

**Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des
Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate
aus seismischen und gravimetrischen
Untersuchungen**

**The crustal structure and sedimentary cover of the
Eurasian Basin, Arctic Ocean: Results from seismic
and gravity measurements**

Estella Weigelt

**Ber. Polarforsch. 261 (1998)
ISSN 0176 - 5027**

Estella Weigelt

Alfred-Wegener-Institut (AWI) 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.

Inhalt

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen im Text.....	III
Verzeichnis der verwendeten Parameter.....	V
Kurzfassung.....	VI
Summary.....	VIII
1. Einleitung und Fragestellung.....	1
2. Das Eurasische Becken.....	3
2.1 Geographische Übersicht.....	3
2.2 Morphologie, Tektonik und Geologie.....	4
2.2.1 Gakkel Rücken.....	4
2.2.2 Lomonosov Rücken.....	4
2.2.3 Schelfgebiete.....	5
2.2.4 Tiefseebecken.....	6
2.2.5 Morris Jesup Rise und Yermak Plateau.....	7
2.3 Stand der seismischen Untersuchungen im Eurasischen Becken vor 1991.....	8
2.4 Die ARCTIC'91 Expedition.....	8
3. Datenerfassung und Bearbeitung.....	11
3.1 Reflexionsseismische Messungen.....	11
3.1.1 Standarddatenverarbeitung.....	12
3.1.2 Datenbearbeitung spezieller Probleme.....	12
3.2 Refraktionsseismische Messungen.....	15
3.2.1 Standardauswertung der Refraktionsseismik.....	15
3.2.2 Datenbearbeitung spezieller Probleme.....	16
3.3 Gravimetrische Messungen.....	16
3.3.1 Auswertung der Schweredaten.....	16
4. Auswertung und Interpretation der Profile.....	18
4.1 Lomonosov Rücken.....	18
4.1.1 Profilbeschreibung.....	18
4.1.2 Sedimentstruktur.....	23
4.1.3 Krustenstruktur.....	24
4.1.4 Diskussion.....	27
4.2 Zentrales Amundsen Becken.....	28
4.2.1 Profilbeschreibung.....	28
4.2.2 Altersbestimmung und Sedimentationsrate.....	33
4.2.3 Seismische Stratigraphie.....	34
4.2.4 Bestimmung der Rauigkeit der Krustentopographie.....	37
4.2.5 Krustenstruktur.....	38
4.2.6 Diskussion.....	39
4.3 Südwestliches Eurasisches Becken.....	40
4.3.1 Profilbeschreibung.....	40
4.3.2 Seismische Stratigraphie.....	43
4.3.3 Rauigkeit der Krustentopographie.....	43
4.3.4 Krustenstruktur.....	43
4.3.5 Diskussion.....	45

4.4	Morris Jesup Rise	46
4.4.1	Profilbeschreibung.....	46
4.4.2	Sedimentstruktur.....	49
4.4.3	Krustenstruktur.....	50
4.4.4	Diskussion.....	51
4.5	Yermak Plateau.....	52
4.5.1	Profilbeschreibung, nördlicher Bereich	53
4.5.2	Diskussion.....	55
4.5.3	Profilbeschreibung, südlicher Bereich.....	56
4.5.4	Sedimentstruktur, südlicher Bereich	58
4.5.5	Anschluß der Seismik an die ODP-Bohrungen.....	60
4.5.6	Krustenstruktur, südlicher Bereich	62
4.5.7	Krustenmodell des gesamten Plateaus.....	63
4.5.8	Diskussion.....	64
4.6	Barents Schelf.....	66
4.6.1	Profilbeschreibung.....	66
4.6.2	Sedimentstruktur.....	67
4.6.3	Krustenstruktur.....	68
4.6.4	Diskussion.....	69
5.	Zusammenfassung und Ausblick	70
6.	Literaturverzeichnis.....	75
	Dank	80
Anhang A	Liste der reflexionsseismischen Profile	81
Anhang B	Liste der Sonobojen.....	82
Anhang C	Abbildungen der reflexionsseismischen Profile.....	83
Anhang D	Abbildungen der Profile der Sonobojen.....	110
Anhang F	Krustenmodelle	127

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen im Text

Abb. 2.1:	Karte des Arktischen Ozeans	3
Abb. 2.2:	Untersuchungsgebiet der ARCTIC'91 Expedition.....	9
Abb. 3.1:	Verlauf von Ersteinsatz und 'Ghost'-Signal.....	13
Abb. 3.2:	Beispiel eines Sonobojenprofiles (a) vor und (b) nach der Korrektur des Signalphasenverlaufes.....	15
Abb. 3.3:	Datenbeispiel der Freiluftanomaliewerte.....	17
Abb. 4.1.1:	Lageplan der Profile über den Lomonosov Rücken	19
Abb. 4.1.2:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91090.....	20
Abb. 4.1.3:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91091.....	21
Abb. 4.1.4:	Tiefen-Geschwindigkeitsmodelle des Lomonosov Rückens.....	22
Abb. 4.1.5:	Stratigraphisches Modell des Lomonosov Rückens.....	23
Abb. 4.1.6:	Krustenmodell des Lomonosov Rückens.....	25
Abb. 4.1.7:	Krustenmodell: Lomonosov Rücken / Amundsen Becken.....	26
Abb. 4.2.1:	Lageplan der Profile im zentralen Amundsen Becken.....	28
Abb. 4.2.2:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91097 vom Hang des Lomonosov Rückens in das Amundsen Becken	31
Abb. 4.2.3:	Tiefen-Geschwindigkeitsmodell des Amundsen Beckens.....	31
Abb. 4.2.4:	Stratigraphisches Modell des Amundsen Beckens	32
Abb. 4.2.5:	Die magnetischen Anomalien im Eurasischen Becken	33
Abb. 4.2.6:	Tiefenschnitt durch das zentrale Amundsen Becken.....	36
Abb. 4.2.7:	Skizze der Profile AWI-91105 bis AWI-91106 parallel zum Gakkel Rücken durch das Amundsen Becken.....	37
Abb. 4.2.8:	Krustenmodell des zentralen Amundsen Beckens	38
Abb. 4.3.1:	Lageplan der Profile im südwestlichen Eurasischen Becken.....	40
Abb. 4.3.2:	Tiefen-Geschwindigkeitsmodell des südwestlichen Eurasischen Beckens	41
Abb. 4.3.3:	Tiefenschnitt durch das südwestliche Eurasische Becken.....	42
Abb. 4.3.4:	Krustenmodell des südwestlichen Eurasischen Beckens	44
Abb. 4.3.5:	Beziehung zwischen Krustenmächtigkeit und Dehnungs- rate, theoretische Modelle.....	45
Abb. 4.4.1:	Lageplan der Profile über den Morris Jesup Rise.....	46
Abb. 4.4.2:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91111 über die Nord- flanke des Morris Jesup Rises.....	47
Abb. 4.4.3:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91112 entlang der nordwestlichen Flanke des Morris Jesup Rises.....	48
Abb. 4.4.4:	Skizze der Profile AWI-91105 bis AWI-91112 vom Amundsen Becken auf den Morris Jesup Rise	49
Abb. 4.4.5:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91113 über den nord- westlichen Hang und das Plateau des Morris Jesup Rises.....	49
Abb. 4.4.6:	Krustenmodell des Morris Jesup Rises	50

Abb. 4.5.1:	Lageplan der Profile über das Yermak Plateau.....	52
Abb. 4.5.2:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91125 vom Nansen Becken auf das Yermak Plateau.....	53
Abb. 4.5.3:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91126 über die nördliche Spitze des Yermak Plateaus	54
Abb. 4.5.4:	Skizze der Profile AWI-91125 bis AWI-91126 über das nördliche Yermak Plateau.....	55
Abb. 4.5.5:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91130 über den Sattel des Yermak Plateaus	57
Abb. 4.5.6:	Skizze der Profile AWI-91127 bis AWI-91134 über das südliche Yermak Plateau	59
Abb. 4.5.7:	Ausschnitte der Profile AWI-91127 und AWI-91130 mit den ODP-Bohrkernanalysen	61
Abb. 4.5.8:	Krustenmodell über das gesamte Yermak Plateau.....	64
Abb. 4.6.1:	Lageplan der Profile über den Barents Schelfrand	66
Abb. 4.6.2:	Reflexionsseismisches Profil AWI-91010 über den Barents Schelfrand.....	67
Abb. 4.6.3:	Skizze der Profile AWI-91010 bis AWI-91020 über den	67
Abb. 4.6.4:	Krustenmodell über den Barents Schelfrand.....	68
Tab. 3.1:	Das geophysikalische Meßprogramm.....	11
Tab. 4.1:	Sedimenteinheiten des Lomonosov Rückens	24
Tab. 4.2:	Sedimenteinheiten des Amundsen Beckens.....	34
Tab. 4.3:	Sedimenteinheiten des südlichen Yermak Plateaus.....	58
Tab. 4.4:	Lithostratigraphische Einheiten des Yermak Plateaus.....	60

Verzeichnis der verwendeten Parameter

Parameter	Symbol	Einheit
Dehnungsrate	v	mm/a
Dichte	ρ	g/cm ³
Differenz: Basement - Referenzniveau	h	m
Distanz	x	m; km
Erdzeitalter		Mio. Jahre; Chron
Fahrtgeschwindigkeit		Kn
Kompressionswellengeschwindigkeit	V_p	km/s
Krustenmächtigkeit		km
'Root-Mean-Square' Geschwindigkeit	V_{RMS}	km/s
Schwere	g	mGal
Sedimentmächtigkeit		m
Sedimentationsrate		cm/ka
Sparkerenergie		kJ
Tiefe	d	m; km
Topographierauhigkeit	R	m
Volumen der Luftkanonen	V	l
Wellenlänge	λ	m
Zeit	t	s; Mio. Jahre
Zwei-Weg Laufzeit (Two-Way Traveltime)	TWT	s

Kurzfassung

Der Arktische Ozean ist wegen seiner permanenten Eisbedeckung ein geowissenschaftlich wenig bekanntes Gebiet. Während der ARCTIC'91 Expedition gelang es, mehrkanal-reflexionsseismische Messungen über eine Strecke von insgesamt 1500 km im Eurasischen Becken durchzuführen. Mit den zusätzlich durch Sonobojen aufgezeichneten refraktionsseismischen Daten und dem kontinuierlich registrierten Schwerfeld steht ein einzigartiger Datensatz zur Verfügung, einen Einblick in die Sediment- und Krustenstruktur des Eurasischen Beckens zu gewinnen.

Die seismischen Aufzeichnungen über den Lomonosov Rücken zeigen, daß unter einer 500 m mächtigen Decke mariner Sedimente weitere, insgesamt 1800 m mächtige Ablagerungen vorhanden sind. Sie bestehen vermutlich aus terrestrischem, stark konsolidiertem Material mit mesozoischem Alter. Es wurde wahrscheinlich vor der Trennung des Lomonosov Rückens vom Barents Schelf abgelagert. Auf der eurasischen Seite des Rückens wurden Verwerfungen und Halbgräben registriert, die Dehnung und Abschiebungen bei der Entstehung des Eurasischen Beckens dokumentieren. Die amerasische Seite des Rückens wird von progradierenden Lagen bedeckt, die offensichtlich Ablagerungen des ehemaligen Kontinentalschelfes darstellen. Ihre Diskordanz zu den marinen Deckschichten und deren geschätzte Sedimentationsrate von 1.0 cm/ka zeigt, daß der Rücken anfangs auf oder über Meeresspiegelniveau lag und erst ab dem frühen Eozän in größere Tiefen (> 100 m) subsidierte.

Die Krustenwurzel des Lomonosov Rückens reicht nach den aus Schwerfelddaten erstellen Modellen bis in 28 km Tiefe. Sie gliedert sich in einen unteren 9 km und oberen 11 km mächtigen Krustenblock mit einer Dichte von 2.95 g/cm³ bzw. 2.82 g/cm³. Unter einer 500 m mächtigen Sedimentdecke mit Dichtewerten von 1.8 bis 1.9 g/cm³ reichen im Rückenzenrum Schichten mit einer Dichte von 2.3 bis 2.5 g/cm³ bis in 3.8 km Tiefe. Sie stützen die Vermutung über die Ablagerung von mesozoischen Sedimenten auf dem Rücken.

Die Sediment- und Krustenstruktur des Lomonosov Rückens gleicht dem des Barents Schelfes und stellt einen weiteren Hinweis auf die kontinentale Herkunft des Rückens dar.

Für das Amundsen und Nansen Becken lieferten die seismischen Daten Information über die gesamte sedimentäre Bedeckung, bis zum akustischen Basement. Die Schichten wurden anhand ihres internen Reflexionsmusters und ihrer zugehörigen Vp-Geschwindigkeit in Sedimenteinheiten gegliedert. Da die seismischen Profile nahezu senkrecht zu den magnetischen Anomalien verlaufen, ist im Tiefenschnitt erkenntlich, bei welchen Anomalien die Sedimentschichten an das Basement stoßen. Dadurch läßt sich das Alter und die Sedimentationsrate der abgelagerten Schichten abschätzen. Diese Parameter lieferten die Grundlage für einen Tiefenschnitt durch die Sedimentdecke und für ein stratigraphisches Modell, das die sedimentäre Entwicklung des Eurasischen Beckens und die Subsidenz des Lomonosov Rückens wiedergibt (Jokat et al., 1995a).

Die Kenntnis über die gesamte Sedimentmächtigkeit in den Becken erlaubte, den Tiefenverlauf der Krustenoberfläche zu kartieren. Nach der Methode von Malinverno (1991) wurde dann aus den Topographiedifferenzen der Base-

mentoberfläche zu einer Referenzkurve die Rauigkeit der Krustentopographie bestimmt und daraus die Dehnungsrate berechnet. Der Rauigkeitswert beträgt 384 m im zentralen Amundsen Becken und bis zu 600 m im südwestlichen Eurasischen Becken. Die berechneten Dehnungsraten betragen damit 12 mm/a bzw. 4-5 mm/a. Die Werte stimmen gut mit den aus aeromagnetischen Untersuchungen ermittelten Dehnungsraten (Karasik, 1974; Vogt et al., 1979) überein.

Aus den Daten der Freiluftschwere wurden Modelle über die Mächtigkeit und Dichte der Kruste erstellt. Die Modelle zeigen eine 5-6 km mächtige ozeanische Kruste im zentralen Amundsen Becken, die auf 9 km Mächtigkeit zum Gakkel Rücken hin zunimmt. Ihre Dichte beträgt 2.85 g/cm^3 . Im südwestlichen Eurasischen Becken beträgt die Krustenmächtigkeit nur 2-5 km und steigt ebenfalls zum Gakkel Rücken an. Unter den Rückenschultern gliedert sich die ozeanische Kruste in einen 2 km mächtigen oberen Teil mit einer Dichte von 2.6 g/cm^3 und 8 km mächtige ältere Kruste mit einer Dichte von 2.9 g/cm^3 . Diese Werte lassen sich nicht in die theoretischen Modelle über die Beziehung von Dehnungsrate und Krustenmächtigkeit (Reid & Jackson, 1981; Bown & White, 1994) einordnen. Sie zeigen, daß durch den extrem langsam dehnenden Gakkel Rücken mit lateralen Variationen der Krustenmächtigkeit im Eurasischen Becken gerechnet werden muß.

Die seismischen Messungen über den Morris Jesup Rise zeigen eine nur 200 m mächtige, durch Erosionsrinnen durchzogene Sedimentdecke. Darunter zeichnet sich eine stark gestörte Basementoberfläche ab, die auf eine Dehnung und Abschiebung der Plateaukruste deutet. Nach den Schweremodellen besteht das Plateau aus einer bis zu 18 km mächtigen Kruste mit einer Dichte von 2.85 g/cm^3 .

Der nördliche Teil des Yermak Plateaus gleicht mit seiner dünnen Sedimentdecke von 190 m und einer 20 km mächtigen Kruste dem Morris Jesup Rise. Dagegen wird der Südteil des Plateaus von drei insgesamt 1500 m mächtigen Einheiten YP-1, Yp-2 und Yp-3 bedeckt. Nach ODP-Bohrkernanalysen entspricht das Alter von YP-2 dem unterem Pliozän und von YP-3 dem oberem Pliozän/Pleistozän. Außerdem wird in YP-3 eine größere Anzahl von "Dropstones" als in YP-2 beobachtet (Myhre et al., 1995). Die Schichtgrenze kennzeichnet also den Übergang von Interglazial zu Glazial im Pliozän. Eine Diskordanz zwischen den unteren Einheiten YP-1 und YP-2 und der Deckschicht YP-3 zeigt Erosion an. Sie kann entweder durch die Hebung des Plateaus infolge einer Intrusion erklärt werden oder durch die zunehmende Vereisung im Pleistozän.

Nach dem erarbeiteten Schweremodell besteht das Yermak Plateau aus einer 2-3 km mächtigen Sedimentdecke, einem 3-4 km mächtigen Kern mit einer Dichte von 2.8 g/cm^3 und darunter, bis in 22 km Tiefe aus Kruste mit einer Dichte von 2.9 g/cm^3 . Unter der nordöstlichen Plateauspitze gehen die Kruste des Plateaus und die ozeanische Kruste des angrenzenden Nansen Beckens fließend ineinander über. Im Südwesten des Plateaus dringt vermutlich eine magmatische Intrusion in den Kern des Plateaus.

Summary

The ice cover of the Arctic Ocean restricts its geophysical investigation. During the ARCTIC'91 expedition, multichannel seismic reflection data over a length of 1500 km were acquired in the Eurasian Basin. Additionally, seismic refraction data using sonobuoys as well as gravity data were recorded along the whole cruise track. This unique dataset improves the knowledge about the structure of the sediment cover and crust of the Eurasian Basin.

The seismic data show a 500 m thick cover of marine sediments on the Lomonosov Ridge. Below this cover another 1800 m thick layers are indicated in the central part of the ridge. They probably represent consolidated terrigenous sediments of Mesozoic age, deposited on the ridge before its separation from the Barents-Kara Shelf. On the Eurasian side of the ridge a set of half grabens and faults document stretching of the ridge's crust due to rifting associated with the opening of the Eurasian Basin. The Amerasian side of the ridge is covered by prograding sequences which may represent deposits of the old continental shelf. An unconformity to the ridge's sedimentary cover and a sedimentation rate of 1.0 cm/ky for this marine material show that erosion must have stopped at early Eocene time when the ridge subsided further below sealevel.

The gravity density model indicates a 28 km thick continental crust for the ridge. It is composed of a lower 9 km thick part with a density of 2.95 g/cm³ and an upper 11 km thick part with density of 2.82 g/cm³. The ridge's cover consists of a 2.5 km thick sedimentary sequence with densities between 1.8 to 2.5 g/cm³. The crustal structure of the ridge is similar to that of the Barents Shelf, and therefore indicates its continental origin.

For the Amundsen and Nansen Basins the seismic profiles present a picture of the whole sedimentary cover down to the basement. The layers were divided into sedimentary units with the aid of V_p-velocity and reflection pattern. Because the profiles are located more or less perpendicular to the magnetic anomalies which are parallel and symmetric to the Gakkel Ridge, it is possible to estimate the age for the units. These parameters serve as a basis for a depth section through the sedimentary cover and a stratigraphic model for the sedimentary evolution of the Eurasian Basin and the subsidence of the Lomonosov Ridge (Jokat et al., 1995a).

The information of the thickness of the entire sedimentary cover allows the calculation of the roughness of the basement topography. Based on the method of Malinverno (1991) the difference between the topography of the basement surface to a reference niveau give a value of roughness with that the spreading rate can be calculated. The values of roughness reach from 384 m in the central Amundsen Basin to 600 m in the southern Eurasian Basin. The corresponding spreading rates are 12 mm/y and 4-5 mm/y, respectively. The spreading rates calculated by that method agree well with the rates determined by aeromagnetic investigations (Karasik, 1974; Vogt et al., 1979).

The gravity density models reveal a 5-6 km thick oceanic crust in the central part of the Amundsen Basin with a density of 2.85 g/cm³ increasing to 9 km thickness towards the Gakkel Ridge. On the southern end of the Eurasian Basin the oceanic crust is just 2-5 km thick but also thickens towards the Gakkel Ridge. The ridge is composed of a 2 km thick upper layer with a

density of 2.5 g/cm³ and a 8 km thick lower layer with a density of 2.9 g/cm³. The observed increase in crustal thickness does not confirm theoretical models for the relation between spreading rate and crustal thickness (Reid & Jackson, 1981; Bown & White, 1994). The results show that the extremely slow spreading rate of the Gakkel Ridge may cause lateral variations in crustal thickness of the Eurasian Basin.

The seismic profiles of the Morris Jesup Rise show a thin sedimentary cover of 200 m disturbed by erosional channels. The basement below seems to consist of faulted crust due to tension by seafloor spreading. The gravity density model yields a 18 km thick oceanic crust with a density of 2.9 g/cm³.

The northern part of the Yermak Plateau is similar to the Morris Jesup Rise concerning its 190 m thick and disturbed sedimentary cover and its 20 km thick oceanic crust. In difference to that the southern part of the Yermak Plateau is covered by a 1500 m thick sedimentary sequence consisting of three units YP-1, YP-2 and YP-3. Core analysis of the ODP leg 151 give an age of lower Pliocene for YP-2 and Pliocene/Pleistocene boundary for YP-3. Also, unit YP-3 contains more dropstones than unit YP-2. This demonstrates the change from interglacial to glacial conditions at Pliocene time. The units YP-1 and YP-2 rest with an unconformity to the upper part of YP-3. This erosion can be explained either by an uplift of the Yermak Plateau or the increasing ice cover in Pleistocene time.

The gravity density model for the Yermak Plateau proves a 2-3 km thick sedimentary cover, a 3-4 km thick central part with a density of 2.8 g/cm³ and down to 22 km depth a root with a density of 2.9 g/cm³. At the northern margin of the plateau its continental crust passes into the oceanic crust of the Nansen Basin. Gravity values of the southwestern part of the plateau imply an intrusion of magma into its continental center.

1. Einleitung und Fragestellung

Der Arktische Ozean wird durch submarine aseismische und aktive Rückensysteme in mehrere Tiefseebecken unterteilt. Schelfgebiete verschiedenster Morphologie und passive sowie gescherte Kontinentalränder umgeben und begrenzen den Ozean. In seinen Randbereichen liegen Plateaus, deren Ursprung und Zusammensetzung teilweise noch rätselhaft ist.

Bedingt durch die permanente Eisdecke existieren nur vereinzelte geophysikalische Messungen im Arktischen Ozean, die sich vorwiegend in den südlichen Randbereichen konzentrieren. Dadurch ist die Entwicklung und Struktur vieler Elemente des Ozeans nur teilweise verstanden oder sogar umstritten. Weiterhin sind nur bruchstückhafte Informationen über den Einfluß von Klimaänderungen und tektonischen Prozessen auf die Sedimentationsbedingungen vorhanden.

Das Ziel der seismischen und gravimetrischen Messungen der ARCTIC'91 Expedition ist, die Krustenstruktur und Sedimentdecke der wichtigsten Elemente des Eurasischen Beckens zu kartieren und so Aufschluß über ihre Entstehung und Entwicklung zu erhalten, und zu untersuchen, ob sich känozoische Klimaänderungen in den Sedimenten wiederfinden lassen.

Der Arktische Ozean wird durch den Lomonosov Rücken in das eurasische und amerasische Gebiet geteilt. Der amerasische Bereich umfaßt das Kanada und Makarov Becken, die durch den Alpha und Mendeleev Rücken voneinander getrennt werden. Das Eurasische Becken wird durch den Gakkel Rücken in das Amundsen und Nansen Becken unterteilt. Es wird seit dem frühen Paläozän durch Meeresbodenspreizung entlang des Gakkel Rückens gebildet. Seine plattentektonische Entwicklungsgeschichte ist durch das klare Streifenmuster magnetischer Anomalien, die parallel zum Gakkel Rücken verlaufen, gut dokumentiert (Karasik et al., 1972; Vogt et al., 1979).

Aeromagnetische Messungen zeigen, daß der Gakkel Rücken mit einer Dehnungs-Halbrate von 3-11 mm/a das langsamste Dehnungszentrum aller mittelozeanischer Rücken darstellt (Karasik, 1974; Vogt et al., 1979). Untersuchungen an ozeanischer Kruste zeigen, daß ein Zusammenhang zwischen der Dehnungsrate der mittelozeanischer Rücken und der Mächtigkeit und Topographie der dort gebildeten Kruste besteht (z. B. Sclater & Francheteau, 1970; Reid & Jackson, 1981; Malinverno, 1991). Die theoretischen Modelle stützen sich dabei auf Beobachtungen mittelozeanischer Rücken mit wesentlich höheren Dehnungs-Halbraten (z.B. Südatlantik: 16-28 mm/a, Südpazifik: 20-50 mm/a; Hayes & Kane, 1991). Für volle Dehnungsraten unter 20 mm/a konnten die theoretischen Modelle über die Formation ozeanischer Kruste bisher kaum an Daten überprüft werden.

Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit ist, durch seismische und gravimetrische Aufzeichnungen die Krustenstruktur im zentralen Eurasischen Becken zu kartieren und zu prüfen, ob sich die beobachteten Krusteneigenschaften in die bisher bekannten Zusammenhänge zwischen Dehnungsrate und Krustenstruktur einfügen lassen.

Der Lomonosov Rücken erstreckt sich vom kontinentalen Schelf nördlich der Ellesmere Insel über den Nordpol bis zum eurasischen Schelf im Bereich der Neu Sibirischen Inseln. Der aseismische Rücken wird als kontinentales Fragment angesehen, das bei der Öffnung des Eurasischen Beckens im frühen Känozoikum vom Barents-Kara Schelf getrennt wurde (Lawver et al., 1988). Während sich die Herkunft des Rückens durch plattentektonische

Rekonstruktion weitgehend erklären läßt, ist der Verlauf seiner Subsidenz bisher noch nicht bekannt.

Ein weiterer Punkt dieser Arbeit ist daher, aus den seismischen Daten die Struktur und Mächtigkeit der Sedimentdecke des Rückens und der angrenzenden Tiefseebecken zu bestimmen. Sie liefern hier die Basis für ein stratigraphisches Modell, das erstmals Aufschluß über die Erosionsgeschichte und den Ablauf der Subsidenz des Rückens geben kann. Weiterhin wird eine detaillierte Information über die Sedimentdecke benötigt, um zusammen mit den Schwerfelddaten ein Krustenmodell für den Lomonosov Rücken zu erstellen. Die hier gewonnenen Ergebnisse werden mit früheren Modellen über die Sediment- und Krustenstruktur (Weber, 1979; Ostenso & Wold, 1977) kombiniert, um mögliche Änderungen der Sedimentdecke und Kruste entlang des Rückens festzustellen. Ein Vergleich von seismischen und gravimetrischen Profilen über den Barents Schelfrand und über den Lomonosov Rücken soll zeigen, ob und wie Rifting und Subsidenz die Sedimentdecke und Wurzel des Rückens veränderten.

Der Morris Jesup Rise und das Yermak Plateau liegen am südwestlichen Ende des Eurasischen Beckens. Sie wurden im Eozän und frühen Oligozän durch einen Hot Spot gebildet und durch das Auseinanderdriften von Grönland und Spitzbergen vor 35 Mio. Jahren getrennt (Feden et al., 1979; Vogt et al., 1979).

Aus den seismischen Aufzeichnungen soll hier die Krustenstruktur der Plateaus untersucht werden, um ihre Veränderung durch die Auftrennung des vulkanischen Massives nachzuzeichnen. Weiterhin stellt sich die Frage, ob sich aus der Sedimentstruktur Hinweise über die weitere Entwicklung der Plateaus und den Einfluß von Klimaveränderungen ergeben.

Nach magnetischen Messungen besteht der nördliche Teil des Yermak Plateaus aus ozeanischer und der südliche Teil aus kontinentaler Kruste (Feden et al., 1979). Dagegen deutet die anomale Lage des Yermak Plateaus über der Subsidenzkurve und erhöhte Wärmeflußwerte auf ozeanische Kruste unter dem südwestlichen Plateaubereich und auf rezente magmatische Aktivität (Kristoffersen & Husebye 1984; Okay & Crane, 1993).

Krustenmodelle sollen hier eine Information über den Übergang von ozeanischer zur kontinentaler Kruste des Nord- und Südteiles liefern, sowie über die umstrittene Zusammensetzung des südlichen Bereiches.

Auch die Sedimentdecke des zentralen Eurasischen Beckens ist wenig und nur an ihrer Oberfläche erforscht. Die Frage ist hier, welchen Einfluß die fortschreitende tektonische Entwicklung des Beckens auf die Sedimentationsbedingungen hat und ob sich Klimaänderungen in den Sedimentschichten widerspiegeln. Weiterhin ist unbekannt, welche Wirkung die Öffnung der Framstraße und damit die Änderung des Strömungssystems auf die Ablagerungsbedingungen ausübt.

Eine wesentliche Aufgabe dieser Arbeit ist, mit Hilfe der seismischen Aufzeichnungen Verlauf, Reflexionsmuster, Vp-Geschwindigkeit, Mächtigkeit, Alter und Sedimentationsrate der Sedimente des Eurasischen Beckens zu kartieren. Nur so kann ein stratigraphisches Modell entwickelt werden, aus dem sich die oben genannten Punkte rekonstruieren und verstehen lassen.

2. Das Eurasische Becken

In diesem Kapitel wird zuerst ein Überblick über die Lage und Geographie des Arbeitsgebietes gegeben. Anschließend werden Morphologie, Tektonik und Geologie der Hauptstrukturen des Eurasischen Beckens, wie Schelfe, Tiefseebecken, Rücken und Randplateaus vorgestellt. Es folgt eine kurze Darstellung der bisher im Eurasischen Becken durchgeführten seismischen Messungen und des damit vorhandenen Datenmaterials. Abschließend werden die Bedeutung und der Verlauf der ARCTIC'91 Expedition vorgestellt.

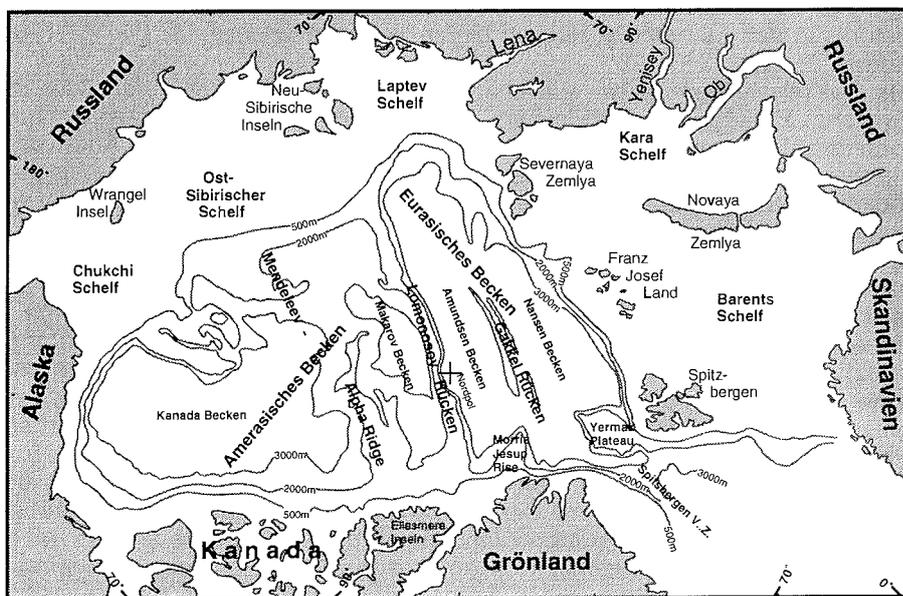


Abb. 2.1: Geographische Übersichtskarte des Arktischen Ozeans (Johnson et al., 1978).

2.1 Geographische Übersicht

Das Eurasische Becken ist ein Teil des tiefen Arktischen Ozeans und erstreckt sich im Süden und Osten bis zu den breiten Schelfgebieten der Barents-Kara und Laptev See (Abb. 2.1). Im Norden wird das Becken durch den Lomonosov Rücken begrenzt. Er zieht sich von den Schelfgebieten der Ellesmere Insel, am Nordpol vorbei nach Osten bis zu den Neu-Sibirischen Inseln und trennt den eurasischen Bereich des Arktischen Ozeans vom amerasischen Teil.

Das amerasische Gebiet umfaßt das Makarow und Kanada Becken, die durch den Alpha und Mendeleev Rücken voneinander getrennt werden.

Parallel zum Lomonosov Rücken zieht sich der Gakkel Rücken durch das Eurasische Becken und unterteilt es wiederum in das Amundsen und Nansen Becken. Es handelt sich hierbei um einen aktiven mittelozeanischen Rücken,

der über die Spitzbergen-Verwerfungszone mit dem mittelatlantischen Rückensystem verbunden ist.

Am südwestlichen Ende des Eurasischen Beckens liegen der Morris Jesup Rise und sein Gegenstück, das Yermak Plateau. Diese beiden Randplateaus begrenzen den Eingang zur Framstraße, der einzigen Tiefwasserverbindung zwischen Eurasischem Becken und Nordatlantik.

2.2 Morphologie, Tektonik und Geologie

2.2.1 Gakkel Rücken

Aufgrund der Verteilung von Erdbebenepizentren im Arktischen Ozean wurde schon in den 60er Jahren eine Fortsetzung des mittelatlantischen Rückensystems in das Eurasische Becken hinein vermutet (Heezen & Ewing, 1961; Gakkel, 1962).

Der Gakkel Rücken ist ein aktiver mittelozeanischer Rücken und bildet die nördliche Plattengrenze zwischen eurasischem und nordamerikanischem Kontinent. Durch das ausgeprägte Streifenmuster magnetischer Anomalien entlang des Rückens läßt sich die tektonische Entwicklung des Eurasischen Beckens im Gegensatz zur Entstehung des gesamten Arktischen Ozeans gut rekonstruieren (Vogt et al., 1979).

Der Rücken zieht sich vom nordöstlichen Schelfrand Grönlands durch das Eurasische Becken bis in die Laptev See. Dort wird er von mächtigen Sedimenten überdeckt, die durch die sibirischen Flüsse in großer Menge in das Arktische Becken eingetragen werden (Johnson et al., 1990). Dagegen grenzt der Rücken an den grönländischen Schelf abrupt, ohne an Breite oder Höhe zu verlieren. Offensichtlich verläuft hier eine Verwerfung parallel zur Spitzbergen-Verwerfungszone, die den Rücken vom Schelf abstuft (Johnson et al., 1978; Feden et al., 1979).

Im westlichen Bereich des Gakkel Rückens beträgt die Wassertiefe des Zentraltales 3500 bis 5300 m. Die Rückenschultern erheben sich mehr als 2000 m über den Zentralgraben (Johnson et al., 1978). Eine ähnlich rauhe Topographie mittelozeanischer Rücken wird in Zusammenhang mit geringen Dehnungsraten beobachtet (Sleep & Rosendahl, 1979; Hayes & Kane, 1991). Der Gakkel Rücken ist mit einer Dehnungs-Halbrate von 3 bis 11 mm/a eines der langsamsten Dehnungszentren der Welt, was auf seine Nähe zum Rotationspol in der Laptev See zurückgeführt wird (Karasik, 1974; Vogt et al., 1979). Als Folge der geringen Dehnungsrate wird auch die dünne Kruste im Rückenbereich von nur 2-3 km Mächtigkeit angesehen (Jackson et al., 1982), sowie die anormale Lage des gesamten Rückensystems über der durchschnittlichen Subsidenzkurve mittelozeanischer Rücken (Johnson & Vogt, 1973).

2.2.2 Lomonosov Rücken

Der Lomonosov Rücken wurde 1948 durch Tiefensondierungen während einer russischen Luftexpedition entdeckt und nach einem russischen Wissenschaftler und Dichter benannt. Obwohl seine Existenz das erstmalig 1954 in sowjetischen Bathymetrikarten publiziert wurde (Burkhanov, 1956), postulierte Worthington (1953) davon unabhängig aus Gezeiten-, Temperatur- und Salzgehaltmessungen die Existenz eines submarinen Rückens, der sich durch das arktische Becken zieht.

Nach einer bathymetrischen Karte von Johnson et al. (1978) erstreckt sich der Lomonosov Rücken mit einer Länge von über 1700 km durch den Arktischen

Ozean. Er ragt 3000 m über das angrenzende Amundsen Becken auf der eurasischen Seite und ca. 2000 m über das auf der amerasischen Seite gelegene Makarov Becken. An seiner höchsten Stelle liegt der Rücken 955 m unter dem Wasserspiegel. Seine Oberfläche ist eben. Die Rückenbreite variiert von fast 200 km in der Nähe der Schelfe bis zu nur noch 65 km in der Nähe des Poles. Dort ist auch die Rückenachse um ca. 80 km versetzt. Eine ungefähr 1600 m hohe Schwelle trennt den Lomonosov Rücken vom kontinentalen Rand der Ellesmere Insel. Hingegen scheint der Rücken sich mit dem sibirischen Schelfrand auf Höhe der Neu-Sibirischen-Inseln morphologisch zu verbinden (Johnson et al., 1978).

Erste systematische, multidisziplinäre Untersuchungen des Lomonosov Rückens wurden von den Eisstationen ARLIS II (Kutschale, 1966) und LOREX (Weber, 1979) aus durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, daß der Rücken im Untersuchungsgebiet aus mehreren, leicht geneigten Staffelbrüchen besteht und seine Flanken mit 40 m bis 80 m mächtigen Sedimentschichten bedeckt sind (Blasco et al., 1979). Zum Makarov Becken fällt der Rücken mit 14° Neigung ab, auf der Seite des Amundsen Beckens beträgt die Neigung der Rückenflanke dagegen nur 6° (Weber, 1979). Auf der Rückenmitte wird eine Sedimentauflage von mindestens 750 m registriert (Ostenso & Wold, 1977), die bis auf 3000 m Mächtigkeit in Richtung des Sibirischen Schelfes zunimmt (Demenitskaya & Kiselev, 1968). Diese Decke soll aus frühen mesozoischen oder noch älteren, verfestigten oder schwach metamorphisierten Sedimenten bestehen, die über einem Kern intermediärer oder basischer Zusammensetzung liegen (Sweeney & Weber, 1982). Nach refraktionsseismischen Messungen besteht der Rücken aus einem 5 km mächtigen Schichtpaket, das über einer 28 km mächtigen Rückenwurzel liegt. Die entsprechenden Vp-Geschwindigkeiten betragen dabei 4.7 km/s bzw. 6.6 km/s (Forsyth & Mair, 1984). Übereinstimmend damit ist ein aus Schweremessungen abgeleitetes Modell, das einen isostatisch ausgeglichenen Rücken zugrunde legt (Lillestrand & Weber, 1974). Demnach soll der Rücken aus Sedimenten der Dichte 2.2 bis 2.5 g/cm³ zusammengesetzt sein und von einer 27 km mächtigen Kruste mit einer Dichte von 2.79 g/cm³ unterlagert werden.

Diese Ergebnisse stützen die Hypothese, daß der Rücken ein kontinentales Fragment ist (Heezen & Ewing, 1961; Wilson, 1963), das bei der Öffnung des Eurasischen Beckens im frühen Känozoikum vom Barents-Kara Schelf getrennt wurde (Lawver et al., 1988). Dafür spricht auch die Symmetrie der magnetischen Anomalien im Eurasischen Becken bezüglich des Gakkel Rückens (Vogt et al., 1979). Die Ähnlichkeit der seismischen Struktur des Kara Schelfes und des Lomonosov Rückens (Weber & Sweeney, 1990), sowie das Fehlen magnetischer Anomalien im zentralen Rückenbereich (Coles et al., 1978) sind weitere Argumente für den kontinentalen Ursprung des Rückens.

2.2.3 Schelfgebiete

Die kontinentalen Schelfe, die das Eurasische Becken umgeben, sind in ihrer Größe und Gestalt sehr unterschiedlich.

So ist der Laptev Schelf mehr als 300 km breit. Seine Wassertiefe beträgt teilweise weniger als 50 m. Der Kontinentalhang fällt mit einer geringen Neigung zum Eurasischen Becken ab.

Auch der Barents-Kara Schelf ist weltweit einer der breitesten Schelfe. Mehrere glazial erodierte Rinnen schneiden seinen relativ steilen Kontinentalhang (Kristoffersen, 1990). Aus seismischen Messungen werden Sedimentmächtigkeiten von mehr als 10 km im Gebiet des Laptev und Barents-Kara Schelfes abgeleitet (Jackson, 1990).

Der nördliche Kontinentalrand von Grönland wird durch drei unterschiedliche Schelfgebiete charakterisiert. So ist das Wandel See Gebiet mit nur 30-60 km Breite der schmalste Schelf des Arktischen Ozeans (Dawes, 1990). Er fällt von 400 m Wassertiefe sehr steil in das 4000 m tiefe Amundsen Becken und den Lena Graben ab. Dieser schroffe Hang ist ein Anzeichen dafür, daß der Kontinentalrand dort gesichert ist (Kristoffersen, 1990). Auch der Morris Jesup Rise wird zum grönländischen Kontinentalrand gezählt und ragt 200 km in nordwestliche Richtung in das Amundsen Becken hinein (Dawes, 1990). Seine Flanken sind ebenfalls sehr steil und zerklüftet. Im Gegensatz dazu fällt der im Westen angrenzende, 250 km breite Lincoln See Schelf mit geringer Neigung zum Amundsen Becken ab (Dawes, 1990).

2.2.4 Tiefseebecken

Das ca. 300 km breite und knapp 1700 km lange Nansen Becken liegt zwischen dem eurasischen Schelf und dem Gakkel Rücken. Seine Wassertiefe liegt durchschnittlich bei 3000 m, nimmt aber im südwestlichen Teil des Beckens, der Barents Tiefseeebene, bis auf 3850 m zu.

Seismische Messungen zeigen, daß das Becken von insgesamt 1500 m bis 2000 m mächtigen Sedimentschichten bedeckt wird, die zum Gakkel Rücken hin an Mächtigkeit abnehmen (Kristoffersen & Husebye, 1984; Duckworth & Baggeroer, 1985). Die Topographie des Basements wird zum Gakkel Rücken hin rau und unregelmäßig (Jackson, 1990). Die Krustenmächtigkeit des Nansen Beckens ist mit nur 3 km bis 5 km sehr dünn, was auf die langsame Dehnungsrate des Gakkel Rückens zurückgeführt wird (Jackson et al., 1982). Die Sedimente des Nansen Beckens sind vorwiegend terrigenen Ursprungs. Sie bestehen hauptsächlich aus Ablagerungen der Kara und Laptev Schelfe, sowie der großen sibirischen Flüsse Ob, Yenisey und Lena. Sie werden speziell im östlichen Teil des Beckens durch die Lena in so großer Menge eingetragen, daß sie dort den Gakkel Rücken vollständig bedecken (Kristoffersen, 1990). Zusätzlich wurden vermutlich während der Eiszeiten große Mengen an Material von den Schelfrändern erodiert und im Becken abgelagert (Johnson et al., 1990).

Das Amundsen Becken liegt zwischen dem Gakkel und dem Lomonosov Rücken und gleicht in Breite und Länge dem Nansen Becken. Seine Wassertiefe liegt jedoch bei durchschnittlich 4000 m. Offensichtlich wirkt der Gakkel Rücken, der die beiden Becken trennt, wie ein Damm, der den Sedimenteintrag der Barents-Kara Schelfe abhält. Da die tiefste Stelle des Amundsen Beckens mit 4300 m fast in der Mitte seiner Länge und in der Nähe des Poles liegt, werden als primäre Sedimentquelle die Grönland und Laptev Schelfe vermutet (Johnson et al., 1978).

Parallel zum Gakkel Rücken verlaufen die durch Meeresbodenspreizung entstandenen magnetischen Anomalien durch das Eurasische Becken. Die älteste bestimmbare magnetische Anomalie am Fuße des Lomonosov Rückens und entlang des Barents-Kara Kontinentalhanges ist Chron 24 (56 Ma) (Karasik 1974; Vogt et al., 1979). Jedoch wird eine noch ältere negative Anomalie entlang des Lomonosov Rückens registriert, die darauf hindeutet, daß die Öffnung des Eurasischen Beckens schon im sehr frühen Tertiär vor 60 Ma begann (Vogt et al., 1979).

2.2.5 Morris Jesup Rise und Yermak Plateau

Am südwestlichen Ende des Eurasischen Beckens bilden der Morris Jesup Rise und sein Gegenstück, das Yermak Plateau, den Eingang zur Framstraße. Aeromagnetische Untersuchungen zeigen, daß Teile der beiden Plateaus einmal eine zusammenhängende Struktur ozeanischen Ursprungs bildeten (Karasik et al., 1974; Vogt et al., 1979).

Das Yermak Plateau ist ein flaches Randplateau, mit Wassertiefen um 500 m bis 1000 m, das an der Nordwestküste Spitzbergens liegt und in das Nansen Becken hineinragt. Südlich von 82°N erstreckt sich das Plateau in nord-nordwestliche Richtung, dann knickt der Verlauf des Plateaurückens nach Nordosten ab. Neben diesem morphologischen Unterschied deuten auch aeromagnetische Untersuchungen darauf hin, daß das Plateau in einen nördlichen und südlichen Bereich geteilt werden kann (Feden et al., 1979). So werden starke magnetische Anomalien (> 1000 nT) nur auf dem nordöstlichen Yermak Plateau gemessen. Das deutet an, daß dieser Teil ozeanischer Herkunft ist und zusammen mit dem Morris Jesup Rise gebildet wurde (Feden et al., 1979). Dagegen werden im südlichen Bereich des Plateaus nur schwache Magnetfeldanomalien registriert, die eher ein Anzeichen für kontinental beschaffenes Krustenmaterial sind (Feden et al., 1979; Jackson et al., 1984).

Nach seismischen Messungen wird das Plateau von mehreren hundert Meter mächtigen Sedimentschichten mit zugehörigen Vp-Geschwindigkeiten von 1.7 bis 4.4 km/s bedeckt, die als glaziale Ablagerungen angesehen werden (Jackson et al., 1984; Sundvor et al., 1982). Die Vp-Geschwindigkeiten in der Kruste reichen im südlichen Plateaubereich von 4.3 über 6.0 bis zu 8.0 km/s (Jackson et al., 1984). Wegen der Ähnlichkeit mit der Geschwindigkeitsstruktur Spitzbergens wird der südliche Teil des Yermak Plateaus als kontinentale Kruste interpretiert, die durch den Dehnungsprozess bei der Öffnung der Framstraße ausgedünnt wurde (Jackson et al., 1984). Der Fund von Gneisen bei marinen geologischen Beprobungen unterstützt diese Vorstellung (Jackson et al., 1984). Im Widerspruch dazu stehen die am westlichen Plateaurand gemessenen hohen Wärmeflußwerte, die andeuten, daß möglicherweise ein Teil des südlichen Plateaus aus ozeanischer Kruste besteht oder durch vulkanische Aktivität beeinflusst wird (Crane et al., 1982). Die im nördlichen Plateaubereich registrierten Vp-Geschwindigkeiten von 5.0 bis 7.2 km/s unterscheiden sich deutlich von den im Süden gemessenen Werten, was einen weiteren Hinweis auf die ozeanische Bildung des nördlichen Yermak Plateaus darstellt (Jackson et al., 1984).

Der Morris Jesup Rise zählt zum nordöstlichen Kontinentalrand Grönlands. Er ragt mit einer Wassertiefe von 1000 m in das Amundsen Becken hinein. Die Oberfläche des Plateaus ist eben. Seine Flanken fallen nach Osten hin steil ab, nach Westen hin in gestaffelten Blöcken, die mit einer dünnen Sedimentschicht bedeckt sind (Ostenso & Wold, 1977). Insgesamt ist die Sedimentdecke des Morris Jesup Rises viel geringer als die des Yermak Plateaus (Jackson et al., 1984).

Über die Krustenstruktur des Plateaus ist wenig bekannt. Aeromagnetische Messungen zeigen eine deutliche Zunahme der Amplitude magnetischer Anomalien im Bereich des Plateaus (Kovacs & Vogt, 1982; Feden et al., 1979). Diese Eigenschaften, sowie plattentektonische Rekonstruktionen deuten drauf hin, daß das gesamte Plateau ozeanischen Ursprungs ist und zusammen mit dem nördlichen Yermak Plateau gebildet wurde (Feden et al., 1979; Jackson et al., 1984).

2.3 Stand der seismischen Untersuchungen im Eurasischen Becken vor 1991

Die ersten wissenschaftlichen Untersuchungen, wie Tiefenkartierungen, pendelgravimetrische und magnetische Messungen, sowie geologische Probennahmen wurden während Nansens FRAM Expedition von 1893 bis 1896 durchgeführt (Nansen, 1906). 1937 wurden erstmals von einer driftenden Eisstation aus, der russischen Station NORTHPOLE I, verschiedene geophysikalische Parameter gemessen. Ergebnisse dieser Untersuchungen sind jedoch kaum in der westlichen Literatur veröffentlicht (Weber & Roots, 1990). Der Einsatz von Driftstationen bewährte sich aber, um in eisbedeckten Gewässern geowissenschaftliche Messungen durchzuführen. So wurde 1964 das südliche Eurasische Becken von der driftenden amerikanischen Eisstation ARLIS II überquert und von dort aus unter anderem gravimetrische, seismische und magnetische Messungen durchgeführt (Kutschale; 1966). Durch die folgenden FRAM I-IV Expeditionen von 1979 bis 1982 (z.B. Duckworth et al., 1982), die kanadische LOREX Expedition (Weber & Sweeney, 1977), sowie einer Reihe kleinerer Expeditionen 1966 und 1969 stehen Daten der Reflexionsseismik, Tiefe und Gravimetrie über eine Profillänge von insgesamt 1700 km im Eurasischen Becken zur Verfügung (Kristoffersen, 1990) (Abb. 2.2).

Die seismischen Informationen konzentrierten sich aus logistischen Gründen um den nördlichen Küstenbereich von Grönland und Spitzbergen (Abb. 2.2). Ungefähr 1500 km der reflexionsseismischen Profile sind einkanalige Aufzeichnungen von geringer Qualität, die mit Hilfe von 5-9 kJ Sparker oder kleinen Luftkanonen (0.15-0.7 l) gewonnen wurden (Jackson et al., 1990). Dabei sind nur wenige dieser Profile geradlinig und haben einen gleichmäßigen Schußpunktabstand, da die Sonobojen immer wieder mit Eis- und Meeresströmungen von ihrer ursprünglichen Position wegdrifteten (Kristoffersen, 1982). Reflexionsseismische mehrkanalige Daten besserer Qualität wurden hauptsächlich im Bereich des Yermak Plateaus mit Hilfe von Sonobojenarrays und kleinen Luftkanonen vermessen (Kristoffersen & Husebye, 1984).

Auch refraktionsseismische Daten stammen hauptsächlich aus dem südwestlichen Eurasischen Becken. Als Empfänger dienten Ozean-Boden-Seismographen, Sonobojen- und Hydrophonanordnungen. Als Quelle wurden von Flugzeugen aus Sprengstoffpakete abgeworfen. Auch bei diesen ca. 100 km langen Profilen sind Schußintervall und Empfängerabstand wegen schlechter Eis- und Wetterbedingungen sehr unregelmäßig (Jackson et al., 1990).

2.4 Die ARCTIC '91 Expedition

Die systematische Untersuchung arktischer Gewässer wurde oft durch die permanente Eisbedeckung erschwert oder verhindert. Schwimmende Eisstationen treiben mit der Strömung auf willkürlichem Kurs oder das Eis behindert eine kontinuierliche und erschütterungsfreie Fahrt der Forschungsschiffe, die aber für die Aufzeichnung geophysikalischer Parameter, wie z.B. für die Seismik oder Gravimetrie, nötig ist.

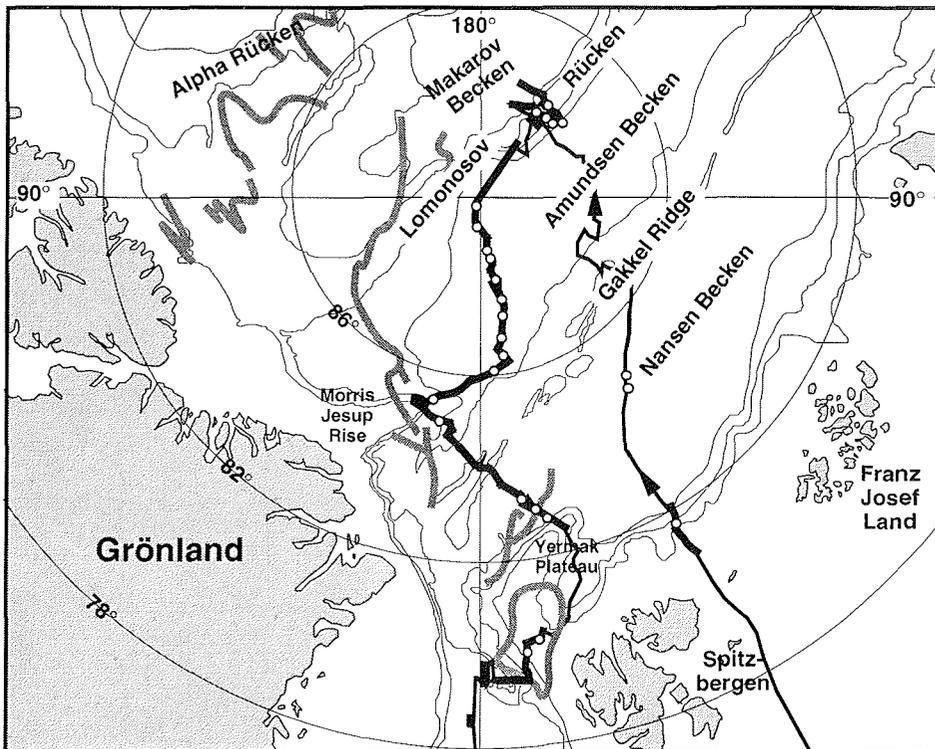


Abb. 2.2: Das Untersuchungsgebiet der ARCTIC'91 Expedition. Die dünne, durchgezogene Linie zeigt die Fahrtroute des Forschungseisbrechers POLARSTERN. Die dicken Liniensegmente kennzeichnen den Verlauf der reflexionsseismischen Profile. Die Positionen der ausgesetzten Sonoboje sind als weiße Kreise dargestellt. Der Verlauf der kontinuierlich aufgezeichneten Schwereprofile entspricht der Fahrtroute. Als graue Linien sind die reflexions- und refraktionsseismischen Profile früherer Expeditionen markiert.

Während der ARCTIC'91 Expedition im Sommer 1991 gelang es durch den Einsatz von zwei Schiffen, des deutschen Forschungseisbrechers FS POLARSTERN und des schwedischen Eisbrechers ODEN, gezielt die bedeutendsten Strukturelemente des Eurasischen Beckens zu erkunden. Die Idee war, daß die vorausfahrende ODEN das Eis soweit zerkleinert, daß POLARSTERN mit den geophysikalischen Meßgeräten an Bord mit annähernd gleichmäßiger Fahrt folgen konnte. Auf diese Weise gelang es, neben vielen multidisziplinären Experimenten, zum erstenmal vom Schiff aus kontinuierliche, mehrkanalige- reflexionsseismische Messungen im zentralen Arktischen Ozean durchzuführen. Das Projekt wurde außerdem durch die geringe Eisbedeckung in dieser Saison begünstigt (Fütterer, 1992). Zusätzlich wurden refraktionsseismische Daten mit Hilfe von Sonoboje und Registrierstationen auf dem Eis gewonnen. Damit steht ein seismischer Datensatz über insgesamt 1500 km Profillänge zur Verfügung (Abb. 2.2), der Aufschluß über

die Struktur, V_p -Wellen-Geschwindigkeit und Mächtigkeit der Sedimentbedeckung des Eurasischen Beckens gibt. Die während der ganzen Fahrt aufgezeichneten Schwerefelddaten bilden die Grundlage für ein Modell der Krustenstruktur und ergänzen so das geophysikalische Bild über das Eurasische Becken.

3. Datenerfassung und Bearbeitung

Neben multidisziplinären Experimenten umfaßte das Programm der ARCTIC'91 Expedition reflexions- und refraktionsseismische Messungen (Jokat et al., 1992a), sowie kontinuierliche Schwerefeldaufzeichnungen (Jokat, 1992) (Tab. 3.1). Die dafür eingesetzten geophysikalischen Meßgeräte und Anordnungen werden im folgenden Kapitel beschrieben. Anschließend wird zu jedem Meßverfahren die Standardmethode zur Auswertung dargestellt und die Bearbeitung spezieller Probleme beschrieben.

