

Die Struktur des Kontinentalrandes im Gebiet des Larsenschelfes, Antarktische Halbinsel

Diplomarbeit

vorgelegt am
Institut für Geophysik
der Technischen Universität
Bergakademie Freiberg

von
Veit Helm

24. Dezember 2003

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt habe und keine weiteren außer den angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Bremerhaven, 24.12.2003

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Geologische Einführung in das Untersuchungsgebiet	5
2.1. Die Antarktis: Überblick zur geologischen Entwicklung seit dem Mesozoikum	5
2.2. Das Weddellmeer: Geographische Position und geologische Entwicklung . .	9
2.2.1. Geographische Position	9
2.2.2. Geologische Entwicklung	10
2.3. Geologische Entwicklung der Antarktischen Halbinsel seit dem Mesozoikum	14
2.4. Geologische Entwicklung und geographische Einordnung des Larsenschelfes	19
3. Datenerfassung und Bearbeitung	24
3.1. Reflexionsseismische Messung während der Expedition Ant-XIX/2 auf dem Larsenschelf	24
3.2. Grundlagen der Reflexionsseismischen Datenerfassung und Bearbeitung . .	26
3.2.1. Seismische Quellen der marinen Seismik	27
3.2.2. Aufnehmer der marinen Seismik	29
3.2.3. Registriertechnik	30
3.2.4. Datenbearbeitung (<i>processing</i>)	30
Demultiplexen und Geometrieprocessing	32
CMP - Sortierung	32
Editieren	33
Geschwindigkeitsmodell	34
Frequenzfilterung	36
Waveletprocessing	38
Korrektur der sphärischen Divergenz	39
Dynamische Korrektur (<i>NMO</i>)	40
CDP-Stapelung	42
Muten der Wassersäule	42
AGC (<i>automatic gain control</i>)	42
Interpretationssystem	43

3.2.5. Methoden der Multiplenunterdrückung	43
3.2.5.1. Multiplen in der marinen Seismik	43
3.2.5.2. Geschwindigkeitsgestützte Verfahren der Multiplenunterdrückung	45
Multiplenunterdrückung durch Stapelung	45
Multiplenunterdrückung im f-k Bereich	45
Multiplenunterdrückung im τ -p Bereich (Radontransformation)	47
3.2.5.3. Periodizitätsgestützte Verfahren der Multiplenunterdrückung	52
Dekonvolution	52
3.2.6. Seismisches Auflösungsvermögen	55
3.2.6.1. Vertikales Auflösungsvermögen	55
3.2.6.2. Horizontales Auflösungsvermögen	56
4. Vereisungsgeschichte der Antarktis im Känozoikum	58
5. Sedimentstrukturen der Schelfgebiete der Antarktischen Halbinsel	65
5.1. Die Westküste der Antarktischen Halbinsel	66
5.2. Die Ostküste der Antarktischen Halbinsel - der Larsenschelf	69
Profil AWI-97051	71
Profil AWI-20020180	72
Profil AWI-20020160	74
Profile AWI-20020150 und AWI-20020143	75
Profil AWI-20020090 und AWI-20020120	77
Profil AWI-20020080	78
Profil AWI-20020060	80
6. Diskussion der Ergebnisse	82
6.1. Der Kontinentalschelf	82
6.2. Der Kontinentalhang	83
7. Zusammenfassung	92
Danksagung	95
Literaturverzeichnis	96
A. Processing-Resultate	102
B. Strichzeichnungen der Profile des Kontinentalrandes	112
C. Seismische Sektionen	131

Abbildungsverzeichnis

1.1. FS Polarstern	2
1.2. Übersichtskarte der Antarktis	4
2.1. Gondwanarekonstruktion vor 200 Ma	6
2.2. Gondwanarekonstruktion vor 130, 118, 80 und 30 Ma	8
2.3. Übersichtskarte des Weddellmeeres	9
2.4. Wasserzirkulation des südlichen Ozeans	10
2.5. Gondwanarekonstruktion für 155 Ma	11
2.6. Gondwanarekonstruktion für 131 Ma	13
2.7. Übersicht zur Antarktischen Halbinsel	14
2.8. Einteilung der Westantarktis in Blöcke	15
2.9. Plattentektonische Entwicklung des Südostpazifik	16
2.10. Bruchzonen vor der Antarktischen Halbinsel	17
2.11. Lithotektonik der Antarktischen Halbinsel	19
2.12. Rift-Vulkanismus im Norden der Antarktischen Halbinsel	20
2.13. Schema des Larsenriffes	21
2.14. Tektonisch-vulkanische Entwicklung der Antarktischen Halbinsel	23
3.1. Seismisches Profilnetz auf dem Larsenschelf	25
3.2. Profilübersicht	26
3.3. VLF-Luftpulser	27
3.4. Streamer	29
3.5. CMP-Sortierung	33
3.6. Interaktive Geschwindigkeitsanalyse	36
3.7. Vergleich von Frequenzspektren gefilterter und ungefilterter Daten	37
3.8. Rickerwavelet	39
3.9. Schema einer Prozessingsequenz	41
3.10. Stapelgeschwindigkeit	42
3.11. Seismische Störsignale	44
3.12. Multiplentypen	44

3.13. Filterung in der f-k-Ebene	46
3.14. Lineare Radontransformation	48
3.15. Hyperbolische Radontransformation	50
3.16. Fresnelzone	56
4.1. Glazialer Zyklus	62
4.2. Modell eines Glazial-/Interglazial-Zyklus.	63
4.3. Modell eines progradierenden Kontinentalhanges	64
5.1. Bathymetrisches Profil eines glazial-marin geprägten Kontinentalschelfes	65
5.2. Reflektionsprofile auf der pazifischen Seite der Antarktischen Halbinsel	67
5.3. Strichzeichnung zweier Profile der pazifischen Seite der Antarktischen Halbinsel	68
5.4. Seismisches Profil des Larsenschelfes	70
5.5. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-97051	71
5.6. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020180	73
5.7. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020160	75
5.8. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020150	76
5.9. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020090	78
5.10. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020080	79
5.11. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020060	81
6.1. Horizontkorrelation im zentralen Weddellmeer	84
6.2. Hangrutschungsmodell	86
6.3. Dreidimensionale Karte des Rutschungskörpers	87
6.4. Vergleich von Schiffsgravimetrie und der von McAdoo and Laxon (1996)	88
6.5. Freiluftschwerekarte des Larsenschelfes	90
6.6. Kombination der Strichzeichnungen der Profile AWI-97051, AWI-20020180 und AWI-2002180	91
A.1. Seismische Sektion nach Stapelung	103
A.2. Seismische Sektion nach Anwendung der prädiktiven Dekonvolution zur Bubble-Signalunterdrückung	104
A.3. Mediangestapelte seismische Sektion	105
A.4. Seismische Sektion nach Anwendung der parabolischen Radontransformation	106
A.5. Seismische Sektion nach Anwendung der prädiktiven Dekonvolution	107
A.6. Seismische Sektion nach Anwendung der prädiktiven Dekonvolution und parabolischen Radontransformation	108
A.7. Seismische Sektion nach Anwendung der Radontransformation	109
A.8. Qualitativer Vergleich der Multiplenunterdrückungsverfahren	110

A.9. Qualitative Betrachtung der Bubble-Signalunterdrückung	111
B.1. Strichzeichnung von Profil AWI-97051	113
B.2. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-97051	114
B.3. Strichzeichnung der Rutschmasse in Profil AWI-97051	115
B.4. Strichzeichnung von Profil AWI-20020180	116
B.5. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020180	117
B.6. Strichzeichnung der Rutschmasse in Profil AWI-20020180	118
B.7. Strichzeichnung von Profil AWI-20020160	119
B.8. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020160	120
B.9. Strichzeichnung der Rutschmasse in Profil AWI-20020160	121
B.10. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020150	122
B.11. Strichzeichnung von Profil AWI-20020143	123
B.12. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020090	124
B.13. Strichzeichnung von Profil AWI-20020120	125
B.14. Strichzeichnung von Profil AWI-20020080	126
B.15. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020080	127
B.16. Strichzeichnung von Profil AWI-20020060	128
B.17. Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020060	129
B.18. Strichzeichnung von Profil AWI-2002050	130

1. Einleitung

Die Polargebiete, insbesondere die Antarktis (Abb. 1.2), haben eine große Bedeutung für die klimatische Entwicklung der Erde. Die hohe Ausstrahlung (Albedo) der polaren Eismassen beeinflusst direkt die globale Zirkulation der Luftmassen und Ozeanströmungen. Eine Volumenänderung der Eiskappen führt z. B. zum Ansteigen bzw. Absenken des globalen Meeresspiegels. Beispielsweise lag der Meeresspiegel während der letzten Eiszeit ca. 120 m tiefer als heute. Für das Verständnis der Prozesse und der Ursachen von Klimaänderungen und Meeresspiegelschwankungen in der Vergangenheit ist die Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte der Antarktis eine wichtige Voraussetzung.

Verschiedene Vorhersagemodelle existieren, die die Wirkung klimatischer Änderungen auf die Eiskappen und damit den Meeresspiegel beschreiben. Allen Modellen liegen Ergebnisse von Studien, die in der Vergangenheit wirkenden Prozesse, zugrunde. Detaillierte Kenntnisse zur klimatischen Entwicklung führen damit zu einer Verbesserung der Klimamodelle.

Heute ist die Vereisungsgeschichte der Antarktis im Känozoikum weitestgehend bekannt. Bestehende, regionale Unterschiede im Beginn der Vereisung und der genaue zeitliche Ablauf der einzelnen Glazial-/Interglazial-Zyklen sind noch unklar und werden diskutiert.

Mit jeder neuen Messung werden die bestehenden regionalen Vereisungsmodelle geändert und z. T. neu geschrieben. Grund dafür ist die allgemein zu geringe Datengrundlage in der Antarktis.

Anhand von Untersuchungen an Eis- und Sedimentkernen, vereinzelt Tiefbohrungen des Ocean Drilling Projects (ODP) und seismischen Messungen können Aussagen zu Klimaschwankungen und zur Änderung der Ausdehnungen der Eisschilde getroffen werden. Diese spiegeln sich in der Charakteristik der Sedimentation wider (Cooper et al. 1991).

Schwerpunkte der Untersuchungen im Rahmen des ANTOSTRAT-Programmes (Antarctic Offshore Acoustic Stratigraphy) zur Erforschung der känozoischen Vereisungsgeschichte der Antarktis, lagen in den Gebieten der Prydz Bay, dem östlichen Weddellmeer, dem Rossmeer und der nördlichen Antarktischen Halbinsel (Abb. 1.2).

Die Vereisungsgeschichte und Eisdynamik des Larsenschelfes ist bislang dagegen, wegen fehlender Untersuchungen, weitestgehend unbekannt. Aus Untersuchungen an der Antarktischen Halbinsel geht hervor, dass das westantarktische Eisschild überwiegend unterhalb des Meeresspiegels liegt. Damit verbunden ist nach Anderson (1999) eine erhöhte Empfindlichkeit gegenüber Meeresspiegelschwankungen die sich vermutlich auch in den glazialen

Sedimenten des Larsenschelfes wiederfindet.

Das Larsenschelf und das westliche Weddellmeer sind nicht nur aus sedimentologischer sondern auch aus tektonischer Sicht von wissenschaftlichem Interesse. Nach verschiedenen Modellen (Jokat et al. 2003; Grunow 1993; Storey 1991), die den Aufbruch des Großkontinentes Gondwana beschreiben, fand hier das initiale Rifting statt. Der Nachweis der Grenze von ozeanischer zu kontinentaler Kruste und die genaue zeitliche Einordnung des Aufbruchs anhand magnetischer Anomalien ist essentiell für die Verbesserung der Modelle und sollte im Laufe der Messfahrt ANT-XIX/2 erbracht werden.

Weiterhin ist der östliche Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel noch gänzlich unbekannt. Dessen Erforschung war Ziel des marin-geophysikalischen Programmes.



Abbildung 1.1.: Schwierige Messbedingungen für FS Polarstern.

Die Erforschung der Region war in der Vergangenheit nahezu unmöglich, weil eine ganzjährige Eisbedeckung sowie extreme Wetterverhältnisse den Zugang stark beeinträchtigten (Abb. 1.1). Nur Sir Ernest Shackleton drang bislang mit seinem Schiff *Endurance* während des Driftexperimentes Anfang des 20. Jahrhunderts in dieses Gebiet vor. Die *Endurance* hielt dem Druck des dichten Packeises nicht Stand und sank 1915 im südwestlichen Weddellmeer vor der Antarktischen Halbinsel. Shackleton und seine Mannschaft überlebten und retteten sich bis nach South Georgia. Während der Expedition ANT-XIX/2 im australen Sommer 2002 überfuhr die FS *Polarstern* die Sinkposition und konnte so symbolisch die große zeitliche Lücke der Erforschung *Terrae incognitae* schließen.

Bei der Messfahrt konnte ein umfangreicher reflexionsseismischer Datensatz (mehr als 2000 km) im Weddellmeer und entlang des Kontinentalrandes im Bereich des Larsenschelfes aufgenommen werden (Abb. 3.1). Ziel der Arbeit ist es, zunächst festzustellen, welche Sedimentationsstrukturen in den Daten zu erkennen sind, und die Prozesse herausfinden, die im Untersuchungsgebiet aktiv waren bzw. sind. Insbesondere interessieren Strukturen, die Hinweise auf die Eisdynamik während Glazial-/Interglazial-Zyklen geben. Aus seismische Untersuchungen in anderen Regionen der Antarktis sind solche glazial geprägten Strukturen und deren Charakteristik bekannt (Cooper et al. 1991; Larter und Barker 1989). Diese werden als Grundlage des Vergleiches verwendet.

Untersuchungen von Larter und Cunningham (1993) in den verschiedenen Regionen der Antarktis zeigen, dass in Bereichen, in denen das Eis die Schelfkante erreicht hat, laterale Unterschiede im Sedimenttransport durch das Eis existieren. Die Frage nach dem Vorhandensein solcher Unterschiede auf dem Larsenschelf soll auch beantwortet werden.

Weiterhin existieren an der Westküste der Antarktischen Halbinsel große Sediment-Driftkörper am Kontinentalfuß. Die Sedimentation wurde nach Rebesco et al. (2002) beeinflusst durch die Wechselwirkung von hangabwärts gerichteten Trübeströmen mit hangparallel gerichteten Bodenströmungen. Die Untersuchung des Kontinentalfußes der Ostküste der Antarktischen Halbinsel kann zur Beantwortung der Frage, ob ein solcher Sedimentationsprozess regional begrenzt ist oder antarktischweit vorkommt, beitragen.

Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes wurde eine große Rutschmasse am unteren Kontinentalhang bereits 1997 entdeckt (Michels et al. 2001; Rogenhagen und Jokat 2000). Diese wurde nun während der Expedition 2002 detailliert bathymetrisch vermessen. In der Arbeit soll diese Rutschung unter anderem nach ihren Ausmaßen, der zeitlichen Einordnung und des möglichen Auslösemechanismus untersucht werden.

Im folgenden werden zunächst in Kapitel 2 die geologische Entwicklung der Antarktis seit dem Mesozoikum kurz vorgestellt. Augenmerk liegt dabei auf der geologische Entwicklung des Weddellmeeres, der Antarktischen Halbinsel und des Larsenschelfes. In Kapitel 3 werden dann die verwendeten Daten und deren Bearbeitung (*processing*) beschrieben. Schwerpunkt liegt hier in den Verfahren der Unterdrückung von Mehrfachreflexionen und der Signalverstärkung. Anschließend wird in Kapitel 4 die Vereisungsgeschichte der Antarktis vorgestellt, die der Interpretation in Kapitel 5 als Grundlage dient. In Kapitel 5 werden zusätzlich zur Interpretation der Profile die Sedimentstrukturen des Larsenschelfes mit denen der Westküste der Antarktischen Halbinsel verglichen. Die Diskussion der interpretierten Strukturen des Kontinentalhanges und insbesondere die der Rutschung finden in Kapitel 6 statt. In Kapitel 7 wird die Arbeit noch einmal zusammengefasst und offene Fragen und Lösungsansätze kurz aufgezeigt.

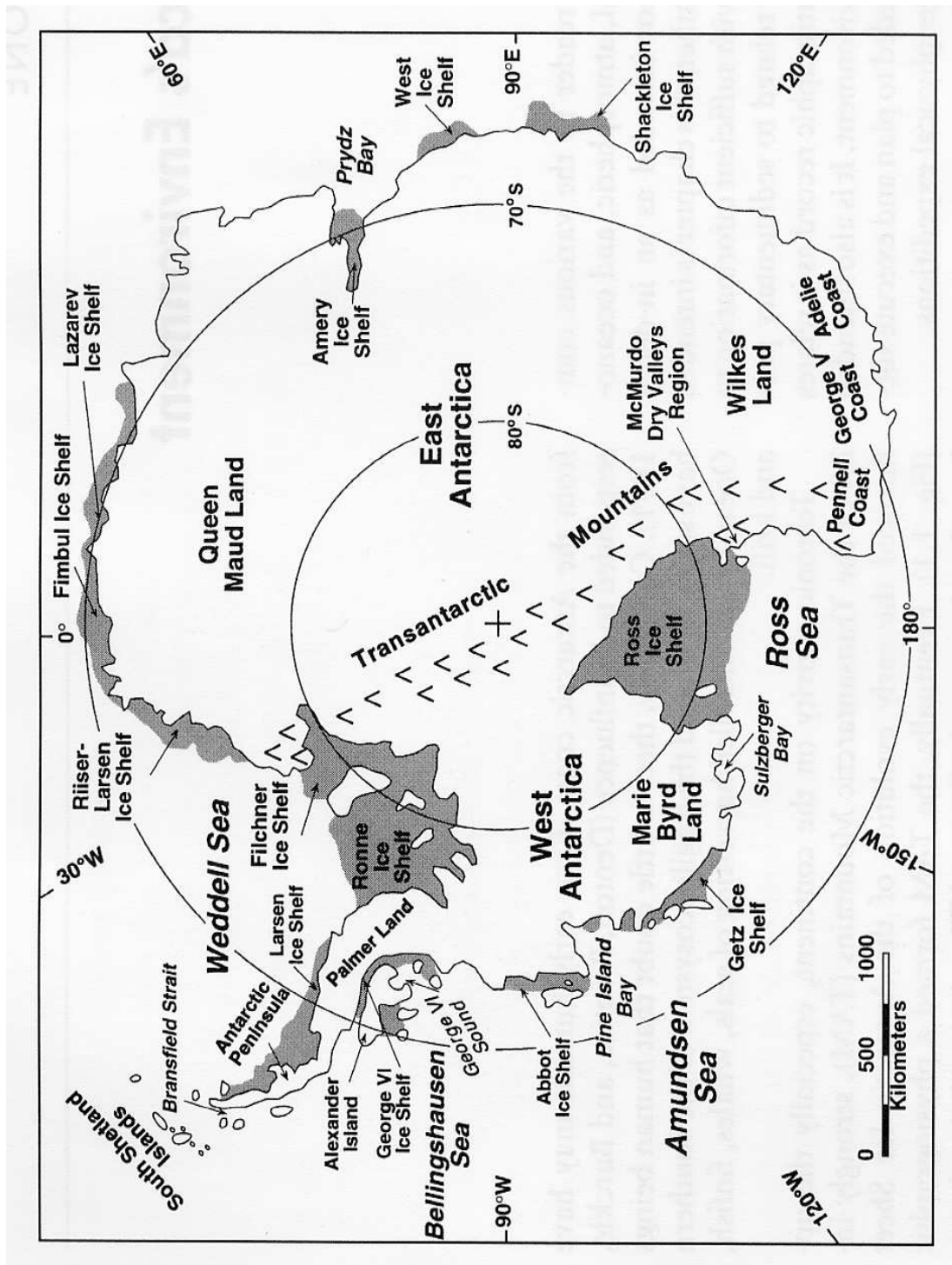


Abbildung 1.2.: Übersichtskarte der Antarktis und wichtiger geographischer Lokationen auf und um den antarktischen Kontinent. Schelfeisgebiete sind schattiert dargestellt. Deutlich unterscheiden sich die Ost- und Westantarktis die durch den Gebirgszug des Transantarktischen Gebirges voneinander getrennt werden. Nach Anderson (1999).

2. Geologische Einführung in das Untersuchungsgebiet

2.1. Die Antarktis: Überblick zur geologischen Entwicklung seit dem Mesozoikum

In den letzten Jahrzehnten fanden umfangreiche geowissenschaftliche Untersuchungen auf und über der Antarktis statt, um die komplizierte plattentektonische Entwicklung der Antarktis und deren Rolle vor und während des Zusammenschlusses und anschließenden Zerfalles des Großkontinentes Gondwana zu verstehen. Dies ist und war notwendig, da ohne Kenntnis vom Aufbau und der Entwicklungsgeschichte der Antarktis Paläorekonstruktionen der Großkontinente Rodinia und Gondwana mit der Antarktis als zentralen Bestandteil nicht möglich wären (Abb. 1.2). Damit wären kontinentübergreifende Graben-, Suturezonen und Vulkanprovinzen in ihrem vollem Umfang nicht bekannt und könnten regionalgeologisch schwer verstanden werden (Kleinschmidt 2001).

Die Entwicklung der Antarktis in ihrer derzeit geographisch isolierten Position nahm im frühen Jura mit dem Zerfall Gondwanas ihren Anfang. Dieser Aufbruch begann im südwestlichen Weddellmeer und setzte sich im Uhrzeigersinn fort. Zu diesem Zeitpunkt, d.h. vor etwa 200 Ma, war der Großteil kontinentaler Kruste (Afrika, Südamerika, Australien, indischer Subkontinent und Antarktis) vereint und bildete den Großkontinent Gondwana mit der Antarktis als zentralen Bestandteil (Lawver et al. 1991) (siehe Abb. 2.1).

Vermutlich aufgrund erhöhter Zugspannungen der beiderseits der Antarktis stattfindenden Subduktion (Paläopazifik im NO, Tethysozean im S), Änderungen der Strömungsverhältnisse im oberen Erdmantel, der Aufwölbung eines Manteldiapires und der Reaktivierung alter krustaler Schwächezonen begannen in Bereichen des südwestlichen Weddellmeeres sowie des heutigen Mozambiques erste krustale Ausdünnungen verbunden mit Krustenextension und Beckenbildung. Die Konsequenz dieses Prozesses ist heute noch sichtbar: Das Aufsplitten Gondwanas in einzelne Kontinente und die damit zusammenhängende Ozeanbodenneubildung (Studinger 1998).

Genaue Paläopositionen der Kontinente und der exakte Zeitpunkt der Bildung erster ozeanischer Kruste insbesondere im Bereich des Weddellmeeres werden derzeit in verschiedenen Modellen kontrovers diskutiert (Jokat et al. 2003; Grunow 1993; Storey 1991). Das gene-

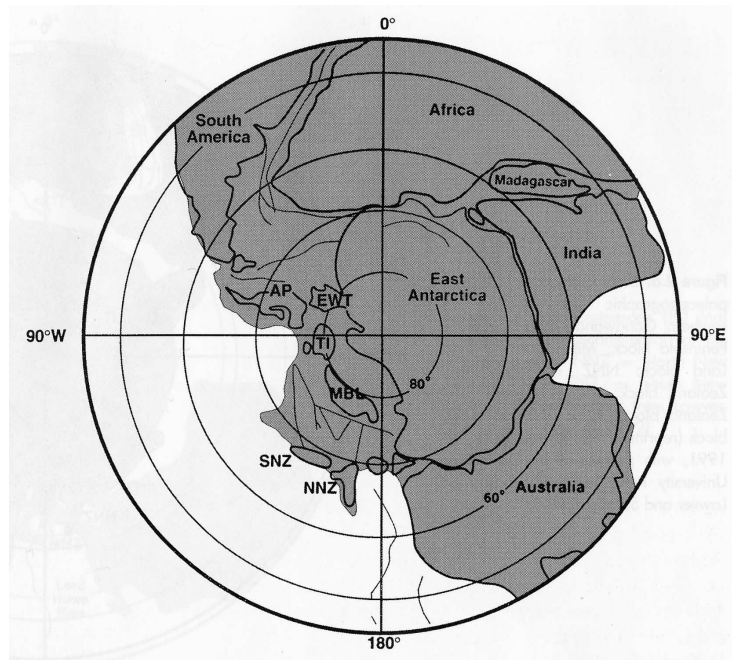


Abbildung 2.1.: Plattentektonische Rekonstruktion Gondwanas für das frühe Jura (vor 200 Ma). Abkürzungen bedeuten: AP=Antarctic Peninsula block; EWT=Ellsworth Whittmore Mountains block; MBL=Marie Byrd Land block; NNZ=North New Zealand block; SNZ=South New Zealand block; TI=Thurston Island block. Nach Anderson (1999).

relle Aufbruchsszenario ist dennoch allgemein akzeptiert und anhand von Riftvulkaniten (z.B. Marie-Byrd-Land, Neuseeland) und magnetischen Spreading- und gravimetrischen Anomalien wissenschaftlich belegt (Kovacs, Morris, Brozena und Tikku 2001).

Derzeitige Modelle und Studien (Jokat et al. 2003) zeigen eindeutig, dass der Gondwanaaufbruch nicht unmittelbar durch einen Mantelplume ausgelöst wurde, da ein zeitlicher Versatz von etwa 26 Ma zwischen den datierten Flutbasalten und den ersten magnetischen Spreadinganomalien existiert, und schreiben jedoch einem nachweislich existierenden Plume eine die Aufbruchslokation kontrollierende Eigenschaft zu. Die Autoren sehen die gesamten, sich als lange lineare Vulkangürtel erstreckenden, magmatischen Provinzen (z.B. Ferrar-, Karoo-, Tasmanienprovinz) innerhalb Gondwanas als einen großen Back-Arc-Spreading-Bereich an (Storey 1995).

Die jurassische und jüngere tektonische Geschichte des Gondwanaaufbruchs kann in drei Hauptepisoden untergliedert werden, wobei jede durch ein Rift-Event markiert ist:

1. Das initiale Rifting begann im mittleren Jura (etwa 160 Ma) im südwestlichen Weddellmeer, im Somali- und im Mozambiquebecken und führte zur Bildung eines Seeweges zwischen West- (Afrika und Südamerika) und Ostgondwana (Antarktis, Aus-

tralien, Indien und Neuseeland). Älteste bekannte Spreizungsanomalien in genannten Becken wurden auf 160–156 Ma geschätzt (LaBrecque und Barker 1981). Der antarktische Kontinent wanderte seitdem langsam in seine heutige Position (Abb. 2.2a).

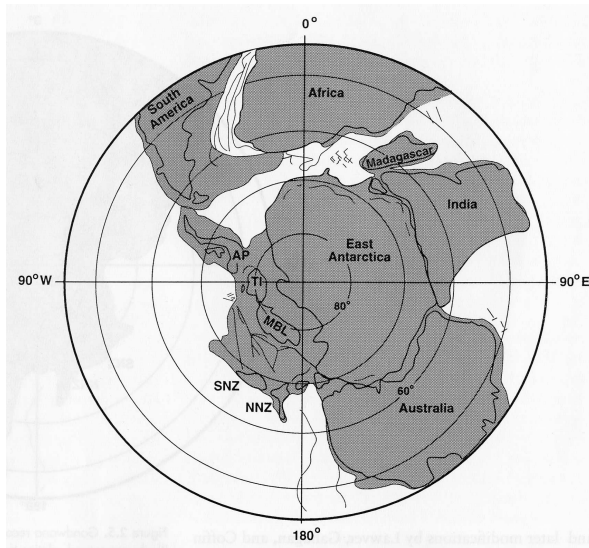
2. In der zweiten Phase, der frühen Kreide (etwa 130 Ma), trennten sich die afrikanisch-indische und südamerikanische Platten voneinander. Beide entfernten sich weiter von der antarktischen Platte. Im Südatlantik entstand ein Riftbecken (Natalbecken) das sich mit der Zeit ausweitete und nach Norden propagierte (Abb. 2.2b). Ab dieser Zeit reorganisierte sich das Sea Floor Spreading im Weddellmeer neu, d.h. die Spreading-Geschwindigkeiten nahmen drastisch ab und änderten ihre Richtungen (sichtbar in Altimeterdaten von McAdoo und Laxon (1996), anhand des Herringbone Pattern im zentralen Weddellmeer, Abb. 6.1).

3. Schließlich vervollständigten die Trennung Australiens und Neusselands vom Ost-antarktischen Kraton während der mittleren Kreide (vor 90-100 Ma) mit extensivem Rifting in der Ross-Embayment-Campell-Plateau-Region (Elliot 1994) sowie die Abtrennung Madagaskars (vor 88 Ma) und der Seychellen (vor 65 Ma) von Indien den endgültigen Zerfall Gondwanas (Abb. 2.2c). Der langsame Rift-Prozess zwischen Australien und der Antarktis war nicht von extensivem Vulkanismus begleitet. Ein Mantel-Plume-Einfluss wird ausgeschlossen und der Zerfall als Folge der Änderung des plattentektonischen Regimes aufgrund der langandauernden Subduktion des neotethyschen Ozeanbodens nördlich Australiens angesehen.

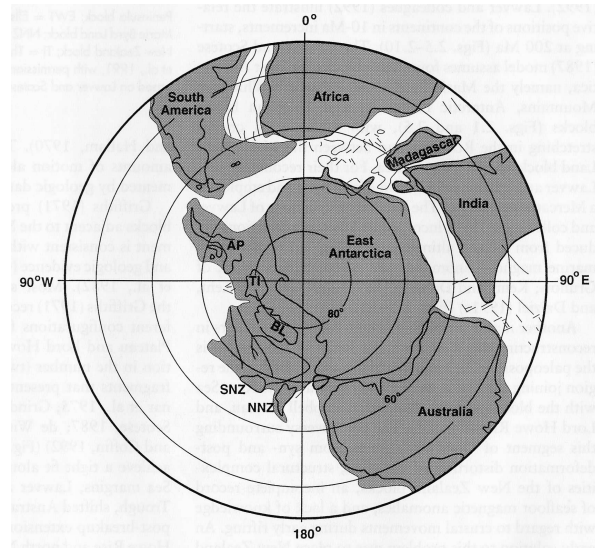
Extensionsbewegungen, später als 100 Ma stattfindend, mit Plume-bezogenem, extensivem Vulkanismus, wurden dagegen im Rossmeer bzw. Mozambiquebecken ausgemacht. Diese werden mit der komplizierten Separation der östlichen und westlichen Teile des Marie-Byrd-Landes von Neuseeland, der Madagaskars und der Seychellen von Indien in Zusammenhang gebracht (Storey 1995).

Im Rahmen des Gondwanazerfalls entstanden nach und nach regionale Tiefenwasserströmungssysteme. Deren gesamtheitliche Zirkulation zwischen den neu entstandenen Ozeanbecken wurde lange durch die bis in das Miozän bestehende Verbindung zwischen den Bruchstücken des Gondwanaaufbruchs verhindert. Erst mit dem Öffnen der Drake-Passage vor etwa 28 Ma und dem Freiwerden des Tasman Rise vor etwa 30 Ma bildete sich ein zirkumpolarer Ringstrom aus (Lawver et al. 1992; Elliot 1994) (Abb. 2.2d). Dies führte zur ozeanographischen Isolation, damit zu genereller Abkühlung der Ozeane weltweit und schließlich zu beginnender kontinentaler Vereisung der Antarktis seit dem frühen Tertiär (Van der Wateren und Cloetingh 1999; Anderson 1999).

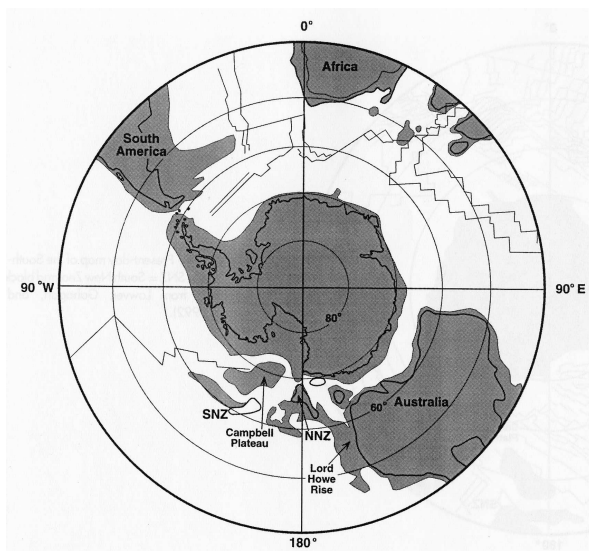
Weiterführende und detaillierte Informationen zur plattentektonischen Entwicklung der Antarktis können dem Sammelband King et al. (1996) und Anderson (1999) entnommen werden.



