anderson, J. B., Pope, P. G., and Thomas, M. A. (1990). Sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the northern Antarctic Peninsula continental shelf. In: John, B. S. (ed.), *Antarctica as an Exploration Frontier, AAPG Studies in Geology*, **31**: 1-12. Am. Assoc. Pet. Geol.
- Anderson, J. B. and Thomas, M. A. (1991). Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: record of such events and their influence on sedimentation. *Sed. Geol.*, **70**: 87–104.
- Anderson, J. B. and Bartek, L. R. (1992). Cenozoic glacial history of the Ross Sea revealed by intermediate resolution seismic reflection data combined with drill site information. In: Kennett, J. P. and Warnke, D. A. (eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Antarctic Research Series*, **56**: 231–263. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Barker, P. F. (1982). The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest interactions. *J. of Geol. Sci.*, **139**: 787–801.
- Barker, P. F. (1995). The proximal marine sediment record of Antarctic climate since Late Miocene. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 25–57. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Barker, P. F. and Burrell, J. (1977). The opening of the Drake Passage. *Mar. Geol.*, **25**: 15–34.
- Bart, P. J. and Anderson, J. B. (1995). Seismic record of glacial events affecting the Pacific margin of the northwestern Antarctic Peninsula. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 75–95. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Bartek, L. R., Vail, P. R., Anderson, J. B., Emmet, P. A., and Wu, S. (1991). Effect of Cenozoic ice sheet fluctuations in Antarctica on the stratigraphic signature of the Neogene. *J. Geophys. Res.*, **96**(B): 6753–6778.

- Bastian, T. W., Lehmann, E. K., and Craddock, C. (1976). The geology of Peter I Island. In: Hollister, C., Craddock, C., et al. (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **35**: 341–357. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Bentley, C. (1987). Antarctic ice streams: a review. *J. Geophys. Res.*, **92**: 8843–8858.
- Bergmann, U. (1996). Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften. *Berichte zur Polarforschung*, **183**, 164 pp.
- Bouma, A. H., Normark, W. R., and Barnes, N. E. (eds.) (1985). *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York, 351 pp.
- Brancolini, G., Cooper, A. K., and Coren, F. (1995). Seismic facies and glacial history in the Western Ross Sea. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 209–233. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Braun, B. (1997). Rekonstruktion glaziomariner Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand des westlichen Bellingshausenmeeres. Diplomarbeit, Geologisches Institut der Universität Würzburg. 83 pp.
- Butterworth, P. J. and MacDonald, D. I. M. (1991). Basin shallowing from the Mesozoic Fossil Bluff Group of Alexander Island and its regional tectonic setting. In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thomson, J. W. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, 449–453. Cambridge University Press, Cambridge.
- Cande, S. C., Herron, E. M., and Hall, B. R. (1982). The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**: 63–74.
- Cande, S. C., LaBreque, J. L., Larson, R. L., Pitman, W. C., Golorchenka, X., and Haxby, W. F. (1989). Magnetic lineations of world's ocean basins. Technical report, Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma. (Karte).
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**(B): 6093–6095.
- Caress, D. W. and Chayes, D. N. (1996). Improved processing of Hydrosweep DS multibeam data on R/V Maurice Ewing. *Mar. Geophys. Res.*, **18**: 631–650.
- Carlson, P. R. (1989). Seismic reflection characteristics of glacial and glacialmarine sediment in the gulf of Alaska and adjacent fjords. *Mar. Geol.*, **85**: 391–416.
- Carter, L. and McCave, I. N. (1994). Development of sediment drifts approaching an active plate margin under the SW Pacific Deep Western Boundary Current. *Paleo-oceanography*, **9**: 1061–1085.

- Claerbout, J. F. (1985). *Imaging the earth's interior*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Clark, J. D. and Pickering, K. T. (1996). *Submarine channels*. Vallis Press, London, 232 pp.
- Cooper, A. K., Barrett, P., Hinz, K., Traubea, V., Leitchenkov, G., and Stagg, H. (1991). Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: a record of glacio-eustatic and tectonic events. *Mar. Geol.*, **102**: 175–213.
- Cunningham, A. P., Larter, R. D., and Barker, P. F. (1994). Glacially prograded sequences on the Bellingshausen Sea continental margin near 90° W. *Terra Antarctica*, **1**: 267–268.
- Dadisman, S. V., Ryan, H. F., and Mann, D. M. (1987). Recording and processing procedures for multichannel seismic-reflection data collected in the Western Ross Sea, Antarctica. In: Cooper, A. K. and Davey, F. J. (eds.), *The Antarctic continental margin: Geology and Geophysics of the Western Ross Sea, CPCEMR Earth Science Series*, **5B**: 17–26. CPCEMR, Houston, Texas.
- Dalziel, I. W. D. and Elliot, D. H. (1982). West Antarctica: problem child of Gondwanaland. *Tectonics*, **1**: 3–19.
- De Santis, L., Anderson, J. B., Brancolini, G., and Zayatz, I. (1995). Seismic record of late Oligocene through Miocene glaciation on the central and eastern continental shelf of the Ross Sea. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 235–260. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W., and Siedler, G. (1975). *Allgemeine Meereskunde*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 593 pp.
- Diverne, V., Kent, D. V., and Dalziel, I. W. D. (1996). Summary of paleomagnetic results from West Antarctica: implications for the tectonic evolution of the Pacific margin of Gondwana during the Mesozoic. In: Storey, B. C., King, E. C., and Livermore, R. A. (eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society special publication*, **108**: 31–43. The Geological Society, London.
- Drewry, D. J. (1983). Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio. Scott polar Res. Inst., Cambridge. 9 Karten.
- Drewry, D. J. and Cooper, A. P. R. (1981). Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. *Annals of Glaciol.*, **2**: 117–112.

- Drewry, D. J., Jordan, S. R., and Jankowski, E. (1982). Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Annals of Glaciol.*, **3**: 83–91.
- Ehrmann, W. U. (1994). Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. *Berichte zur Polarforschung*, **137**, 152 pp.
- Elliot, D. H. (1991). Triassic-Early Cretaceous evolution of Antarctica. In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thomson, J. W. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, 541–548. Cambridge University Press, Cambridge.
- Elliot, D. H. (1994). The late Mesozoic and Cenozoic tectonic history of Antarctica: Some implications for sediment basin history, sediment provenance and paleoclimate. *Terra Antarctica*, **1**: 445–447.
- Emery, D. and Myers, K. J. (1996). *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science, London, 297 pp.
- Ewing, M., Houtz, R., and Ewing, J. (1969). South Pacific sediment distribution. *J. Geophys. Res.*, **74**: 2477–2493.
- Foldvik, A. and Gammelsrød, T. (1988). Notes on southern ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 3–17.
- Gersonde, H. (in Vorbereitung). Expedition Antarktis-XII/4 mit RV "Polarstern" 1995. *Berichte zur Polarforschung*.
- Gohl, K., Nitsche, F. O., and Miller, H. (1997). Seismic and gravity data reveal Tertiary intraplate subduction in the Bellingshausen Sea, southeast Pacific. *Geology*, **25**: 371–374.
- Gohl, K., Nitsche, F.-O., Vanneste, K., Miller, H., Fechner, N., Oszko, L., Hübscher, C., Weigelt, E., and Lambrecht, A. (in press). Tectonic and sedimentary architecture of the Bellingshausen and Amundsen Sea basins, SE Pacific, by seismic profiling. *Terra Antarctica*.
- Gordon, A. L. and Goldberg, R. D. (1970). Circumpolar characteristics of Antarctic waters. *Am. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser.*, **13**: 1–5.
- Gow, A. J., Epstein, S., and Sheehy, W. (1979). On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet. *J. of Glaciology*, **23**: 185–192.

- Grobe, H. and Mackensen, A. (1992). Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. In: Kennett, J. P. and Warnke, D. A. (eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part One, Antarctic Research Series*, **56**: 349–376. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Hagedorn, B., Gersonde, R., Gohl, K., and Hubberten, H. W. (submitted). Petrology, Geochemistry and K/Ar age constraints of the eastern De Gerlache Seamount alkaline basalts (southern Ocean, Pacific sector). *Mar. Geol.*
- Hambrey, M. J., Berrett, P. J., Ehrmann, W. U., and Larsen, B. (1992). Cenozoic sedimentary processes on the Antarctic continental margin and the record from deep drilling. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **86**: 77–103.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**: 1156–1167.
- Hellmer, H. H. and Bersch, M. (1985). The southern ocean. *Berichte zur Polarforschung*, **26**, 115 pp.
- Hellmer, H. H., Jacobs, S. S., and Jenkins, A. (in press). Ocean erosion of a fast-moving Antarctic glacier in the Amundsen Sea. In: *Antarctic shelf oceanology, part 2, Antarctic Research Series*. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Henriet, J. P., Meissner, R., Miller, H., and the GRAPE Team (1992). Active margin processes along the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, **201**: 229–253.
- Hinz, K. and Kirstofferson, Y. (1987). Antarctica. Recent advances in the understanding of the continental shelf. *Geol. Jahrbuch*, **37**: 3–54.
- Hollister, C. D. (1976). Introduction, principal results - Leg 35 DSDP. In: Hollister, C. D. et al. (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **35**: 5–14. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Hollister, C. D. and Heezen, B. C. (1967). The sea floor of the Bellingshausen Sea. In: Hersey, J. B. (ed.), *Deep-sea photography*, 177–189. John Hopkins Press, Baltimore.
- Hollister, C. D., Craddock, C., et al. (eds.) (1976). *Initial reports of deep sea drilling project*, **35**. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 929 pp.
- Huybrechts, P. (1992). The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. *Berichte zur Polarforschung*, **92**: 241 pp.
- Jacobs, S. S. and Comiso, J. C. (1993). A recent sea-ice retreat west of the Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Letters*, **20**: 1171–1174.

- Kagami, H. and Iwasaki, T. (1991). Variation of natural levees of submarine canyons around Antarctica - an indicator of Antarctic contour-current. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **4**: 108–118.
- Kagami, H., Kurmamotochi, H., and Shima, Y. (1991). Submarine Canyons in the Bellingshausen and Riiser-Larsen Seas around Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**: 84–98.
- Kearney, P. and Brooks, M. (1991). *An introduction to geophysical exploration*. Blackwell Scientific Publications, London, 254 pp.
- Kellogg, T. B. and Kellogg, D. E. (1987). Recent glacial history and rapid ice stream retreat in the Amundsen Sea. *J. Geophys. Res.*, **92**(B9): 8859–8864.
- Kellogg, T. B. and Kellogg, D. E. (1988). Antarctic cryogenic sediments: biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 51–74.
- Keys, J. R. (1990). Ice. In: Glosky, G. P. (ed.), *Antarctic sector of the Pacific, Elsevier oceanography series*, **51**: 95–123. Elsevier, Amsterdam.
- Kimura, K. (1982). Geological and geophysical survey in the Bellingshausen Basin, off Antarctica. *Antarctic Record*, **75**: 12–24.
- King, E. C., Livermore, R. A., and Storey, B. C. (1996). Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: an introduction. In: Storey, B. C., King, E. C., and Livermore, R. A. (eds.), *Weddell Sea tectonics and break-up, Geological Society special publication*, **108**: 1–10. The Geological Society, London.
- Klaucke, I. and Hesse, R. (1996). Fluvial features in the deep-sea: new insights from the glacial sub-marine drainage system of the Northwest Atlantic mid-ocean channel in the Labrador Sea. *Sed. Geol.*, **106**: 223–234.
- Kuvaas, B. and Leitchenkov, G. (1992). Glaciomarine turbidite and current controlled deposits in Prydz Bay, Antarctica. *Mar. Geol.*, **108**: 365–381.
- Larter, R. D. and Barker, P. F. (1989). Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula Pacific margin: record of Pliocene. *Geology*, **17**: 731–734.
- Larter, R. D. and Barker, P. F. (1991a). Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: Forces on a young subducting plate. *J. Geophys. Res.*, **96**: 19583–19607.
- Larter, R. D. and Barker, P. F. (1991b). Neogene interaction of tectonic and glacial processes at the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **12**: 165–186.