Programm	Quellen	Empfänger
<i>marine Reflexionsseismik</i> (Jokat et al., 1992a)	<i>8x3l Luftkanonen</i>	<i>12 Kanäle, 300 m aktive Länge + 200 m</i> <i>24 Kanäle, 600 m aktive Länge + 200 m</i>
	<i>2x3l Luftkanonen</i>	<i>12 Kanäle, 300 m aktive Länge + 200 m</i>
	<i>2x3l Luftkanonen</i>	<i>12 Kanäle, 50 m aktive Länge + 50 m</i>
Reflexionsseismik auf Eis (Kristoffersen et al., 1992)	0.55-11 kg Dynamit	10-12 Kanäle, 250-600 m Schneestreamer, 25-50m Gruppenabst.
<i>Refraktionsseismik</i> und <i>Weitwinkelreflexions-</i> <i>seismik</i> (Jokat et al., 1992a)	<i>8x3l Luftkanonen</i>	12 Kanal REFTEK 3-Komp. Seismometer, Geophonarrays, Hydrophone
	<i>2x3l Luftkanonen</i>	12 Kanal, 375 m Schneestreamer, <i>Sonobojen</i>
<i>Gravimetrie</i> (Jokat, 1992)		<i>KSS 31/25 Seegravimeter</i>
Magnetotellurik (Rasmussen, 1992)	natürl. elektromagn. Felder	

Tabelle 3.1: Zusammenfassung des geophysikalischen Meßprogramms und der Ausrüstung (Jokat et al., 1992a). Die kursiv gedruckten Meßverfahren und Geräte werden in dieser Arbeit behandelt.

3.1 Reflexionsseismische Messungen

Als Quelle für die reflexionsseismischen Messungen dienten Luftpulser der Firma PRAKLA SEISMOS mit je 3 l Luftvolumen. Sie wurden in zwei verschiedenen Anordnungen verwendet. Für die Alleinfahrt der POLARSTERN über den Lomonosov Rücken konnten wegen der dichten Eisverhältnisse nur zwei Luftpulser mit dem Gesamtvolumen von 6 l eingesetzt werden. Während der gemeinsamen Operation von ODEN und POLARSTERN wurde dann eine Anordnung von 8 Luftpulsern (Gesamtvolumen 24 l) an einem speziell dafür konstruierten Rahmen hinter POLARSTERN geschleppt (Jokat et al., 1992a). Beim Einsatz von 8 Kanonen konnte ein 'Bubble'-Signal weitgehend unterdrückt werden. Das produzierte Signalspektrum enthält nennenswerte Energie bis zu 120 Hz (Bouravtsev & Jokat, 1992).

Als Empfänger wurde für die meisten Profile ein 12-Kanal-Streamer mit einem Gruppenabstand von 25 m und einer aktiven Länge von 300 m hinter POLARSTERN geschleppt. Die Anlauf-Länge betrug 200 m, um Störungen durch das Eisbrechen des Schiffes möglichst fern zu halten (Jokat et al., 1992a).

Für die Profile über den Schelfrand der Barents See wurde ein 12-Kanal-Streamer mit einer Länge von 50 m eingesetzt. Im eisfreien Gewässer um das südliche Yermak Plateau konnte mit einem 24-Kanal-Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m gemessen werden.

Die Zugtiefe des Streamers betrug zwischen 5-15 m. Sie sank jedoch bis auf 60 m ab, wenn das Schiff wegen der Eisbedingungen seine Fahrtgeschwindigkeit reduzieren mußte.

Bei allen Profilen wurden die Signale mit einem Abtastintervall von 2 ms aufgezeichnet. Die Registrierzeit betrug 10 oder 12 s, geschossen wurde im Abstand von 12, 14 s oder 16 s. Bei einer Fahrtgeschwindigkeit von 5 Kn entspricht dies einem Schußabstand von ungefähr 30, 36 und 41 m.

Die vom Streamer registrierten Daten wurden digital mit einer Geometrics ES-2420 Apparatur auf Magnetband aufgezeichnet und gleichzeitig zur Kontrolle auf einem EPC-Schreiber analog dargestellt.

3.1.1 Standarddatenverarbeitung der Reflexionsseismik

Die Weiterverarbeitung der reflexionsseismischen Daten erfolgte an Bord von POLARSTERN auf einem CONVEX C120 Vektorrechner mit dem Programmpaket DISCO (CogniSeis, Houston) (Jokat et al., 1992a). Die Standardverarbeitung umfaßte folgende Schritte: Demultiplexen, Aufsetzen der Geometrie, Sortieren, Dynamische Korrektur und Stapeln.

Der CONVEX-Rechner ist mit dem VAX-Bordrechner vernetzt und erhält von dort eine Datei der Tiefen-, Geschwindigkeits- und Kurswerte, sowie der Positionsdaten. Diese Navigationsdaten wurden mit den Schußzeiten verknüpft und daraus die Schußliste mit der Position und der Wassertiefe für jeden Schuß erstellt. Anschließend wurden die in Zeitsequenzen aufgenommenen Daten nach Kanalsequenzen durch das Demultiplexen umsortiert. Nach dem Aufsetzen der Geometrie wurden die Daten in einem CDP-Abstand von 25 m sortiert und dabei eine 5-16 fache Überdeckung erreicht. Dabei erklärt sich die Schwankung der Überdeckung aus der unregelmäßigen Schiffsgeschwindigkeit. Mit der Analyse der CDP-Stapelgeschwindigkeiten wurde eine dynamische Korrektur vorgenommen und nach einem automatischen Amplitudenausgleich (AGC) die Daten dann gestapelt. Abschließend wurde der unnötige Signalanteil vom Wasserspiegel bis zum Meeresboden weggeschnitten (mute), die Daten im Bereich von 20 - 90 Hz bandpaßgefiltert und geplottet. Am Ende der Fahrt lagen für alle Profile seismischen Sektionen als Rohstapelung vor, die eine erste Interpretation der Struktur des Untergrundes im Eurasischen Becken erlaubten (Jokat et al., 1992a).

3.1.2 Datenbearbeitung spezieller Probleme

Um spezielle Probleme, die auf der Fahrt ARCTIC'91 auftraten zu beseitigen, mußten die meisten Profile am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven nachbearbeitet werden.

Editieren:

Da POLARSTERN beim Eisbrechen oder der Fahrt durch stark eisbedeckte Gebiete die Fahrtgeschwindigkeit verlangsamen mußte, sank der Streamer unregelmäßig auf größere Tiefen bis zu 60 m. Dadurch verringerte sich der Empfänger - Reflektor Abstand und der Ersteinsatz des Signals verfrühte sich. Gleichzeitig vergrößerte sich der Abstand vom Empfänger zum Wasserspiegel

und das Signal der dort reflektierten Welle, das 'Ghostsignal', kam verspätet an. Durch diesen Effekt beugt sich die sonst parallel verlaufende Doppellinie des Ersteinsatzes und des 'Ghostsignals' zu einer Linse aus (Abb. 3.1).

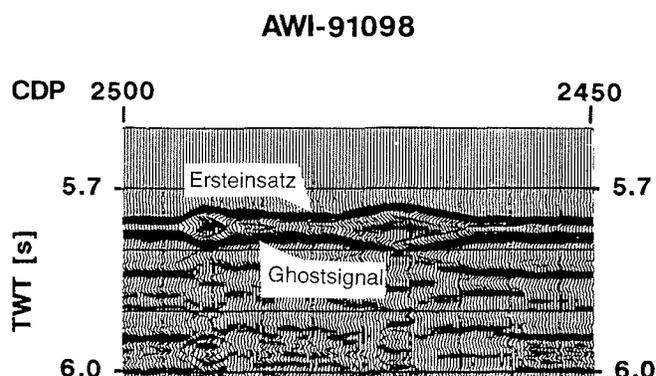


Abb. 3.1: Beispiel für den linsenförmigen Verlauf von Ersteinsatz und 'Ghostsignal' beim Absinken des Streamers.

- Um diese Linsen zu beseitigen, wurden verschiedene Möglichkeiten getestet:
- Die erste Idee war, die Spuren mit den 'Linsen' ganz herauszuschneiden, da das Schiff bei langsamer Fahrt oder beim Eisbrechen keine großen Entfernungen zurücklegt und dadurch nahezu 'auf der Stelle' geschossen wurde. Mit dieser Methode entstehen aber zu große Datenlücken und zu häufige Unterbrechungen der Sektion, so daß es besser ist, den Verlauf eines Reflexionshorizontes über eine 'Linse' hinweg zu verfolgen als über eine Lücke zu interpolieren.
 - Im zweiten Versuch wurden nur die schiffsnahen Kanäle der einzelnen Schüsse zur Stapelung verwendet. Hierbei wurde angenommen, daß der Streamer im entfernteren Teil tiefer absinkt, als direkt am Schiff. Es zeigte sich aber, daß schon geringe Veränderungen der Fahrtgeschwindigkeit auch auf den schiffsnahen Kanälen einen 'Linseneffekt' erzeugen.
 - Auch eine statische Korrektur erbrachte keine Verbesserung. Der Versatz des 'Ghostes' wird im Gegenteil noch größer, da die Spuren nur zeitlich verschoben werden, bis sich die Ersteinsätze auf gleichem zeitlichen Niveau befinden.
 - Ebenfalls zeigte die Methode zur Korrelationsverbesserung (correlation enhancement) wenig Erfolg. Hier wird aus mehreren Spuren eine Referenzspur gebildet, gegen welche alle weiteren Spuren in ihrer Zeitachse soweit verschoben werden, bis die maximale Korrelation erreicht ist. Diese Methode eignet sich zwar zum Beseitigen von abrupten Zeitversätzen, aber der An- und Abstieg der Linsen ist so fließend, daß ein viel zu großes Glättungsfenster gewählt werden müßte. Damit würde schon die nächste Linse erfaßt oder tatsächliche Strukturänderungen, wie z.B. Neigungen würden ebenfalls geglättet.
 - Es erwies sich auch als viel zu aufwendig, die Reflexionssignale durch ein definiertes Wavelet zu ersetzen (wavelet-processing), da die Signaldauer des Wavelets mit dem An- und Abschwollen der Linse stetig neu definiert werden muß.

Nach diesen Versuchen wurde auf die Beseitigung der Linsen verzichtet, da trotz großem Aufwand überhaupt keine oder nur eine geringe 'kosmetische' Korrektur an den Sektionen erreicht wurde. Der Verlauf aller Reflexionshorizonte läßt sich trotz der Linsen gut verfolgen. Lediglich bei Sektionen die zur weiteren Verarbeitung migriert werden sollten, hätte dieser Effekt eine störende Rolle gespielt. Dies trifft aber nur auf die Profile über das südliche Yermak Plateau zu, und dort konnte wegen relativ offenen Wassers mit gleichmäßiger Meßgeschwindigkeit gefahren werden.

Geschwindigkeitsanalyse:

Die Geschwindigkeit für die dynamische Korrektur wurde aus den Stapelgeschwindigkeiten ausgesuchter CDP-Ensemble bestimmt. Für die Standard-Stapelung reicht diese Methode aus, aber für die detaillierte Geschwindigkeitsanalyse an Sedimentschichten erweist sie sich wegen der geringen Streamerlänge als zu ungenau.

Aus der Hyperbelgleichung $t_x^2 = t_0^2 + x^2 / V_{RMS}^2$ und mit $2 \cdot z = V_{RMS} \cdot t_0$ (Sheriff, 1983) folgt, daß der Betrag der Hyperbelkrümmung $dt = t_x - t_0$ um so geringer ist, je tiefer die Reflektoren liegen, je kürzer der Streamer und je höher die Schichtgeschwindigkeiten sind.

Ein Versuch, die Geschwindigkeiten der oberen Schichten im Amundsen Becken aus ungestapelten CDP-Ensembles zu bestimmen, zeigte, daß mit der Ablesegenauigkeit der Hyperbelkrümmung von 2 ms die RMS-Geschwindigkeiten im Bereich von $V_{RMS} = 1.45 - 1.8$ km/s bei einer Wassertiefe von 4000 m nicht mehr unterschieden werden können. Detailliertere Angaben für die Schichtgeschwindigkeiten im Amundsen und Nansen Becken stammen deshalb aus den refraktionsseismischen Sonobojenaufzeichnungen.

Im Bereich des Yermak Plateaus liegen keine Sonobojenaufzeichnungen vor. Die Wassertiefen betragen dort nur 500 m, aber die Hyperbelkrümmung der CDP-Ensemble ist trotzdem sehr klein. Deshalb wurde an möglichst vielen Stellen die RMS-Geschwindigkeit aus den Probestapelungen bestimmt, um für die einzelnen Schichten zumindest einen repräsentativen Mittelwert der Intervallgeschwindigkeit zu erhalten. Dabei bewegt sich die Abweichung der Intervallgeschwindigkeiten von diesem Mittelwert für die oberen Horizonte um +/- 0.1 km/s, für die tieferen Schichten um +/- 0.4 km/s.

Auflösung:

Die Auflösung, mit der einzelne Schichten noch getrennt erkannt werden können, hängt von der Signalfrequenz f der verwendeten Quelle ab. Das Frequenzmaximum der eingesetzten Arrays liegt zwischen 25 und 50 Hz. Mit einer durchschnittlichen V_p -Geschwindigkeit von 1.7 km/s für die oberen Sedimentschichten ergibt sich aus der Gleichung $\lambda = V_p / f$ eine Signallängelänge λ von 34 m. Die Auflösung der einzelnen Horizonte entspricht $\lambda/2$ (Sheriff & Geldart, 1983) und liegt damit bei 17 m.

Auf einige Profile wurde eine Spikedekonvolution angewandt, um das 'Ghostsignal' von einem dicht folgenden Reflexionssignal oberflächennaher Horizonte (z.B. eines Vereisungshorizontes) deutlicher zu trennen.

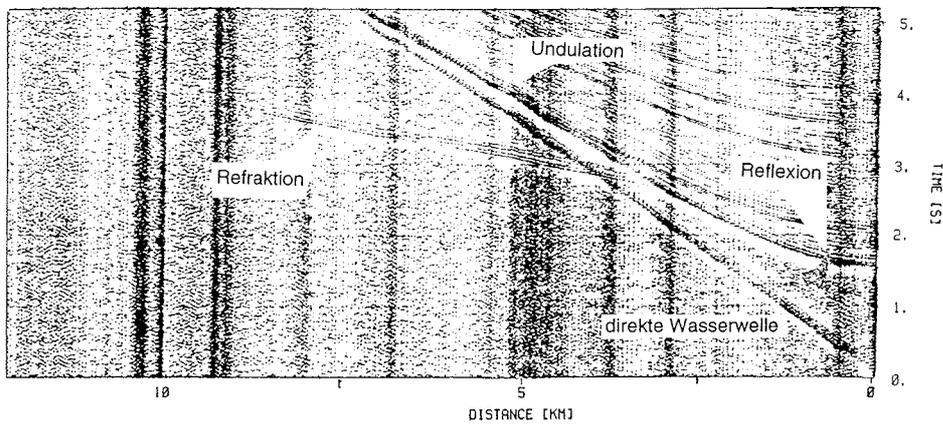
3.2 Refraktionsseismische Messungen

Um Vp-Geschwindigkeitsinformationen zu erhalten, wurden über die reflexionsseismischen Profile verteilt insgesamt 25 Sonobojen ausgesetzt (Anhang A). 17 Bojen lieferten bis zu einer Entfernung von 15 km vom Schiff befriedigende Signale.

3.2.1 Standardauswertung der Refraktionsseismik

Die gesendeten Signale der Sonobojen werden digital auf der ES-2420 Apparatur aufgezeichnet und mit den Schußzeitinformationen auf Magnetband gespeichert. Danach werden sie über die Zeitinformation mit den Schußkoordinaten verknüpft und entfernungsabhängig geplottet.

a)



b)

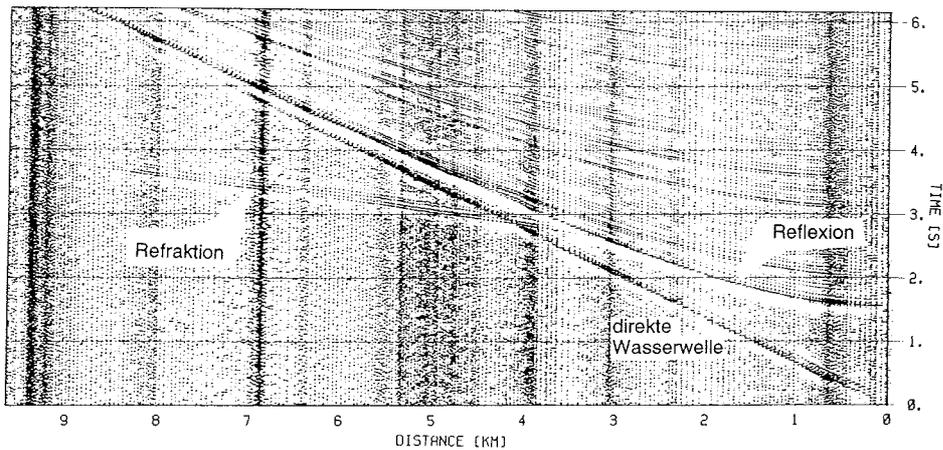


Abb. 3.2: Beispiel eines Sonoboyenprofils vor (a) und nach (b) der Korrektur des Signalphasenverlaufes.

3.2.2 Datenbearbeitung spezieller Probleme

Auf den geplotteten Sonobojenaufzeichnungen sind die Signalphasen der Reflexionshyperbeln und Refraktionsgeraden häufig durch Undulationen in ihrem Verlauf gestört (Abb. 3.2). Ein Grund dafür ist die Drift der Sonoboje mit den Eis- und Meeresströmungen, die sie von ihrer ursprünglichen Position unkontrolliert wegtreiben. Weiterhin verlief der Schiffskurs nicht immer geradlinig, da größeren Eisschollen ausgewichen werden mußte. Eine andere Ursache sind schlechte Navigationsdaten, da in diesen hohen Breiten das Schiff nicht genügend Satellitenfixe zur genauen Positionsbestimmung erhielt. Der in den Satellitenpausen durch Kompaßkurs und Schiffsgeschwindigkeit berechnete Kurs ist ebenfalls sehr fehlerbehaftet, da der Kreiselkompaß in der Nähe des geographischen Poles nicht arbeitete.

Um trotzdem einen möglichst ungestörten Verlauf der Signalphasen zu erhalten, wurde jede Spur in ihrer Entfernung solange verschoben, bis ein gerader Verlauf der Reflexionssignale für die direkte Wasserwelle erreicht war, denn deren zugehörige V_p -Geschwindigkeit konnte aus den bathymetrischen Messungen übernommen werden.

3.3 Gravimetrische Messungen

Während des Fahrtabschnittes ARCTIC'91 wurden mit dem an Bord der POLARSTERN installierten Seegravimeter KSS31/25 (Bodenseewerke Überlingen) kontinuierliche Schweremessungen durchgeführt. Das Gerät ist auf einer Sensorplatte montiert und erhält im Sekundentakt vom Bordrechner zum Ausgleich von Beschleunigungen durch die Schiffsbewegung Navigationsdaten. Die Schwerewerte werden analog auf einem Schreiber aufgezeichnet und digital auf dem VAX-Bordrechner gespeichert. Das Aufzeichnungsintervall beträgt 20 s, welches bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 Kn einem Meßpunktabstand von 50 m entspricht. Da das Seegravimeter nur relative Schwerewerte liefert, wurden in Tromsø Anschlußmessungen mit einem LaCoste-Romberg Landgravimeter durchgeführt, um die Werte auf das internationale Schwerenet (ISGN) zu beziehen (Jokat, 1992).

3.3.1 Auswertung der Schweredaten

Die vom Seegravimeter aufgezeichneten Daten wurden auf eine SUN-Workstation kopiert und über den Zeitpunkt der Messung mit den Navigationsdaten des Schiffes verknüpft. Anschließend werden mit Hilfe der Anschlußmessungen die gemessenen relativen Schwerewerte in absolute Schwerewerte umgerechnet.

Zur weiteren Verarbeitung wurden Schwerewerte nach bestimmten Kriterien ausgewählt: So wurde zur Berücksichtigung von Navigationsfehlern ein Plausibilitätstest durchgeführt. Weichen die aus Geschwindigkeit und Zeit berechnete Entfernung um 10% von der aus den Koordinaten berechneten Entfernung ab, werden diese Daten nicht verwendet. Ebenso werden nur Schwerewerte berücksichtigt, die bei einer Fahrtgeschwindigkeit von mehr als 1 Kn aufgezeichnet wurden. So wird eine gleichmäßigere Meßwertverteilung entlang der Profile erreicht. Auch fallen die beim Eisbrechen durch Rückwärtsfahren und 'Anlauf holen' beeinträchtigte Messungen weg. Bei abrupten Kursänderungen oder Schleifen werden die überlappenden Daten herausgeschnitten, um keine Versätze in den Schwerewerten bzw. künstliche

Verlängerung der Profile zu erhalten. Durch diese Datenauswahl wurde der Verlauf der Schwerewerte soweit geglättet, daß hier auf ein weiteres Filtern der Daten verzichtet wurde.

Für die aussortierten Schweredaten wurde anhand ihrer zugehörigen Koordinaten die Normalschwere berechnet und mit den entsprechenden Geschwindigkeits- und Kompaßkurswerten die Eötvös Korrektur durchgeführt. Da die marinen Messungen auf Meeresspiegelniveau stattfinden, stellen die so korrigierten Werte Freiluftwerte dar. Sie wurden hier direkt für die weitere Schweremodellierung verwendet, wofür das Programmpaket LCT (c 1987-1992 by LCT, Inc., Houston) genutzt wurde. Ein Datenbeispiel zeigt Abb. 3.3.

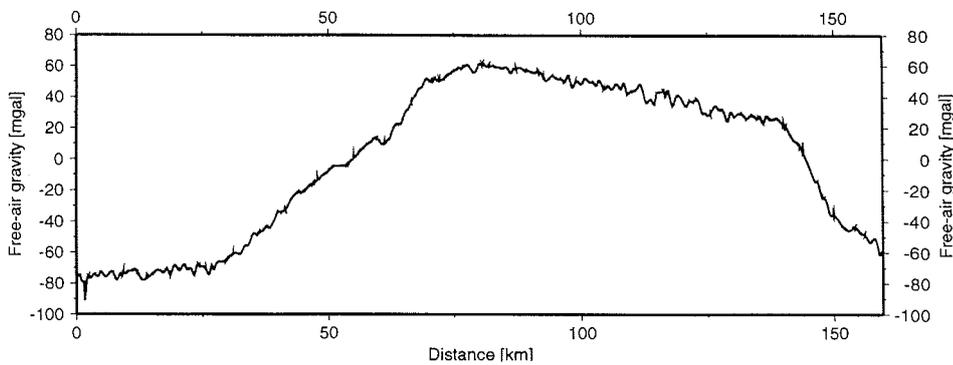


Abb. 3.3: Ein Datenbeispiel der Freiluftanomaliewerte über dem Lomonosov Rücken.

4. Auswertung und Interpretation der Profile

Die seismischen Profile werden in sechs Gebiete aufgeteilt und erläutert: die Profile über den Lomonosov Rücken, durch das Amundsen Becken, durch das südwestliche Eurasische Becken, über den Morris Jesup Rise, das Yermak Plateau und den Barents Schelf. Eine Liste der reflexions- und refraktionsseismischen Profile und ihrer Koordinaten befindet sich im Anhang (A und B). Die zahlreichen Profildaten ergeben sich aus den Unterbrechungen der seismischen Registrierung durch geologische Stationen.

Zu jedem Gebiet werden in diesem Kapitel die Lage der Profile, das eingesetzte Equipment und die Topographie des Meeresbodens beschrieben. Es folgt die jeweilige Beschreibung der reflexionsseismischen Profile, sowie der zugehörigen refraktionsseismischen Aufzeichnungen. Danach werden die ausgearbeiteten Modelle und ihre Interpretation dargestellt und durch die vorhandenen Daten aus der Gravimetrie ergänzt. Abschließend werden die Ergebnisse diskutiert.

In den Kapiteln selbst sind nur die für die Interpretation relevanten Profile abgebildet. Die Abbildungen aller anderen reflexionsseismischen Profile, Sonobojenaufzeichnungen und Schwereprofile befinden sich im Anhang (C, D bzw. F).

Die Nomenklatur der seismischen Einheiten erfolgt von alt nach jung, mit den jeweiligen Kürzeln der Region, z.B. AB-1 = älteste Schicht im Amundsen Becken. Dabei werden die Einheiten nach vertikalen Vp-Geschwindigkeitsänderungen, Reflexionsmuster und Schichtverlauf definiert. Zur Übersicht werden in den Kapiteln die Einheiten und ihre Eigenschaften in einer Tabelle aufgelistet.

4.1 Lomonosov Rücken

Der Lomonosov Rücken teilt den Arktischen Ozean in einen eurasischen und amerasischen Bereich. Aufgrund seiner Krustenstruktur und dem Muster magnetischer Anomalien im Eurasischen Becken wird vermutet, daß der Rücken ein Teil des Barents-Kara Schelfes ist und von dort im frühen Paläozoikum durch Meeresbodenspreizung abgetrennt wurde (Heezen & Ewing, 1961; Forsyth & Mair, 1984).

4.1.1 Profilbeschreibung:

Die guten Eisbedingungen erlaubten es, im Bereich von 87°N bis 88°N und 120°E bis 160°E zwei mehrkanal-reflexionsseismische Profile (AWI-91090 und AWI-91091) über den gesamten Lomonosov Rücken zu vermessen, sowie drei Profilstücke (AWI-91080, AWI-91093, AWI-91094) auf dem Rückenplateau und am Hang zum Makarov Becken hin. (Abb. 4.1.1). Es wurden dafür ein 300 m langer 12-Kanal-Streamer und ein 2x3 l Luftkanonenarray eingesetzt. Zur Gewinnung von Tiefen-Geschwindigkeitsinformation wurden fünf Sonoboje (SB9104 - SB9108) über dem Rücken und seinen Flanken ausgebracht.

Die Breite des Rückens beträgt im vermessenen Gebiet auf dem ebenen Rückenplateau ca. 60 km und an seinem Fuß 120 - 150 km. Die Rückenoberfläche liegt 1070 m bis 1360 m unter dem Meeresspiegel und ist mit 0.2° leicht zum Amundsen Becken hin geneigt. Im Gegensatz zu den durch die LOREX-Expedition vermessenen Regionen beträgt die Neigung der Rückenflanke zum 3900 m tiefen Makarov Becken hin hier nur 3.5° (vgl. Weber,

1979). Auf den 2500 m tiefen Absatz zum Amundsen Becken hin fällt der Rücken mit einer Neigung von 4.5° ab.

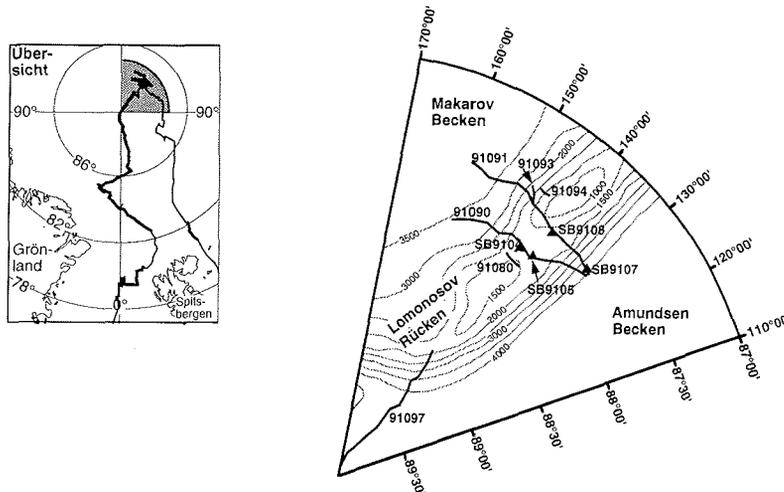


Abb. 4.1.1: Lageplan der reflexionsseismischen Profile und der Sonobojen über dem Lomonosov Rücken. Schweremessungen erfolgten entlang der seismischen Profile.

Die beiden knapp 150 km langen Profile AWI-91090 und AWI-91091 zeigen vergleichbare seismische Sequenzen und Strukturen (Abb. 4.1.2 und 4.1.3). So wird der Rücken von einer ungestörten Abfolge horizontaler Schichten mit einer gesamten Zwei-Weg Laufzeit von 0.5 s bedeckt. Auf Profil AWI-91091 weist die Oberkante dieser Lagen auf beiden Rückenflanken deutliche Erosionsspuren auf, während auf Profil AWI-91090 nur auf der Seite des Makarov Beckens leichte Erosionsspuren zu sehen sind. Unter dieser oberen Sequenz sind im zentralen Bereich des Rückens weitere, schwache Reflexionssignale von horizontalen Lagen bis zu einer Zwei-Weg Laufzeit von 2.6 s zu erkennen. Sie sind auf der Seite des Amundsen Beckens von Verwerfungen und Halbgräben begrenzt. Zum Makarov Becken hin wird die Flanke des Rückens von einer parallel zum Hang verlaufenden Schichtgruppe (progradierende Sequenz) bedeckt. Sie ist durch eine deutliche Diskordanz (z.B. AWI-91091, CDP 3500-4000, 1.9 s TWT) von den horizontalen Deckschichten des Rückens getrennt.

Das 14 km lange Profil AWI-91080 (in C.1) liegt im zentralen Rückenbereich. Da nur ein 50 m langer Streamer eingesetzt werden konnte, sind reflektierte Signale nur sehr schwach zu erkennen. Doch wie auf den Profilen AWI-91090 und AWI-91091 wird hier der Rücken von einer Abfolge horizontaler ungestörter Reflektoren mit einer gesamten Zwei-Weg Laufzeit von 0.5 s bedeckt.

Das 12 km lange Profil AWI-91093 (in C.2) verläuft schräg zur amerasischen Rückenflanke. Wie auf Profil AWI-91091 sind hier parallel zum Hang verlaufende Schichtgruppen zu sehen, die durch eine Diskordanz (z.B. CDP 350-500, 1.9 s TWT) von horizontalen Deckschichten getrennt werden.

Das Profil AWI-91094 wurde nicht weiter bearbeitet, da seine Länge nur wenige Meter beträgt.

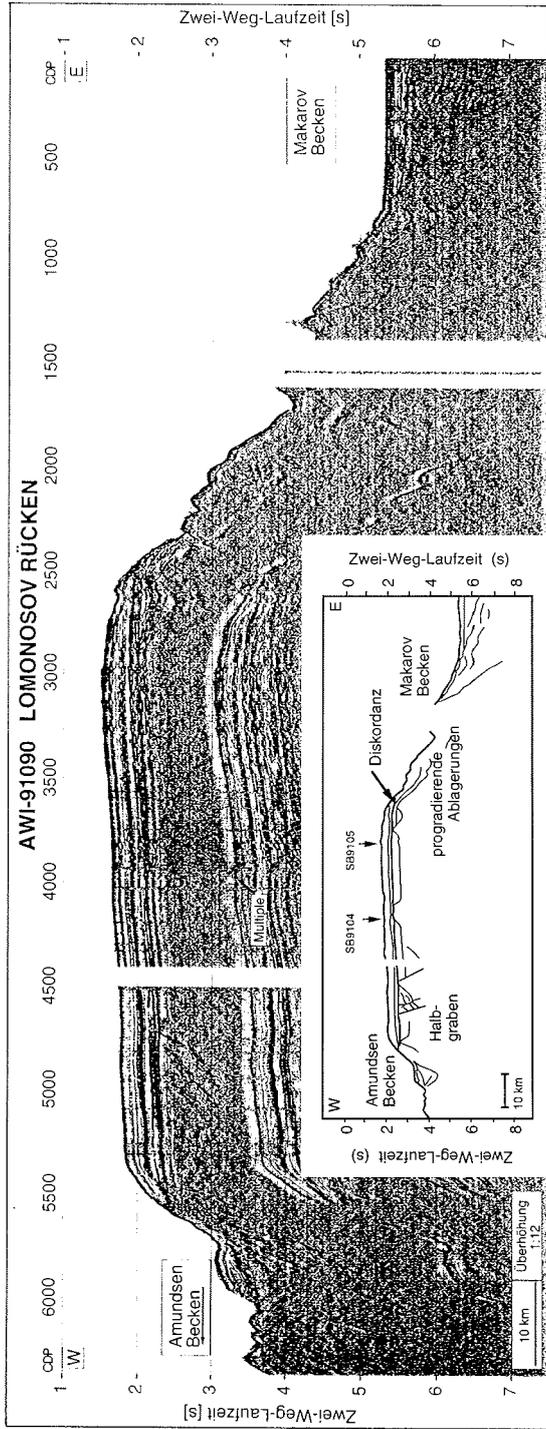


Abb.: 4.1.2 Reflexionsseismisches Profil AWI-91090 und Skizze der Interpretation

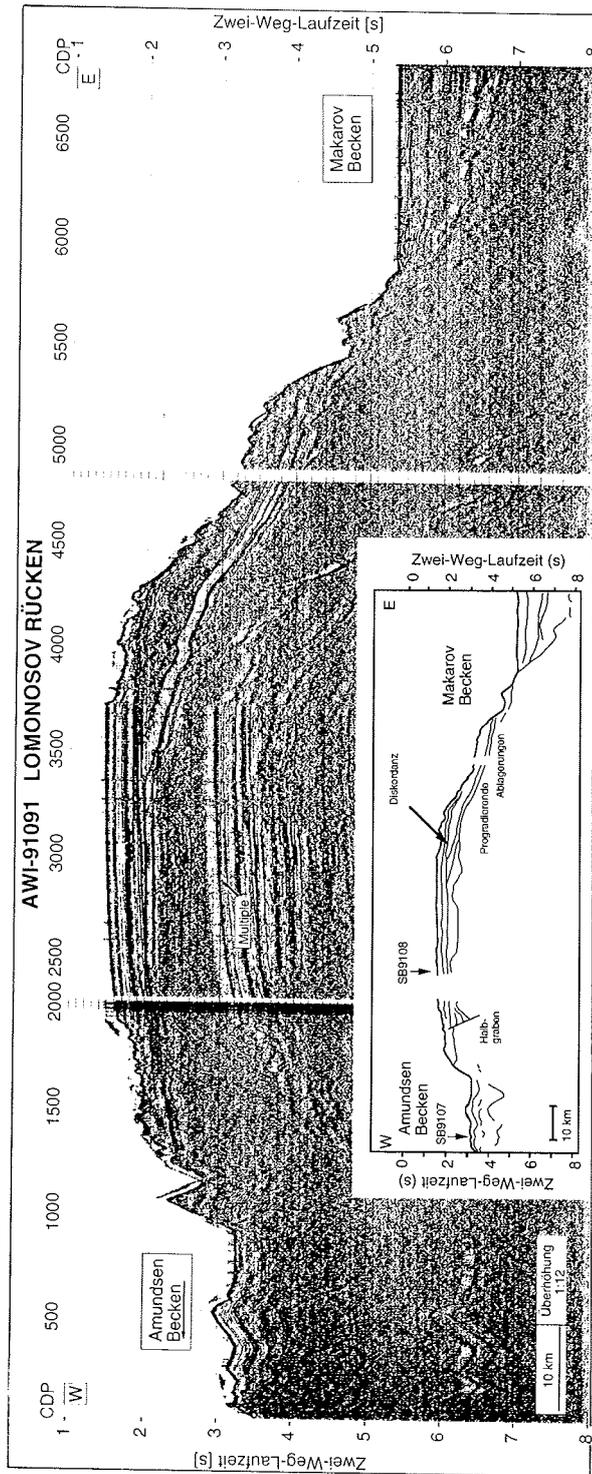


Abb.: 4.1.3 Reflexionsseismisches Profil AWI-91091 und Skizze der Interpretation

Die refraktionsseismischen Aufzeichnungen der auf dem Rückenplateau ausgesetzten Sonobojen SB9104, SB9105 und SB9108 (in D.1, D.2, D.4) zeigen, daß sich die obere Reflektorsequenz entsprechend der seismischen Vp-Geschwindigkeit in vier Einheiten gliedern läßt (Abb. 4.1.4). Für die zwei obersten Einheiten LR-6 und LR-5 ergibt sich eine Geschwindigkeit von 1.8 km/s und eine Mächtigkeit von 80 bzw. 150 m. Die Geschwindigkeit in den darunter liegenden Einheiten LR-4 und LR-3 beträgt 2.0 bzw. 2.2 km/s und ihre Mächtigkeit 120 m bzw. 150 m.

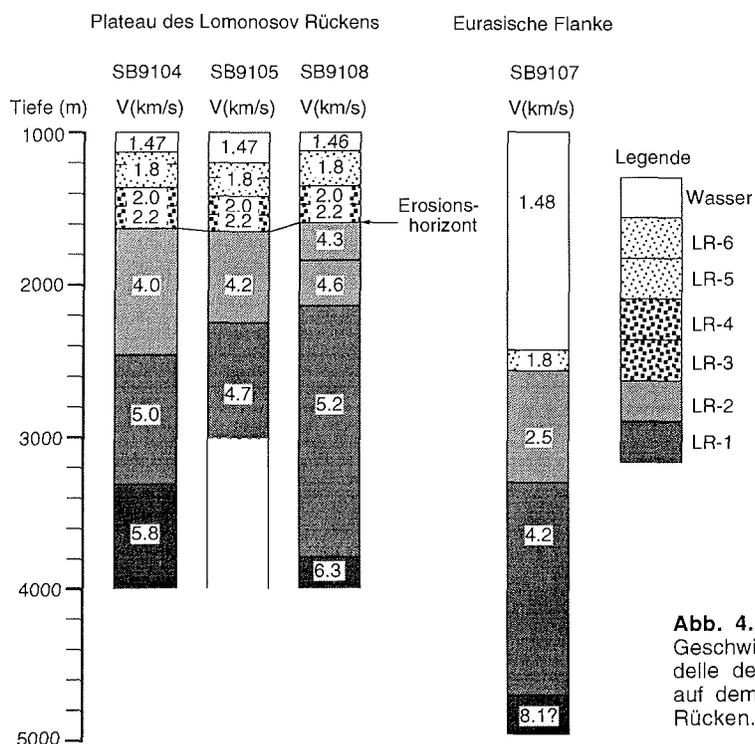


Abb. 4.1.4: Tiefen-Geschwindigkeitsmodelle der Sonoboje auf dem Lomonosov Rücken.

Eine starke Geschwindigkeitszunahme markiert die Grenze zwischen den sich mit gleichmäßiger Mächtigkeit über den gesamten Rücken ziehenden Deckschichten (LR-6 bis LR-3) zu den darunterliegenden Schichten im zentralen Rückenbereich.

Auf allen drei Sonobojenaufzeichnungen sind Refraktionssignale mit Geschwindigkeiten von 4.0 bis 5.2 km/s zu erkennen. Sie zeigen, daß im zentralen Rückenbereich zwei weitere Einheiten LR-2 und LR-1 liegen. Für LR-2 ergeben sich Geschwindigkeiten von 4.0 bis 4.6 km/s und eine Mächtigkeit bis 830 m. Die Geschwindigkeit in LR-1 liegt im Bereich von 4.7 bis 5.2 km/s. Auf zwei Sonobojenaufzeichnungen sind die schwachen Signale einer Laufzeitgeraden für Geschwindigkeiten von 5.8-6.3 km/s einer tieferen Schicht zu erkennen. Damit kann die Schichtmächtigkeit von LR-1 zwischen 840 - 1600 m eingegrenzt werden (Abb. 4.1.4).

Da die geringe Neigung der Schichten im Plateau-Bereich des Lomonosov Rückens keinen meßbaren Einfluß auf Geschwindigkeitsänderungen bedingt

durch Schichtfallen oder -Steigen zeigt, wurde keine Neigungskorrektur für V_p angebracht.

Die Sonoboje SB9107 (in D.3) wurde auf der Flanke zum Amundsen Becken hin ausgesetzt. Wegen der unruhigen Topographie sind der Verlauf der Reflexionshyperbeln und die Laufzeitäste der refraktierten Signale immer wieder versetzt. So kann für die eurasische Flanke des Lomonosov Rückens nur ein grobes Schichtmodell erstellt werden, das vier Schichtpakete umfaßt (Abb. 4.1.4). Die drei oberen Pakete folgen mit einer annähernd konstanter Mächtigkeit von 180 m, 370 m bzw. 1330 m der Meeresbodentopographie. Die V_p -Geschwindigkeiten dazu betragen 1.8, 2.2 und 3.2 km/s. Zwei weitere Einheiten können entsprechend der Geschwindigkeiten von 5.9 und 7.4 km/s aus den Laufzeitästen der refraktierten Signale identifiziert werden. Da davon die obere Schicht nicht gleichmäßig verläuft, sondern durch Verwerfungen gestört oder nur als Füllung in den Halbgräben zu finden ist, läßt sich ihre Mächtigkeit nicht bestimmen. Außerdem muß davon ausgegangen werden, daß die Geschwindigkeiten für diese beiden unteren Einheiten durch Neigungseffekte verfälscht sind und deshalb keine wahren V_p -Geschwindigkeiten darstellen.

4.1.2 Sedimentstruktur

Mit den Ergebnissen der reflexions- und refraktionsseismischen Aufzeichnungen ergibt sich ein Modell über die Herkunft, das Alter und Material der Sedimentschichten des Lomonosov Rückens, sowie seiner Tektonik und Subsidenz. Es wurde bereits in den Veröffentlichungen von Jokat et al. (1992b) und Jokat et al. (1995a) dargestellt. Die wesentlichen Punkte dieser Interpretation werden hier aber nochmals zusammengefaßt, da sie in vorliegender Arbeit in die Schweremodellierungen einfließen.

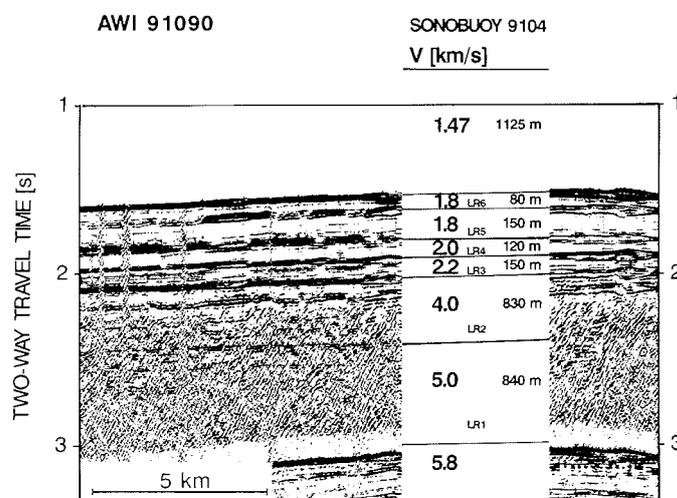


Abb.: 4.1.5 Stratigraphisches Modell des Rückenplateaus mit den Tiefen-Geschwindigkeitswerten aus den Daten der Sonoboje SB9104 (Jokat et al., 1995a).

Der aus den reflexionsseismischen Sektionen erkennbare Verlauf von Schichten festigt, zusammen mit den Tiefen-Geschwindigkeitsmodellen aus den Sonobojeendaten, die allgemeine Annahme, daß der Lomonosov Rücken ein kontinentales Fragment darstellt, das vor der Öffnung des Eurasischen Beckens mit dem Barents-Kara Schelf verbunden war.

Ein Ausschnitt des Profils AWI-91090 mit den eingefügten Ergebnissen der Sonoboje SB9104 zeigt exemplarisch das Modell der seismischen Stratigraphie des Rückenplateaus (Abb. 4.1.5).

Die hohe Vp-Geschwindigkeit in den Einheiten LR-1 und LR-2 spricht für stark konsolidiertes Material. Es handelt sich hier vermutlich um Sedimente, die auf dem Lomonosov Rücken vor seiner Trennung vom Schelf abgelagert wurden und damit terrestrischen Ursprungs sind. Ihr Alter wird deshalb als mesozoisch (älter als 65 Mio. Jahre) angesehen.

Die Verwerfungen und Halbgräben auf der Amundsen Becken Seite dokumentieren die Dehnung des Rückens, als er bei der Öffnung des Eurasischen Beckens vom Barents-Kara Schelf getrennt wurde.

Auf der amerasischen Rückenflanke sind die Einheiten LR-1 und LR-2 von progradierenden Lagen bedeckt, die offensichtlich Ablagerungen des ehemaligen Kontinentalschelfes darstellen. Die ausgeprägte Diskordanz zu der darüberliegenden Einheit LR-3 zeigt, daß nach der Periode kontinentaler Ablagerung eine Phase der Erosion folgte. Der Rücken wird über der Diskordanz von den horizontalen und ungestörten Schichten LR-3 bis LR-6 bedeckt, die sehr viel geringere Vp-Geschwindigkeiten als LR-1 und LR-2 aufweisen. Diese Schichten werden als hemipelagische-pelagische Sedimente interpretiert, die erst auf dem Rücken abgelagert wurden, als er tiefer unter Meeresspiegelniveau abgesunken war.

Zur Übersicht werden die Einheiten und ihre Eigenschaften in Tabelle 4.1 nochmals zusammengefaßt. Um das Alter der Einheiten LR-3 bis LR-6 zu bestimmen, wird auf ein stratigraphisches Modell des Amundsen Beckens von Jokat et al. (1995a) zurückgegriffen (s. Kap. 4.2).

Name	Vp [km/s]	TWT [s]	Mächtigkeit [m]	Alter [Mio. Jahre]	Material/Herkunft
LR-1	4.7-5.2	>2.40	840-1600	> 65	terrestrische Sedimente
LR-2	4.0-4.6	2.04-2.40	830	> 65	terrestrische Sedimente
LR-3	2.2	1.91-2.05	150	> 35	marine Sedimente
LR-4	2.0	1.79-1.91	120	> 23	marine Sedimente
LR-5	1.8	1.62-1.79	150	> 8	marine Sedimente
LR-6	1.8	1.53-1.62	80	< 8	marine Sedimente

Tabelle 4.1 Übersicht über die Sedimenteinheiten des Lomonosov Rückens und ihrer Eigenschaften.

4.1.3 Krustenstruktur:

Die registrierten Freiluftschwerewerte betragen über dem Lomonosov Rücken bis zu 55 mGal und fallen zum Makarov und Amundsen Becken hin auf -80 mGal.

Die refraktionsseismischen Messungen der ARCTIC '91 Expedition liefern nur Aufschluß über die rund 2.5 km mächtige Sedimentdecke des Lomonosov Rückens. Energie und Schuß-Empfänger-Abstand reichen nicht aus, um tiefere Krustenstrukturen zu erkennen. Erst die Kombination der Ergebnisse aus Seismik und Gravimetrie ergibt hier erstmals ein detailliertes Bild über

den Aufbau des Lomonosov Rückens, vom Meeresboden bis zur Krusten-Mantelgrenze.

Für ein Startmodell wurden die Dichte- und Mächtigkeitswerte des Krustenmodells nach den Daten der LOREX-Expedition (Weber, 1979) für die Rückenwurzel übernommen und die Werte für die Sedimentschichten nach den Ergebnissen der ARCTIC'91 Expedition eingefügt. Dabei wurden nach der Dichte-Geschwindigkeitsbeziehung von Nafe & Drake (1959) den Einheiten folgende Dichten zugewiesen: LR-1: 2.5 g/cm³, LR-2: 2.2 g/cm³, LR-3 und LR-4: 1.9 g/cm³, LR-5 und LR-6: 1.8 g/cm³. Es zeigt sich, daß damit die Krustenstruktur aus dem LOREX-Modell nur geringfügig verändert werden muß, um die Modellkurve an die gemessenen Gravimetriewerte der ARCTIC'91 Expedition anzupassen (Abb.: 4.1.6 und in F.1).

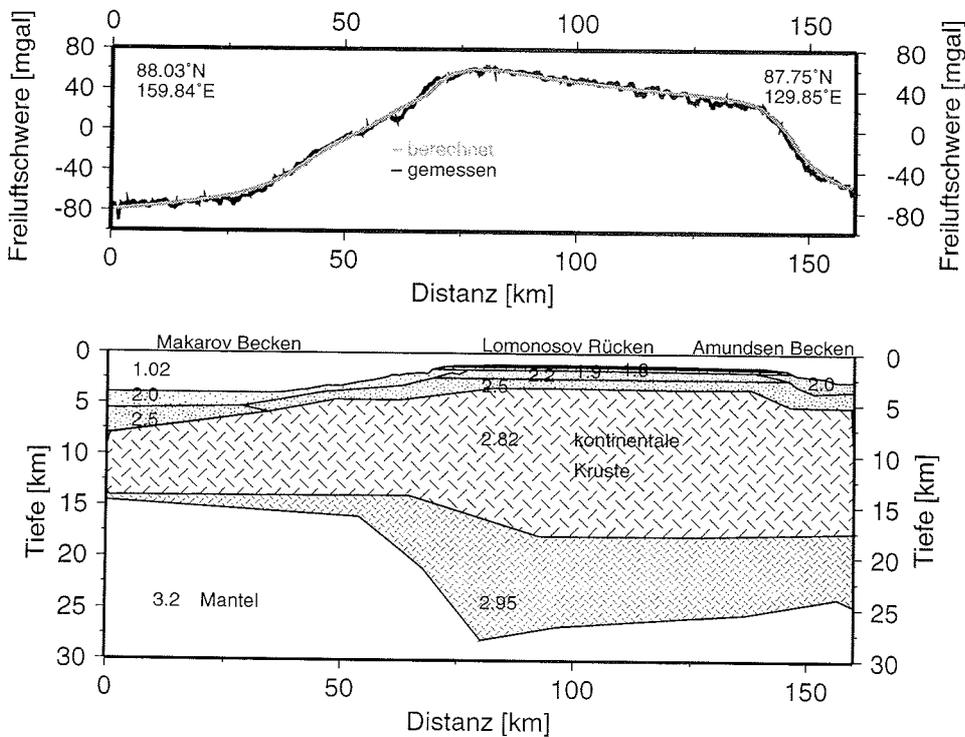


Abb. 4.1.6: Krustenmodell des Lomonosov Rückens nach den Werten der Freiluftanomalie. Die Lage des Schwereprofils entspricht dem Verlauf des reflexionsseismischen Profils AWI-91090.

Die berechneten Schwerewerte stimmen mit den gemessenen Werten bis auf 5 mGal überein. Die ebenfalls bis in 28 km Tiefe ragende Kruste gliedert sich nun in einen unteren, 9 km mächtigen Teil mit einer Dichte von 2.95 g/cm³ und einen oberen, 11 km mächtigen Teil mit einer Dichte von 2.82 g/cm³. Dabei reicht die Wurzel des Rückens unter seiner amerasischen Seite bis in 28 km und unter der eurasischen Seite bis in 26 km Tiefe. Die Dichtewerte der Wurzel sind sehr hoch im Vergleich zur durchschnittlichen

Dichte von 2.67 g/cm^3 für kontinentale Kruste. Das deutet auf eine stark basische oder intermediäre Kruste unter dem Lomonosov Rücken. Unter der amerasischen Flanke des Lomonosov Rückens grenzt die nur noch 15 km tiefe kontinentale Kruste an ozeanische Kruste der Dichte 2.85 g/cm^3 . Die Schwereprofile führen nicht weit genug über den Lomonosov Rücken hinaus, um den weiteren Verlauf der Krustenstruktur unter dem angrenzenden Makarov Becken zu bestimmen. Entsprechend der seismischen Daten liegt auf der eurasischen Rückenflanke eine 700 m mächtige Sedimentdecke der Dichte 2.1 g/cm^3 . Im angrenzenden Amundsen und Makarov Becken nimmt die Sedimentmächtigkeit auf fast 4 km bzw. 5 km zu. Die Dichte der Sedimente liegt hier zwischen 2.0 und 2.5 g/cm^3 .

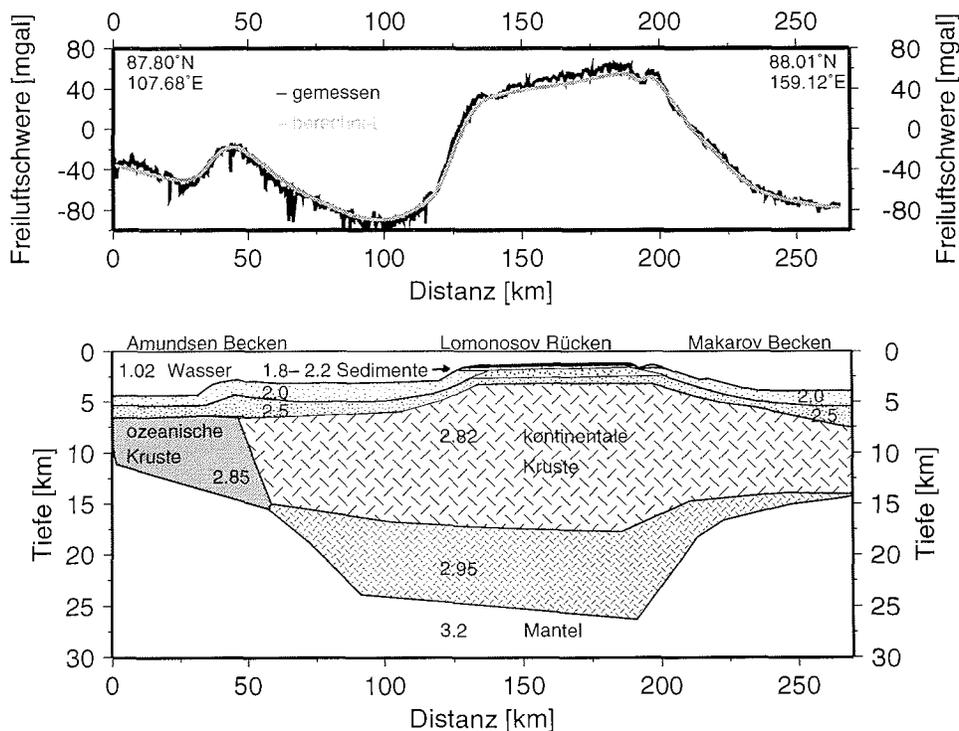


Abb. 4.1.7: Krustenmodell nach den Werten der Freiluftanomalie für den Übergang vom Lomonosov Rücken zum Amundsen Becken.

Den Übergang der Kruste unter dem Amundsen Becken zum Lomonosov Rücken zeigt Abb. 4.1.7 (und in F.2). Auf dieser Seite des Rückens ist der Übergang der kontinentalen Wurzel zur ozeanischen Kruste etwas flacher als auf der amerasischen Seite. Die Sedimentdecke auf dem Rücken ist bis zu 2.5 km mächtig. Die entsprechenden Dichtewerte betragen 1.8 bis 2.5 g/cm^3 . Das bestätigt die Beobachtungen aus den reflexionsseismischen Daten, wonach nicht nur eine 500 m mächtige Decke neuerer Sedimente auf dem Rücken liegt, sondern auch im Rückenzentrum mehr als 2000 m

mächtige, hochkonsolidierte Sedimentschichten mesozoischen Alters vorhanden sind.

4.1.4 Diskussion

Das erarbeitete Schweremodell stimmt in seiner wesentlichen Struktur mit dem LOREX-Krustenmodell überein. Das zeigt, daß eine tiefe Wurzel mit Dichtewerten, die auf stark basische oder intermediäre Kruste deuten, auch an anderer Stelle des Rückens vorhanden ist.

Die Tiefen-Dichtestruktur des Lomonosov Rückens gleicht dabei dem Krustenmodell für den Barents Schelf (Kap. 4.6.3). Da sich diese Übereinstimmung auch in anderen geophysikalischen Untersuchungen abzeichnet (z.B. Wilson, 1963; Forsyth & Mair, 1984; Sweeney & Weber, 1982), geben die hier gewonnenen Ergebnisse einen weiteren Hinweis auf die Hypothese, daß der Lomonosov Rücken ein kontinentaler Splitter ist und bei der Öffnung des Eurasischen Beckens vom Barents-Kara Schelf getrennt wurde.

Der abrupte Übergang der kontinentalen Rückenwurzel zur ozeanischen Kruste des Amundsen Beckens zeigt hier, daß die Rückenkruste bei der Trennung nur wenig ausgedünnt wurde. Es wäre dadurch zwischen dem Fuß des Rückens und der im Amundsen Becken ältesten definierten magnetischen Anomalie Chron 24 (54 Mio. Jahre) genug Raum für zwei weitere Anomalien Chron 25 und 26 (56 und 59 Mio. Jahre). Obwohl sich die beiden Anomalien nicht kartieren lassen, wird angenommen, daß die Bildung des Eurasischen Beckens durch Meeresbodenspreizung vor rund 60 Mio. Jahren einsetzte (Vogt et al., 1979).