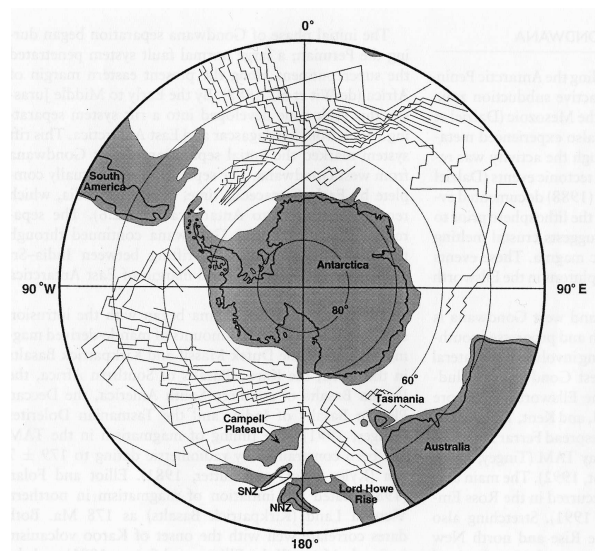
(a) Rekonstruktion der frühen Kreide (vor 130 Ma)



(b) Rekonstruktion der frühen Kreide (vor 118 Ma)



(c) Rekonstruktion der späten Kreide (vor 80 Ma)



(d) Rekonstruktion des frühen Oligozän (vor 30 Ma)

Abbildung 2.2.: Plattentektonische Rekonstruktion Gondwanas a) der frühen Kreide (vor 130 Ma), b) der frühen Kreide (vor 118 Ma), c) der späten Kreide (vor 80 Ma) und d) des frühen Oligozän (vor 30 Ma). Abkürzungen bedeuten: AP=Antarctic Peninsula block; EWT=Ellsworth Whitmore Mountains block; MBL=Marie Byrd Land block; NNZ=North New Zealand block; SNZ=South New Zealand block; TI=Thurston Island block. Nach Anderson (1999)

2.2. Das Weddellmeer: Geographische Position und geologische Entwicklung

2.2.1. Geographische Position

Das Weddellmeer grenzt im Westen an die Ostküste der Antarktischen Halbinsel, im Süden an den Filchner-Ronn-Eisschelf und im Südosten an die Küsten von Dronning-Maud-Land und Coats-Land (Ostantarktis) (Abb. 2.3). Der südliche Scotia-Rücken trennt das Weddellmeer von der Scotia See im Norden. Eine gedachte Linie verbindet das südliche Thule innerhalb der Süd-Sandwich Inseln mit Kap-Norvegia in Dronning-Maud-Land und trennt das Weddellmeer vom Südatlantischen Ozean im Nordosten ab.

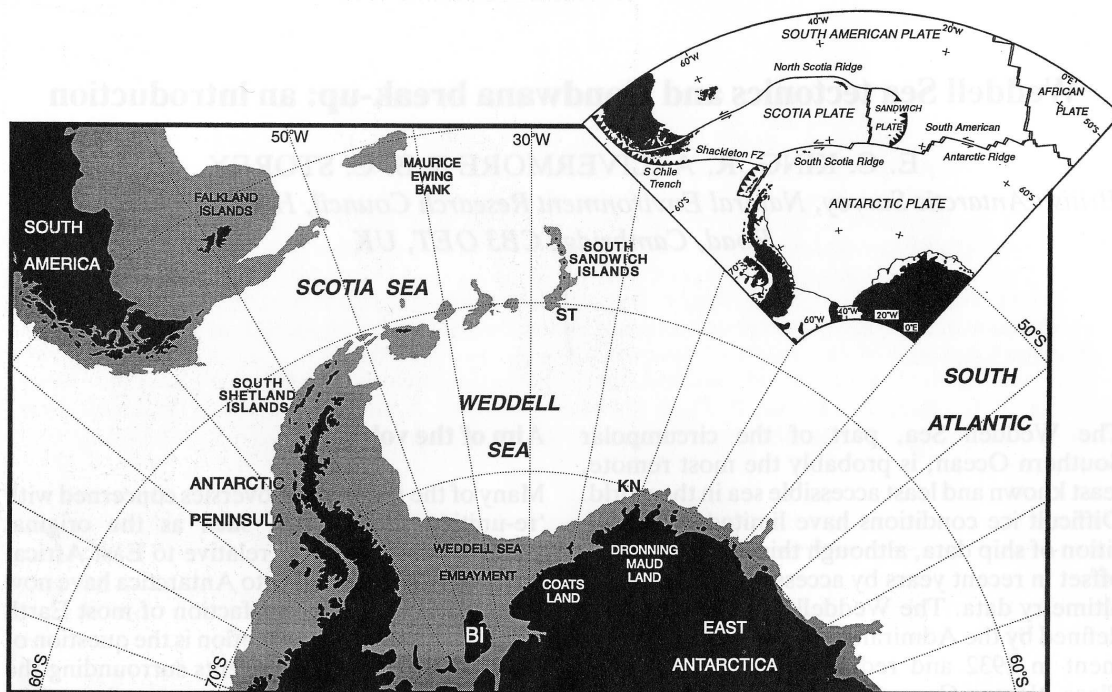


Abbildung 2.3.: Übersichtskarte des Weddellmeeres. Abkürzungen bedeuten: BI, Berkner Island; ST, Southern Thule; KN, Kapp Norvegia. Das Inlet zeigt Platten und Plattengrenzen in der Region. Nach Storey et al. (1996).

In dieser Position fungiert das Weddellmeer als eines der größten natürlichen Kaltwasser-Bildungsgebiete weltweit. Die niedrigen Temperaturen, riesige Schelfeisflächen und die ozeanographisch isolierte Lage begünstigen die Entstehung kalter Bodenströmungen, die z.T. als Antarktisches Tiefenwasser (AABW) die Weltmeere speisen und so als Pumpe der

ozeanographischen Zirkulation wirken. Die Entstehung des AABW ist in Abb. 2.4 schematisch dargestellt und in der Bildunterschrift kurz erläutert.

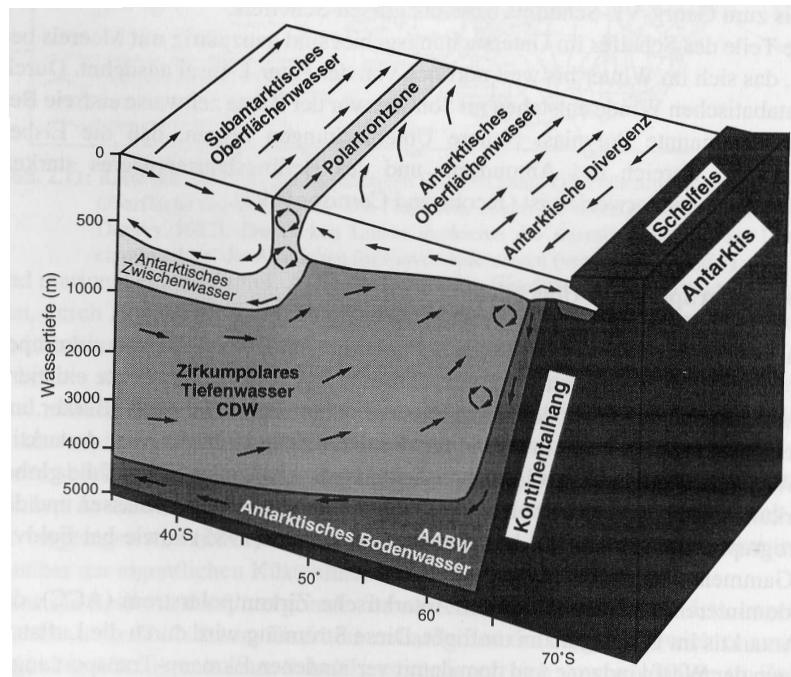


Abbildung 2.4.: Wassermassen des südlichen Ozeanes und deren Zirkulation. Das Antarktische Tiefenwasser (AABW) bildet sich durch hangabwärtsgerichtete Bewegung kalter, salzhaltiger Schelfwasser (hohe Salinität entsteht durch das Ausfrieren von Meereis, z.B. vor dem Filchner-Ronn-Schelfeis) und dessen Vermischen mit zirkumpolarem Tiefenwasser (CDW). Das AABW sinkt aufgrund seiner hohen Dichte bis auf den Meeresboden und speist über diesen Weg die Weltmeere. Der größte Teil des weltweit produzierten AABW kommt aus dem Weddellmeer. Nach Nitsche (1998).

2.2.2. Geologische Entwicklung

Neueste magnetische Untersuchungen (Jokat et al. 2003) beschreiben den Aufbruchprozess Gondwanas nicht mehr als ein plume-induziertes, simples von West nach Ost propagierendes Riftsystem, sondern als einen komplexen, kontinuierlichen Riftingprozess, der mit dem Anlegen dreier separater Ozeanbecken im Jura (etwa 160 Ma) begann (Abb. 2.5):

- westliches Weddellmeer (propagierend von West nach Ost),
- Mozambique Becken/Riiser-Larsen-Meer,
- Somali Becken, nördlich von Madagaskar.

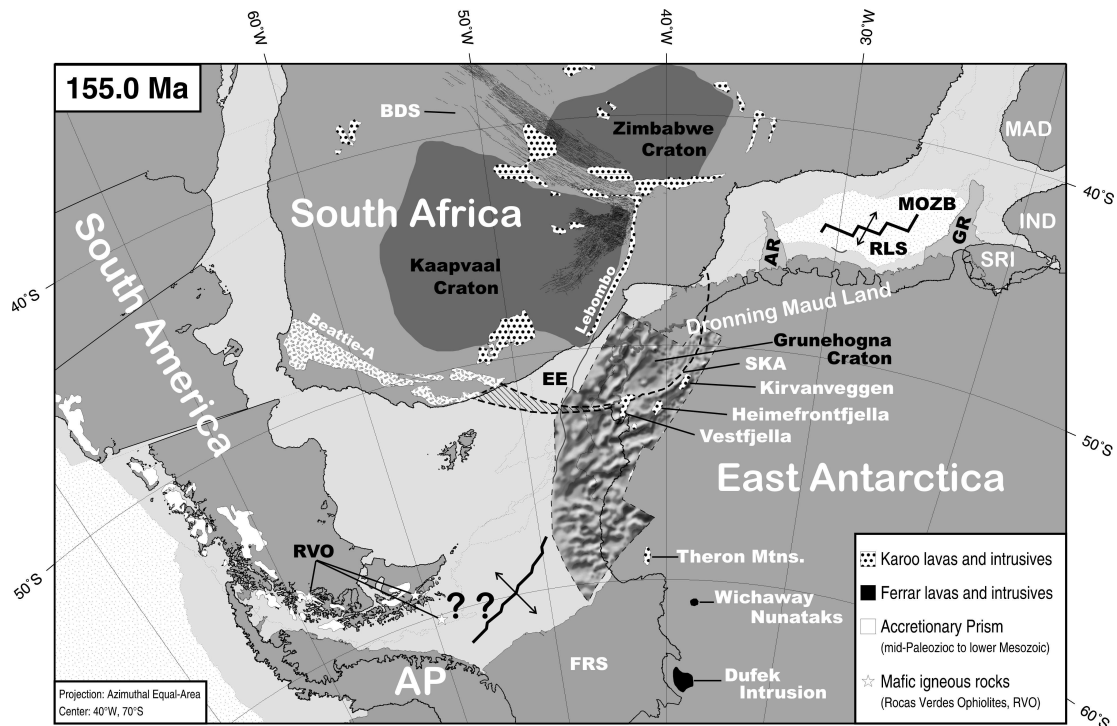


Abbildung 2.5.: Plattentektonische Rekonstruktion für Gondwana vor 155 Ma. Dicke Linien zeigen die Position der Spreizungsrücken. Die Spreizungsgeschichte des westlichen Weddellmeeres ist nicht bekannt, deswegen ist die Ausdehnung des Riftbeckens nicht eingezeichnet. Abkürzungen bedeuten: AP, Antarctic Peninsula; AR, Astrid Ridge; BDS, Botswana Dyke Swarm; Beattie-A, Beattie Anomaly; EE, Explora Escarpment; FRS, Filchner Ronne Shelf; GR, Gunnerus Ridge; IND, India; MAD, Madagaskar; MOZB, Mozambique Basin; RLS, Riiser Larseb Sea; RVO, Rocas Verdes ophiolites; SKA, Sverdrupfjella-Kirvanveggen Anomaly; SRI, Sri Lanka. Nach Jokat et al. (2003).

Ersteres öffnete sich vor etwa 155 Ma zwischen Südamerika, Afrika und dem Filchner-Ronn-Schelf in N-S Richtung. Die Riftachse verlagerte sich mit einer angenommenen Geschwindigkeit von 63 km/Ma etwa 1000 km in Richtung Ostnordost und erklärt so die kreisbogene Drift Südamerikas (einschließlich Falklandplateaus) bzgl. der Ostantarktis und die damit in Zusammenhang stehenden gravimetrischen Anomalien des Fischgrät-Musters (Herringbone Pattern) im zentralen Weddellmeer (Jokat et al. 2003).

Massive Flutbasaltprovinzen entstanden an Land im frühen Jura (200 - 170 Ma) sowohl auf afrikanischer (Karoo-Basalte) wie auf antarktischer (Ferrar-Basalte) Seite. Geochemische Analysen der Basalte lassen auf die Aufwölbung eines Manteldiapires (Bouvet-Manteldiapir zwischen Falklandplateau, Ostantarktis und Südafrika) schließen (Brewver et al. 1992), der in engem Zusammenhang mit den Mechanismen gebracht wird, die zum Zerfall Gondwanas

fürten (Studinger 1998).

Derzeitige Studien, die sich mit den Aufbruchsmechanismen von Superkontinenten befassen, unterscheiden kontinentale Riftprozesse nach passivem oder aktivem Rifting, je nachdem, ob ein Manteldiapir alleiniger Initiator oder begleitend bzw. verstärkend zu globalen Plattenbewegungen einherging. Im Falle des Gondwanaaufbruchs wird passives Rifting bevorzugt. Dieses ging dem durch die pazifische Subduktionszone initiierten Intra-Plate Rifting vorraus und begleitete teilweise das Spreizungsstadium (Hübscher 1994; Jokat et al. 2003). Dem starken Vulkanismus folgten krustale Dehnungen und der Beginn ozeanischer Beckenbildung zwischen Afrika/Südamerika und der Antarktis. Neueste Studien schreiben einem Mantelplume, wegen des zeitlichen Versatzes von Vulkanismus und Ozeanbeckenbildung, mehr den die Position von Hauptstörungssystemen bestimmenden Einfluss zu als die essentielle Triggerfunktion für den Gondwanaaufbruch.

Während die angelegten Becken wuchsen, bestand, offenbar wegen stabiler Lithosphäre des alten Kratons, die die finale Trennung verzögerte, weiterhin eine Verbindung zwischen Teilen des Falklandplateaus, Afrikas und der Antarktis. Mit der Öffnung des Natalbeckens im Südatlantik, als Konsequenz der unterschiedlichen Spreadingazimuthe der afrikanischen und südamerikanischen Platte, vollzog sich die Trennung von Südamerika und Afrika schließlich vor etwa 140 Ma in einem Zeitraum von etwa 10 Ma (Abb. 2.6).

Große Teile der ozeanischen Kruste des Weddellmeeres bildeten sich an der südlichen Flanke eines Spreading-Systems, das heute durch den südamerikanisch-antarktischen Rücken repräsentiert wird. Weite Teile der an der Nordflanke des Rückensystems gebildeten Lithosphäre subduzierten unter die Scotia Sea und verhinderten so die Möglichkeit der genauen Rekonstruktion der Öffnungsgeschichte dieses Bereiches. Dies lässt Fragen nach der genauen Position Südamerikas bzgl. der Antarktischen Halbinsel vor dem Aufbruch offen. Der Subduktionsprozess endete mit einer Rücken-Graben-Kollision. Seither entwickelte sich der Scotia-Rücken in eine vorherrschend sinistrale strike-slip Grenze, die das Weddellmeer von der Scotia-See abgrenzt und gleichzeitig die Grenze zwischen der antarktischen Platte und der Scotia-Platte markiert (Storey 1991) (Inlet der Abb. 2.3).

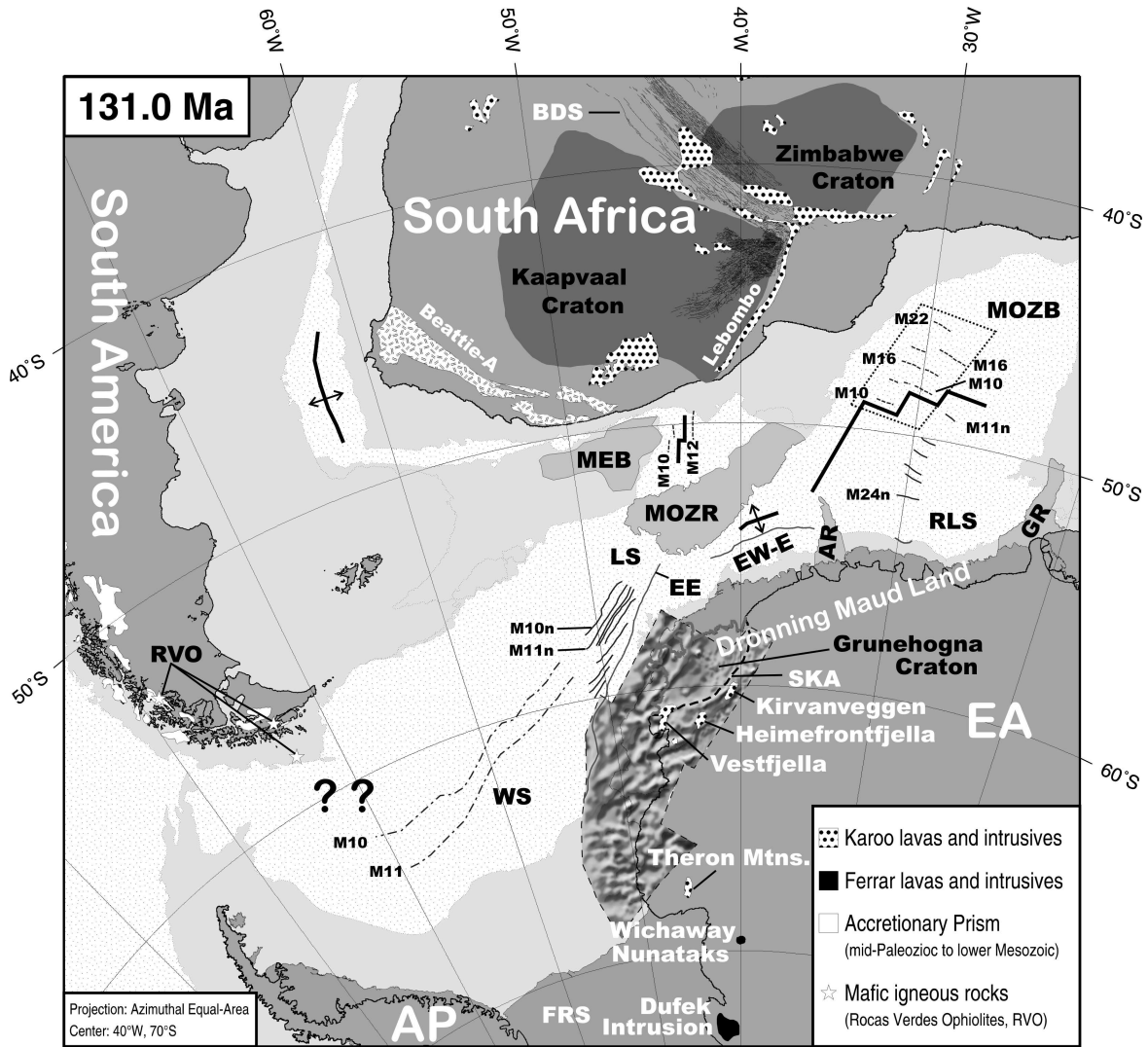


Abbildung 2.6.: Plattentektonische Rekonstruktion für Gondwana vor 131 Ma. Ost-(EA/AP) und Westgondwana (AFR/SAM) sind endgültig voneinander getrennt. Ein durchgehendes Spreizungssystem hat sich zwischen dem Weddell- und Riiser-Larsenmeer entwickelt. Die strichpunktiierte Linie im westlichen Weddellmeer zeigt den Verlauf zweier deutlich ausgeprägter magnetischer Anomalien. Dicke Linien zeigen die Position der Spreizungsrücken. Abkürzungen bedeuten: AP, Antarctic Peninsula; AR, Astrid Ridge; BDS, Botswana Dyke Swarm; Beattie-A, Beattie Anomaly; EA East Antarctica; EE, Explora Escarpment; EW-E, Explora Wedge-East; FRS, Filchner Ronne Shelf; GR, Gunnerus Ridge; LS, Lazarew Sea; MEB, Maurice Ewing Bank; MOZB, Mozambique Basin; MOZR, Mozambique Ridge; RLS, Riiser Larseb Sea; RVO, Rocas Verdes ophiolites; SKA, Sverdrupfjella-Kirvanveggen Anomaly; WS, Weddell Sea. Nach Jokat et al. (2003).

2.3. Geologische Entwicklung der Antarktischen Halbinsel seit dem Mesozoikum

Die Antarktische Halbinsel entwickelte sich als ein aktiver magmatischer Rücken vom frühen bis mittleren Jura an (Thomson et al. 1983). An diesem aktiven Kontinentalrand von Gondwana und der Westantarktis subduzierte pazifischer und protopazifischer Ozeanböden. Dabei entstand ein weiter Akkretionskomplex auf der westlichen *fore-arc* Seite der Antarktischen Halbinsel und dicke *back-arc* Sequenzen an seiner östlichen dem Weddellmeer zugewandten Seite (Abb. 2.7). Exponierte, kontinuierliche und wechselgelagerte Metasedimente, Gneisse und Vulkanite deuten auf die Antarktische Halbinsel als Quellregion für die Sedimentbecken an ihren Flanken und zeigen den Verlauf der komplizierten tektonischen Geschichte während des Mesozoikums und Känozoikums (Elliot 1994).

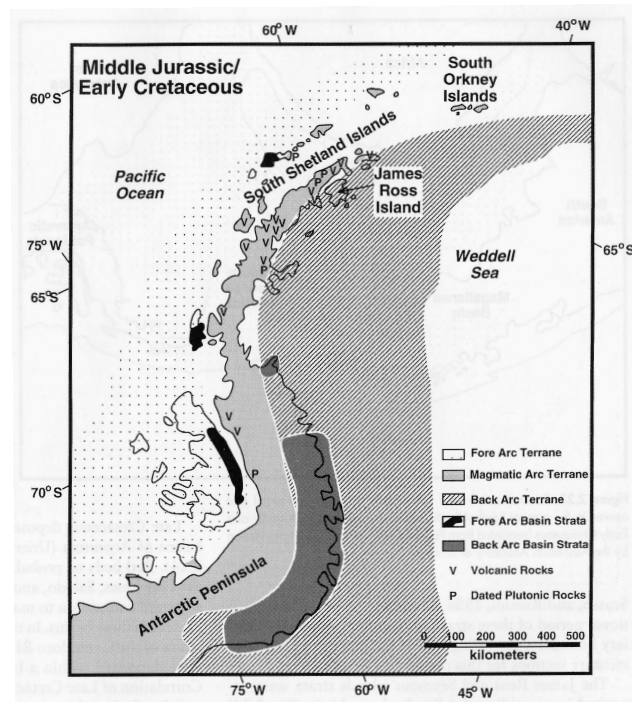


Abbildung 2.7.: Antarktische Halbinsel: Geologische Situation während der Subduktionsphase des Protopazifik im Mesozoikum (mittlerer Jura bis frühe Kreide). Deutlich erkennbar ist die Entwicklung der Antarktischen Halbinsel als magmatischer Vulkangürtel und die Bildung eines weiträumigen *back-arc*-Bereiches östlich und eines *fore-arc*-Bereiches westlich der Antarktischen Halbinsel. Nach Anderson (1999).

Zusammen mit den kontinentalen Blöcken Marie-Byrd-Land, Thurston-Insel, Ellsworth-Whitmore-Mountains und Neuseeland mit damals zugehörigem Campell-Plateau und Chat-

ham-Rise bildete die Antarktische Halbinsel während des Mesozoikums die Fortsetzung des Subduktionsgürtels von Südamerika (Nitsche 1998) und damit den westlichen Rand des Groß-Kontinentes Gondwana (Abb. 2.8).

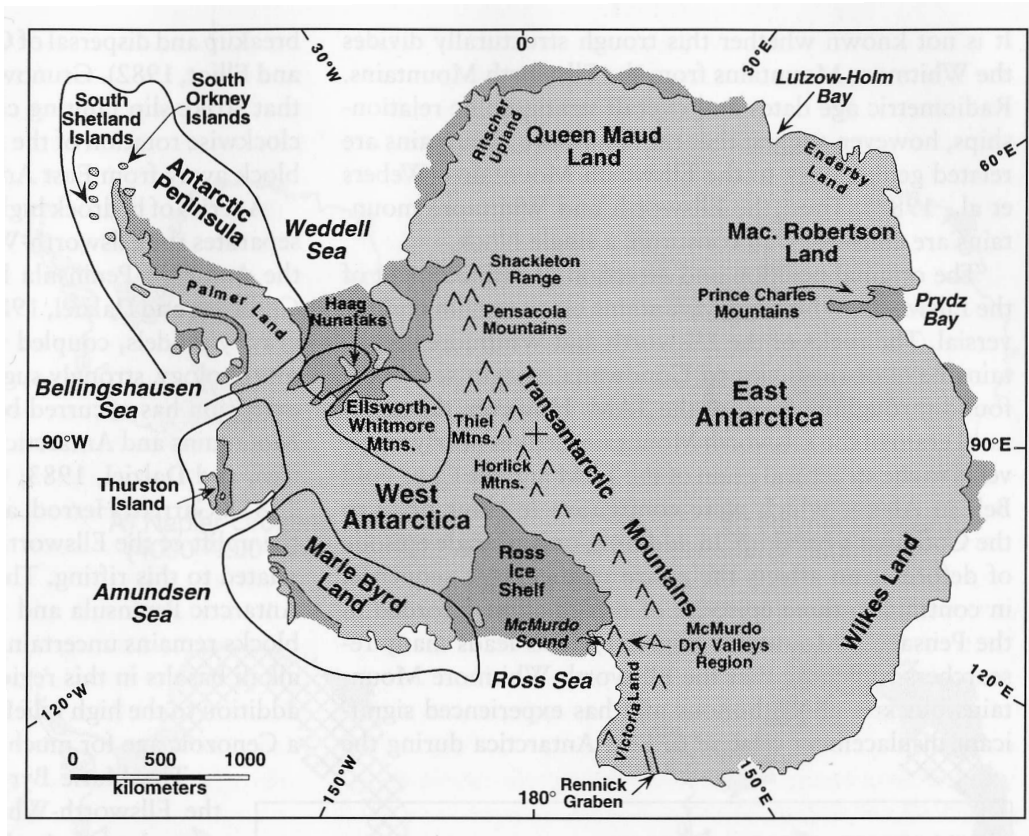


Abbildung 2.8.: Übersichtskarte zur Antarktis mit gekennzeichneten (schwarz umrandet) Westantarktisblöcken. Nach Anderson (1999).

So finden sich für Subduktionszonen und Inselbögen typische Magmatite und Sedimentgesteine entlang der Antarktischen Halbinsel wie der angrenzenden Inseln. Aus diesen Gesteinen lassen sich mehrere magmatische und tektonische Phasen rekonstruieren. Teilweise wurden auch an den damals bestehenden Inselbögen *terranes* angegliedert. Aus den Rekonstruktionsmodellen wird ersichtlich, dass eine von Südwest nach Nordost gerichtete Migration von Rückensegmenten in die Grabenzonen das Spreading sowie die Subduktion nach und nach zum Erliegen brachte. Rezent sind nur noch in Bereichen des Shetlandgrabens Subduktionsprozesse nachweisbar. Das Erliegen der Subduktion von pazifischer und Phoenixplatte und der damit zusammenhängenden tektonischen Situation ist in Abb. 2.9 ersichtlich.

Erste Segmente des Pazifik-Phoenix-Rückens erreichten die Subduktionszone vor etwa

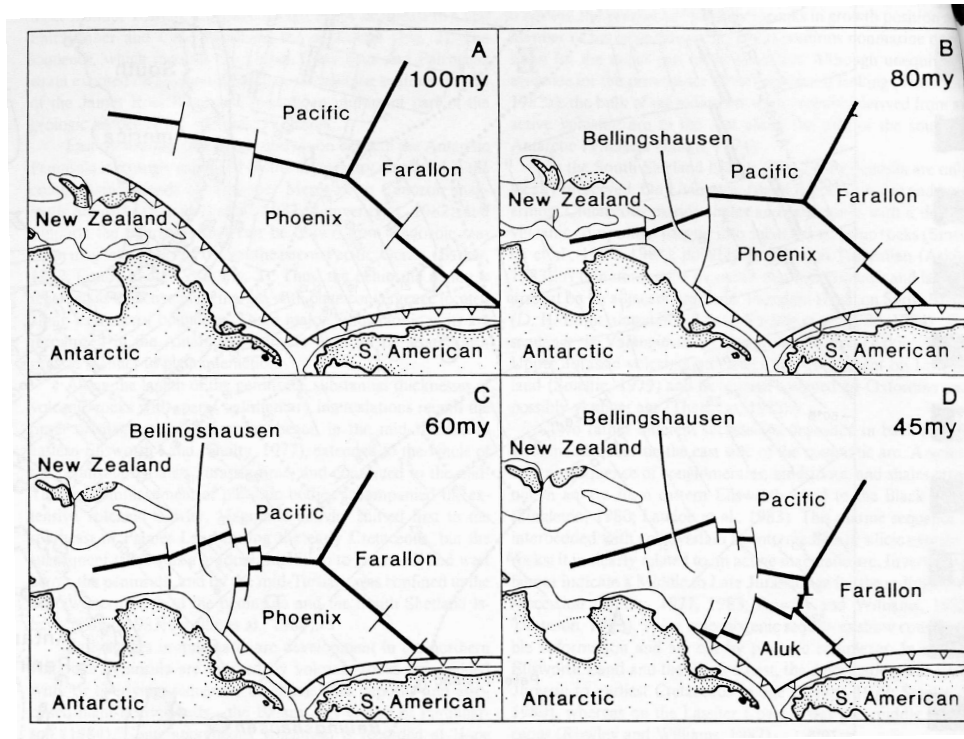


Abbildung 2.9.: Plattentektonische Entwicklung des Südostpazifik seit der Mittel-Kreide. Die Abbildungen a) bis d) zeigen die räumliche Anordnung der einzelnen Platten vor: a) 100 Ma, b) 80 Ma, c) 60 Ma und d) 45 Ma. Nach Elliot (1988.)

90 Ma im östlichen Bereich der neuseeländischen Blöcke (Chatham-Rise und Cambell-Plateau), was wenig später zu deren Trennung von Marie-Byrd-Land und der Bildung ozeanischer Kruste führte (früheste datierte ozeanische Kruste: 84 Ma (Lawver et al. 1992)). Ab der Oberkreide (80 Ma) wird Neuseeland als eigenständiger Mikrokontinent gesehen. Mit dem Abspalten Neuseeland formte sich ein neues Rückensystem, der Antarktis-Pazifik-Rücken, der sich im Paläozän vor 60 Ma weiter verzweigte und damit die Aufspaltung der Phoenixplatte in Bellingshausen- und Alukplatte nach sich zog. Im weiteren Verlauf erweiterte sich das Becken zwischen Antarktis und Neuseeland; die bislang entlang des Tiefseegrabens der Antarktis ausgebildete Subduktionszone wanderte nach Osten und der ehemals aktive Kontinentalrand wurde inaktiv aufgrund der Kollision der Segmente des Bellingshausen-Aluk-Rückens mit dem Kontinentalrand der Antarktis (Veit 2002). Mit der Kollision getrennter Rückensegmente der ehemaligen Phoenixplatte fand sukzessive ein von Südwest nach Nordost wandernder Wechsel von einem ehemals aktiven zu einem passiven Kontinentalrand statt (Larter et al. 1997). Das Ende der Subduktion führte zu einem starken *uplift*, der 1–4 Ma dauerte und zu anschließender langanhaltender Subsidenz.

Die Subsidenz resultierte aus der Kombination von thermalen, sedimentüberlagernden und sedimentkompaktierenden Effekten. Das Absinken vollzog sich schneller als an den meisten anderen Stellen des Antarktischen Kontinentalrandes und ging einher mit dem starken Eintrag glazial-mariner Sedimente. Aufgrund dessen konnte sich hier die känozoische Vereisungsgeschichte in den Schelfsedimenten hochaufgelöst erhalten (Larter et al. 1997).

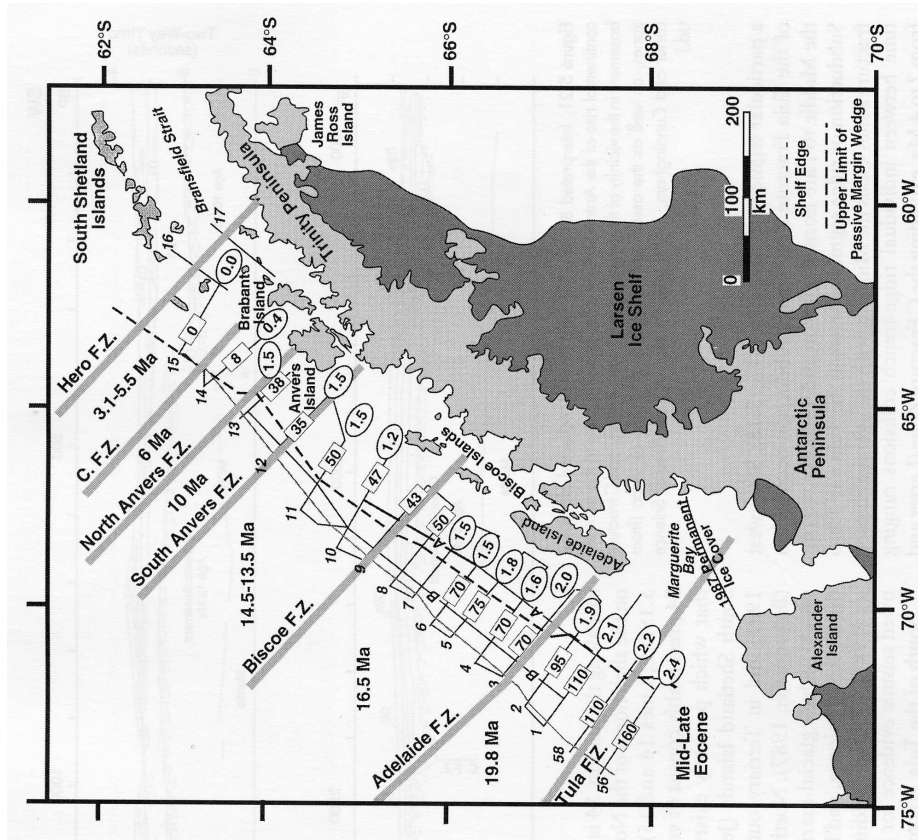


Abbildung 2.10.: Bruchzonen (F.Z.) entlang der Westküste der Antarktischen Halbinsel die sich während der Rücken-Graben-Kollision im Südostpazifik während des Känozoikums herausbildeten. Dicke graue Linien zeigen den Verlauf der Hauptbruchzonen, kasten- bzw. kreisumrandete Zahlen die abgeschätzte Ausdehnung bzw. Mächtigkeit (in Zweiweglaufzeit) der Akkretionskeile. Nach Anderson (1999).