- Larter, R. D. and Cunningham, A. (1993). The depositional pattern and distribution of glacial-interglacial sequences on the Antarctic Peninsula Pacific margin. *Mar. Geol.*, **109**: 203–219.
- Lawver, L. A., Gahagan, L. M., and Coffin, M. F. (1982). The development of paleoseaways around Antarctica. In: Kennet, J. P. and Warnke, D. A. (eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change*, *Antarctic Research Series*, **56**: 7–30. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Lawver, L. A., Royer, D. T., Sandwell, D. T., and Scotese, C. R. (1991). Evolution of the Antarctic continental margins. In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thomson, J. W. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, 437–441. Cambridge University Press, Cambridge.
- LeMasurier, W. E. and Rex, D. C. (1994). Geologic events of the past 100 million years revealed by K-Ar dating of volcanic rocks from Marie Byrd Land: implications for the offshore sedimentary record. *Terra Antarctica*, **1**: 449–451.
- Lewis, K. B. (1994). The 1500-km-long Hikurangi Channel: trench-axis channel that escapes its trench, crosses a plateau, and feeds a fan drift. *Geo-Marine Letters*, **14**: 19–28.
- Lisker, F. (1996). Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspurenanalysen. *Berichte zur Polarforschung*, **198**, 108 pp.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N. I., Korotkevich, Y. S., and Kotlyakov, V. M. (1985). A 150.000 years climate record from Antarctic ice. *Nature*, **316**: 591–596.
- Maldonado, A., Larter, R. D., and Aldaya, F. (1994). Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, **13**: 1345–1370.
- Mammerix, J. and Cande, S. (1982). *General bathymetric charts of the oceans (GEBCO)*, **515**. Canadian Hydrographic Survey, Ottawa.
- Mayes, C. L., Lawver, L. A., and Sandwell, D. T. (1990). Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *J. Geophys. Res.*, **95**(B): 8543–8567.
- McAdoo, D. and Laxon, S. (1997). Antarctic tectonics: Constraints from an ERS-1 satellite marine gravity field. *Science*, **276**: 556–560.
- McAdoo, D. C. and Marks, K. M. (1992). Gravity fields of the Southern Ocean from Geosat data. *J. Geophys. Res.*, **97**: 3247–3260.

- McGinnis, J. P., Hayes, D. E., Mutter, J. C., Buhl, P., and Diebold, J. B. (1993). Fracture zone control on continental margin development: Multichannel seismic survey along the southern Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal*, **28**(5): 93–95.
- McGinnis, J. P. and Hayes, D. E. (1995). The role of downslope and along-slope depositional processes: southern Antarctic Peninsula continental rise. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*, *Antarctic Research Series*, **68**: 141–156. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Mercer, J. H. (1978). West Antarctic ice sheet and CO<sub>2</sub> greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature*, **271**: 321–325.
- Miller, H. and Grobe, H. (1996). Expedition Antarktis-XI/3 mit RV "Polarstern" 1994. *Berichte zur Polarforschung*, **188**, 115 pp.
- Miller, J. M. G. (1996). Glacial sediments. In: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, 454–484. Blackwell Science, Oxford, 3 ed.
- Mitchum, R. M., Jr., Vail, P. R., and Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*, *Memoir*, **26**: 117–133. Am. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S., and Edwards, B. D. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: Doyle, L. J. and Pilkey, O. H. (eds.), *Geology of continental slopes*, *SEPM special publications*, **27**: 61–73. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- National Geophysical Data Center (1988). ETOPO-5 bathymetry/topography data. Data Announce 88-MGG-02, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., U.S. Dep. Commer., Boulder, Colorado.
- National Geophysical Data Center (1996). Marine Geophysical trackline data (GEODAS/TRACKDAS). Data Announce 96-MGG-01, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., U.S. Dep. Commer., Boulder, Colorado.
- Nitsche, F., Gohl, K., Vanneste, K., and Miller, H. (in press). Seismic expression of glacially deposited sequences in the Bellingshausen and Amundsen Seas, West Antarctica. In: Barker, P. F. and Cooper, A. K. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, part 2*, *Antarctic Research Series*, **72**. American Geophysical Union, Washington, D.C.

- Normark, W. R., Hess, G. R., Stow, D. A. V., and Bowen, A. J. (1980). Sediment waves on the Monterey fan levee: A preliminary physical interpretation. *Mar. Geol.*, **37**: 1-18.
- Orheim, O. and Elverhøi, A. (1981). Model for submarine glacial deposition. *Annals of Glaciol.*, **2**: 123–128.
- Oszkó, L. (1996). Tectonic structures and glaciomarine sedimentation in the south-eastern Weddell Sea from seismic reflection data. *Berichte zur Polarforschung*, **222**, 153 pp.
- Patterson, S. L. and Whitworth, T. (1990). Physical oceanography. In: Glosky, G. P. (ed.), *Antarctic sector of the Pacific, Elsevier oceanography series*, **51**: 55–93. Elsevier, Amsterdam.
- Phillipi, E. (1910). Die Grundproben der Deutschen Südpolar Expedition. In: von Drygalski, E. (ed.), *Deutsche Südpolarexpedition 1901-1903*, **2(6)**: 411–616. Reimer, Berlin.
- Pollard, R. T., Read, J. F., Allen, J. T., Griffiths, G., and Morrison, A. I. (1995). On the physical structure of a front in the Bellingshausen Sea. *Deep-Sea Res. II*, **42**: 955–982.
- Powell, R. D. and Molnia, B. F. (1989). Glaciomarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Mar. Geol.*, **85**: 359–390.
- Prestvik, T., Barnes, C. G., Sundvoll, B., and Duncan, R. A. (1990). Petrology of Peter I Øy (Peter I Island), West Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**: 315–338.
- Read, J. F., Pollard, R. T., Morrison, A. I., and Symon, C. (1995). On the southerly extent of the Antarctic Circumpolar Current in the southeast Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **42**: 933–954.
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., and Brancolini, G. (1995). Seismic survey of the Antarctic peninsula Pacific margin: Results of the 1989-92 cruises of the RV OGS-Explora. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **37**: 159–178.
- Rebesco, M., Larter, R. D., Camerlenghi, A., and Barker, P. (1996). Giant sediment drifts on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. *Geo-Marine Letters*, **16**: 65–75.
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., and Zanolla, C. (submitted). Bathymetry and morphogenesis of continental margin west of the Antarctic Peninsula. *Terra Antarctica*.
- Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F. (1992). Global marine gravity from ERS-1, GEOSAT and Seasat reveals new tectonic fabric. *EOS Transactions*, **73**: 133.

- Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, **102**: 10039–10054.
- Sangree, J. B. and Widmier, J. M. (1977). Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Memoir*, **26**: 49–212. Am. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- SCAR (1992). A SCAR seismic data library system for cooperative research: Summary of the international workshop on Antarctic seismic data. SCAR Report No. 9, Scott Polar Institute, Cambridge, 15 pp.
- Schenke, H. W. (1992). GPS und Fächersonarmessungen mit Hydrosweep auf FS "Polarstern". *Z. f. Vermess.*, **8**(9): 599–616.
- Schöne, T. (1997). Ein Beitrag zum Schwerefeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis: Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1. *Berichte zur Polarforschung*, **220**, 145 pp.
- Seibold, E. and Berger, W. H. (1993). *The sea floor*. Springer-Verlag, Berlin, 355 pp.
- Sloan, B. J. and Lawver, L. A. (1995). Seismic stratigraphy of the Larsen basin, eastern Antarctic Peninsula. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 59–74. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1994). Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. *J. Geophys. Res.*, **99**(B11): 21803–21824.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**: 1956–1961..
- Spieß, V. (1993). Digitale Sedimentechographie - Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **35**, 199 pp.
- Stock, J. and Molnar, P. (1987). Revised history of early Tertiary plate motion in the south-west Pacific. *Nature*, **325**: 495–499.
- Storey, B. C. (1991). The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model. In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thomson, J. W. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, 587–592. Cambridge University Press, Cambridge.

- Storey, B. C., Pankhurst, R. J., Miller, I. L., Dalziel, I. W. D., and Grunow, A. M. (1991). A new look on the geology of Thurston Island. In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thomson, J. W. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, 399–403. Cambridge University Press, Cambridge.
- Storey, B. C., Vaughan, A. P. M., and Millar, I. L. (1996). Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. In: Storey, B. C., King, E. C., and Livermore, R. A. (eds.), *Weddell Sea tectonics and break-up, Geological Society special publication*, **108**: 87–103. The Geological Society, London.
- Stow, D. A. V. (1994). Deep sea processes of sediment transport and deposition. In: Pye, K. (ed.), *Sediment transport and depositional processes*, 257–291. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Stow, D. A. V., Reading, H. G., and Collinson, J. D. (1996). Deep seas. In: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 395–453. Blackwell Science, Oxford.
- Stuart, C. J. and Caughey, C. A. (1977). Seismic facies and sedimentology of terrigenous Pleistocene deposits in Northwest and Central Gulf of Mexico. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Memoir*, **26**: 249–275. Am. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- Syvitski, J. (1994). Glacial sedimentation processes. *Terra Antarctica*, **1**: 251–253.
- Talbot, M. H. (1988). Oceanic environment of George VI ice shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciol.*, **11**: 161–164.
- ten Brink, U. S., Schneider, C., and Johnson, A. H. (1995). Morphology and stratal geometry of the Antarctic continental shelf: insights from models. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 1–24. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Tomlinson, J. S., Pudsey, C. J., Livermore, R. A., Larter, R. D., and Barker, P. F. (1992). Long-range sidescan sonar (GLORIA) survey of the Antarctic Peninsula pacific margin. In: Yoshida, Y. et al. (eds.), *Recent progress in Antarctic Earth Science*, 423–429. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Tranter, T. H. (1991). Accretion and subduction processes along the Pacific margin of Gondwana, central Alexander Island. In: Thomson, M. R. A., Crame, J. A., and Thomson, J. W. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, 437–441. Cambridge University Press, Cambridge.