Die Diskordanz zwischen der 500 m mächtigen, marinen Sedimentdecke und den älteren, terrestrischen Ablagerungen zeigt, daß zunächst Material vom Rücken erodiert wurde und er deshalb auf oder über Meeresspiegelniveau lag. Diese Vermutung wird von Eldholm und Talwani (1977) gestützt, wonach der Barents Schelf im frühen Tertiär, also bevor sich der Lomonosov Rücken abspaltete, über dem Meeresspiegel lag. Nach einem stratigraphischen Modell der Sedimentschichten im Amundsen Becken ist der Rücken ab 46 Mio. Jahren (Chron 21) so tief unter den Meeresspiegel abgesunken, daß ab da pelagische Sedimentationsbedingungen vorherrschen (Jokat et al., 1995a).

Diese hier beobachtete Absenkung ist typisch für passive Kontinentalränder, zu denen auch der Lomonosov Rücken gezählt werden kann. Sie ist die isostatische Ausgleichsbewegung der Kruste, die durch Dehnung und thermische Kontraktion beim Aufbrechen und Auseinanderdriften der Lithosphärenplatten verformt wird (Bott, 1979). Dabei wird zu Beginn der Aufspaltung die kontinentale Kruste durch aufsteigendes Mantelmaterial erwärmt und aufgewölbt. Diese Hebung ist mit starker Erosion verbunden. Nachdem sich die neu gebildeten passiven Kontinentalränder durch die fortschreitende Kontinentaldrift vom Spreadingzentrum entfernen, kühlen sie ab. Dabei erhöht sich ihre Dichte und sie sinken isostatisch ein (Bott, 1979). Dieser Mechanismus wird in der vorliegenden Arbeit als Ursache für die Erosion der mesozoischen Ablagerungen im Rückenzentrum und der progradierenden Schichten auf der amerasischen Flanke angesehen. Auch die weitere Subsidenz des Rückens erklärt sich nach dem Modell von Bott (1979).

4.2 Zentrales Amundsen Becken

Das Amundsen Becken liegt zwischen dem Lomonosov und Gakkel Rücken. Durch das Streifenmuster magnetischer Anomalien, die parallel und symmetrisch zum Gakkel Rücken durch das Eurasische Becken verlaufen, läßt sich die zeitliche Entwicklung des Beckens gut rekonstruieren (Karasik, 1974; Vogt et al., 1979). Dagegen gibt es nur wenig Information über den Aufbau und die Struktur seiner Sedimentdecke und Kruste.

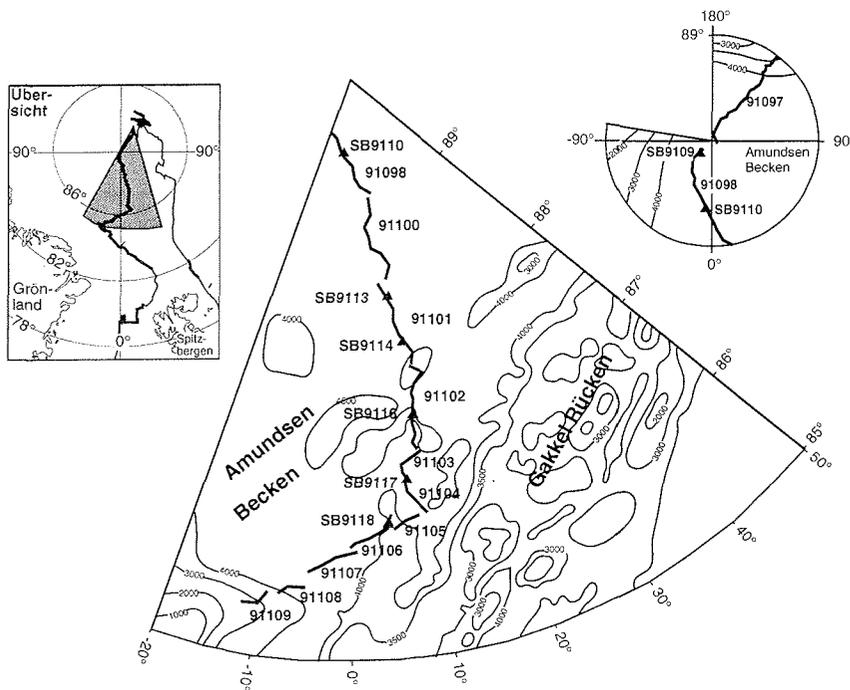


Abb. 4.2.1: Lageplan der reflexionsseismischen Profile und Sonobojen im Amundsen Becken. Der Verlauf der gravimetrischen Messungen entspricht den seismischen Profilen. Die Sonobojenpositionen sind durch ein Dreieck gekennzeichnet.

4.2.1 Profilbeschreibung

Die reflexionsseismischen Profile AWI-91097 bis AWI-91104 verlaufen ab der Flanke des Lomonosov Rückens bei 88.89°N , 143.81°E durch das Amundsen Becken in Richtung Gakkel Rücken bis zu 86.25°N , 9.42°E (Abb. 4.2.1). Die zahlreichen Profilmummern ergeben sich aus den Unterbrechungen der seismischen Registrierung durch geologische Stationen. Die Profile werden zu einem Querschnitt durch das Amundsen Becken zusammengefaßt.

Die nachfolgenden Profile AWI-91105 bis AWI-91109 verlaufen annähernd parallel zum Gakkel Rücken durch das Becken von 86.20°N , 8.45°E bis 85.58°N , 7.79°W auf den Morris Jesup Rise. Für die reflexionsseismischen Messungen im Amundsen Becken wurde der 300 m lange 12-Kanal Streamer und das 8x3l Airgunarray eingesetzt. Zur Aufzeichnung refraktionsseismischer Informationen wurden 10 Sonobojen ausgebracht,

wovon sieben auswertbare Signale lieferten (SB9109, SB9110, SB9113, SB9114, SB9116, SB9117, SB9118).

Die Wassertiefe des Amundsen Beckens liegt im vermessenen Bereich bei durchschnittlich 4100 m. Der Meeresboden ist dabei sehr eben. Erst ca. 150 km vor dem Gakkel Rücken wird die Tiefseebene zunehmend von Erhebungen von mehreren 100 m Höhe unterbrochen (Abb. 4.2.6).

Das Profil AWI-91097 (Abb. 4.2.2) beginnt an der eurasischen Flanke des Lomonosov Rückens und verläuft parallel zum Rücken bis zum Nordpol. Von einer Wassertiefe von 1180 m fällt hier die Rückenflanke mit einer Neigung von 4.7° in das 4120 m tiefe Amundsen Becken. An der Flanke selbst sind außer des Meeresbodens keine weiteren Reflexionsstrukturen zu erkennen. Im Amundsen Becken dagegen sind deutlich Signale von horizontalen, ungestörten Reflektoren bis zu einer Zwei-Weg Laufzeit von 7.5 s (CDP 5100) zu sehen, sowie das akustische Basement. Die tieferen Reflektoren liegen auf dem Lomonosov Rücken auf (onlap) (CDP 1820-2000). Die darüberliegenden Reflektoren ab 6.3 s TWT grenzen horizontal an den Rücken. Die Topographie des Basements variiert sehr stark. Besonders fällt eine 20 km breite Kuppe auf, die 2 s TWT über das durchschnittliche Basementniveau ragt (CDP 3300 bis 4100).

Die Profile AWI-91098, AWI-91100, AWI-91101, AWI-91102 und AWI-91104 (im Anhang C.3 bis C.7) verlaufen vom Nordpol aus über die Pol-Tiefseebene südwärts auf den Gakkel Rücken zu. Die Wassertiefe beträgt gleichmäßig 4100 m. Alle Profile zeigen bis zur Basementoberfläche Reflexionssignale von durchgehenden Schichten, die sich anhand ihres internen Reflexionsmusters durch das gesamte Amundsen Becken weiterverfolgen lassen.

So wird das Becken von einer Abfolge sehr fein geschichteter, horizontaler Reflektoren bedeckt, die eine gleichförmige Mächtigkeit von 0.6 s TWT aufweisen (z.B. AWI-91098, 5.69 s bis 6.25 s TWT). Die darunterliegenden Sequenzen haben eine gröbere Struktur und lassen keine internen Reflexionsmuster erkennen. Sie sind zum Gakkel Rücken hin geneigt und nehmen in ihrer Mächtigkeit nach Süden hin zu. Diese Schichten liegen auf dem ozeanischen Basement auf (z.B. AWI-91101, CDP 2300-2800).

Ungefähr 70 km vom Nordpol entfernt liegt das Basement mit 8 s TWT am tiefsten und wird von Schichten mit insgesamt 2.3 s TWT bedeckt (AWI-91098). Ungefähr 300 km vom Nordpol entfernt (AWI-91101, CDP 2000-2500) erhöht sich das durchschnittliche Basementniveau abrupt von 8 auf 7 s TWT. Etwa 100 km vom Zentralgraben des Gakkel Rückens entfernt reicht das Basement dann bis zum Meeresboden (AWI-91104, CDP 1000). Insgesamt ist die Topographie des Basements mit Höhenunterschieden bis über 1 s TWT sehr rau. Zum Gakkel Rücken hin sind die Basementerhebungen zunehmend unbedeckt. Sedimentschichten liegen hier nur noch in Senken zwischen den Erhebungen vor (z.B. AWI-91104, CDP 550-650).

Die Profile AWI-91105 bis AWI-91109 (im Anhang C.8 bis C.12) verlaufen ca. 100 km vom Zentralgraben des Gakkel Rückens entfernt in südwestliche Richtung auf den Morris Jesup Rise zu. Der Meeresboden liegt hier durchschnittlich bei 4200 m Tiefe und steigt leicht zum Plateau hin auf 3800 m an. Sein gleichförmiger Verlauf wird von Erhebungen von mehreren 100 m Höhe unterbrochen. Die Sedimentschichten sind hier höchstens 1 s TWT mächtig und liegen nur noch als Füllung in Basementtaschen vor (z.B. AWI-91108, CDP 300-700).

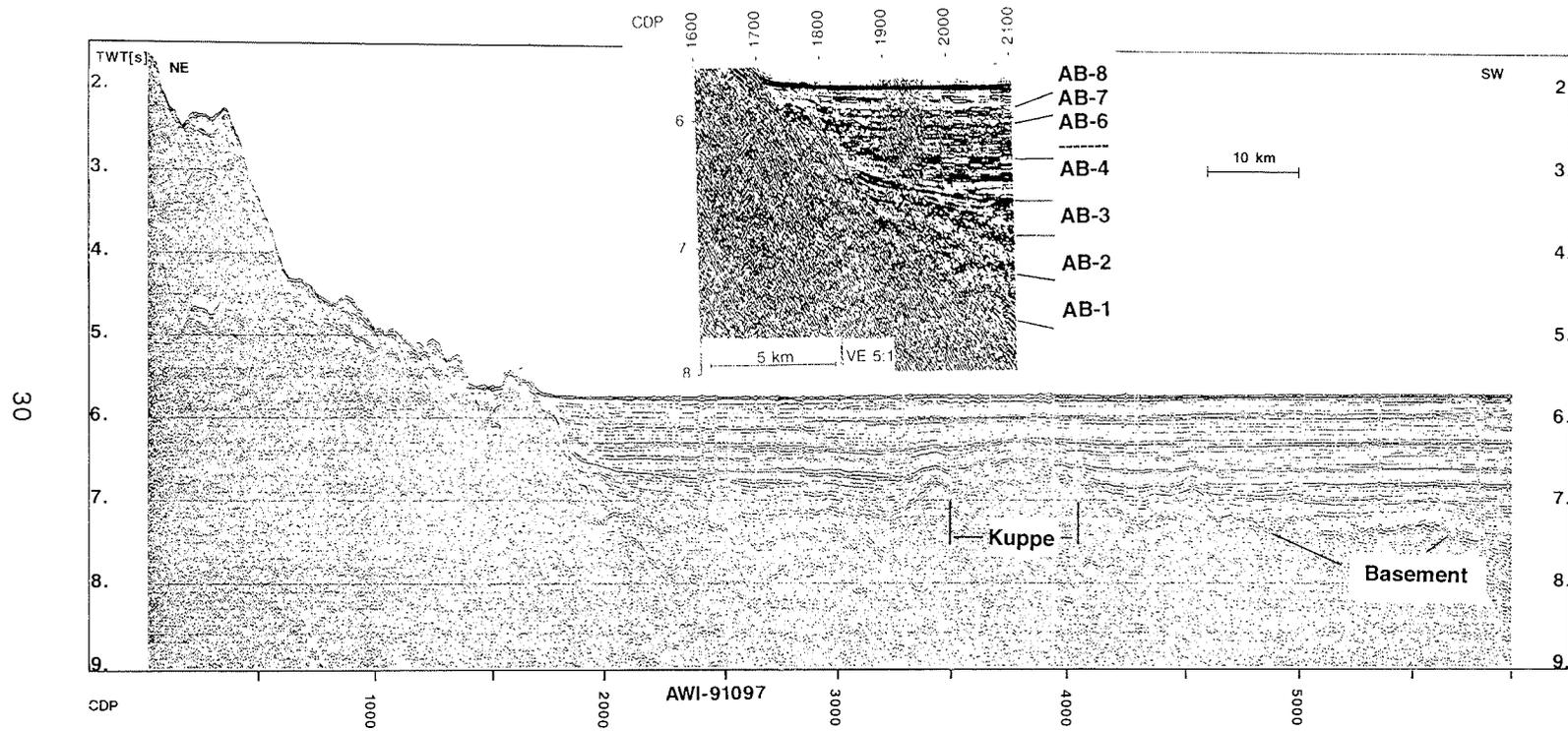


Abb. 4.2.2: Profil AWI-91097 verläuft von der eurasischen Flanke des Lomonosov Rückens bis zum Nordpol. Die Pfeile markieren die Oberkante des akustischen Basements. Zwischen CDP 3300 und 4100 ragt eine Kuppe 2 s TWT über das durchschnittliche Basementniveau. Der vergrößerte Ausschnitt zeigt, wie die tieferen Einheiten AB-1 bis AB-3 am Fuß des Lomonosov Rückens aufliegen. Einheit AB-4 und die darüber liegenden Schichten grenzen horizontal an den Rücken.

Die Sonobojen SB9109, SB9110, SB9113 und SB9114 (in Anhang D.5, D.6, D.7 und D.8) wurden im zentralen Amundsen Becken ausgebracht. Ihre Aufzeichnungen zeigen, daß sich hier die Schichten entsprechend der seismischen Vp-Geschwindigkeiten und dem Verlauf der Reflektoren in acht Einheiten gliedern lassen (Abb. 4.2.3):

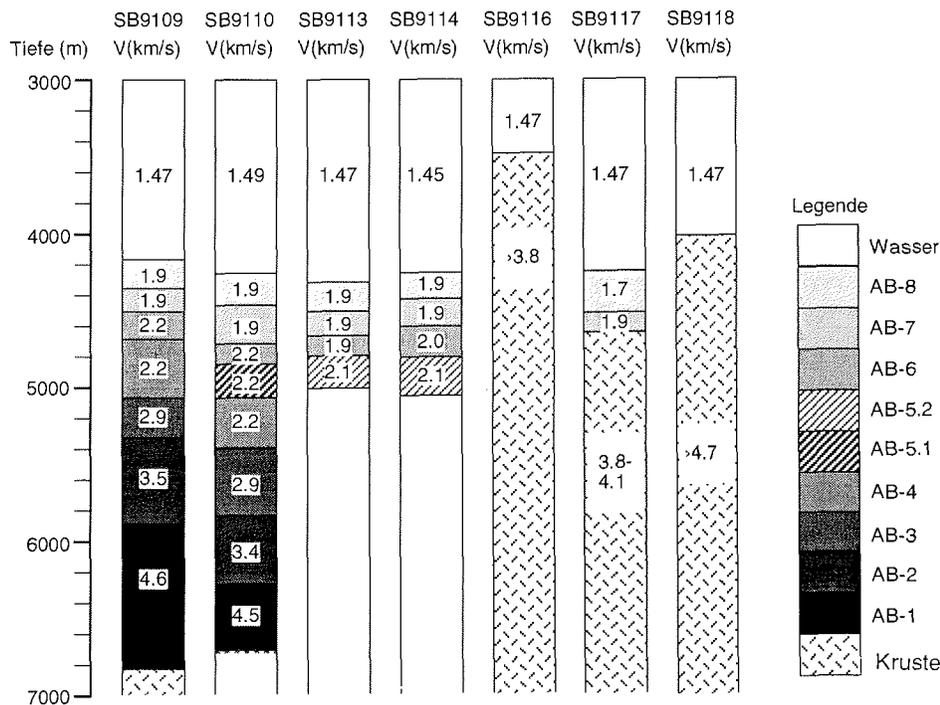


Abb. 4.2.3: Tiefen-Geschwindigkeitsmodelle aus den Daten der Sonobojen im Amundsen Becken.

- Für die oberste Einheit AB-8 ergibt sich aus den Signalen der Reflexionshyperbeln eine Vp-Geschwindigkeit von 1.9 km/s. Sie bedeckt das Amundsen Becken entlang der Profile mit einer annähernd gleichbleibenden Mächtigkeit von 180-210 m. Darunter verlaufen parallel die Einheiten AB-7 und AB-6, die sich ebenfalls mit nahezu konstanter Mächtigkeit von 180-200 m bzw. 130-200 m durch das Becken ziehen. Die Vp-Geschwindigkeit in AB-7 beträgt 1.9 km/s, für AB-6 liegt sie zwischen 1.9 und 2.2 km/s. Eine anzunehmende Geschwindigkeitszunahme in AB-8 zu AB-7 kann aus den vorhandenen Sonobojendaten nicht mehr aufgelöst werden.
- Auf den Aufzeichnungen der Sonobojen SB9110, SB9113 und SB9114 sind Reflexionshyperbeln für zwei weitere Einheiten AB-5.1 und AB-5.2 zu erkennen. Ihre Vp-Geschwindigkeiten liegen bei 2.2 bzw. 2.1 km/s. Diese Schichten dünnen zum Lomonosov Rücken hin aus.
- Nach den Registrierungen der Sonobojen SB9109 und SB9110 und dem reflexionsseismischen Profil AWI-91098 lassen sich die tieferen Sequenzen im Amundsen Becken anhand ihrer zugehörigen Vp-Geschwindigkeiten und

ihres Schichtverlaufes in die Einheiten Ab-4 bis AB-1 aufteilen (Abb. 4.2.4). Die Einheit AB-4 ist leicht zum Gakkel Rücken hin geneigt. Die zugehörige Vp-Geschwindigkeit liegt bei 2.2 km/s. Ihre Mächtigkeit beträgt am Fuß des Lomonosov Rückens 200 m und nimmt bis auf 700 m nach Süden hin zu. Eine Geschwindigkeitszunahme gegenüber AB-5.1 kann aus den Daten nicht mehr aufgelöst werden. Die folgenden Einheiten AB-3 und AB-2 mit Vp-Geschwindigkeiten von 2.9 bzw. 3.5 km/s sind ebenfalls zum Gakkel Rücken hin geneigt. Die Mächtigkeit von AB-3 beträgt am Fuß des Lomonosov Rückens 250 m und steigt nach Süden hin auf 800 m an, die von AB-2 nimmt von ca. 500 m bis auf 1000 m nach Süden hin zu. Die Geschwindigkeit in der untersten Einheit AB-1 liegt bei 4.5 bis 4.6 km/s. Dieser Wert ist aus den aufgezeichneten Signalen einer Reflexionshyperbel bei Sonoboje SB9109 (in D.5) und einer Refraktionsgeraden bei Sonoboje SB9110 (in D.6) berechnet. Die Mächtigkeit von AB-1 beträgt bis zu 900 m.

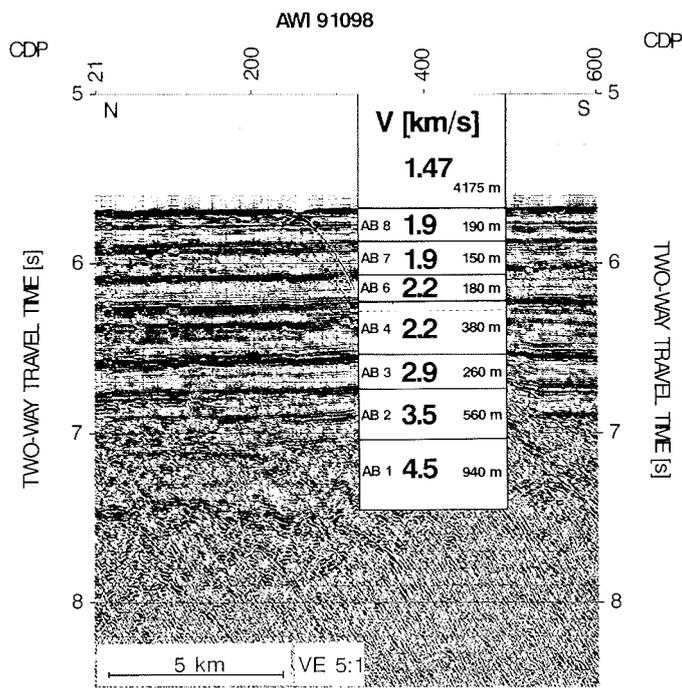


Abb. 4.2.4: Stratigraphisches Modell des zentralen Amundsen Beckens mit den Tiefen-Geschwindigkeitswerten aus den Daten der Sonoboje SB9109 und dem entsprechenden Ausschnitt aus dem reflexionsseismischen Profil AWI-91098 (Jokat et al., 1995a). Die Einheiten AB-5.1 und AB-5.2 sind hier nicht eingezeichnet, da ihre Mächtigkeit an dieser Stelle unter die Tiefenauflösung der seismischen Horizonte sinkt.

Die Sonoboje SB9116 (in D.9) wurde an der Flanke einer starken Erhebung ausgesetzt (Abb. 4.2.6). Die aufgezeichneten Reflexionshyperbeln und refraktierten Laufzeitäste sind dabei in ihrem Verlauf stark versetzt und

unterbrochen, so daß kaum Geschwindigkeitswerte bestimmt werden können. Aus einem Laufzeitast ergibt sich eine Geschwindigkeit von 3.8 km/s, die dem Basement zugeordnet wird (Abb. 4.2.3). Durch die Schichtneigung ist dieser Wert aber vermutlich zu gering.

Ungefähr 150 km vom Zentralgraben des Gakkel Rückens entfernt wurde die Sonoboje SB9117 (in D.10) ausgebracht. Für den obersten Reflektor, der als Fortsetzung von AB-8 angesehen wird, liegt die Geschwindigkeit bei 1.7 km/s und die Mächtigkeit bei 270 m (Abb. 4.2.3). Darunter liegt eine ca. 130 m mächtige Schicht mit einer Geschwindigkeit von 1.9 km/s. Die Topographie des Basements ist unregelmäßig, doch läßt sich aus den Reflexionshyperbeln und refraktierten Signalen eine Geschwindigkeit bestimmen, die zwischen 3.8 und 4.1 km/s liegt.

Sonoboje SB9118 (in D.11) wurde ca. 100 km vom Zentralgraben des Gakkel Rückens entfernt über einer starken Erhöhung ausgesetzt (Abb. 4.2.6). Der Verlauf der Laufzeitäste ist deshalb stark unterbrochen. Für das Basement kann damit nur ein ungenauer Vp-Geschwindigkeitswert von mehr als 4.7 km/s angegeben werden.

4.2.2 Altersbestimmung und Sedimentationsrate

Die reflexionsseismischen Profile durch das Amundsen und Nansen Becken führen nahezu senkrecht über die parallel und symmetrisch zum Gakkel Rücken verlaufenden magnetischen Anomalien (Abb. 4.2.5).

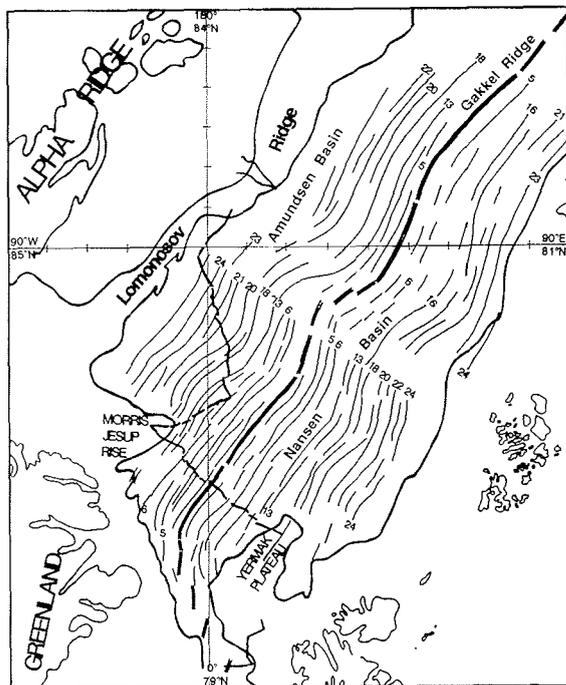


Abb. 4.2.5: Verlauf der magnetischen Anomalien im Eurasischen Becken und ihr Alter in Chron nach Grantz et al. (1990). Die dicke Linie zeigt den Kurs der ARCTIC'91 Expedition.

Im Tiefenschnitt durch das Amundsen Becken (Abb. 4.2.6) ist ersichtlich, bei welcher magnetischen Anomalie die Sedimentschichten am Basement enden. Mit dieser Methode wurde das Alter der registrierten Einheiten AB-1 bis AB-8 abgeschätzt. Dazu wurde der Kurs der ARCTIC '91 Expedition auf eine Karte von Grantz et al. (1990) mit dem Alter der magnetischen Anomalien eingezeichnet. Die Genauigkeit, mit der die Position der magnetischen Anomalien in die seismischen Sektionen übertragen wurde, setzt sich aus der Flugnavigationsgenauigkeit von +/- 5 km (Taylor et al., 1981), Ungenauigkeiten bei der Kursübertragung in die Grantz'sche Karte von +/- 6 km und der Ablesegenauigkeit von +/- 3 km zusammen. Schließlich beträgt die Entfernung zwischen den Extrema der Anomalien nochmals bis zu 30 km. In dieser Arbeit wurde die Altersbestimmung nach Cande & Kent (1992) für die magnetischen Anomalien verwendet (z.B. Chron 24 entspricht 53 Ma). Aus dem abgeschätzten Alter und der aus der Seismik bestimmten Schichtmächtigkeit läßt sich die Sedimentationsrate für die Einheiten AB-1 bis AB-8 bestimmen (Tab. 4.2).

Name	Vp [km/s]	Mächtigkeit [m]	Alter (Chron) [Mio. Jahre]	Sediment. - rate [cm/ka]	Material/Herkunft
AB-1	4.5	900	53 (24)	10-15	- terrestrisch, erodiert vom Lomonosov Rücken
AB-2	3.5	500	49 (22)	10-15	- weniger terrestrisch vom L.R., zunehmend marin
AB-3	2.9	260-800	46 (20/21)	8	- etwas terrestrisch, pelagisch, Turbidite von den Schelfen
AB-4	2.2	250-800	39 (18)	5	- pelagische Sedimente Turbidite von den Schelfen
AB-5	2.2	20-200	36 (13)	1.5	- Turbidite vom Gakkel Rücken und umliegenden Schelfen
AB-6	2.2	130-200	25	1.5	- vorwiegend pelagische Sedimente, wenig Turbidite
AB-7	1.9	180-210	12	1.5	- vorwiegend pelagische Sedimente, wenig Turbidite
AB-8	1.9	180-210	10	1.5	- pelagisch, etwas Turbidite und mit Eis transportiertes Material

Tabelle 4.2: Übersicht über die Sedimenteinheiten im Amundsen Becken und ihrer Eigenschaften

4.2.3 Seismische Stratigraphie

Die kombinierte Auswertung der reflexionsseismischen Profile AWI-91097 bis AWI-91104 und der refraktionsseismischen Daten der Sonobojen SB9109 bis SB9118 machte es möglich, einen Tiefenschnitt durch die Sedimentdecke des Amundsen Beckens darzustellen (Abb. 4.2.6). Struktur und Verlauf der Einheiten AB-1 bis AB-8 lassen auf Zusammensetzung und Herkunft der Sedimentschichten schließen (Tab. 4.2). Zusammen mit den Altersangaben und den Sedimentationsraten wurde ein stratigraphisches Modell für das Amundsen Becken entwickelt, das bereits in Jokat et al. (1995a) veröffentlicht wurde. Da die Ergebnisse aber die Subsidenzgeschichte des Lomonosov Rückens erklären (s. Kap. 4.1.2) und in die Schweremodellierung der vorliegenden Arbeit einfließen, werden die wichtigsten Punkte hier nochmals aufgeführt:

Die drei Einheiten AB-1, AB-2 und AB-3 liegen auf der Flanke des Lomonosov Rückens auf. Sie kennzeichnen durch ihre "onlap"-Struktur und ihre hohe Sedimentationsrate (durchschnittlich 12 cm/ka) eine Phase, in der sehr viel Material des Lomonosov Rückens erodiert und in das Amundsen Becken eingetragen wurde. Daher wird angenommen, daß der Lomonosov Rücken anfangs über oder auf Meeresspiegelniveau lag. Da die Schichten innerhalb der Einheit AB-3 immer flacher an die Rückenflanke grenzen, wird angenommen, daß der Rücken ab ca. 46 Mio. Jahre (Chron 21) in größere Tiefen (> 100 m) unter den Meeresspiegel absank. Die Sedimente bestehen anfangs vermutlich aus erodiertem terrestrischem Material des Lomonosov Rückens. Später kommen marine Ablagerungen und dann zunehmend Sedimente und Turbidite der umliegenden Schelfe und des Gakkel Rückens hinzu.

Die Schichten der Einheit AB-4 liegen nicht mehr auf dem Lomonosov Rücken auf, sondern grenzen horizontal an ihn. Das deutet darauf hin, daß der Rücken ab 46 Mio. Jahre so tief unter den Meeresspiegel abgesunken sein muß, daß er keinen wesentlichen Sedimenteintrag in das Amundsen Becken mehr liefert. Die Sedimentationsrate liegt mit 5 cm/ka deutlich unter den Raten von AB-1 - AB-3, was auf zunehmend marine Ablagerungsbedingungen weist. Die Einheit besteht aus ungestörten horizontalen Schichten, die als pelagische Sedimente und Turbidite interpretiert werden. Die Zunahme der Mächtigkeit der Einheiten AB-1 bis AB-4 nach Süden deutet auf vermehrten Sedimenteintrag der umliegenden Schelfe und des Gakkel Rückens.

Darüber folgen die Einheiten Ab-5.1 und Ab 5.2, die stark zum Lomonosov Rücken hin ausdünnen (Abb. 4.2.6). Ihre Mächtigkeit beträgt in der Nähe des Gakkel Rückens jeweils 200 m. Deutlich zeigt sich hier ein starker Sedimenteintrag vom Gakkel Rücken und den umliegenden Schelfen. Das abgelagerte Material könnte deshalb hauptsächlich aus Turbiditen bestehen. Das Alter der Einheiten läßt sich nur sehr grob bestimmen, da der Verlauf der Reflektoren ab Chron 18 durch Basementerhebungen unterbrochen wird (Abb. 4.2.6). Das Alter der Schichtoberkante von AB-5.2 wird auf 36 Mio. Jahre geschätzt.

Die drei Einheiten AB-6, AB-7 und AB-8 bedecken das Amundsen Becken mit einer gleichmäßigen Mächtigkeit von insgesamt 500 m. Sie grenzen horizontal an den Lomonosov und Gakkel Rücken. Das Alter für die Obergrenze von AB-6 wird auf 25 Mio. Jahre geschätzt, das für AB-7 auf 12 Mio. Jahre. Die durchschnittliche Sedimentationsrate beträgt für diese drei Einheiten nur noch 1.5 cm/ka. Das deutet darauf hin, daß die Schichten nur noch aus pelagischen Ablagerungen bestehen.

Die Profile AWI-91105 bis AWI-91109 zeigen, daß ca. 100 km vom Gakkel Rücken entfernt nur noch dünne Sedimentlagen in Basementtaschen vorkommen (Abb. 4.2.7). Nach den magnetischen Anomalien sind diese Schichten jünger als Chron 13 (34 Mio. Jahre). Sie werden Aufgrund ihrer Reflexionsstruktur, Mächtigkeit und Alter den Einheiten AB-8, AB-7 und AB-6 zugeordnet.

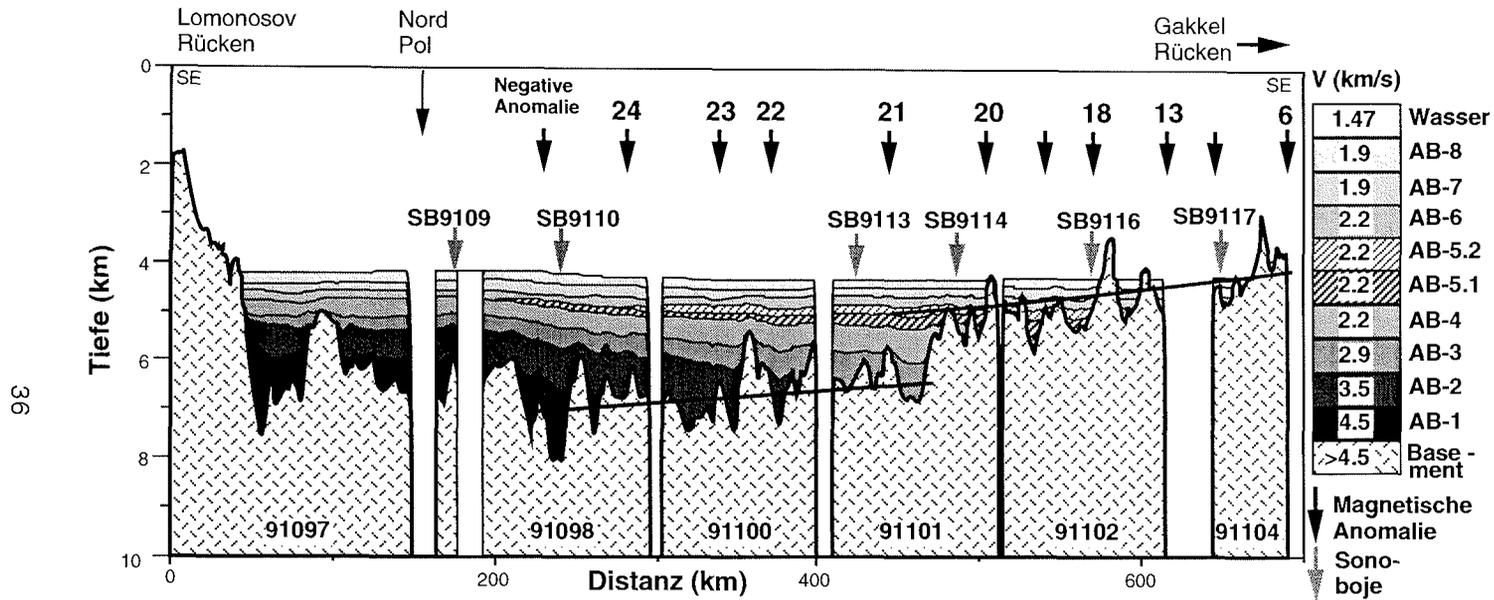


Abb.4.2.6: Tiefenschnitt durch das Amundsen Becken entsprechend der Profile AWI-91097 bis AWI-91104. Die Position der magnetischen Anomalien ist durch schwarze Pfeile markiert. Die Zahlen darüber geben das entsprechende Alter in Chron an. Graue Pfeile markieren die Positionen der Sonoboje. Die Legende zeigt die Vp-Geschwindigkeiten in den Einheiten und deren Bezeichnung. Die dünne schwarze Linie markiert das Referenzniveau zur Bestimmung von Topographievariationen des Basements. Sie entspricht zwischen Chron 20 und Chron 6 der Subsidenzkurve für ozeanische Kruste nach Parson & Sclater (1977).

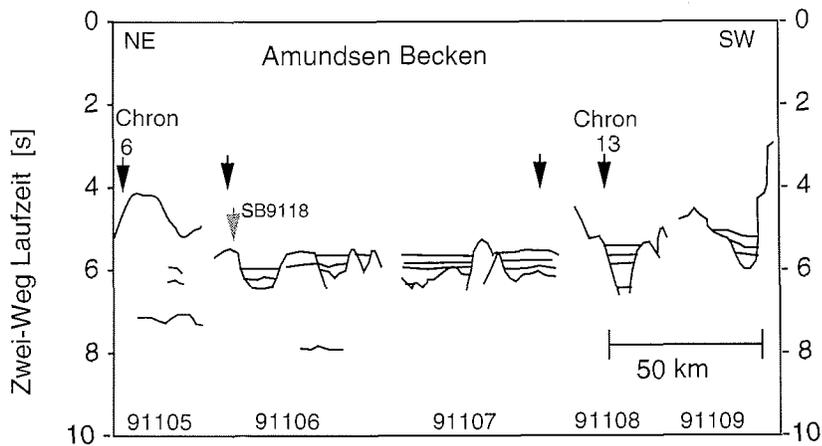


Abb. 4.2.7: Skizze der reflexionsseismischen Profile AWI-91105 bis AWI-91109. Die Profile verlaufen ca. 100 km vom Gakkel Rücken entfernt parallel zum Rücken auf den Morris Jesup Rise zu (Abb. 4.2.1). Die schwarzen Pfeile markieren die Position der magnetischen Anomalien nach der Karte von Grantz et al. (1990) Der graue Pfeil zeigt die Position der Sonoboje SB9118 an.

4.2.4 Bestimmung der Rauigkeit der Krustentopographie

Nach Sclater & Francheteau (1970) besteht ein Zusammenhang zwischen der Dehnungsrate mittelozeanischer Rücken und der Topographierauhigkeit der dort gebildeten Kruste. In vorliegender Arbeit konnte erstmals die Rauigkeit der Basementtopographie im Amundsen Becken durch die genaue Kenntnis seiner Sedimentmächtigkeit ermittelt werden.

Nach Malinverno (1991) wird die mittlere Topographierauhigkeit als die Quadratwurzel der durchschnittlichen quadrierten Höhenunterschiede des Basements zu einem Referenzniveau definiert:

$$R = \left(\sum (h_{(i)}^2) / n \right)^{-1/2} \quad \text{mit } i = 1, n$$

Zur Berechnung der Topographierauhigkeit des Basements ab Chron 20 wurde als Referenzniveau die Subsidenzkurve ozeanischer Kruste nach Parson und Sclater (1977) gewählt. Nach ihren Untersuchungen des Nord Pazifiks besteht für den Zeitbereich von 0 bis 70 Mio. Jahren folgender Zusammenhang zwischen Tiefe d und Alter t der ozeanischen Kruste:

$$d(t) = 2500 + 350 t^{1/2} \quad \text{mit: } d \text{ [km] } t \text{ [Mio. Jahre]}$$

Diese Subsidenzkurve für ozeanische Kruste wurde in den Tiefenschnitt durch das Amundsen Becken übertragen (Abb. 4.2.6) und im Abstand von 10 km die Höhendifferenz zwischen dieser Kurve und der aufgezeichneten Topographie bestimmt. Für die hier berechnete Topographierauhigkeit des Basements ergibt sich ein Wert von 490 m.

Der Zusammenhang zwischen der Topographierauhigkeit R [m] ozeanischer Kruste und der vollen Dehnungsrate v [mm/a] mittelozeanischer Rücken wird durch folgende Beziehung definiert (Malinverno, 1991):

$$R = 1259 v^{-0.539} \quad \text{mit: } R \text{ [m] } \quad v \text{ [mm/a]}$$

Nach der Karte von Grantz et al. (1990) liegt die volle Dehnungsrate in diesem Bereich des Amundsen Beckens bei 6 mm/a. Die Topographierauhigkeit beträgt damit nach der Formel von Malinverno (1991) 493 m. Dieser Wert stimmt also sehr gut mit dem aus der Höhendifferenz bestimmten Wert überein. Für das Basement das älter als Chron 21 ist wurde als Referenzniveau eine Gerade eingesetzt, die von 7000 m Tiefe bei Chron 25 auf 6500 m Tiefe bis zur Basementerhebung ansteigt (Abb. 4.2.6). So ergibt sich für die ältere Kruste des Amundsen Beckens eine Topographierauhigkeit von 384 m. Hier liegt die volle Dehnungsrate nach Grantz et al. (1990) bei 12 mm/a und der damit bestimmte Rauheitswert bei 339 m.

4.2.5 Krustenstruktur

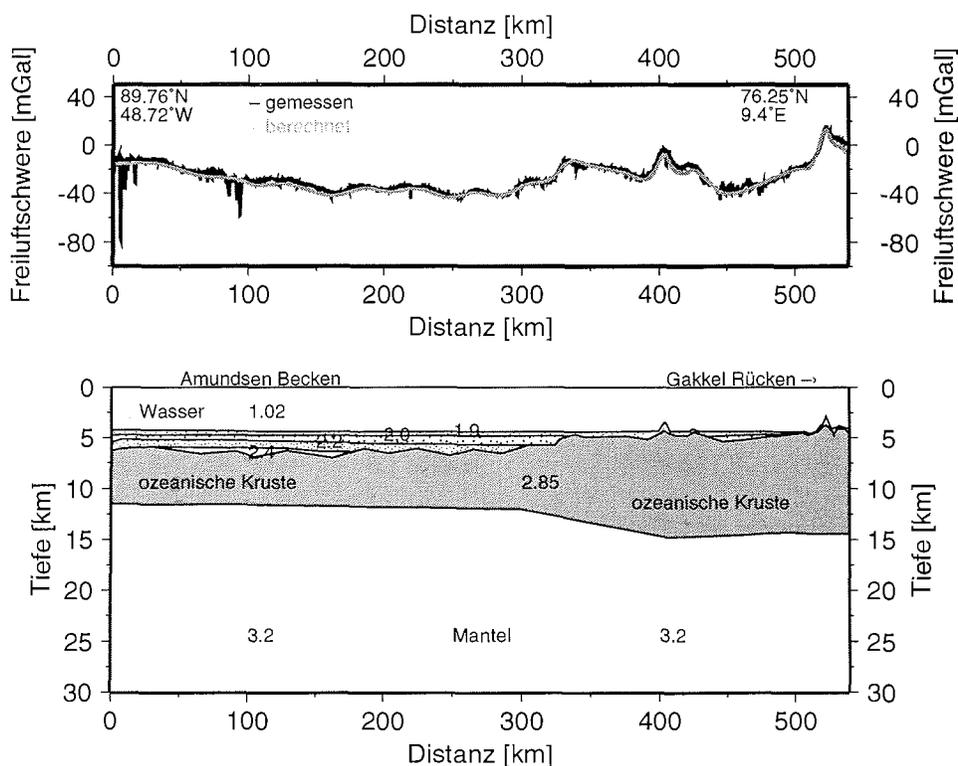


Abb. 4.2.8: Krustenmodell für das zentrale Amundsen Becken nach den Werten der Freiluftanomalie. Der Verlauf des Schwereprofils entspricht der Position der reflexionsseismischen Profile AWI-91097 bis AWI-91104 (Abb. 4.2.1).

Die Freiluftschwerewerte über dem Amundsen Becken steigen vom Fuß des Lomonosov Rücken bis zum Nordpol von -60 mGal auf -10 mGal an (Abb. 4.2.8). Im zentralen Amundsen Becken betragen die Werte um -40 mGal. Zum

Gakkel Rücken und zum Morris Jesup Rise hin nehmen die Schwerewerte dann auf +10 mGal bzw. +30 mGal zu (in Kap. 4.4.3, Abb. 4.4.6). Entsprechend der Meeresbodentopographie wird dabei auch das Schwerfeld unruhiger.

Für die Erstellung der Tiefen-Dichtemodelle zu den beiden Schwereprofilen (Abb. 4.2.8 und 4.4.6) wird hier auf die Ergebnisse der seismischen Untersuchung zurückgegriffen. Die Mächtigkeit der Sedimentschichten und die Topographie der Basementoberfläche sind nach dem Tiefenschnitt durch das Amundsen Becken (Abb. 4.2.6) modelliert. Den Sedimentschichten wird entsprechend der Dichte-Geschwindigkeitsbeziehung von Nafe und Drake (1959) die Dichten 1.9 bis 2.4 g/cm³ zugeordnet.

Das Schweremodell (Abb. 4.2.8) zeigt, daß im zentralen Amundsen Becken unter einer bis über 3 km mächtigen Sedimentdecke eine nur 5-6 km mächtige ozeanische Kruste mit der Dichte 2.85 g/cm³ liegt. Zum Gakkel Rücken hin nimmt die Krustenmächtigkeit auf 9 km zu. Die berechneten Werte der Freiluftschwere weichen nicht mehr als 5 mGal von den beobachteten Werten ab.

4.2.6 Diskussion

Die Verknüpfung der Ergebnisse aus Seismik und Gravimetrie zeigt, daß die Krustenstruktur des Amundsen Beckens durch die geringe Dehnungsrate des Gakkel Rückens geprägt wird. Die beobachtete große Variation der Krustentopographie von über 1000 m und die geringe Krustenmächtigkeit sind typisch für langsam deh nende mittelozeanische Rücken (Reid & Jackson, 1981; Malinverno, 1991).

Thermische Modelle von mittelozeanischen Rücken (Sleep & Rosendahl, 1979) zeigen, daß unter langsam deh nenden Rücken das Magma schneller abkühlt, was die Viskosität der Schmelze erhöht. Das führt zu einer geringeren Basaltproduktion und dadurch dünneren Kruste mit rauherer Topographie. Ein Wechsel zwischen vulkanischer Aktivität und Dehnung durch Rifting verstärkt die Rauhigkeit der Krustentopographie an solchen Rücken.

Der Gakkel Rücken ist das langsamste Dehnungszentrum unter den mittelozeanischen Rücken. Von besonderem Interesse ist deshalb, ob sich die hier für das Amundsen Becken beobachteten Krusteneigenschaften in die bisher bekannten Zusammenhänge zwischen Dehnungsrate und Krustenstruktur einfügen lassen.

So zeigen die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit erstmals, daß die nach Malinverno (1991) aufgestellte Beziehung zwischen der Rauhigkeit der Krustentopographie und der Dehnungsrate auch für die extrem geringe Rate des Gakkel Rückens Gültigkeit hat. Dagegen ist die hier aus den Schwere-modellen bestimmte Krustenmächtigkeit von 5 bis 9 km größer, als erwartet. Nach der Beziehung zwischen Krustenmächtigkeit und Dehnungsrate von Reid & Jackson (1981) und Bown & White (1994) müßte die Mächtigkeit 2.5 bzw. 5 km bei einer Dehnungsrate von 12 mm/a betragen (s. Kap. 4.3, Abb. 4.3.5). Untersuchungen von Su et al. (1994) zeigen dagegen, daß an Rücken mit einer geringeren Dehnungsrate als 25 mm/a durchaus mit größeren Krustenmächtigkeiten gerechnet werden kann. Als mögliche Ursache für diesen Effekt wird angenommen, daß sich durch die geringe Dehnung ein nur sehr enger Bereich bildet, in dem dann Magma nach oben steigt und so für konstante oder gar zunehmende Schmelzenmenge sorgt (Scott & Stevenson, 1989).

4.3 Südwestliches Eurasisches Becken

Das südwestliche Ende des Eurasischen Beckens grenzt mit der Spitzbergen-Verwerfungszone an die Framstraße, die den Übergang zum Nord Atlantik bildet (Johnson et al., 1978). Der Bereich zwischen Yermak Plateau und Morris Jesup Rise wurde erst ab Chron 13 (34 Mio. Jahre) durch Meeresbodenspreizung gebildet (Karasik, 1974; Vogt et al. 1979).

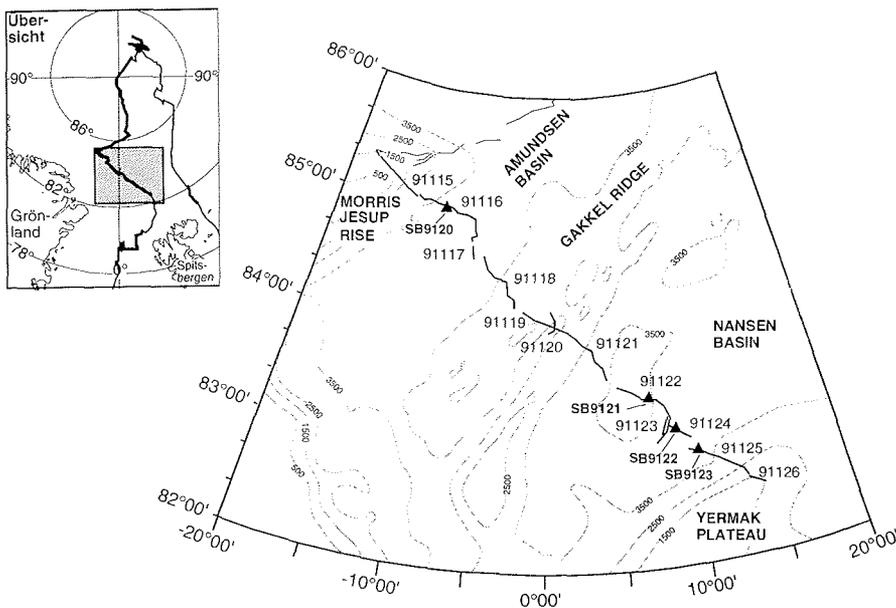


Abb. 4.3.1: Lageplan der reflexionsseismischen Profile AWI-91115 bis AWI-91126 im südwestlichen Eurasischen Becken. Die Position der Sonobojen SB9120 bis SB9123 ist durch ein schwarzes Dreieck markiert. Der Verlauf der gravimetrischen Messungen entspricht den seismischen Profilen.

4.3.1 Profilbeschreibung

Die reflexionsseismischen Profile AWI-91114 bis AWI-91126 verlaufen vom Morris Jesup Rise (85.22°N, 15.99°W) über das Amundsen Becken, den Gakkel Rücken, das Nansen Becken bis zum Yermak Plateau (82.56°N, 14.17° E) (Abb. 4.3.1). Sie werden als Tiefenschnitt durch das südwestliche Eurasische Becken zusammengefaßt (Abb. 4.3.3).

Für die reflexionsseismischen Messungen der 300 m lange 12-Kanal Streamer und das 8x3l Airgunarray eingesetzt. Vier Sonobojen (SB9120-SB9123) wurden für refraktionsseismische Aufzeichnungen auf diesem Transekt ausgebracht (Abb. 4.3.1).

Der Morris Jesup Rise liegt im vermessenen Bereich rund 800 m unter dem Meeresspiegel und fällt mit einer steilen Flanke von 16° zum Amundsen Becken ab (Abb. 4.3.3). Die Wassertiefe des Amundsen Beckens liegt hier bei 4200 m und die des Nansen Beckens bei 4100 m. Zum Gakkel Rücken hin wird die Meeresbodentopographie rauher. Über dem Zentralgraben des

Gakkel Rückens wurden keine seismischen Profile vermessen, aber nach bathymetrischen Aufzeichnungen ist der Graben zwischen 4000 und 4400 m tief und 12 km breit (Schöne & Döscher, 1992). Die Rückenschultern liegen auf der Seite des Amundsen Beckens 1800 m unter dem Meeresspiegel und auf der Seite des Nansen Beckens 2500 m. Der Transekt endet mit Profil AWI-91126 (Abb. 4.5.3) am nördlichen Teil des Yermak Plateaus. Die Wassertiefe des Plateaus liegt hier bei 1000 m, die Neigung der Flanke beträgt 11°.

Die Sonoboje SB9120 (D.13) wurde im Amundsen Becken an der Flanke einer starken Basementerhebung ausgebracht (Abb. 4.3.3). Aus den registrierten Reflexionshyperbeln ergibt sich eine V_p -Wellengeschwindigkeit von 2.1 km/s für eine 200 m mächtige Sedimentfüllung und eine Geschwindigkeit von 4.4 km/s, die dem akustischen Basement zugeordnet wird (Abb. 4.3.2). Die Sonobojen SB9121, SB9122 und SB9123 (D.14, D.15, D.16) liegen im Nansen Becken. Durch die unregelmäßige Topographie kann aus den Registrierungen der Sonobojen SB9121 und SB9123 nur die Geschwindigkeit für Sedimentlagen in Basementtaschen bestimmt werden. Sie liegt zwischen 1.7 bis 2.5 km/s. SB9122 wurde an der hier tiefsten Stelle des Nansen Beckens (4100 m) ausgesetzt. Aus Reflexionshyperbeln ergeben sich Geschwindigkeiten von 1.7 bis 3.1 km/s für sechs Sedimentlagen. Diese erreichen hier eine Gesamtmächtigkeit von 1500 m. Für das Basement ergibt sich eine Geschwindigkeit von 4.6 km/s. Die Tiefen-Geschwindigkeitsmodelle der vier Sonobojen sind in Abb. 4.3.2 dargestellt.

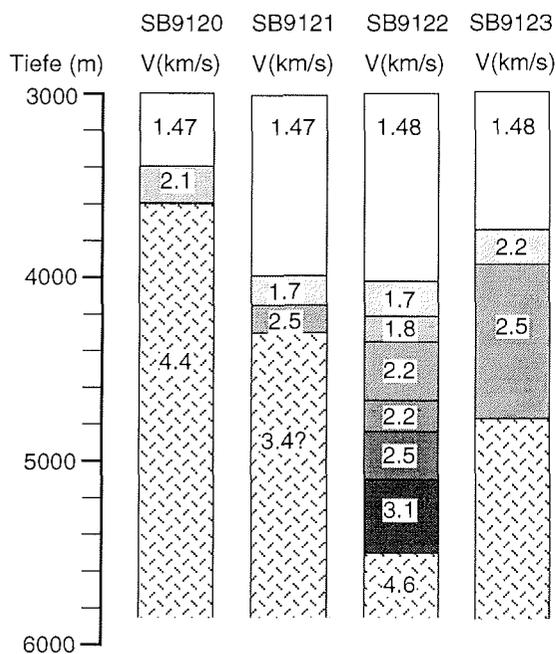


Abb. 4.3.2: Tiefen-Geschwindigkeitsmodelle für das südwestliche Eurasische Becken aus den Daten der Sonobojen SB9120 bis SB9123.

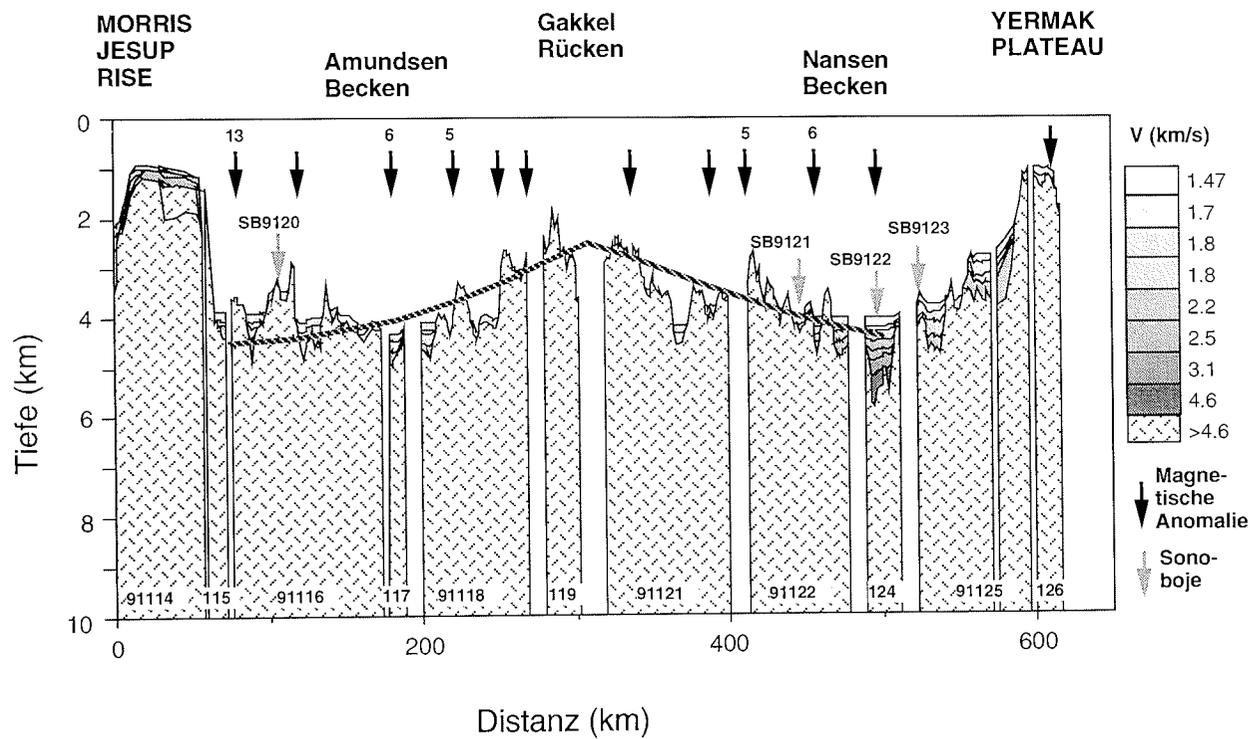


Abb. 4.3.3: Tiefenschnitt durch das südwestliche Eurasische Becken entsprechend der Profile AWI-91114 bis AWI-91126. Die grauen Pfeile markieren die Positionen der Sonobojen SB9120 bis SB9123. Schwarze Pfeile zeigen die Lage der magnetischen Anomalien. Die Zahlen darüber geben das entsprechende Alter in Chron an. Die gestrichelte Linie zeigt den theoretischen Verlauf der Subsidenzkurve für ozeanische Kruste nach Parson und Sclater (1977).