Interessant gestaltete sich die letzte Phase der Rückenollisionen vor etwa 6 Ma. Im Bereich des Shetlandgrabens erstarb die Subduktion noch vor dem Erreichen des Spreizungszentrums, vermutlich als Folge der verringerten Spreizungstätigkeit und des tektonischen Druckes des verbliebenen Plattenteiles der Alukplatte (Barker 1982). In diesem Zusammenhang verlagerten sich der Vulkangürtel und der Graben durch das rückwärtige Abrollen der abtauchenden Platte in Richtung Fore-Arc-Bereich. Dieser Prozess war gekoppelt mit Ex-

tensionsbewegungen und letztlich mit der Öffnung eines Randbeckens im Back-Arc-Bereich. Das Becken der Bransfield Straße wurde angelegt und senkte sich nachweislich im Pliozän und Pleistozän. Zeitgleich brach Back-Arc-Vulkanismus aus, der zusammen mit dem Zergleiten des Inselbogens den Aufstieg von Dekompressions-Schmelzen aus dem unterlagernden Mantel ermöglichte (Veit 2002). In Abb. 2.10 ist die Segmentierung der verschiedenen alten Kollisionsstadien, getrennt durch Bruchzonen, ersichtlich. Die Bruchzonen begrenzen Ozeanregionen verschiedenen Alters, Wärmegehalts, verschiedener Tiefe und Sedimentbedeckung. Zudem stellen sie effektive Barrieren für einen weiträumigen Sedimenttransport dar (Barker 1982).

2.4. Geologische Entwicklung und geographische Einordnung des Larsenschelfes

Das Larsenbecken ist ein mesozoisch-tertiäres Sedimentbecken, das sich östlich der Antarktischen Halbinsel erstreckt (Elliot 1988) (Abb. 2.11). Mächtige z.T. glazial überprägte Sedimentpakete überlagern kontinentale und ozeanische Kruste. Die Quellregion dieser Sedimente war der durch Subduktion an der pazifischen Seite herausgehobene Vulkangürtel der Antarktischen Halbinsel. Der genaue Übergang zwischen den beiden Krusten und damit der Kontinentalrand des westlichen Weddellmeeres konnte bis heute nicht durch seismische Untersuchungen bestimmt werden, er wird aber im Bereich des Larsenbeckens vermutet.

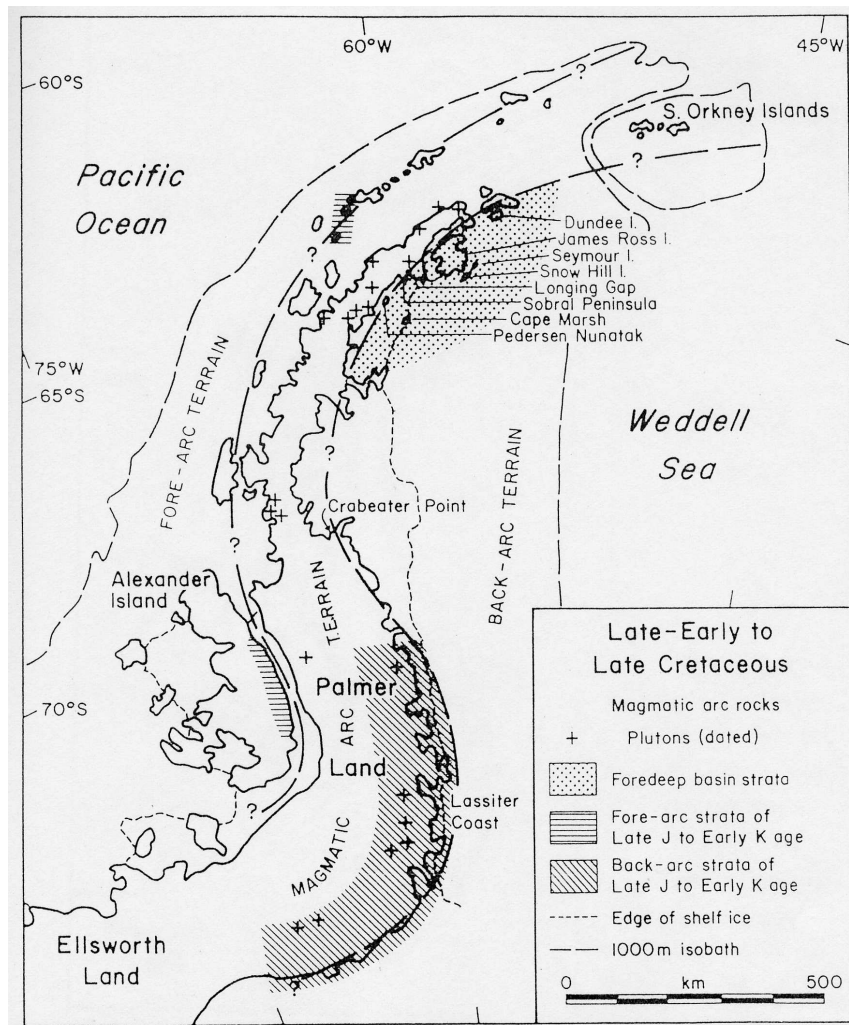


Abbildung 2.11.: Lithotektonische Einheiten der Antarktischen Halbinsel von der späten unteren Kreide bis zur oberen Kreide. Nach Elliot (1983).

Wie im vorigen Kapitel 2.3 schon erwähnt, zeigen die östlich der Antarktischen Halbinsel gelegenen Schelfgebiete des passiven Kontinentalrandes des Weddellmeeres und deshalb auch das Larsenbecken Back-Arc-Einfluss. Der Bereich des Larsenbeckens war seit der Oberkreide durch Dehnungstektonik gekennzeichnet, die mit dem Zergleiten von Südamerika und der Antarktischen Halbinsel einherging. Deren Trennung war verbunden mit Dehnungsbe-
 wegungen und Vulkanismus im Bereich der Halbinsel während des Eozänes (zwischen 50 und 30 Ma).

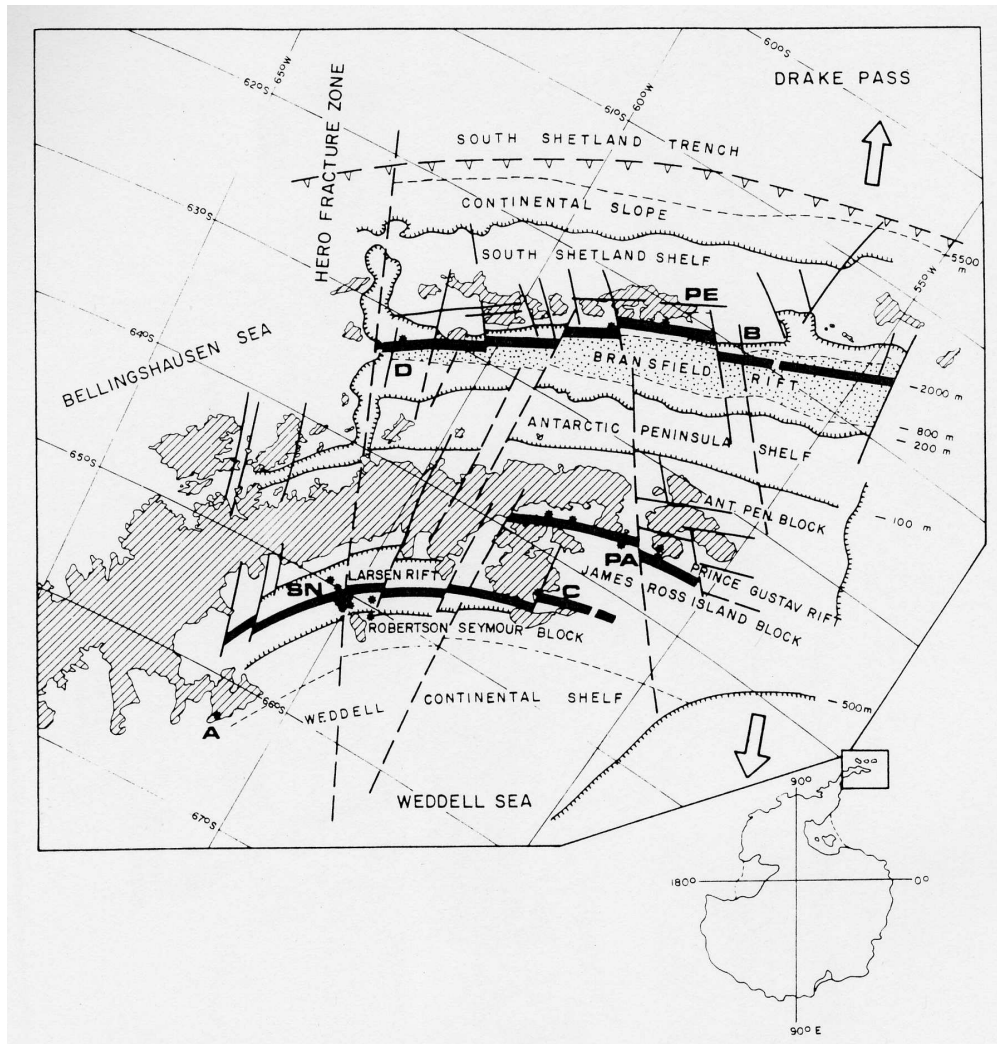


Abbildung 2.12.: Schematische Karte, die den Zusammenhang zwischen aktivem Rift-Vulkanismus und den Hauptstörungszonen in der nördlichen Region der Antarktischen Halbinsel aufzeigt. Aktive vulkanische Zentren sind: D–Deception; PE–Penguin; B–Bridgeman; PA–Paulet; C–Coley; SN–Seal Nunataks; A–Argo. Nach Gonzalez-Ferran (1985).

Das Gebiet des Larsenschelfes war ein Back-Arc-Sedimentationsbecken ohne Vorkommen von Vulkanismus. Erst mit dem Nachlassen der Spreizungstätigkeit der Segmente des verbliebenen Bellingshausen-Alukrückens und der grabenwärts gerichteten Verlagerung der Subduktionszone, lebte der Vulkanismus der James-Ross-Island-Vulcanic-Group im Zusammenhang mit dem Larsenrift auf (Veit 2002). Das Larsenrift liegt etwa 200km südöstlich und parallel zum Bransfieldrift auf der gegenüberliegenden Seite der Antarktischen Halbinsel (2.12). Es ist ein Teil eines Mehrfachriftsystems, das vom Pleistozän bis heute Extensionprozessen unterlag. Diese begannen nach Beendigung der Subduktionsaktivitäten am Shetlandgraben während des Miozänes.

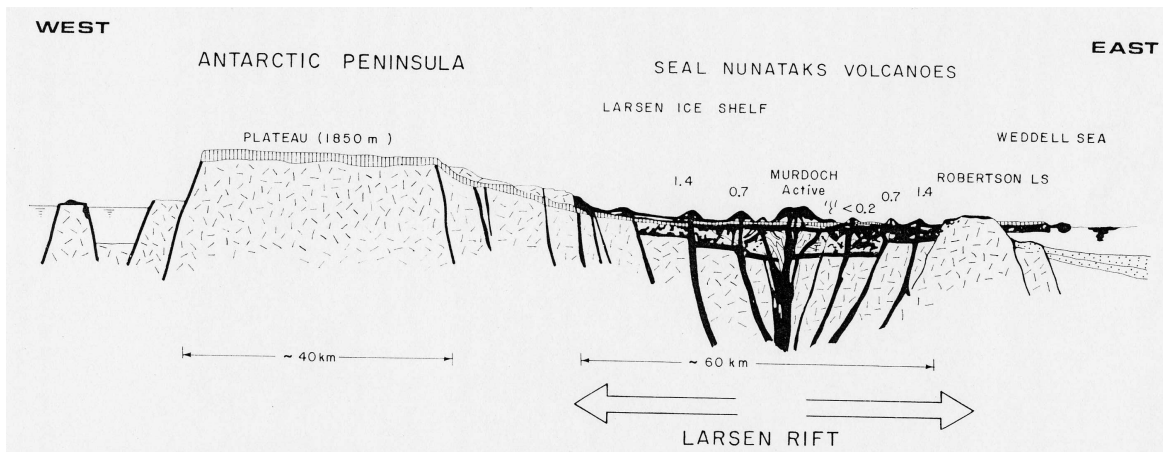


Abbildung 2.13.: Schematisches Profil des Larsenriffes und der vulkanischen Aktivität während des Pliozänes bis heute. Nach Gonzalez-Ferran (1985). Anhand der datierten Vulkanite im Larsenbecken ist sehr gut die symmetrische Struktur des Riftes erkennbar.

Der Zusammenhang zwischen tektonischen und vulkanischen Prozessen im nördlichen Bereich der Antarktischen Halbinsel (Larsenbecken und zugehörige Inseln) als Teil der dynamischen Entwicklung des Scotia-Vulkangürtels ist in Elliot (1983, Gonzalez-Ferran (1983a, Gonzalez-Ferran (1985) anschaulich beschrieben (Abb. 2.14). Einige wichtige Folgerungen werden im weiteren dargestellt:

- Ein aktives ozeanisches Subduktionsregime existierte im Shetlandbogen, eingerahmt von Shackleton- und Hero-Bruchzone, kurz vor dem Beginn des Känozoikums. Die Subduktion erstarb wahrscheinlich im späten Mittel-Miozän (Abb. 2.12).
- Eine extensive Back-Arc-Zone entwickelte sich während des Pliozänes/Pleistozänes. Zwei 200 km voneinander entfernte Riftstrukturen bildeten sich parallel zur Achse des Shetlandgrabens: das Bransfieldrift nordwestlich und das Larsenrift südöstlich der Antarktischen Halbinsel (2.14).

- Das Riftstadium war begleitet von pleistozänem bis rezentem Vulkanismus, der von Rift zu Rift geochemisch unterschiedlich charakterisierte Vulkanite förderte.
- Das Larsenrift entwickelte sich symmetrisch im Pleistozän. Der Nachweis findet sich im Vulkanismus der Seal Nunataks (Gonzalez-Ferran 1983b), siehe auch Abb. 2.13.
- Die ozeanische Segmentierung und Begrenzung der nordwestlichen Region durch Hero- und Shackletonbruchzone zeigt ihren Effekt auch im südlich gelegenen Larsenrift.
- Beide Riftstrukturen zeigen noch heute Extensionsbewegung, die von vulkanischer Aktivität begleitet sind. Beispiele für das Bransfieldrift finden sich auf Penguin und Deception Island, für das Larsenrift auf Paulet Island und den Seal Nunataks.

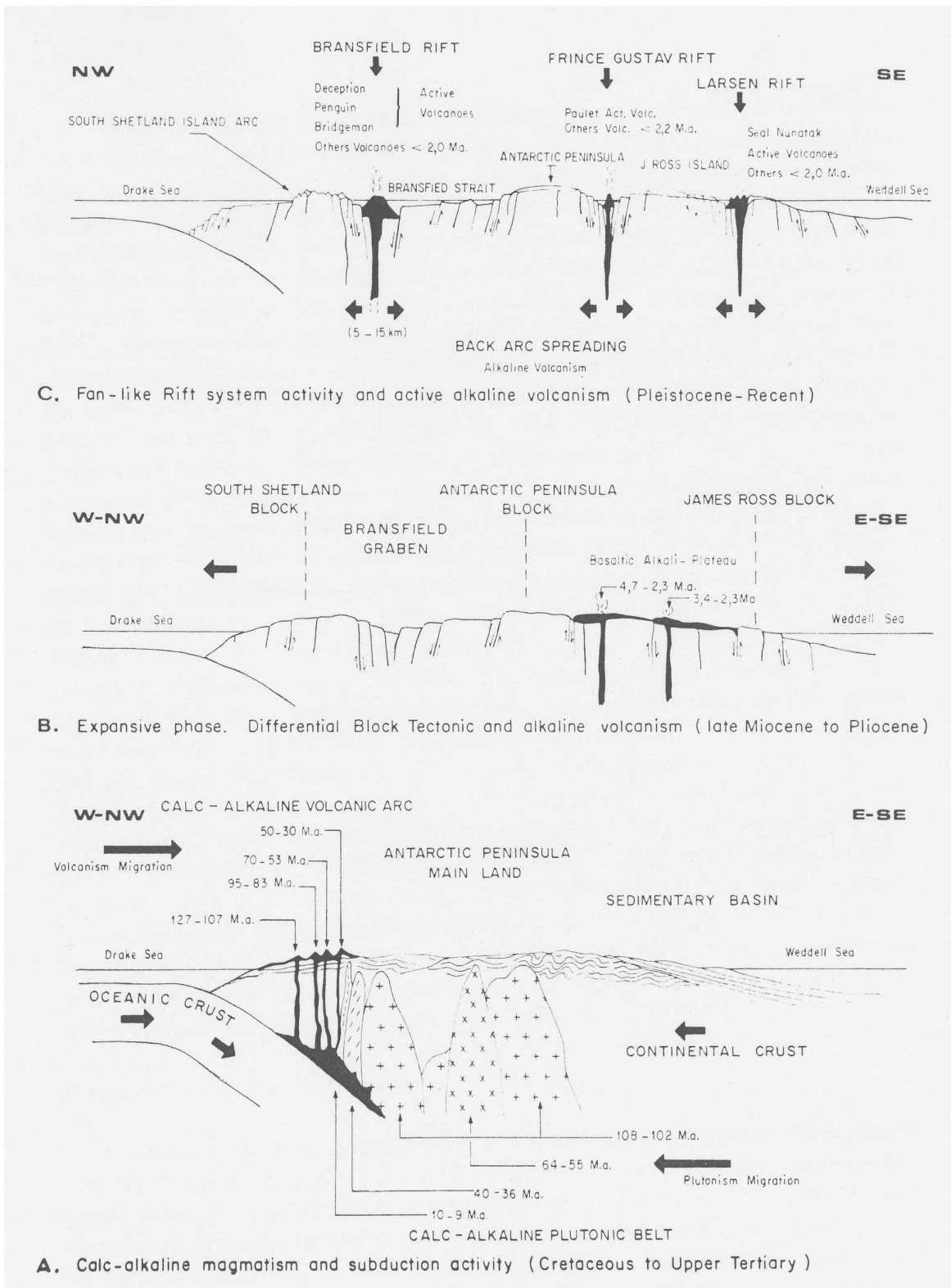


Abbildung 2.14.: Tektonisch-vulkanische Entwicklung der Antarktischen Halbinsel seit der Kreide bis heute. Nach Gonzalez-Ferran (1985).

3. Datenerfassung und Bearbeitung

3.1. Reflexionsseismische Messung während der Expedition ANT-XIX/2 auf dem Larsenschelf

Die Expedition ANT-XIX/2 startete am 01.12.2001 in Kapstadt und steuerte zuerst die deutsche Antarktisstation Neumayer an. Nach längerer Überfahrt und Ladeaktivitäten verließen die neuen Überwinterer samt wissenschaftlichen Gerät die FS Polarstern endgültig am 22.12.2001. Das anschließend geplante italienisch-deutsche marine Forschungsprogramm musste wegen schwieriger Eisbedingungen neu koordiniert werden, weil das anfänglich geplante Untersuchungsgebiet nicht befahren werden konnte. Ein Ausweichen auf den östlichen Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel bot sich wegen der aus NOAA-Satellitenbildern bekannten günstigeren Eisbedingungen an. Während des Transits zur Antarktischen Halbinsel wurde ein kurzes bathymetrisches und seismisches Netz und ein Wasserbeprobungsprogramm gefahren (Jokat und Krause 2003).

Zu Beginn des Jahres 2002 erreichte FS Polarstern das neue Untersuchungsgebiet, das noch nie durch eine andere Expedition erkundet wurde Abb. 3.1. Grund sind die in normalen Jahren herrschenden sehr schwierigen Eisbedingungen. Der aufgenommene Datensatz beschreibt damit zum ersten Mal die flacheren und tieferen Bereiche dieses Kontinentalrandes. Insgesamt wurden mehr als 2000 km Seismik akquiriert. Parallel zu den seismischen Messungen konnte intensiv HELIMAG (Helikoptermagnetik) geflogen werden, um marine magnetische Anomalien hochaufgelöst zu vermessen.

Im Süden des Gebietes konnte wegen dicken, mehrjährigen Packeises nicht die Schelfkante erreicht werden. Im Norden waren die Eisbedingungen etwas besser, so dass es hier möglich war bis auf den Schelf zu fahren, ohne das seismische Gerät zu gefährden. Zwischen 66°S und 67°S zeigten die seismischen Daten einen großskaligen Massenversatz am unteren Kontinentalhang. Die Eisbedingungen erlaubten eine systematische, bathymetrische Vermessung der Rutschmasse, um deren Form und Ausdehnung zu erfassen. Am 17.01.2002 wurden die wissenschaftlichen Messungen eingestellt. FS Polarstern verließ das Gebiet und erreichte nach ruhiger Fahrt durch die Drake Passage Punta Arenas am 21.01.2002 (Jokat und Krause 2003).

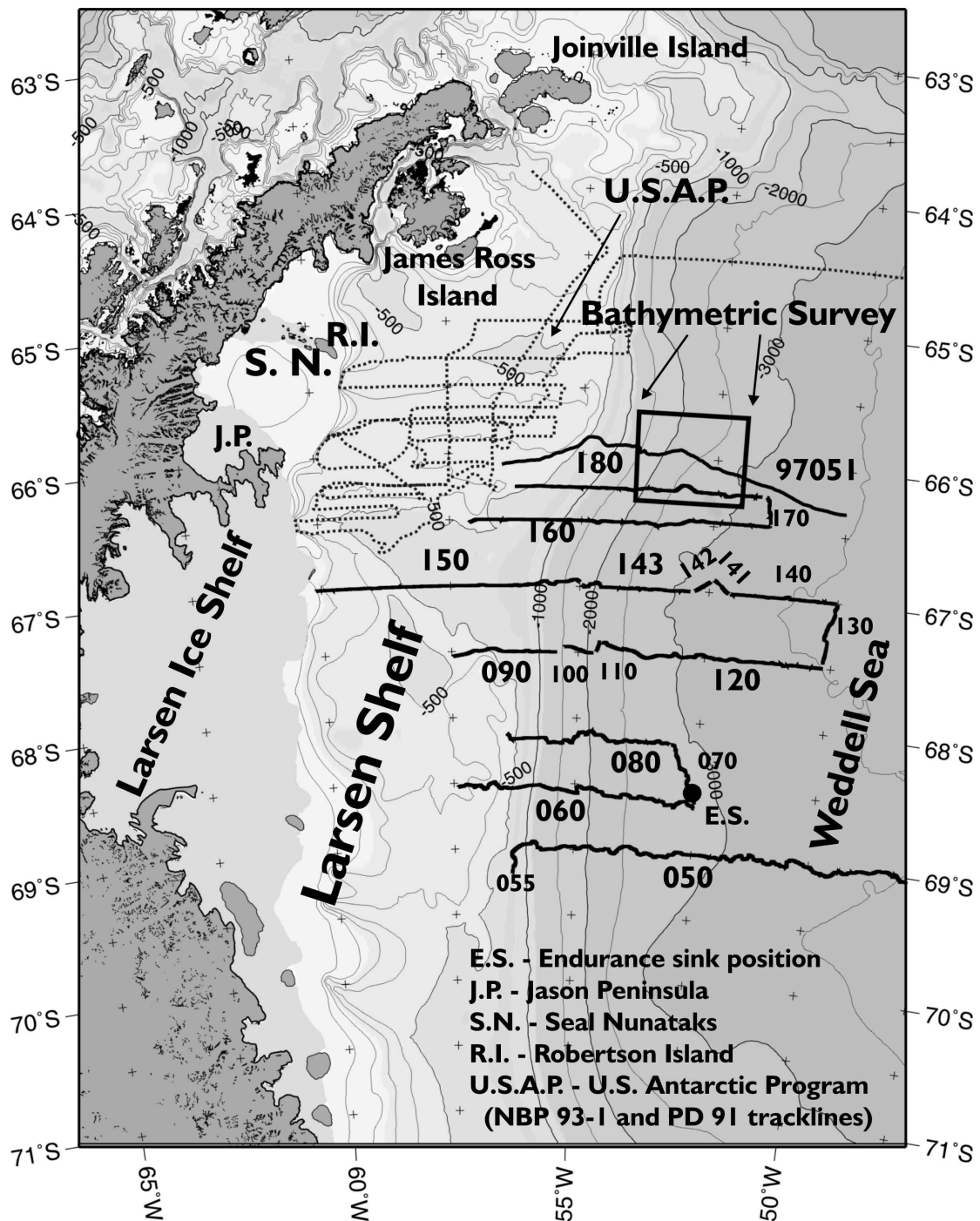


Abbildung 3.1.: Seismisches Profilnetz auf dem Larsenschelf. Dicke Linien bezeichnen die bei der Expedition ANT-XIX/2 aquirierten Profile. Gestrichelte Linien zeigen die Profile des U.S. Antarctic Program. Der Kasten umrahmt das Gebiet der dichten bathymetrischen Vermessung des Rutschkörpers.

Profiles	Latitude (Start)	Longitude (Start)	Latitude (End)	Longitude (End)	Shots	Length	Streamer	Airgun	Chan	dx Chan
20020050	-69,0057	-47,8398	-69,0291	-56,2902	8786	407	600	8x3l	96	25
20020055	-69,0294	-56,2908	-69,1885	-56,2825	421	20	600	8x3l	96	25
20020060	-68,5295	-57,4127	-68,6459	-52,5014	5151	239	600	8x3l	96	25
20020070	-68,6118	-52,5064	-68,171	-53,058	1314	62	600	8x3l	96	25
20020080	-68,1695	-53,0984	-68,1239	-56,4046	3410	163	600	8x3l	96	25
20020090	-67,5353	-57,4745	-67,4998	-55,4184	1931	91	600	8x3l	96	25
20020100	-67,4601	-55,2779	-67,5006	-54,696	556	26	600	8x3l	96	25
20020110	-67,4882	-54,649	-67,4049	-54,5913	205	10	600	8x3l	96	25
20020120	-67,4207	-54,5292	-67,4991	-50,1517	4211	204	600	8x3l	96	25
20020130	-67,4668	-50,1695	-67,0061	-49,9956	1018	56	600	8x3l	96	25
20020140	-67,0009	-50,0391	-67,0009	-52,079	1914	92	600	8x3l	96	25
20020141	-66,997	-52,122	-66,9061	-52,4104	337	17	600	8x3l	96	25
20020142	-66,9196	-52,4858	-66,9957	-52,7772	317	15	600	8x3l	96	25
20020143	-67,0022	-52,8647	-66,9907	-54,9527	2067	98	600	8x3l	96	25
20020150	-66,9652	-54,9999	-66,9995	-60,1039	4823	229	600	8x3l	96	25
20020160	-66,5209	-57,1264	-66,4634	-51,4335	5463	261	600	8x3l	96	25
20020170	-66,4524	-51,1264	-66,2511	-51,5399	508	25	600	8x3l	96	25
20020180	-66,2526	-51,5559	-66,251	-56,2641	4574	220	600	8x3l	96	25
97051	-66,3231	-50,0198	-66,0841	-56,505	7564	322	600	8x3l	96	25

Abbildung 3.2.: Übersicht der bei der Expedition ANT-XIX/2 aufgenommenen seismischen Profile.

3.2. Grundlagen der Reflexionsseismischen Datenerfassung und Bearbeitung

Reflexionsseismik ist die Laufzeitmessung reflektierter akustischer und elastischer Wellen. Das reflexionsseismische Verfahren dient der Erkundung des Untergrundes und kann je nach Art der verwendeten seismischen Apparatur (Quelle und Aufnehmer) oberflächennahe oder tieferliegende Bereiche abbilden. Seismische Messungen dienen damit der Erstellung von Untergrundmodellen aus denen petrologische, bergbau- und ingenieurtechnischen Aussagen getroffen werden können (Militzer und Weber 1987).

Das seismische Signal (elastische Welle) wird durch Sprengung bzw. Vibratoren (an Land) oder Luftkanonen (im Wasser) künstlich erzeugt und breitet sich im Untergrund abhängig von unterschiedlichen petrophysikalischen Parametern (z. B. Dichte, LAMEsche Parameter) entlang verschiedener Laufwege aus. Eine Welle wird beim Durchlaufen von Zonen unterschiedlicher Untergrundparameter reflektiert und gebrochen. Die Stärke der Reflexion ist abhängig vom bestehenden Impedanzkontrast zwischen den beiden benachbarten Medien. Die Impezananz ist das Produkt aus Dichte und seismischer Geschwindigkeit des Mediums. Je höher der Kontrast desto stärker ist die Amplitude der reflektierten Welle. Die an Grenzschichten zurückgeworfene Welle wird an der Oberfläche mit Hilfe von Geophonen oder Hydrophonen (im Wasser) registriert.

Bevor die Daten geologisch interpretierbar sind, muss i. A. das Nutz/Störsignalverhältnis verbessert werden. Verschiedene Verfahren (*processing*) werden genutzt, um die Datenqua-

lität zu erhöhen und von Störsignalen zu befreien. Insbesondere in polar-marinen Gebieten wird verstärktes Rauschen, hervorgerufen durch Reibung der seismischen Aufnehmer an Eisschollen, registriert. Weitere typische Störsignale, die die eigentliche Information verdecken, sind z.B. das Geist- und Bubblesignal, Mehrfachreflexionen und Schiffsgeräusche.

3.2.1. Seismische Quellen der marinen Seismik

In der marinen Seismik kommen Spezialschiffe zum Einsatz. Sie sind sowohl mit Luftkanonen zur Erzeugung des Quellsignales als auch mit mehrere Kilometer (bis zu 15 km) langen Hydrophonkabeln (*streamer*) zur Erfassung der Daten ausgestattet. Die Schiffe fahren das geplante Profilvernetz ab und registrieren dabei durchgehend. Vorteile mariner Seismik sind die hohe Produktivität und Qualität der Datenerfassung. Die FS Polarstern ist ausgestattet mit einem speziell für Eisfahrten entwickelten Luftkanonengerüst (2x6 m *airgun-array*) sowie einem 600m langem *streamer* der auch bei schwierigen Bedingungen zum Einsatz kommt.

Die am häufigsten genutzte Energiequelle ist der Luftpulser (*airgun*), ein Gerät, das stark komprimierte Druckluft unter Wasser schlagartig freisetzt. Die Kanonen an Bord der Polarstern werden mit 120 bis 140 bar betrieben (Martens, pers. Mitt.). Die Funktionsweise einer Luftkanone wird im folgenden kurz erläutert (Abb. 3.3) .

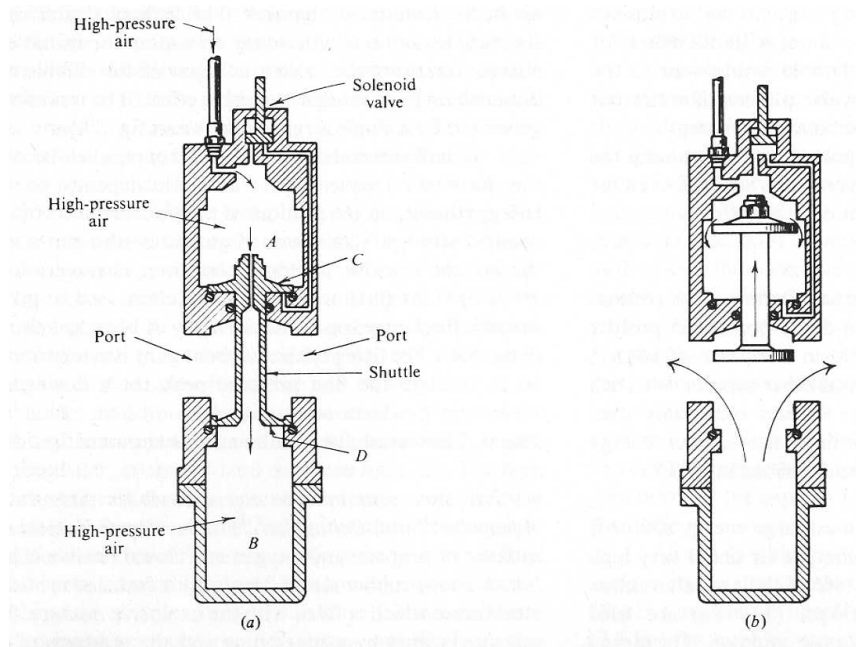


Abbildung 3.3.: Aufbau und Funktionsweise eines VLF-Luftpulser: a) in geladenem Zustand, b) während des Schusses. Nach Sheriff and Geldart (1986).