- Tucholke, B. E. (1977). Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen Basin. *Mar. Geol.*, **25**: 209–230.
- Tucholke, B. E. and Houtz, R. E. (1976). Sedimentary framework of the Bellingshausen basin from seismic profiler data. In: Hollister, C., Craddock, C., et al. (eds.), *Initial reports of the deep sea drilling project*, **35**: 197–227. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, J., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, III, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N., and Hatlelid, W. G. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Memoir*, **26**: 49–212. Am. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- Vanneste, K. (1995). *A comparative seismic stratigraphy study of major Plio-Pleistocene glaciogenic depocentres along the polar North Atlantic margins*. PhD thesis, University of Gent, Gent, Belgium. 291 pp.
- Vanneste, L. E. and Larter, R. D. (1995). Deep-tow boomer survey on the Antarctic Peninsula Pacific margin: An investigation of the morphology and acoustic characteristics of Late Quaternary sedimentary deposits on the outer continental shelf and upper slope. In: Cooper, A. K., Barker, P. F., and Brancolini, G. (eds.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series*, **68**: 97–121. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Vanney, J. R. and Johnson, G. L. (1976). The Bellingshausen-Amundsen basins (southeastern Pacific): major sea-floor units and problems. *Mar. Geol.*, **22**: 71–101.
- Weaver, S. D., Pankhurst, R. J., Storey, B. C., Bradshaw, J. D., and Muir, R. J. (1995). Cretaceous magmatism along the SW Pacific Gondwana margin. Abstracts of the VII International Symposium on Antarctic Earth Science (ISAES), Siena, p. 401.
- Webb, P.-N. and Harwood, D. M. (1991). Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica. *Quat. Sci. Rev.*, **10**: 215–223.
- Weissel, J. K., Hayes, D. E., and Herron, E. M. (1977). Plate tectonic synthesis: The displacements between Australia, New Zealand, and Antarctica since the Late Cretaceous. *Mar. Geol.*, **25**: 231–277.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1991). Free software helps map and display data. *EOS Trans.*, **72**: 441, 445–446.
- Wessel, P. and Smith, W. W. F. (1995). New Version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans.*, **76**: 329.
- Wiener, N. (1949). *Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series*. John Wiley and Sons, New York.

- Wright, R., Anderson, J. B., and Fisco, P. P. (1983). Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial/glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica. In: Molnia, B. F. (ed.), *Glacial-marine sedimentation*, 265–300. Plenum Press, New York.
- Yamaguchi, K., Tamura, Y., Mizukoshi, I., and Tsuru, T. (1988). Preliminary report of geophysical and geological surveys in the Amundsen Sea, West Antarctica. *Proc. NIRP Symp. Antarctic Geosci.*, **2**: 55–67.
- Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing, Investigations in Geophysics*, **2**. Soc. of Exploration Geophysicist, Tulsa, Oklahoma, 526 pp.

## Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. H. Miller (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven) für die Vergabe der Arbeit und für die vielfältige Unterstützung. Er hatte als Fahrtleiter der Expedition ANT-XI/3 großen Anteil daran, daß ausreichend Daten für diese Arbeit zur Verfügung standen.

Bei dem Co-Referenten Prof. Dr. Bleil bedanke ich mich für die Erstellung des zweiten Gutachtens.

Mein besonderer Dank gilt Karsten Gohl für dessen Betreuung, die er auch noch über den halben Erdball hinweg weiterführte. Durch zahlreiche Diskussionen hat er mich immer wieder auf den rechten Weg geführt.

Die Basis dieser Arbeit sind Daten der Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4. Dank gebührt der Besatzung der FS *Polarstern* und den Kollegen, die zum Erfolg der Messungen beigetragen haben. Zusätzlich danke ich Dr. A. Camerlenghi (Osservatorio Geofisico Sperimentale, Trieste), Dr. P. Barker, Dr. R. Larter und A. Cunningham (British Antarctic Survey), Dr. S. S. Jacobs, sowie Dr. D. E. Hayes (Lamont-Doherty Earth Observatory) für die zur Verfügung gestellten noch unveröffentlichten Daten. Für die Bereitstellung und Unterstützung bei der Aufbereitung von Bathymetrie-Daten des AWI bedanke ich mich bei Dr. R. Hagen und F. Niederjasper.

Für die Einführung in die Bearbeitung und Interpretation seismischer Daten sowie für viele Anregungen und fruchtbare Diskussionen danke ich Dr. Gabi Uenzelmann-Neben und Dr. Wilfried Jokat.

B. Braun, Dr. H. Hellmer, C. D. Hillenbrand vom AWI danke ich für die konstruktiven Diskussionen und Anregungen zu Themen der Geologie und Ozeanographie. Die Diskussionen mit Dr. P. F. Barker, Dr. R. D. Larter, A. Cunningham, Dr. A. Camerlenghi, Dr. M. DeBatist und Dr. K. Vanneste haben in vielen Phasen der Arbeit zum tieferen Verständnis der Stratigraphie polarer Kontinentalränder und glazialmarinen Prozessen beigetragen. Vielen Dank!

Für die Anmerkungen und Korrekturen des Manuskriptes danke ich Gabi Uenzelmann-Neben, Claus-Dieter Hillenbrandt, Daniela Schmidt, Ebba Schmidt und Wolfgang Nitsche.

## Abkürzungen und Formelzeichen

### Abkürzungen

AABW	- Antarktisches Bodenwasser (“Antarctic bottom water”)
ACC	- Antarktischer Zirkumpolarstrom (“Antarctic circumpolar current”)
AGC	- automatic gain control
ANT	- Abkürzung für Antarktis-Expeditionen des AWI
AWI	- Alfred-Wegener-Institut
BAS	- British Antarctic Survey
CDP	- Common Depth Point
CDW	- Zirkumantarktisches Tiefenwasser (“circumpolar deep water”)
CMP	- Common Midpoint
CP	- Cambell Plateau
DSDP	- Deep Sea Drilling Project
FS	- Forschungsschiff
FZ	- Transformstörung (“fracture zone”)
GS	- Glaziale Sequenz
HN	- Haak Nunataks
IGS	- Interglaziale Sequenz
IT	- Italien (hier: bei der Numerierung italienischer Profile)
JNOC	- Japan National Oil Company
MSH	- Mid shelf high
NMO	- Normal Moveout
NZ	- Neuseeländische Platten
ODP	- Ocean Drilling Program (ozean. Tiefbohr-Programm)
OGS	- Osservatorio Geofisico Sperimentale
PAZ	- Pazifische Platte
RTC	- Kollision von mittelozeanischem Rücken mit einer Subduktionszone (“Ridge-Trench-Collision”)
SAM	- Südamerikanische Platte
SCAR	- Scientific Committee of Antarctic Research
TP	- Tripelpunkt (“triple junction”)
TWT	- Zweiweg-Laufzeit (“two-way-traveltime”)
VE	- vertikale Überhöhung (“vertical exaggaration”)

**Formelzeichen**

- f - Frequenz der seismischen Wellen
- r - Radius
- t - Laufzeit der seismischen Welle
- v - seismische Geschwindigkeit (p-Wellen)
- u, v, w - Geschwindigkeiten in NS-, EW- und Z-Richtung
- x, y - horizontale Entfernungen ("offsets"), kartesische Koordinaten
- z - Tiefe
- $F_x, F_y, F_z$  - Kraftkomponenten in NS-, EW- und Z-Richtung
- $\beta$  - geographische Breite
- $\Omega$  - Rotationsgeschwindigkeit der Erde ( $7.24 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ )

## Abbildungsverzeichnis

<b>Abb. 2.1:</b>	Übersichtskarte der Antarktis	9
<b>Abb. 2.2:</b>	Antarktis ohne Eisbedeckung	10
<b>Abb. 2.3:</b>	Übersicht über das Untersuchungsgebiet	11
<b>Abb. 2.4:</b>	Aus Satellitenaltimettermessungen abgeleitete Schwereanomalien	12
<b>Abb. 2.5:</b>	Tektonische Übersicht des Südost-Pazifiks	14
<b>Abb. 2.6:</b>	Skizze der tektonischen Situation vor 110 Ma	15
<b>Abb. 2.7:</b>	Skizze der tektonischen Situation vor 90 Ma	16
<b>Abb. 2.8:</b>	Skizze der tektonischen Situation vor 70 Ma	17
<b>Abb. 2.9:</b>	Skizze der tektonischen Situation vor 60 Ma	17
<b>Abb. 2.10:</b>	Skizze der tektonischen Situation vor 45 Ma	18
<b>Abb. 2.11:</b>	Die Eisbedeckung und die Flußlinien der wichtigsten Eisströme	20
<b>Abb. 2.12:</b>	Schema der Wassermassenverteilung im Südpolarmeer	22
<b>Abb. 2.13:</b>	Übersicht über die Profile früherer geophysikalischer Expeditionen	24
<b>Abb. 3.1:</b>	Lage der seismischen Profile der Expeditionen ANT-XI/3 und ANT-XII/4	25
<b>Abb. 3.2:</b>	Skizze der Meßkonfiguration für die Mehrkanal-Reflexionsseismik	26
<b>Abb. 3.3:</b>	Schema der Datenbearbeitung der Reflexionsseismik	27
<b>Abb. 3.4:</b>	Beispiel eines typischen Frequenzspektrums	31
<b>Abb. 3.5:</b>	Wellenform der Reflexion am Meeresboden	32
<b>Abb. 3.6:</b>	Prinzip der multiplen Reflexionen	33
<b>Abb. 3.7:</b>	Beispiel einer seismischen Sektion ohne Multiplenunterdrückung	34
<b>Abb. 3.8:</b>	Beispiel einer Sektion mit Multiplenunterdrückung	35
<b>Abb. 3.9:</b>	Das Arebitsprinzip des Fächerecholots auf der FS Polarstern	36
<b>Abb. 3.10:</b>	Bathymetrie- und Parasounddaten der Expeditionen des AWI ANT-XI/3 und ANT-XII/4	38
<b>Abb. 3.11:</b>	Vergleich zwischen Schiffsmessungen und Satellitendaten	39
<b>Abb. 4.1:</b>	Zonen glazialmariner Sedimentation	43
<b>Abb. 4.2:</b>	Beispiele von Kontinentalrändern verschiedener Regionen der Antarktis	47
<b>Abb. 4.3:</b>	Geometrien vom Typ IA und Typ IIA (Cooper et al., 1991)	47
<b>Abb. 4.4:</b>	Glazial-Interglazialzyklen und Meeresspiegelschwankungen	48
<b>Abb. 4.5:</b>	Vier-Phasen-Modell von Larter und Barker (1989)	49
<b>Abb. 5.1:</b>	Lage der Daten und Beispiele im Untersuchungsgebiet	51
<b>Abb. 5.2:</b>	Ausschnitt aus der seismischen Sektion des Profils AWI-94010	52
<b>Abb. 5.3:</b>	Ausschnitt eines Parasoundschriebes vom Schelf	53
<b>Abb. 5.4:</b>	Seismische Sektion des Schelfrandes des Profils AWI-94002	56
<b>Abb. 5.5:</b>	Seismische Sektion des Schelfrandes des Profils AWI-94003	58
<b>Abb. 5.6:</b>	Seismogramm des Schelfrandes des Profils AWI-94030	59
<b>Abb. 5.7:</b>	Seismische Sektion des Schelfrandes vom Profil AWI-94042	61
<b>Abb. 5.8:</b>	Schelfrand der seismischen Sektion des Profils BAS923-25	62
<b>Abb. 5.9:</b>	Modell zur Entwicklung von progradierenden Sequenzen	64
<b>Abb. 5.10:</b>	Bathymetrie eines Ausschnittes des Schelfes des Bellingshausenmeeres	69
<b>Abb. 5.11:</b>	Skizze der glazialen Entwicklungsstufen des Schelfs	73
<b>Abb. 6.1:</b>	Lage der Daten und Abbildungen in Kapitel 6	77
<b>Abb. 6.2:</b>	Lage und Verteilung der Sedimentstrukturen im Untersuchungsgebiet	78