4.3.2 Seismische Stratigraphie

Aus den kombinierten Ergebnissen der reflexions- und refraktionsseismischen Aufzeichnungen wurde ein Tiefenschnitt durch die Sedimentdecke des südwestlichen Eurasischen Beckens erstellt (Abb. 4.3.3) und daraus ein stratigraphisches Modell abgeleitet (Jokat et al., 1995b). Die wichtigsten Ergebnisse aus diesem Modell werden im Folgenden zusammengefaßt, da sie die Grundlage für weitere Untersuchungen bilden:

Die Mächtigkeit der gesamten Sedimentdecke im südwestlichen Eurasischen Becken beträgt nur wenige 100 m. Die Schichten werden aufgrund ihres Reflexionsmusters und ihrer Vp-Geschwindigkeit den Einheiten AB-8, AB-7 und AB-6 zugeordnet (s. Kap. 4.2.3; Jokat et al., 1995a). Zum Gakkel Rücken hin kommen Sedimente nur noch in Basementtaschen vor. Diese bestehen vermutlich aus erodiertem Material von Basenterhebungen und aus hemipelagischen/ pelagischen Ablagerungen.

Im Nansen Becken ist eine bis zu 1500 m mächtige Sedimentsequenz zu sehen. Das zeigt, daß mehr Material in das Nansen Becken durch seine Nähe zu den Schelfgebieten transportiert wurde, als in das entferntere Amundsen Becken. Nach den magnetischen Anomalien liegt das Alter des Basements hier bei mindestens 30 Mio. Jahren. Mit der Sedimentmächtigkeit von 1500 m ergibt sich eine mittlere Sedimentationsrate von 5 cm/ka. Ansonsten liegt die Sedimentationsrate für das südwestliche Eurasische Becken bei der durchschnittlich 500 m mächtigen Sedimentdecke und einem Alter von 34 Mio. Jahren unter 1.5 cm/ka.

4.3.3 Rauigkeit der Krustentopographie

Mit Hilfe des Tiefenschnittes (Abb. 4.3.3) wurde in vorliegender Arbeit die Rauigkeit der Krustentopographie des südwestlichen Eurasischen Beckens nach der Methode von Malinverno (1991) ermittelt. Die angewandte Methode ist in Kapitel 4.2.4 erläutert. Als Referenzniveau zur Bestimmung der Höhenunterschiede wurde die Subsidenzkurve für ozeanische Kruste nach der Formel von Parson und Sclater (1977) in den Tiefenschnitt übertragen (Abb. 4.3.3).

Die so berechnete Rauigkeit der Basementtopographie beträgt auf der Seite des Amundsen Beckens rund 600 m und auf der Seite des Nansen Beckens 570 m. Nach der Beziehung zwischen Rauigkeit und Dehnungsrate von Malinverno (1991) ergibt sich daraus eine volle Dehnungsrate von 4-5 mm/a bzw. 5 mm/a. Diese Werte stimmen sehr gut mit den aus der Karte von Grantz et al. (1990) bestimmten Dehnungsraten überein, die für das Amundsen Becken ab 34 Mio. Jahren bei durchschnittlich 5 mm/a liegen und für das Nansen Becken im Zeitbereich von 37 bis 0 Mio. Jahren 6 mm/a betragen.

4.3.4 Krustenstruktur

Die Freiluftschwerewerte des südlichen Eurasischen Beckens steigen von -40 mGal im Amundsen und Nansen Becken auf +40 mGal über den Schultern des Gakkel Rückens an. Über dem Zentralgraben des Rückens liegen die Werte bei -60 mGal. Entsprechend der Meeresbodentopographie wird das Schwerefeld zum Rückenzenrum hin unruhiger (Abb. 4.3.4.). Der Verlauf des Schwereprofils entspricht dem Verlauf der reflexionsseismischen Profile AWI-91113 bis AWI-91126 (Abb. 4.3.1 und 4.4.1).

Als Basis für ein Tiefen-Dichtemodell des südwestlichen Eurasischen Beckens dienen die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen.

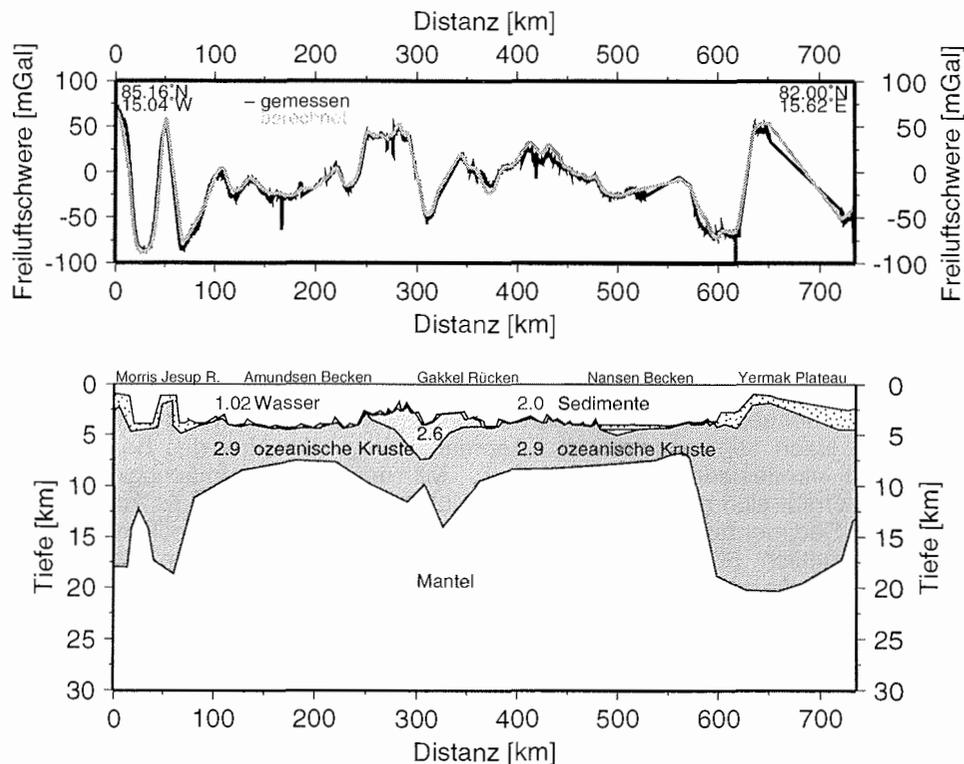


Abb. 4.3.4: Krustenmodell nach den Werten der Freiluftschwere für das südwestliche Eurasische Becken. Der Verlauf des Profiles entspricht den seismischen Profilen AWI-91113 bis AWI-91126 vom Morris Jesup Rise zum Yermak Plateau.

Den Sedimentschichten wird entsprechend der Dichte-Geschwindigkeitsbeziehung von Nafe und Drake (1959) eine Dichte von 1.9 bis 2.2 g/cm³ zugeordnet. Da die Sedimentdecke nur sehr dünn ist und hauptsächlich in den Basementtaschen liegt, entspricht der Verlauf des Meeresbodens vorwiegend der Basementtopographie. Für die ozeanische Kruste des Nansen und Amundsen Beckens und des Gakkel Rückens wurde eine Dichte von 2.9 g/cm³ eingesetzt.

Das Schweremodell (Abb. 4.3.4) zeigt, daß die ozeanische Kruste in der Mitte des Nansen und Amundsen Beckens nur 2-3 km mächtig ist. Zum Gakkel Rücken hin nimmt die Krustenmächtigkeit auf 10 km zu. Unter den Schultern des Gakkel Rückens gliedert sich die Kruste in eine rund 2 km mächtige Oberkruste mit einer Dichte von 2.6 g/cm³ und 8 km mächtige ozeanische Kruste mit einer Dichte von 2.9 g/cm³, die bis in 13 km Tiefe reicht. Im Zentrum des Rückens liegt die Krusten-Mantelgrenze bei 8-9 km.

4.3.5 Diskussion

Es wird hier eine gute Übereinstimmung zwischen der aus Topographiedifferenzen ermittelten Krustenrauhigkeit und der nach Malinverno (1991) aus der Dehnungsrate berechneten Rauigkeit beobachtet. Die gute Korrelation zeigt sich auch für die Rauigkeitswerte der Kruste des zentralen Amundsen Beckens (Kap. 4.2.4). Es scheint damit eine stabile Beziehung zwischen der Krustenrauhigkeit und der extrem geringen Dehnungsrate des Gakkel Rückens zu bestehen.

Anders verhält es sich mit der in dieser Arbeit ermittelten Krustenmächtigkeit. Sie liegt im südwestlichen Eurasischen Becken mit einer Mächtigkeit von 2,5 km deutlich unter der aus Modellen (Reid & Jackson, 1981; Bown & White, 1994) erwarteten Mächtigkeit (Abb. 4.3.5). Dagegen beträgt die Krustenmächtigkeit im zentralen Amundsen Becken 5-9 km und ist damit größer, als die Modelle vorhersagen (Kap. 4.2.4). Das zeigt, daß an langsam dehrenden Rücken mit lateralen Änderungen der Krustenmächtigkeit gerechnet werden muß. Diese Vermutung wird durch einen aus refraktionsseismischen Daten zusammengestellten Krustenschnitt von Kristoffersen (1990) gestützt, wonach die Krustenmächtigkeit parallel sowie auch senkrecht zum Gakkel Rücken variiert.

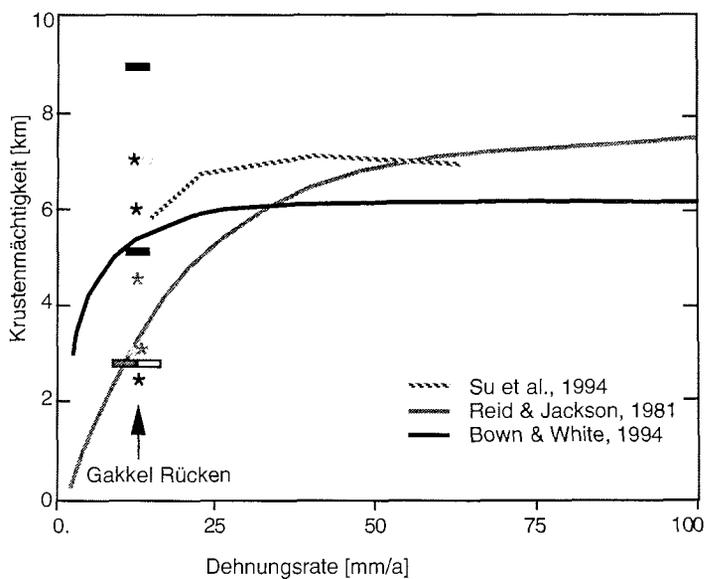


Abb.: 4.3.5 Theoretische Modelle zur Beziehung zwischen Krustenmächtigkeit und Dehnungsrate: nach Reid & Jackson, 1981 (graue Linie), Bown & White, 1994 (schwarze Linie) und Su et al., 1994 (gestrichelte Linie). Die Rechtecke markieren die Krustenmächtigkeiten der vorliegenden Untersuchung im zentralen Amundsen Becken (schwarz), im südwestlichen Amundsen Becken (grau) und im südwestlichen Nansen Becken (weiß). Die Sterne markieren Mächtigkeiten nach Jackson et al., 1982 (schwarz), Kristoffersen et al., 1982 (dunkelgrau), Duckworth & Baggeroer, 1985 (hellgrau) und Duckworth et al., 1982 (weiß).

4.4 Morris Jesup Rise

Der Morris Jesup Rise ragt vom nördlichen Schelfrand Grönlands in das Amundsen Becken und begrenzt zusammen mit dem Yermak Plateau das südwestliche Ende des Eurasischen Beckens. Die bei aeromagnetischen Untersuchungen registrierte starke Intensität magnetischer Anomalien im Bereich des Plateaus läßt auf seine vulkanische Entstehung schließen. (Kovacs & Vogt, 1982; Feden et al., 1979). Bisher gibt es nur wenige seismische Untersuchungen im Bereich des Morris Jesup Rises. Sie liefern durch ihre geringe Datenqualität nur vage Informationen über die Struktur seiner Sedimentdecke und seiner Kruste (Ostenso & Wold, 1977).

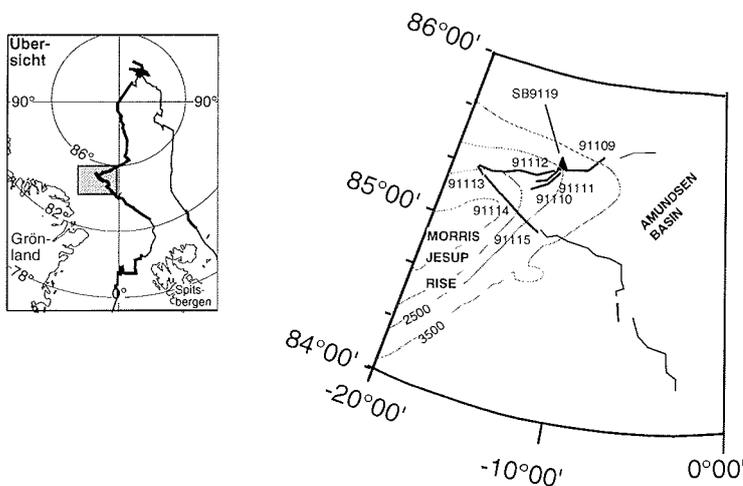


Abb. 4.4.1: Lageplan der reflexionsseismischen Profile über den Morris Jesup Rise. Schwarze Dreiecke markieren die Positionen der Sonoboje.

4.4.1 Profilbeschreibung

Die reflexionsseismischen Profile AWI-91109 bis AWI-91111 führen vom Amundsen Becken (85.56 °N, 9.27 °W) über die nördliche Flanke des Morris Jesup Rises bis 85.41 °N, 12.08 °W (Abb. 4.4.1). Die Profile AWI-91112 bis AWI-91115 verlaufen von Nordwesten nach Südosten über den nördlichen Teil des Plateaus und enden zum Amundsen Becken hin bei 85.05 °N, 12.82 °W (Abb. 4.4.1). Für die reflexionsseismischen Messungen wurde der 300 m lange 12-Kanal Streamer und das 8x3l Airgunarray eingesetzt. Eine Sonoboje wurde über der nördlichen Flanke des Plateaus ausgebracht.

Profil AWI-91109 (in C.13) führt vom Amundsen Becken auf die Nordspitze des Morris Jesup Rises. Die beiden Profile AWI-91110 (in C.14) und AWI-91111 (Abb. 4.4.2) verlaufen ebenfalls über seine Nordflanke. Profil AWI-91111 zeigt, daß das Plateau von einer 0.1 s TWT mächtigen Sedimentschicht mit transparentem Reflexionsmuster bedeckt wird. Darunter sind bis zu

einer Laufzeit von 3.8 s TWT (z.B. CDP 280-320) Signale mit starker Amplitude von weiteren Reflektoren zu erkennen. Die Oberkante des akustischen Basements zeichnet sich durch diffuse Reflexionen mit schwachen Amplituden ab (z.B. CDP 200-250, 3.3 s TWT). Diffraktionshyperbeln zeigen eine stark gestörte Oberfläche des Basements an (z.B. CDP 700-800, 3.7 - 4.3 s TWT).

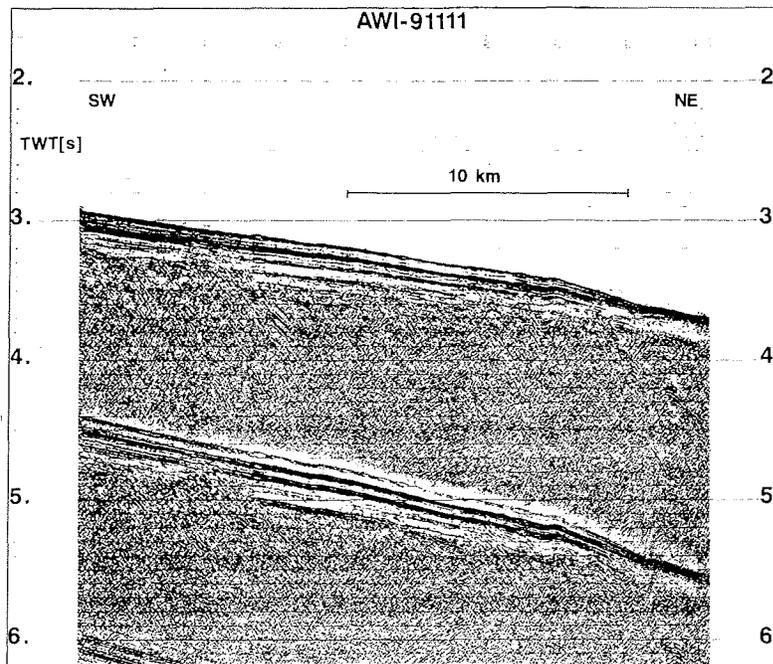


Abb. 4.4.2: Reflexionsseismisches Profil AWI-91111. Unter der 0.1 s TWT mächtigen Deckschicht mit transparentem Reflexionsmuster liegen bis zur Laufzeit von 3.8 s TWT weitere Reflektoren (z.B. CDP 280-320). Das Reflexionsmuster der Basementoberkante ist diffus (z.B. CDP 200-250, 3.3 s TWT).

Das Profil AWI-91112 führt vom nordöstlichen Rand des Morris Jesup Rises über seine nordwestliche Flanke (Abb. 4.4.3) Die Wassertiefe beträgt hier mehr als 1000 m. Die Basementoberfläche ist als deutlicher Reflektor zu sehen und sehr unregelmäßig (z.B. CDP 2000, 2.5 s TWT). Der nördliche Teil des Plateaus wird von einer dünnen Sedimentschicht von 0.2 s TWT Mächtigkeit bedeckt, wobei sich auch hier die 0.1 s TWT mächtige Deckschicht mit transparentem Reflexionsmuster abzeichnet. Nach Westen hin ist das Basement stärker gestört, es besteht aus abgeschobenen Blöcken, die von Sedimentschichten bis zu 0.5 s TWT Mächtigkeit bedeckt sind.

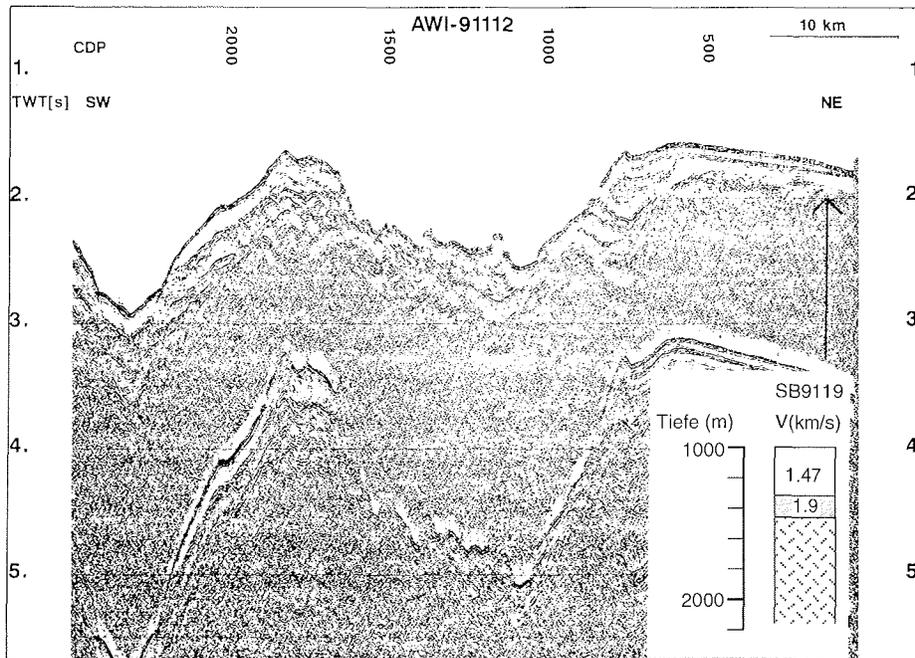


Abb. 4.4.3: Reflexionsseismisches Profil AWI-91112 entlang der nordwestlichen Flanke des Morris Jesup Rises. Das Plateau (CDP 21 - 800) wird von einer 0.2 s TWT mächtigen Sedimentschicht bedeckt. Das Basement ist ab der Flanke (ab CDP 800) stärker gestört. Die Position der Sonoboje SB91119 ist mit einem Pfeil markiert. Das Tiefen-Geschwindigkeitsmodell zeigt eine 200 m mächtige Sedimentdecke auf dem Plateau an.

Abbildung 4.4.4 faßt in einer Skizze den aus reflexionsseismischen Profilen interpretierten Verlauf der Sedimentschichten und der Krustenoberkante vom Amundsen Becken und der westlichen Flanke des Morris Jesup Rises zusammen. Die Profile AWI-91114 und AWI-91115 über das Plateau sind in den Tiefenschnitt durch das südwestliche Eurasische Becken (Abb. 4.3.3, Kap. 4.3.2) eingefügt.

Die Profile AWI-91113, AWI-91114 und AWI-91115 (Abb. 4.4.5, C.15 und C.16) verlaufen über die Nordspitze des Morris Jesup Rises. Das Plateau liegt hier 900 m unter dem Meeresspiegel und fällt mit einer steilen Flanke von 16° Neigung nach Südosten in das Amundsen Becken ab (AWI-91114 und AWI-91115). Auf dem Hang sind keine Reflexionssignale zu erkennen, die auf eine Sedimentbedeckung deuten. Die nordwestliche Flanke ist mit 4° Neigung deutlich flacher (AWI-91113). Hier besteht das Basement aus abgeschobenen Blöcken, die von insgesamt 0.5 s TWT mächtigen Lagen bedeckt sind. Über das Plateau zieht sich die 0.1 s TWT mächtige Deckschicht mit transparentem Reflexionsmuster. Sie bildet am Plateaurand eine Diskordanz mit den auf dem Hang liegenden Schichten (Abb. 4.4.5, CDP 500 bis 750, 1.4 s TWT).

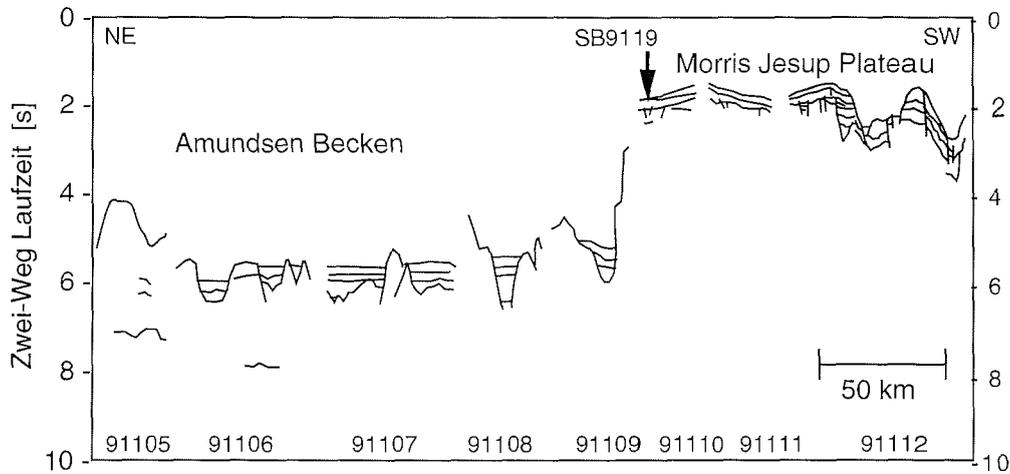


Abb. 4.4.4: Skizze des Sedimentschichtenverlaufes und der Struktur der Krustenoberkante nach den Profilen AWI-91105 bis AWI-91112 im Amundsen Becken und auf der westlichen Flanke des Morris Jesup Rises.

4.4.2 Sedimentstruktur

Aus den refraktionsseismischen Daten der Sonoboje SB9119 (in D.12) ergibt sich für die Sedimentdecke auf der Nordflanke des Plateaus eine V_p -Geschwindigkeit von 1.9 km/s und eine Mächtigkeit von 200 m (Abb. 4.4.3). Laufzeitäste zur Bestimmung der Geschwindigkeit im Basement sind nicht vorhanden.

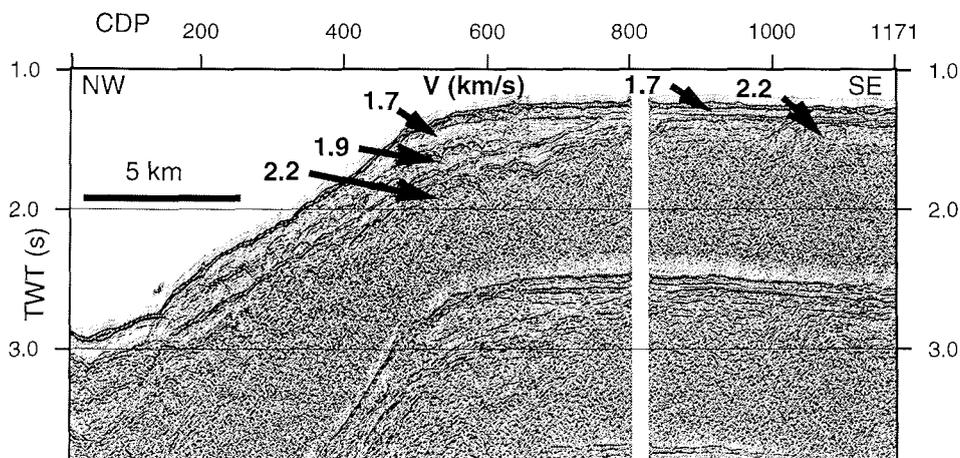


Abb. 4.4.5: Profil AWI-91113 über das Plateau und den nordwestlichen Hang des Rises. Die eingefügten Zahlen geben die aus der Probestapelung bestimmten V_p -Geschwindigkeitswerte in der Sedimentdecke an.

Für eine detaillierte Geschwindigkeitsanalyse der Sedimentschichten wurde an mehreren Stellen der Profile AWI-91113 und AWI-91114 die Vp-Geschwindigkeit aus den Probestapelungen (s. Kap. 3.2.2) bestimmt. Bei der Wassertiefe des Plateaus von rund 900 m und der Streamerlänge von 300 m beträgt der Fehler der Vp-Geschwindigkeitswerte +/- 0.1 km/s.

Die Sedimentdecke der nordwestlichen Flanke kann nach diesen Analysen in drei Schichten mit Geschwindigkeiten von 1.7 km/s, 1.9 km/s und 2.2 km/s aufgeteilt werden (Abb. 4.4.5). Ihre Mächtigkeit beträgt rund 130 m, 140 m bzw. 100 m. Auf dem Plateau gliedern sich die Sedimentlagen in eine 80-90 m mächtige Deckschicht mit einem Geschwindigkeitswert von 1.7 km/s und eine untere ca. 170 m mächtige Schicht mit einem Vp-Geschwindigkeitswert von 2.2 km/s.

4.4.3 Krustenstruktur

Die gemessenen Freiluftschwerewerte liegen über dem Morris Jesup Rise bei knapp + 40 mGal.

Nach dem erstellten Schweremodell besteht der Morris Jesup Rise aus einer dünnen Sedimentdecke mit Dichtewerten von 1.9 g/cm³ und einer bis zu 18 km mächtigen, ozeanischen Kruste mit einer Dichte von 2.85 g/cm³, die bis in 21 km Tiefe ragt. (Abb. 4.4.6). Die daraus berechneten Schwerewerte stimmen bis +/- 5 mGal mit den gemessenen Werten überein.

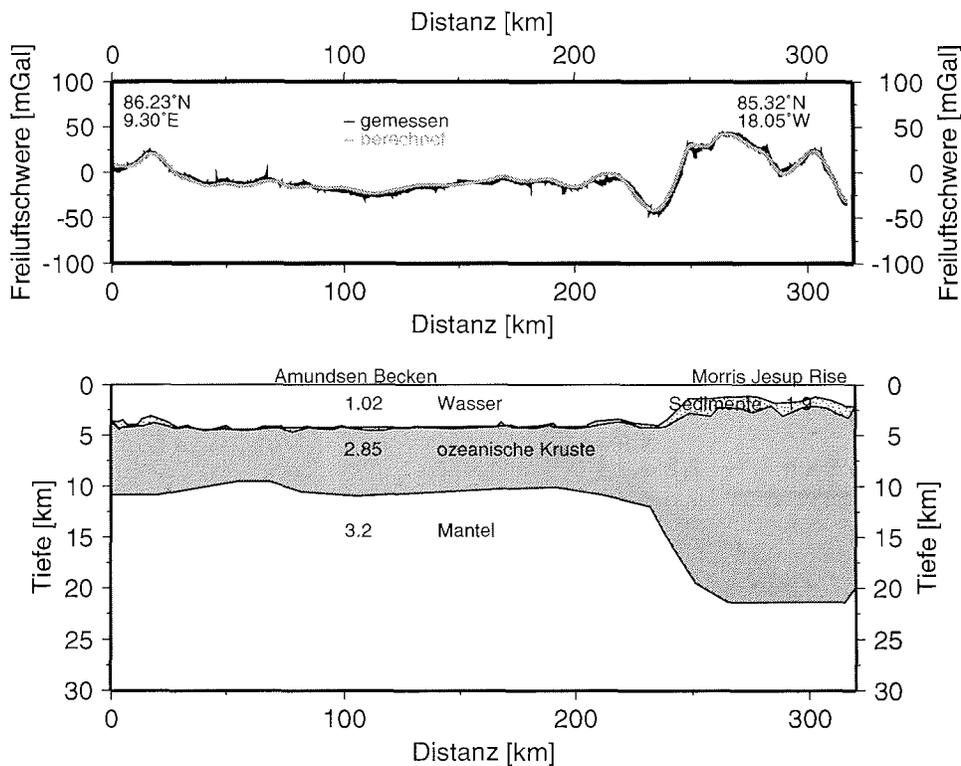


Abb. 4.4.6: Krustenmodell des Morris Jesup Rises nach den Werten der Freiluftschwere.

4.4.4 Diskussion

Im Bereich des Morris Jesup Rises und des Yermak Plateaus wird eine starke Intensität magnetischer Anomalien beobachtet (Karasik, 1968; Vogt et al., 1979). In Verbindung mit der symmetrischen Lage der Plateaus bezüglich des Gakkel Rückens wird vermutet, daß die beiden Plateaus durch eine vulkanische Effusion im Eozän und frühen Oligozän gebildet wurden. Mit dem Aufbrechen der Framstraße vor 35 Mio. Jahren wurde dann das entstandene vulkanische Massiv in den Morris Jesup Rise und des Yermak Plateau getrennt (Fedon et al. 1979; Jackson et al., 1984).

Nach den erstellten Schweremodellen (Abb. 4.3.4 und 4.4.6) deutet sich durch den Dichtewert von 2.85-2.9 g/cm³ an, daß der Morris Jesup Rise aus ozeanischer Kruste besteht. Die Krustenmächtigkeit von 18 km stimmt dabei mit der Krustenmächtigkeit am nördlichen Yermak Plateau (Abb. 4.3.4) überein. Diese Beobachtungen stützen die These über die gemeinsame vulkanische Entstehung des Morris Jesup Rises und des Yermak Plateaus.

Die reflexionsseismischen Aufzeichnungen zeigen durch die stark gestörte Basementoberfläche, daß vermutlich beim Auseinanderritzen der Plateaus die Kruste stark gedehnt und dadurch einzelne Krustenblöcke abgeschoben wurden.

Die Diskordanz der Sedimentlagen am Hang zur rund 200 m mächtigen Sedimentdecke auf dem Plateau ist ein Zeichen für Erosion (Abb. 4.4.5). Die Ursache dafür ist noch ungeklärt. Denkbar wäre ein Abtragen von Sedimenten durch Gletscher während der zunehmenden Vereisung im Pliozän/ Pleistozän.

4.5 Yermak Plateau

Plattentektonische Rekonstruktionen des Eurasischen Beckens zeigen, daß vor dem Eozän (Chron 21) nicht genug Platz für den Morris Jesup Rise und für große Teile des Yermak Plateaus vorhanden war (Vogt et al., 1979). Deshalb wird angenommen, daß sich der nördliche Teil des Yermak Plateaus und der Morris Jesup Rise zwischen dem Eozän und früherem Oligozän (Chron 21 bis 13) durch große vulkanische Effusionen eines 'Hot Spot' gebildet haben, der an der Grenze zwischen eurasischer, grönländischer und nordamerikanischer Platte lag (Feden et al., 1979; Jackson et al., 1984). Als sich im frühen Oligozän (Chron 13) durch Rifting Grönland und die nordamerikanische Platte vom Eurasischen Kontinent trennten, teilte sich das entstandene vulkanische Massiv in den Morris Jesup Rise und das Yermak Plateau (Feden et al., 1979, Jackson et al., 1984).

Das Yermak Plateau wird aufgrund seiner Morphologie und seiner magnetischen Eigenschaften in einen nördlichen und südlichen Bereich getrennt. Die starke Intensität magnetischer Anomalien (>1000 nT) deuten darauf hin, daß zumindest der nördliche Teil des Plateaus ozeanischen Ursprungs ist und zusammen mit dem Morris Jesup Rise gebildet wurde (Feden et al., 1979). Die Beschaffenheit und Herkunft der Kruste unter dem südlichen Bereich des Yermak Plateaus ist jedoch unklar. Die Intensität der magnetischen Anomalien ist hier geringer, was auf vorwiegend kontinentale Kruste hinweist (Feden et al., 1979). Jedoch schließen Crane et al. (1982) aus hohen Wärmeflußwerten, daß der südwestliche Teil des Plateaus ozeanischen Ursprungs ist.

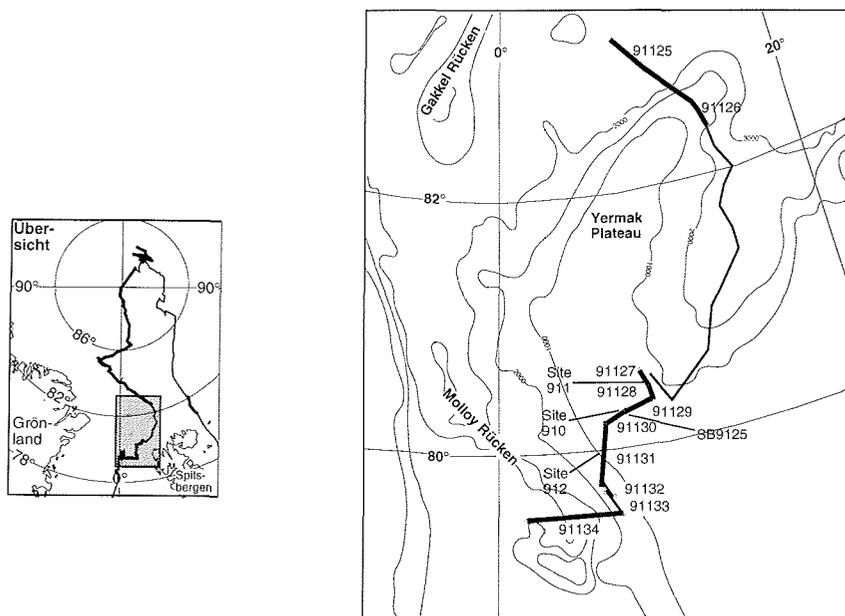


Abb. 4.5.1: Lageplan der Profile auf dem Yermak Plateau: Reflexionsseismische Profile AWI-91125 bis AWI-91134 (dicke Linie), Position der Sonoboje SB9125 (Dreieck), Schwereprofile (dünne + dicke Linie).

Aus diesen Gründen werden in vorliegender Arbeit die seismischen Profile über das nördliche und südliche Yermak Plateau getrennt behandelt. Die seismischen Untersuchungen sollen klären, ob sich in der Sediment- und Krustenstruktur Klimaveränderungen bzw. Spuren des Riftingprozesses abzeichnen. Die gravimetrischen Untersuchungen sollen Informationen über den Übergang zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste am östlichen Ausläufer des Plateaus, sowie der umstrittenen Krustenbeschaffenheit und ihrem Verlauf am westlichen Hang des Plateaus liefern.

4.5.1 Profilbeschreibung, nördlicher Bereich

Die reflexionsseismischen Profile AWI-91125 und AWI-91126 (Abb. 4.5.2 und 4.5.3) schließen sich an den Transekt durch das südliche Eurasische Becken an (s. Kap. 4.3). Sie führen vom Nansen Becken von 82.97°N, 9.82°E über die nordwestliche Flanke des Yermak Plateaus bis zu seiner nördlichen Spitze bei 82.°58N und 14.17°E (Abb. 4.5.1).

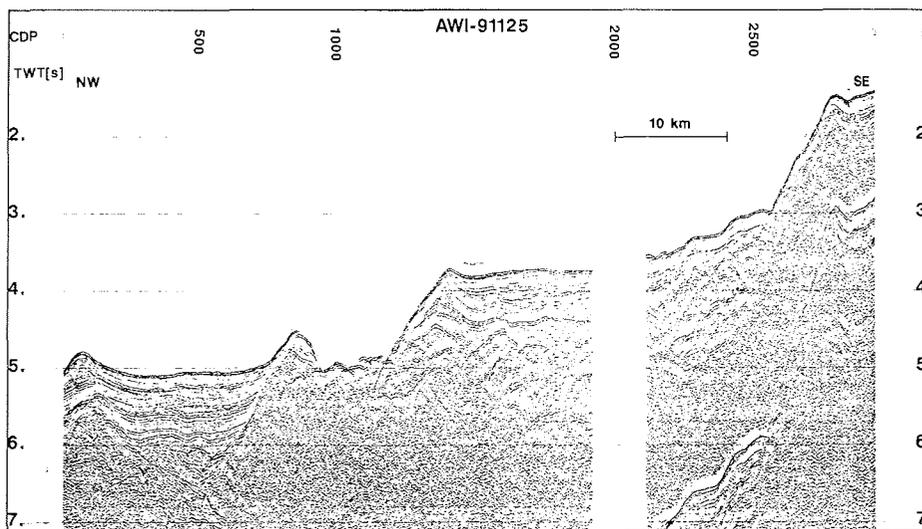


Abb. 4.5.2: Reflexionsseismisches Profil AWI-91125 vom Nansen Becken (CDP 21 - 1100) über eine Stufe (CDP 1300 - 2500) auf die nördliche Spitze des Yermak Plateaus (ab CDP 2800).

Die nördliche Spitze des Yermak Plateaus liegt im vermessenen Bereich knapp 1000 m unter dem Meeresspiegel. Nach Nordwesten fällt der Meeresboden steil mit 11° Neigung auf ein Zwischenplateau von 2200 m Wassertiefe ab und von dort in das 3700 m tiefe Nansen Becken (AWI-91125 CDP 1300 - 2500). Diese Stufe ist leicht zum Nansen Becken hin geneigt. Das Plateau und die Stufe werden von einer akustisch transparenten, 0,2 s TWT mächtigen Schicht bedeckt. Diese Deckschicht ist auf dem Plateau stark gestört. Unter ihr liegen in einem Halbgraben bis zu einer Tiefe von 2,3 s TWT weitere, in ihrem Verlauf unterbrochene Reflektoren (AWI-91126, CDP 250-350). Auf dem Zwischenplateau liegen mehrere Schichten parallel zur Deckschicht bis zu einer Tiefe von 4,4 s TWT (AWI-91125, CDP 1300 - 2000). Darunter sind noch bis zu 6 s TWT mehrere Reflexionshorizonte zu erkennen.

Während der Verlauf des akustischen Basements im Nansen Becken als zusammenhängender Reflektor gut zu verfolgen ist, wird er auf der Zwischenstufe, am Hang und auf dem Plateau selbst sehr undeutlich und stark unterbrochen (AWI-91125). Auf der Stufe werden deshalb die tiefsten Reflexionen bei 6 s TWT als akustisches Basement interpretiert und auf dem Plateau der 2.3 s TWT tiefe Halbgraben (Abb. 4.5.3). Auf den steilen Flanken des Plateaus sind außer dem Meeresboden keine tieferen Reflexionssignale zu erkennen (Profil AWI-91125, CDP 1100-1300 und CDP 2500-2700). Da für das Plateau keine refraktionsseismischen Daten vorliegen, wurde die Vp-Geschwindigkeit in den Schichten aus den Probestapelungen bestimmt. (s. Kap. 3.2.2). Trotz der geringen Wassertiefe von 500 m auf dem Plateau ist die Hyperbelkrümmung der CDP-Ensembles wegen des kurzen Streamers sehr klein. Deshalb wurden an möglichst vielen Stellen Geschwindigkeitsanalysen durchgeführt, um für die einzelnen Schichten einen repräsentativen Mittelwert ihrer Vp-Geschwindigkeit zu erhalten. Die Genauigkeit der Intervallgeschwindigkeiten beträgt in den oberen Horizonten ± 0.1 km/s und in tieferen Schichten ± 0.4 km/s. Über die Vp-Geschwindigkeit im akustischen Basement kann mit diesen Daten nichts ausgesagt werden. Die Mittelwerte der bestimmten Vp-Geschwindigkeiten sind in die Interpretations-skizze der Profile AWI-91125 und AWI-91126 eingetragen (Abb. 4.5.4).

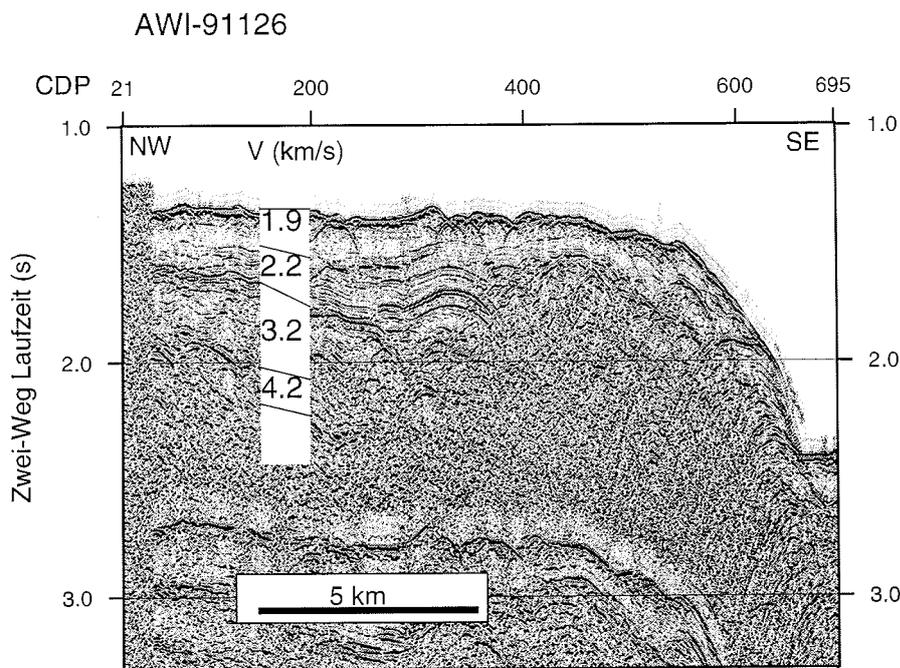


Abb. 4.5.3: Reflexionsseismisches Profil AWI-91126 über die nördliche Spitze des Yermak Plateaus. Das Diagramm zeigt die aus Probestapelungen ermittelte Vp-Geschwindigkeit in den Schichten der Halbgrabenfüllung. Die Deckschicht wird von Erosionsrinnen durchzogen (z.B. CDP 300 - 400).

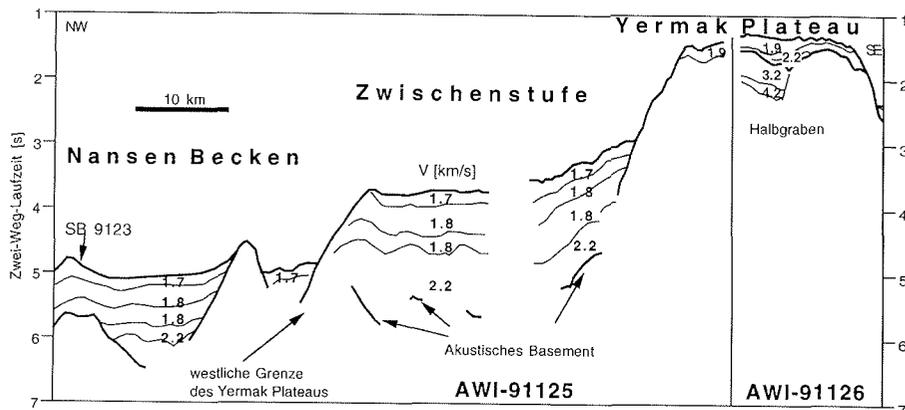


Abb. 4.5.4: Skizze der Profile AWI-91125 und AWI-91126 über die nördliche Spitze des Yermak Plateaus. Die Vp-Geschwindigkeitswerte sind in die entsprechenden Schichten eingetragen. Die Sedimentmächtigkeit auf der Zwischenstufe beträgt bis zu 2400 m, auf dem Plateau durchschnittlich 190 m und im Halbgraben bis zu 1300 m.

4.5.2 Diskussion

Das Zwischenplateau (AWI-91125, CDP 1300-2500) wird von zwei 170 m bzw. 450 m mächtigen, parallel zum Meeresboden verlaufenden Sedimentschichten bedeckt. Die Vp-Geschwindigkeiten betragen hier 1.7 bzw. 1.8 km/s. Darunter liegen sehr unregelmäßig verlaufende Schichten mit einer zugehörigen Vp-Geschwindigkeit von 2.2 km/s. Da sie bis 6 s TWT zu erkennen sind, muß ihre Mächtigkeit bis zu 1800 m betragen. Es handelt sich hier vermutlich um Sedimente, die durch Verwerfungen in ihrem Schichtverlauf gestört wurden. Die Mächtigkeit des gesamten Sedimentpaketes auf der Zwischenstufe beträgt ungefähr 2400 m. Dieser hohe Wert wird im folgenden durch die Ergebnisse der Gravimetrie bestätigt.

Unterhalb von 6 s TWT, also der Reflexionen, die wahrscheinlich von der Obergrenze des akustischen Basements stammen, kann aus den Aufzeichnungen keine Geschwindigkeit bestimmt werden. Ob die Reflexionssignale hier von seewärts einfallenden Reflektoren (Seaward Dipping Reflectors) stammen ist nicht ganz klar. Diese Schichten entstehen, wenn Mantelmaterial zwischen auseinanderdriftenden Platten an die Oberfläche dringt und dort Basaltlagen bildet. Durch fortschreitendes Rifting überlagern sich an den Kontinentalrändern die Basaltschichten und bilden so die seewärts geneigten Reflektoren (White & McKenzie, 1989). Unter dem Plateaurand deutet der Verlauf der Basementoberfläche auf möglicherweise seewärts einfallende Reflektoren hin (AWI-91125, CDP 2100-2500, 3.9 bis 5.3 s TWT). Das würde bedeuten, daß eine subaerische, vulkanische Tätigkeit noch bei der Trennung von Yermak Plateau und Morris Jesup Rise vor 34 Mio. Jahre bestanden haben muß. Dagegen ist am westlichen Rand der Stufe der Verlauf der Schichten unter 5.5 s TWT (CDP 1300-1880) gestört. Nach dieser Struktur würde es sich hier um Krustenblöcke des Plateaus handeln, die bei der Trennung von Yermak Plateau und Morris Jesup Rise durch die Dehnung des Kontinentalrandes abgeschoben und verdreht wurden (Jokat et al., 1995b).

Für die nördliche Spitze des Yermak Plateaus ergibt sich aus den Probestapelungen in der 0.2 s TWT starken Deckschicht eine Vp-Geschwindigkeit von 1.9 km/s und damit eine Mächtigkeit von nur 190 m. Diese dünne und durch Erosionsrinnen gestörte Sedimentdecke des Plateaus (z.B. AWI-91126, CDP 300-400) deutet auf eine hohe Wasserströmungsgeschwindigkeit. Wahrscheinlich wird durch den Westspitzbergenstrom, der um das Plateau strömt nur wenig Material abgelagert und sogar erodiert (Myhre et al., 1995).

Die Vp-Geschwindigkeiten in den Schichten im Halbgraben (Abb. 4.5.3) reichen von 2.2 über 3.2 bis 4.2 km/s. Die Mächtigkeit der Halbgrabenfüllung beträgt damit 1300 m. Der Halbgraben selbst entstand vermutlich durch Dehnung beim Auseinanderdriften von Morris Jesup Rise und Yermak Plateau.

4.5.3 Profilbeschreibung, südlicher Bereich

Die Profile AWI-91127 bis AWI-91134 verlaufen von 80.56°N, 7.88°E über den südlichen Teil des Yermak Plateaus und enden über dem Molloy Ridge bei 79.50°N, 1.52°E (Abb. 4.5.1). Da in diesem Bereich des Plateaus die Eisbedeckung gering war, konnte für alle Profile der 600 m lange 24-Kanal Streamer eingesetzt werden. Zwei Sonoboje wurden über dem zentralen Plateaubereich ausgesetzt, wovon aber nur SB9125 (in D.17) auswertbare Signale lieferte. Deshalb wurde ein detaillierteres Tiefen-Geschwindigkeitsmodell für das südliche Plateau und seine westliche Flanke aus den Probestapelungen erstellt.

Nach Profil AWI-91130 beträgt die Wassertiefe über dem Plateaurücken 560 m (Abb. 4.5.5). Der Verlauf der Meeresbodentopographie ist auf dem Plateau und an seiner südwestlichen Flanke fast eben. Nur auf dem Sattel des Plateaus sind mehrere kleine Störungen der Deckschicht zu erkennen (Abb. 4.5.5, CDP 50 - 550). An der südwestlichen Flanke des Plateaus zeigt sich eine knapp 2.5 km breite Rinne (in C.29, AWI-91133, CDP 200 - 300). Profil AWI-91134 (in C.30) zeigt, daß das Plateau an seiner südwestlichen Flanke erst auf eine Zwischenstufe (CDP 500 - 1350) ausläuft, bevor es mit 12 ° Neigung schroff zum Molloy Ridge hin abfällt.

Der gesamte südliche Plateaubereich wird, wie der Nordteil, von einer 0.2 s TWT mächtigen, transparenten Schicht mit chaotischem Reflexionsmuster bedeckt (z.B. Abb. 4.5.5, 0.8 - 1.0 s TWT). Darunter verlaufen im Zentrum des Plateaus Sequenzen von kontinuierlichen Reflektoren parallel zum Meeresboden (z.B. in C.25, AWI-91128, CDP 21, 1.25 - 2.45 s TWT). Zum südwestlichen Rand des Plateaus dünnen diese Lagen aus, bilden eine Diskordanz zur Deckschicht und werden in ihrem Verlauf zunehmend durch Verwerfungen gestört (Abb. 4.5.5, CDP 600 - 900, 0.8 - 1.2 s TWT). Eine starke Meeresbodenmultiple verdeckt den tieferen Teil der Sektion. Trotzdem lassen sich unterhalb der Multiplen weitere Reflexionssignale von kontinuierlichen Schichten erkennen, sowie im zentralen Plateaubereich zwischen 2 s und 3 s TWT Reflexionssignale eines stark gestörten Reflektors, der hier als die Oberkante des akustischen Basements interpretiert wird (z.B., in C.25, AWI-91128, CDP 250 -500).

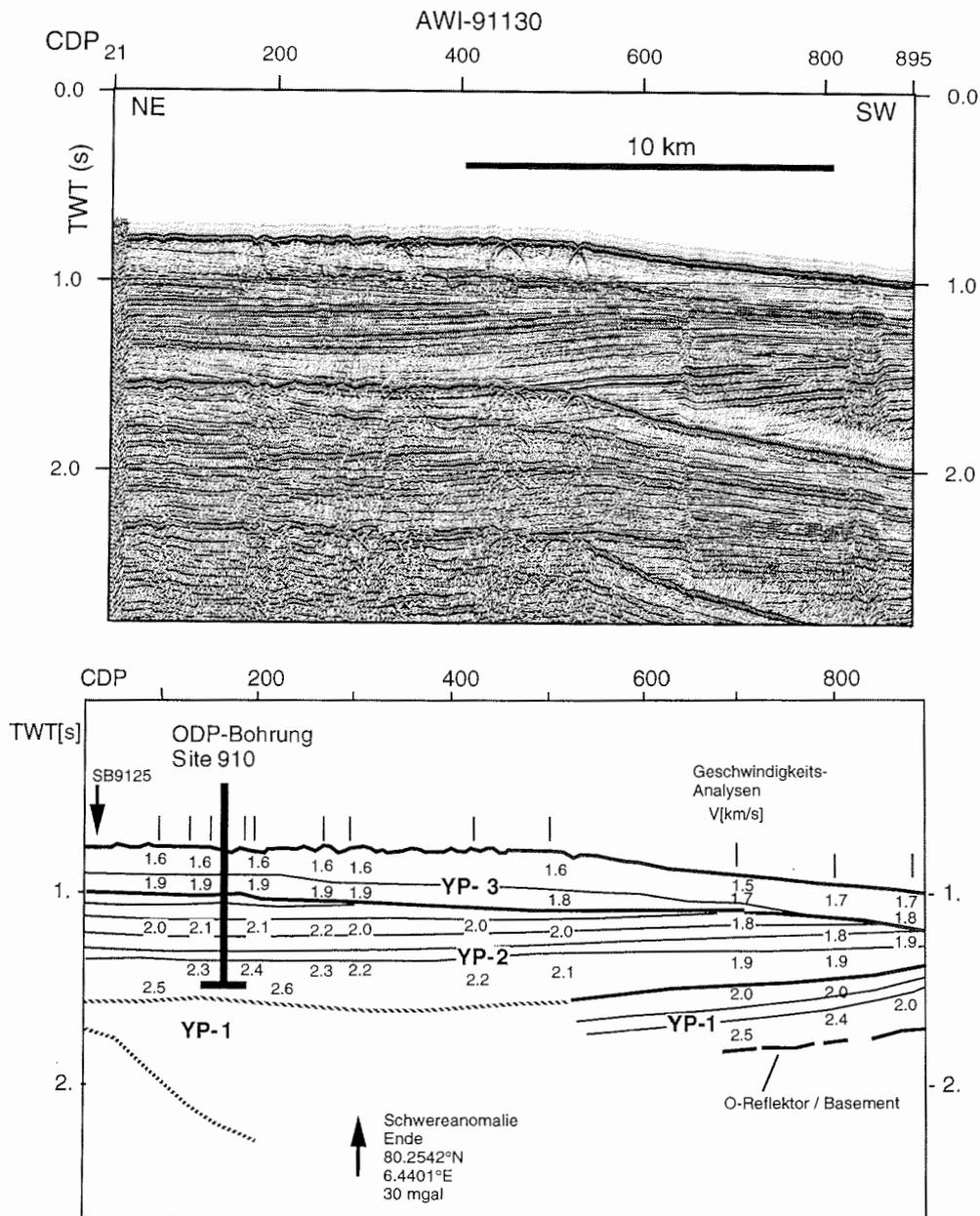


Abb. 4.5.5: Reflexionsseismisches Profil AWI-91130 über den Sattel des Yermak Plateaus. Die Interpretationsskizze zeigt den Verlauf der Einheiten YP-1 bis YP-3 und der Oberkante des akustischen Basements. Die gestrichelte Linien zeigen die durch Multiple überprägte Weiterführung der Schichten. Senkrechte Striche markieren die Stellen der Vp-Geschwindigkeitsanalysen. Die Werte sind in den Schichten angegeben. Die Lage und Tiefe der ODP-Bohrung Site 910 ist durch den grauen Balken markiert. Der schwarze Pfeil kennzeichnet das Ende einer registrierten Schwereanomalie (s. Kap. 4.5.6).

Auf dem Plateausattel wird das Basement von rund 1.5 s TWT mächtigen Schichten bedeckt. Zur westlichen Flanke hin fällt das Basement von 3.5 s TWT auf 5.5 s TWT ab und wird hier von mehreren sigmoidal verlaufenden Schichten bedeckt, die wiederum eine Diskordanz zur Deckschicht bilden (Profil AWI-91133, CDP 100 bis AWI-91134, CDP 700). Auf der Flanke zum Molloy Ridge hin sind keine Reflexionssignale zu erkennen, die eine Sedimentbedeckung anzeigen (in C.30, AWI-91134, CDP 1300 - 1600).