Beide Kammern A und B (Steuer-, Hochdruckkammer) sind mit Druckluft gefüllt. Kammer B wird gespeist über eine Öffnung im Steuerkolben (shuttle). Da die Steuerkolbenoberfläche C etwas größer ist als der Kolbenboden D, entsteht ein Kräfteungleichgewicht, das die Kanone unter Druck geschlossen hält. Zusätzlich kann der Kolbenboden in der Kammer C von unten über einen sogenannten Überstromkanal angeblasen werden. Dies geschieht beim Zünden der Kanone mit Hilfe eines elektrisch getriggerten Impulses am Magnetventil (*solenoid valve*). Druckluft dringt über den Überstromkanal unter den Steuerkolben. Dies reicht aus um die Haltekraft zu überwinden und den Kolben etwas zu heben. Dieser öffnet sich daraufhin explosionsartig. Die hochkomprimierte Luft beider Kammern entweicht über Austrittsschlitze und eine Luftblase hohen Druckes oszilliert durch das Wasser an die Oberfläche. Durch die fortgesetzte Druckluftzufuhr bei inzwischen wieder geschlossenem Magnetventil kehrt der Kolben unverzüglich in seine Ausgangslage zurück und verschließt den Luftpulser wieder. Das Einströmen von Meerwasser wird so verhindert.

Beim Austritt der Druckluft dehnt sich die Luftblase solange aus, bis der innere Druck der Blase dem hydrostatischen Druck entspricht. Die Nettokraft sowie der Innendruck verringert sich während der Expansion der Blase. Das beschleunigte Wasser dehnt sich aufgrund der Trägheit etwas über den Gleichgewichtszustand hinaus. Dies führt wiederum zum Kollaps der Blase mit Innendruckanstieg, da die Nettokraft nun nach innen gerichtet ist. Dieser Vorgang wiederholt sich gedämpft periodisch bis Erreichen der Wasseroberfläche. Die Oszillationsfrequenz liegt im Bereich der des seismischen Quellsignals und verlängert den Originalpuls. Dieser störende Puls ist auch als Bubble-Effekt bekannt. Ein Beispiel realer Daten ist in Abb. A.1 zu erkennen. Hier tritt das störende bubble-Signal deutlich als starker zum Meeresboden parallel laufender Reflektor (180 ms unterhalb dem Meeresboden) hervor.

Das Freisetzen der Luft aus den Kammern der *airgun* geschieht innerhalb 1 bis 4 ms, während der gesamte Zyklus mit erneutem Befüllen der Kammern etwa 25 bis 40 ms andauert (Sheriff und Geldart 1986). Gewöhnlich kommen mehrere *airguns* gleichzeitig zum Einsatz. Dies erhöht zum Einen die freigesetzte Energie und ermöglicht andererseits eine gewisse Kontrolle der dominierenden Frequenz der Quelle. In einigen Fällen kommen auch Luftpulser mit geteilter unterer Druckkammer zur Anwendung, damit ein verzögerter Austritt der Luft zur Unterdrückung des Bubblepulses erreicht wird. Zur Berechnung der Bubblefrequenz dient die Rayleigh-Willis-Formel,

$$T = 0.017E^{\frac{1}{3}}(h + 10)^{-\frac{5}{6}} \quad (\text{Sheriff und Geldart 1986}) \quad (3.1)$$

mit der Bubbleperiode T [s], Quellenergie E ($E = pV$) [J] und der Wassertiefe des *airgun-arrays* h [m]. Die abgestrahlte Energie und die dominierende Frequenz des Signales ist abhängig vom Druck p [Pa] sowie dem Kammervolumen V [l] des Luftpulsers (Forkmann 1987a).

Im Falle unserer Messungen kamen 8 VLF-Luftkanonen mit einem Kammervolumen von

je 3 l, angeordnet in einem 2x6 m *airgun-array* zum Einsatz. Das *array* wurde in etwa 10 m Wassertiefe hinter dem Schiff geschleppt. Die dominierende Frequenz des *array* betrug ca. 40 Hz, die Bubbleperiode errechnete sich zu etwa 1 s.

3.2.2. Aufnehmer der marinen Seismik

Die Registrierung des reflektierten Wellenfeldes erfolgt mit Hydrophonen, die als Gruppen innerhalb eines mit Öl gefüllten Plastikslauches (*streamer*) angeordnet sind. Hydrophone sind aufgebaut aus piezoelektrisch aktiven Materialien (Keramiken), die bei geringsten hydrodynamischen Druckänderungen deformiert werden und der Deformation proportionale Ausgangsspannungen liefern (Forkmann 1987a).

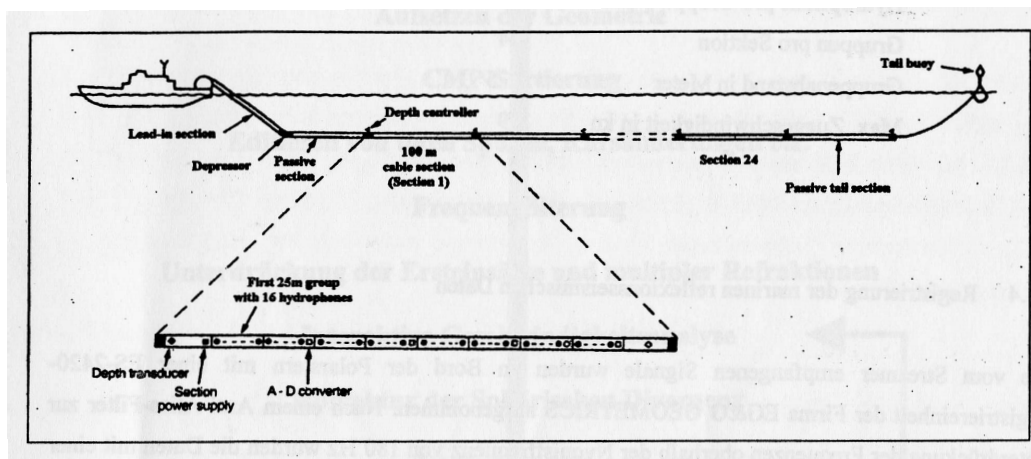


Abbildung 3.4.: Aufbau und Funktionsweise eines Streamers. Nach Geißler (2001).

Der *streamer*, in seiner Länge variierend zwischen einigen hunderter Metern bis zu mehreren Kilometern, baut sich aus aktiven und passiven Sektionen auf und ist über ein Zugkabel (*lead in cable*) mit einer Winde an Deck verbunden Abb. 3.2.2. Zwischen Zugkabel und aktiven Sektionen befinden sich gewöhnlich ein oder mehrere passive elastische Sektionen (*stretch-section*), die der Verringerung der Übertragung von Störsignalen (Bewegung der Meeresoberfläche, Schiffvibrationen) auf den aktiven Streamerteil dienen. Passive Sektionen und lead-in Länge bestimmen den Abstand (*offset*) zwischen Quelle und erster aktiver Hydrophongruppe.

Die in den aktiven Sektionen des Streamers eingebauten Hydrophone sind in Gruppen angeordnet und wirken so als Wellenzahlfilter, d.h. Signale mit anderen als den gewünschten Scheingeschwindigkeiten werden gedämpft, um das Nutz/Störsignalverhältniss am Eingang der Registrierapparatur zu verbessern (Geißler 2001). Mit Hilfe von Tiefenreglern (*birds*) wird die horizontale Lagerung des Streamers in gewünschter Wassertiefe automatisch ge-

steuert. Auf den Einsatz einer Endboje (*tail buoys*) wird in Gebieten mit Meereisbedeckung verzichtet, obwohl dadurch die Kenntnis der genauen Streamerausrichtung verloren geht. Die vorliegenden Daten wurden mit einem 600m langen 96-Kanal-Streamer der Firma Prakla-Seismos gewonnen, der durch die fehlende Birdsteuerung und seiner recht geringen Länge auch bei schwerer Eisfahrt genutzt werden konnte.

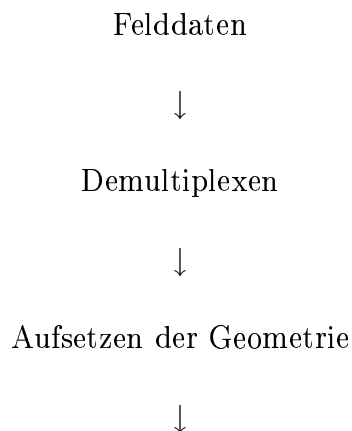
3.2.3. Registriertechnik

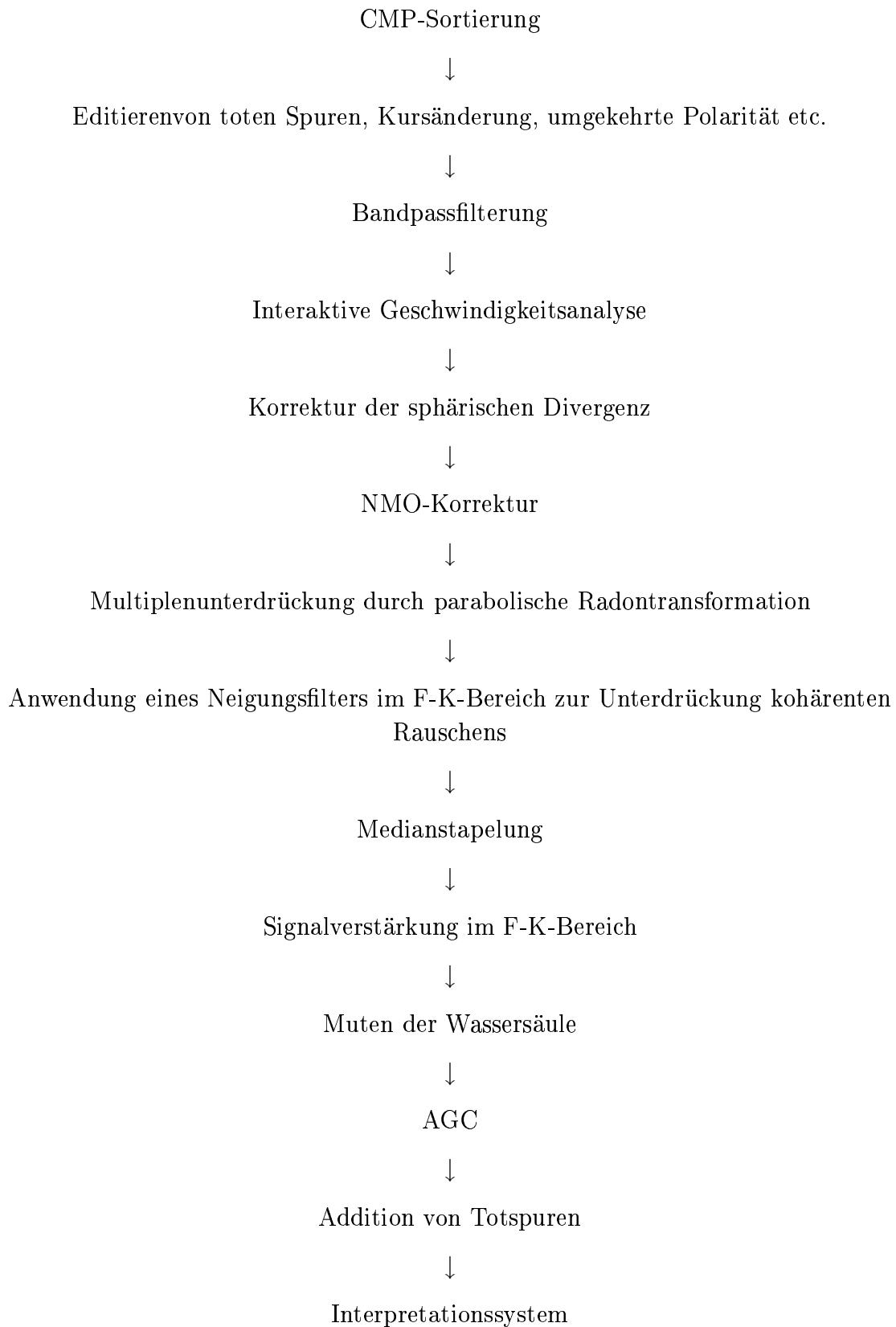
Die vom Streamer empfangenen Signale wurden an Bord der Polarstern mit einer ES-2420-Registriereinheit der Firman EG&G GEOMETRICS aufgenommen. Die Anwendung eines 180-Hz-Anti-Alias-Filters zur Unterdrückung der Frequenzen oberhalb der Nyquistfrequenz erfolgte vor der Digitalisierung der Daten mit einer Abtastrate von 2ms. Die anschließende Speicherung auf Magnetbänder erfolgte im SEG-D Format. Parallel zur Digitalisierung wurde ein Kanal auf einem Thermoplotter zur Qualitätskontrolle geschrieben.

3.2.4. Datenbearbeitung (*processing*)

Nach der Registrierung liegen die Daten in digitaler Form vor und müssen im folgenden einer weiteren Bearbeitung (*processing*) unterzogen werden. Deren Ziel ist die Darstellung der Daten in qualitativ optimierten Zeit- oder Tiefensektionen, die eine detaillierte geologische und stratigraphische Interpretation ermöglichen. Häufig werden seismische Daten einem Standard-*processing* unterzogen. Mit verschiedenen *processing*-Modulen, die weiter unten näher betrachtet werden, wird so eine schrittweise Erhöhung der Datenqualität (Nutz/Störsignalverhältniss) erreicht.

Die Bearbeitung der dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten erfolgte mit der Software DISCO der Firma Paradigma Houston und seiner interaktiven Version FOCUS. Das möglichst einheitlich angewandte Arbeitsschema zeigt der folgende *processing flow chart*:





Demultiplexen und Geometrieprocessing Während der Expedition wurden erste Schritte des *processing* schon an Bord der Polarstern geleistet. Die Daten wurden von den Feldbändern geladen und demultiplext im SEG-D-Format zurück auf Band geschrieben. Das Demultiplexen beinhaltet das Umsortieren der in Zeitsequenzen aufgenommenen Felddaten in nach Kanalsequenzen geordnete Daten. Dies ist notwendig da weiteres *processing* nach Kanälen sortierte Daten verlangt.

Das Geometriemodell, das Kurskorrekturen bedingt durch schwierige Eisverhältnisse oder Eindrehen des Schiffes während Helikopter Start- und Landungen enthält, wird beim Sortieren nach *common depth points* (CDP's) benötigt, um eine richtige Zuordnung der Schusspunktlokation zur jeweiligen Koordinate und Wassertiefe entlang des Profiles zu gewährleisten. Das Aufsetzen der Geometrie ist einer der wichtigsten Schritte in der gesamten Datenverarbeitungsprozedur, weil ein Fehler fatale Folgen und enormen zeitlichen Aufwand bei der Fehlersuche und deren Behebung bedeutet.

CMP - Sortierung CMP - recording oder 'roll-along' ist illustriert in Abb. 3.5. Wir erkennen den Streamer (g-Achse) mit seinen in gleichen Abständen angeordneten Hydrophongruppen die jede für sich pro Schuss (s-Achse) eine Spur aufzeichnen. Der minimale offset (Abstand der 1. Hydrophongruppe zum Schusspunkt) betrug in unserer Messanordnung etwa 180m. Das Schiff bewegte sich mit annähernd konstanter Geschwindigkeit das Profil entlang. Gleichzeitig wurde in regelmäßigen zeitlichen Abständen geschossen und registriert (jede 15. Sekunde).

Mit der Annahme eines horizontalen Reflektors (CMP entspricht CDP) wird pro Schuss die halbe Streamerlänge vom Untergrund registriert. Mit der Bewegung des Schiffes wandert gleichzeitig der abgebildete Bereich des Untergrundes mit gleicher Geschwindigkeit mit. Da etwa alle 40m (bei 5.5kn Fahrtgeschwindigkeit) geschossen wird, werden die verschiedenen Reflexionspunkte am Meeresboden mehrfach abgebildet (halbe Streamerlänge waren etwa 300m). Dies nennt sich auch *multiple-fold recording*. Der Überdeckungsgrad n_f lässt sich nach Gleichung 3.2 berechnen,

$$n_f = \frac{n_g \Delta g}{2 \Delta s} \quad (\text{Schmöller 1987b}) \quad (3.2)$$

wobei Δg und Δs die Receivergruppen- und Schussgruppenintervalle und n_g die Anzahl der Kanäle beschreibt. Mit unserer Messanordnung (600m Streamer mit 96 Kanälen und 5.5kn Fahrtgeschwindigkeit, jede 15. Sekunde ein Schuss) wurde eine 7.5fache Überdeckung erreicht.

Beim CDP-sortieren werden nun alle Spuren die einen bestimmten Reflexionspunkt abbilden, einer sogenannten CDP-Gruppe offsetabhängig zugeordnet. Damit wird das gesamte Profil in gleichabständige CDP's unterteilt und entsprechende Spuren (Kanäle) den jeweiligen CDP's neu zugeordnet (sortiert). Mittels eines *stacking-charts* (Abb. 3.5a) (Ordinate

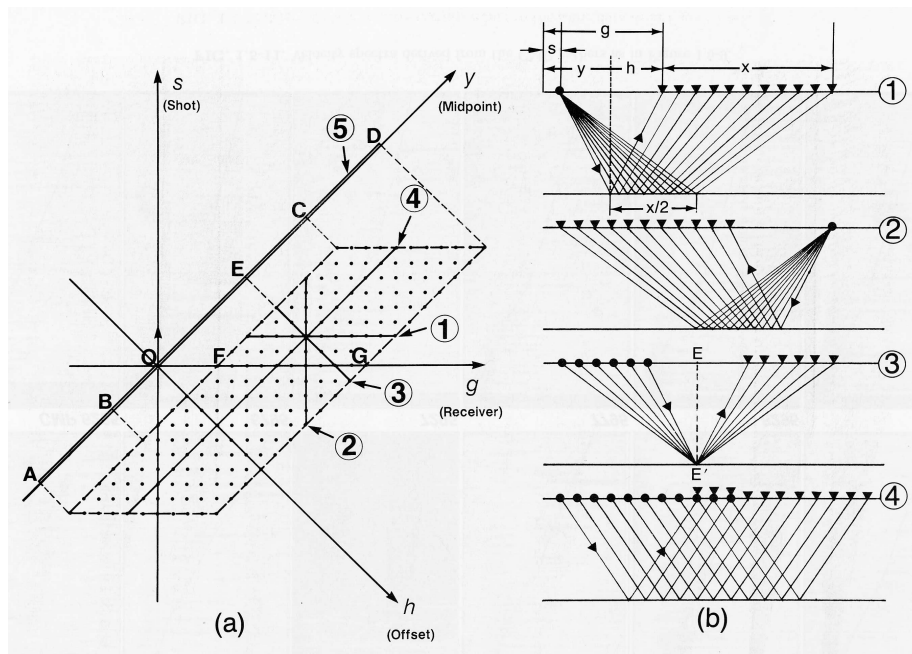


Abbildung 3.5.: a) Schematische Zeichnung eines *stacking chart*. Jeder Punkt repräsentiert eine seismische Spur mit senkrecht zur Papierebene liegenden Zeitachse. Die Schusspunkt-Geophon-Koordinaten (s - g) sowie die 45° zur s - g -Ebene gedrehten *midpoint-offset*-Koordinaten (y - h) überlagern sich. Diese Überlagerung wird anhand des *stacking charts* anschaulich gemacht. Z. B. ordnen sich die einen bestimmten Reflektorpunkt (CDP) abbildenden Spuren auf einer Geraden (3) an, und können so leicht identifiziert werden. b) zeigt verschiedene Aquisitionsvarianten: 1) gemeinsamer Schusspunkt; 2) gemeinsame Receiverposition; 3) gemeinsamer Reflektionspunkt (CDP) - entspricht CMP (common midpoint) bei horizontal geschichtetem Medium; 4) gleicher *offset*; 5) zeigt eine CMP-gestapelte Sektion. Nach Yilmaz (2001).

entspricht Hydrophonlokation, Abszisse entspricht Schusspunktlokation) kann zum einen die Aufnahmequalität (Konstanz der Fahrtgeschwindigkeit) kontrolliert und andererseits der Überdeckungsgrad eines CDP's abgelesen werden (Summe der auf der Diagonale liegenden Hydrophongruppen der Geraden 3 in 3.5). Aus Abb. 3.5a) geht außerdem hervor, dass der Überdeckungsgrad zunächst von 1 bis auf den nach 3.2 zu berechneten Wert zunimmt. Im An- und Auslauf wird also der maximal mögliche Überdeckungsgrad des Beobachtungsschemas noch nicht erreicht. Im weiteren Verlauf der *processing*-Prozedur werden die im CDP stehenden Spuren NMO-korrigiert und anschließend gestapelt.

Editieren Die Datenqualität war trotz starker Eisfahrt recht gut. Nur vereinzelt mussten sehr verrauschte CDP's und Defektspuren gelöscht werden. Die Kontrolle erfolgt interaktiv,

wobei einzelne CDP's auf Polaritätsumkehr, Defekt-, monofrequente oder sehr verrauschte Spuren die durch fehlerhafte Hydrophone im Streamer hervorgerufen wurden, durchgesehen werden. Die Defekts Spuren werden gelöscht, um ein Aufstapeln des Störsignales während der CDP-Stapelung zu verhindern. Positiver Nebeneffekt der Qualitätskontrolle ist das Erfassen des Zustandes des *streamers*. Fehlerhafte *streamer*-Sektionen werden aufgefunden und können später gewechselt oder repariert werden.

Geschwindigkeitsmodell Eine akkurate Interpretation reflexionsseismischer Daten erfordert die Kenntnis der Geschwindigkeit in jedem Punkt entlang des Laufweges der Welle. Da dies nicht möglich ist, müssen Annahmen zur Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund gemacht werden, um die Position des Reflexionshorizontes möglichst genau angeben zu können. Mit den Annahmen einer geringen Schichtneigung und horizontalen Änderung petrophysikalischer Kenngrößen (Dichte ρ und Ausbreitungsgeschwindigkeit v der elastischen Welle im Medium) kann die Lösung des realen dreidimensionalen Problems auf eine zweidimensionale ebene Lösung vereinfacht werden. Für einen ebenen Reflektor im horizontal geschichteten Halbraum lässt sich die reale Laufzeitkurve t_k als unendliche Potenzreihe (Taner und Koehler 1969) der Gestalt

$$t_k^2 = c_1 + c_2 x^2 + c_3 x^4 + \dots, \quad \text{mit} \quad c_1 = t_0^2, \quad c_2 = \frac{1}{\tilde{v}^2} \quad (3.3)$$

darstellen (c_k stellen komplexe Koeffizienten dar). Wird die Potenzreihe nach dem zweiten Glied abgebrochen, erhalten wir als Näherung (Forkmann 1987b) die Hyperbelgleichung

$$t_a^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{\tilde{v}^2}, \quad \text{mit} \quad t_0 = \frac{2z}{v}. \quad (3.4)$$

x ist die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger (*offset*), \tilde{v} die Effektivgeschwindigkeit, t_0 die Lotzeit und z die Reflektortiefe. \tilde{v} ist ein Maß für die Krümmung der Hyperbel und ist durch

$$\tilde{v} = \sqrt{\frac{\sum_k d_k v_k}{\sum_k \frac{d_k}{v_k}}} = \sqrt{\frac{\sum_k v_k^2 t_k}{t_0}} \quad (\text{Forkmann 1987b}) \quad (3.5)$$

definiert. d_k bezeichnet die Schichtmächtigkeit und v_k die Schichtgeschwindigkeit der k -ten Schicht. Die Differenz $(t_a - t_k)$ beschreibt die Abweichung der realen Laufzeitgleichung von der Hyperbelform und erklärt sich aus der Abweichung des realen Strahlenweges von der geradlinigen Verbindung zwischen Anregungs- bzw. Empfangspunkt und Reflexionspunkt wegen der in geschichteten Medien auftretende Strahlenbrechung (Forkmann 1987b). Mit der DIXschen Formel

$$v_k = \sqrt{\frac{\tilde{v}_k^2 \cdot t_{0,k} - \tilde{v}_{k-1}^2 \cdot t_{0,k-1}}{t_{0,k} - t_{0,k-1}}} \quad (3.6)$$

können aus den Effektivgeschwindigkeiten \tilde{v}_k und \tilde{v}_{k-1} sowie den zugehörigen Lotzeiten $t_{0,k}$ und $t_{0,k-1}$ die Schichtgeschwindigkeiten (bzw. Intervallgeschwindigkeiten) ermittelt werden. Im Falle geneigter Reflektoren (z.B. Salzdome, rauhes Basement, steile Kontinentabhängige) sind die berechneten Intervallgeschwindigkeiten mit großem Fehler behaftet und müssen gesondert betrachtet werden.

Detaillierte Betrachtungen zu den seismischen Geschwindigkeiten finden sich unter anderem in Yilmaz (2001), Forkmann (1987b) und Sheriff/Geldart (1986).

Das Geschwindigkeitsmodell wurde mit dem interaktiven FOCUS- Modul VELDEF durch Picken, d.h. angleichen der Laufzeitkurve an sichtbare Reflexionshyperbeln in separaten CDP-Gruppen erstellt. Gepickt wurde in der Tiefsee jeder 100ste, auf dem Schelf jeder 50ste CDP. Das Geschwindigkeitsmodell dient als Grundlage zur dynamischen Korrekturberechnung (NMO-Korrektur), Zeit-Tiefenkonversion und Migration des Profils. Je nach Anforderung und geologischer Situation muss das Modell verfeinert werden. In diesem Falle reichten eine wiederholte Überarbeitung der Picks aus, weil die Grundvoraussetzungen wegen dem sehr kurzen *streamer* und der schlechten Eisbedingungen während der Messfahrt für detaillierte Geschwindigkeitsstudien fehlten.

Abb. 3.6 zeigt ein Beispiel des Pickens von Geschwindigkeiten in einem CDP-gather mit Hilfe von Geschwindigkeitsspektren. Effektivgeschwindigkeiten (\tilde{v}) markanter Hyperbeln im Datensatz zeigen einen typisch ansteigenden Geschwindigkeitsverlauf mit der Tiefe. Neben \tilde{v} wird gleichzeitig die Intervallgeschwindigkeit v_i angezeigt.

In einigen Fällen erwies sich die Verwendung der Semblance als sehr hilfreiches Werkzeug bei der Bestimmung der optimalen Stapelgeschwindigkeit. Die Semblance beschreibt die Ähnlichkeit verschiedener Spuren innerhalb eines gewählten Zeitfensters. So werden alle Spuren eines CDP-gather mit konstanten Geschwindigkeiten NMO-korrigiert und anschließend auf Ähnlichkeit in einem vorgegebenen Zeitfenster entlang der gesamten seismischen Spur geprüft. Die sich ergebenden normierten Semblancewerte sind im rechten Teil der Abb. 3.6 ersichtlich. Zonen maximaler Ähnlichkeit empfehlen somit optimale \tilde{v} . Die mathematische Formulierung der Semblance findet sich in Gleichung

$$S_t = \frac{\sum_{t=t}^{t+\Delta t} (\sum_i g_{ti})^2}{\sum_{t=t}^{t+\Delta t} \sum_i (g_{ti}^2)} \quad (\text{Sheriff und Geldart 1986}) \quad (3.7)$$

wobei g_{ti} für die Amplitude einer Spur i zur Zeit t steht. S_t beschreibt also das Verhältnis der Gesamtenergie aller gestapelten Spuren innerhalb eines Zeitfensters der Länge Δt zu der Summe der Energie der Einzelspuren innerhalb desselben Zeitfensters, d.h. der Semblancekoeffizient ist proportional zum Energieverhältniss von output und input (Neidell und Taner 1971).

In Gebieten komplexer Geologie reicht oftmals das Geschwindigkeitsspektrum nicht aus,

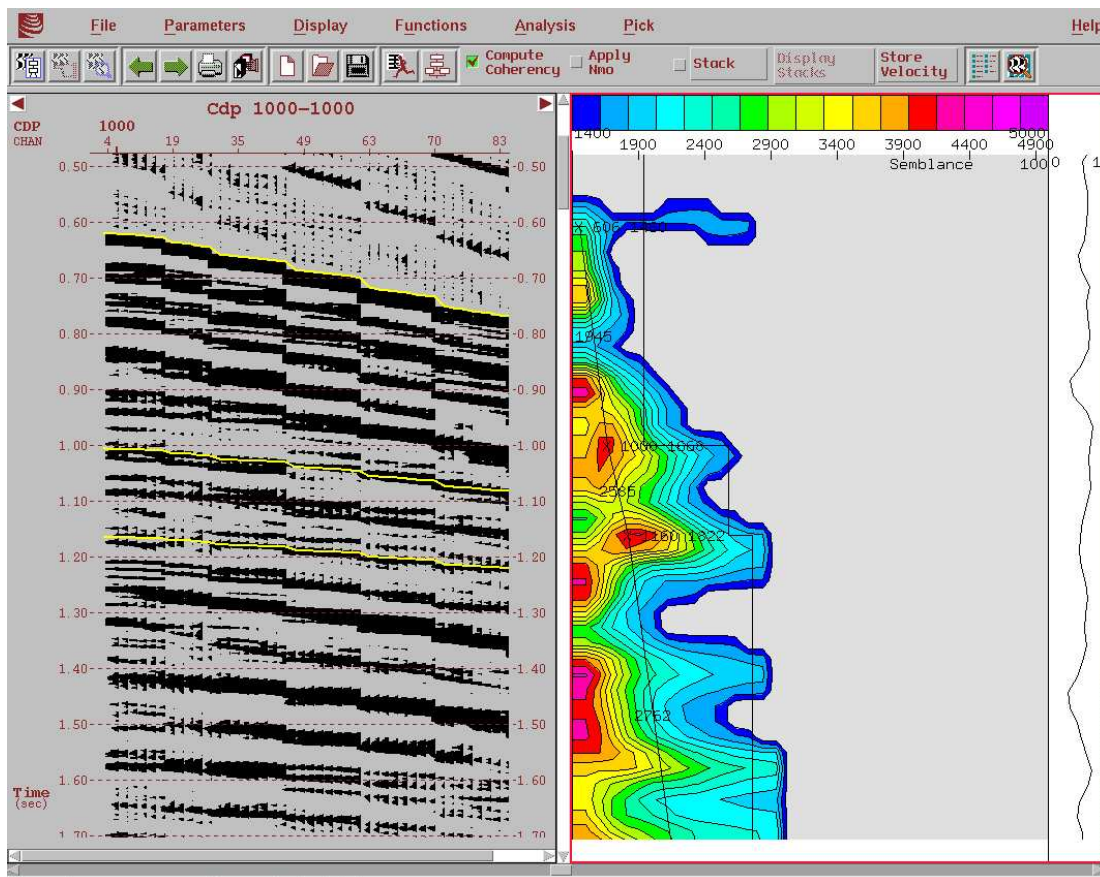
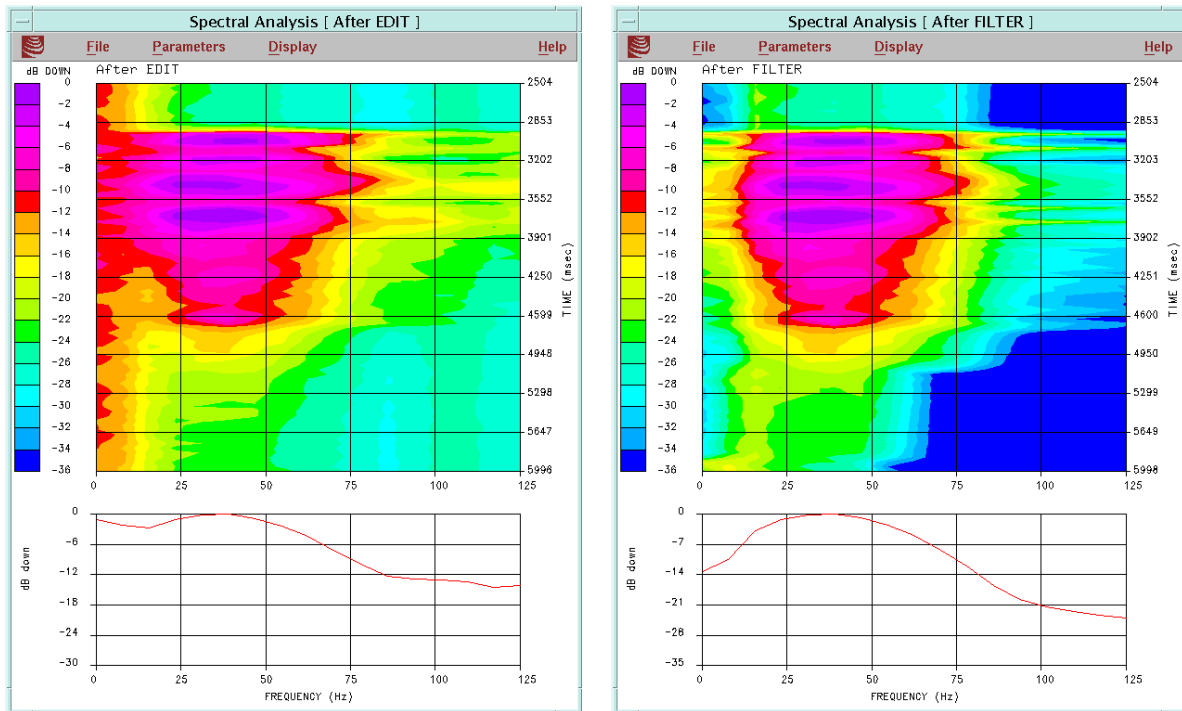


Abbildung 3.6.: Beispiel für die interaktive Geschwindigkeitsanalyse bei einem CDP-gather unter Nutzung der Semblance. Orientiert wurde sich an den Zonen maximaler Semblance und möglichst guter Anpassung der Hyperbeln im CDP-gather. Zahlenwerte zwischen den Einzelpicks (mit x markiert) entsprechen den Intervallgeschwindigkeiten, Zahlenwerte neben den Picks entsprechen den Stapelgeschwindigkeiten an der jeweiligen Position.

um gute Zeit-Geschwindigkeitspaare picken zu können. Hier empfehlen sich Probestapelungen konstanter Geschwindigkeit mit deren Hilfe optimale Stapelgeschwindigkeiten erneut bestimmt werden können.