---

<b>Abb. 6.3:</b>	Absätze und Einschnitte im Kontinentalhang des Profiles AWI-94002 . . .	80
<b>Abb. 6.4:</b>	Rutschmassen am unteren Kontinentalhang von AWI-94002 . . . . .	81
<b>Abb. 6.5:</b>	Rutschmassen am unteren Kontinentalrand von AWI-94042 . . . . .	82
<b>Abb. 6.6:</b>	Dreidimensionales Blockbild der Bathymetrie nördlich der Alexanderinsel . . . . .	83
<b>Abb. 6.7:</b>	Rutschmassen am unteren Kontinentalrand des Profiles AWI-94054 . . . .	84
<b>Abb. 6.8:</b>	Beispiel eines glazialen Sedimentkeiles im Profil AWI-94030 . . . . .	85
<b>Abb. 6.9:</b>	Sedimentrücken im Profil AWI-94002 . . . . .	88
<b>Abb. 6.10:</b>	Sedimentrücken im Profil AWI-94041 . . . . .	89
<b>Abb. 6.11:</b>	Dreidimensionales Blockbild zweier Hydrosweep-Streifen vom oberen Kontinentalfuß nördlich der Alexanderinsel . . . . .	90
<b>Abb. 6.12:</b>	Beispiel einer Rinne im Profil AWI-94042 . . . . .	92
<b>Abb. 6.13:</b>	Querschnitt durch einen Sedimentrücken im Profil IT92-109 . . . . .	93
<b>Abb. 6.14:</b>	Sedimentrücken im Amundsenmeer . . . . .	94
<b>Abb. 6.15:</b>	Bathymetrische Profile zwischen 89°W und 81°W . . . . .	95
<b>Abb. 6.16:</b>	Einfluß von Bodenströmungen auf Trübestrome (Rebesco et al., 1996) . .	97
<b>Abb. 6.17:</b>	Querschnitt durch einen Sedimentkörper im Profil AWI-94003 . . . . .	99
<b>Abb. 6.18:</b>	Beispiel für Sedimentwellen im Profil AWI-94003 . . . . .	100
<b>Abb. 6.19:</b>	Modell der wichtigsten Sedimentations- und Umlagerungsprozesse . . . .	101
<b>Abb. 6.20:</b>	Unterteilung des Untersuchungsgebietes in vier Bereiche . . . . .	103
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94002 . . . . .	134
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94003 . . . . .	135
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94010 . . . . .	136
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94020 . . . . .	137
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94030 . . . . .	138
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94040 . . . . .	139
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94041, Teil a . . . . .	140
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94041, Teil b . . . . .	141
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94042 . . . . .	142
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94050 . . . . .	143
<b>Abb. B.1:</b>	Seismische Sektion des Profiles AWI-94054 . . . . .	144

## Anhang A: Liste der verwendeten Daten

### Seismik:

Expedition	Jahr	Institut	Anmerkungen
Eltanin 42	1972	Lamont	Einkanal-Seismik, die seismischen Sektionen sind der Literatur entnommen (Tucholke und Houtz, 1976), die dazugehörige Navigation aus der GEODAS Datenbasis
DSDP 35 Glomar Challenger	1974	Scripps	Einkanal-Seismik; die seismischen Sektionen sind der Literatur entnommen (Hollister et al., 1976), die dazugehörige Navigation aus der GEODAS Datenbasis
TH86	1986/ 1987	JNOC	Mehrkanalseismik; die digitalen seismischen Daten stammen von der SCAR-Datenbasis CDROM-23 (SCAR, 1992).
Ewing 91	1991	Lamont	Mehrkanalseismik; die verwendeten Ausschnitte aus den seismischen Sektionen sind der Literatur entnommen (McGinnis und Hayes, 1995), die Navigationsdaten wurden von Dennis Hayes auf Anfrage zur Verfügung gestellt.
ITA-92	1992	OGS	Mehrkanalseismik; Papierschriften der seismischen Sektionen und die entsprechende digitale Navigation wurden von Angelo Camerlenghi, OGS, zur Verfügung gestellt.
BAS923	1993	BAS	Mehrkanalseismik; die digitalen seismischen Daten wurden mit der Navigation vom BAS in Rahmen eines Datenaustausches zur Verfügung gestellt.
ANT-XI/3	1994	AWI	Mehrkanalseismik, Parasound
ANT-XII/4	1995	AWI	Mehrkanalseismik, Parasound

AWI: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
 BAS: British Antarctic Survey  
 JNOC: Japan National Oil Cooperation  
 Lamont: Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University  
 OGS: Osservatorio Geofisico Sperimentale  
 Scripps: Scripps Institute of Oceanography

GEODAS: GEODAS/TRKDAS Datenbasis  
 (National Geophysical Data Center, 1988)

**Bathymetrie:**

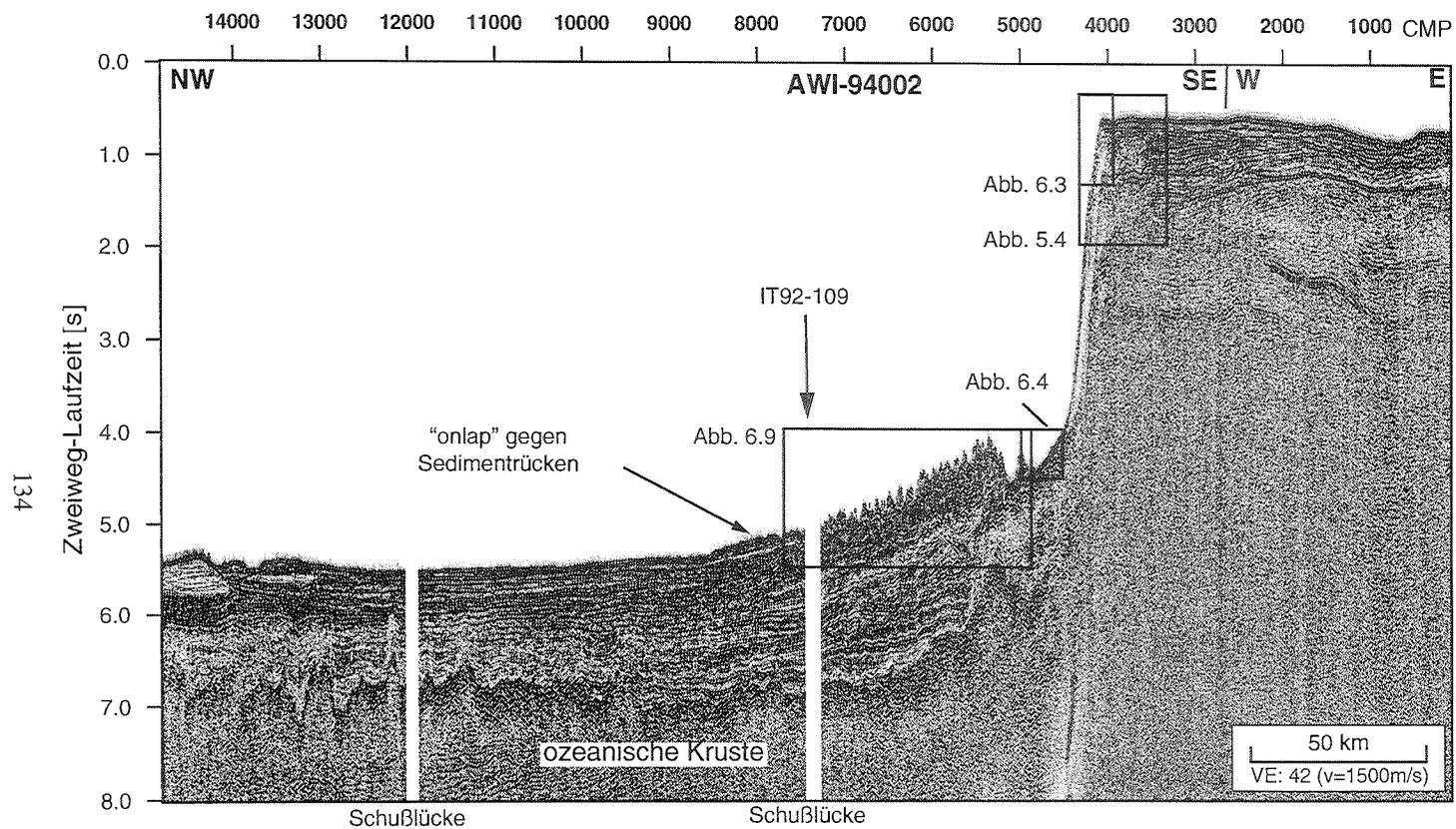
Expedition	Jahr	Institut	Anmerkungen
Eltanin 11		Lamont	digital, aus der GEODAS-Datenbank
Eltanin 17		Lamont	digital, aus der GEODAS-Datenbank
Eltanin 42	1972	Lamont	digital, aus der GEODAS-Datenbank
DSDP 35 GC	1974	Scripps	digital, aus der GEODAS-Datenbank
Deep Freeze 86	1986	Rice Univ.	digital, aus der GEODAS-Datenbank
ANT-XI/3	1994	AWI	Hydrosweep
Palmer 9402	1994	Lamont	digital, die Daten wurden von Stan Jacobs auf Anfrage zur Verfügung gestellt.
ANT-XII/4	1995	AWI	Hydrosweep
Palmer 9602	1996	Lamont	digital, die Daten wurden von Steve Cande auf Anfrage zur Verfügung gestellt.

**Satellitendaten:**

Der globale Datensatz der aus Satellitendaten bestimmten Schwere (Sandwell und Smith, 1997) stammt vom FTP-Server des Scripps Institute of Oceanography ([ftp://baltica.ucsd.edu/pub/global\\_grav\\_2min/](ftp://baltica.ucsd.edu/pub/global_grav_2min/)).

Der globale Datensatz der aus Satellitendaten und Schiffsmessungen abgeleiteten Bathymetrie (Smith und Sandwell, 1997) stammt vom FTP-Server des Scripps Institute of Oceanography ([ftp://topex.ucsd.edu/pub/global\\_topo\\_2min/](ftp://topex.ucsd.edu/pub/global_topo_2min/)).