4.5.4 Sedimentstruktur, südlicher Bereich

Die Sedimentschichten des südlichen Yermak Plateaus werden aufgrund ihrer Vp-Geschwindigkeit, Reflexionsmusters und Verlaufes analog zu Eiken (1992) in die drei Einheiten YP-1, YP-2 und YP-3 eingeteilt (Tab. 4.3).

Name	Vp [km/s]	Mächtigkeit [m]	Reflexionsmuster
YP-3	1.6 - 1.7	120	oben: transparent
	1.7 - 1.9	190 - 240	unten: gestaffelte Lagen
YP-2	1.9 - 2.6	500 - 700	dicht gestaffelte Lagen
YP-1	2.0 - 4.3	1500	keine interne Struktur

Tab. 4.3: Die Sedimenteinheiten des südlichen Yermak Plateaus und ihre Eigenschaften.

Zur obersten Einheit YP-3 zählen hier die durch ein transparentes, chaotisches Reflexionsmuster gekennzeichnete Deckschicht und eine darunter liegende Abfolge dicht aufeinanderfolgender Reflektoren. Die Deckschicht zieht sich mit annähernd gleichbleibender Mächtigkeit von 0.15-0.2 s TWT über den Sattel sowie den Flankenbereich des Plateaus. Die Vp-Geschwindigkeiten liegen um 1.6 km/s bis 1.7 km/s. Die Schichtmächtigkeit beträgt auf dem Plateausattel 120 m und nimmt nach Osten und Westen zu den Flanken hin etwas zu. Der untere Teil von YP-3 besteht aus einer Schicht gestaffelter Reflektorbänder, die auf den Plateauflanken konkordant zur Deckschicht verlaufen. Zum Plateausattel hin dünnen diese Lagen aus und bilden zur Deckschicht eine Diskordanz (Abb. 4.5.5). Die Vp-Geschwindigkeit variiert von 1.7 km/s auf dem östlichen Hang bis auf 1.9 km/s im Gipfelbereich. Die Mächtigkeit der Schicht beträgt nordöstlich des Sattels 190 m und südwestlich bis zu 240 m (Abb. 4.5.6). Die rauhe Meeresbodentopographie deutet an, daß der Sattelbereich des Plateaus von Erosionsrinnen durchzogen ist. Sie sind Anzeichen für strömungsbedingte Auswaschungseffekte im Gipfelbereich, während an den Flanken vorwiegend ungestörte, pelagische Sedimentation stattfindet.

- Die Einheit YP-2 zeichnet sich durch dicht aufeinanderfolgende Lagen mit starken Amplituden der Reflexionssignale aus. Die Vp-Geschwindigkeiten in den Sedimentschichten reichen von 1.9 km/s in den oberen Lagen bis 2.6 km/s in den unteren Schichten. Die Mächtigkeit von YP-2 beträgt im zentralen Plateaubereich 500-700 m. Die Schichten verlaufen auf der nordöstlichen und südwestlichen Flanke des Plateaus konkordant zur Deckschicht von YP-3 (Abb. 4.5.6). Zum Plateausattel hin dünnen die Schichten aus und bilden mit der Deckschicht eine Diskordanz (Abb. 4.5.5, CDP 21 - 500, 1.0 s TWT). Das deutet auf eine Phase starker Erosion hin.

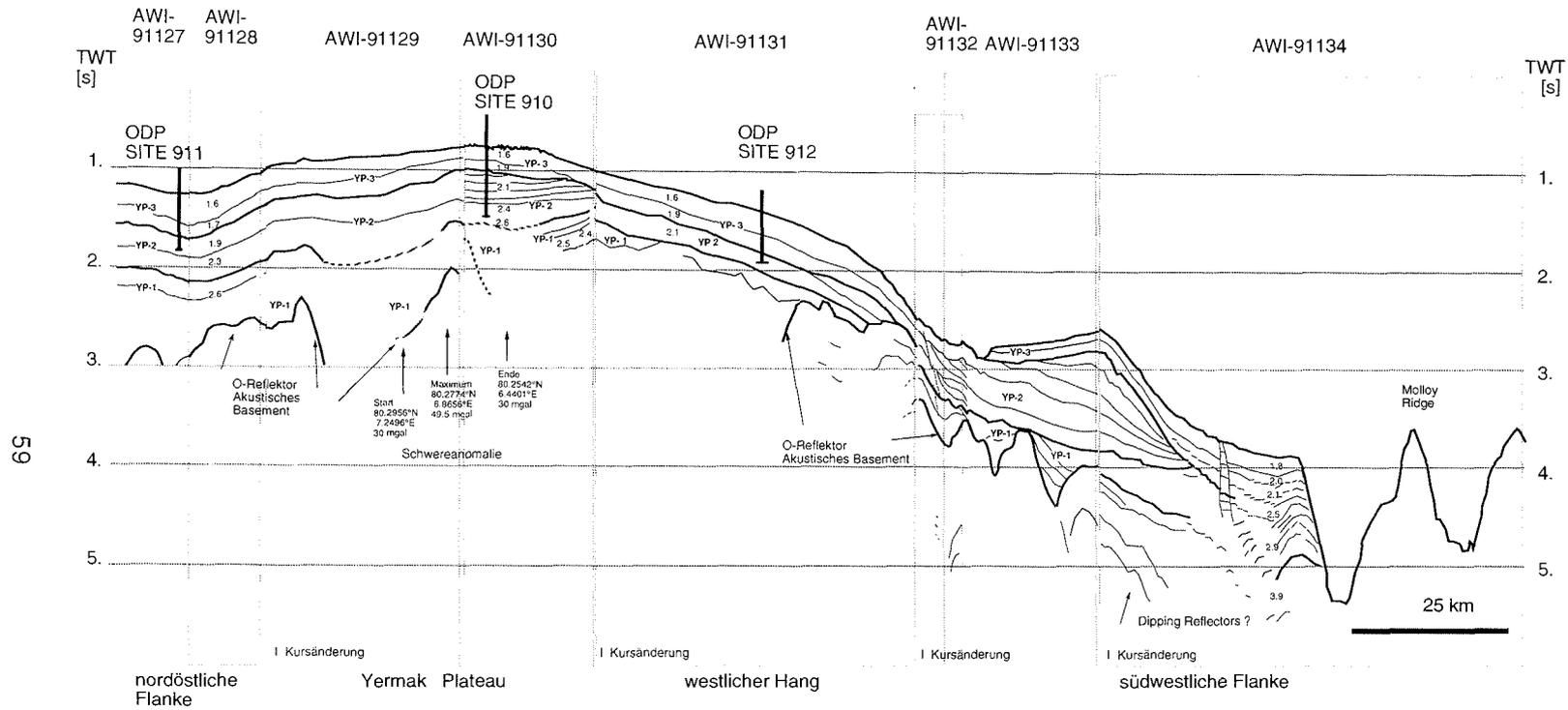


Abb. 4.5.6: Skizze der Profile AWI-91127 bis AWI-91134 über das südliche Yermak Plateau. Die Bezeichnungen der Einheiten ist in die Schichten eingetragen. Die Zahlen in den Schichten geben den Vp-Geschwindigkeitswert in [km/s] an. Die Balken markieren die Position und Tiefe der ODP-Bohrungen Site 910, 911, 912. Die Lage der Schwereanomalie ist mit Pfeilen gekennzeichnet. Der Meeresboden auf dem Plateausattel ist von Erosionsrinnen durchzogen. Die Einheit YP-2 bildet am westlichen Rand des Plateausattels eine Diskordanz mit der Deckschicht von YP-3. Unter der südwestlichen Flanke des Plateaus deutet der Verlauf der tieferen Horizonte auf 'seewärts geneigte Reflektoren'. Auf dem Molloy Ridge sind keinerlei Reflexionshorizonte zu erkennen, die auf eine Sedimentbedeckung deuten.

Am westlichen Fuß des Plateaus liegen die Schichten der Einheit YP-2 auf der älteren Einheit YP-1 auf ('downlap') (C.30, AWI-91134, CDP 21-500, 3.7 s TWT). Das deutet auf Bodenströme ('bottom-currents'), die Material vom Plateausattel erodieren und am Hang ablagern.

Dicht aufeinanderfolgende Lagen innerhalb der Einheiten YP-2 und YP-3 und die hohe Amplitude der Reflexionssignale deuten auf einen starken Wechsel des abgelagerten Materials. Myhre et al. (1995) vermuten, daß der 'West-Spitzbergen-Strom' in dieser Region für einen starken Wechsel von Sedimenten sorgt, sowie ein Haupttransportweg für Eisberge ist.

- Die Grenze zur Einheit YP-1 ist auf allen Profilen gut zu erkennen. Die Schichten zeichnen sich durch ein chaotisches Reflexionsmuster aus, es sind nur wenige interne Strukturen zu erkennen, die aber nicht konkordant zur Obergrenze der Einheit verlaufen. Die Geschwindigkeit in den Lagen liegt zwischen 2.0 bis 4.3 km/s, durchschnittlich um 3 km/s. Die Mächtigkeit beträgt im Gipfelbereich des Plateaus bis zu 1500 m. Die Sedimente von YP-1 füllen die Topographieunebenheiten der Basementoberfläche auf (Abb. 4.5.6).

4.5.5 Anschluß der Seismik an die ODP-Bohrungen

Die Reflexionsseismischen Messungen auf dem Yermak Plateau dienten auch zur Auswahl von Bohrlokationen für das ODP-Bohrprogramm "North Atlantic - Arctic Gateways I" (Jokat et al., 1992b).

Im Rahmen der ODP-Expedition Leg 151 wurden auf dem Sattelpbereich und den Flanken des Yermak Plateaus an den Lokationen Site 910, 911 und 912 (Abb. 4.5.1) mehrere Bohrungen niedergebracht (Myhre et al., 1995). Die Bohrstellen wurden entsprechend der Profile AWI-91127, AWI-91130 bzw. AWI-91131 positioniert. Nach den lithostratigraphischen Analysen der Bohrkern sind auf dem Plateau und seinen Flanken drei Einheiten, IA, IB und IC, zu unterscheiden (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 151, Site 910, 911, 912; 1995). Tabelle 4.4 faßt die Eigenschaften der Einheiten zusammen und zeigt einen Vergleich mit den in dieser Arbeit aus der Seismik bestimmten Einheiten.

lithostr. Einheit	Mächtigkeit [m]			Alter	Vp [km/s]	Besonderheiten	seism. Einheit
	910	911	912				
IA	209	380	40	Quartär oberes Pliozän	1.7 - 1.8	viele 'Dropstones'	YP-3
IB	183	125	170	Pliozän	1.9	wenig 'Dropstones'	YP-2
IC	116	-	-	Pliozän	2.0	wenig 'Dropstones'	YP-2

Tab. 4.4: Die lithostratigraphischen Einheiten und ihre Eigenschaften nach den ODP- Bohrkernanalysen (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 151, Site 910, 911, 912, 1995) und ihre Zuordnung zu den seismischen Einheiten.

Anhand ihrer Schichtmächtigkeit wird in dieser Arbeit die seismische Einheit YP-3 der lithostratigraphischen Einheit IA gleichgesetzt und die Einheit YP-2 mit IB und IC (Abb. 4.5.7).

Nach den ODP-Bohrkernanalysen bestehen alle drei Einheiten IA, IB und IC aus vorwiegend terrestrischem und ein wenig hemipelagischem Material, das mit 'Dropstones' vermischt ist. In allen Bohrkernen wurden in Einheit IA (YP-3) deutlich mehr 'Dropstones' verzeichnet, als in den darunterliegenden Schichten.

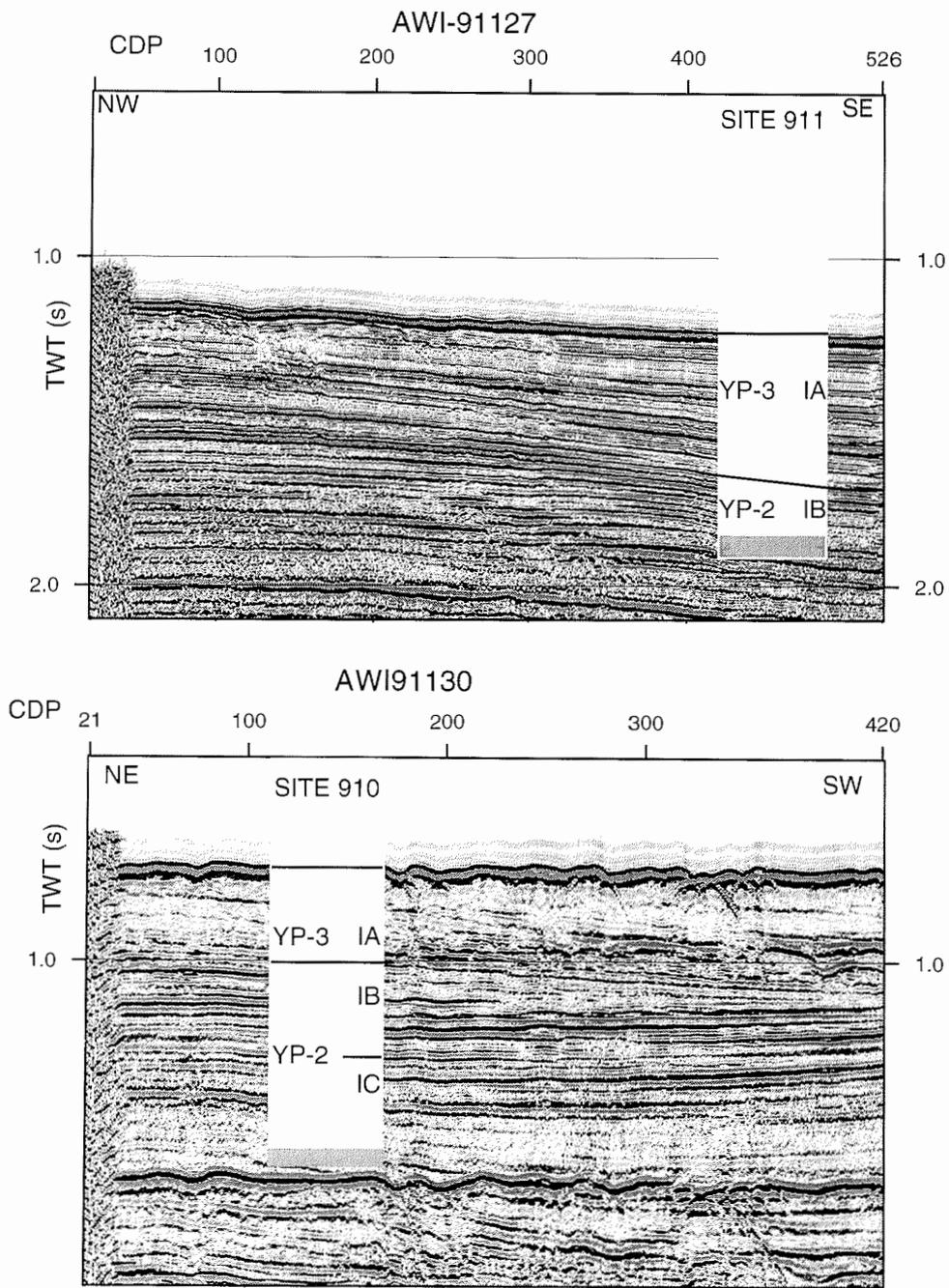


Abb. 4.5.7: Ausschnitte der seismischen Profile AWI-91127 und AWI-91130 mit den lithostratigraphischen Einheiten IA, IB und IC nach den Bohrkernanalysen und den Einheiten YP-3 bis YP-1 nach den Ergebnissen der seismischen Daten.

Das bildet ein wichtiges Kriterium zur Einteilung der Einheiten in IA (YP-3) und IB/IC (YP-2) (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 151, Site 910, 911, 912, 1995). 'Dropstones' sind ein Zeichen für die zunehmende Vereisung der Nordhalbkugel ab dem Miozän. Die Sedimentationsrate ist mit 17 cm/ka während des Pliozäns und des Quartärs überall auf dem Plateau sehr hoch. Die oberen 20-50 m der Bohrkerne zeigen, daß die Sedimente vermutlich durch die Eisauflast stark überkonsolidiert sind (Myhre et al., 1995).

Das Alter der seismischen Einheit YP-3 (IA) entspricht nach den Bohrkernanalysen oberem Pliozän/Pleistozän bis Quartär, das der Einheit YP-2 (IB, IC) dem unterem Pliozän. Die Schichtgrenze der seismischen Einheit YP-2 und Einheit Yp-3 zeigt hier also den Übergang vom Interglazial zum Glazial an. Die Diskordanz von YP-2 zu YP-3 am westlichen Plateaurand (Abb. 4.5.5) zeigt, daß dieser Klimawechsel mit einer starken Erosionsphase verbunden war.

Die Sequenzen von kontinuierlichen Reflektoren in den Einheiten YP-2 und YP-3 zeigen starke Amplitudenschwankungen der Reflexionssignale (z. B. C.27, AWI-91131, CDP 400 - 500). Das könnte ein Anzeichen für Gasvorkommen in den Sedimenten sein. Diese Beobachtung wird durch geologische Untersuchungen der ODP-Bohrkerne bestätigt, wonach die Schichten bis 300 m Tiefe beträchtliche Mengen an Äthan, Propan und Methan enthalten (Myhre et al., 1995).

4.5.6 Krustenstruktur, südlicher Bereich

Zu dem Bereich unterhalb des stark gestörten Basementreflektors können keine Angaben zur seismischen Vp-Geschwindigkeit gemacht werden. Das chaotische Reflexionsmuster deutet aber darauf hin, daß es sich bei diesem Reflektor vermutlich um die Grenze zur Oberkruste handelt. Jackson et al. (1984) kartierten in seismischen Profilen am nordwestlichen Plateaurand ebenfalls einen unregelmäßig verlaufenden Reflektor, den sie als O-Reflektor bezeichneten und aufgrund seiner Geschwindigkeit von 5 km/s und seiner Struktur der Oberkruste zuordneten.

Unterhalb des Basementreflektors sind am westlichen Plateauhang noch bis 5 s TWT schwache Reflektorstücke zu erkennen, die zur Framstraße hin geneigt sind (in C.30, AWI-91134, CDP 200 - 800). Sie liegen 2700 m unter dem Meeresboden. Zum einen könnte es sich hier um seewärts geneigte Reflektoren ('Seawards Dipping Reflectors') handeln, die anzeigen, daß der Vulkanismus beim Auseinanderbrechen von Morris Jesup Rise und Yermak Plateau hier noch anhielt (Jokat et al., 1995b). Die Reflexionssignale könnten aber auch von abgeschobenen Krustenblöcken stammen. Wie für den Nordteil des Yermak Plateaus wäre das ein Zeichen für Dehnung des Flankenbereiches beim Auseinanderbrechen des vulkanischen Massives. Das durch zahlreiche Abschiebungen stark gestörte Basement ist auch in früheren geophysikalischen Untersuchungen zu sehen, und wird dort als charakteristisch für passive Kontinentalränder und eine durch Auseinanderbrechen gedehnte Kruste (Sundvor et al., 1979; Jackson et al. 1984) interpretiert.

Daß am westlichen Flankenbereich des Yermak Plateaus auch nach seiner Bildung noch weitere Dehnung und Abschiebung stattfindet, zeigt der Verlauf der Sedimentlagen auf der Zwischenstufe (in C.30, AWI-91134 ab CDP 750). Hier liegen mehrere Schichten bis 4.5 s TWT konkordant zu YP-3, weisen

also keine Erosionsspuren auf. Die Lagen sind jedoch stark durch Staffelbrüche gestört.

4.5.7 Krustenmodell des gesamten Plateaus

Die registrierten Schwerewerte der ARCTIC'91 Expedition zeigen übereinstimmend mit anderen Messungen (L.W. Sobczak et al., 1990) einen starken Gradienten vom Nansen Becken bis zum Plateausattel an (Abb. 4.5.8). Die Werte steigen von -50 mGal im Nansen Becken bis auf durchschnittlich 10 mGal über dem Plateausattel und sinken wieder am südwestlichen Fuß des Plateaus auf durchschnittlich -10 mGal (Abb. 4.5.8). Im Gipfelbereich bei 80.28° N und 6.86° E liegt eine Schwereanomalie. Die Werte steigen hier von durchschnittlich 10 mGal steil auf 50 mGal an.

Aus den hier ausgeführten seismischen Untersuchungen lassen sich keine Angaben über die Krustenmächtigkeit und ihr Material gewinnen. Deshalb wurde mit den Daten der Freiluftschwere ein Krustenmodell erstellt (Abb. 4.5.8 und Abb. 4.3.4).

Danach wird der Nordteil des Plateaus (Abb. 4.3.4) von einer 600 m mächtigen Sedimentschicht mit der Dichte von 2.0 g/cm³ bedeckt. Unter ihr reicht 15 km mächtige Kruste mit einer Dichte von 2.9 g/cm³ bis in 20 km Tiefe. Um den steilen Anstieg der Schwerewerte an der westlichen Flanke zu erhalten, muß auf dem Zwischenplateau eine 2 km mächtige Sedimentdecke liegen. Das bestätigen die aus der Reflexionsseismik erstellten Tiefen-Geschwindigkeitsmodelle (s. Kap. 4.5.2).

Am östlichen Hang (Abb. 4.5.8) beträgt die Sedimentdecke rund 2 km. Die Tiefe der ozeanischen Kruste liegt bei 12 km. Nach Süden zum Plateausattel hin erreicht die Krustentiefe 22 km. Im Sattelpbereich des Plateaus (Abb. 4.5.8) verlaufen dann entsprechend den seismischen Daten die drei Einheiten YP-3, YP-2 und YP-1 mit Dichtewerten von 2.0, 2.2 bzw. 2.3 g/cm³ und einer Mächtigkeit von 2 bis 3 km. Unter der Sedimentdecke liegt ein Keil mit einer Dichte von 2.8 g/cm³ und darunter 10-15 km mächtige Kruste der Dichte 2.9 g/cm³. Im südwestlichen Bereich des Plateaus beträgt die Tiefe der ozeanischen Kruste zum Molloy Ridge hin 11 km. Die berechneten Schwerewerte der Modelle weichen nicht mehr als 5 mGal von den beobachteten Werten ab.

Die über dem Sattelpbereich beobachtete Schwereanomalie läßt sich durch verschiedene Krustenmodelle nachzeichnen:

Zum einen kann der Verlauf der Anomalie durch eine vulkanische Intrusion mit einer Dichte von 2.9 g/cm³ nachmodelliert werden, die das Zentrum des Plateaus durchdringt und bis 1.5 km unter die Plateauoberfläche ragt (Abb. 4.5.8).

Das andere Modell erklärt die Anomalie durch eine Verwerfung bzw. abrupten Übergang zwischen einer 'kontinentalen' und einer 'ozeanischen' Kruste. Um dabei die berechneten Schwerewerte den beobachteten anzupassen müßte die 'kontinentale' Kruste eine Dichte von 2.8 g/cm³ haben. Dieser Wert ist sehr hoch im Vergleich zur durchschnittlichen Dichte von 2.67 g/cm³ für kontinentale Kruste.

Daß kontinentale Kruste unter dem gesamten südlichen Plateau liegt, konnte mit keinem Modell nachgestellt werden. Hierfür müßte schon Material mit einer Dichte von 2.8 g/cm³ bis direkt unter den Meeresboden reichen. Die seismischen Messungen zeigen an dieser Position aber eine 1.5 km mächtige Sedimentdecke auf dem Plateau an.

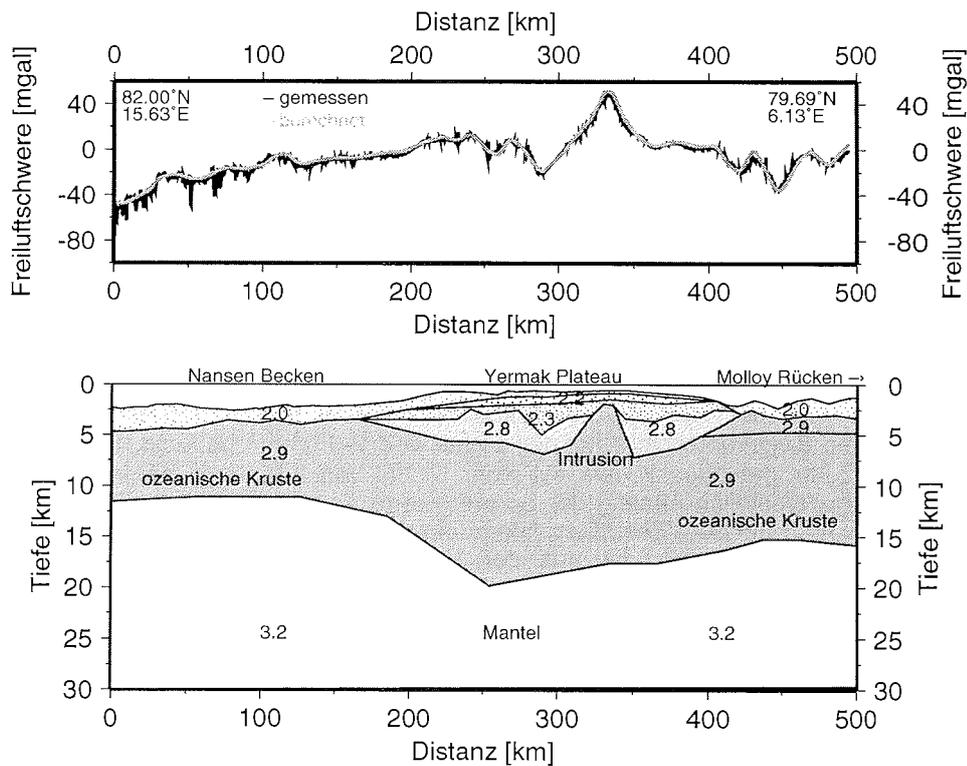


Abb. 4.5.8: Krustenmodell des gesamten Plateaus. In diesem Modell dringt eine Intrusion unter dem zentralen Plateaubereich nach oben.

4.5.8 Diskussion

Das erstellte Krustenmodell über den nordöstlichen Teil des Yermak Plateaus zeigt, daß hier ozeanische und kontinentale Kruste fließend ineinander übergehen. Die ausgedünnte kontinentale Kruste reicht bis zum nordöstlichen Fuß des Plateaus bei 81° N. Diese Interpretation wird durch refraktionsseismische Messungen und Schweremodelle von Jackson et al. (1984) belegt, wonach unter der nordwestlichen Flanke des Plateaus ebenfalls ausgedünnte kontinentale Kruste bis nach 81.55° N reicht.

Im Südwesten des Plateaus ist aber der Übergang zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste nicht eindeutig. Um die Intensität und den Verlauf der registrierten Schwereanomalie zu erklären muß hier entweder die 'kontinentale' Kruste des Plateaus abrupt mit einer Verwerfung an den ozeanischen Teil grenzen oder eine Intrusion bis in den Kern des Plateaus ragen.

Das Modell mit einer Intrusion wird hier bevorzugt, da in diesem Bereich des Plateaus hohe Wärmeflußwerte registriert wurden (Crane et al., 1982). Sie sind ein mögliches Zeichen für aufsteigende Magma. Weiterhin werden hier in den reflexionsseismischen Aufzeichnungen Verwerfungen an der Krusten-

oberkante beobachtet. Solche Verwerfungen entstehen entweder an einem durch Rifting gedehnten Kontinentalrand oder durch eine Intrusion, die das Plateau aufwölbt. In den gebildeten Spalten kann dann Magma bis an die Oberfläche dringen (Okay & Crane, 1993).

Weiterhin liegen das Yermak Plateau und der Morris Jesup Rise höher über der Subsidenzkurve, als es ihrem Alter entspricht (Kristoffersen & Husebye, 1982). Aufsteigendes Magma könnte in den letzten Millionen Jahren das nördliche Gebiet um Spitzbergen angehoben oder seine Subsidenz verzögert haben (Okay & Crane, 1992; Kristoffersen & Husebye, 1982).

Eine Hebung des Plateaubereiches und damit verbundene Erosion würde in vorliegender Arbeit die beobachtete Diskordanz der Deckschicht YP-3 zu den älteren Einheiten YP-2 und YP-1 erklären. Die Erosion könnte jedoch auch eine zweite Ursache haben: Durch zunehmende Vereisung lagen Gletscher auf dem nördlichen Schelf Spitzbergens und dem Yermak Plateau auf. Die präglazialen Sedimentschichten von YP-2 wurden dabei erodiert, das abgetragene Material zum Schelfrand transportiert und dort in progradierenden Schichten abgelagert. Eine Eisauflast würde auch die Überkonsolidierung der Einheiten YP-2 und YP-3 erklären (Myhre et al., 1995). Nach dem Rückgang der Vereisung im Holozän liegen die Gletscher nicht mehr auf dem Plateau auf. Es überwiegen hemipelagische Sedimentationsbedingungen, die sich im gleichmäßigen Verlauf der transparenten, oberen Schichten von YP-3 widerspiegeln.

Möglicherweise trugen beide Ursachen zur Erosion bei. Durch thermische Ereignisse könnte das Plateau soweit gehoben worden sein, daß Gletscher der Pliozän-Pleistozän Vereisung den Sattelpbereich erreicht, und dort Sedimente abgetragen haben.

4.6 Barents Schelf

Der Barents-Kara Schelf bildet den südlichen Rand des Nansen Beckens (Abb. 4.6.1). Von dort wurde der Lomonosov Rücken bei der Öffnung des Eurasischen Beckens im frühen Känozoikum getrennt (Lawver et al., 1988).

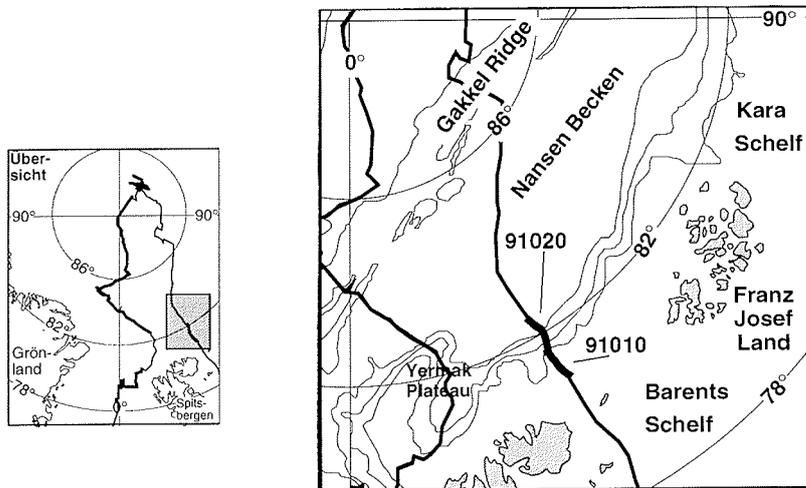


Abb.: 4.6.1 Lageplan der reflexionsseismischen Profile (dicke Linie), gravimetrischen Profile (dünne Linie) und Sonobojen (Kreise) über dem Barents Schelfrand.

4.6.1 Profilbeschreibung

Die reflexionsseismischen Profile AWI-91010 und AWI-91020 führen von 81.03 °N, 30.76 °E über den Schelfrand der Barents See in das Nansen Becken bis 82.12 °N, 30.62 °E (Abb. 4.6.1).

Für die reflexionsseismischen Messungen konnte wegen starker Eisbedeckung nur ein 50 m langer 6-Kanal Streamer und das 8x3l Airgunarray eingesetzt werden.

Die Wassertiefe des Barents Schelfes beträgt hier 140-180 m. Der Schelfrand fällt mit einer Neigung von 7 ° in das rund 3100 m tiefe Nansen Becken ab.

Auf dem Schelf sind flachliegende, parallel zum Meeresboden verlaufende Reflektoren bis zu einer Zwei-Weg Laufzeit von 0.35 s zu sehen (Abb. 4.6.2). Darunter sind wegen starker Multiplen keine weiteren Reflektoren zu erkennen. Auf der Flanke liegen progradierende Sedimentschichten. Im Nansen Becken ist eine Abfolge horizontaler, ungestörter Schichten mit einer gesamten Zwei-Weg Laufzeit von 600 ms zu erkennen. Diese Schichten werden nach unten von einem starken Reflektor bei 4.9 s TWT begrenzt. Darunter verläuft noch ein weiterer, schwacher Reflektor (5.2 s TWT) mit unregelmäßiger Topographie (in C.0, AWI-91020, CDP 1600 - 1900). Aus den Sektionen ist aber nicht ersichtlich, ob es sich hierbei um das akustische Basement handelt oder ob noch mehr Sedimentschichten folgen.

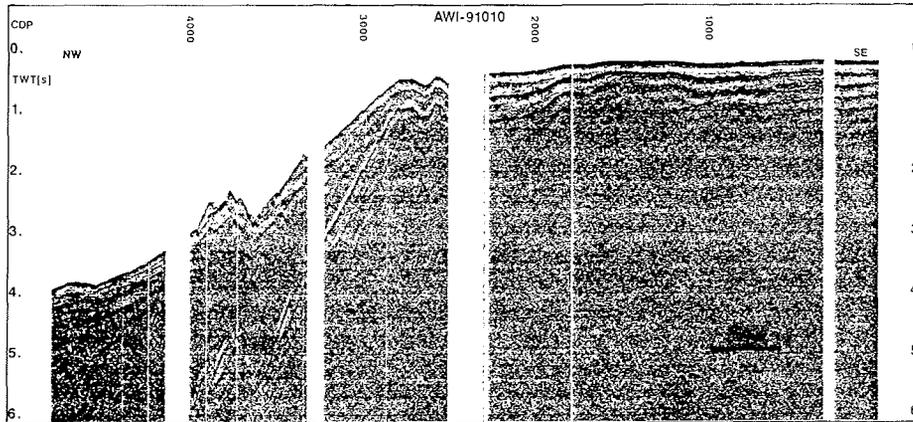


Abb. 4.6.2: Reflexionsseismisches Profil AWI-91010 über den Barents Schelfrand.

4.6.2 Sedimentstruktur

Es liegen keine refraktionsseismischen Messungen zur Bestimmung der V_p -Geschwindigkeit vor. Auch wegen der geringen Länge des Streamers lassen sich aus den Probestapelungen keine genauen Geschwindigkeitswerte ermitteln. Deshalb kann hier über die Mächtigkeit der Sedimentschichten nur spekuliert werden.

Den bis zu einer Laufzeit von 5.2 s TWT registrierten Lagen im Nansen Becken wird analog zu Untersuchungen im Amundsen Becken eine V_p -Geschwindigkeit von 1.9 km/s zugeordnet (s. Kap. 4.2.3). Daraus ergibt sich für die Sedimentdecke des Nansen Beckens an seinem südlichen Rand eine gesamte Mächtigkeit von rund 450 m (Abb. 4.6.3). Es ist aber anzunehmen, daß das Zentrum des Nansen Beckens von weitaus mächtigeren Sedimentlagen bedeckt wird.

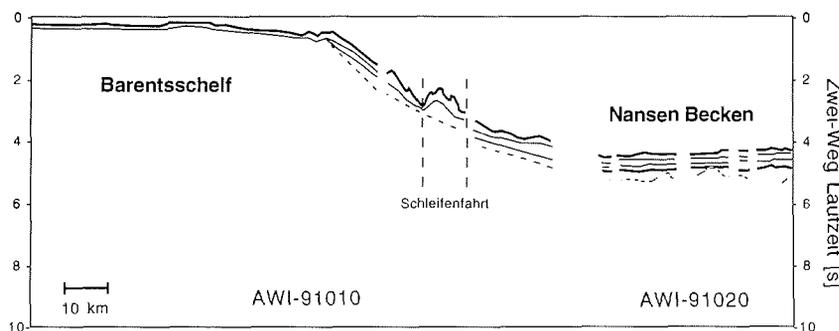


Abb. 4.6.3: Skizze der Profile AWI-91010 und AWI-91020 über den Barents Schelfrand.

Auch die registrierten Reflexionen auf dem Barents Schelf geben nur einen geringen Aufschluß über die dort abgelagerten Sedimente. Mit einer angenommenen Geschwindigkeit von 2.0 km/s beträgt die gesamte Mächtigkeit der registrierten Lagen nur 150 m. Nach Jackson & Oakey (1990) liegt auf dem Schelf aber eine mehr als 4 km mächtige Sedimentdecke.

4.6.3 Krustenstruktur

Die beobachteten Schwerewerte variieren über dem Barents Schelf von -20 mGal bis +30 mGal. Vom Rand bis zum Fuß des Schelfes fallen die Werte von +30 mGal auf -50 mGal. Zur Mitte des Nansen Beckens nehmen die Werte gleichmäßig von 0 mGal auf -30 mGal ab (Abb. 4.6.4).

Die reflexionsseismischen Daten geben im untersuchten Gebiet keinen Aufschluß über die Mächtigkeit der Sedimentdecke und des Basements. Deshalb wurden für ein Startmodell die Dichten- und Tiefenwerte für das Nansen Becken nach einem Krustenmodell von Kristoffersen et al. (1984) übernommen. Für den Schelf wurden die Werte des Lomonosov Rückens aus Kap. 4.1.3 eingesetzt, da der Rücken als kontinentales Fragment angesehen wird, das bei der Öffnung des Eurasischen Beckens vom Schelf getrennt wurde.

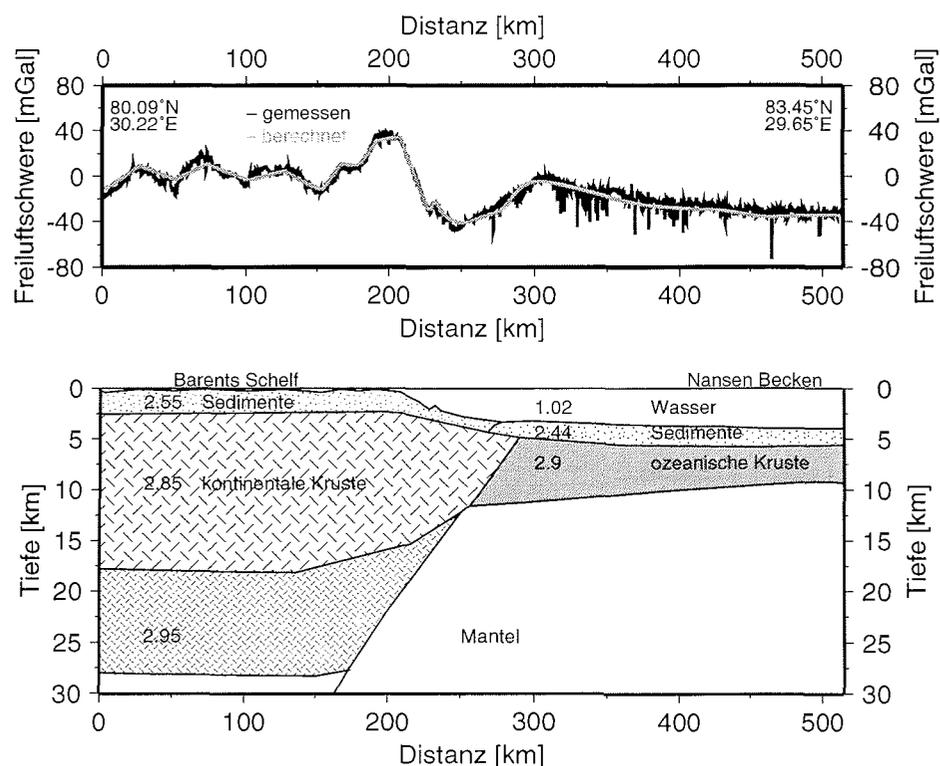


Abb. 4.6.4: Krustenmodell über den Barents Schelfrand.

Nach dem entwickelten Krustenmodell (Abb. 4.6.4) wird der Barents Schelf von einer 2.5 km mächtigen Sedimentschicht der Dichte 2.55 g/cm^3 bedeckt. Darunter reicht Kruste der Dichte 2.85 g/cm^3 und 2.95 g/cm^3 bis in 15 km bzw. 27 km Tiefe. Im Nansen Becken liegt eine knapp 2 km mächtige Sedimentdecke mit einer mittleren Dichte von 2.44 g/cm^3 auf der nur 4 km mächtigen ozeanischen Kruste.

Die nach diesem Modell berechneten Schwerewerte weichen von den gemessenen Werten im Nansen Becken nicht mehr als 5 mGal ab. Über dem Schelf betragen die Abweichungen von gemessenen und berechneten Werten teilweise bis zu 10 mGal, da nicht alle Änderungen des hier unruhigeren Schwerfeldes nachmodelliert werden konnten.

4.6.4 Diskussion

Das Modell zeigt, daß die Variationen der Schwerewerte über dem Schelf durch die unregelmäßige Topographie des Meeresbodens, der hier nur knapp 200 m unter dem Meeresspiegel liegt, hervorgerufen werden. Die Dichte der Sedimentdecke des Schelfes ist mit einem Wert von 2.55 g/cm^3 etwas höher als die des Lomonosov Rückens. Das zeigt, daß durch die Landnähe des Schelfes dort Material höherer Dichte abgelagert wurde, als auf dem entfernteren Rücken.

Da die aus dem Krustenmodell des Lomonosov Rückens übernommenen Tiefen- und Dichtewerte für die Kruste des Schelfes kaum verändert werden mußten erhärtet sich die Hypothese, daß der Rücken ein Fragment des eurasischen Schelfrandes ist.

Übereinstimmend mit anderen Untersuchungen (Kristoffersen et al., 1984; Davydova et al., 1985) liegt nach dem Modell eine extrem dünne ozeanische Kruste unter dem Nansen Becken. Ihre Mächtigkeit ist charakteristisch für die geringe Dehnungsrate des Gakkel Rückens (Jackson et al., 1982; Kristoffersen et al., 1982).

5. Zusammenfassung und Ausblick

Die in der vorliegenden Arbeit ausgeführte Untersuchung der Daten der ARCTIC'91 Expedition ermöglicht Aussagen über die geodynamische und sedimentäre Entwicklung des Eurasischen Beckens. Die Verknüpfung der Ergebnisse aus Seismik und Gravimetrie ergibt zum erstenmal vom Meeresboden bis zur Krusten-Mantelgrenze einen detaillierten Einblick in die Sediment- und Krustenstruktur der wichtigsten Elemente im Eurasischen Becken: des Lomonosov und Gakkel Rückens, des Amundsen und Nansen Beckens, des Morris Jesup Rises und Yermak Plateaus.

Der Lomonosov Rücken teilt den Arktischen Ozean in einen amerasischen und einen eurasischen Bereich. Er wird als kontinentales Fragment angesehen, das bei der Öffnung des Eurasischen Beckens vom Barents Schelf getrennt wurde (z.B. Mair & Forsyth, 1982).

Die Ergebnisse aus den seismischen Untersuchungen der Sedimentdecke des Rückens wurden teilweise in Jokat et al. (1992b) veröffentlicht. Sie zeigen, daß unter einer 500 m mächtigen Sedimentdecke weitere, insgesamt 1800 m mächtige Schichten liegen. Vermutlich bestehen sie aus stark konsolidiertem, terrestrischem Material, das vor der Abtrennung des Lomonosov Rückens vom Schelf abgelagert wurde. Auf der amerasischen Seite des Rückens sind diese Schichten von progradierenden Lagen bedeckt, die offensichtlich Ablagerungen des ehemaligen Kontinentalschelfes darstellen. Die 500 m mächtige Sedimentdecke auf dem Rücken bildet zu den tieferen Sequenzen im Rückenzentrum und zu den Lagen an den Flanken eine Diskordanz. Sie kennzeichnet eine Phase, in der der Rücken stark erodiert wurde. Deshalb wird vermutet, daß der Rücken zu Beginn der Öffnung des Eurasischen Beckens auf Meeresspiegelniveau lag. Eine Vorstellung über den Verlauf seiner weiteren Subsidenz liefert ein stratigraphisches Modell der Sedimentschichten im Amundsen Becken (Kap. 4.2.3). Demnach muß sich der Rücken ab 46 Mio. Jahren tiefer (> 100 m) unter den Meeresspiegel abgesenkt haben, so daß ab dieser Zeit hemipelagische Sedimentationsbedingungen vorherrschten (Jokat et al., 1995a).

In dieser Arbeit wurden zum erstenmal die detaillierten Kenntnisse über die Sedimentschichten aus den seismischen Untersuchungen in ein Schweremodell der Rückenkruste eingebaut. Nach dem Krustenmodell (Abb. 4.1.6) liegen unter einer 500 m mächtigen Sedimentdecke mit Dichtewerten von 1.8-1.9 g/cm³ im Rückenzentrum Schichten mit einer Dichte von 2.3-2.5 g/cm³ bis in 3.8 km Tiefe. Sie belegen die Vermutung, daß terrestrische, stark konsolidierte Sedimente auf dem Lomonosov Rücken vor seiner Trennung vom Schelf abgelagert wurden. Die Wurzel des Rückens reicht bis in 28 km Tiefe und gliedert sich in einen oberen und unteren Bereich mit Dichtewerten von 2.82 bzw. 2.95 g/cm³. Die Wurzelstruktur des Lomonosov Rückens und der Hinweis auf mesozoische Sedimentschichten im Rückenzentrum bilden hier, analog zu den Ergebnissen der LOREX-Expedition (Weber, 1979; Mair & Forsyth, 1982; Forsyth & Mair, 1984; Weber & Sweeney, 1985), die wichtigsten Anhaltspunkte für die Hypothese, daß der Rücken vor der Öffnung des Eurasischen Beckens ein Teil des Barents- Kara Schelfes war.

Erstaunlich ist dabei, daß der durchschnittlich nur 150 km breite Lomonosov Rücken, nach seiner morphologischen Gestalt zu urteilen, gleichmäßig über seine gesamte Länge von 1700 km vom Schelf getrennt wurde und ohne

größere, sichtbare Verformung zu seiner jetzigen Position durch Meeresbodenspreizung transportiert wurde. Bisher geben nur die Daten der LOREX- und ARCTIC'91 Expedition einen Hinweis, daß auch die Krustenstruktur entlang der Länge des Rückens durch diesen Prozeß nur unwesentlich verändert wurde. Die beiden untersuchten Bereiche liegen jedoch in Bezug auf die Länge des Rückens dicht beieinander (Abb. 2.2). Die Krustenstruktur des östlichen Lomonosov Rückens ist weitgehend unbekannt und sollte daher Ziel weiterer Untersuchungen sein. Profile entlang der Längsachse des Rückens könnten Aufschluß über mögliche Variationen seiner Krustenstruktur geben.

Der Gakkel Rücken ist ein mittelozeanischer Rücken, der das Eurasische Becken in das Amundsen und das Nansen Becken unterteilt. Er wird als Verlängerung des mittelatlantischen Rückens angesehen und stellt, vermutlich durch seine Nähe zum Rotationspol in der Laptev See, mit einer Dehnungs-Halbrate von nur 3 - 11 mm/a eines der langsamsten Dehnungszentren der Welt dar (Karasik, 1974; Vogt et al., 1979). Beobachtungen zeigen einen Zusammenhang zwischen der Dehnungsrate mittelozeanischer Rücken und der Mächtigkeit und Topographie der dort gebildeten Kruste (Sclater & Francheteau, 1970; Reid & Jackson, 1981; Malinverno, 1991).

Von besonderem Interesse ist hier deshalb, ob sich die beobachteten Krusteneigenschaften des Eurasischen Beckens in die bisher bekannten Zusammenhänge zwischen Dehnungsrate und Krustenstruktur einfügen lassen.

Durch die aus den seismischen Aufzeichnungen ermittelte Sedimentmächtigkeit konnte in der vorliegenden Arbeit erstmals der Tiefenverlauf der Krustenoberfläche im Eurasischen Becken bestimmt werden und daraus die Rauigkeit der Krustentopographie berechnet werden. Der nach der Methode von Malinverno (1991) aus den Topographiedifferenzen berechnete Rauigkeitswert beträgt für das zentrale Amundsen Becken 380 m und für das südwestliche Eurasische Becken bis zu 600 m. Die damit nach Malinverno (1991) berechneten vollen Dehnungsraten betragen 12 mm/a bzw. 5 mm/a. Sie korrelieren sehr gut mit den aus magnetischen Anomalien bestimmten vollen Dehnungsraten von 12 mm/a für den mehr als 40 Mio. Jahre alten Bereich des Eurasischen Beckens und von 5-6 mm/a für seine jüngere Region (Vogt et al., 1979). Nach vorliegenden Untersuchungen scheint auch für den extrem langsam dehnenden Gakkel Rücken eine stabile Beziehung zwischen der Dehnungsrate und der Rauigkeit der Krustentopographie zu bestehen. Da sich diese Annahme nur auf die Beobachtung zweier Tiefenschnitte (Abb. 4.2.6 und 4.3.3) stützt, sollten weitere Untersuchungen der Rauigkeit insbesondere in der Nähe des Rotationspoles durchgeführt werden.

Die in dieser Arbeit ermittelten Krustenmächtigkeiten entsprechen nicht den aus Modellen (Reid & Jackson, 1991; Bown & White, 1994) erwarteten Mächtigkeiten (Abb. 4.3.5). Nach den hier erstellten Schweremodellen beträgt die Krustenmächtigkeit im zentralen Amundsen Becken 5-9 km (Abb. 4.2.8), im südwestlichen Becken aber nur 2-3 km (Abb. 4.3.5). Die theoretisch vorhergesagten Mächtigkeiten bei einer Dehnungsrate von 12 mm/a wären 2.5 km (Reid & Jackson, 1981) und 5 km (Bown & White, 1994). Frühere Untersuchungen bestätigen, daß die Krustenmächtigkeit im südwestlichen Eurasischen Becken von 2.5 bis 9 km variiert (z.B. Jackson et al., 1982; Kristoffersen et al., 1982). Das zeigt, daß an extrem langsam dehnenden Rücken mit einer großer Streuung der Mächtigkeitswerte gerechnet werden

muß, und die Modelle über die Beziehung von Krustenmächtigkeit und Dehnungsrate ihre Allgemeingültigkeit verlieren. Durch weitere seismische und gravimetrische Messungen entlang des Gakkel Rückens sollte untersucht werden, ob sich die Variation der Krustenmächtigkeit zum Rotationspol hin noch verstärkt.

Die plattentektonische Entwicklungsgeschichte des Amundsen und Nansen Beckens ist seit der Öffnung des Eurasischen Beckens im Paläozän durch das Streifenmuster der magnetischen Anomalien parallel zum Gakkel Rücken gut bekannt (z.B. Vogt et al., 1979). Dagegen existieren nur wenige Informationen über die Zusammensetzung und Entwicklung der Sedimentdecke der Becken. Aus den seismischen Aufzeichnungen der ARCTIC' 91 Expedition wurden hier detaillierte Angaben zur Vp-Geschwindigkeit, Mächtigkeit, Alter, Sedimentationsrate und Herkunft der Sedimente im Eurasischen Becken erarbeitet (Tab. 4.2). Aus den kombinierten Ergebnissen der refraktions- und reflexionsseismischen Messungen wurde erstmals ein Tiefenschnitt durch die Sedimentdecke des zentralen Amundsen Beckens (Abb. 4.2.6) und des südwestlichen Eurasischen Beckens (Abb. 4.3.3) erstellt. Die hier durchgeführten Untersuchungen lieferten die Basis für ein stratigraphisches Modell, das die Eigenschaften der Sedimente und Ablagerungsbedingungen im Eurasischen Becken darstellt, sowie die Subsidenzgeschichte des Lomonosov Rückens wiedergibt (Jokat et al., 1995a). Die weiterführende Untersuchung der Rauigkeit der Krustentopographie war nur aufgrund der genauen Kenntnis der Sedimentmächtigkeit möglich.

Der Morris Jesup Rise und das Yermak Plateau liegen am südlichen Ende des Eurasischen Beckens. Sie wurden gemeinsam durch einen Hot Spot gebildet und durch die Öffnung der Framstraße getrennt (Feden et al., 1979, Jackson et al., 1984).

Bisher wurde nur ein seismisches Profil über den Morris Jesup Rise vermessen, das durch die geringe Datenqualität und Eindringtiefe kaum Information über die Sedimentdecke und Kruste des Plateaus ergab (Ostenso & Wold, 1977).

Die seismischen Profile der ARCTIC'91 Expedition führen über die nördliche Spitze des Plateaus und zeigen deutlich Reflexionssignale der Sedimentschichten und des akustischen Basements. Die Auswertung zeigt eine nur 100-200 m mächtige Sedimentdecke auf dem Plateau. Sie ist von Rinnen durchzogen, was auf eine starke Erosion durch Meeresströmungen schließen läßt. Unter der Sedimentdecke zeichnet sich eine stark gestörte Basementoberfläche ab, die eine Dehnung und Abschiebung von Krustenblöcken durch Rifting andeutet. Das aus Schwerfelddaten erstellte Krustenmodell zeigt eine 17 km mächtige Kruste, deren Dichtewert von 2.9 g/cm^3 für die vulkanische Herkunft des Rises spricht.

Die Angaben zur Entstehung und Struktur des Plateaus wurden bisher aus magnetischen Untersuchungen abgeleitet. Daher sollten weitere seismische und gravimetrische Vermessungen besonders über dem zentralen Morris Jesup Rise ausgeführt werden, um seine Sediment- und Krustenstruktur besser erfassen zu können und damit einen Aufschluß über seine Entwicklung zu gewinnen.

Das Yermak Plateau gliedert sich nach aeromagnetischen Untersuchungen in einen nördlichen und südlichen Bereich. Die Nordspitze des Plateaus ist vermutlich ozeanischer Herkunft und wurde zusammen mit dem Morris Jesup

Rise gebildet (Feden et al., 1979). Die Zusammensetzung des südlichen Teiles ist umstritten. Magnetische Eigenschaften lassen hier auf kontinentale Kruste schließen (Feden et al., 1979). Hohe Wärmeflußwerte im südwestlichen Bereich deuten dagegen ozeanische Kruste (Crane et al., 1982) oder erneute vulkanische Aktivität an (Jackson et al., 1984). Seismische Untersuchungen, die Aufschluß über die Sedimente und Krustenstruktur des Plateaus geben, existieren bisher nur über seinen südwestlichen Flankenbereich (Jackson et al., 1984; Austegard, 1982).

Die seismischen und gravimetrischen Profile der ARCTIC'91 Expedition führen erstmals über den Sattelbereich des Plateaus. Sie lieferten die Basis für die Auswahl von Lokationen der ODP-Bohrungen (Myhre et al., 1995). Ein detailliertes Bild der Sedimentdecke des Yermak Plateaus liefert hier die Kombination von Bohrkernanalysen (Myhre et al., 1995) mit den hier durchgeführten reflexionsseismischen Untersuchungen.

Die Sedimentdecke wird aufgrund der Vp-Geschwindigkeiten, des Reflexionsmusters in den Schichten und dem Schichtverlauf in die drei Einheiten YP-1, YP-2 und YP-3 gegliedert (Tab. 4.3). Die untere Einheit Yp-1, in der Vp-Geschwindigkeiten von 2.0-4.3 km/s beobachtet werden, füllt vorwiegend Senken der Krustenoberfläche auf. Die jüngeren Einheiten Yp-2 und YP-3 bedecken den gesamten Plateaubereich und zeichnen sich durch dichtgestaffelte, kontinuierliche Reflektoren aus. Sie sind 120 m bzw. 500-700 m mächtig, die entsprechenden Vp-Geschwindigkeiten betragen durchschnittlich 1.7 bzw. 1.9 km/s. Die beiden Einheiten verlaufen von den Flanken her konkordant zum Meeresboden auf den Plateausattel. Dort bilden die Einheit YP-2 und die unteren Lagen von YP-3 mit den oberen Schichten von YP-3 eine Diskordanz. Nach Bohrkernanalysen entspricht das Alter für YP-2 unterem Pliozän und für YP-3 dem oberem Pliozän/Pleistozän. In der Einheit YP-3 werden deutlich mehr Dropstones verzeichnet, als in YP-2 (Myhre et al., 1995). Die Schichtgrenze ist also ein Kennzeichen für den Übergang von Interglazial zu Glazial im Pliozän. Für die Diskordanz zwischen den unteren Lagen von YP-2 und YP-3 und der Deckschicht von YP-3 gibt es zwei mögliche Erklärungen: So könnte eine Hebung des Plateaus im späten Känozoikum infolge aufsteigender Magma (Okay & Crane, 1992) die Erosion der älteren Sedimente verursacht haben. Aber auch Gletscher könnten durch die zunehmende Vereisung im Pleistozän die Plateauoberfläche erreicht und so die präglazialen Lagen erodiert haben. Mit dem Rückgang der Vereisung überwiegt dann wieder hemipelagische Sedimentation, die sich durch die konstant mächtige Deckschicht des Plateaus auszeichnet.

Die gravimetrischen Untersuchungen liefern hier einen neuen Einblick in die Beschaffenheit und den Verlauf der Kruste des Plateaus. Nach dem erarbeiteten Krustenmodell (Abb. 4.5.8) besteht das Yermak Plateau aus einer 2-3 km mächtigen Sedimentdecke, einem 3-4 km mächtigen Kern mit einer Dichte von 2.8 g/cm^3 und darunter bis in 22 km Tiefe aus Kruste mit einer Dichte von 2.9 g/cm^3 .