Frequenzfilterung Die Aufgabe der digitalen Filterung besteht darin, das Nutz/Stör-signalverhältnis zu verbessern und die Charakteristik der seismischen Signale zu optimieren. Das Filter sollte Bereiche mit Nutzsignalinhalt ungefiltert passieren lassen und von Rauschen dominierte Frequenzbereiche unterdrücken. Gewöhnlich nimmt der Frequenzgehalt und der hochfrequente Anteil mit zunehmender Laufzeit durch natürliche Filterprozesse, wie Absorption und *peg-leg*-Mehrfachreflexionen ab (Sheriff und Geldart 1986).



(a) Ungefiltert

(b) Gefiltert

Abbildung 3.7.: Frequenzanalyse CDP-sortierter, ungefilterter und mit zeitvarianten Bandpass gefilterter Daten des Profiles AWI-20020180 (CDP's 3000-4200). Die Filtergrenzen sind wie folgt definiert: 1) 0–2000 ms, 8/18/70/100 Hz; 2) 2050-2800 ms, 6/15/40/70 Hz; 3) 2850- ... 2/8/30/60 Hz

Es empfiehlt sich daher der Entwurf eines zeitvarianten Filters, dessen Filtergrenzen mit Hilfe einer Frequenzanalyse der Daten innerhalb verschiedener Zeitfenster bestimmt werden. Abb. 3.7 zeigt die Filterwirkung anhand eines mit und ohne Bandpass gefilterten Bereiches (CDP 3000-4200) des Profiles AWI-20020180.

Die Filterflanken sollten hinreichend flach gewählt sein, um dem GIBBSschen Phänomen und damit der Signalverzerrung entgegenzuwirken. Die am häufigsten eingesetzten Filter sind Bandpassfilter, da die seismische Spur einerseits niederfrequentes Rauschen (Oberflächenwellen, Schiffschraube) und andererseits hochfrequente Hintergrundunruhe enthält (Weber 1987). Die Nutzsignale liegen gewöhnlich in der Bandbreite von 10 - 70 Hz mit dominanter Frequenz von etwa 30 Hz (Yilmaz 2001).

Waveletprocessing Die Auflösbarkeit einer seismischen Sektion hängt von der Waveletschärfe ab. Eine Signalform kann in gewünschter Weise mittels des Waveletprocessing so verändert werden, dass eine angestrebte Form des Wavelets erzielt wird (Schmöller 1987a). Das verwandte Filter wird auch Formfilter genannt. Von Bedeutung sind folgende:

- Minimum-Delay-Transformation
- Nullphasentransformation

Die Minimum-Delay-Transformation ist besonders als Vorstufe zum Dekonvolutionsprozess von Bedeutung, weil dort als Voraussetzung die Minimalphasigkeit des Signales angenommen wird. Ein minimalphasiges Wavelet zeichnet sich dadurch aus, dass die Energie des Wavelets maximal am Anfang des Wavelets konzentriert ist. Die meisten seismischen Quellen erzeugen Wellen mit dieser Phasencharakteristik. Das Quellensignal wird durch multiple Reflexionen (ghosts, reverberations, singing), Instrumenteneinfluss bei der Aufnahme und insbesondere mit der Laufzeit zunehmenden Absorption hoher Frequenzen gemischtphasiger. Zudem wird es breiter und verliert an Schärfe. Um diesen Phasenfehler bei der Dekonvolution zu vermeiden, ist die Anwendung der Minimum-Delay-Transformation zweckmäßig (Schmöller 1987a).

Die Nullphasen-Transformation ist für die Interpretation wichtig. Das erzeugte minimalphasige Signal wird an Schichtgrenzen reflektiert und wandert je nach Reflexionskoeffizient (positiv oder negativ) mit gleichem oder gegenläufigem Vorzeichen zurück. Die Vorzeichenunterscheidung sowie die exakte Bestimmung der Einsatzzeit der Reflexion ist aufgrund interferierender Ereignisse und Rauschen häufig sehr ungenau (Sheriff und Geldart 1986). Es bietet sich eine Waveletkonversion zu einem äquivalenten nullphasigen Wavelet (Phasenspektrum für alle Frequenzen identisch Null) an. Ein nullphasiges Wavelet ist symmetrisch bezüglich seines zentralen Extremums mit deutlich stärkerer Amplitude gegenüber Sekundärpeaks (Abb. 3.8).

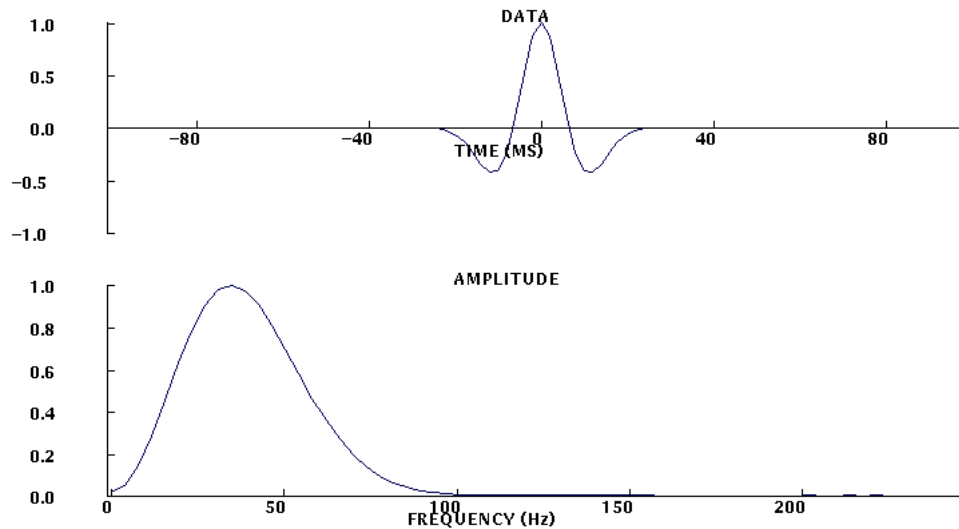


Abbildung 3.8.: Beispiel eines symmetrischen Nullphasen Wavelets (Rickerwavelet). Die dominante Frequenz des Rickerwavelet beträgt 40 Hz.

Die Maximalamplitude markiert unter Beachtung eines zeitlichen Versatzes exakt das Reflexionsereignis und bietet so Vorteile bei interpretativen Aufgaben. Ein nullphasiges Wavelet ist nicht kausal (es weist schon vor der Ankunftszeit Werte auf) und deshalb erst in der späteren *processing*-Phase realisierbar. In der Praxis bedeutet Waveletprocessing das Abschätzen des Quellsignales aus dem Seismogramm, Entwurf eines Formfilters, der dieses Wavelet in einen gewünschten output (z.B. äquivalentes oder breitbandiges minimal- oder nullphasiges Wavelet) umwandelt und schließlich die Anwendung des Filters auf das gesamte Seismogramm.

Bei der Datenbearbeitung erwies es sich als schwierig, die Quellsignalform abzuschätzen um daraus den entsprechenden Formungsfilter abzuleiten. Versuchsweise wurde aus Einzelspuren die Quellcharakteristik bestimmt und dafür ein spezieller Minimumphasenoperator entworfen, der angewandt auf die weiteren Spuren eines CDP's eher mässigen Erfolg zeigte. Weiterhin schien die Quellsignalform die Bedingung der Minimalphasigkeit zu erfüllen, da die Anwendung verschiedener prädiktiver Dekonvolutionsoperatoren zu guten Ergebnissen führte, wie später in Abschnitt 3.2.5.3 noch gezeigt wird. Deswegen wurde das Waveletprocessing bis auf einige Tests nicht auf die Daten angewandt.

Korrektur der sphärischen Divergenz Die geometrische Ausbreitung von Raumwellen (Kugelwellen) verursacht eine zu r^2 umgekehrt proportionale Abnahme der Intensität I bzw. Energiedichte E ($I = EV$), mit r als Entfernung von der Quelle, da sich E mit wachsendem Abstand auf eine immer grösser werdende Kugeloberfläche verteilt. Dieser

Vorgang wird sphärische Divergenz genannt. Die Amplitude der Welle selbst nimmt mit r^{-1} ab (Schmöller 1987a). Der Effekt der sphärischen Divergenz wurde standardmäßig vor der CDP-Stapelung mit Hilfe des DISCO-Moduls SPHDIV korrigiert. Im Falle senkrechtem Einfalls ergibt sich ein Korrekturfaktor D_0 :

$$D_0 = t_0 \cdot \frac{\tilde{v}^2}{v_1} \quad (3.8)$$

mit t_0 als Zweiweglaufzeit zum Reflektor, \tilde{v} als Effektivgeschwindigkeit und v_1 als Skalierungsgeschwindigkeit.

Dynamische Korrektur (NMO) Betrachten wir eine Reflexion innerhalb eines CDP's so erscheint diese in Form einer Hyperbel die in Gleichung 3.4 formuliert ist. Die Differenz zwischen der Laufzeit t_x zum *offset* x und der Lotzeit t_0 wird *normal moveout* (NMO) genannt (Abb. 3.9b).

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0 \quad (\text{Yilmaz 2001}) \quad (3.9)$$

Um die an den einzelnen Hydrophonen registrierten Reflexionen phasenrichtig zu summieren müssen vor der CDP-Stapelung die Laufzeiten für jede Spur um den Betrag des NMO korrigiert werden. Der NMO ist abhängig von der Geschwindigkeit über dem Reflektor, dem *offset*, der Lotzeit t_0 die mit dem vermuteten Reflektionereigniss zusammenfällt und der Reflektorneigung (dip).

Wie in Kapitel 3.2.4 gezeigt wurde, ist die Krümmung der realen Laufzeitkurve $t_k(x)$ wegen der an Schichtgrenzen auftretenden Strahlenbrechung entfernungsabhängig. Damit gilt für jedes x eine andere Korrekturgeschwindigkeit (Forkmann 1987b).

Um die Reflexionshyperbel bestmöglich anzupassen und die Berechnung optimaler dynamischer Korrekturen Δt_{NMO} zu gewährleisten, wird anstatt der Effektivgeschwindigkeit \tilde{v} die Stapelgeschwindigkeit \tilde{v}' , die bei nicht zu großem *offset* nahezu identisch sind, verwendet. \tilde{v} entspricht der Tangente an die Laufzeitkurve im Punkt $x = 0$, wogegen \tilde{v}' eine Sekante an die Laufzeitkurve darstellt und diese damit für größere x besser annähert (Abb. 3.10). Bei söhlicher Schichtung ergibt sich Δt_{NMO}

$$\Delta t_{NMO} = \sqrt{t_0'^2 + \left(\frac{x}{\tilde{v}'}\right)^2} - t_0' \quad (\text{Forkmann 1987b}). \quad (3.10)$$

Mit Anwendung der korrekten dynamischen Korrektur erscheint die Reflexion im CDP als gerade Linie, diffraktierte und mehrfachreflektierte Ereignisse zeigen weiterhin eine gewisse Krümmung und refraktierte Ereignisse haben inverse Hyperbelkrümmung.

Bei der anschließenden CDP-Stapelung summiert sich die Energie gleichphasiger Ereignisse (z.B. von horizontalen Reflektionen) auf, wohingegen andere Ereignisse (Mehrfachreflexionen, Diffraktionen, Refraktionen) destruktiv interferieren.

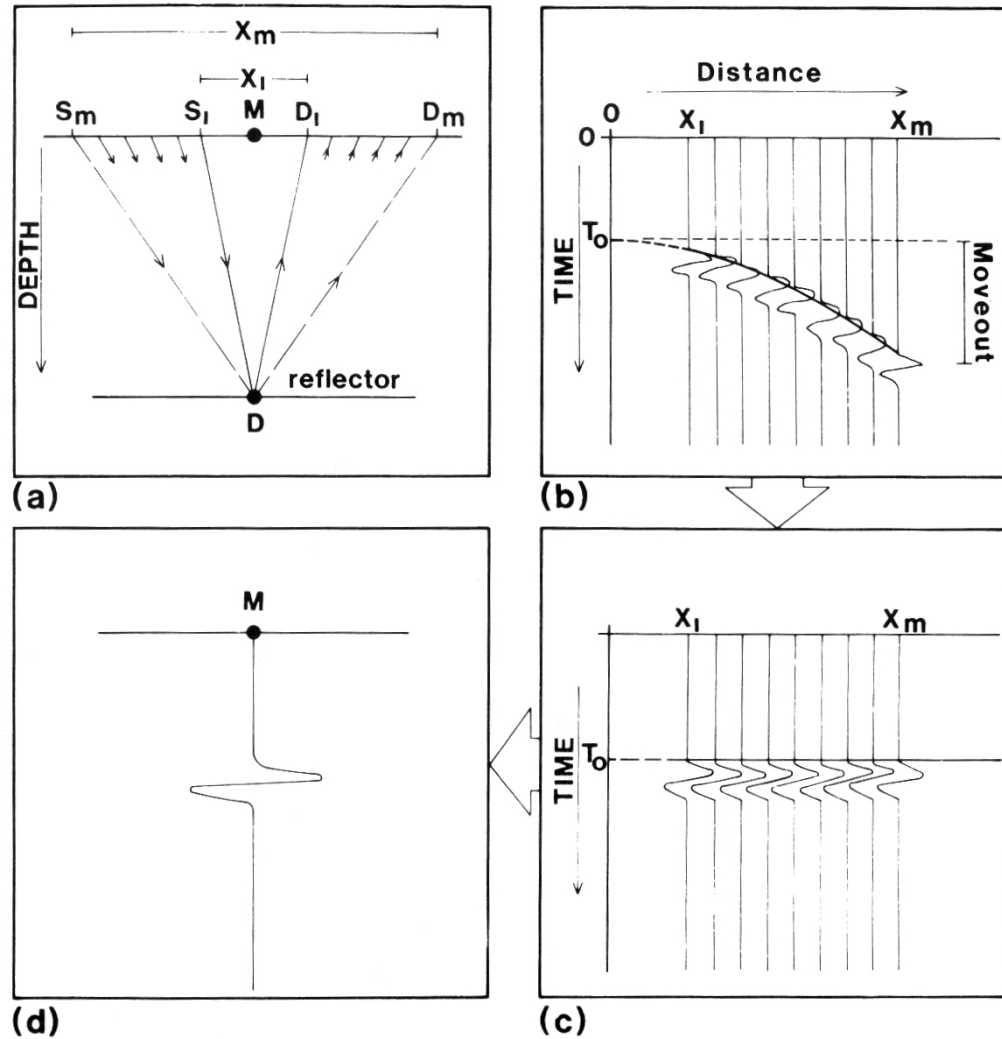


Abbildung 3.9.: Schema einer Prozessingsequenz. Die einzelnen Bearbeitungsschritte sind: a) CMP-Sortierung, b) Reflexionshyperbel eines ebenen Reflektors c) NMO-Korrektur, d) Stapelung. Nach O'Brien (1983).

CDP-Stapelung Nach Anwendung der dynamischen Korrekturen werden Spuren eines gemeinsamen CDP gestapelt. Der Stapelprozess ist demnach eine Mehrspurfilterung und stellt die wichtigste Methode zur Verbesserung des Nutz/Störsignalverhältnisses dar, bei der die in Phase befindlichen Nutzsignale verstärkt und inkohärente Störwellen unterdrückt werden.

Eine n -fache Überdeckung führt im Optimalfall zu einer \sqrt{n} -fachen Verbesserung des Nutz/Störsignalverhältnisses (Schmöller 1987a). Neben inkohärenten Störwellen interferieren auch kohärente Störwellen wie Diffraktionen, reflexierte Refraktionen und vor allem Mehrfachreflexionen, wegen ihrer unterschiedlichen Hyperbelkrümmung destruktiv.

Anstelle der sonst üblichen Mittelwertstapelung kam eine Medianstapelung (DISCO-Modul MEDSTK) zum Einsatz, weil diese bei sehr verrauschten Daten (z.B. durch Eisfahrt) Vorteile birgt. Der Median ist die bessere statistische Schätzung des Signales, wenn das Rauschen in den Daten aus einigen großen anomalen Werten vor einem Hintergrund kleinerer noise-samples besteht, d.h. wenn das Rauschen keine Gauß-Verteilung zeigt (Geißler 2001). Eine derartige statistische Verteilung kann unter anderem durch Oberflächenwellen, Luftwellen, Mehrfachreflexionen und Instrumentenfehler hervorgerufen werden.

Muten der Wassersäule Die seismische Sektion enthält oberhalb des Meeresbodenreflektors keine Nutzsignale. Deswegen wurden bei den endgültig prozessierten Profilen die Amplitudenwerte bis zur Meeresbodenreflexion auf Null gesetzt (Geißler 2001).

AGC (automatic gain control) Der AGC ist eine zeitvariante Spurskalierung, bei der die mittlere Amplitude $Avg(t)$ aller von Null verschiedenen *samples* $N(t)$ innerhalb eines gleitenden Fensters vorgegebener Länge, berechnet wird.

$$Avg(t) = \frac{A(t)}{N(t)}, \quad \text{mit} \quad A(t) = \sum_{t-\frac{\Delta t}{2}}^{t+\frac{\Delta t}{2}} |X(t)| \quad (3.11)$$

Δt entspricht der vorgegebenen Fensterlänge und $X(t)$ dem Amplitudenwert zur Zeit t . Die Fensterlänge kann konstant oder zeitvariant gewählt werden. Zu jedem mittleren Amplitudenwert wird ein Skalierungswert $Sclr(t)$ bestimmt, der auf alle dem jeweiligen Am-

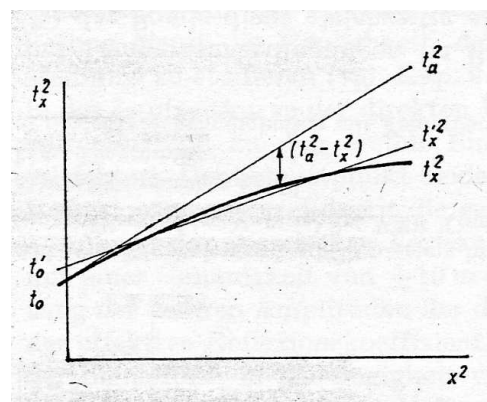


Abbildung 3.10.: Annäherung der Reflexionshyperbel t_x^2 durch die Stapelgeschwindigkeit v' , die der Steigung von $t_x'^2$ entspricht. Nach Forkmann (1987b).

plitudenmittelwert zugehörigen *samples* angewandt wird.

$$O(T) = Sclr(t) \cdot X(t), \quad \text{mit} \quad Sclr(t) = \frac{SFACTOR}{Avg(t)}, \quad (3.12)$$

SFACTOR entspricht dem vom Anwender vorgegebenen Skalierungsfaktor und $O(t)$ den Amplitudenwert am Fenstermittelpunkt nach Anwendung der Skalierung.

Lange Fenster erhalten den Charakter der Eingangsdaten, während kürzere die Korrelation schwächerer Signale erleichtern.

Während des *processing* hat sich gezeigt, dass ein optimales Ergebnis mit einem zeitinvarianten AGC der Fensterlänge von 200 ms erreicht wurde.

Interpretationssystem Für die geologischen und stratigraphischen Interpretation der fertigprozessierten Profile steht am Alfred Wegener Institut die Auswertesoftware SEISWORKS mit dem Modul LANDMARK zur Verfügung. Das Einladen der Profile sowie der genauen Navigation in das SEISWORK-System war Voraussetzung für stratigraphische Horizontkorrelationen entlang mehrerer Profile.

LANDMARK ermöglicht neben dem Markieren und Verfolgen von seismischen Grenzschichten auch die flächenhafte Darstellung seismischer Reflektoren innerhalb eines Profilnetzes. Dieses Werkzeug kam nicht zum Einsatz, weil Bohrungen und damit die genaue Kenntnis der Stratigraphie im Gebiet des Larsenschelfes fehlten.

3.2.5. Methoden der Multiplenunterdrückung

Das größte Problem marinseismischer Messungen stellen amplitudenstarke Mehrfachreflexionen (*multiple*) dar, die sich dem Primärsignal überlagern oder dieses zum Teil komplett verdecken. Verschiedenste Ansätze existieren, um das Multiplenproblem insbesondere in flachmarinen Bereichen zu beseitigen.

Im folgenden werden zwei Techniken kurz erläutert; eine stützt sich auf die Periodizität der *multiplen*, die andere basiert auf Unterschiede in der Moveoutgeschwindigkeit zwischen Mehrfachreflexionen und Ersteinsätzen (Hardy und Hobbs 1991).

In glazial geprägten Schelfbereichen existieren besonders kräftige Meeresbodenmultiplen wegen des starken Impedanzkontrastes zwischen dem durch Eisauflast komprimierten Untergrundes und dem Meerwasser. Ein Großteil der vorliegenden Daten bildet den glazial geprägten Larsenschelf ab und erfordert besondere Verfahren der Multiplenunterdrückung.

3.2.5.1. Multiplen in der marinen Seismik

Generell bezeichnet man ein akustisches Signal, das mehr als einmal einen Teil des Laufweges bis zur Reflexion durchwanderte, als Mehrfachreflexion. Mehrfachreflexionen sind klas-

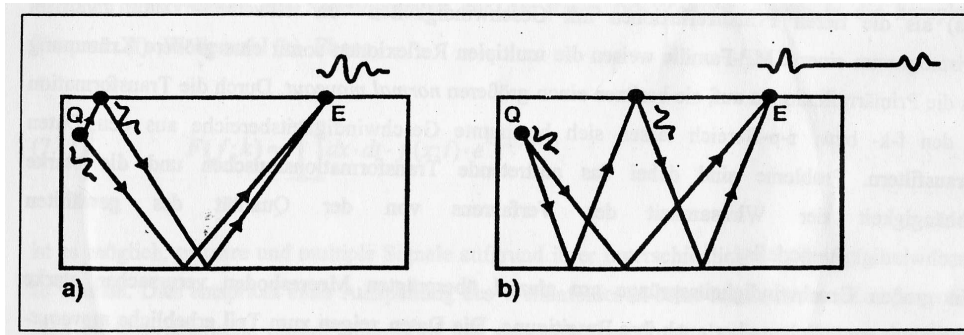


Abbildung 3.11.: Störsignale in der marinen Seismik: a) *Ghost*, b) *Multiple*. Nach Geißler (2001).

sifiziert als *multiple* langen Wellenweges, wenn sie als separates Ereignis im Seismogramm abgebildet werden oder als *multiple* kurzen Wellenweges, wenn sich ihr Effekt hauptsächlich auf die Änderung der Wellenform (hervorgerufen durch Interferenz mit der primär reflektierten Welle) beschränkt (Abb. 3.11).

Die Meeresbodenmultiple ist ein typischer Vertreter der ersten Klasse. Sie entsteht durch wiederholte Reflexion der Welle zwischen Meeresoberfläche und -boden. Weitere mögliche Varianten von Mehrfachreflexionen sind in Abb. 3.12 dargestellt.

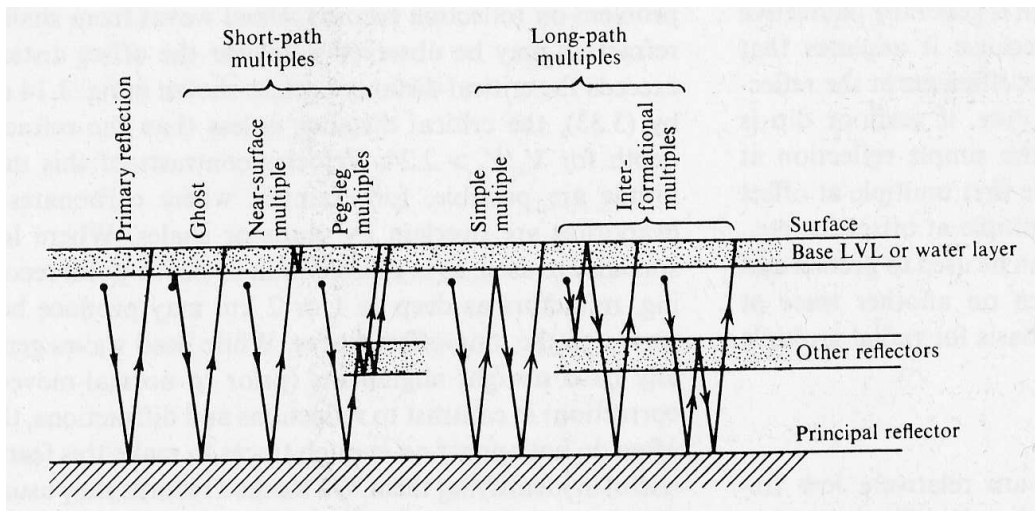


Abbildung 3.12.: Verschiedene Typen von Mehrfachreflexionen. Diese werden unterteilt in Mehrfachreflexionen kurzen (*Short-path multiples*) und langen Wellenweges (*Long-path multiples*). Nach Sheriff and Geldart (1986).

3.2.5.2. Geschwindigkeitsgestützte Verfahren der Multiplenunterdrückung

Diese Verfahren stützen sich auf Unterschiede in den scheinbaren Geschwindigkeiten der Erst/-einsätze und Mehrfachreflexionen.

In CDP-sortierten Daten lassen sich unterschiedliche Hyperbelkrümmungen (*moveouts*) erkennen, die sich auch im f-k-, τ -p- oder Radontransformiertenraum widerspiegeln und dort durch geeignete Filterung für die Multiplenunterdrückung genutzt werden kann.

Der Erfolgsgrad der Multiplendämpfung ist hauptsächlich bestimmt durch die Streamerlänge und die Moveoutdifferenzen zwischen multiplen und Primäreinsätzen, die sich insbesondere in flachmarinen Bereichen, bei niedrigen Geschwindigkeiten und geringen *offset* verringern und so den Wirkungsgrad der Multiplenunterdrückungsverfahren herabsetzen (Yilmaz 2001). Weitere Probleme sind das auftretende Transformationsrauschen und die starke Abhängigkeit der Wirksamkeit des Verfahrens von der Qualität des gewählten Geschwindigkeitsmodells (Geißler 2001).

Multiplenunterdrückung durch Stapelung Bereits die Anwendung einer normalen Stapelung bewirkt eine deutliche Verbesserung der Datenqualität und Dämpfung multipler Energie. Die oben erwähnten Moveoutdifferenzen resultieren nach der Stapelung in der konstruktiven Überlagerung der gleichphasigen Primärsignale und der destruktiven Interferenz der unterkorrigierten multiplen Reflexionen.

Entscheidend für den Erfolg sind hierbei große Unterschiede in der Hyperbelkrümmung, weil diese bei großen *offset* zu einer stärkeren Unterkorrektur führen als bei kleinen *offset*. Es bietet sich eine Stapelung an, bei der große *offset* stärker als kleine gewichtet werden. Allerdings konnte bei den hier betrachteten Profilen mit dieser Methode keine nennenswerte Verbesserung gegenüber der Medianstapelung erreicht werden.

Abb. A.3 zeigt einen Ausschnitt (CDP's 1900–2500) des mediangestapelten Schelfprofils AWI-20020090. Die erste Meeresbodenmultiple zeichnet sich sehr deutlich in etwa 1200 ms TWT ab und verdeckt primäre Energie. Im Amplitudenspektrum der abgebildeten Sektion (Abb. A.8, Bild a) ist die Mehrfachreflexion deutlich als Maxima erkennbar.

Multiplenunterdrückung im f-k Bereich Die Transformation des Raum-Zeit (x-t)--Bereiches in den Frequenz-Wellenzahl (f-k)-Bereich ermöglicht die Trennung kohärenter linearer Ereignisse nach ihren unterschiedlichen Neigungen.

$$F(f; k) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x; t) \cdot e^{-i(2\pi ft+kx)} dx \cdot dt \quad (\text{Sheriff und Geldart 1986}). \quad (3.13)$$

Jede monochromatische ebene Welle wird auf einen Punkt in der f-k-Ebene abgebildet. Ereignisse mit breitem Frequenzband und gleicher Neigung in der x-t-Ebene erscheinen in der f-k-Ebene als Ursprungsgerade.

Der Zusammenhang zwischen der Neigung eines Ereignisses im x-t-Bereich (bzw. der mit

ihr verknüpftem Geschwindigkeit) und der Neigung in der f-k-Ebene wird hergestellt durch die Beziehung:

$$\frac{dx}{dt} = v = \frac{f}{k} \quad (\text{Yilmaz 2001}). \quad (3.14)$$

Dabei können primäre und multiple Energieanteile voneinander separiert und in zwei unterschiedlichen Quadranten (positiver und negativer Wellenzahl) der f-k Ebenene abgebildet werden (Abb. 3.13).

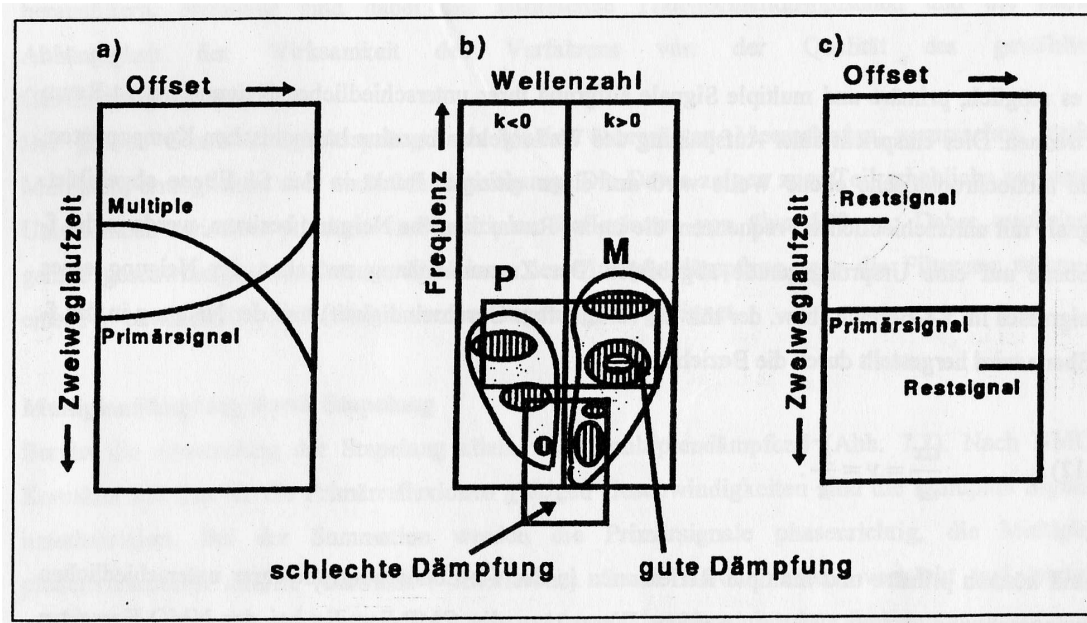


Abbildung 3.13.: Schematische Darstellung Filterung in der f-k-Ebene: a) Primärreflexion (P) und multiple (M) nach erfolgter Überkorrektur. b) Separation der primären und multiplen Energieanteile durch Transformation in die f-k-Ebene. c) Nach f-k-Filterung, Rücktransformation und Rücknahme der überkorrektur verbleiben Restsignale der *multiplen* nur für kleine und große *offset*. Nach Geißler (2001).

Erreicht wird dies durch die NMO-Korrektur (Überkorrektur) mit einer Geschwindigkeitsfunktion, die zwischen der von Primär- und Mehrfachreflektierter liegt und anschließender f-k Transformation. Der multiple Energie enthaltende Quadrant (positive Wellenzahl, da Neigung in x-t-Ebene positiv) wird gefiltert und die Daten anschließend rücktransformiert und rückkorrigiert.

Einschränkungen des Verfahrens sind zum einen der nahe offset Bereich, da hier die Moveoutdifferenz zwischen Ersteinsatz und Multiple zu gering sind, und zum anderen räumliches *aliasing*. Effekte durch räumliches *aliasing*-erscheinen bei der Transformation von

Ereignissen, deren Wellenzahlen oberhalb der Nyquistwellenzahl k_{NY} liegen.

$$k_{NY} = \frac{1}{2 \cdot \Delta x} \quad (\text{Yilmaz 2001}), \quad (3.15)$$

wobei Δx die Abtastrate entlang der *offset* Achse beschreibt. Im Falle des räumlichen Aliasing werden Ereignisse deren Wellenzahlen größer k_{NY} sind im gegenüberliegenden Quadranten abgebildet. Dadurch verliert die Filterung in der f-k-Ebene an Wirkung. Zur Vermeidung dieser Effekte ist eine hinreichend dichte Abtastrate nötig (Geißler 2001). Das maximale Abtastintervall lässt sich aus der maximalen Signalfrequenz f_{max} und der minimalen Geschwindigkeit v_{min} bestimmen:

$$\Delta x = \frac{v_{min}}{f_{max}} \quad (\text{Yilmaz 2001}). \quad (3.16)$$

Für die verwendete VLF-Gun ergibt sich eine Abtastrate von etwa 7-8 m ($f_{max} = 100$ Hz, $v_{min} = 1460$ m/s). Dies liegt deutlich unter der tatsächlichen Abtastrate (Spurabstand im CDP-Gather) von 25-50 m (bedingt durch unregelmäßige Schussabstände während der Eisfahrt), d.h. räumliches *aliasing* tritt auf.