Der für eisbedeckte Gebiete der Antarktis erweiterte Datensatz der aus Satellitendaten bestimmten Schwere (McAdoo und Laxon, 1997) stammt von folgender Web-Seite: ([http://ibis.grdl.noaa.gov/SAT/curr\\_res/polar.html](http://ibis.grdl.noaa.gov/SAT/curr_res/polar.html)).



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profils AWI-94002. Das Profil liegt nordwestlich der Alexander Insel (Abb. 3.1), wobei die ersten 2500 CDP's noch parallel zur Schelfkante verlaufen. Die schwarzen Rahmen markieren die Ausschnitte, die in dieser Arbeit detaillierter dargestellt werden.

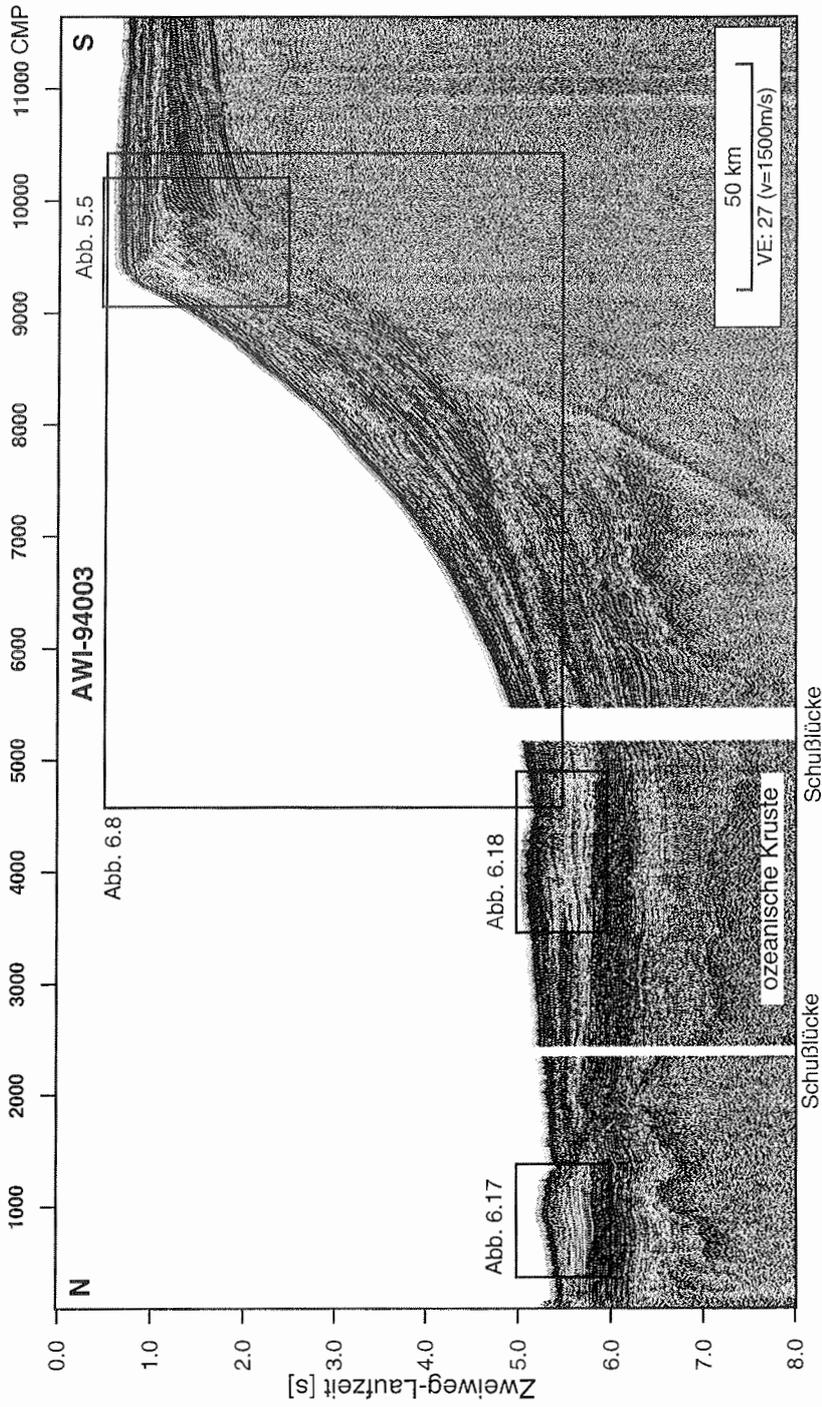
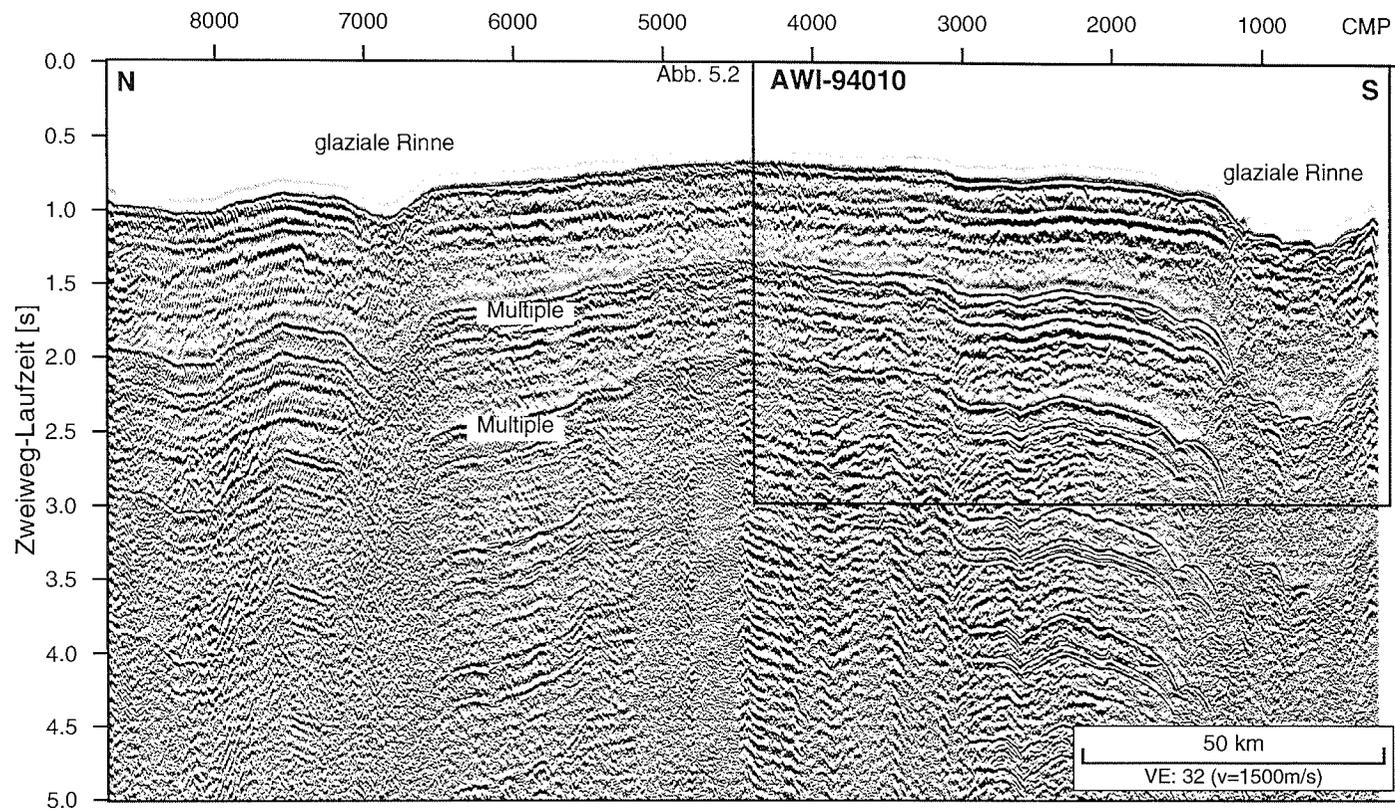
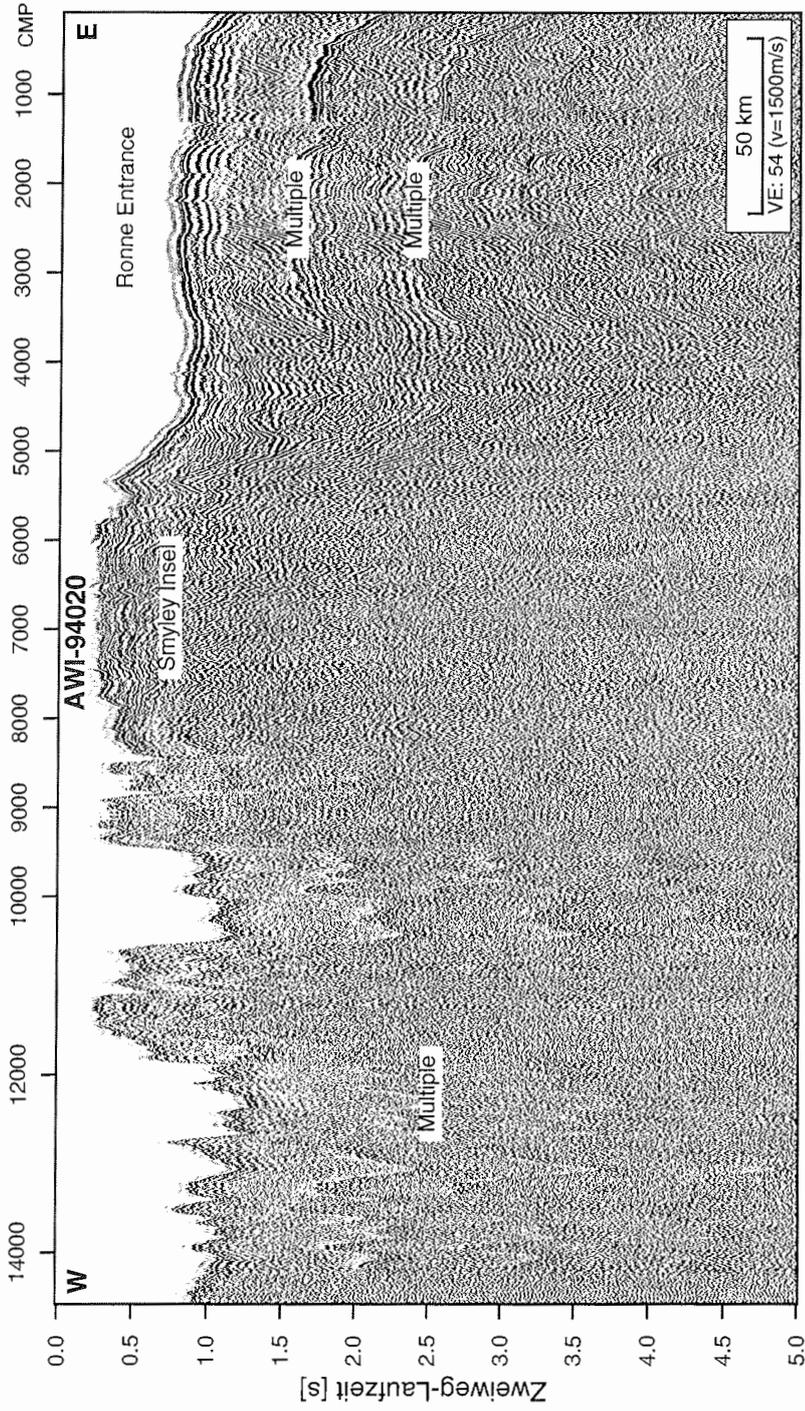