Unter der nordöstlichen Plateauspitze gehen die kontinentale Kruste des Plateaus und die ozeanische Kruste des angrenzenden Nansen Beckens fließend ineinander über. Die Krustenstruktur für den Südwesten des Plateaus ist dagegen nicht eindeutig. Die beobachteten Schwerewerte können zum einen durch eine abrupte Grenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste erklärt werden oder zum anderen durch eine magmatische Intrusion, die in den Kern des Plateaus eindringt. Das Intrusionsmodell wird hier bevorzugt, da ihm andere Beobachtungen, wie z.B. erhöhte Wärmeflußwerte im südlichen Plateaubereich oder die abnormale Höhe des Yermak Plateaus

bezüglich seines Alters (Kristoffersen & Husebye, 1982; Okay & Crane, 1992), entsprechen.

Die Untersuchungen am Yermak Plateau zeigen, daß sich durch die Verbindung seismischer Untersuchungen und Bohrkernanalysen u. a. Klimaveränderungen und ihr Einfluß auf die Sedimentationsbedingungen im Arktischen Ozean rekonstruieren lassen. Im zentralen Bereich des Ozeans werden aber durch die Packeisdecke kaum Tiefenbohrungen möglich sein. Die Informationen über die Eigenschaften und Struktur der tieferen Sedimente und Kruste werden sich in arktischen Gewässern weiterhin auf geophysikalische Messungen an der Wasseroberfläche stützen. Qualität und Systematik dieser Untersuchungen sind daher wesentlich. Der Einsatz und die Zusammenarbeit zweier Eisbrecher bei der ARCTIC'91 Expedition zahlte sich in diesen Punkten aus und sollte deshalb für weitere Expeditionen in den Arktischen Ozean überlegt werden.

6. Literaturverzeichnis

- Blasco S.M., Bornhold B.D., Lewis C.F.M., 1979. Preliminary results of surficial geology and geomorphology studies of the Lomonosov Ridge, Central Arctic Basin: Current Research, Geological Survey of Canada Paper, 79-1C, 73-83.
- Bott M.P.H., 1979. Subsidence mechanism at passive continental margins: *Tectonophysics*, 73, 1-8.
- Bouravtsev V., Jokat W., 1992. Measurements of Streamer Noise: In Fütterer D.K., ed., ARCTIC'91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991: *Berichte zur Polarforschung*, 107, 125-129.
- Bown J.W., White R.S., 1994. Variation of spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry: *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 435-449.
- Burkhanov V.F., 1956. New Soviet discoveries in the Arctic: Moscow, Foreign Languages Publishing House, 60.
- Cande S.C., Kent D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, 97, 13917-13951.
- Coles R.L., Hannaford W., Haines G.V., 1978. Magnetic anomalies and the evolution of the Arctic: *Publication of the Earth Physics Branch*, 45, 51-66.
- Crane K., Eldholm O., Myhre A.M., Sundvor E., 1982. Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen Transform Fault: *Tectonophysics*, 89, 1-32.
- Davydova N.I., Pavlenkova N.I., Tuline Y.V., Zverev S.M., 1985. Crustal structure of the Barents Sea from seismic data: *Tectonophysics*, 114, 213-231.
- Dawes P.R., 1990. The North Greenland Continental Margins: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1990.*, v. L., 211-226.
- Demenitskaya R.M., Kiselev Y.G., 1968. The characteristic features of the structure, morphology and sedimentary cover of the central part of the Lomonosov Ridge from seismic investigations: *Geofizike Metody Razvedki i Arktike*, vol. 5, 33-46.
- Duckworth G.L., Baggeroer A.B., 1985. Inversion of refraction data from the Fram and Nansen basins of the Arctic Ocean: *Tectonophysics*, 114, 55-102.
- Duckworth G.L., Baggeroer A.B., Jackson H.R., 1982. Crustal structure measurements near FRAM II in the Pole Abyssal Plain: *Tectonophysics*, 89, 173-215.
- Eiken O., 1992. An outline of the northwestern Svalbard continental margin: *Arctic Geology and Petroleum Potential: NPF Special Publication 2*, 619-629.
- Eldholm O., Talwani M., 1977. Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1015-1029.
- Eldholm O., Faleide J.I., Myhre A.M., 1987. Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin: *Geology*, 15, 1118-1122.
- Feden R.H., Vogt P.R., Fleming H.S., 1979. Magnetic and bathymetric evidence for the "Yermak Hot Spot" northwest of Svalbard in the Arctic Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 18-38.

- Forsyth D.A., Mair J.A., 1984. Crustal Structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov Basins near the Pole: *Journal of Geophysical Research*, 89, 473-481.
- Fütterer D.K., 1992. ARCTIC'91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991: *Berichte zur Polarforschung*, 107, 1-267.
- Gakkel Y.Y., 1962. The exploration and development of polar lands: In Harris C.D., ed., *Soviet geography; Accomplishments and tasks*: New York, American Geographical Society Occasional Publication no.1, 265-274.
- Grantz A., Green A.R., Smith D.G., Lahr J.C., Fujita K., 1990. Major Phanerozoic tectonic features of the Arctic Ocean Region: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 1990., vol. L, Plate 11.
- Hayes D.E., Kane K.A., 1991. The dependence of seafloor roughness on spreading rate: *Geophysical letters*, 18-N8, 1425-1428.
- Heezen B.C., Ewing M., 1961. The Mid-Oceanic Ridge and its extension through the Arctic Basin: In Raasch, G. O., ed., *Geologie of the Arctic*: University of Toronto Press, 622-642.
- Jackson H.R., G.N. Oakey, 1990. Sedimentary thickness Map of the Arctic Ocean Region: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 1990., vol. L, Plate 5.
- Jackson H.R., Reid I., Falconer R.K.H., 1982. Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge: *Journal of Geophysical Research*, 87, 1773-1783.
- Jackson H.R., Johnson G.L., Sundvor E., Myhre A.M., 1984. The Yermak Plateau: Formed at a Triple Junction: *Journal of Geophysical Research*, 89, 3223-3232.
- Jackson H.R., Forsyth D.A., Hall J.K., Overton A., 1990. Seismic reflection and refraction: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 1990., vol. L, 153-170.
- Johnson G.L., Taylor P.T., Vogt P.R., Sweeney J.F., 1978. Arctic Basin Morphology: *Polarforschung*, 48, 20-30.
- Johnson G.L., Vogt P.R., 1973. The Mid-Atlantic Ridge from 47°-51°N: *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3443-3462.
- Johnson G.L., Grantz A., Weber J.R., 1990. Bathymetry and physiography: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 1990., vol. L, 63-78.
- Jokat W., 1992. Gravity Measurements: In Fütterer D.K., ed., *ARCTIC'91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991: Berichte zur Polarforschung*, 107, 124-125.
- Jokat W., Alvers M., Buravtsev V., Heesemann B., Kristoffersen Y., Uenzelmann-Neben G., 1992a. Marine Geophysics: : In Fütterer D.K., ed., *ARCTIC'91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991: Berichte zur Polarforschung*, 107, 108-132.
- Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M., 1992b. Lomonosov Ridge - A double-sided continental margin: *Geology*, 20, 887-890.
- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T., 1995a. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin: *Geophysical Journal International*, 122, 378-392.

- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T., 1995b. New geophysical results from the southwestern Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait: *Geophysical Journal International*, 123, 601-610.
- Karasik A.M., 1974. The Eurasia Basin of the Arctic Ocean from the point of view of plate tectonics; *Problems in geology of polar areas of the earth: Leningrad, Nauchno-Issledovateliskiy Institut Geologii Avktiki*, 23-31 (in Russian).
- Karasik A.M., Masalov V.N., Shchelovanov V.G., 1972. Methodological problems of aerial magnetic mapping in the Arctic Ocean: *Geofizike Methody Razvedki i Artike*, vol. 7, 74-79.
- Kovacs L.C., Vogt P.R., 1982. Depth-to-magnetic source analysis of the Arctic region: *Tectonophysics*, 89, 255-294.
- Kristoffersen Y., 1982. The Nansen Ridge, Arctic Ocean; Some geophysical observations of the Rift Valley at slow spreading rate: *Tectonophysics*, 89, 161-172.
- Kristoffersen Y., 1990. Eurasian Basin: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 1990., vol. L, 365-378.
- Kristoffersen Y., Husebye E.S., 1984. Multi-channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U.S. ice station FRAM IV: *Tectonophysics*, 114, 103-115.
- Kristoffersen Y., Husebye E.S., Bungum H., Gregersen S., 1982. Seismic investigations of the Nansen Ridge during the FRAM I experiment: *Tectonophysics*, 82, 57-68.
- Kutschale H., 1966. Arctic Ocean geophysical studies; The southern half of the Siberia Basin : *Geophysics*, 21, 683-709.
- Lawver L.A., Müller R.D., Srivastava S.P., Roest W., 1988. The opening of the Arctic Ocean: In Bleil U. Thiede J., eds., *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, 1990. Dordrecht, Kluwer, 823 p.
- Lillestrand R.L., Weber J.R., 1974. Plumbline deflection near the North Pole: *Journal of Geophysical Research*, 23, 3347-3352.
- Mair J.A., Forsyth D.A., 1982. Crustal structures of the Canada Basin near Alaska, the Lomonosov Ridge and adjoining basins near the North Pole: *Tectonophysics*, 89, 239-253.
- Malinverno A., 1991. Inverse square-root dependence of mid-ocean-ridge flank roughness on spreading rate: *Nature*, 352, 58-60.
- Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V., et al., 1995. Site Chapters Site 910, 911, 912: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 151, 221-336.
- Nansen F., 1906. *The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896*: New York, Longmans, Green & Co., vol. I-V.
- Nafe J.E., Drake D.C., 1959. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1545-1555
- Okay N., Crane K., 1993. Thermal Rejuvenation of the Yermak Plateau: *Marine Geophysical Research*, 15, 243-263.
- Ostenso N.A., Wold R.J., 1977. A seismic and gravity profile across the Arctic Ocean Basin: *Tectonophysics*, 37, 1-24.
- Parson B., Sclater J.G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age: *Journal of Geophysical Research*, 82/5, 803-827.
- Rasmussen T., 1992. Magnetotelluric measurements: In Fütterer D.K., ed., *ARCTIC'91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991: Berichte zur Polarforschung*, 107, 124.

- Reid I., Jackson H.R., 1981. Oceanic spreading rate and crustal thickness: *Marine Geophysical Researches*, 5, 165-172.
- Schöne T., Döscher T., 1992. Bathymetric Survey with HYDROSWEEP: In Fütterer D.K., ed., *ARCTIC'91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991: Berichte zur Polarforschung*, 107, 44-47.
- Shipboard Scientific Party, 1995. Site 910, 911, 912. In Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V., et al., 1995. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 151: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Sclater J.G., Francheteau J., 1970. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20, 509-542.
- Scott D.R., Stevenson D.J., 1989. A selfconsistent model of melting, magma migration and buoyancy-driven circulation beneath mid-ocean ridges: *Journal of Geophysical Research*, 94, 2973-2988.
- Sheriff R.E., Geldart L.P., 1984. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*, Society of Exploration Geophysicist.
- Sleep N.H., Rosendahl B.R., 1979. Topography and tectonics of mid-oceanic ridge axes: *Journal of Geophysical Research*, 84, 6831-6839.
- Sobczak L.W., Hearty D.B., Forsberg R., Kristoffersen Y., Eldholm O., May S.D., 1990. Gravity from 64°N to the North Pole: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1990.*, vol. L, 101-118.
- Su W., Mutter C.Z., Mutter J.C., Buck R., 1994. Some theoretical predictions on the relationship among spreading rate, mantle temperature, and crustal thickness: *Journal of Geophysical Research*, 99 3215-3227.
- Sundvor E., Myhre A.M., Eldholm O., 1979. The Svalbard continental margin, Norwegian Sea Symposium, Norw. Petrol. Soc., Nss/6, 1-25.
- Sundvor E., Myhre A.M., Austegard A., Haugland K., Eldholm O., Gidskehaug A., 1982. Marine geophysical survey on the Yermak Plateau: Seismological observatory, University of Bergen, Sci. Rep. 7, 29p.
- Sweeney J.F., Weber J.R., 1982. Continental ridges in the Arctic Ocean: LOREX constraints: *Tectonophysics*, 89, 217- 237.
- Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L., 1981. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin: *Journal of Geophysical Research*, 86, 6323-6333.
- Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., 1995. Cenozoic Northern Hemisphere polar and subpolar ocean paleoenvironments (Summary of ODP Leg 151 drilling results): In Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 151, 397-422.
- Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L., 1979. Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin: *Journal of Geophysical Research*, 84, 1071-1089.
- Weber J.R., 1979. The Lomonosov Ridge Experiment: 'LOREX 79': *EOS*, 60-42, 715-721.
- Weber J.R., Sweeney J.F., 1985. Reinterpretation of morphology and crustal structure in the Central Arctic Ocean Basin: *Journal of Geophysical Research*, 90, 663-677.
- Weber J.R., Sweeney J.F., 1990. Ridges and basins in the central Arctic Ocean: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region: Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1990.*, vol. L, 305-337.

- Weber J.R., Roots E.F., 1990. Historical background; Explorations, concepts, and observations: In Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., *The Arctic Ocean Region*: Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1990., vol. L, 5-37.
- White R., McKenzie D., 1989. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729.
- Wilson J.T., 1963. Hypothesis of the Earth's behaviour: *Nature*, 198, 925-929.
- Worthington L.V., 1953. Oceanographic results of Project Skijump I and Skijump II in the Polar Sea, 1951-1952: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 34, no. 4, 543-551.

Dank

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Vergabe und Betreuung dieser Arbeit und der Möglichkeit die Daten mit den ausgezeichneten Mitteln des Alfred-Wegener-Institutes auszuwerten. Seine Anregungen, Aufmunterungen, Verständnis und Geduld halfen mir, diese Arbeit abzuschließen.

Herrn Prof. Dr. U. Bleil bin ich für die Übernahme des Korreferates sehr dankbar.

Frau Dr. G. Uenzelmann-Neben und Herrn Dr. W. Jokat danke ich für ihr stetiges Interesse und die vielen Anregungen. Ihre ständige Hilfsbereitschaft bei Fragen zur seismischen Datenverarbeitung war mir eine große Unterstützung. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und die Verbesserungsvorschläge danke ich ihnen herzlich.

Frau Dipl. Geophys. V. Schlindwein und Herrn Dr. U. Meyer danke ich für die Hilfe bei der Aufarbeitung der Schweredaten und die Einweihung in die Geheimnisse der gravimetrischen Software, auch zu ungewöhnlichen 'Tages-'zeiten.

Herrn Dr. N. Fechner verdanke ich Rat und Hilfe bei der Bearbeitung refraktionsseismischer Daten und dem Abfotographieren der seismischen Profile.

Frau Dr. A. Myhre und Herrn Dr. R. Stein verdanke ich viele Informationen über die Bohrkernanalysen der ODP-Expedition Leg 151.

Den Offizieren und der Mannschaft der FS POLARSTERN und der ODEN gebührt Dank für ihren engagierten Einsatz bei der ARCTIC'91 Expedition.

Ich danke den Mitarbeitern des AWI für die angenehme Arbeitsatmosphäre und den unkomplizierten Austausch von Tips, Tricks und Erfahrungen, sei es auf technischem, organisatorischem oder auf wissenschaftlichem Gebiet. Besonders erwähnen möchte ich hier Frau Dipl. Geophys. A. Lambrecht, Frau B. Kunsch, Frau C. Hoffmann und die ehemaligen Mitstreiter Dr. S. Gerland, Dr. K. Heidland und Dr. K. Gohl. Ihr Interesse am Fortlauf dieser Arbeit und ihr Ansporn haben zum Abschluß dieser Arbeit beigetragen.

In diesem Punkt danke ich auch herzlich meinem Mann Markus und meinen Eltern, die mich stets unterstützten und ermunterten 'am Ball zu bleiben'.

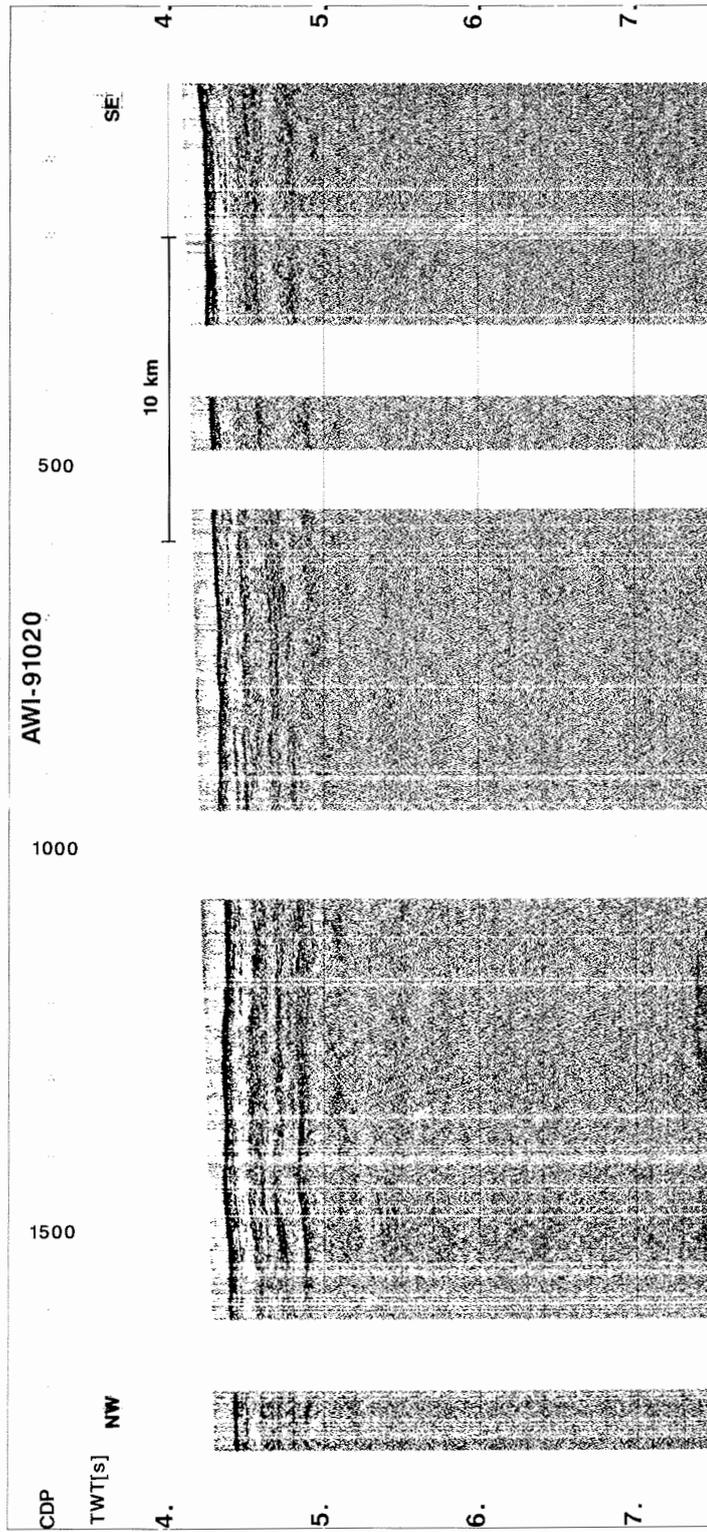
Anhang A: Liste der reflexionssensitiven Profile der ARCTIC'91 Expedition
(Jokat et al., 1992a).

Profile	Time Range		Leadin	Streamer (m)	Chan	dx Chan	Airgun	Shots	x [km]	Start Lat	Start Lon	End Lat	End Lon
91010	05.08.91	10:26:59 - 06.08.91 03:19:37	42	50	6	8	8x3	4457	81	81,0366	30,7560	81,7522	29,8534
91020	06.08.91	16:34:02 - 06.08.91 23:22:00	42	50	6	8	8x3	1930	35	81,8040	30,2542	82,1161	30,6183
91030	10.08.91	19:10:00 - 10.08.91 20:07:00	none	Sonobuoy	1	none	8x3	none	none				
91041	13.08.91	10:50:00 - 13.08.91 15:09:00	none	Overice/REFTEK	3	none	8x3						
91042	16.08.91	01:10:13 - 16.08.91 09:03:00	none	Overice/REFTEK	6	none	8x3	475	1	86,2425	59,2272	86,2406	59,3390
91043	23.08.91	16:47:00 - 23.08.91 23:05:00	none	Overice/REFTEK	6	none	8x3	372	2	86,8538	56,7375	86,8425	56,9081
91060	21.08.91	09:28:00 - 21.08.91 10:08:00	none	only Sonobuoy	1	none	8x3	179	4	87,5757	103,6447	87,6101	103,8639
91070	25.08.91	11:23:00 - 26.08.91 09:04:00	none	Overice/REFTEK	6	none	8x3	1217	6	87,7647	108,7852	87,7982	107,7931
91080	27.08.91	20:38:00 - 27.08.91 22:27:24	42	50	6	8	1x3	544	14	88,0574	140,4788	88,0369	144,0262
91090	29.08.91	15:53:24 - 30.08.91 09:00:00	195	300	12	25	2x3	4009	144	88,0170	156,9241	87,7611	190,1684
91091	30.08.91	10:14:00 - 31.08.91 05:54:44	195	300	12	25	2x3	4622	126	87,7391	130,0788	87,5982	157,8986
91092	02.09.91	07:07:00 - 02.09.91 20:42:00	none	Overice/REFTEK		none	8x3	817	9	87,5307	144,2736	87,5301	146,1029
91093	03.09.91	01:52:12 - 03.09.91 04:46:24	195	300	12	25	2x3	626	12	87,5511	147,2977	87,6389	145,8996
91094	03.09.91	12:36:48 - 03.09.91 12:52:00	195	300	12	25	2x3	79	0	88,0160	145,3065	88,0197	145,2663
91095	04.09.91	11:13:00 - 04.09.91 17:09:00	none	Overice/REFTEK		none	8x3	359	4	88,5173	140,5216	88,5389	141,4486
91096	05.09.91	04:45:00 - 05.09.91 18:20:00	none	Overice/REFTEK		none	8x3	843	6	88,7311	129,4985	88,7617	127,6793
91097	06.09.91	15:47:00 - 07.09.91 09:47:47	209/183	300	12	25	2x3	5395	90	88,8926	143,8108	89,9913	-128,2500
91098	08.09.91	10:58:35 - 09.09.91 02:21:00	183	300	12	25	8x3	3283	104	89,8687	-49,0501	89,0068	9,4353
91100	09.09.91	11:15:56 - 09.09.91 20:20:03	183	300	12	25	8x3	2040	76	88,9515	7,8683	88,2761	9,8422
91101	10.09.91	10:41:20 - 10.09.91 19:52:48	183	300	12	25	8x3	2079	80	88,2116	7,2762	87,5066	11,7204
91102	11.09.91	04:38:00 - 11.09.91 16:13:54	183	300	12	25	8x3	2613	80	87,4870	11,5485	86,7773	9,7371
91103	11.09.91	21:16:00 - 12.09.91 02:44:00	none	REFTEK			2x3		24	86,7443	9,7329	86,5984	7,1230
91104	12.09.91	10:26:19 - 12.09.91 14:19:59	183	300	12	25	8x3	877	38	86,5608	7,3471	86,2500	9,4215
91105	13.09.91	00:42:07 - 13.09.91 03:08:21	183	300	12	25	8x3	551	24	86,2012	8,4484	86,1324	5,4091
91106	13.09.91	13:57:00 - 13.09.91 18:24:31	183	300	12	25	8x3	1013	40	86,1673	4,7862	85,9822	0,3128
91107	14.09.91	02:37:11 - 14.09.91 06:38:15	183	300	12	25	8x3	905	41	85,9521	-0,4150	85,7776	-4,8523
91108	15.09.91	06:52:31 - 15.09.91 09:19:11	183	300	12	25	8x3	552	21	85,6337	-5,4674	85,5780	-7,7901
91109	15.09.91	18:26:15 - 15.09.91 21:05:10	183	300	12	25	8x3	598	26	85,5561	-9,2700	85,4460	-11,8326
91110	16.09.91	07:01:08 - 16.09.91 08:45:40	183	300	12	25	8x3	450	18	85,4074	-12,0054	85,3409	-13,7798
91111	17.09.91	03:03:00 - 17.09.91 05:25:46	183	300	12	25	8x3	605	21	85,3013	-13,9642	85,4119	-12,0778
91112	17.09.91	12:35:31 - 17.09.91 18:13:00	183	300	12	25	8x3	1700	50	85,4149	-12,5285	85,3356	-18,0310
91113	17.09.91	18:13:00 - 17.09.91 22:31:00	183	300	12	25	8x3	1094	23	85,3356	-18,0310	85,2160	-15,9851
91114	17.09.91	22:31:00 - 18.09.91 02:00:00	183	300	12	25	8x3	973	23	85,2160	-15,9851	85,0965	-13,9958
91115	18.09.91	02:00:00 - 18.09.91 04:25:27	183	300	12	25	8x3	622	12	85,0965	-13,9958	85,0494	-12,8193
91116	20.09.91	08:33:18 - 20.09.91 22:42:51	183	300	12	25	8x3	3639	66	85,0651	-12,5824	84,7582	-6,9051
91117	21.09.91	01:18:37 - 21.09.91 02:59:25	183	300	12	25	8x3	316	10	84,7131	-6,8413	84,6299	-6,6212
91118	22.09.91	06:44:05 - 22.09.91 13:16:46	183	300	12	25	8x3	1684	54	84,6396	-5,5771	84,2373	-2,7404
91119	22.09.91	22:34:41 - 23.09.91 00:46:03	183	300	12	25	8x3	564	20	84,1971	-1,9277	84,0929	-0,4551
91120	23.09.91	11:09:00 - 23.09.91 18:39:59	none	REFTEK		none	2x3	1197					
91121	23.09.91	20:39:44 - 24.09.91 05:00:14	183	300	12	25	8x3	2144	65	84,0658	0,8832	83,6282	4,4970
91122	24.09.91	23:10:41 - 25.09.91 06:15:21	183	300	12	25	8x3	1820	55	83,5462	5,1860	83,2637	8,6668
91123	25.09.91	10:52:59 - 25.09.91 18:47:18	none	REFTEK		none	2x3	1105					
91124	26.09.91	21:08:15 - 27.09.91 00:46:02	183	300	12	25	8x3	811	21	83,1776	8,7528	83,0641	9,9972
91125	28.09.91	05:01:19 - 28.09.91 12:59:47	183	300	12	25	8x3	1479	60	82,9669	9,8228	82,6603	13,3704
91126	28.09.91	16:52:39 - 28.09.91 18:31:21	183	300	12	25	8x3	425	15	82,6519	13,2919	82,5758	14,1735
91127	01.10.91	06:47:21 - 01.10.91 08:04:49	183	300	12	25	8x3	334	12	80,5660	7,8849	80,4725	8,2352
91128	01.10.91	08:05:17 - 01.10.91 09:19:57	183	300	12	25	8x3	321	12	80,4721	8,2364	80,3623	8,3227
91129	01.10.91	09:20:25 - 01.10.91 12:32:27	183	300	12	25	8x3	824	32	80,3615	8,3237	80,2716	6,7248
91130	01.10.91	15:40:42 - 01.10.91 18:02:48	183	300	12	25	8x3	610	22	80,2756	6,7504	80,2016	5,6936
91131	01.10.91	18:03:02 - 01.10.91 23:42:46	183	600	24	25	8x3	1457	53	80,2014	5,6919	79,7343	5,2463
91132	01.10.91	23:43:00 - 02.10.91 00:32:28	183	600	24	25	8x3	213	8	79,7340	5,2466	79,6754	5,4387
91133	02.10.91	14:45:53 - 02.10.91 17:28:58	183	600	24	25	8x3	700	25	79,6989	5,3279	79,5053	5,9919
91134	02.10.91	17:29:12 - 03.10.91 03:01:20	183	600	24	25	8x3	2449	91	79,5050	5,9923	79,4999	1,5156
91135	03.10.91	03:08:42 - 03.10.91 04:56:01	183	600	24	25	Test	268	-	-	-	-	-

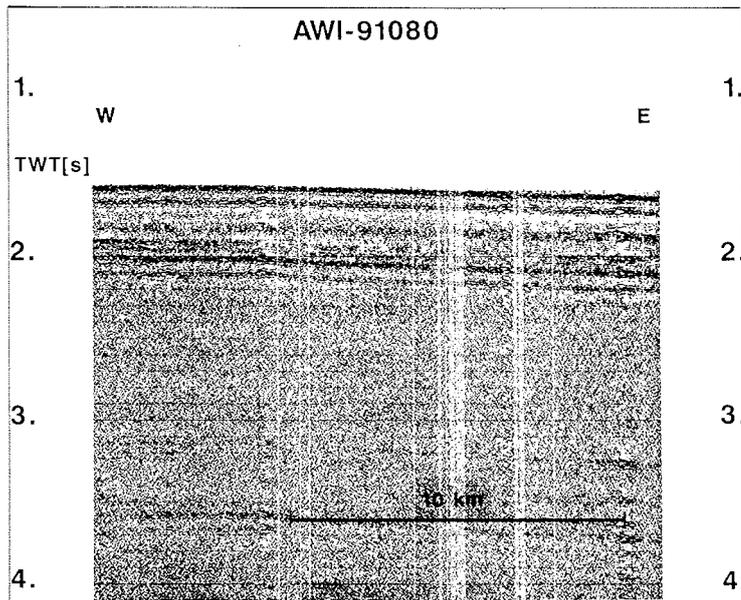
Sonobuoy #	Type	Profile	Time Range (Carrier)	Shot Range	Quality	Latitude	Longitude
9101	30L	91030	06.08.91 19:07:40 - 06.08.91 20:07:00	no profile	6	81,8783	30,4799
9102	30L	91060	10.08.91 09:11:00 - 10.08.91 10:08:00	no signal	6	84,7260	36,9475
9103	10L	91060	10.08.91 09:55:00 - 10.08.91 10:08:00	no profile	6	84,7452	37,2958
9104	30L	91090	30.08.91 01:32:00 - 30.08.91 05:50:00	2000 - 2850	1	87,9532	142,6719
9105	10L	91090	30.08.91 02:48:00 - 30.08.91 10:14:00	2494 - 3800	1	87,9397	139,6751
9106	30L	91090	30.08.91 06:14:00 - 30.08.91 06:30:00	no signal	6	87,8370	135,1049
9107	10L	91091	30.08.91 10:38:00 - 30.08.91 14:24:00	0121 - 1100	1	87,7275	130,8674
9108	10L	91091	30.08.91 18:25:00 - 30.08.91 23:44:00	1480 - 3000	1	87,7220	139,8429
9109	10L	91098	08.09.91 11:25:00 - 08.09.91 17:12:00	0115 - 0600	3	89,8394	-48,1446
9110	30L	91098	08.09.91 20:20:00 - 08.09.91 23:52:00	1928 - 2734	1	89,3580	-5,1549
9111	10L	91100	09.09.91 13:28:00 - 09.09.91 13:50:00	no signal	6	88,7534	5,2596
9112	30L	91100	09.09.91 13:56:00 - 09.09.91 14:20:00	no signal	6	88,7140	5,2254
9113	10L	91101	10.09.91 12:04:00 - 10.09.91 15:08:00	0320 - 1230	2	88,0999	9,3610
9114	30L	91101	10.09.91 16:55:00 - 10.09.91 19:52:00	1420 - 1900	1	87,7039	10,8003
9115	30L	91102	11.09.91 05:42:00 - 11.09.91 06:00:00	no signal	6	87,4473	13,0665
9116	10L	91102	11.09.91 11:55:00 - 11.09.91 14:00:00	1634 - 2111	1	87,0688	9,9296
9117	10L	91104	12.09.91 10:50:00 - 12.09.91 14:19:59	0001 - 0877	1	86,5330	7,6175
9118	10L	91106	13.09.91 14:07:00 - 13.09.91 16:40:00	0048 - 0623	1	86,1743	4,5590
9119	10L	91112	17.09.91 12:40:00 - 17.09.91 15:01:00	30 - 634	3	85,4096	-12,6020
9120	10L	91116	20.09.91 13:25:00 - 20.09.91 15:38:00		3	85,0170	-9,8309
9121	10L	91122	25.09.91 03:16:00 - 25.09.91 06:15:21	1053 - 1820	1	83,4449	7,3626
9122	30L	91124	26.09.91 21:30:00 - 27.09.91 00:46:02	76 - 811	1	83,1655	9,0563
9123	30L	91125	28.09.91 05:37:00 - 28.09.91 08:25:00	136 - 766	4		
9124	30L	91128	01.10.91 09:32:00 - 01.10.91 09:40:00	no signal	6		
9125	30I	91130	01.10.91 16:03:00 - 01.10.91 18:10:00		2		

Anhang B: Liste der Sonobojenaufzeichnungen der ARCTIC'91 Expedition (Jokat et al., 1992a)

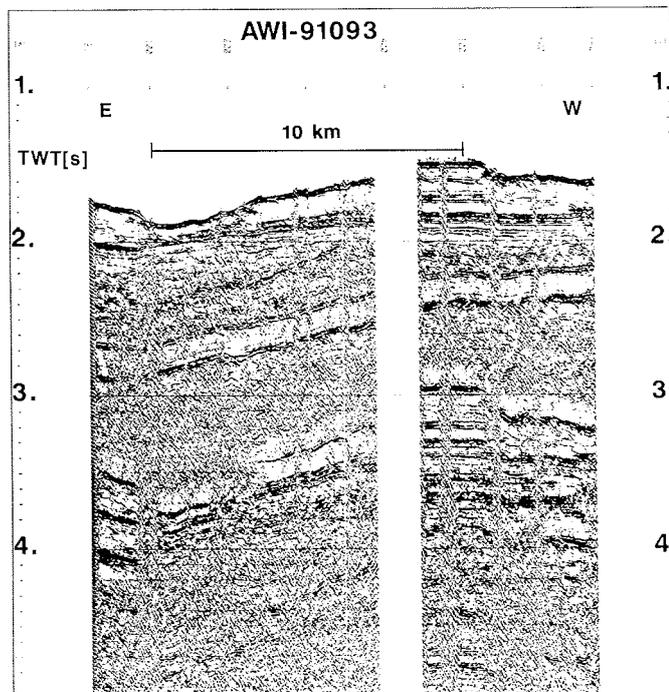
Anhang C: Abbildungen der reflexionsseismischen Profile



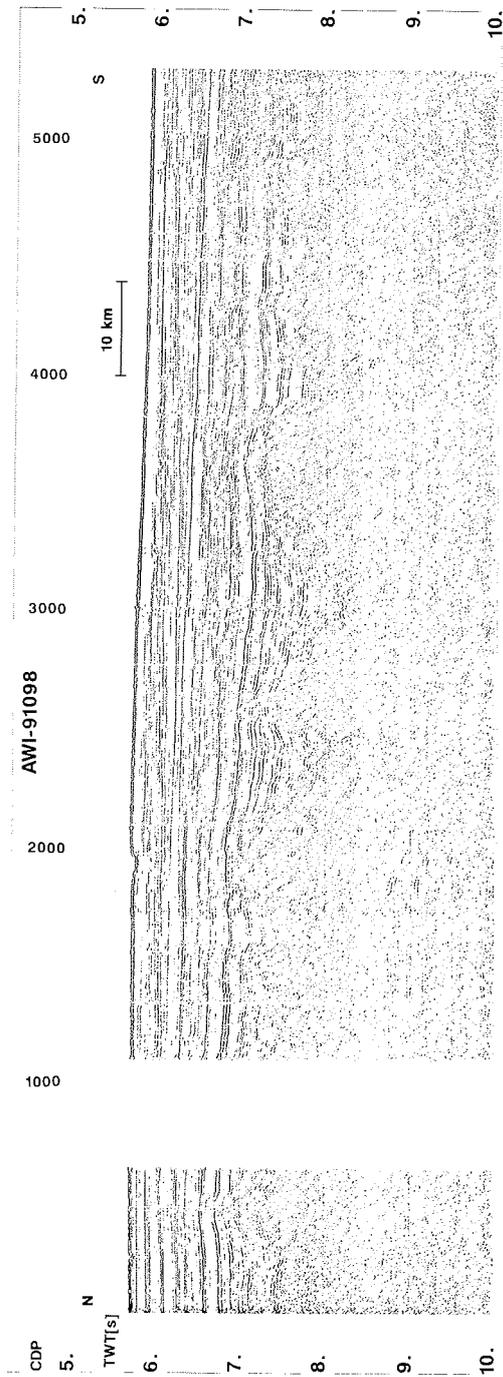
C.0: Reflexionsseismisches Profil AWI-91020 vom Fuß des Barents Schelfes in das Nansen Becken



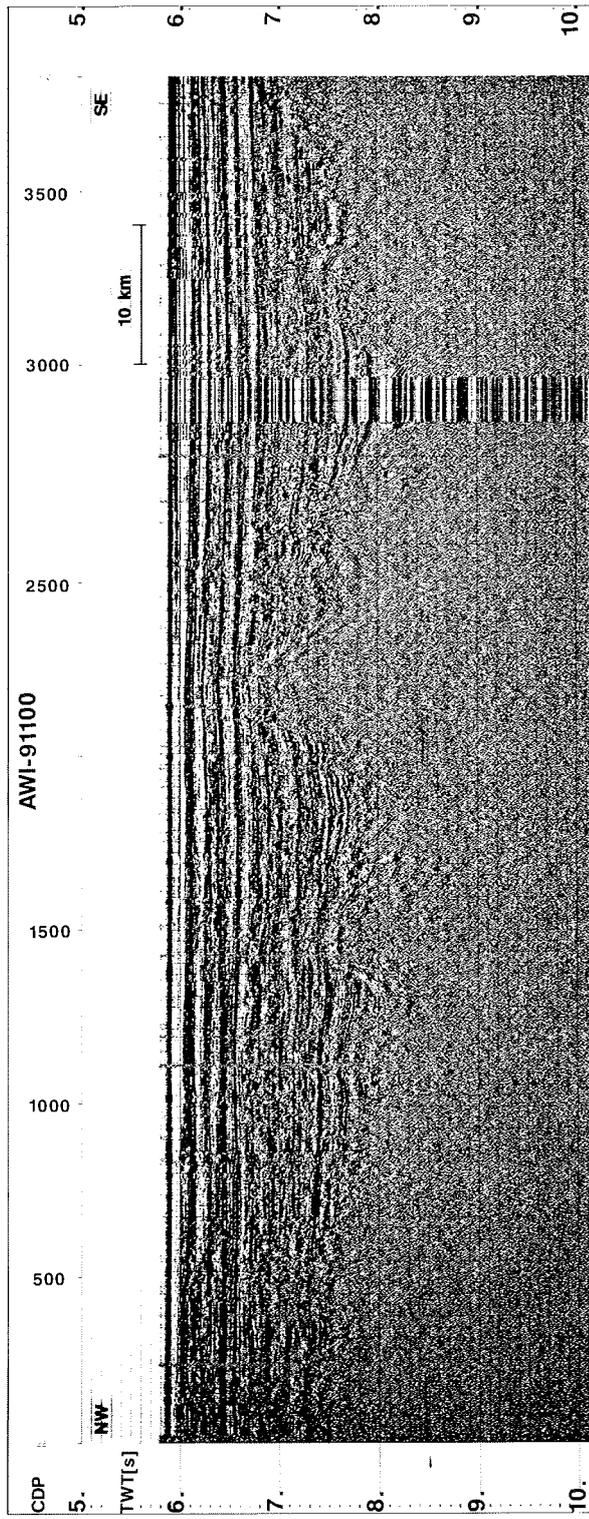
C.1: Reflexionsseismisches Profil AWI-91080 über das Plateau des Lomonosov Rücken



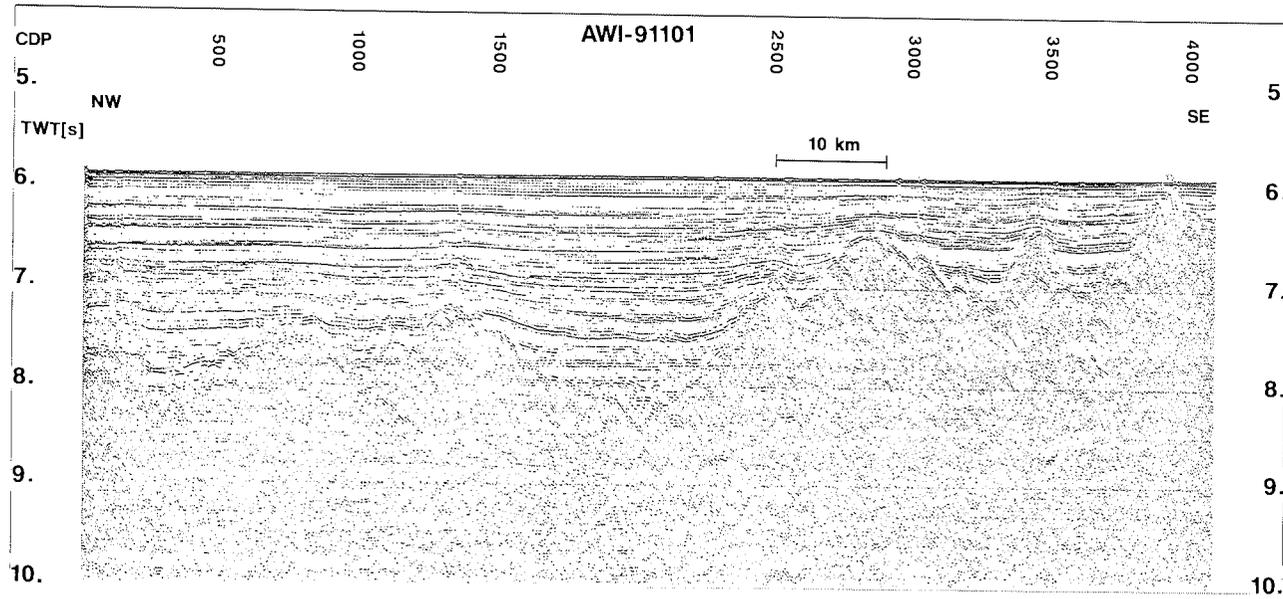
C.2: Reflexionsseismisches Profil AWI-91093 über den Rand des Lomonosov Rücken zum Makarov Becken hin



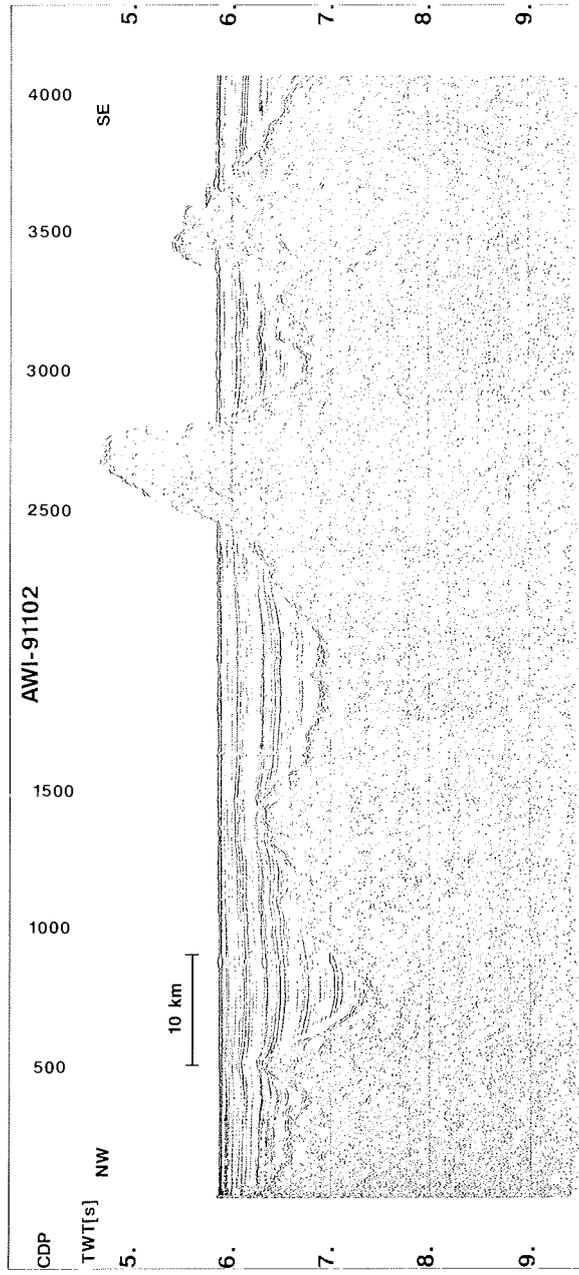
C.3: Reflexionsseismisches Profil AWI-91098 über das zentrale Amundsen Becken



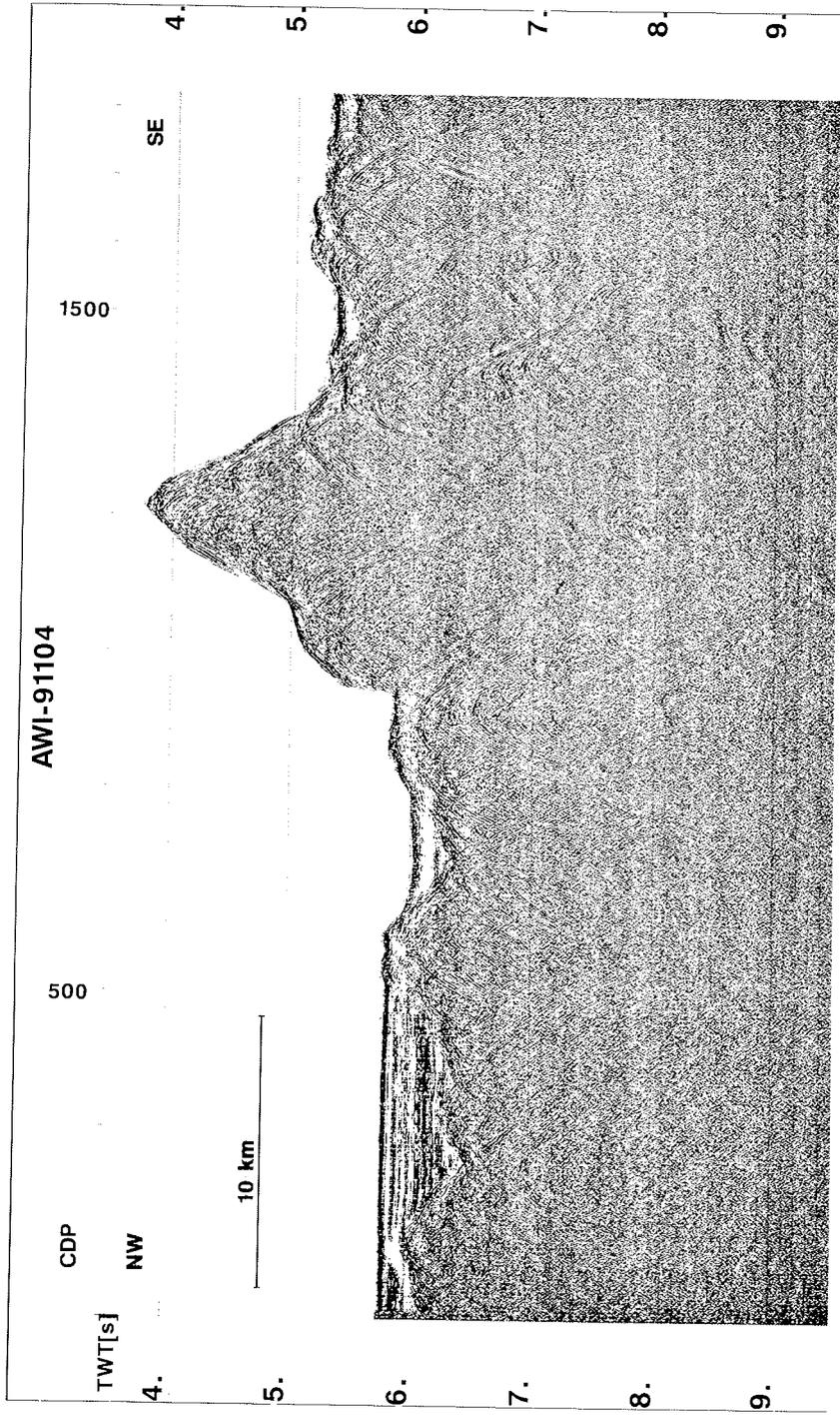
C.4: Reflexionsseismisches Profil AWI-91100 über das zentrale Amundsen Becken



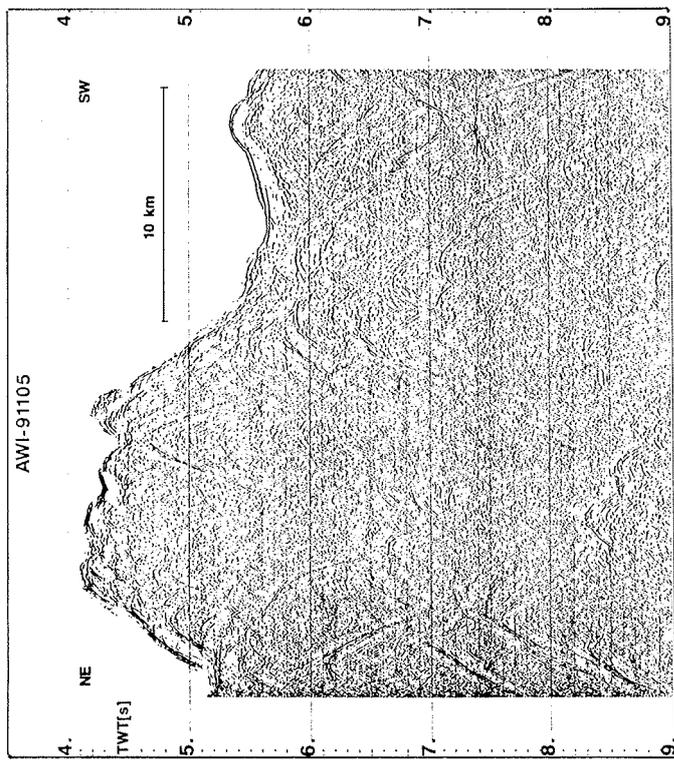
C.5: Reflexionsseismisches Profil AWI-91101 über das zentrale Amundsen Becken.
Ab CDP 2500 steigt das Basementniveau um 1 s TWT an



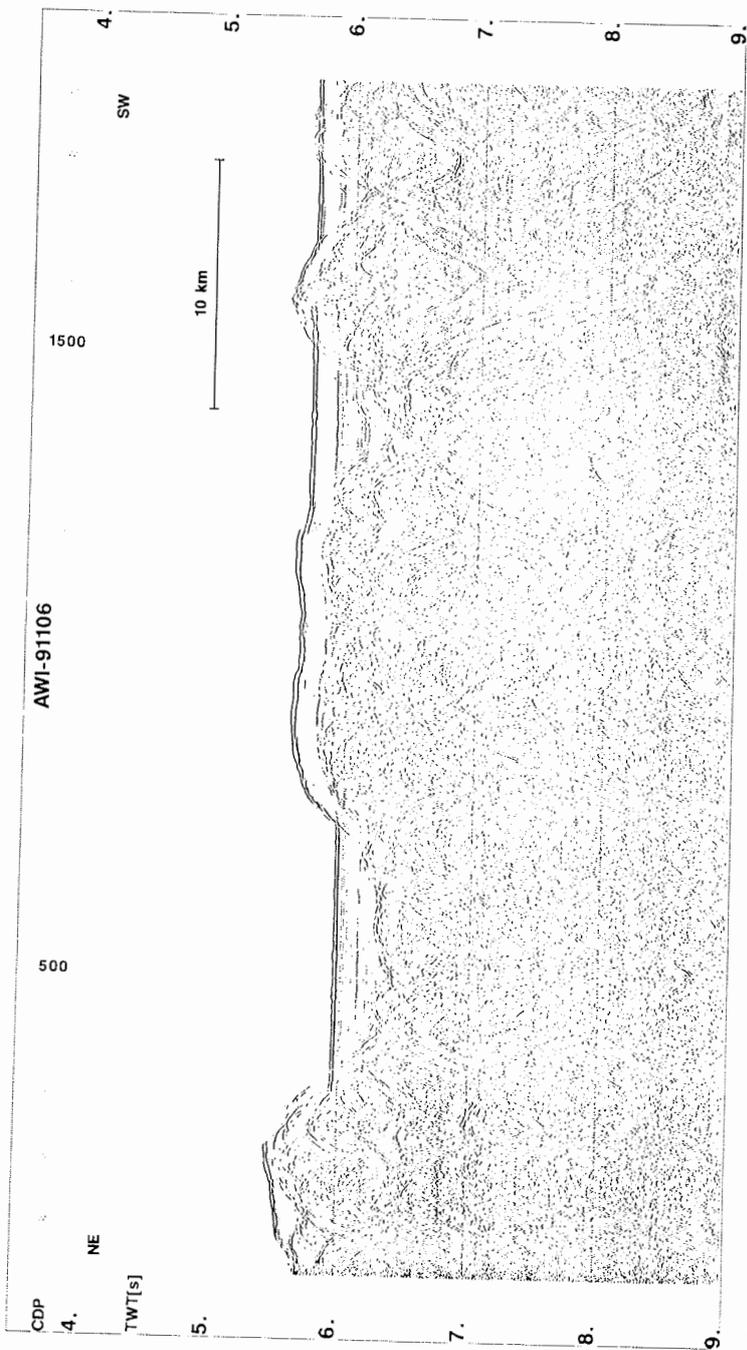
C.6: Reflexionsseismisches Profil AWI-91102 vom zentralen Amundsen Becken zum Gakkel Rücken hin



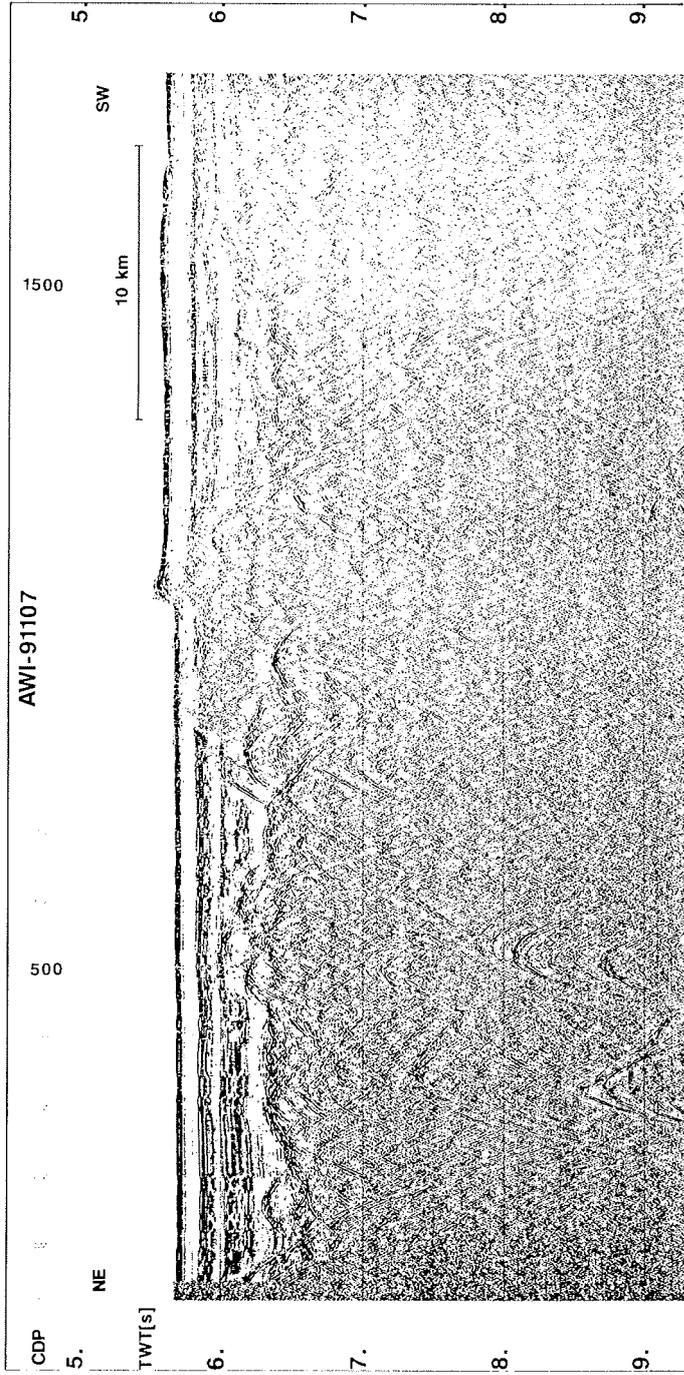
C.7: Reflexionsseismisches Profil AWI-91104 vom zentralen Amundsen Becken zum Gakkel Rücken hin