Der f-k Filter (DISCO-Module NMO und ZMULT) konnte bei diesem Datensatz nicht zur Signalverbesserung beitragen, weil der *offset* wegen der geringen Streamerlänge zu klein war, um beide Energieanteile nach der f-k-Transformation deutlich in verschiedenen Quadranten abbilden zu können. Aus diesem Grund kam das Modul ZMULT nur zu Testzwecken zum Einsatz und wurde nicht für das endgültige *processing* verwendet.

Multiplenunterdrückung im τ -p Bereich (Radontransformation) Neben der zweidimensionalen Fourier-Transformation (f-k-Transformation) gibt es weitere Transformationsmethoden, um ein Wellenfeld in seine ebenen Komponenten zu zerlegen (Yilmaz 2001). Diese Varianten, zweidimensionale Radon- oder τ -p-Transformation, schließen lineare und nichtlineare Moveout-Korrekturen sowie anschließender Stapelung über den *offset*-Bereich ein. Hier spielt der Strahlparameter p und weniger Neigungs- und monochromatische Eigenschaften des Wellenfeldes die entscheidende Rolle.

1. LINEARE RADON-TRANSFORMATION

Bei der Synthetisierung ebener Wellen mit einer linearen Radontransformation werden Amplituden im *Offset*-Bereich entlang geneigter Pfade aufsummiert, nachdem eine lineare Moveout-Korrektur (LMO) mittels einer Koordinatentransformation angebracht worden ist.

$$\tau = t - px \quad (\text{Yilmaz 2001}) \quad (3.17)$$

mit *offset* x , Zweiweglaufzeit t , Interceptzeit τ bei $p=0$ und Strahlparameter p der das Inverse der horizontalen Phasengeschwindigkeit darstellt. Die Aufsummierung erfolgt entlang der Offset-Achse

$$S(p, \tau) = \sum_x P(x, \tau + px) \quad (\text{Yilmaz 2001}), \quad (3.18)$$

bei der $S(p, \tau)$ eine ebene Welle mit dem Strahlparameter beschreibt. Schematisch ist diese Transformation in Abb. 3.14 ersichtlich.

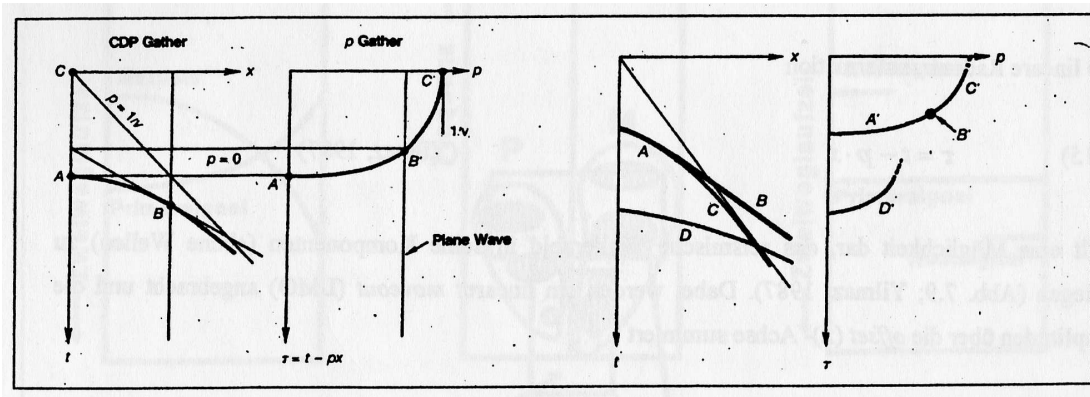


Abbildung 3.14.: Schematische Darstellung der linearen Radontransformation (slant stack). Die Summierung der Amplituden erfolgt entlang geneigter Geraden. Hyperbeln bzw. lineare Ereignisse in der x - t -Domain werden als Ellipsen bzw. Punkte in der τ - p -Domain abgebildet. Nach Geißler (2001).

Erkennbar ist, dass Hyperbeln bzw. lineare Ereignisse in der x - t -Ebene als Ellipsen bzw. als Punkte in der τ - p -Ebene abgebildet werden. Diese Transformation ist auch als Neigungstapelung (*slant-stack*) bekannt, weil Amplituden entlang einer Geraden in einem bestimmten Fenster summiert werden, d. h. die Offset-Achse wird bei der Transformation durch die Strahlparameterachse ersetzt. Jede Spur der resultierenden slant-stack-Familie stellt damit eine ebene Welle dar, die sich unter einem bestimmten Winkel θ zur Vertikalen mit der Geschwindigkeit v ausbreitet.

$$p = \frac{\sin\theta(z)}{v(z)} \quad (\text{Yilmaz 2001}) \quad (3.19)$$

Ist $p=0$, so entspricht dies einer ebenen, sich in der Vertikalen ausbreitenden Welle. Die Filterung im Radon-Bereich unterdrückt nicht-kohärentes Rauschen über den gesamten Geschwindigkeitsbereich und kohärente Störsignale, wie Mehrfachreflexionen, außerhalb der Geschwindigkeitsfiltergrenzen. Eine slant-stack Multiplen-Unterdrückung basiert auf der Möglichkeit der Vorhersage eben dieser. Ebenso wie im

$x-t$ -Bereich wird nach der Transformation in den $\tau-p$ -Bereich die Methode der prä-diktiven Dekonvolution angewandt wobei folgende Rahmenbedingungen gelten:

- vertikal einfallende Welle
- zero-offset Fall

Die Vorhersage- und Operatorlänge sind aus dem Autokorrelogramm des *slant-stack-gathers* zu bestimmen, wobei α sich mit p entlang des *gathers* ändert.

$$\alpha(p) = \alpha(0)\sqrt{1 - p^2v_w^2} \quad (\text{Yilmaz 2001}), \quad (3.20)$$

mit $\alpha(0)$ = Vorhersagelänge an $p = 0$ und der Geschwindigkeit der ersten primären Reflexion v_w (Yilmaz 2001). Die Bestimmung der beiden Parameter ist in Kapitel 3.2.5.3 näher erklärt.

2. HYPERBOLISCHE RADON-TRANSFORMATION

Im vorigen Abschnitt wurde die *slant-stack* Transformation und ihre Anwendung bei der Multiplen-Unterdrückung diskutiert. Dies bezog die Anwendung einer linearen Moveout-Korrektur und die Summierung entlang der offset-Achse mit ein.

Ein ähnliches Verfahren benutzt eine hyperbolische Moveout-Korrektur mit anschließender Summation über die Offset-Achse. Das bedeutet am Ende, dass die Offset-Achse durch die Geschwindigkeitsachse ersetzt wird. Die Beziehung der Eingangs- (h,t) und Transformationskoordinaten (v,τ) ist gegeben durch die hyperbolische Moveout-Gleichung

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4h^2}{v^2}, \quad (3.21)$$

mit dem Strahlparameter p , Zweiweg-Lotzeit τ , halben *offset* h und Stapelgeschwindigkeit v .

Im Gegensatz zum *slant stack* werden bei der hyperbolischen Radontransformation Hyperbeln in der Offset-Ebene als Punkte in der Geschwindigkeitsebene abgebildet. Nun können primäre und multiple Ereignisse mit Hilfe von Geschwindigkeitsdifferenzen unterschieden werden (Abb. 3.15).

Fundamentales Problem dieser Transformation ist die unvollständige Abbildung einer Reflexionshyperbel nach der Transformation wegen folgenden Gründen: 1. Diskrete Abtastung entlang der Offset-Achse, wegen der endlichen Streamerlänge und 2. Das bei kleinem *offset* direkte Angrenzen der Summationswege aneinander. Beides zusammen führt zur Verschmierung der Amplituden nach der Aufsummierung entlang der Hyperbeln. Dadurch wird die Geschwindigkeitsauflösung zwischen zwei Ereignissen kleiner Moveout-Differenz verringert.

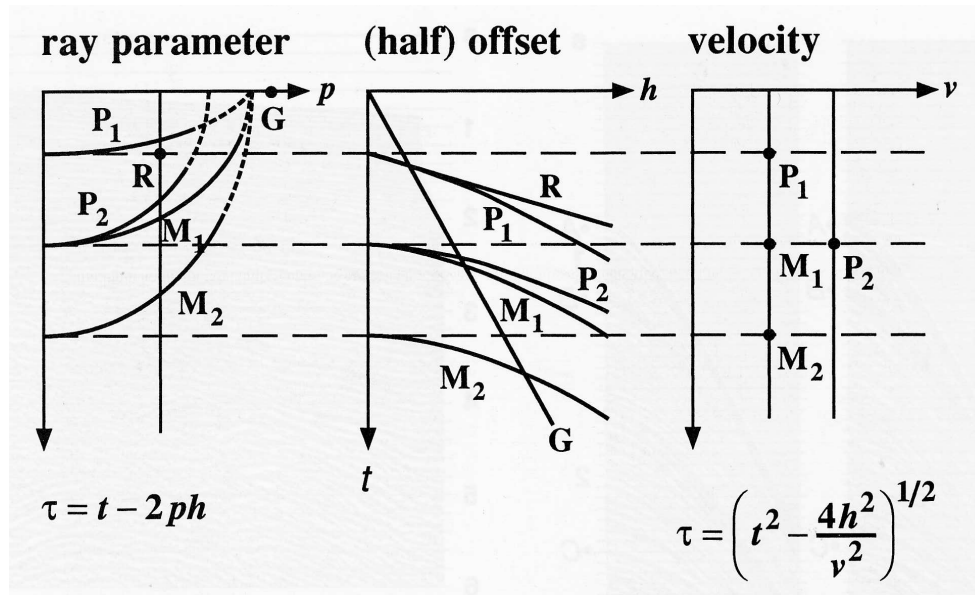


Abbildung 3.15.: Hyperbolische Radontransformation (Geschwindigkeitstransformation). Primäre und Multiple Ereignisse bilden sich aufgrund ihrer unterschiedlichen Geschwindigkeiten separiert als Punkte in der v - τ -Ebene ab und können so unterschieden werden. Nach Yilmaz (2001).

Die Summation der Amplituden entlang von Hyperbeln erfolgt nach Gleichung:

$$u(v, \tau) = \sum_h d(h, t = \sqrt{\tau^2 + 4h^2/v^2}) \quad (\text{Yilmaz 2001}). \quad (3.22)$$

Die Eingangsdaten $d(h, t)$ entsprechen der CDP-Familie und die Ausgangsdaten $u(v, \tau)$ der Geschwindigkeitsfamilie.

Zur Vermeidung des Amplitudenverschmierungseffektes kann einerseits in der Zeitrichtung eine Art Streckung mit $t^2 = t'$ und $\tau^2 = \tau'$ vorgenommen werden, was letztlich dazu führt, dass Hyperbeln in Parabeln transformiert werden oder andererseits vor der Summation eine andere Form der hyperbolische NMO-Korrektur angebracht werden.

3. PARABOLISCHE RADONTRANSFORMATION

Die Zweite Möglichkeit wird auch parabolische Radontransformation genannt, weil NMO-korrigierte Ereignisse mit Restmoveout (wie Multiplen) nach der hyperbolischen Korrektur annähernd parabolische Form zeigen (Yilmaz 2001). Die Korrektur

erfolgt nach Gleichung

$$t_n = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v_n^2}} \quad (\text{Yilmaz 2001}), \quad (3.23)$$

mit t_n als Zeit nach der Moveout-Korrektur und v_n als hyperbolische Moveout-Korrekturgeschwindigkeit. Setzen wir

$$t_n = \tau + qh^2 \quad (\text{Yilmaz 2001}) \quad (3.24)$$

mit der Zweiweg-Lotzeit τ und dem Parabelkrümmungsparameter q so erhalten wir die NMO-korrigierte Transformations- bzw. Summationsgleichung in folgender Form:

$$u(q, \tau) = \sum_h d(h, t_n = \tau + qh^2) \quad (\text{Yilmaz 2001}) \quad (3.25)$$

Die Krümmung der parabolischen Summationswege wird mit Geschwindigkeiten in Bezug gesetzt. Daher ist es möglich, die Menge der verwendeten Parabeln während der Hin- und Rücktransformation auf ein bestimmtes Krümmungs- bzw. Geschwindigkeitsintervall zu begrenzen. Die NMO-korrigierten Primärreflexionen und ein beliebiger sie umgebender Bereich wird vor der Rücktransformation in die x-t-Ebene herausgefiltert. Daher werden nur multiple Reflexionen in die Rücktransformation einbezogen. Man erhält ein Seismogramm der Mehrfachreflexionen, welches vom ursprünglichen Seismogramm subtrahiert wird (Geißler 2001; v5.0 Focus Manual 2000).

Vorteile der Technik der Radontransformation gegenüber der prädiktiven Dekonvolution bzw. f-k-Filterung sind nach (ShingLi):

- Die Erhaltung der Charakteristik der Originaldaten.
- Mehrfachreflexionen werden auch bei kleinem *offset* unterdrückt.
- Ein gleicher Spurabstand ist nicht notwendig.

Auf diesen Datensatz bezogen, ergaben sich die besten Ergebnisse hinsichtlich der Multiplen-Unterdrückung durch Verwendung der parabolischen Radontransformation (DISCO-Modul PRADMUS).

In den Abbildungen A.3, A.7, A.4 und A.8 sind die Resultate der verschiedenen Techniken anhand prozessierter Sektionen und deren Amplitudenanalysen vergleichend dargestellt.

Wie oben erwähnt, war in den Probestaplungen nach Anwendung der f-k-Filterung das Nutz/Störsignalverhältniss und damit auch der primäre Energieanteil verringert. Im Gegensatz dazu werden Mehrfachreflexionen durch Verwendung der parabolischen Radontransformation im Seismogramm sichtbar unterdrückt und das Nutz/Störsignalverhältnis

deutlich angehoben. Ein mess- und sichtbarer Effekt der hyperbolischen Radontransformation blieb weitestgehend aus und erbrachte keine Verbesserung der von Mehrfachreflexionen beeinträchtigten seismischen Sektion.

Alle Schelfprofile des gesamten Datensatzes wurden daher nach verschiedenen Testläufen einheitlich mit dem Modul PRADMUS bearbeitet, um eine vergleichbare und optimale Interpretation der Daten zu gewährleisten.

3.2.5.3. Periodizitätsgestützte Verfahren der Multiplenunterdrückung

Dekonvolution Die Dekonvolution ist ein Verfahren, das die zeitliche Auflösung der seismischen Sektion verbessert. Sie findet Anwendung bei der Unterdrückung von kurzperiodischen Multiplen und Reverberationen (Peacock und Treitel 1969).

Im Allgemeinen wird dabei das Quellsignal, das durch verschiedene Effekte in der Erde verändert wurde, komprimiert. Das eigentliche Ziel einer Dekonvolution ist das Extrahieren der Reflektivitätsfunktion der Erde aus der gemessenen seismischen Spur, doch häufig wird sie nur verwendet, um Effekte des *preprocessings* (z.B. Anheben des durch CDP-Stapelung verlorenen hochfrequenten Signalinhaltes) zu unterdrücken (Sheriff und Geldart 1986).

Die aufgezeichnete seismische Spur g_t wird mathematisch als die Faltung des seismischen Signales w_t mit der Reflektivitätsfunktion (Impulsantwort) der Erde e_t und eines additiven Rauschen r_t (z.B. Wind, Industrielärm, lose gekoppeltes Geophon) beschrieben.

$$g_t = w_t * e_t + r_t \quad (\text{Sheriff und Geldart 1986}) \quad (3.26)$$

Die Ausbreitung des akustischen Signales in der Erde ist ein Filterprozess, bei dem die Erde als Tiefpassfilter wirkt. So wird das seismische Signal in seiner zeitlichen Ausdehnung und in seinem Frequenzinhalt verändert. Wir verwenden unter Annahme der Oberflächenkonsistenz (laterale Homogenität der Deckschicht) für das seismische Signal vereinfacht w_t , welches sich gewöhnlich aus mehreren Komponenten zusammensetzt:

- Signatur der Quelle
- Ankopplung an die Oberfläche
- Übertragungsfunktion des Empfänger-array

Die Dekonvolution ermöglicht theoretisch die Extraktion der Reflektivitätsfunktion e_t aus der seismischen Spur mit Hilfe eines Filteroperators. Es sind zusätzlich bestimmte Voraussetzungen nötig um das Dekonvolutionproblem, Gleichung 3.26 mit 3 Unbekannten w_t , e_t und r_t lösen zu können.

1. Der Untergrund besteht aus horizontal liegenden Schichten mit konstanten Geschwindigkeiten.

2. Es werden nur vertikal einfallende P-Wellen und keine Wechselwellen generiert.
3. Das seismisches Signal ist stationär und minimalphasig und damit kausal und stabil.
4. Das Rauschen r_t ist vernachlässigbar ($r_t \ll w_t * r_t$).
5. Die Abfolge der Reflexionskoeffizienten stellt einen Ausschnitt aus weißem Rauschen dar.

Mit dem Filteroperator f_t lässt sich nun schreiben:

$$e_t = f_t * g_t \quad (\text{Sheriff und Geldart 1986}) \quad (3.27)$$

f_t kann direkt aus dem seismischen Signal, wenn dieses bekannt ist (deterministische Dekonvolution), bestimmt oder bei dessen Unkenntnis mit Hilfe von Annahme 5 aus der Autokorrelation des Seismogrammes berechnet werden (statistische Dekonvolution). Ausführliche Betrachtungen finden sich in Yilmaz (2001), Sheriff & Geldart (1986), Militzer & Weber (1987), auf die an dieser Stelle verwiesen werden soll.

Eine wichtige Form der Dekonvolution ist die Vorhersage-Filterung, die einerseits in der *spiking deconvolution* und andererseits in der Vorhersage und Unterdrückung von Mehrfachreflexionen Anwendung findet (Yilmaz 2001).

Im zweiten Fall wird ein Filteroperator f_t angewandt, der aus den bis zu einem Zeitpunkt t vorliegenden Messwerten einen Schätzwert für einen um α Zeitschritte voraus liegenden Messwert liefert. Die Abweichungen vom realen Wert enthalten die Nutzsignale, weil diese nach Annahme 5 zufallsverteilt und damit nicht aus vorangehenden Ereignissen vorhersagbar sind.

Im Gegensatz dazu sind Mehrfachreflexionen wegen ihrer Periodizität aus dem Seismogramm vorhersagbar und können durch die Bestimmung eines Filteroperators aus der Autokorrelationsfunktion mittels der Subtraktion der geschätzten von der realen Zeitreihe unterdrückt werden.

Nachteile bzw. Fehlerquellen liegen in den Annahmen der Stationarität und Ergodizität (ein System kann im Laufe der Zeit jeden Zustand, der seiner Energie entspricht, annehmen) des Prozesses mit zeitlich konstanten Korrelationsfunktionen (Forkmann und Rösler 1987). Das bedeutet, wenn obige Annahmen nicht erfüllt sind, was in der Realität häufig der Fall ist, dass die Abschätzung des Autokorrelogrammes des Quellsignales ungenau ist. Dadurch können zusätzliches Rauschen oder sogar falsche Reflektoren im Seismogramm erzeugt werden.

Für die prädiktive Dekonvolution stand ein Wiener-Levinson-Algorithmus mit dem DISCO-Modul DECONA zur Verfügung (v5.0 Focus Manual 2000). Wichtigste aus der Autokorrelationsfunktion zu bestimmende Parameter waren die Vorhersagelänge α und die Operatorlänge n .

α ist für gewöhnlich, die Einsatzzeit der ersten Reflexion, der eine *multiple* zugeordnet werden kann. n sollte die Quellsignalcharakteristik, die vorhergesagt werden soll, enthalten (Sheriff und Geldart 1986).

In den Abbildungen A.5, A.6 und A.8 sind die Wirkung der Dekonvolution, z.T. in Kombination mit der parabolischen Radontransformation ersichtlich. Für speziell diesen Testfall fanden sich die Optimalwerte der Vorhersagelänge α zu 580 ms und der Operatorlänge n zu 80 ms. Sehr deutlich werden multiple Energieanteile, aber vermutlich auch Primäranteile unterdrückt.

Trotz der im Beispiel gezeigten guten Ergebnisse kam beim endgültigen *processing* des gesamten Datensatzes keine Dekonvolution im Schelfbereich sondern nur die parabolische Radontransformation zum Einsatz.

Gründe waren der Verlust an primärer Energie im Bereich direkt unterhalb der Meeresbodenreflektion und Schwierigkeiten bei der Bestimmung des optimalen Dekonvolutionsparameters für das gesamte Profil. Desweiteren wurde auf ein einheitliches *processing* des gesamten Datensatzes Wert gelegt, weil dieser als ein Ganzes interpretiert werden sollte. Genannte Abbildungen zeigen auch nur geringe qualitative und quantitative Unterschiede zwischen dekonvolvierter und parabolisch radontransformierter Sektion, die die Aussagefähigkeit im Sinne interpretativer Aufgaben nicht ändern.

Im Falle der bubble-Signalunterdrückung ist der Einsatz prädiktiver Dekonvolutionsoperatoren sinnvoll, wie die Abbildungen A.1, A.2 und A.9 verdeutlichen. Im untenstehenden Beispiel fand sich ein Operator der Länge 300 ms mit der Vorhersagelänge von 80 ms als Optimallösung. Wichtig bei der Bestimmung des Operators ist auch der Bereich und die Länge des Definitionsfensters, aus dem der Operator unter Zuhilfenahme der Autokorrelation errechnet wird. Dies erwies sich in einigen Fällen, insbesondere im Hang- und Schelfbereich der Profile, als sehr schwierig und führte zur Verminderung der Datenqualität. Aufgrund des einheitlichen Processings des gesamten Datensatzes wurde auch hier auf den Einsatz der Dekonvolution verzichtet, da im Tiefseebereich weniger oberflächennahe Horizonte von Interesse waren und mit der parabolischen Radontransformation und der Medianstapelung im Schelfbereich das dort weniger störende Bubblesignal effektiv unterdrückt werden konnte.

Die wichtigsten Parameter bei der prädiktiven Dekonvolution sind die Vorhersagelänge α und die Operatorlänge n . Beide Parameter werden aus der Autokorrelationsfunktion des Seismogrammes bestimmt. Da das Autokorrelogramm des Seismogrammes nach Annahme 5 dem des unbekanntes Quellsignales ähnelt, sollte die Operatorlänge den Bereich enthalten wo das Signal maximal mit sich selbst korreliert, also im Bereich der primären Meeresbodenreflexion. Die Vorhersagelänge α ist entscheidend für die Vorhersage der Mehrfachreflexionen. α sollte der mit den Multiplen zusammenhängenden Periodizität entsprechen.

3.2.6. Seismisches Auflösungsvermögen

Das seismische Auflösungsvermögen gibt den kleinstmöglich auflösbaren Abstand zweier verschiedener Ereignisse an, die einzeln und voneinander getrennt erscheinen. Es ist hauptsächlich beeinflusst durch die Bandbreite und die dominierende Frequenz des seismischen Signales. Unterschieden wird zwischen dem vertikalen und dem horizontalen seismischen Auflösungsvermögen.

3.2.6.1. Vertikales Auflösungsvermögen

In Bezug zu seismischen Wellen bedeutet das vertikale Auflösungsvermögen die Unterscheidbarkeit zweier separater Reflektionen (z.B. Ober- und Unterkante einer dünnen Schicht), d. h. welche geringste Entfernung diese zueinander haben dürfen, um als separate Reflektionen im Seismogramm zu erscheinen. Mit sehr scharfen Signalen wäre die Unterscheidbarkeit kein Problem. Allerdings ist die Bandbreite eines realen Signales begrenzt und besitzt damit eine zeitliche Ausdehnung.

Als Maßstab des vertikalen Auflösungsvermögens dient die dominante Wellenlänge λ_{dom} , die mit der dominanten Frequenz f_{dom} und der Wellenausbreitungsgeschwindigkeit v in Bezug steht:

$$\lambda_{dom} = \frac{v}{f_{dom}} \quad (\text{Yilmaz 2001}). \quad (3.28)$$

In der Realität ist mit Geschwindigkeiten von 2000 – 5000 m/s und seismischen Frequenzen zwischen 20 – 50 Hz zu rechnen, was Wellenlängen im Bereich von 40 – 250 m entspricht. Mit zunehmender Laufzeit der Wellen erhöht sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit und verringert sich f_{dom} durch anelastische Dämpfung im Medium. Tiefliegende Schichten sind damit weniger gut auflösbar als oberflächennahe.

Als Faustregel (Rayleigh-Kriterium) gilt das Schichtdicken bis zu $1/4$ der λ_{dom} noch auflösbar sind (Yilmaz 2001; Sheriff und Geldart 1986). Dieser Wert gilt als Schätzwert, weil er vom Reflexionskoeffizienten und Hintergrundrauschen beeinflusst wird. Schichten mit Mächtigkeiten von 10–60 m sind also mit seismischen Verfahren recht gut auflösbar.

Das Auflösungsproblem ist demzufolge dem eigentlichen Detektionsproblem nachgeordnet (Yilmaz 2001) und kann durch effektive Filterung bzw. Dekonvolution zudem weiter verringert werden.

Theorie und Praxis liegen dennoch teilweise weit auseinander, insbesondere wenn sich durch den Bubble-Effekt das seismische Signal längt. In dem vorliegenden Datensatz waren insbesondere die ersten 250 ms der Tiefseeprofile stark gestört (z.B. Abb. A.1). In diesen Bereichen war es nicht möglich, reale Schichtgrenzen auszumachen, weil durchgängig eine zweite starke Phase etwa 180 ms nach der Meeresbodenreflexion das Seismogramm störte. Verschiedene Dekonvolutionsparameter und Formfilter wurden getestet um dem Problem Herr zu werden. Wie im vorigen Abschnitt bereits beschrieben, wurde für den Tiefsee-

bereich z.T. ein wirkungsvoller Dekonvolutionsoperator gefunden, der angewandt auf die seismische Sektion qualitativ und quantitativ nachweisbar ist (Abbildungen A.1, A.2 und A.9).

3.2.6.2. Horizontales Auflösungsvermögen

Das horizontale Auflösungsvermögen bestimmt ebenso wie das vertikale die Unterscheidbarkeit zweier Reflexionsereignisse voneinander, jedoch für horizontal benachbarte.

Nach dem HUYGENSschen Prinzip gehen von allen Punkten des kreisförmigen Reflexions-elementes mit dem Radius R , die von Stoßstrahlen der einfallenden Welle getroffen werden, Elementarwellen aus (Schmöller 1987b) (Abb. 3.16a).

Die von den Diffraktionspunkten ausgehenden Wellen interferieren in einem bestimmten Bereich, innerhalb der ersten viertel Wellenlänge λ liegend, konstruktiv miteinander. Das am Geophonpunkt registrierte seismische Signal stammt also nicht von einem Reflexionspunkt, sondern von einem Reflexionselement im Untergrund, das die Größe der zentralen FRESNELzone besitzt (Abb. 3.16).

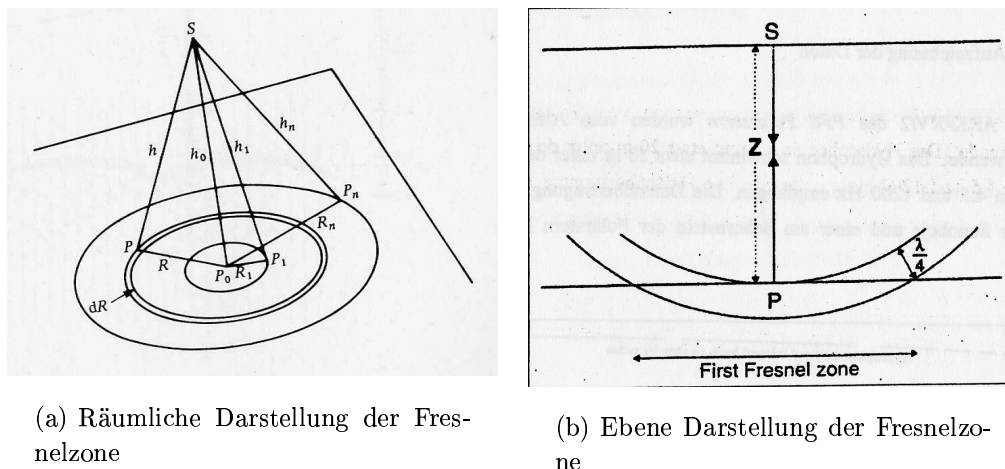


Abbildung 3.16.: Geometrische Darstellungen der Fresnelzone. a) Räumliche Darstellung der Fresnelzone. Das bei S aufgezeichnete Signal stammt größtenteils aus der ersten Fresnelzone mit dem Radius R_1 . Nach Sheriff et al. (1986). b) Ebene Darstellung der Fresnelzone. $\frac{\lambda}{4}$ entspricht dem Bereich, indem die vom Reflektorelement ausgehenden HUYGENSschen Wellen konstruktiv interferieren. Nach Geißler (2001).

Reflexionspunkte die in diesen gemeinsamen Bereich fallen sind nicht voneinander zu unterscheiden und damit nicht auflösbar. Die Hauptenergie eines reflektierten Signales kommt also aus dem Bereich der 1. Fresnelzone, dessen Radius das horizontale Auflösungsvermögen

bestimmt:

$$R = \sqrt{\frac{z_0 \cdot \lambda_{dom}}{2} + \frac{\lambda^2}{16}} \approx \sqrt{\frac{z_0 \cdot \lambda_{dom}}{2}} \quad (\text{Schm\"oller 1987b}), \quad (3.29)$$

wobei λ_{dom} die dominante Wellenlänge und z_0 mit $z_0 \gg \lambda_{dom}$ die Reflektortiefe beschreibt. Mit der Abhängigkeit von λ_{dom} ergibt sich gleichzeitig die Abhängigkeit von der dominanten Frequenz und der Geschwindigkeit. Offensichtlich wird, dass das horizontale Auflösungsvermögen in großer Tiefe sehr klein ist, weil die Fresnelzone ihrerseits immer größer wird. Für den Meeresboden in 1000 m Tiefe ergibt sich ein horizontales Auflösungsvermögen mit $f_{dom} = 40$ Hz von etwa 140 m, für einen Reflektor in 5000 m Tiefe bei einer durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 2500 m/s und selber Frequenz ein Wert von etwa 400 m.

4. Vereisungsgeschichte der Antarktis im Känozoikum

Die antarktische Kryosphäre spielt(e) eine der Hauptrollen, wenn nicht gar die Hauptrolle in der Entwicklung des globalen Klimas seit dem Känozoikum und hat seitdem Einfluss auf Meeresspiegelschwankungen und auf die ozeanographische Entwicklung der südlichen Hemisphäre. Viele Erkenntnisse wurden im Laufe der Jahrzehnte der Antarktisforschung durch die kombinierte Interpretation geowissenschaftlicher Daten gewonnen. Insbesondere das ANTOSTRAT-Programm (Antarctic Offshore Stratigraphy Project) zu Beginn der 90er Jahre erbrachte viele neue und detaillierte Erkenntnisse über die känozoischen Vereisungsgeschichte. Wissenschaftliche Ziele dieses Projektes waren nach Cooper und Webb (1994):

1. die Erforschung der antarktischen, känozoischen terrestrischen und marinen glazialen und interglazialen Geschichte, des globalen Klimas und Meeresspiegelschwankungen unter Nutzung geophysikalischer, geologischer und glaziologischer Daten.
2. die Kombination akustischer und geologischer Daten aus fünf Kontinentalrand-Gebieten (Antarktische Halbinsel, Rossmeer, Wilkes-Land, Prydz-Bucht, Weddellmeer), in denen mächtige Sedimenteinheiten bekannt waren.
3. die Entwicklung eines stratigraphischen Modells des antarktischen Kontinentalrandes, das mit anderen verglichen werden konnte und durch weiteres geologisches Be-proben durch Bohrungen verifiziert werden sollte, um ein besseres Verständnis des Effektes der Eisschilde auf globale Meeresspiegelschwankungen und paleoklimatische Änderung zu erlangen.

Einige fundamentalen Erkenntnisse sind nach Cooper und Webb (1994):

- Alle Segmente des antarktischen Kontinentalschelfes zeigen übertiefte, landwärts einfallende Bathymetrie als Folge glazialer Erosion und Kompaktierung durch starken Sedimenteintrag.
- Es existieren Beweise, dass diese Schelfgeometrie in einigen Segmenten im Oligozän bis spätem Miozän bereits vorhanden war, was auf eine langdauernde Vereisungsgeschichte der kontinentalen Schelfe schließen lässt.

- Sedimentcharakteristiken (z. B. tiefabgetragene Täler neuverfüllt mit progradierenden Sequenzen, multiple Erosionsunkonformitäten mit überkompaktierten Sedimenten, etc.) zeigen eine beständige Fluktuation der aufliegenden Eisschilde mit starken Unterschieden in Dauer, Intensität und Sedimenteintrag.
- Der häufige Wechsel zwischen vorstoßender und sich zurückziehender Eisschilde hatte großen Einfluss auf die Sedimentstrukturen der Kontinentalränder (vom Schelf über Kontinentalhang bis zum Kontinentalfuß reichend). Material, abgetragen durch Eisschilde im Kontinentinneren, wurde auf den kontinentalen Schelfen abgelagert und baute diese weit in Richtung Kontinentalhang vor. Die Schelfe weisen daher eine pro- bzw. aggradierende Sedimentation auf.
- Bohrungen in Küstenregionen des Transantarktischen Gebirges deuten Meeresspiegelschwankungen an, die mit den Gründungsepisoden der Eisschilde in Verbindung gebracht werden konnten.