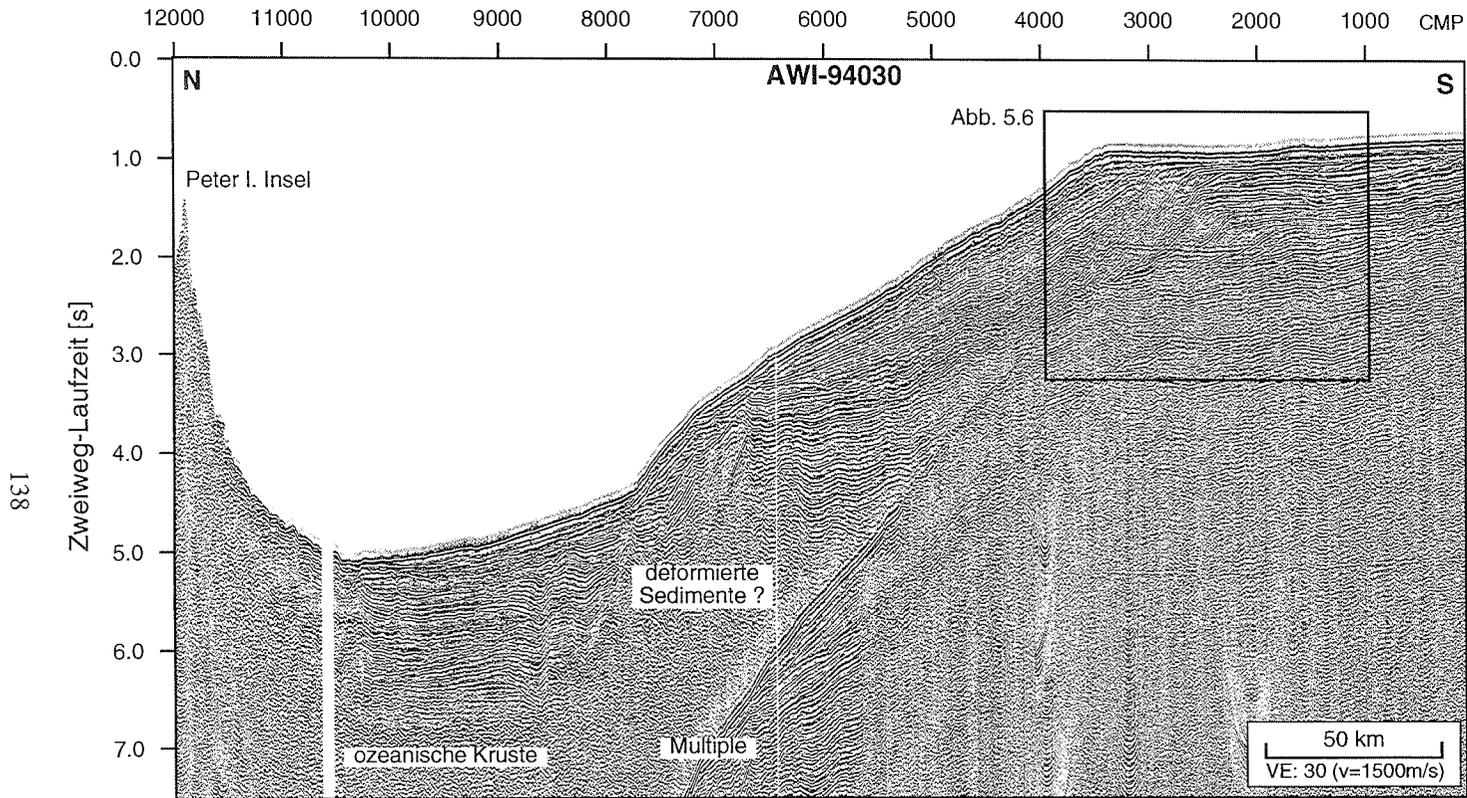
Abb. B.1: Seismische Sektion des Profiles AWI-94003 Das Profil liegt nordwestlich der Alexander Insel (Abb. 3.1). Die schwarzen Rahmen markieren Ausschnitte, die in vorherigen Kapiteln dargestellt sind. Auf dem Kontinentalfuß



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profils AWI-94010. Dieses Profil liegt im inneren Schelf im Bereich der Ronne Entrance (Abb. 3.1). Der schwarze Kasten markiert den Ausschnitt, der in Kapitel 5 dargestellt ist.



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profiles AWI-94020. Das Profil liegt im inneren Schelf des Bellingshausenmeeres (Abb. 3.1). Der flache Teil in der Mitte des Profiles ist der Fuß der Smyley Insel.



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profiles AWI-94030. Dieses Profil liegt im zentralen Bellingshausenmeer und verläuft vom äußeren Schelf bis zur Peter I. Insel. Der schwarze Rahmen markiert den in Kapitel 5 gezeigten Ausschnitt. Der Hang wird durch einen Block dominiert, der vermutlich aus deformierten Sedimenten be-