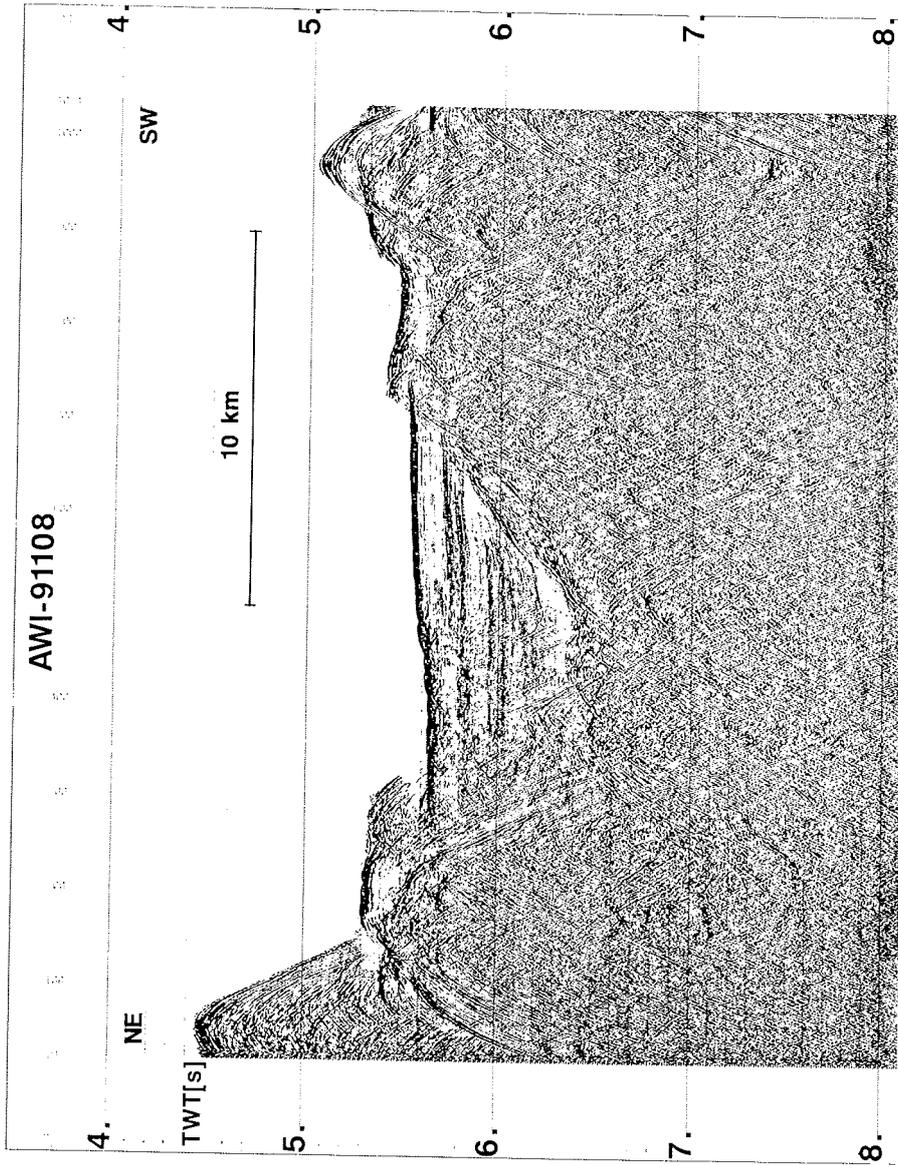
C.8: Reflexionsseismisches Profil AWI-91105 parallel zum Gakkel Rücken durch das Amundsen Becken



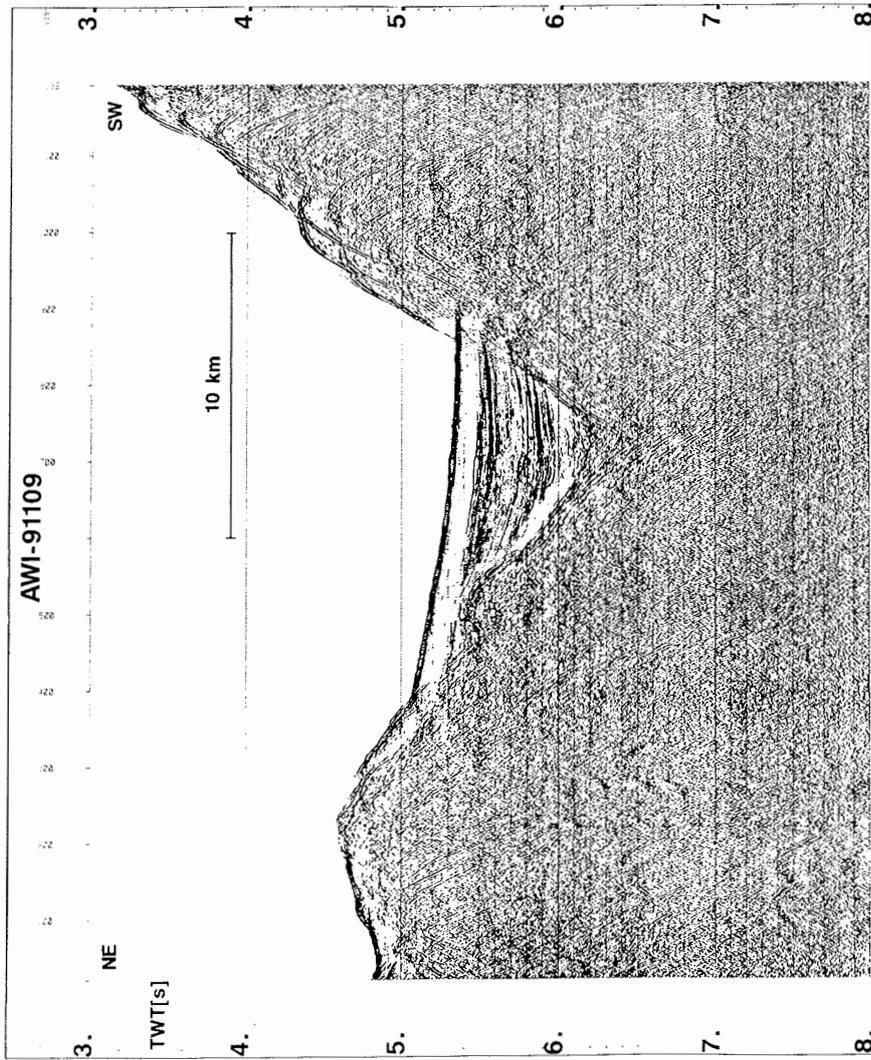
C.9 Reflexionsseismisches Profil AWI-91106 parallel zum Gakkel Rücken durch das Amundsen Becken



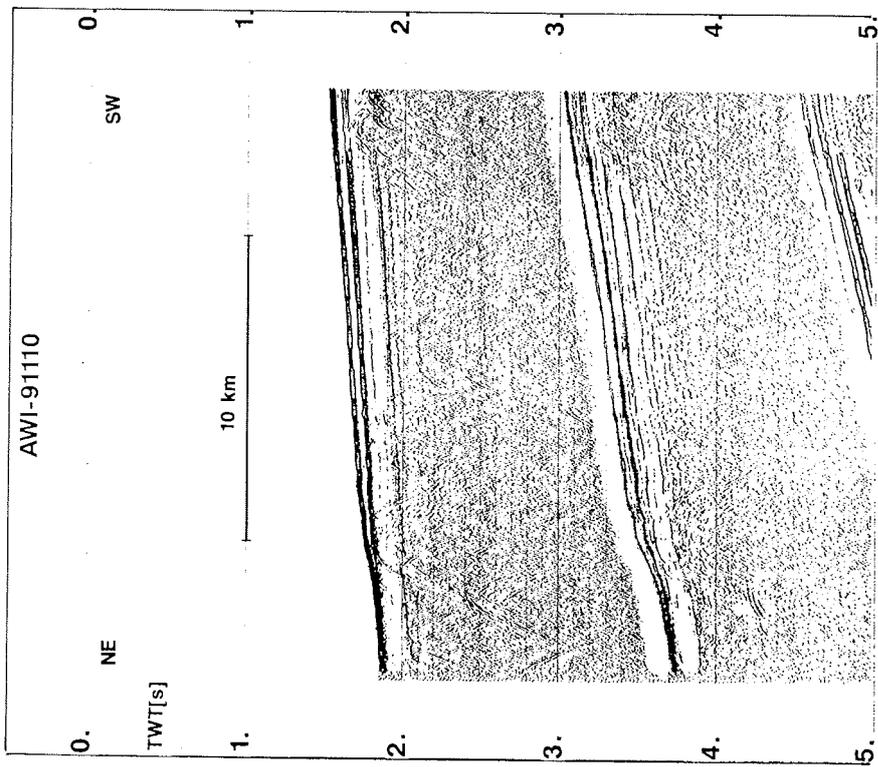
C.10 Reflexionsseismisches Profil - AWI-91107 parallel zum Gakkel Rücken durch das Amundsen Becken



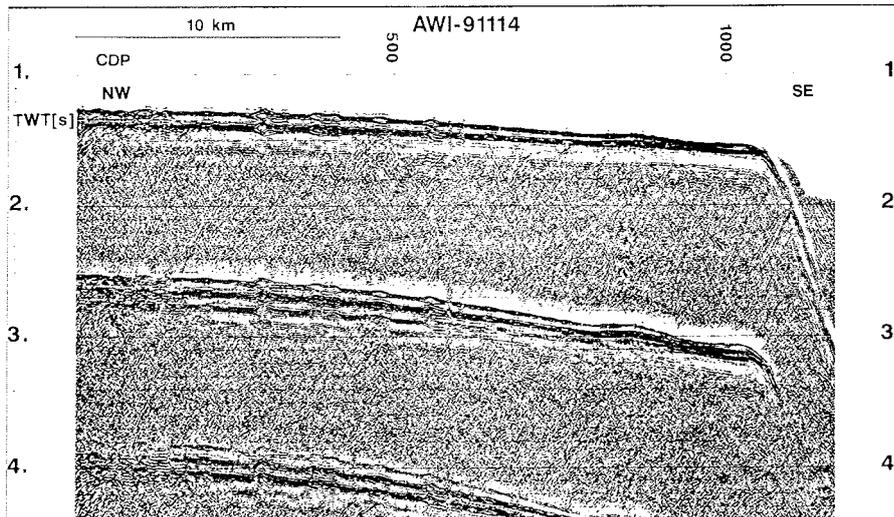
C.12 Reflexionsseismisches Profil AWI-91108 parallel zum Gakkel Rücken durch das Amundsen Becken



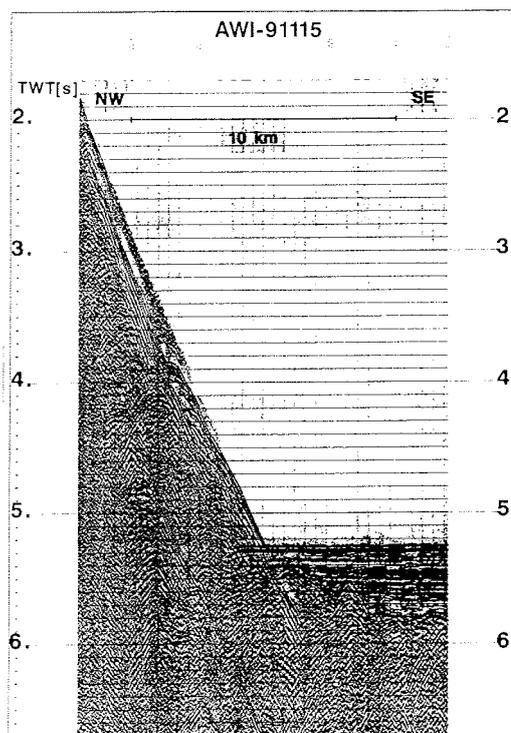
C.13 Reflexionsseismisches Profil AWI-91109 vom Armundsen Becken auf den Morris Jesup Rise



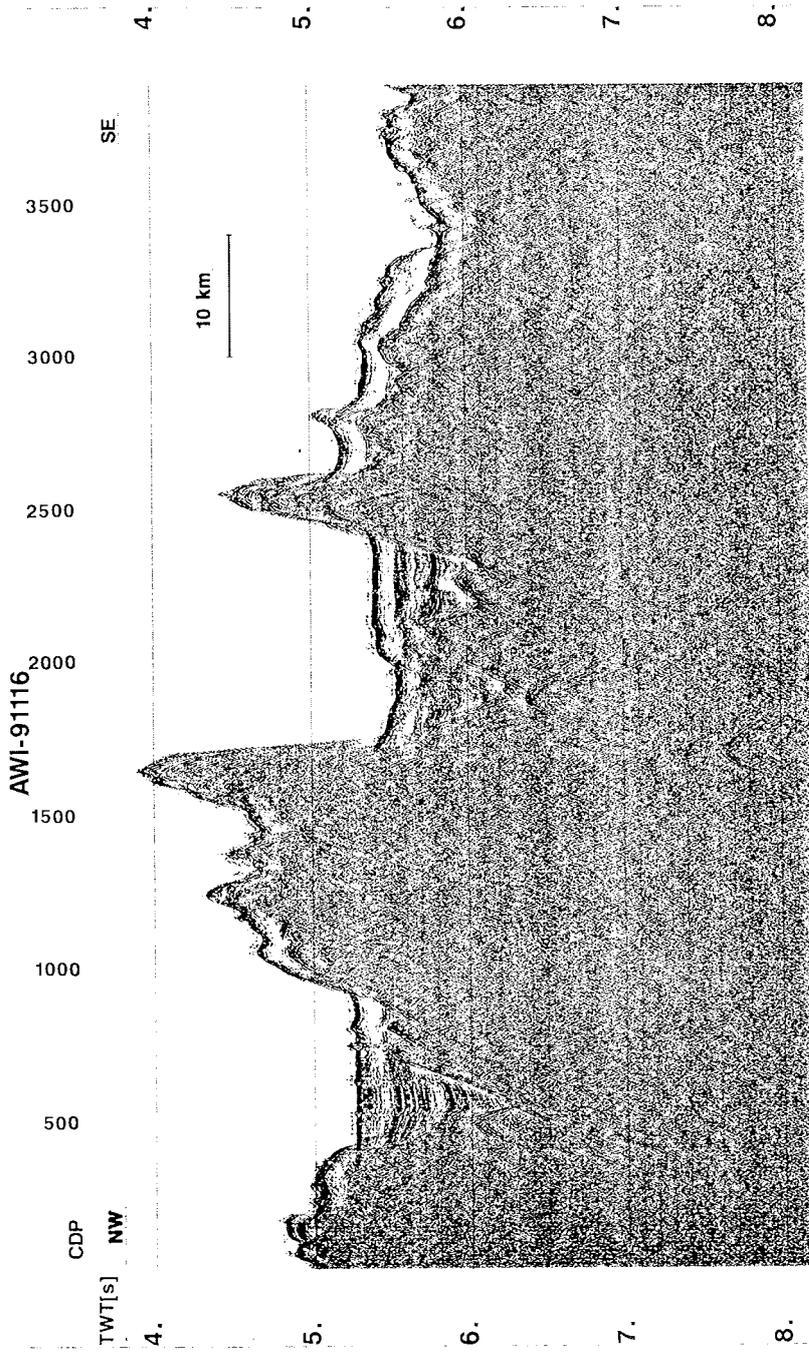
C.14 Reflexionsseismisches Profil AWI-91110 Morris Jesup Rise



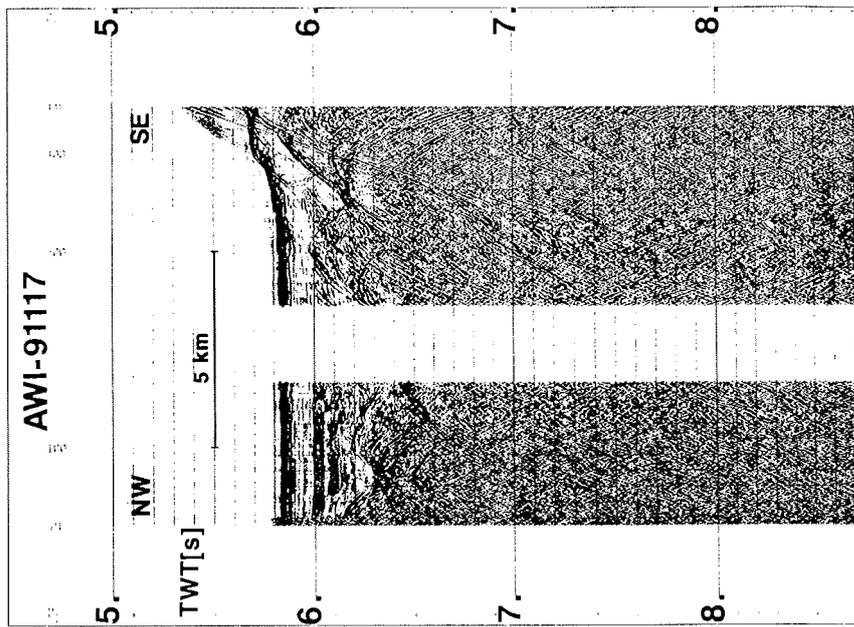
C.15 Reflexionsseismisches Profil AWI-91114 Morris Jesup Rise



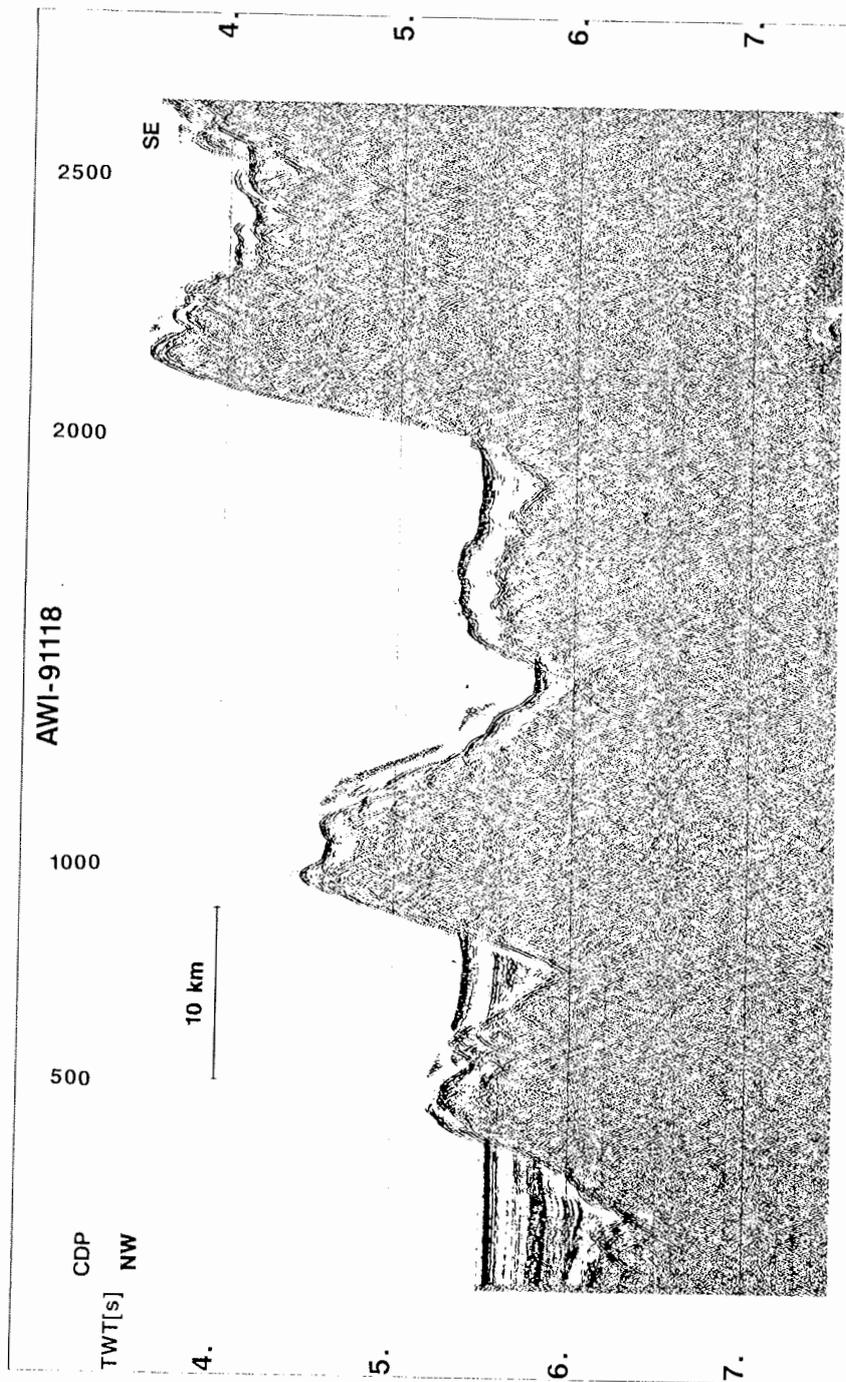
C.16 Reflexionsseismisches Profil AWI-91115 vom Morris Jesup Rise ins Amundsen Becken



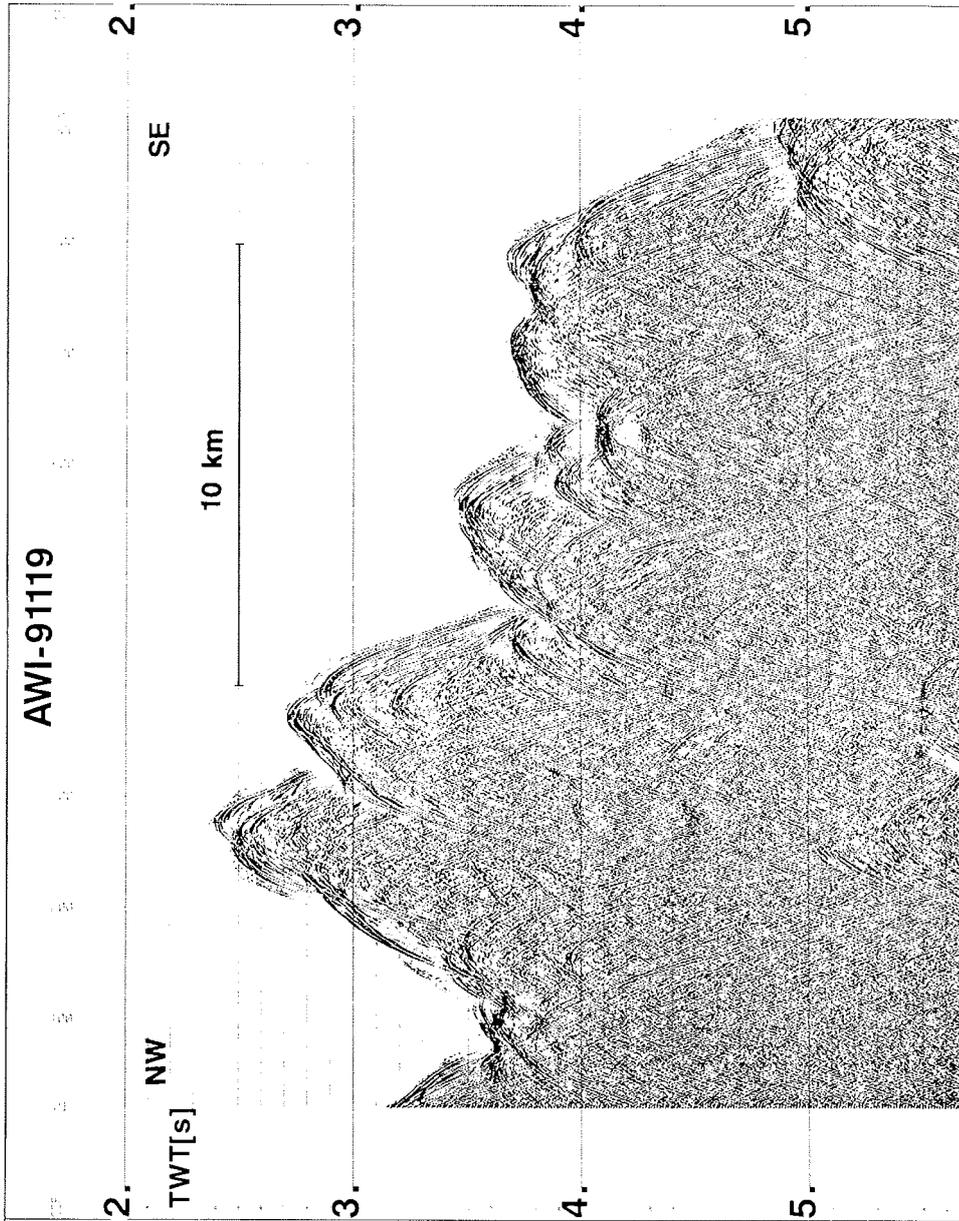
C.17 Reflexionsseismisches Profil AWI-91116 südwestliches Amundsen Becken



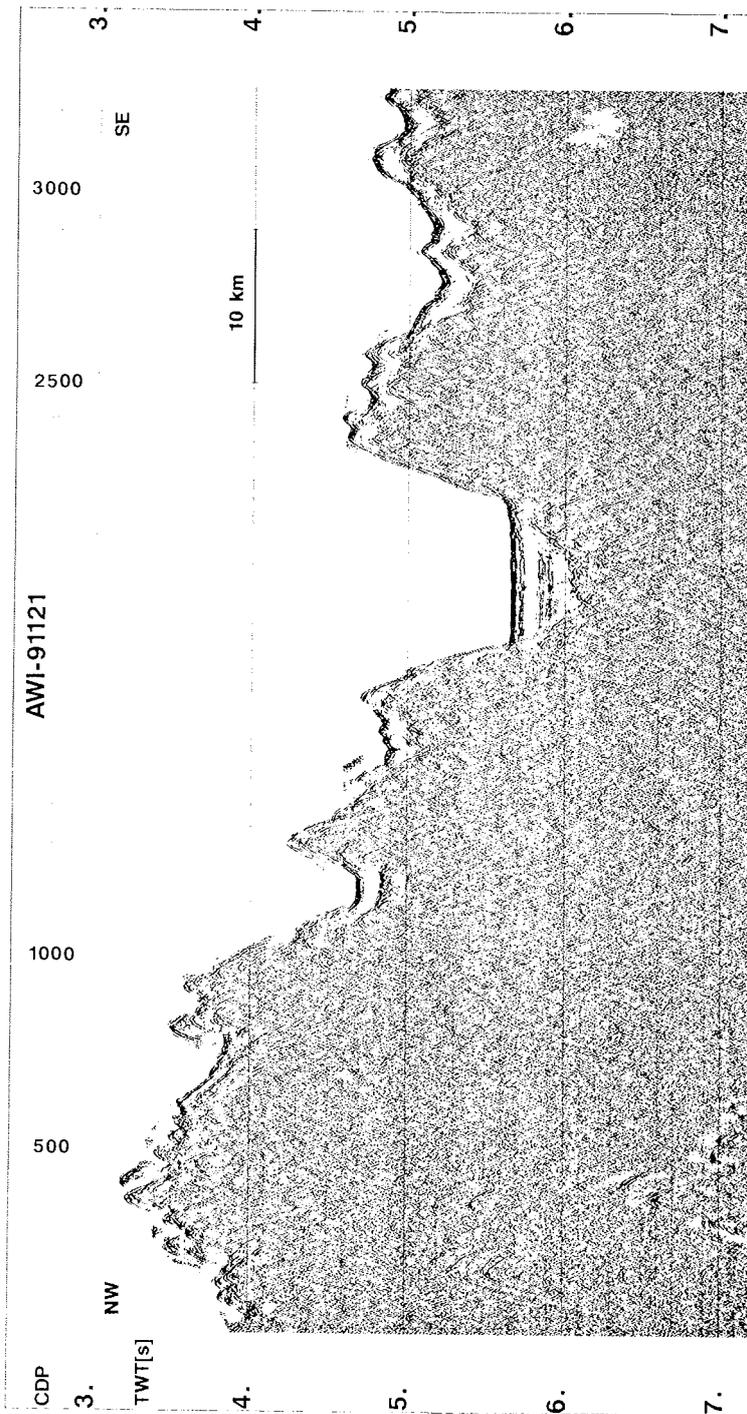
C.18 Reflexionsseismisches Profil AWI-91117 südwestliches Amundsen Becken



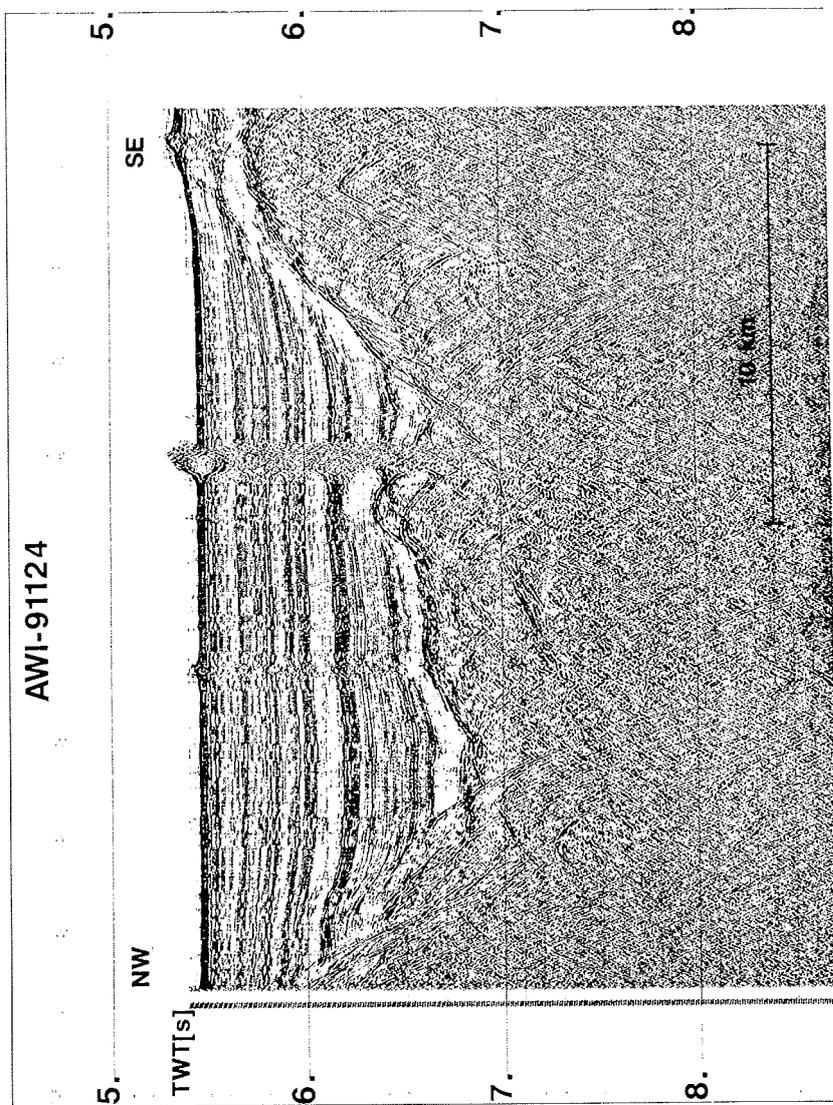
C.19 Reflexionsseismisches Profil AWI-91118 südwestliches Amundsen Becken zum Gakkel Rücken



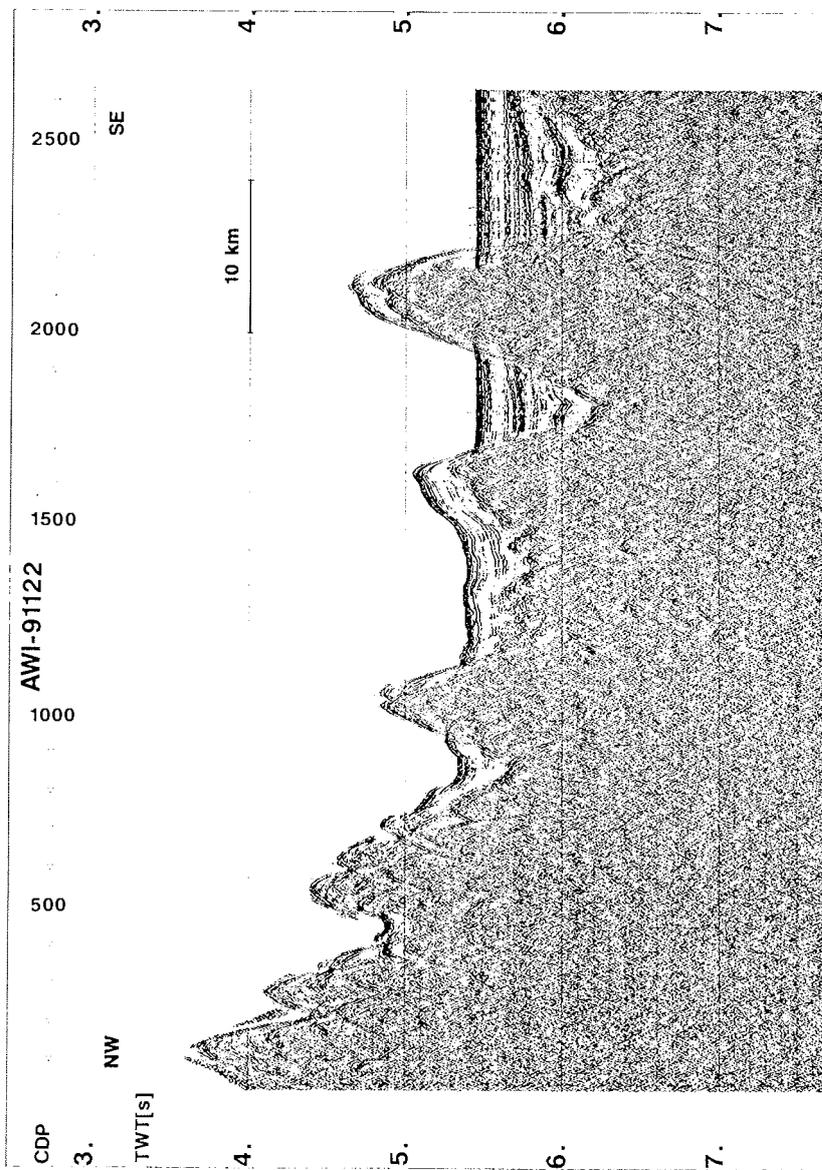
C.20 Reflexionsseismisches Profil AWI-91119 Gakkel Rücken
nördliche Rückenschulter



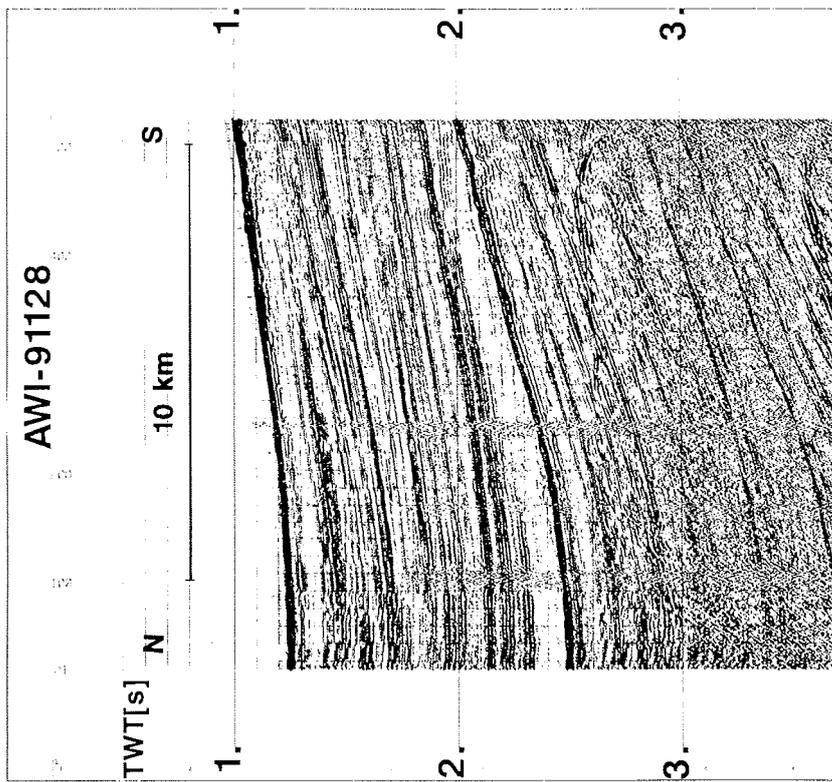
C.21 Reflexionsseismisches Profil AWI-91121 Gakkel Rücken, südliche Rückenschulter zum Nansen Becken



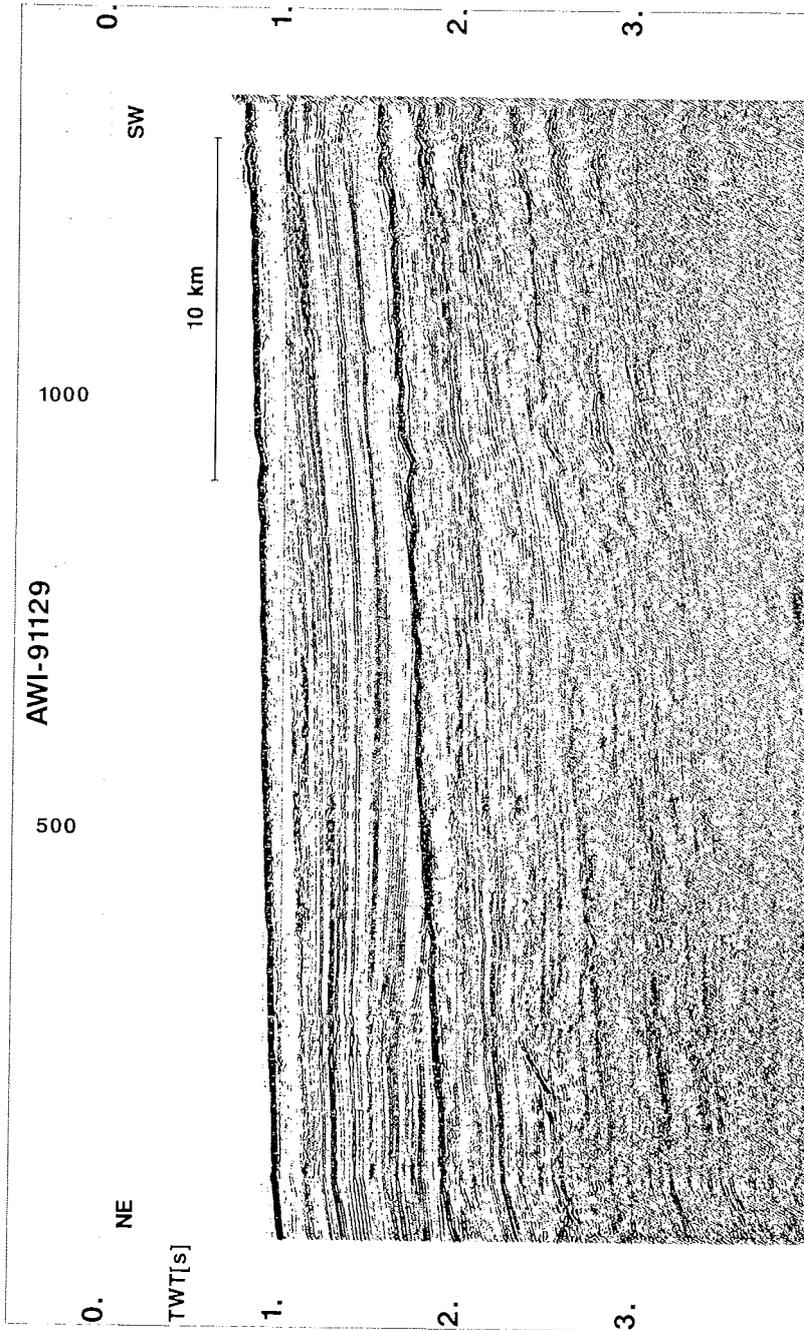
C.23 Reflexionsseismisches Profil AWI-91124 südwestliches Nansen Becken mit 1500 m mächtigen Sedimentlagen



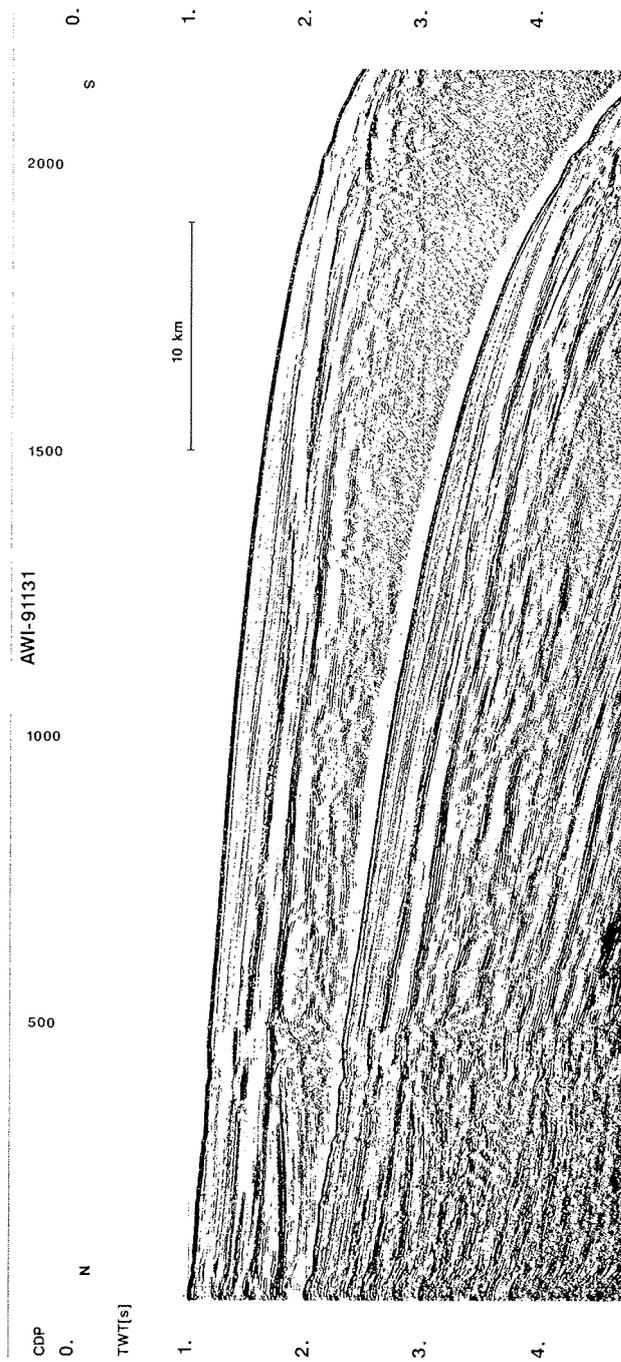
C.22 Reflexionseismisches Profil AWI-91122 südwestliches Nansen Becken



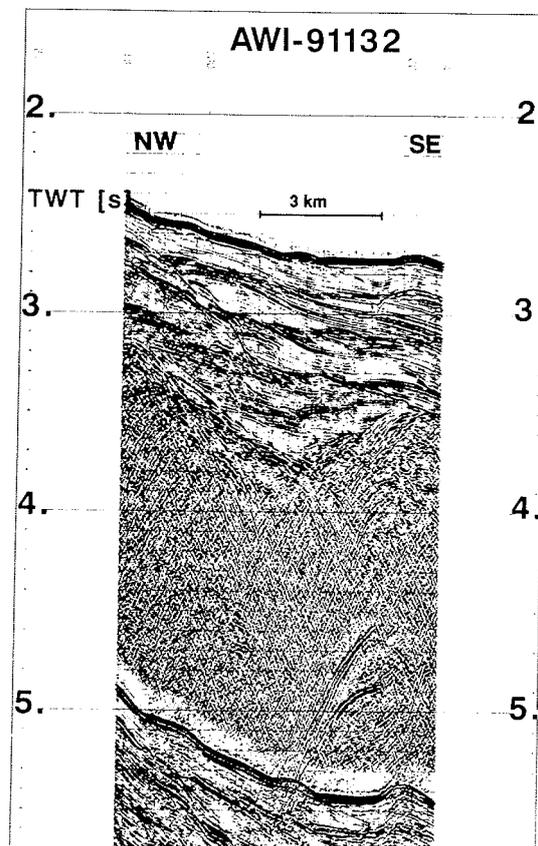
C.25 Reflexionseismisches Profil AWI-91128 nordöstliche Flanke des Yermak Plateaus



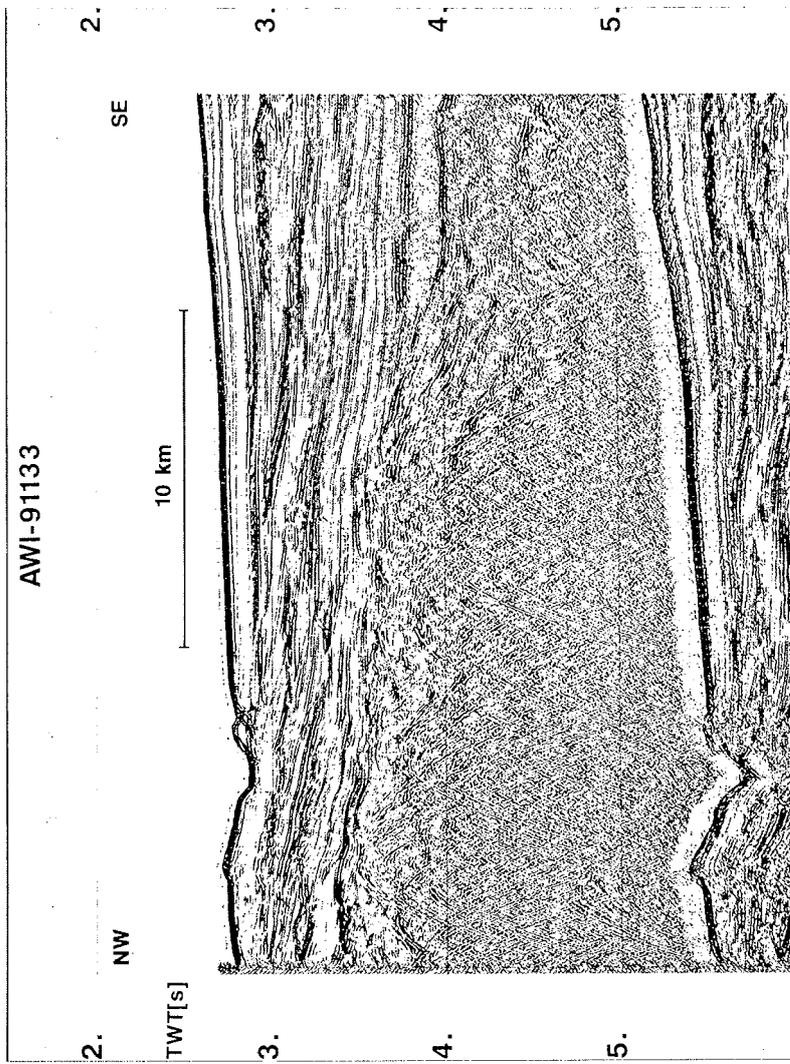
C.26 Reflexionsseismisches Profil AWI-91129 Sattelbereich des Yermak Plateaus



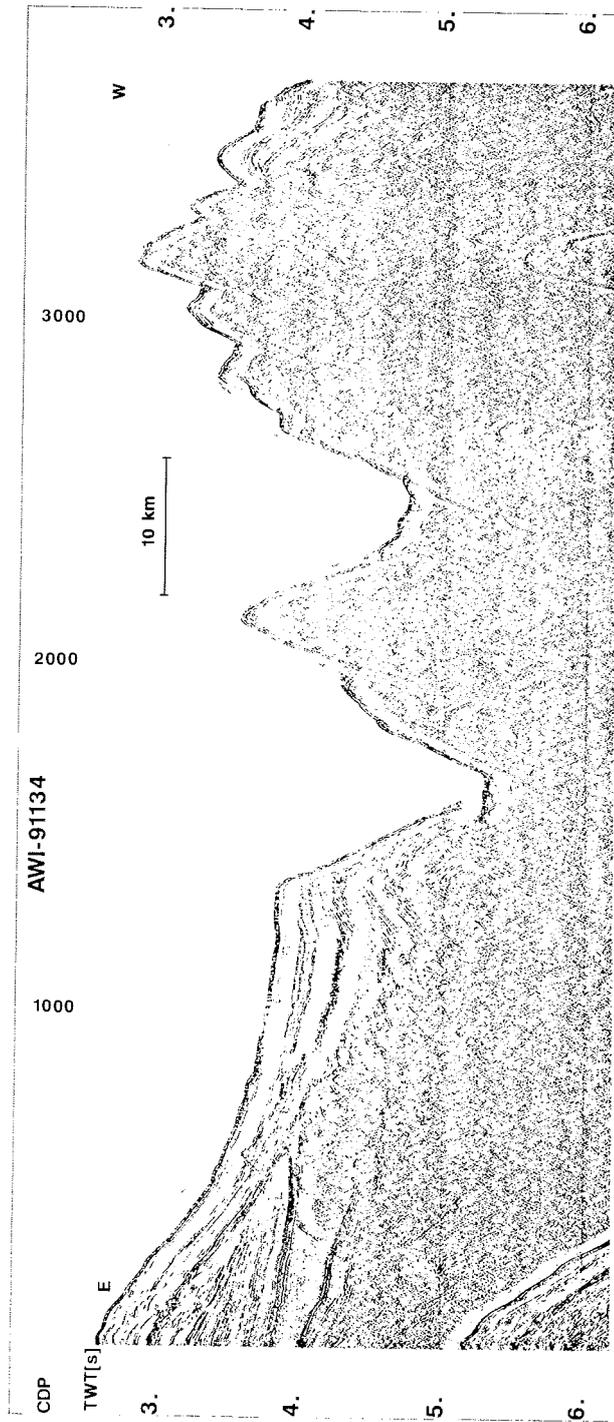
C.27 Reflexionsseismisches Profil AWI-91131 entlang dem südwestlichen Hang des Yermak Plateaus



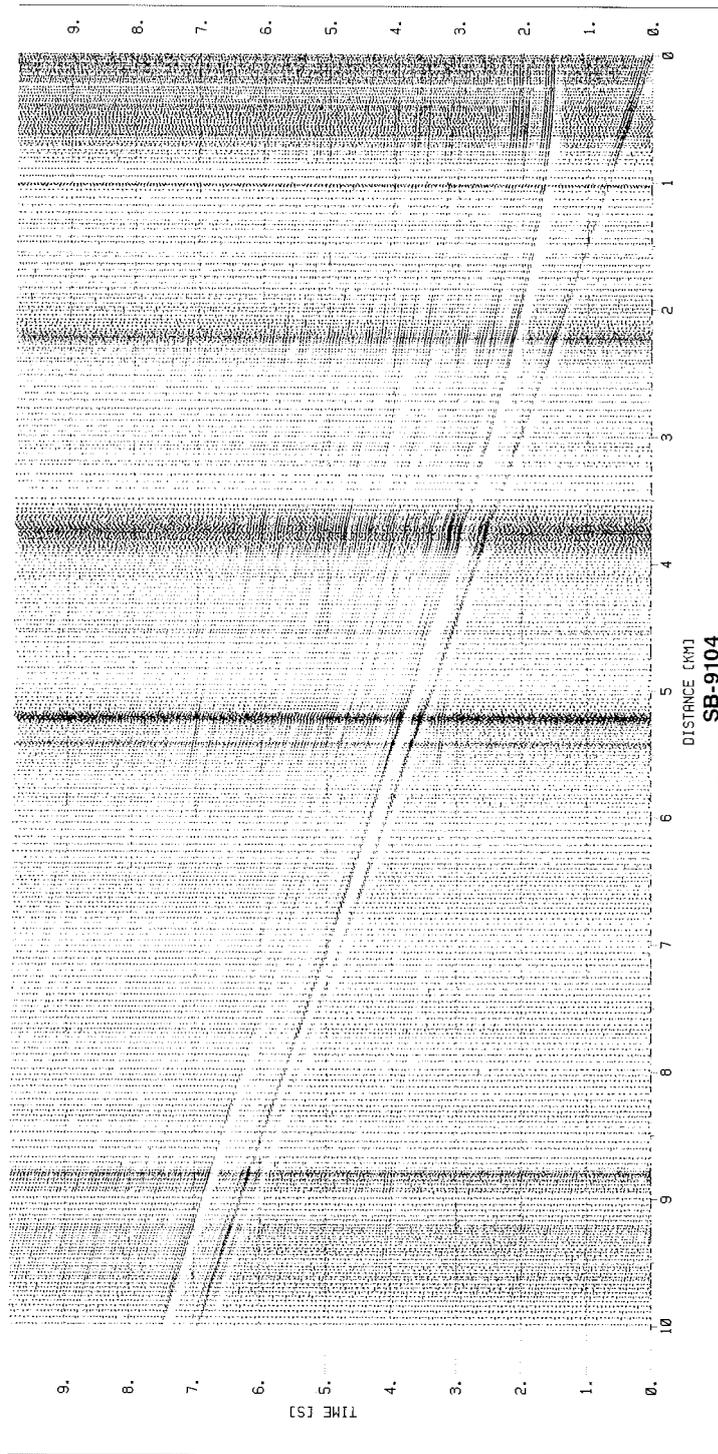
C.28 Reflexionsseismisches Profil AWI-91132 südwestliche Flanke des Yermak Plateaus



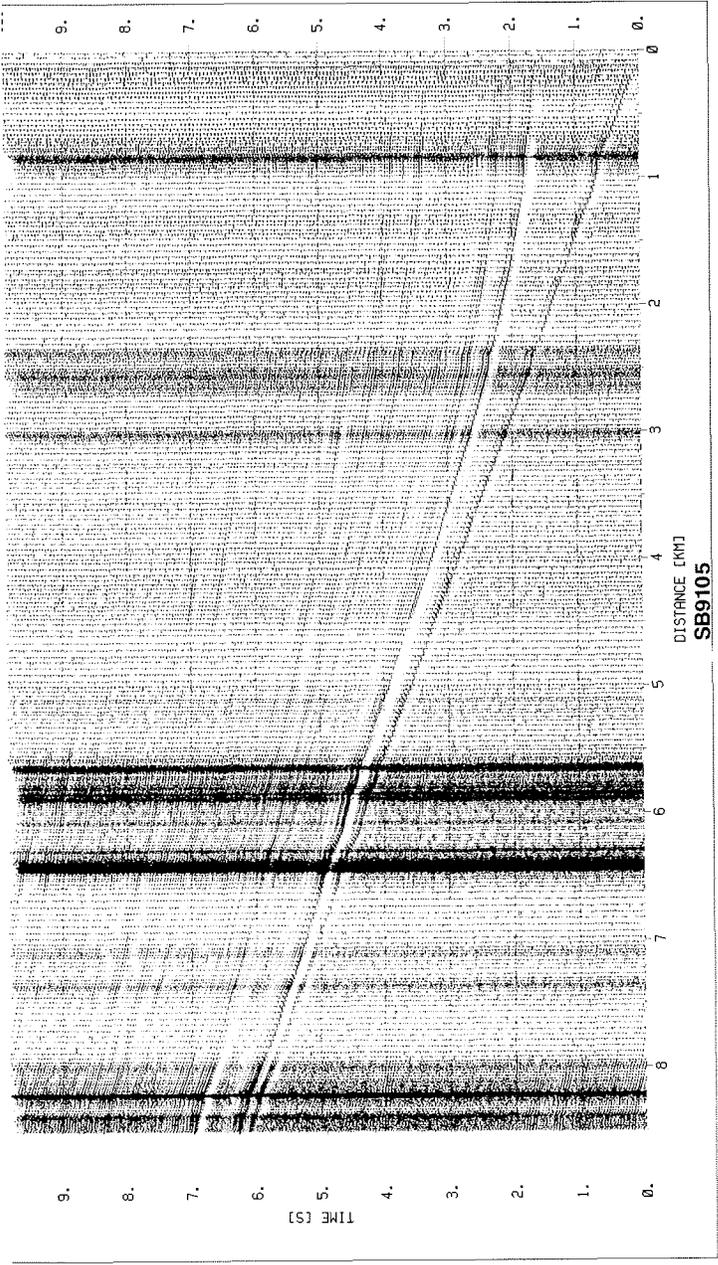
C.29 Reflexionsseismisches Profil AWI-91133 südwestliche Flanke des Yermak Plateaus