Aus den Ergebnissen der Untersuchungen im Rahmen des ANTOSTRAT-Programmes konnte ein Modell zur känozoischen Vereisungsgeschichte erstellt werden. Dieses wird in einigen Punkten noch diskutiert, ist generell aber anerkannt. Im Folgenden wird die känozoische Vereisungsgeschichte zusammengefasst beschrieben. Die Artikel von Barker und Camerlenghi (, Barrett (1994, Van der Wateren und Cloetingh (1999, Anderson (1999, Oszko (1997, Anderson und Thomas (1991, Bartek et al. (1991, Barker et al. (1988, Bart und Anderson (1995) dienen als Quellen und empfehlen sich zur Beantwortung von Detailfragen.

- Kreide bis mittleres Eozän: Die meisten sedimentologischen und Isotopendaten sprechen gegen das Vorhandensein glazialer Bedingungen während der Kreide. Allerdings könnten vereinzelt in Hochlagen lokale Vergletscherungen existiert haben. Vor etwa 60 Ma setzte eine kontinuierliche Erwärmung ein, die über das gesamte Paläozän bis zum mittleren Eozän andauerte.
- Mittleres bis spätes Eozän (52–36.6 Ma): vor etwa 52 Ma setzte ein langanhaltender Abkühlungstrend ein, dessen Folge die beginnende Vereisung der Ostantarktis war. Es bildeten sich lokal Gletscher, die seit 45 Ma vereinzelt das Meeresniveau erreichten. Jedoch wies die Ostantarktis noch keine komplette Vereisung auf. Ein Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung der Antarktis lässt sich durch die Tasmanien-Antarktistrennung vor ca. 40 Ma erkennen, in deren Zuge neue ozeanische Zirkulationsysteme entstanden, die in engem Zusammenhang mit klimatischen Entwicklungen stehen.

- Oligozän (36.6–23.7 Ma): Zahlreiche Sedimentationsmuster und Isotopendaten spiegeln die Fortsetzung und Verstärkung der Abkühlung im frühen Oligozän wider. Das Eisvolumen erhöhte sich, und es entwickelte sich ein kontinentaler Eisschild in der Ostantarktis, während die Westantarktis nur in Hochlagen vergletscherte. Tektonische Ereignisse waren nach Van der Wateren and Cloetingh (1999) maßgeblich an der Vereisungsgeschichte und der intensiven Eisvolumenzunahme beteiligt. Zum einen spielte die endgültige Öffnung der Drakepassage eine grosse Rolle, zum anderen lösten wahrscheinlich starke Hebungsaktivitäten im Transantarktischen Gebirge (TAM) die Entwicklung lokaler Vereisungen aus, die sich im Laufe der Zeit zu größeren Eisschilden ausweiteten.

In der Zeit von 30–25 Ma unterlag das Eisschild großen Schwankungen, bei denen mehrere (5–6) Eisvorstöße bis zur Schelfkante und Rückzüge zum Schelfinneren im Gebiet des Rossmeeres ausgemacht werden konnten.

- Miozän (23.7–5.3 Ma): Der generelle Abkühlungstrend blieb während des Miozänes bestehen und war weiterhin begleitet von dem häufigen Wechsel zwischen glazialen und interglazialen Phasen (etwa alle 1-2 Ma wurde ein glaziales Maxima erreicht).
- Mittelmiozän(16.3–10.4 Ma): Die Vereisung der Westantarktis setzte mit lokalen Vergletscherungen, durch Becken voneinander getrennt, ein. Unterdessen nahm das Eisvolumen über dem ostantarktischen Kontinent weiter zu.
- Spätes Miozän(10.4–5.3 Ma): Einer kurz dauernden, relativ warmen Phase folgte ein weiteres sehr starkes Abkühlen (ab 14 Ma), das im Aufbau des westantarktischen Eisschildes mit der Ausweitung zu seinem Maximum endete. Das späte Miozän markiert die Zeit des maximalen Eisvolumens seit dem Einsetzen der känozoischen Vereisung. In Sedimentkernen (ODP-Bohrung 694, zentrales Weddellmeer) wurde eine dicke Turbiditsequenz für die Zeit nach 4.8 Ma ausgemacht (Barker et al. 1988) (Abb. 6.1). Diese markiert die starke und schnelle Deposition von Turbiditen (innerhalb des kurzen Zeitfensters von 0.5 Ma), die wahrscheinlich aus der starken Expansion des noch instabilen westantarktischen Eisschildes resultiert. Generell werden maximale Sedimentationsraten nach Van der Wateren und Cloetingh (1999) während glazialer Maxima erreicht.
- Frühes Pliozän (5.3–3.4 Ma): Mit einer deutlichen Erwärmung und dem Eisrückzug endete im Beginn des frühen Pliozänes die langdauernde Abkühlung. Das westantarktische Eisschild entkoppelte sich vom Ostantarktischen, verlor dennoch dadurch und durch den Abbau der eigenen Schelfeise nicht seine Stabilität.
- Spätes Pliozän bis heute (3.4–0 Ma): Seit ca. 2.5 Ma herrschen ausgeprägte Glazial-/Interglazial-Zyklen mit typischen Perioden von 100 ka vor, die in komplexer Wech-

selwirkung mit Meeresspiegelschwankungen, paläoozeanographischen und paläoglaziologischen Änderungen stehen. An der Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän (1.6 Ma) setzte weltweit erneut eine Abkühlung ein, die massives Eiswachstum nach sich zog. Das ost- und westantarktische Eisschild dehnten sich erneut bis an die Schelfkante aus und erreichten Ausdehnungen größer als die heutigen. Die kurzweiligen Glazial-/Interglazial-Zyklen setzten sich bis heute fort und gingen einher mit denen der nördlichen Hemisphäre, so dass hier starke Zusammenhänge z.T. leicht phasenverschoben erkennbar werden.

Wie oben erkennbar, existieren seit dem späten Eozän marine Eisschilde in der Antarktis, und damit sind Sedimentationsprozesse auf den kontinentalen Schelfen der Antarktis verstärkt glazial-marin geprägt (Anderson und Thomas 1991). Dies äußert sich in Differenzen der Sedimentationsmuster gegenüber gewöhnlichen Schelfen.

Im Rahmen des ANTOSTRAT-Programmes konnten aus seismischen Daten und vereinzelt Bohrungen Sedimentationsmodelle für glazial-marin geprägte Schelfe erstellt werden. Unter glazial-mariner Sedimentation wird im Allgemeinen der Transport und die Ablagerung von Sediment durch Eis in mariner Umgebung (d.h. Gletscher, Schelfeis, Eisberge, etc.) verstanden. Eingeschlossen sind auch Prozesse die während früheren Kalt- und Warmzeiten gewirkt haben (Nitsche 1998).

Der Großteil der Sedimentfracht mariner oder terrestrischer Eisschilde (Übergang Eis zum Untergrund liegt über (terrestrisch) oder unter (marin) dem Meerespiegel) wird an deren Basis mitgeführt. Je nachdem, ob die Druck-Temperaturbedingungen an der Basis unterhalb oder oberhalb des Gefrierpunktes liegen, wird weiter zwischen temperierten (nassen) oder kalten (trockenen) Eisschilden unterschieden.

Temperierte Eisschilde weisen gewöhnlich viel höhere Fließgeschwindigkeiten auf und führen bedeutend mehr Sediment in ihren basalen Bereichen (Geschiebeschicht bis zu 5-6 m mächtig) als kalte, die mehr oder weniger am Untergrund festgefroren sind und sich nicht auf einem Wasserfilm bewegen. Weiterhin zeigen marine Eisschilde eine höhere Empfindlichkeit gegenüber Meeresspiegelschwankungen als terrestrische und reagieren mit rapiden Massenverlust und letztlich Entkoppelung vom Meeresboden in Transgressionsphasen.

Wissenschaftler entwickelten verschiedene Sedimentationsmodelle, die die typisch an glazial-marin geprägten Schelfen auftretenden Sedimentationsmuster erklären. Cooper et al. (1991) fassten Ergebnisse aus seismischen Messungen der Prydz Bay und des Rossmeeres in einem Modell zusammen. Dabei unterteilen sie die seismischen Strukturen in Typ-IA- und Typ-IIA-Sequenzen, die deutlich durch Diskordanzen voneinander getrennt sind (Abb. 4.1).

Nach dem Modell von Cooper et al. (1991) wurden die Typ-IIA-Sequenzen unter typisch marinen Bedingungen gebildet, ohne Einfluss eines Eisschildes, und zeigen überwiegend aggradierenden Charakter. Im Gegensatz lagerten sich die Typ-IA-Sequenzen unter glazialen

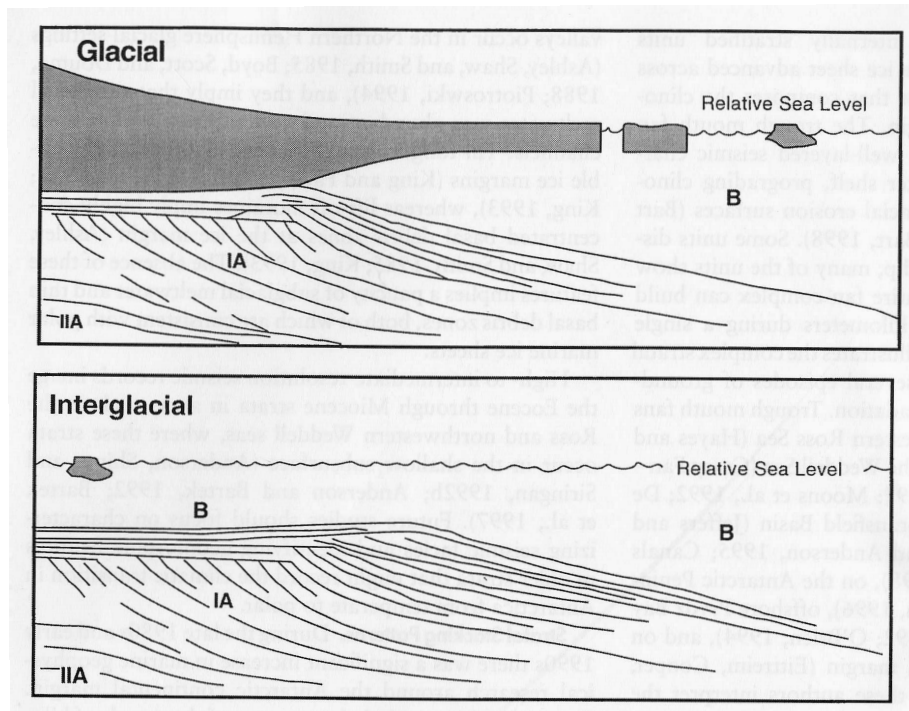


Abbildung 4.1.: Glazialer Zyklus mit von Cooper et al. (1991) interpretierten diskordant aufeinanderliegenden stratigraphischen Sequenzen des Typus IA und IIA. Erklärung weiter unten im Text.

Bedingungen während des Vorstosses des Schelfeises an der Schelfkante ab. Diese wurde dadurch immer weiter ozeanwärts ausgebaut, was sich in den progradierenden Sequenzen der interpretierten seismischen Sektionen abbildet.

Während des darauffolgenden Interglazials zog sich das Eis zurück, und marine Sedimentation setzte erneut ein. Cooper et al. (1991) nehmen nicht an, dass der Übergang von Typ-IIA- zu Typ-IA-Sequenzen in allen Regionen der Antarktis gleichzeitig stattfand, sondern gehen davon aus, dass dies vom Zeitpunkt des Aufsetzens des Eises im jeweiligen Schelfgebiet abhängig war. Anhand der ODP-Ergebnisse vermuten die Autoren diesen Übergang in der Prydz Bay im Oligozän und im Rossmeer im Miozän (Nitsche 1998).

Das Modell von Cooper et al. (1991) stellt den Versuch der Entwicklung eines für die Antarktis allgemeingültigen Modelles dar. Zahlreiche andere Autoren, so Larter und Barker (1989) und Bart und Anderson (1995), entwickelten detailliertere, speziellen Regionen angepasste Modelle.

So beschreiben (Larter und Barker 1989) in ihrem 4-Stufen-Modell für die Antarktische Halbinsel in der ersten Stufe die Ablagerung von nichtverfestigtem, glazial-marinem und hemipelagischem Sediment am Schelf- und Hangbereich als IGS (*interglacial subsequenz*)

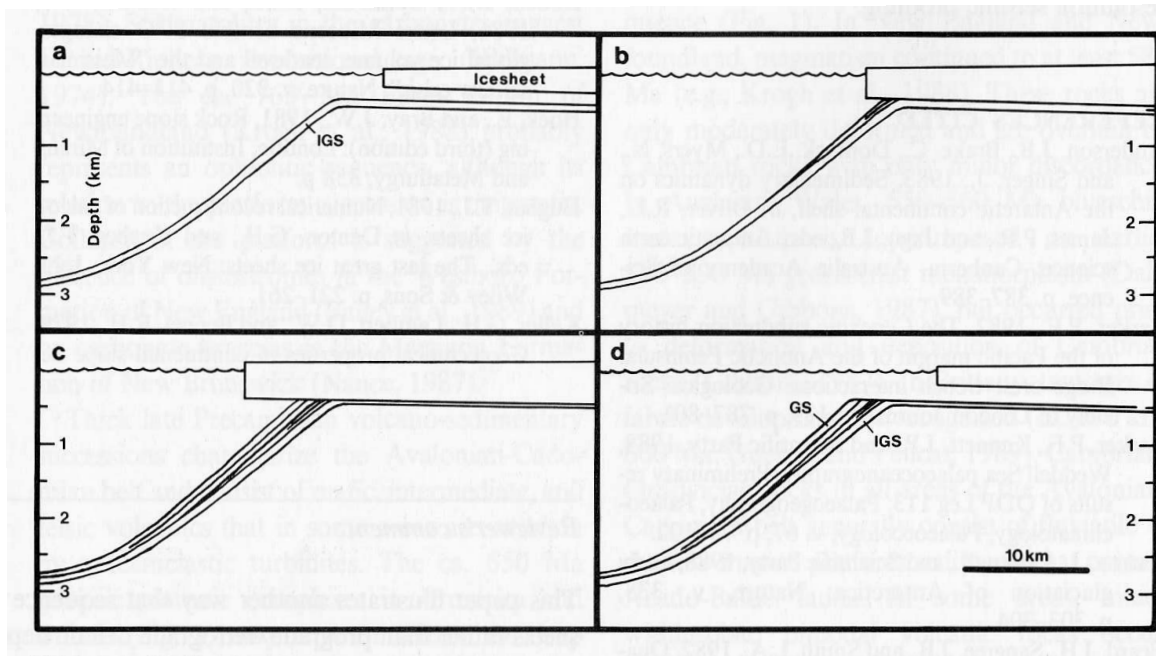


Abbildung 4.2.: Darstellung des von Larter und Cunningham (1993) vorgeschlagenen Vier-Phasen-Modells eines Glazial-/Interglazial-Zyklus. Nach Larter und Cunningham (1993).

während des Interglazials. Diese wird z. T. beim Vorstoß des Eises im Glazial erodiert und neu als subglazialer Till im Bereich der Aufsetzlinie des Eises abgelagert. Reicht das Eis bis zur Schelfkante, wird dieses durch progradierende Sequenzen hangwärts ausgebaut. Das Eis schwimmt mit seinem Rückzug im nächsten Interglazial auf, und das basale Sediment lagert sich auf dem ganzen Schelf als aggradierende Sequenz ab (Abb. 4.2).

Ein ähnliches Modell entwickelten Bart und Anderson (1995), die im Gegensatz zu Larter und Barker (1989) feststellten, dass entlang der Schelfbereiche der Antarktischen Halbinsel die Sedimentationsprozesse auf breiter Front stattfinden und daher linienförmige und weniger punktförmige Quellregionen (z.B. Flussmündungen, Canyons, Deltas) bedacht werden müssen (Abb. 4.3).

Bart und Anderson (1995) beschreiben auch laterale Variationen der linienförmigen Quellen, die ihre Ursache in Eisströmen haben. In diesen Bereichen, glazialen Rinnen, wird bedeutend mehr Sediment angeliefert als in den Gebieten dazwischen. Bart und Anderson (1995) glauben in ihrem sehr detaillierten Modell 18 Glazial-Interglazial-Zyklen für die Antarktische Halbinsel identifizieren zu können, wobei sie die Möglichkeiten, dass der Eisschild nicht immer bis zur Schelfkante vorgestoßen ist und unterschiedlich lange an der Schelfkante aufgelegt hat, mit einbeziehen (Nitsche 1998).

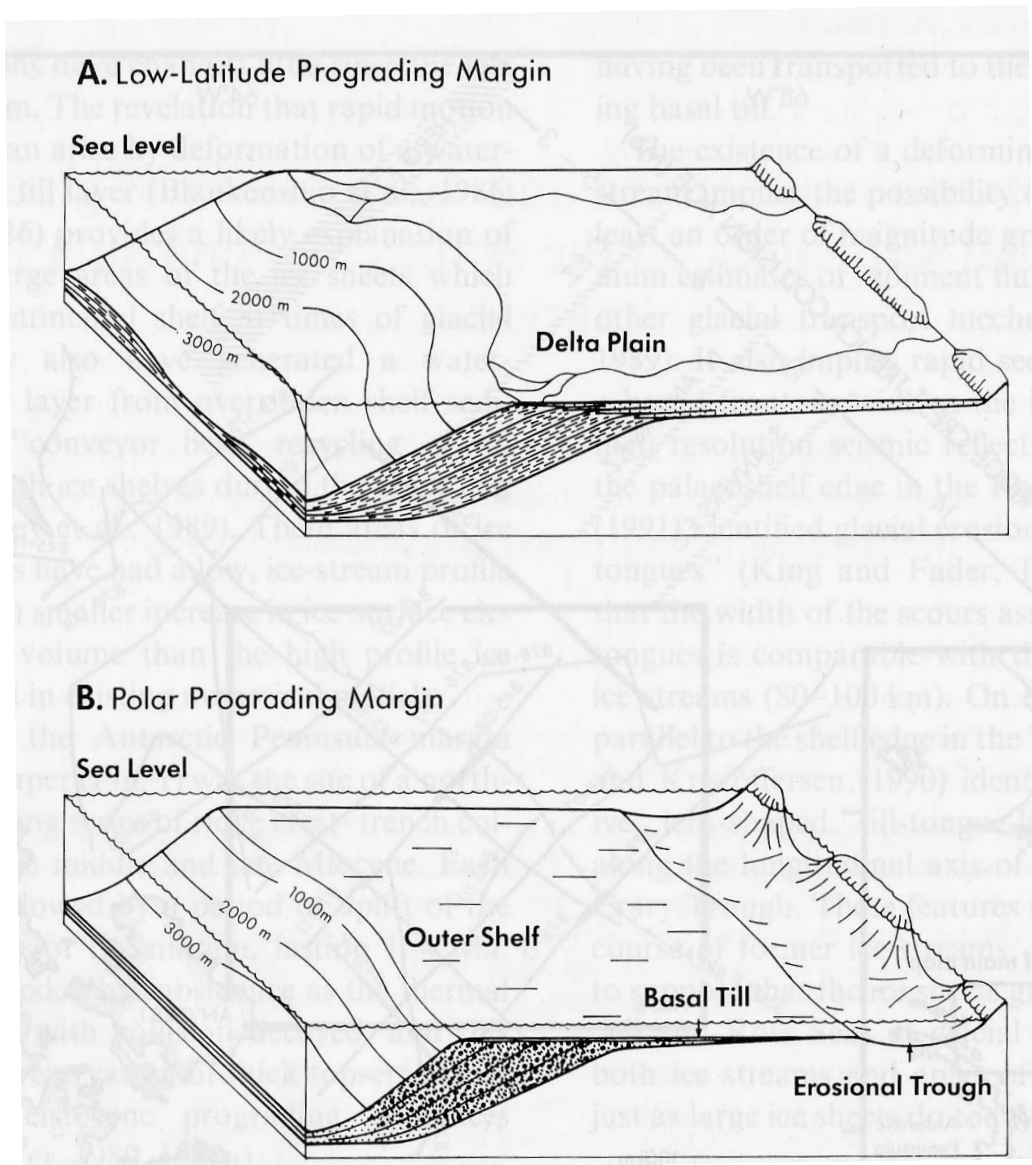


Abbildung 4.3.: Blockdiagramm zeigt das Modell eines progradierenden Kontinentalrandes. A) Kontinentalrand der niederen Breiten nach dem längerem Ausbleiben von Meeresspiegelschwankungen. B) Polarer Kontinentalrand kurz nach dem Rückzug des gegründeten Eisschildes. Deutlich erkennbar ist der Schelfvorbau auf breiter Front. Nach Larter and Cunningham (1993).

5. Sedimentstrukturen der Schelfgebiete der Antarktischen Halbinsel

Mehrkanaldaten reflexionsseismischer Messungen der antarktischen Kontinentalränder zeigen dicke (bis 6 km) känozoische progradierende Sequenzen in verschiedenen antarktischen Schelfgebieten. Die meisten Wissenschaftler sind überzeugt davon, dass die progradierenden Sequenzen hauptsächlich durch das Vordringen ausetzender Eisschilde bis hin zur Schelfkante in Zeiten glazialer Maxima gebildet wurden (Larter und Barker 1989; Larter und Cunningham 1993; Cooper et al. 1991; Bartek et al. 1991).

Als Folge der Subsidenz, der Kompaktion durch Sedimenteintrag, starker Erosion der inneren Schelfbereiche mit dem Vorstoßen des aufsetzenden Eises und Eisauflast übertieften sich die kontinentalen Schelfe der Antarktis. Dies zeigt sich heute in deren großer Tiefe (im Mittel 400 m, z.T. bis zu 1200 m) und der charakteristischen, landwärtigen Zunahme der Übertiefung (Abb. 5.1).

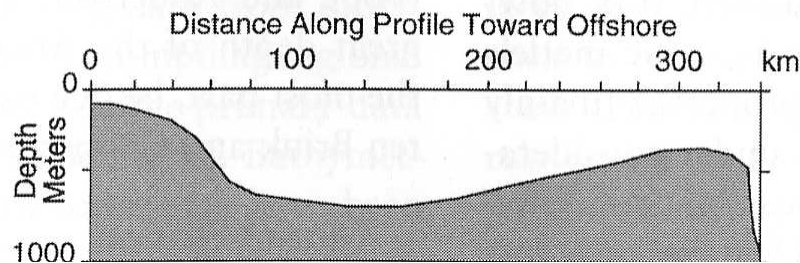


Abbildung 5.1.: Schematisches, bathymetrisches Profil eines durch einen aufliegenden Eisschild geprägten Kontinentalschelfes. Typisch ist die große Tiefe und das landwärtige Einfallen des Schelfes. Nach Anderson (1999.)

Die Sedimentationsrate im Verhältnis zu der tektonischen Subsidenz bestimmt außerdem weitestgehend, ob und wie stark das Schelf progradiert oder aggradiert wird. Das vom Kontinent- und Schelfinneren erodierte Sediment wurde auf breiter Front (*line-source*) an der Aufsetzlinie als basaler Till abgelagert und baute dort im äußeren Schelfbereich

dicke Sedimentpackete auf und die Schelfkante ozeanwärts vor, Abb. 4.3. Mit dem Vorbau der Schelfkante, in einigen Gebieten bis zu 80 km weit, nahm gleichzeitig die Hangneigung zu. Dies führte zur Zunahme der Hanginstabilität und ermöglichte das Lösen von Rutschungsmassen in Zeiten glazialer Maxima. Turbiditäts- und Schuttströme transportierten abgerutschtes Sediment entlang des Kontinentalhanges und -fußes bis weit in die Tiefseeebene. Durch Wechselwirkung mit Bodenströmungen und der Corioliskraft konnten große Driftkörper und Channel-Levee-Strukturen in Bereichen des Kontinentalfußes entstehen, die intensiv von Rebesco et al. (1997, Rebesco et al. (2002, Rebesco und Stow (2002) entlang der Westküste der Antarktischen Halbinsel studiert wurden.

Seismische Daten der antarktischen Schelfe zeigen innerhalb der progradierenden Sequenzen, die Cooper et al. (1991) generell als Typ-IA interpretierten, zahlreiche Unkonformitäten und mehrfach überkompaktierte Lagen, die große Fluktuationen des antarktischen Eisschildes vermuten lassen. Cooper et al. (1991, Anderson (1999, Larter und Cunningham (1993, Bart und Anderson (1995, Bartek et al. (1991, Sloan et al. (1995, Rebesco et al. (1997) beschreiben z.T. sehr detailliert die seismische Stratigraphie antarktischer Schelfgebiete anhand dieser Daten. Mit Hilfe vereinzelter Sedimentkerne im Schelfbereich und Horizontkorrelation mit einigen Landaufschlüssen konnte die im vorigen Kapitel vorgestellte Vereisungsgeschichte der Antarktis erstellt werden.

Weiterhin werden Zusammenhänge zwischen Meeresspiegelschwankungen und Eisschildfluktuationen von Cooper et al. (1991) und Anderson und Thomas (1991) vermutet. Die Prozesse des Zusammenwirkens, der Einfluss der Milankovich-Zyklen und der Grad der Empfindlichkeit der Eisschilde gegenüber Meeresspiegelschwankungen werden derzeit noch intensiv studiert.

5.1. Die Westküste der Antarktischen Halbinsel

Wie in Kapitel 2.3 gezeigt, ist die jüngere geologische Geschichte der Antarktischen Halbinsel, insbesondere deren Westseite, sehr komplex. Im Zusammenspiel komplizierter tektonischer Phasen mit der Entwicklung des westantarktischen Eisschildes und den damit gekoppelten Sedimentationsprozessen ergeben sich interessante Sedimentationssequenzen im Übergangsbereich zwischen Tiefseeebene und kontinentalem Schelf. Insbesondere der Bereich zwischen Anvers- und Herobruhzonen (Alter: 4–14 Ma, mittleres bis spätes Miozän) wird im folgenden etwas genauer beschrieben, weil er zu einem Vergleich mit unseren Profilen auf der gegenüberliegenden Seite der Antarktischen Halbinsel im Larsenschelf nachfolgend herangezogen wird (Abb. 5.2).

Larter und Barker (1989, Larter und Cunningham (1993) erkennen in den seismischen Profilen der Region eine Reihe geneigter Sequenzen glazial-marinen Ursprungs. Sie verfolgen Reflexionsereignisse tiefer gelegener stratigraphischer Zonen über den Kontinentalhang bis

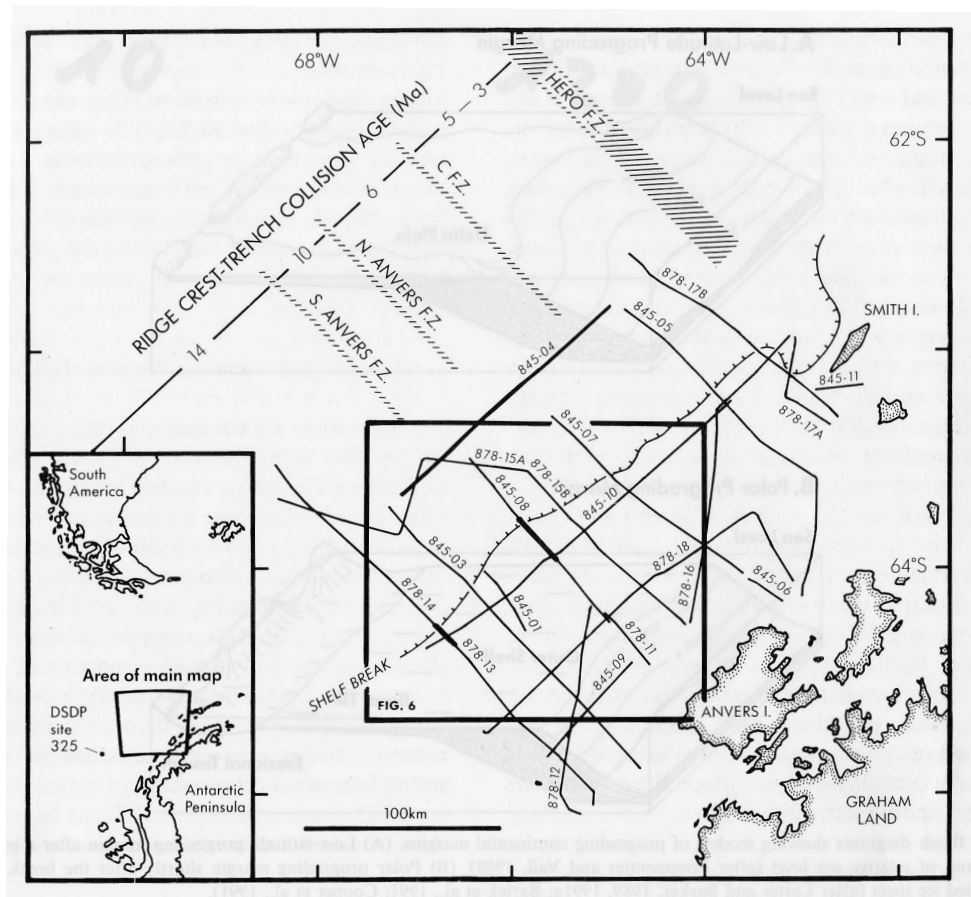


Abbildung 5.2.: Karte zeigt Positionen der Reflektionsprofile des *British Antarctic Survey* entlang der Westküste der Antarktischen Halbinsel bzgl. der südostpazifischen Bruchzonen. Nach Larter and Cunningham (1993).

hin zum Kontinentalfuß wo die Sedimentpakete auf relativ junger ozeanischer Kruste bekannten Alters von 6 Ma aufliegen. Steil einfallende (etwa 15°), progradierende Sequenzen (mit S1 und S2 in Abb. 5.3 gekennzeichnet) finden sich im oberen Teil des Kontinentalhangs, wobei sie diesen ozeanwärts ausbauen.

Begrenzt bzw. abgeschnitten werden die stark einfallenden Hangsedimente sehr deutlich durch je eine Unkonformität an der Basis der überlagernden Sequenz. Acht Sequenzen wurden so ausgemacht, jede bedeutetet vermutlich einen neuen Eisvorstoß. Interessanterweise zeigen die reflektionsseismischen Profile trotz des ungewöhnlich steilen Kontinentalhangs (13° – 17°) keine Anzeichen von größeren Massenverlagerungen. Erklärt wird dies durch die erhöhte Rauigkeit (und damit höhere innere Reibung), schlechte Sortierung und Überkompaktion glazialer Schelfsedimente. Die Überkompaktion zeigt sich in den hohen seismischen

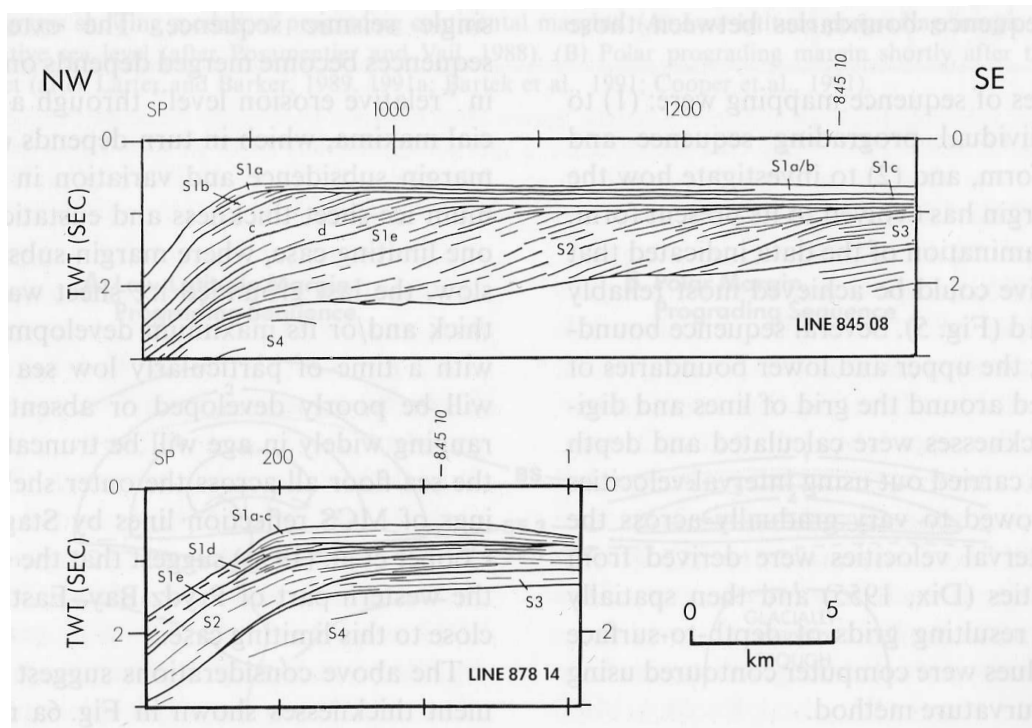


Abbildung 5.3.: Strichzeichnungen der Profile AMG 845-08 und BAS 878-14 aus Abb. 5.2 auf der südostpazifischen Seite der Antarktischen Halbinsel. Die Interpretation zeigt die Unterteilung in 4 Einheiten (S1, S2, S3 und S4). Nach Larter and Cunningham (1993).

Sedimentgeschwindigkeiten (2000 m/s) der Zone direkt unterhalb des Meeresbodens. Das von (Larter und Barker 1989) entwickelte Depositionsmodell entspricht dem im vorigen Kapitel vorgestellten. Sedimenteintrag im Schelf und Hangbereich während des Interglazial bestand vermutlich hauptsächlich aus unkonsolidiertem glazial-marinem und pelagischem Sediment (IGS), das ganz oder zu Teilen beim Vorrücken der Eisfront im nächsten Glazial erodiert bzw. verlagert und zusammen mit basalem Till an der Schelfkante neu abgelagert wurde. Je nach Intensität der Eisvorstöße wurden alte Sedimentlagen komplett oder nur teilweise erodiert und sind damit nicht oder nur schwer in der seismischen Sektion kartierbar.