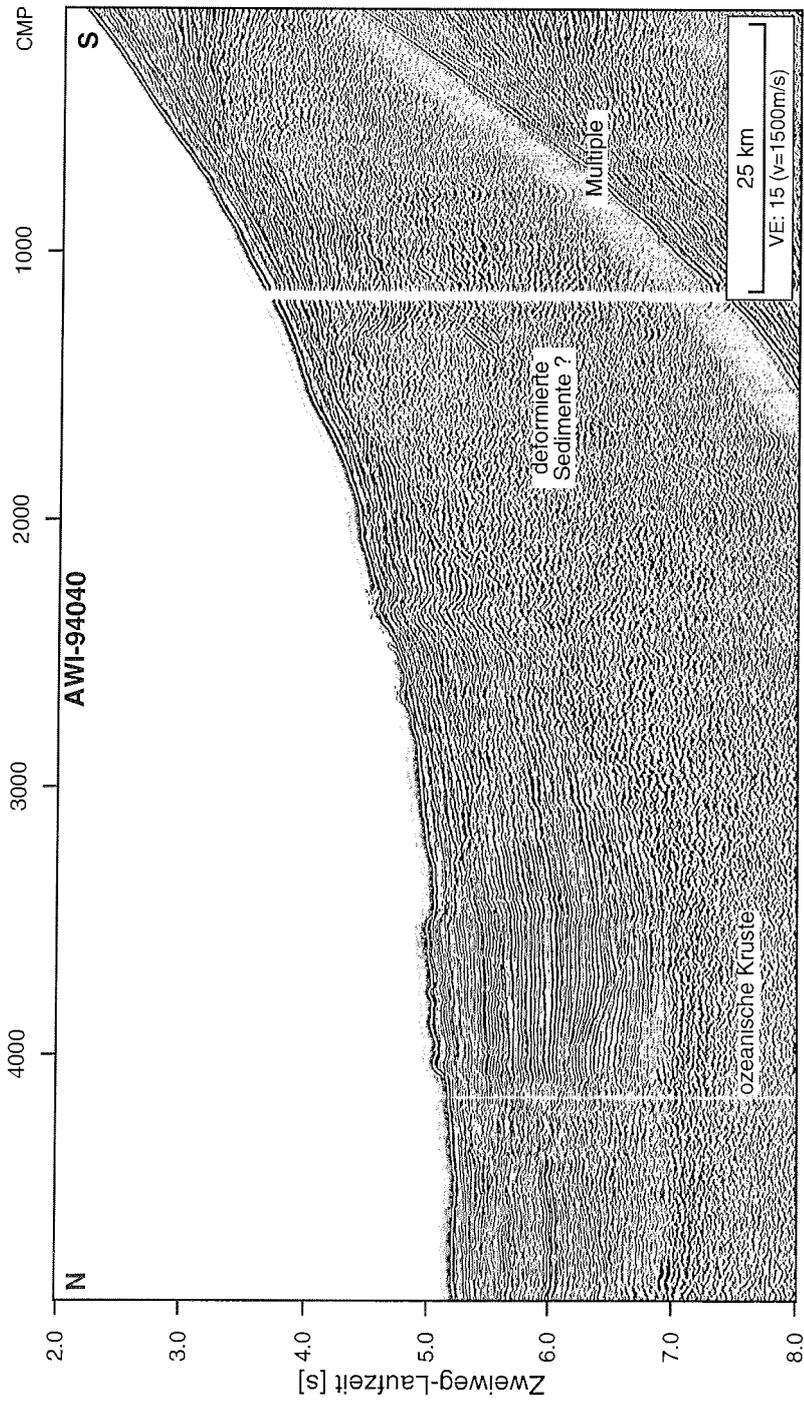
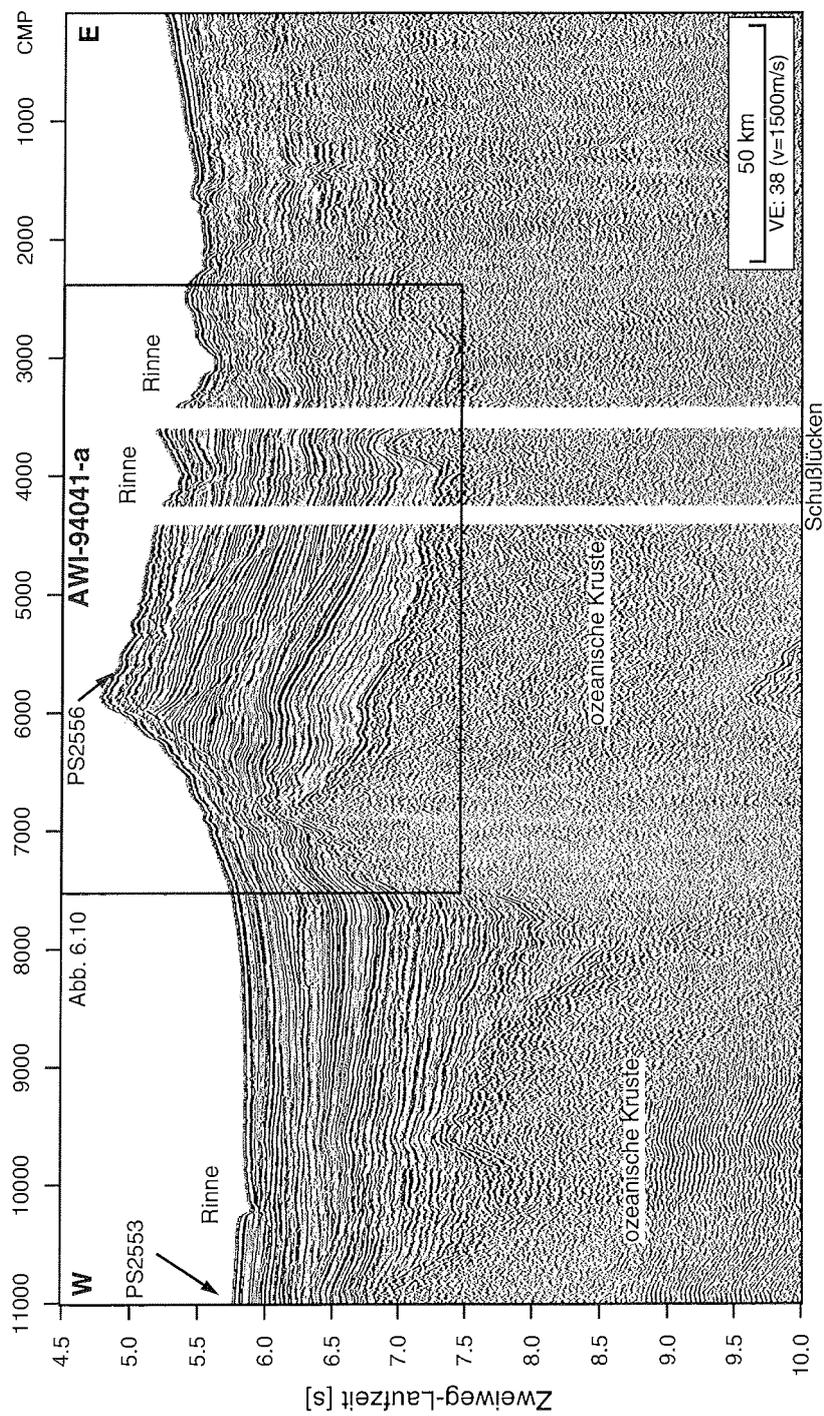
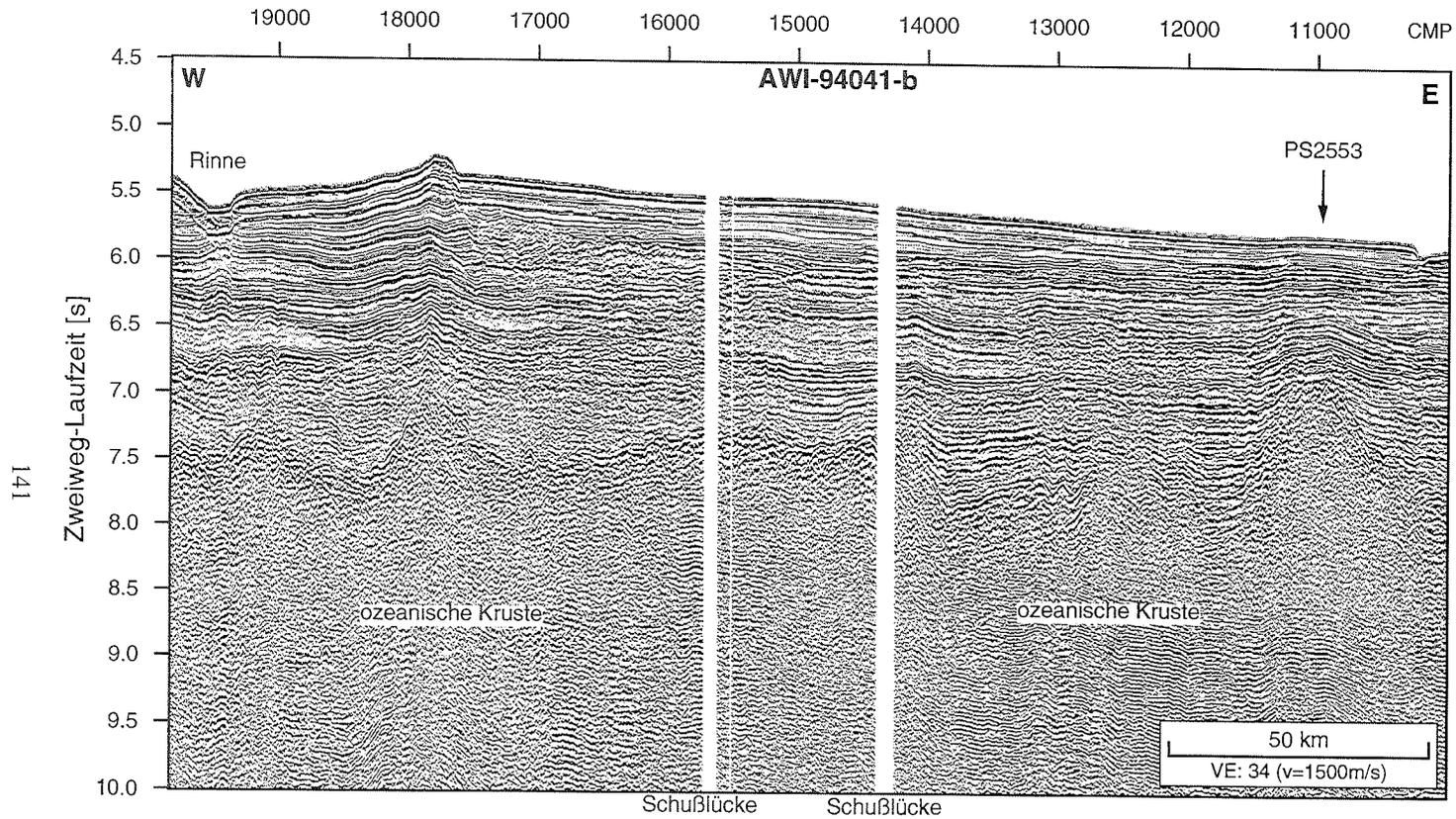


Abb. B.1: Seismische Sektion des Profiles AWI-94040. Das Profil liegt südlich der Peter I. Insel (Abb. 3.1). Die seismische Sektion ist mit einem AGC von 1 s dargestellt.

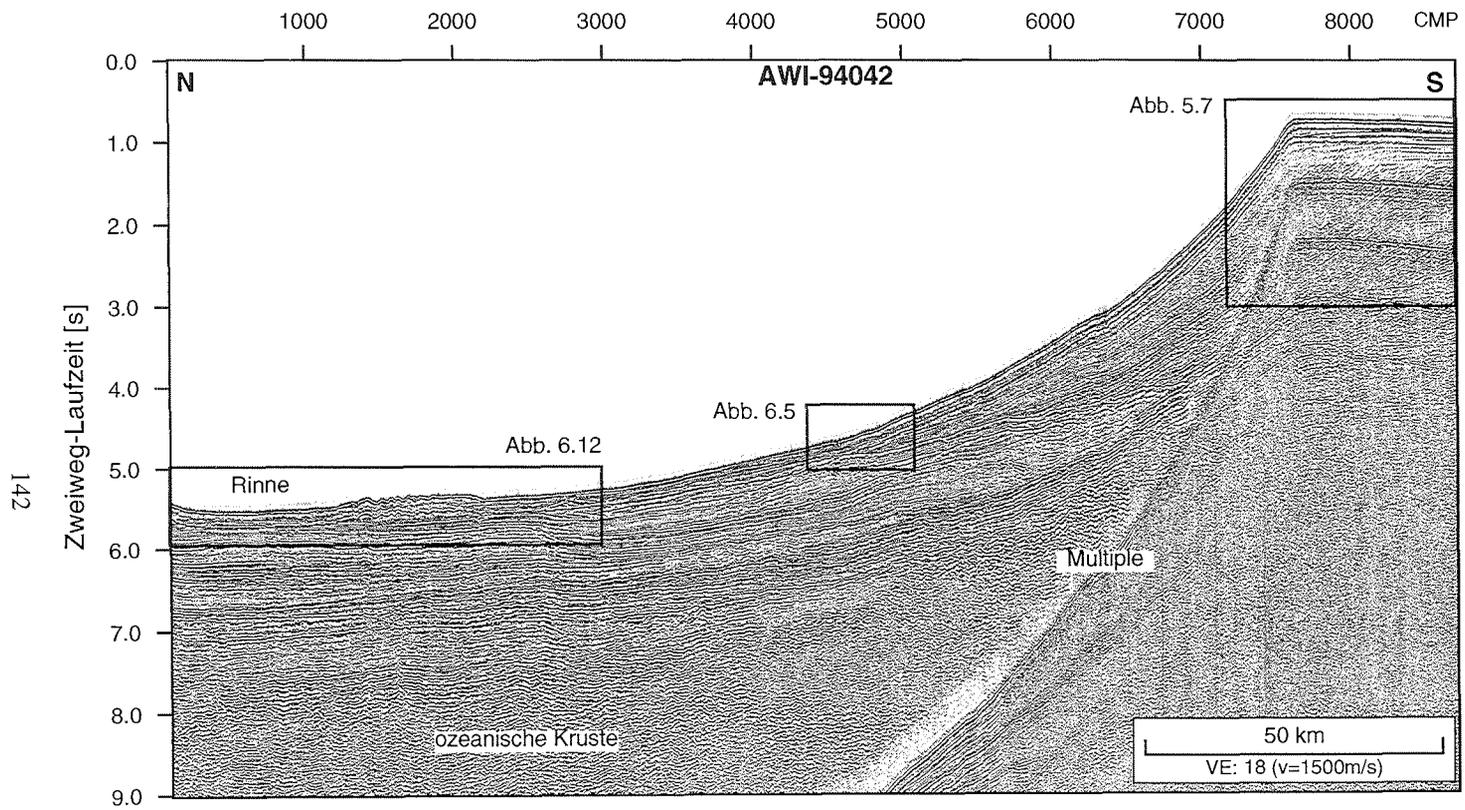


**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profils AWI-94041, Teil a. Dies ist der östliche Teil eines langen Profils, das von der Peter I. Insel bis ins Arundsenmeer reicht (Abb. 3.1). Der schwarze Rahmen markiert den Ausschnitt aus Kapitel 6. Markant ist der Sprung in der ozeanischen Kruste (vergl. Gohl et al., 1997).