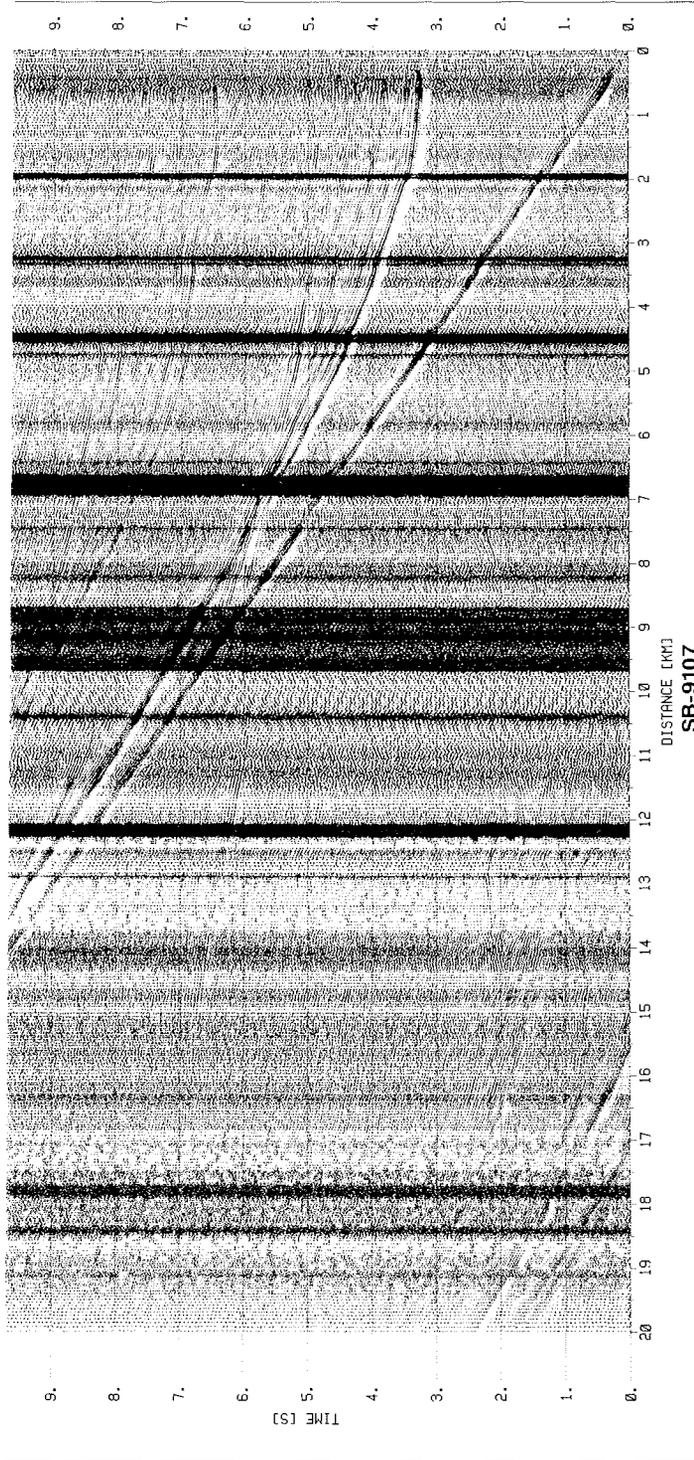
C.30 Reflexionsseismisches Profil AWI-91134 südwestliche Flanke des Yermak Plateaus zum Molloy Ridge



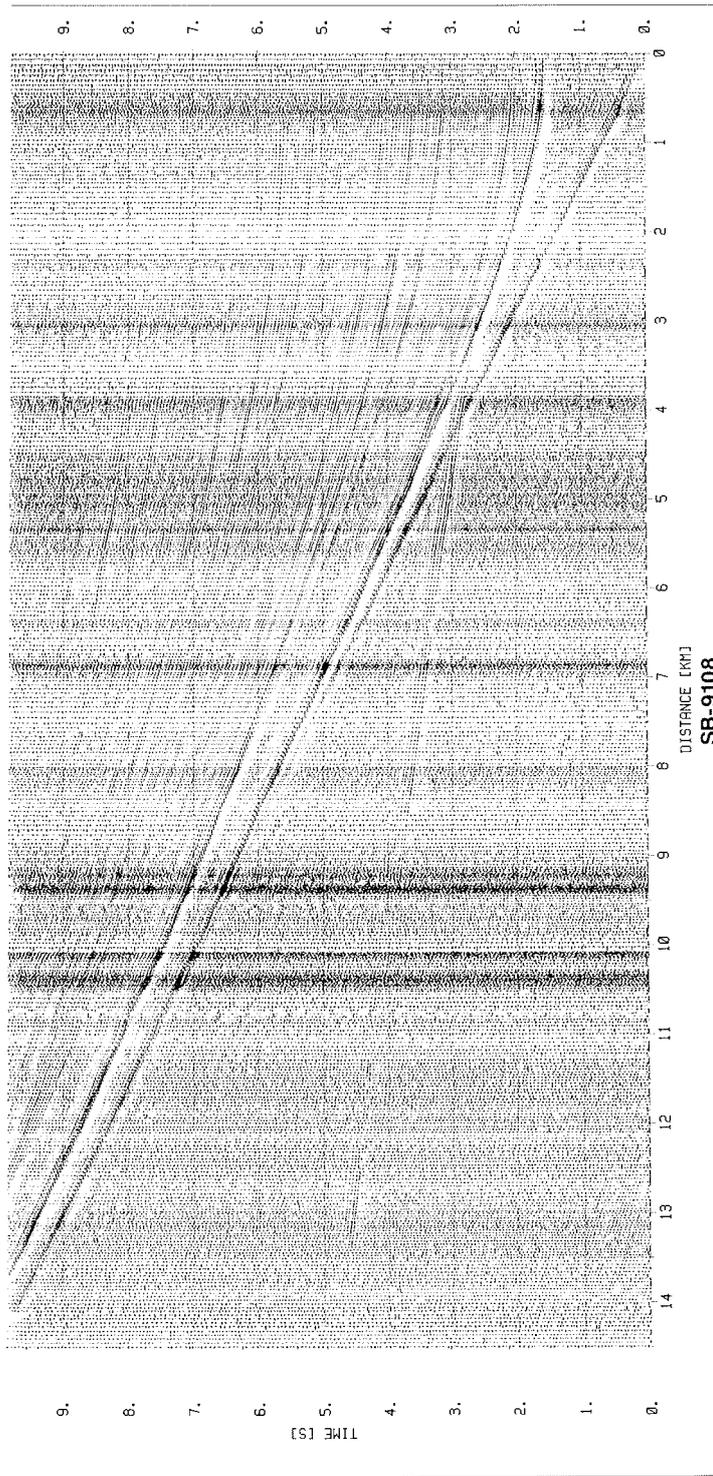
D.1 Sonoboje SB9104 Lomonosov Rücken



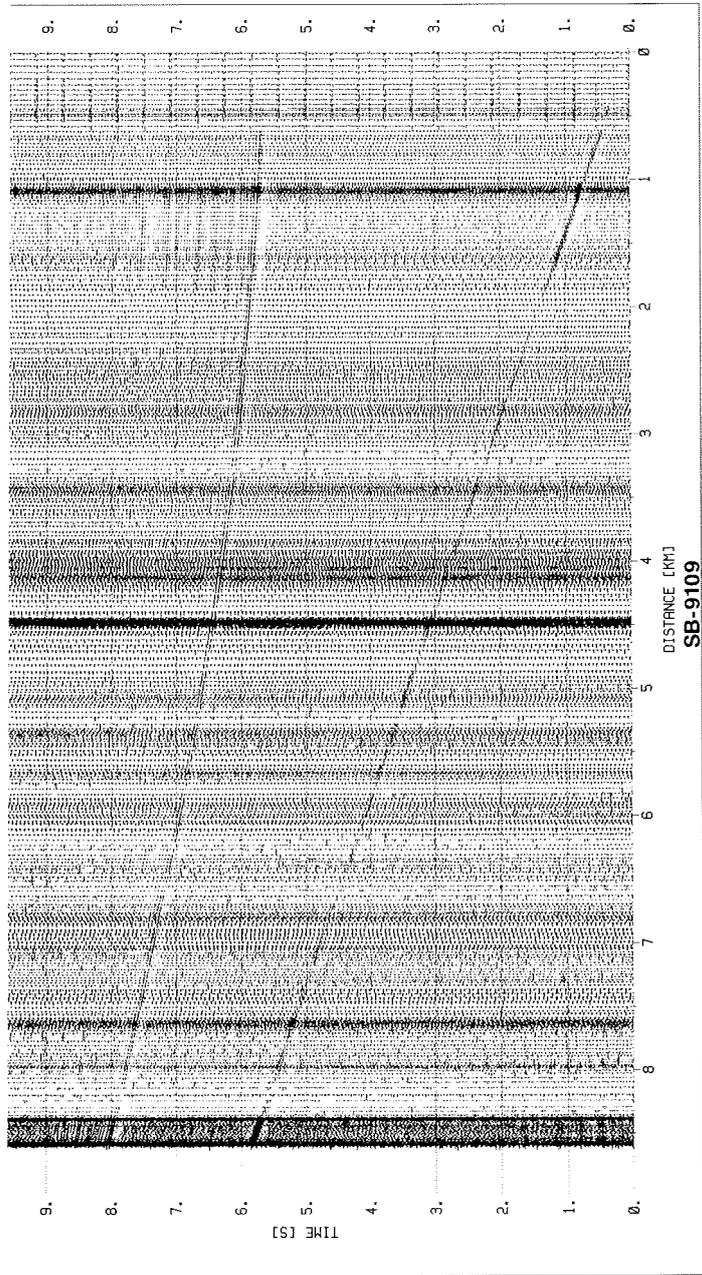
D.2 Sonoboje SB9105 Lomonosov Rücken



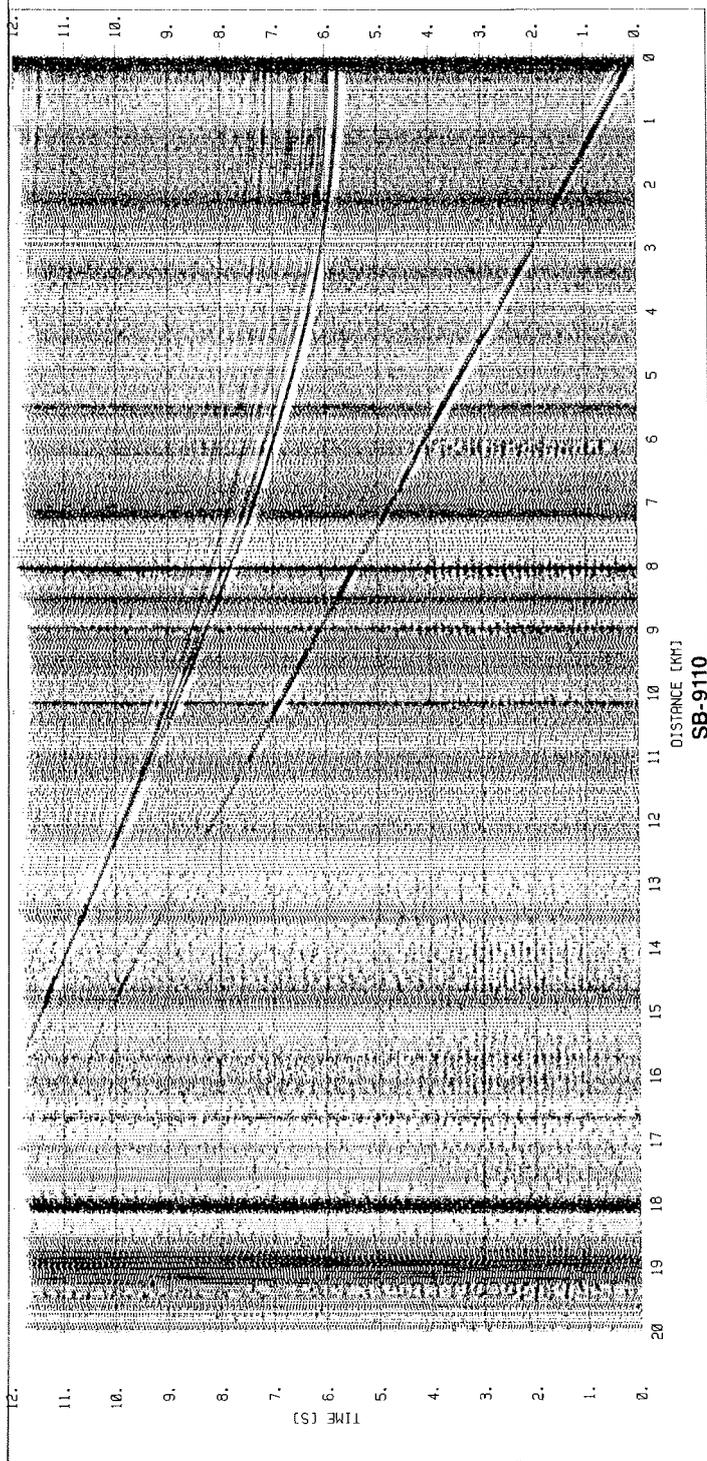
D.3 Sonoboje SB9107 Lomonosov Rücken



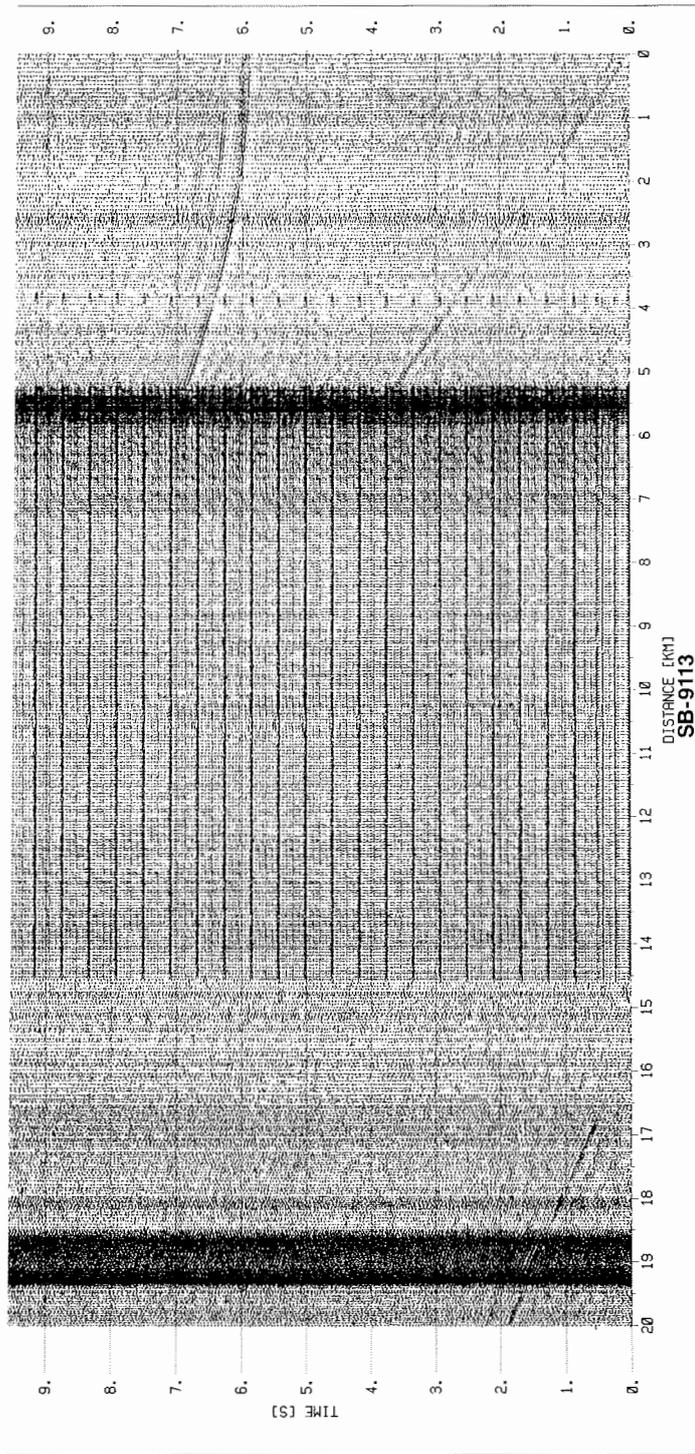
D.4 Sonoboje SB9108 Lomonosov Rücken



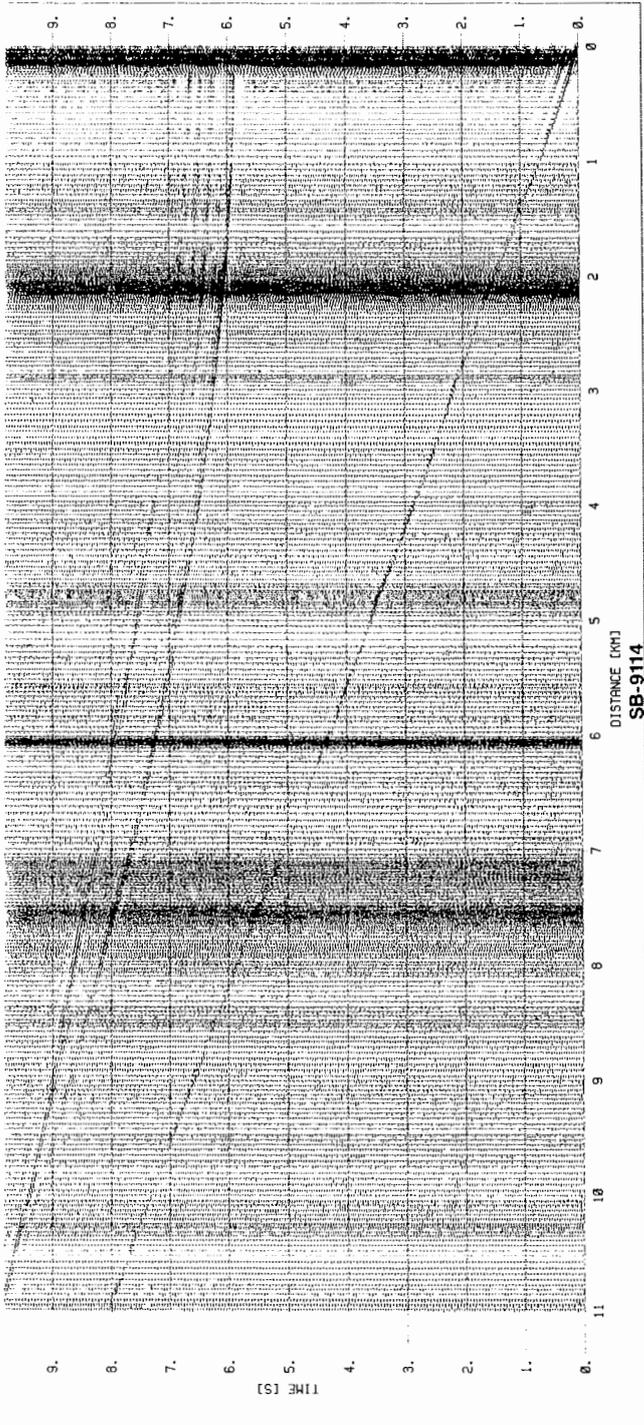
D.5 Sonoboje SB9109 Amundsen Becken



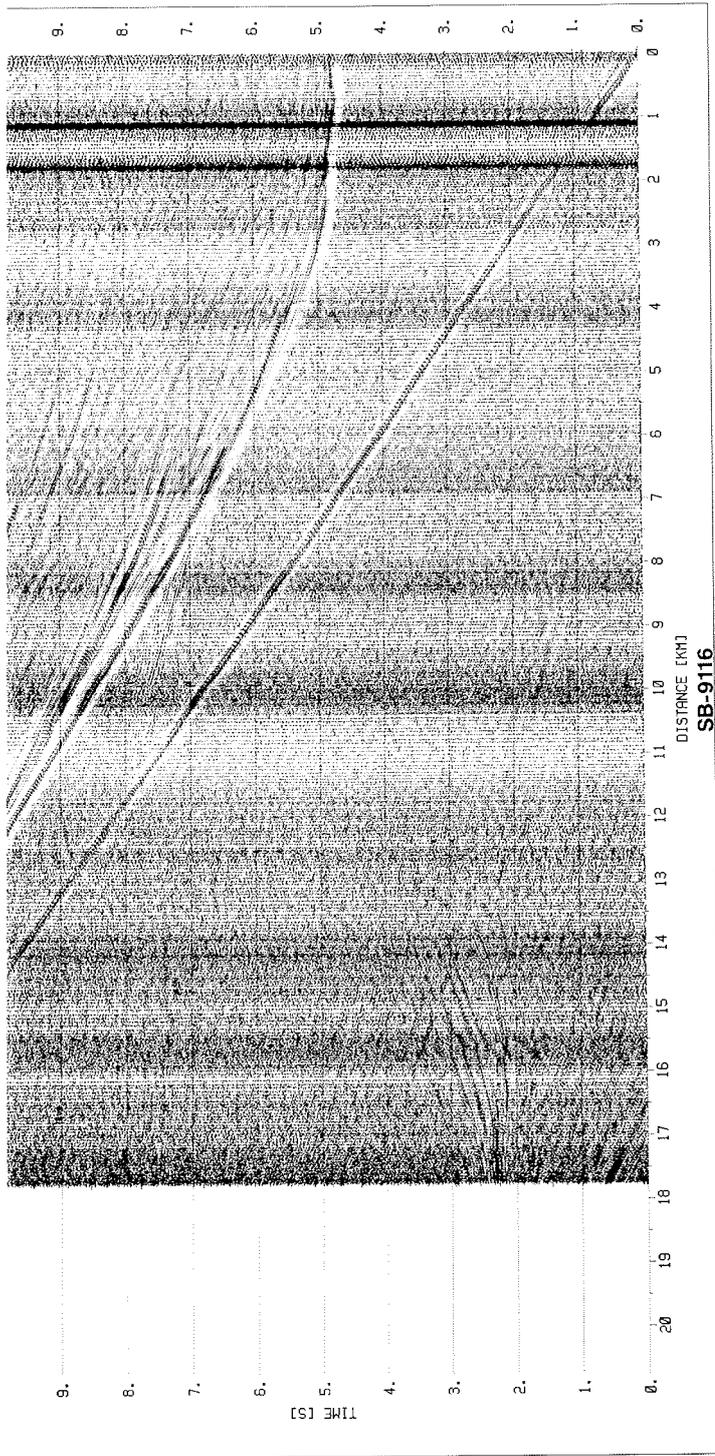
D.6 Sonoboje SB9110 Amundsen Becken



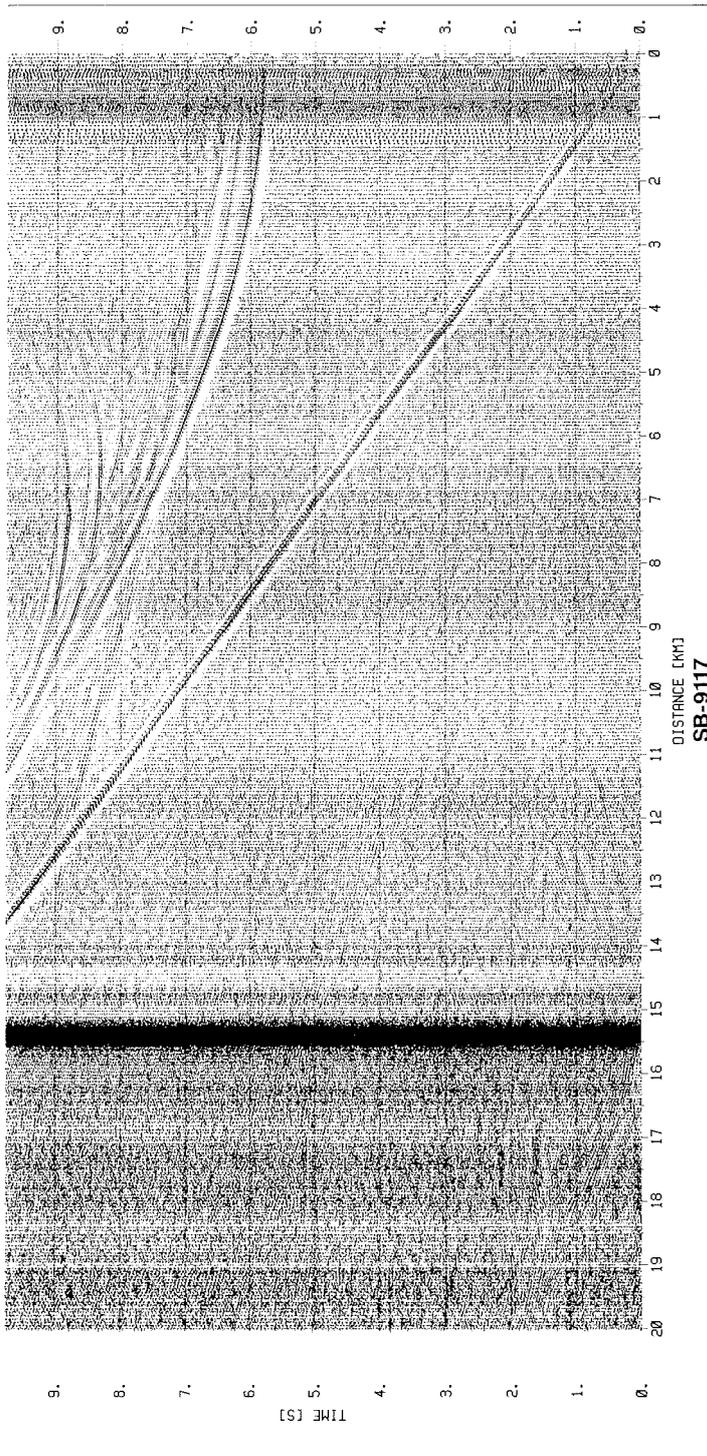
D.7 Sonobojø SB9113 Amundsen Becken



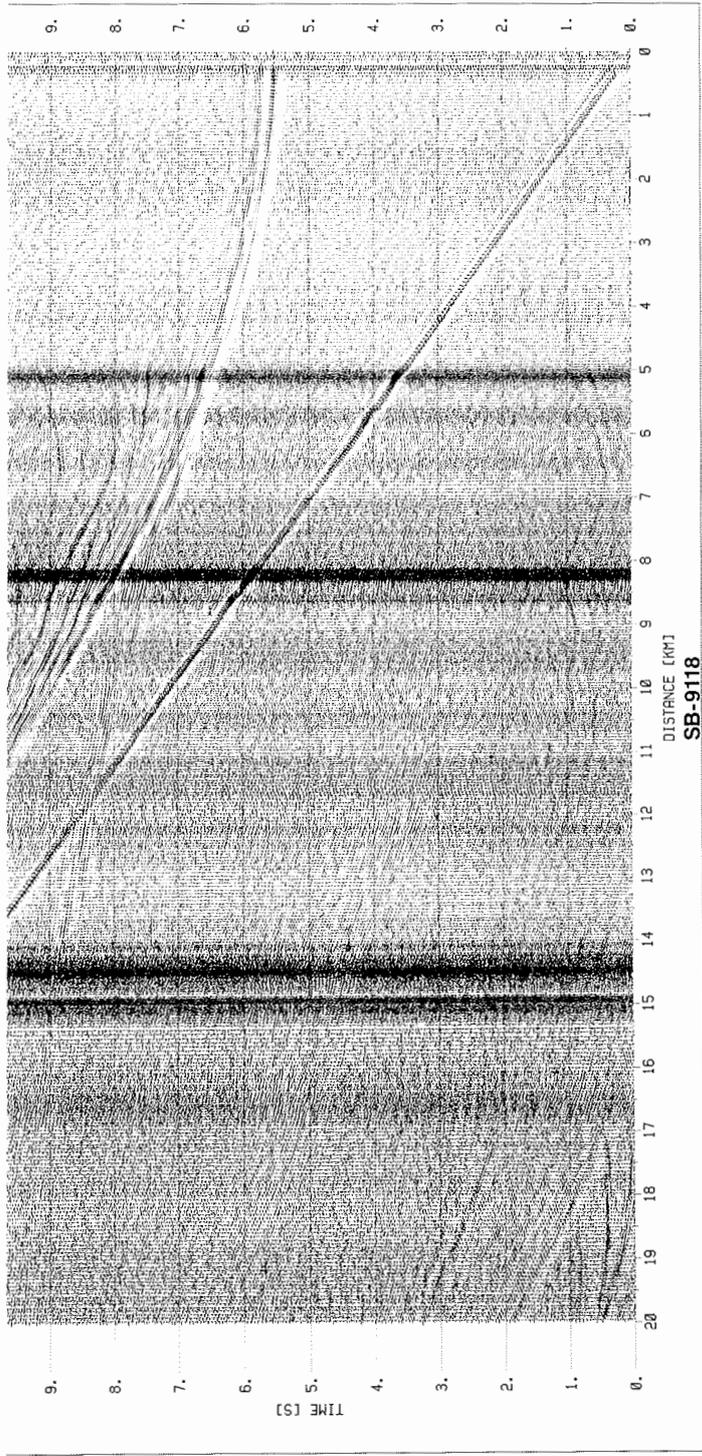
D.8 Sonoboje SB9114 Amundsen Becken



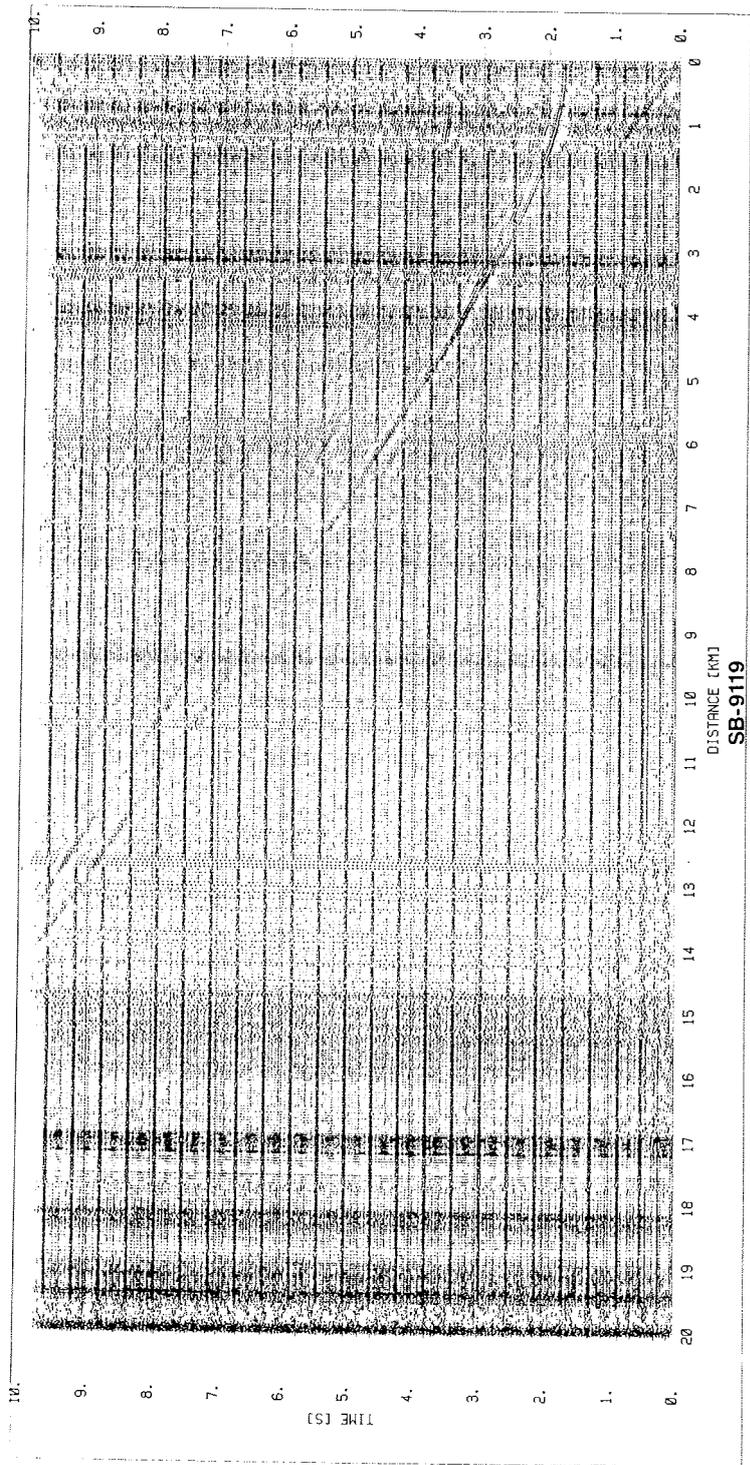
D.9 Sonoboje SB9116 Amundsen Becken



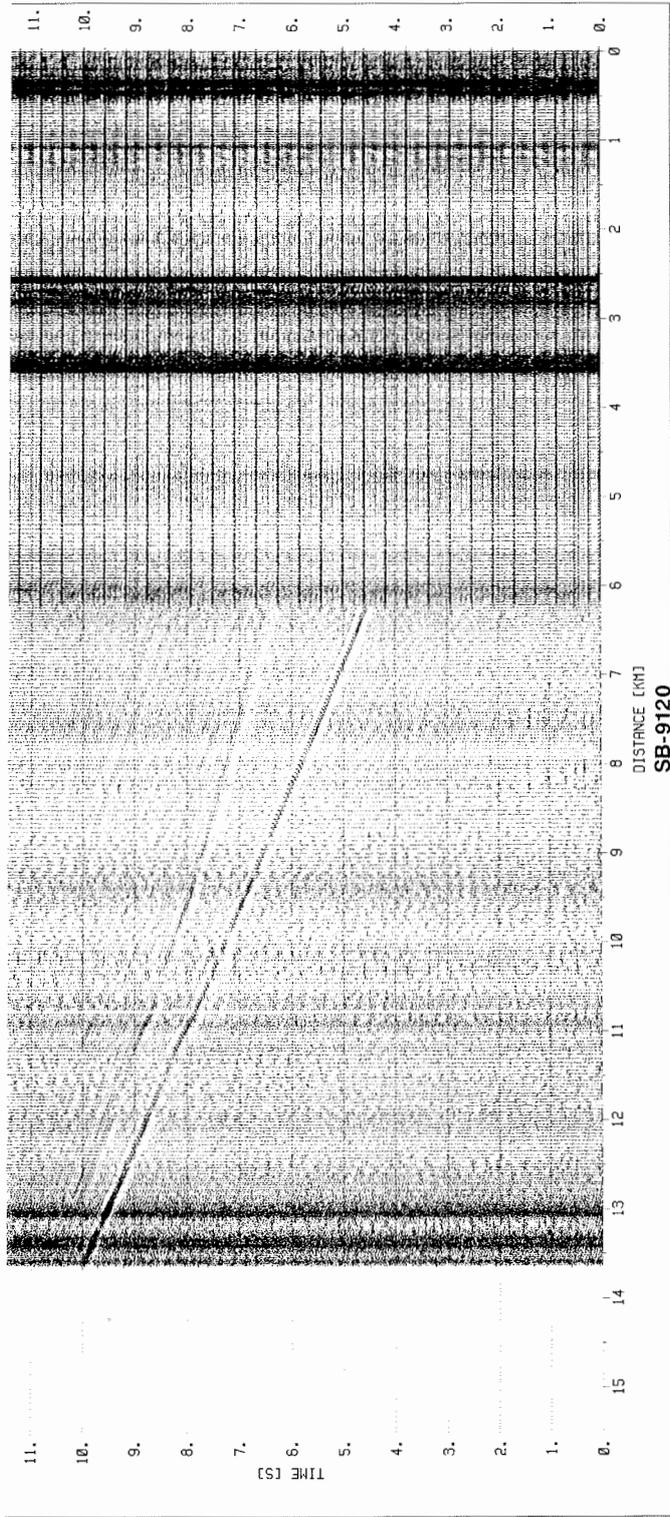
D.10 Sonoboje SB9117 Amundsen Becken



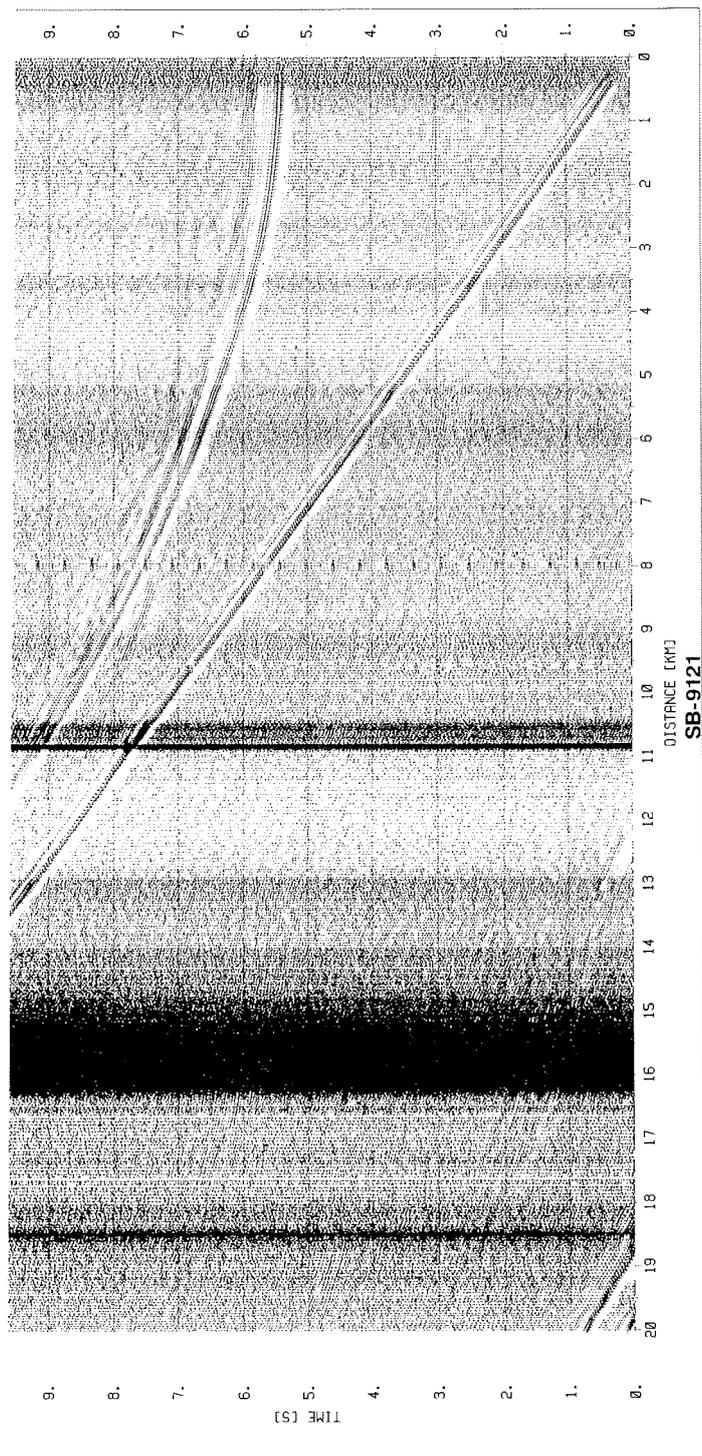
D.11 Sono-boje SB9118 Amundsen Becken



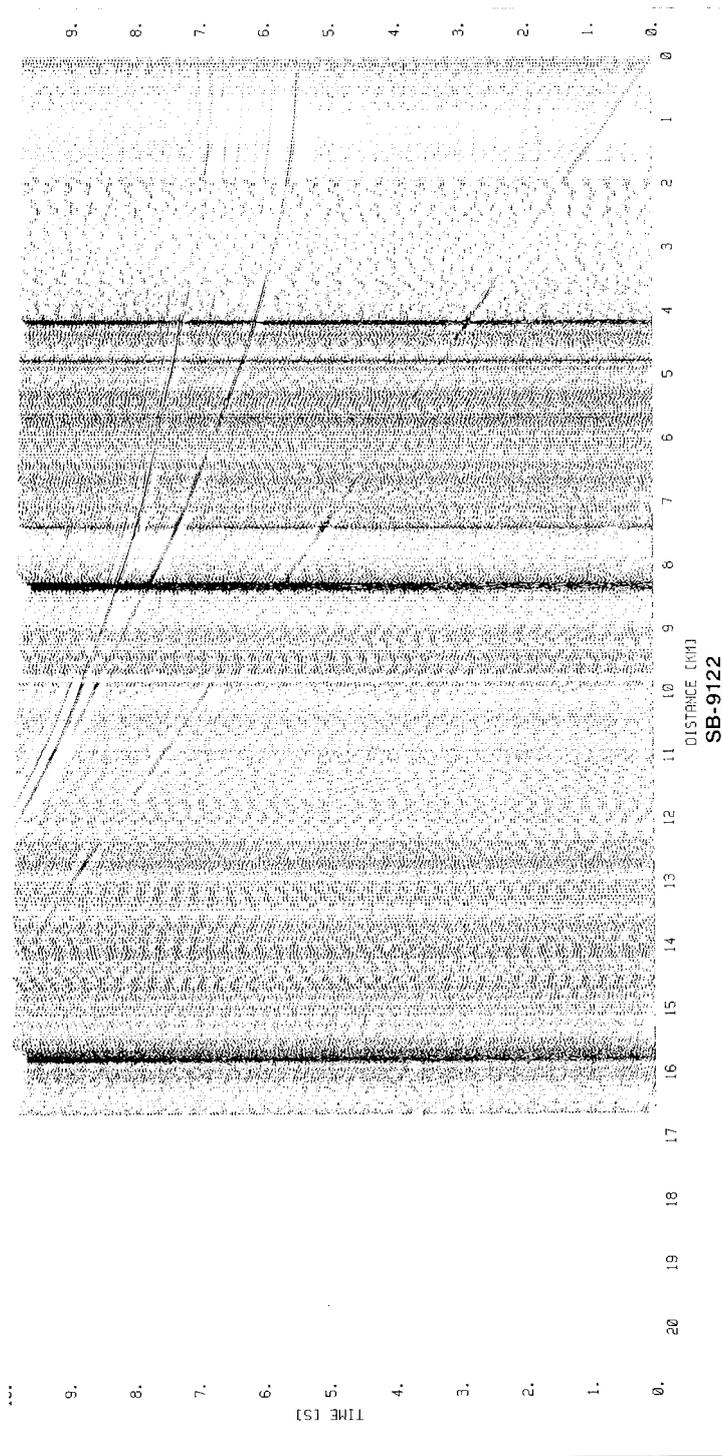
D.12 Sonoboje SB9119 Morris Jesup Rise



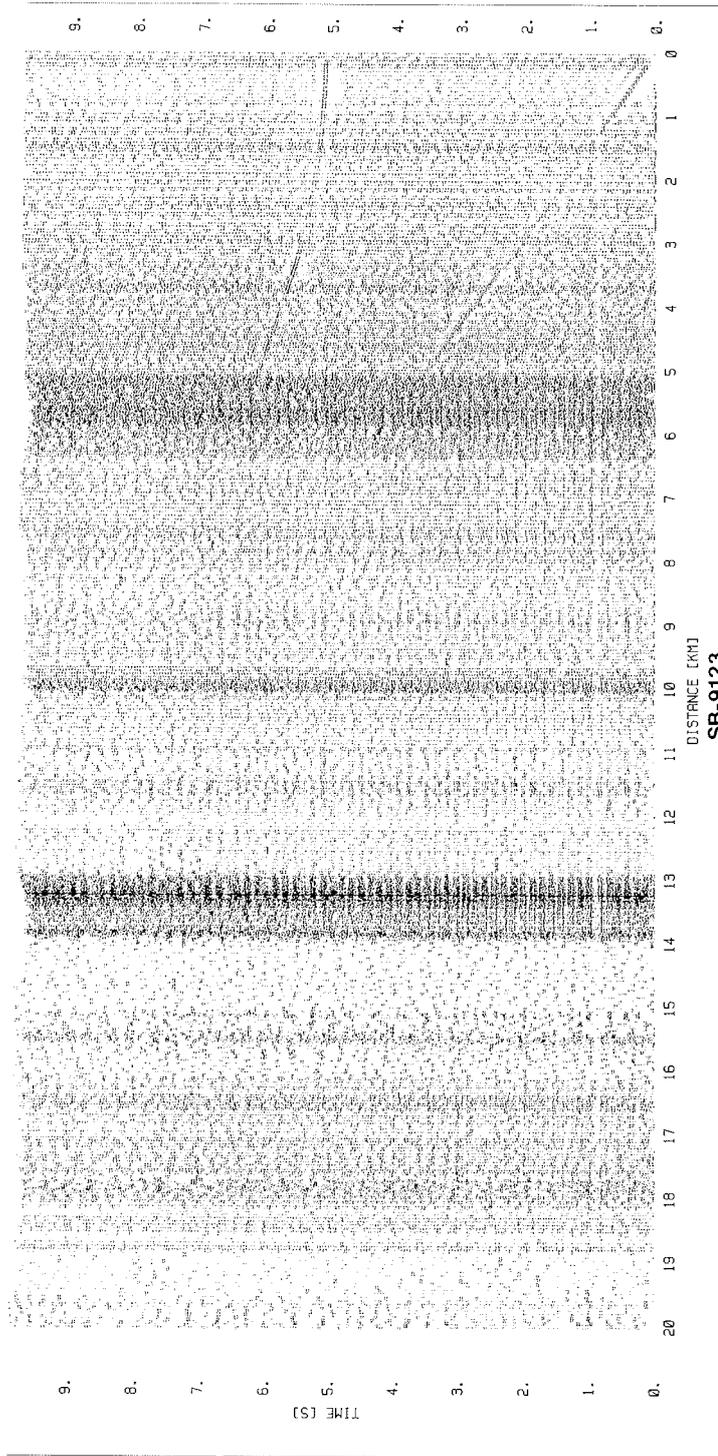
D.13 Sonoboje SB9120 Amundsen Becken



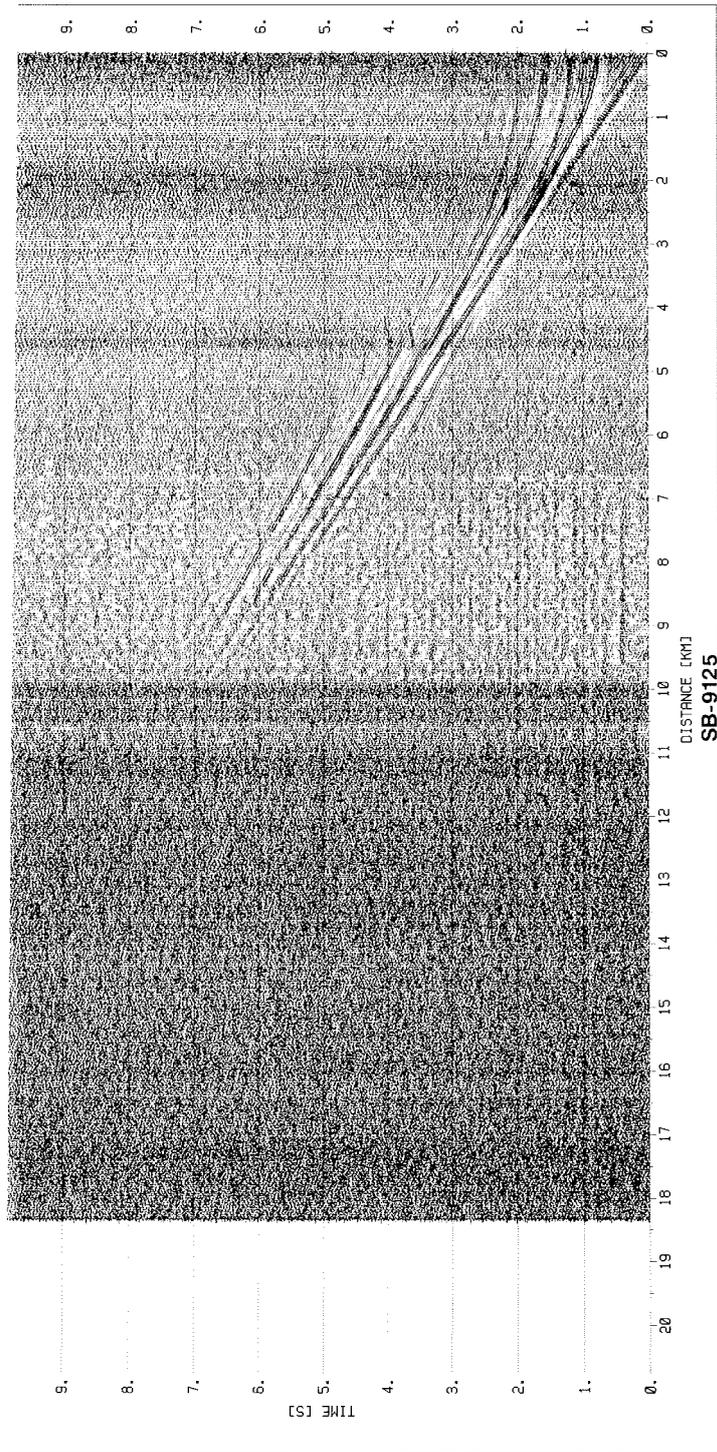
D.14 Sonoboje SB9121 Armundsen Becken



D.15 Sonoboje SB9122 Amundsen Becken

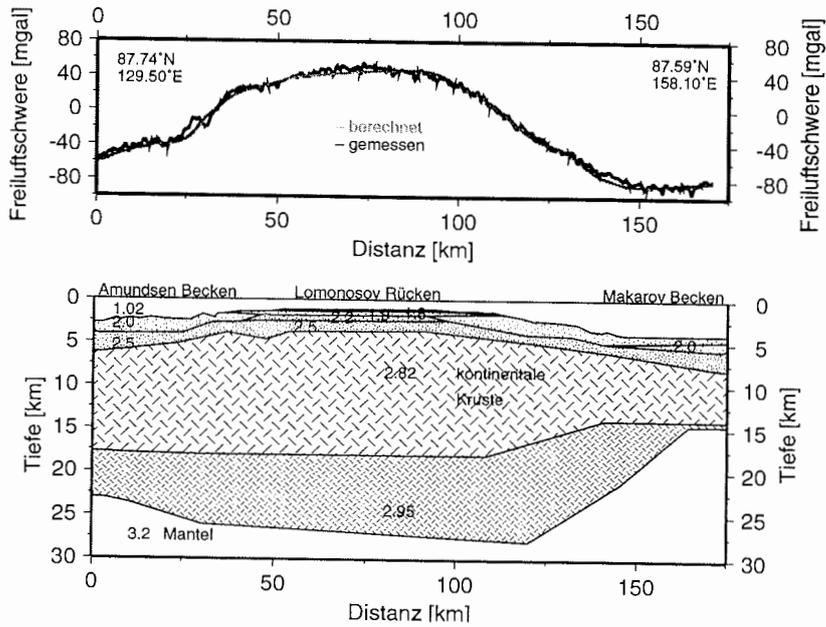


D.16 Sonoboje SB9123 Amundsen Becken

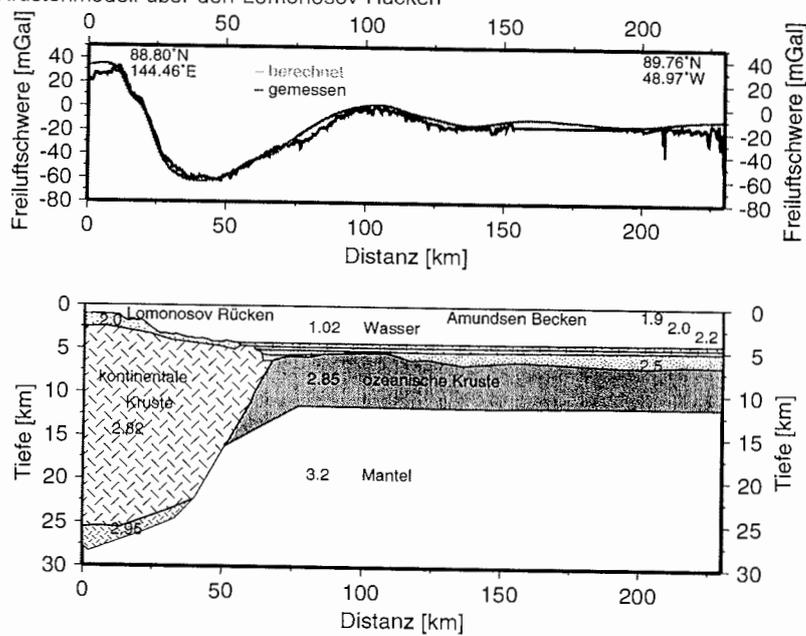


D.17 Sonoboje SB9125 Yermak Plateau

Anhang F: Krustenmodelle



F.1 Krustenmodell über den Lomonosov Rücken



F.2 Krustenmodell vom Lomonosov Rücken zum Amundsen Becken

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 ‚Polar-
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
Heft Nr. 8/1983 – "The Post-Fibex Data Interpretation Workshop"
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – "Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80"
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
Heft Nr. 10/1983 – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
Heft Nr. 11/1983 – "Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)"
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 12/1983 – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundscheppnetzfüge 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 Stablein, Wolfgang Zick
- * **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- * **Heft-Nr. 26/1985** – "The Southern Ocean"; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – "The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982" by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4“ von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – "The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)" 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – "The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984" by M. Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – "Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986" by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – "The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic" by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – "Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3" Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – "Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts" by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – "Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)" by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg

- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Eka
Heft Nr. 52/1988 – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
Heft Nr. 54/1988 – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
Heft Nr. 55/1988 – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)“ by Elke Mizdalski
Heft Nr. 56/1989 – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
Heft Nr. 57/1989 – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“ Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“ von D. K. Fütterer
Heft Nr. 59/1989 – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“ von M. Spindler
Heft Nr. 60/1989 – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“ von H. H. Hellmer
Heft Nr. 61/1989 – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘ in 1988/89“, by I. Hempel
Heft Nr. 63/1989 – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
Heft Nr. 64/1989 – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
Heft Nr. 65/1989 – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
Heft Nr. 66/1989 – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
Heft-Nr. 67/1990 – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
Heft-Nr. 68/1990 – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
Heft-Nr. 69/1990 – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
Heft-Nr. 70/1990 – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
Heft-Nr. 71/1990 – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
Heft-Nr. 72/1990 – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
Heft-Nr. 73/1990 – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
Heft-Nr. 74/1990 – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“ von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
Heft-Nr. 75/1991 – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
Heft-Nr. 76/1990 – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
Heft-Nr. 77/1990 – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
Heft-Nr. 78/1991 – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
Heft-Nr. 79/1991 – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
Heft-Nr. 80/1991 – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
Heft-Nr. 81/1991 – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
Heft-Nr. 82/1991 – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken

- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit „FS Polarstern“ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV „Polarstern“ in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meereres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft-Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS „Polarstern“, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte 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 Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meewasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS „Polarstern“ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen 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 Racher.
- 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 Heimfrontfjella (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. Saarso and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV "Dainie 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 Dörrien.
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen", von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht", von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV "Polarstern": CTD-Report", von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis", von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen", von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS "Polarstern" 1992", herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener 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 Fahrback und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)", von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis", von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)", von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz", von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS "Polarstern" 1992", herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis", von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV "Polarstern" Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG "Polar Bear" cruise NEWP and the NEWLand expedition", edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland", von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea", edited by Heidmarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein

- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional und seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes und mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- ** **Heft-Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- * **Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS 'Polarstern' 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine 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 XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.

- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by 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 ²³⁰Th, ¹⁰Be, ²³¹Pa and ²³⁸U: A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antrctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan ‚Victor Hensen‘ Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft-Nr. 191/1996** – "Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen", von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 192/1996** – "Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen", von Gabriele Weykam.
- Heft-Nr. 193/1996** – "Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre", von Sabine Seisel.
- Heft-Nr. 194/1996** – "Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)", von Corinna Dahm.
- Heft-Nr. 195/1996** – "Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis", von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – "Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis", von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of ‚Polarstern‘ in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – "Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen", von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV ‚Polarstern‘ Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by 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** – "Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern", von Christoph Oelke.
- Heft-Nr. 209/1996** – "Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen", von Axel Bochert.
- Heft-Nr. 210/1996** – "Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna", von Kathrin Kunzmann.

- Heft-Nr. 211/1996** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995“, by Dima Yu. 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 Bocher, 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 Schwerefeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft-Nr. 221/1997** – “Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek.
- Heft-Nr. 222/1997** – “Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data“, by László Oszkó.
- Heft-Nr. 223/1997** – “Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997** – “Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997** – “Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.
- Heft-Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995“, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 227/1997** – “Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta der Arktis)“, von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997** – “Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997** – “Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997** – “Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997** – “Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997** – “Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** – “Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC ‘96 des FS ‘Polarstern’ (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. 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 im 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-II Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous 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 Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – “Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – “Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – “Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – “Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starman.
- Heft-Nr. 251/1997** – “Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – “Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – “Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe.
- Heft-Nr. 255/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – “Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – “Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischen Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – “Bellinghausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – “The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997“, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – “Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/1998** – “Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.

* vergriffen / out of print.

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