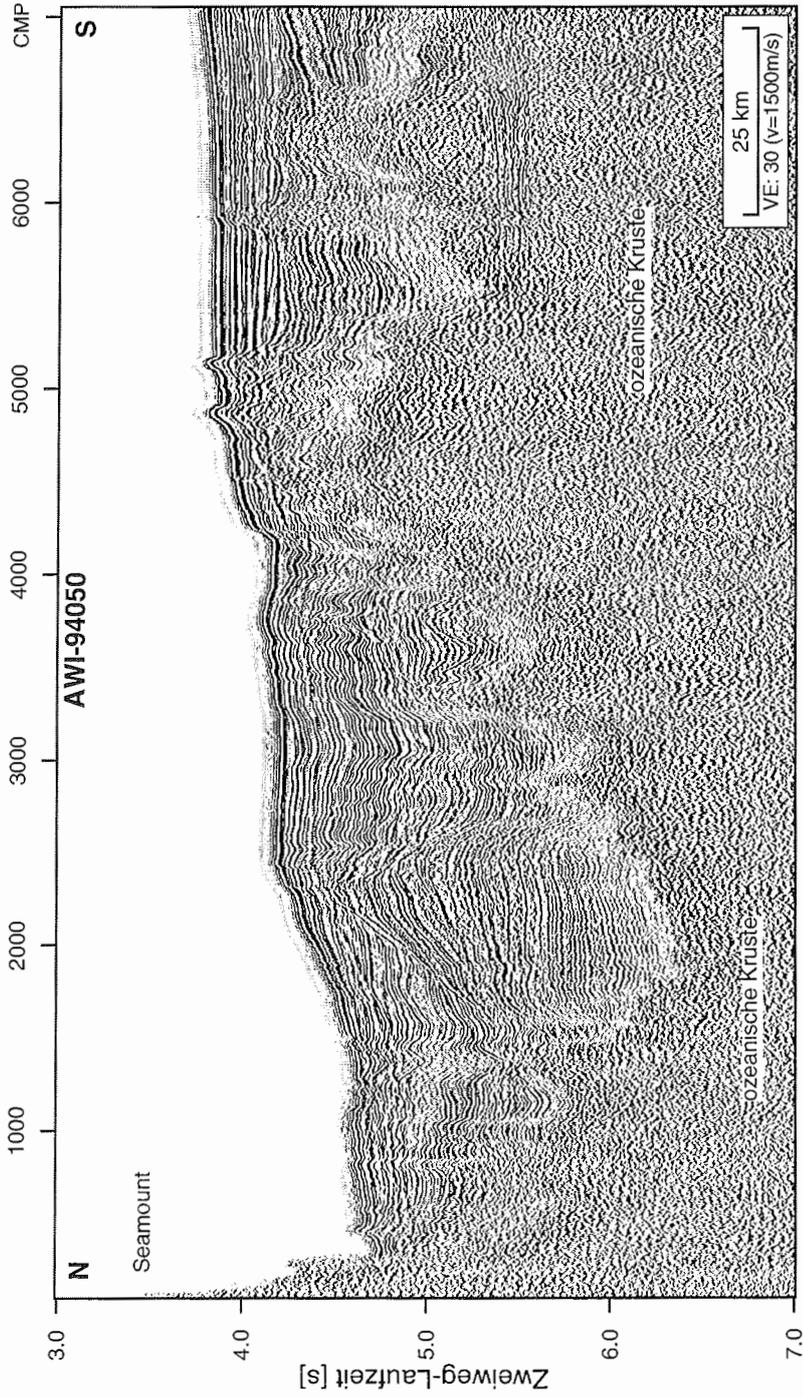


141

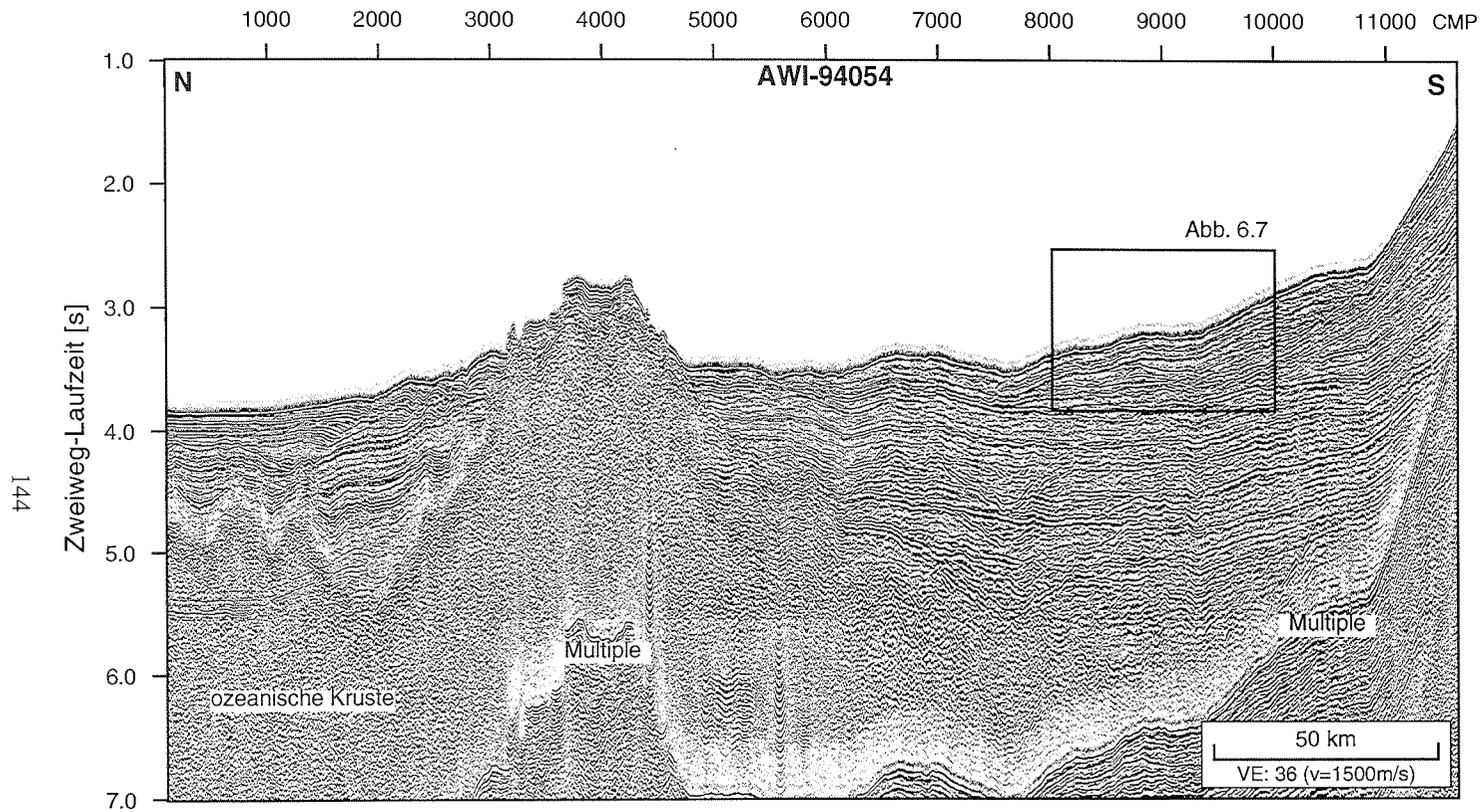
**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profiles AWI-94041, Teil b. Dies ist die westliche Fortsetzung von Abb. B.1. Beide Teile überschneiden sich um 1000 CDP's, so daß die Rinne im Osten dieses Ausschnitts die gleiche ist wie im Westen von Abb. B.1. Die Rinne am westlichen Rand ist ein Querschnitt der Rinne, deren Längsschnitt in Abb. B.1 bzw.



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profiles AWI-94042. Dieses Profil liegt im östlichen Amundsenmeer (Abb. 3.1). Die schwarzen Rahmen markieren Ausschnitte, die in den Kapiteln 5 und 6 näher erläutert werden. Im nördlichen Teil ist eine Schleife einer Rinne angeschnitten. Der Querschnitt der Rinne ist in Abb. B.1 zu sehen.



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profils AWI-94050, das im zentralen Amundsenmeer liegt (Abb. 3.1). Es beginnt am Fuße eines Seamounts des Amundsenrückens (auch Marie Byrd Seamounts genannt). Es zeichnet sich durch ein rauhes Relief des Untergrundes aus, das auf tektonische Aktivität auch in jüngerer Zeit schließen läßt. Das Profil



**Abb. B.1:** Seismische Sektion des Profils AWI-94054. Dies ist die südliche Fortsetzung des Profils AWI-94050 (Abb. B.1). Der schwarze Rahmen markiert einen Ausschnitt, der in Kapitel 6 detaillierter dargestellt ist. Dominiert wird das Profil von einer tektonischen Erhebung (Seamount oder Rücken) zwischen CDP 3000

## 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 Forschungsschiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt 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 'Polarsirke' (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 Grundschieppnetzfüge 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 Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“, Bericht vom Fahrtabschnitt 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 samples 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' 1984/85“, 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. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“, by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“, von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“, von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“, von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“, von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“, von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP) 1986“, by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“, by M. Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS 'Polarstern' in die Antarktis (ANT V/1-3)“, herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 – September 10, 1986“, by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“, von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“, by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“, Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“, by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“, von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“, by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“, von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“, von Arnold Brodscholl
- \* **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“, von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“, von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“, von Dieter Piepenburg
- \* **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“, von Eva-Maria Nöthig

- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“, von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (ANT V/3)“, by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“, by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87“, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- \* **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88“, von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS 'Polarstern' 1988“, von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“, von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“, von M. Peters
- \* **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern' in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse, sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“, von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“, by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“, by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“, von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1991** – „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-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in 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  $\beta$ -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** – „Paläoglazilogie 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 Schelfeis – numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – Die Expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe 'Polarstern' und 'Akademik Fedorov', von Ernst Augstein, Nicolai 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“, herausgegeben von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK-VI/1-4 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von 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 von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom 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 der 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 Spurenmetallkonzentrationen (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“, herausgegeben 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 nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, 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. Saarsø and Y.P. Savchenko. – „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 Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen”, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meer eis: 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 Kurbjweit
- 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 Klemens 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 Heidmarie 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 Neumeyer 1982 – 1992”, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo

- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/Antarktis“, von Christian Hübscher
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT X/1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional 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' 1994/95. 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 Heimefrontfjella (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 Siegert and Dmitry 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 XIV/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 María Dolores Andrés Hernández
- Heft-Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller
- Heft-Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : 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 Müller und Hannes Grobe
- Heft-Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990“, herausgegeben von Heinz Müller 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 Lebensstrategien antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam
- Heft-Nr. 193/1996** – Heterogene Reaktionen von  $\text{N}_2\text{O}_5$  und  $\text{HBr}$  und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel
- Heft-Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm
- Heft-Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich
- Heft-Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft-Nr. 197/1996** – „The Expedition ARKTIS-XI/2 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Gunther Krause
- Heft-Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker
- Heft-Nr. 199/1996** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider
- Heft-Nr. 200/1996** – „Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann
- Heft-Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken
- Heft-Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid
- Heft-Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder
- Heft-Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf
- Heft-Nr. 205/1996** – „Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation“, by Thorsteinn Thorsteinsson
- Heft-Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg
- Heft-Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz
- Heft-Nr. 208/1996** – „Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke
- Heft-Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur 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 Expedition ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek

**Heft-Nr. 222/1997** – „Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data“, by László Oszkó

**Heft-Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas

**Heft-Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel

**Heft-Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann

**Heft-Nr. 226/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Eike Rachor

**Heft-Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis“, 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 *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks

**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 Fahrtteilnehmern

**Heft-Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich

**Heft-Nr. 236/1997** – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier

**Heft-Nr. 237/1997** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. 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 Gaw, 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 Starmans.
- 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.