Dennoch zeigt sich ein sehr gute Aufzeichnung glazialer Zyklizität in den Depositionseinheiten der seismischen Sektionen. Dies ist vermutlich die Folge des nach der Kollision der Rückensegmente (Aluk-Antarktischer Rücken, siehe Kapitel 2.3) folgendem *uplift* und anschließend einsetzender Subsidenz des Schelfbereiches im Pliozän bis Pleistozän. Jeder Kollision folgte eine Periode des *uplift* des kollidierten Segmentes, die etwa 1-4 Ma dauerte. Dem *uplift* folgte thermische Subsidenz und damit der Aufbau dicker Sedimentpakete innerhalb progradierender Sequenzen. (Larter und Barker 1989) vermuten ein Absinken der

Basis von S2 um mehr als 1 km seit seiner Deposition und erklären so die – verglichen mit anderen Kontinentalrändern der Antarktis gut und deutlich erhaltene – Sedimentationsgeschichte.

Larter und Barker (1989) verdeutlichen die Bedeutung der Sequenzen des Kontinentalrandes der Antarktischen Halbinsel in der Aufzeichnung des Paläoklimas. Der Sequenzwechsel S1/S2 fand nach den Autoren vermutlich vor 2.4 Ma statt. Falls sich diese Vermutung bestätigt, könnten Detailstudien Fragen nach der Wechselwirkung von Eisvolumenänderungen mariner Eisschilde und Meeresspiegelschwankungen erhellen (siehe dazu auch Anderson und Thomas (1991)).

5.2. Die Ostküste der Antarktischen Halbinsel - der Larsenschelf

Die Sedimentstruktur des östlichen Kontinentalrandes der Antarktischen Halbinsel ist bislang nur in Ansätzen bekannt. Sloan et al. (1995) beschreiben in ihrem Artikel die seismische Stratigraphie des Larsenbeckens. Zur Verfügung standen seismische Einkanaldaten zweier geophysikalischer Expeditionen, die, entlang eines Polynyas (eisfreie Meeresfläche) östlich der Jason Halbinsel zwischen Larsen Eisschelf und dem Packeis des Weddellmeeres gelegen, Anfang der 1990er akquiriert wurden (Abb. 3.1).

In den Profilen konnten vier stratigraphische Einheiten (*Units*) ausgemacht werden, die im Folgenden der Interpretation neuer seismischer Mehrkanaldaten des Larsenschelfgebietes als Grundlage dienen. Die Einheiten werden kurz erläutert und anschließend mit dem neuen, 2002 aufgenommenen und in dieser Arbeit vorgestellten Datensatz verknüpft.

Sloan et al. (1995) extrapolierten die aus Aufschlüssen der Jason Halbinsel bekannte Geologie (vulkanische Sequenzen) mit ihrer Seismik und postulieren die älteste Einheit, eine akustisch chaotische bis transparente Zone (Einheit 1), auf jurassisches oder jüngeres Alter. An Einheit 1, als akustisches *basement* bezeichnet, schließt sich eine etwa 75 km breite Zone mit regulären, alternierenden, kontinuierlichen, mit 3–4 Grad nach Ost einfallenden Reflektoren (Einheit 2) (Abb. 5.4).

Diese Einheit könnte den Depositionseinheiten auf Seymour Island entsprechen und würde, ähnliche Sedimentationsraten vorausgesetzt, geneigte, paläozäne bis oligozäne, marine Ablagerungen abbilden. Einheit 2 geht Richtung Ost in eine mehr für glazial-marine geprägte Kontinentalränder typische Einheit (Einheit 3) über. Ablagerungen der Einheit 3 bauen den Schelf weit vor und progradierten vermutlich während des Miozäns bis Pliozäns das Larsenschelf. Innerhalb dieser Einheit glauben Sloan et al. (1995) 10 Sequenzen identifizieren zu können, die sich durch subglaziale Erosionshorizonte voneinander unterscheiden und mit anderen antarktischen Erosionshorizonten vergleichen lassen. Die oberste Einheit

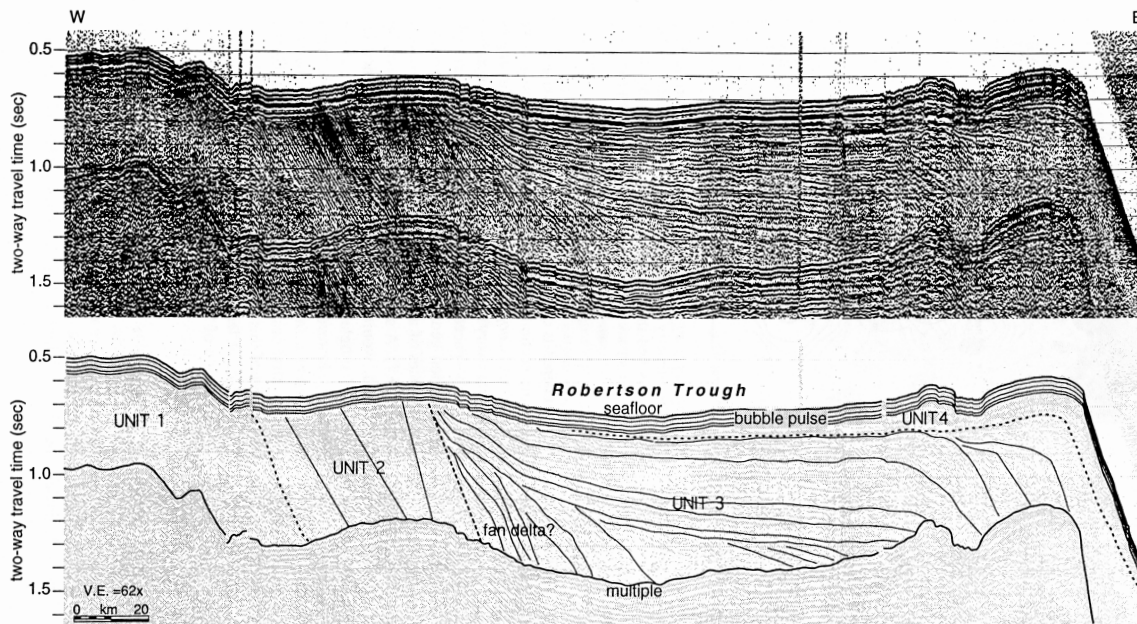


Abbildung 5.4.: Seismisches Profil des Larsenschelfes und dessen Strichzeichnung. Das Profil zeigt den Bereich vom inneren Schelf bis zur Schelfkante und die Unterteilung in vier Einheiten (begrenzt durch gestrichelte Linien). Nach Sloan et al. (1995).

(Einheit 4), lateral heterogen mit vielen kleinskaligen Erosions- und Depositionsmustern, repräsentiert nach Sloan et al. (1995) hochfrequente, plio-pleistozäne glaziale Zyklizität. Weiteren zeigt Einheit 4 generell aggradierende Geometrie mit weniger tiefgreifenden Erosionsphasen wie Einheit 3.

Einen besseren Einblick in die Struktur des Larsenschelfes geben das 2002 vom Alfred Wegener Institut gesammelte Netz seismischer Profile (Abb. 3.1). Die senkrecht zur Schelfkante verlaufenden Profile (AWI-20020180, AWI-20020160, AWI-20020150, AWI-20020143, AWI-20020120, AWI-20020090, AWI-20020080, AWI-2002060, AWI-2002050 und AWI-97051) umfassen meist den kompletten Bereich des Kontinentalrandes, von Schelf über Kontinentaltalhang bis Kontinentalfuß reichend. Alle zeigen ähnlichen Aufbau und unterscheiden sich nur im Detail. Die drei nördlichen Profile (AWI-20020180, AWI-20020160, AWI-97051) bilden einen großen Rutschungskörper ab, der im folgenden Kapitel noch genauer betrachtet und hier nur genannt wird. Der gesamten Interpretation des vorliegenden, mit FS Polartern aquirierten Datensatzes liegt die von Sloan et al. (1995) vorgeschlagene Einteilung der Einheiten wie folgt zugrunde:

- Einheit 1 entspricht der Zone kontinuierlich einfallender Reflektoren der von Sloan

et al. (1995) benannten Einheit 2

- Einheit 2 entspricht den Schelf vorbauenden Sequenzen der Einheit 3
- Einheit 3 entspricht den größtenteils aggradierenden Sequenzen von Einheit 4

Profil AWI-97051 Das Profil AWI-97051 liegt senkrecht zum Kontinentalhang der Antarktischen Halbinsel bei 66°S (Abb. B.1). Es ist das nördlichste der untersuchten Profile und wurde bereits im australen Sommer 1996/1997 mit RV Polarstern aquiriert. Ziel war es die Verbindung zum bereits bestehenden seismischen Netzwerk des Larsenschelfes herzustellen und wenn möglich *basement*-Reflexionen zu beobachten. In Rogenhagen und Jokat (2000) und Michels et al. (2001) finden sich erste Interpretationen insbesondere des unteren Kontinentalhanges. Drift- sowie Rutschungskörper werden interpretiert und der Versuch, deren Genese sowie zeitlichen Entwicklung zu beschreiben, unternommen.

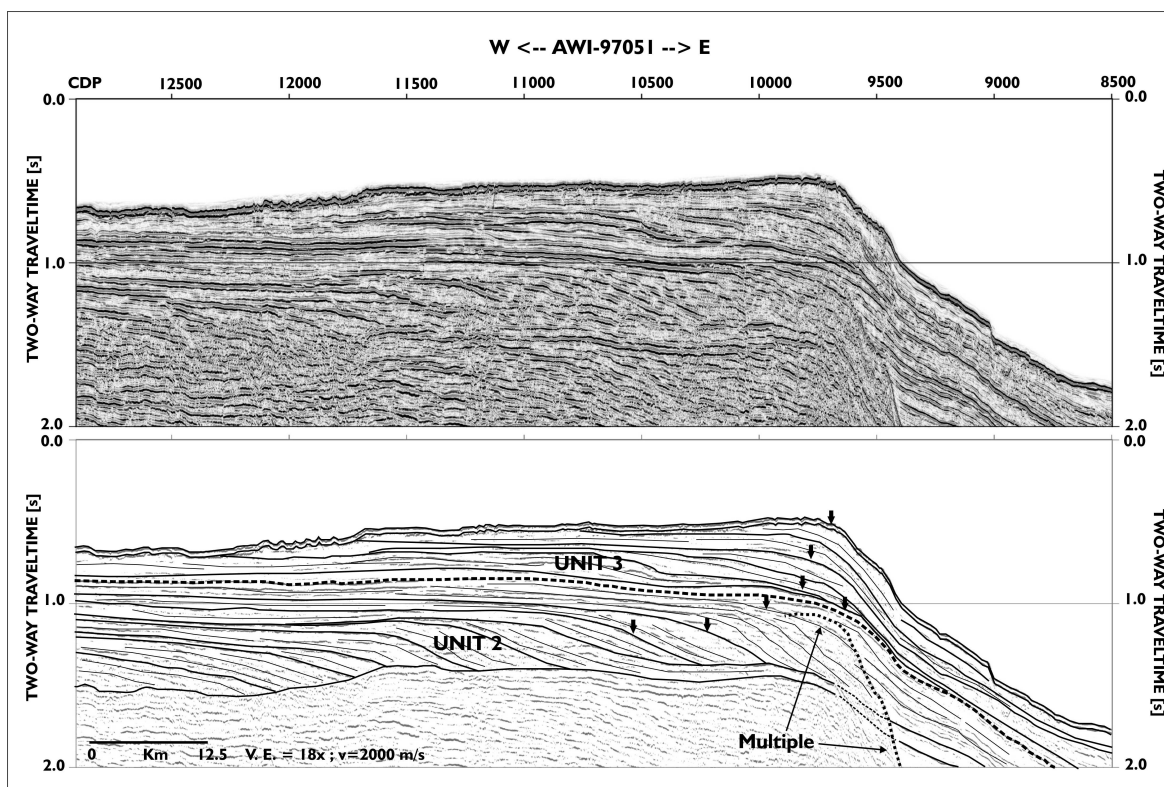


Abbildung 5.5.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-97051. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

Das Profil wurde im Rahmen der Arbeit erneut prozessiert, um insbesondere im Schelfbereich die Datenqualität, durch Mehrfachreflexionen gestört, zu verbessern. Die Gesamtlänge

des Profiles beträgt etwa 325 km und zeigt typisch glazial beeinflusste Schelfdeposition im westlichen Teil. Progradierende Sequenzen (Abb. 5.5, CDP 12900 bis CDP 9700) bauen den Schelf weit nach Osten (80 km) bis zur Schelfkante vor. Diese bricht bei etwa 55°W und geht in den seicht (max. 3°–4°) geneigten oberen Kontinentalhang über. Auf dem Schelf können zwei Einheiten ausgemacht werden. Die ältere Einheit (Unit 2) besteht hauptsächlich aus progradierenden Reflektoren die eine intensive Tätigkeit des aufgelegenen Schelfeises reflektiert. Mit Dreiecken ist die zu jedem neuerlichen Eisvorstoß zugehörige Position der Schelfkante markiert. Deutlich wird der enorme Ausbau des Schelfes sowie der wiederholte Eisvorstoß. Dies impliziert die Annahme von glazialer, langdauernder Zyklizität während der Deposition der Einheit 2.

Anschließende Reflektionsmuster zeigen mehr aggradierenden Charakter und werden als Einheit 3 interpretiert. Wahrscheinlich nahm die Periodizität der Eisschildfluktuation zu, erreichte dabei aber nicht die Intensität der vorigen Epochen. Dies führte vermutlich zum vermehrt vertikalen Aufbau marin-glazialer Sedimente und weniger zu deren Tiefenerosion und Vorschüttung im Bereich der Aufsetzlinie. Der Übergang (in Abb. 5.5 dick gestrichelt gezeichnet) beider Einheiten ist fließend und kennzeichnet wahrscheinlich den aus antarktischen Untersuchungen kontinentaler Schelfe postulierten Wechsel von progradierenden zu aggradierenden Sedimentationsbedingungen im späten Pliozän vor etwa 2.4 Ma. Der Schelf zeigt die für glaziale Schelfe typische Übertiefung. Die Wassertiefe beträgt etwa 350 m am äußersten Schelfrand und nimmt landwärts auf etwa 500 m zu.

Der obere Hangbereich (Abb. B.1, CDP 9700 bis CDP 7400) ist dominiert von parallel laufenden, horizontal geschichteten Sedimenten einer Dicke von mehr als 1.5 s TWT. Ein deutlicher Wechsel des Reflektionsmusters tritt zwischen CDP 7400 und CDP 5400 auf, siehe auch Rogenhagen und Jokat (2000). Die Reflektoren sind nun geneigt und beißen an der östlichen Flanke des Hanges aus. Dieser fällt östlich CDP 5900 steil ab (etwa 1000 m auf 10 km Entfernung – entspricht 5°–6° Hangneigung) und mündet in 2700 m Wassertiefe (3.6 s TWT) in einen rauhen Kontinentalfuß. Dort sind zwei Kanäle (CDP 5200 und CDP 4500) mit Tiefen von etwa 180 m und Ausdehnungen von ca. 5 km ausgebildet. Östlich von CDP 4400 lagern normale, horizontal geschichtete Tiefseesedimente deren Dicke weit mehr als 2.5 s TWT erreicht. Reflektionen des akustischen Grundgebirges *basement* sind nicht sichtbar. Rogenhagen und Jokat (2000) postulieren aus Weitwinkeldaten eines parallel zum Profil AWI-97051 gemessenen Profiles Sedimentmächtigkeiten von 5.2 km in der Region.

Profil AWI-20020180 Das Profil AWI-20020180 verläuft etwa 30 km südlich von und parallel zu Profil AWI-97051 und reicht von der Tiefsee kommend etwa 50 km weit auf den Schelf (Abb. B.4). Die Wassertiefe im äußeren Schelfbereich liegt bei 370 m und nimmt landwärts auf 480 m zu. Der Kontinentalhang ist mit einer mittleren Neigung von 2°–3° etwas flacher als bei AWI-97051, weist keinen stufenartigen Aufbau auf und geht kontinu-

ierlich ab CDP 5500 in den im Mittel 0.2° – 0.8° geneigten Kontinentalfuß über.

Es lassen sich auch hier im Schelfbereich die beiden Einheiten 2 und 3 aufgrund ihrer Geometrie unterscheiden und bauen den sichtbaren Teil des Schelfes (50 km) weit vor (Abb. 5.6). Es ist nicht auszuschließen, dass der Schelf ähnlich stark (80 km) wie in Profil AWI-97051 während glazialer Maximas progradierte. Die interne Neigung der progradierenden Sequenzen von Einheit 2 liegt zwischen 1.5° – 2° und nimmt leicht mit Annäherung an die Schelfkante zu. Einheit 3 zeigt ebenfalls deutlich aggradierenden Charakter und baut den Schelf um etwa 380m (2000 m/s Sedimentgeschwindigkeit) vertikal aus. Der obere Kontinentalhang CDP 6600 bis CDP 6000 zeigt gleichmäßig horizontale Schichtung die keinerlei Anzeichen von instabiler Lagerung und damit zusammenhängenden Rutschungsereignissen erkennen lässt.

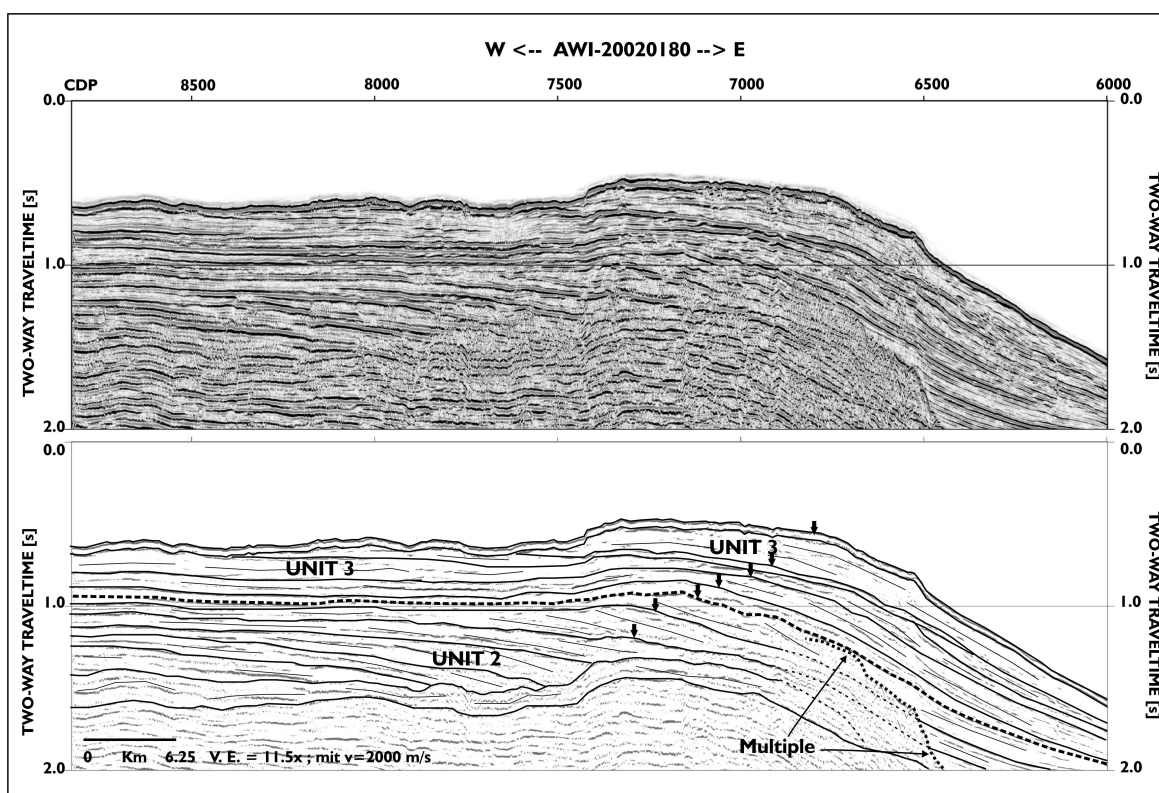


Abbildung 5.6.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020180. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

Von CDP 6000 bis CDP 5600 schneidet ein starker Reflektor etwa 0.4–0.5 s unterhalb des Meeresbodens parallel zum Hang die Schichtung und versetzt diese teilweise. Dieser scharfe Reflektor wird als Abrisskante einer gewaltigen Rutschmasse interpretiert, die vermutlich während des Miozän/Pliozän ausgelöst wurde. Die Annahme einer großskaligen Rutschung

wird verstärkt durch gestörte und unregelmäßig verlaufende Reflektoren am Kontinentalfuß, zwischen CDP 4500 und CDP 2500 gelegen.

Im Bereich von CDP 4000 bis CDP 4500 erreichen die gestörten Reflektoren bei etwa 3 s TWT den Meeresboden. Vermutlich kam hier die abgerutschte Masse zum Erliegen und baute eine Art Wall auf. Etwa 1 s TWT junger, homogener geschichteter Sedimente verfüllten im Laufe der Zeit den zuvor entstandenen etwa 20 km breiten Kanal. Zwei weitere, mit jüngeren Sedimenten verfüllte Kanäle, etwa 12 bzw. 6 km breit, finden sich bei CDP 3300 bzw. CDP 2400. Weiter ozeanwärts bei CDP 2000 (Wassertiefe 3000 m) entwickelte sich ein typischer Driftkörper mit in Richtung Tiefsee seicht einfallender Reflektoren. Vermutlich sind Konturströmungen in Zusammenhang mit Trübeströmen, generiert am oberen Kontinentalhang, die entscheidenden Faktoren der Kanalverfüllung und Driftkörperbildung. Rebesco et al. (1997, Rebesco et al. (2002) beschreiben ähnliche, in ihren Ausmaßen größere Driftkörper am westlichen Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel.

Profil AWI-20020160 Das Profil AWI-20020160 verläuft etwa 30 km südlich, parallel zu AWI-20020180. In seiner Gesamtlänge von 250 km reicht es ebenfalls von der Tiefsee bis hinauf zum Schelf (Abb. B.7). Die Wassertiefe an der Schelfkante liegt bei 490 m. Landwärts steigt im Gegensatz zu AWI-20020180 und AWI-97051 der Schelf zunächst leicht bis auf 370 m an (CDP 2000, etwa 37 km von Schelfkante entfernt), um dann wieder bis auf 540 m abzufallen. Die Neigung des Kontinentalhangs liegt zwischen 2°–4°, wobei der obere Hang etwas steiler abfällt und mit zunehmender Tiefe abflacht.

Wie in den vorangegangenen Profilen lässt sich auch hier auf dem Schelf eine Unterteilung der beiden Einheit 2 und 3 vornehmen. Die Vorschüttungsfolgen beider bauen den Schelf über die gesamte abgebildete Distanz von 87 km ozeanwärts vor. Der Großteil des gewaltigen Schelfvorbaues passierte während der Deposition der Sequenzen innerhalb der Einheit 2. Mit Dreiecken ist die vermutliche Position historischer Schelfkanten in Abb. 5.7 angezeigt. Ersichtlich wird, dass erst mit dem Einsetzen aggradierender Bedingungen in Einheit 3 der Schelf auch vertikal enorm aufgebaut wurde. Dieser beträgt von der Basis der Einheit 3 bis zum Meeresboden, mit Sedimentgeschwindigkeiten von 2000 m/s gerechnet, im Mittel 500 m.

Die Sedimente verschütten den oberen Hang in homogener Lagerung von CDP 3500 bis CDP 4000. Zwischen CDP 4200 und CDP 4500 ändert sich das Reflexionsmuster 300 ms unterhalb des Meeresbodens. Deutlich parallel geschichtete Reflektoren gehen plötzlich in gestörte über und bauen ähnlich wie in AWI-20020180 einen Rutschungskörper auf. Dieser kam vermutlich 75 km weiter ozeanwärts am Kontinentalfuß (CDP 7000 - CDP 7500) zum Erliegen und baute wie vorhin schon angedeutet eine Art Wall auf. Der Bereich zwischen Kontinentalhang und der Rutschmasse formte einen sehr weiten, fast 50 km breiten und 1s TWT tiefen Kanal, der im Laufe der Zeit mit jungen, homogen gelagerten Sedimenten verfüllt wurde. An der ozeanwärtigen Flanke der Rutschmasse (Wassertiefe 2600 m) entwi-

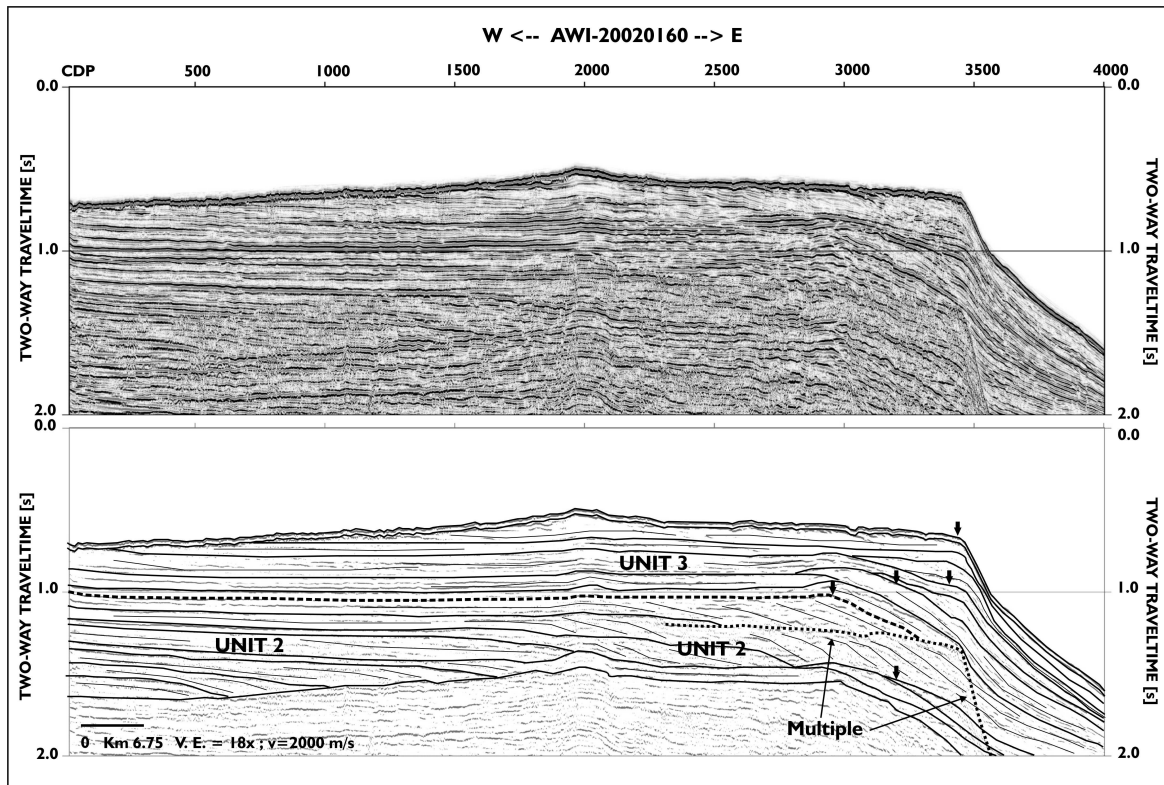


Abbildung 5.7.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020160. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

ckelte sich typische Driftsedimentation. In Richtung Tiefsee geneigte, wahrscheinlich durch Tiefenwasserströmungen generierte Sedimentlagen verfüllen dort (CDP 9000 bis CDP 9500) einen weiteren etwa 20 km breiten Kanal östlich der Rutschmasse und verdecken die ehemals bestehende rauhe Meeresbodentopographie.

Profile AWI-20020150 und AWI-20020143 Das Profil AWI-20020150 stellt nahezu ein komplettes Schelfprofil dar. In seiner Länge von etwa 235 km überdeckt es weite Teile des Schelfes, von den ersten 25 km des oberen Kontinentalhanges bis zur 2002 bestehenden Schelfeiskante reichend. Profil AWI-20020143 schließt sich fast lückenlos östlich an AWI-20020150 an und komplettiert mit 100 km Länge den Übergang des Kontinentalhanges in den Kontinentalfuß. Der Schelf ist hier bei 67°S, 60 km südlich von AWI-20020160 mit 590 m bedeutend tiefer und zeigt keine landwärtige Vertiefung (Abb. 5.8). Zwischen CDP 4500 und CDP 6500 steigt er seicht auf 370 m Wassertiefe. Der Kontinentalhang fällt mit sehr geringer Neigung von 1°–2° kontinuierlich nach Osten in Richtung Tiefsee ab. Im Schelfbereich werden hier 3 Einheiten unterschieden, die in ihrer Charakteristik von den

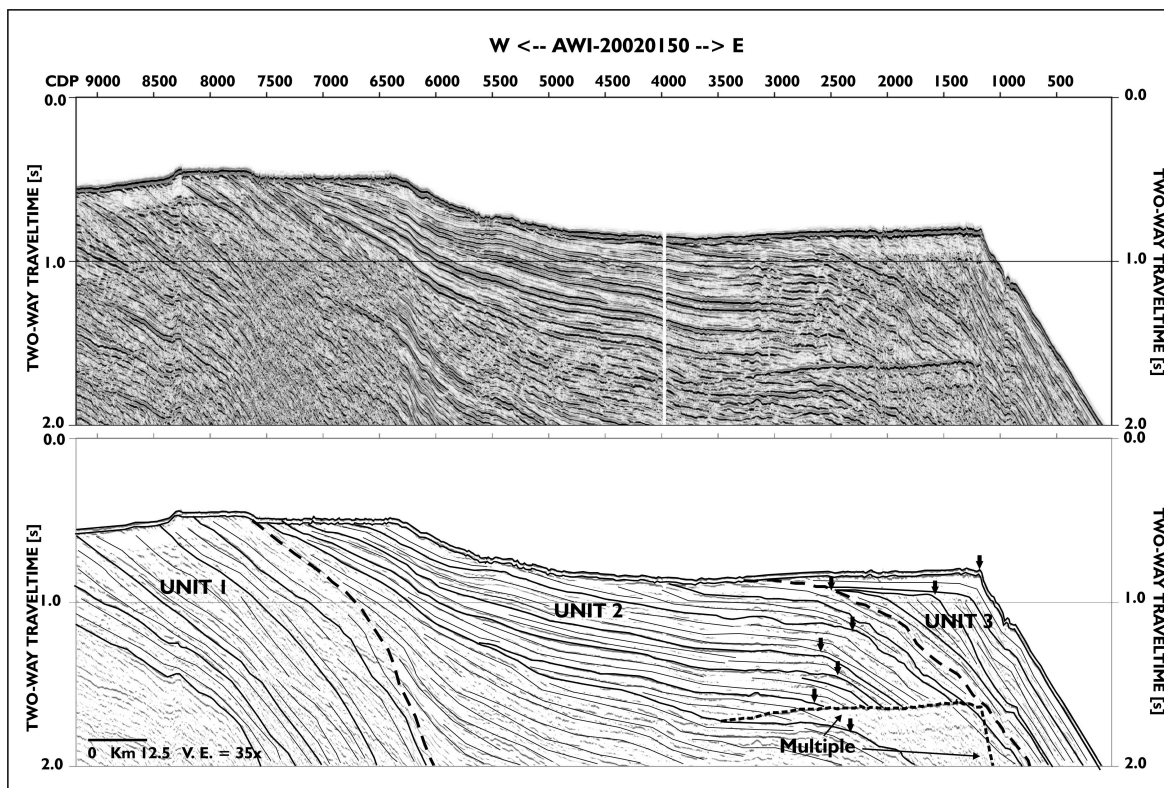


Abbildung 5.8.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020150. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

bisher genannten etwas abweichen. Einheit 1, die sich im östlichsten Bereich des Profils zwischen CDP 9300 und CDP 7500 erstreckt, baut sich aus kontinuierlichen, mit 1.5° nach Ost einfallenden Reflektoren auf. Diese werden entsprechend Sloan et al. (1995) als paläozäne/oligozäne, den im Hinterland befindlichen vulkanischen Sequenzen vorschüttende, marine Sedimente angesprochenen. Der Übergang zu Einheit 2 ist fließend und wird bei CDP 7500 vermutet. Einheit 2 ist charakterisiert durch stark progradierende und zeitgleich aggradierende Sequenzen, die den Schelf mehr als 500 m vertikal und 125 km horizontal ausbauen. Dieser gewaltige Schelfvorbau muss mit massiven Eisvorstößen korreliert sein, die über längere Zeiträume aktiv waren.

Der Übergang zu Einheit 3 ist weniger deutlich anhand eines starken Erosionshorizontes auszumachen, kann aber aufgrund der Änderung der Charakteristik der Reflektoren bestimmt werden. Die Reflektoren von Einheit 2 sind mit hoher Amplitude und kontinuierlich gelagert. Die der Einheit 1 erscheinen gestört und unregelmäßig. Sie bauen den Schelf im Bereich von CDP 2500 bis CDP 1000 stark vor und zeigen nur progradierenden Charakter. Der heutige Meeresboden schneidet die zur Schelfkante stärker geneigten Reflektoren ab

und markiert damit einen pleistozänen, sehr starken Erosionshorizont.

Die an der Schelfkante geschütteten Sequenzen gehen kontinuierlich in den Kontinentalhang über und zeigen einen homogenen Aufbau über das gesamte Hangprofil AWI-20020143 (Abb. B.11). In tieferen Bereichen (1.5 s TWT unterhalb des Meeresbodens) lässt sich ein von CDP 3500 bis CDP 2500 reichender, etwa 25 km breiter Kanal erkennen. Dieser war vermutlich bis zu 500 m tief und sedimentierte mit der Zeit zu.

Auffällig ist eine Änderung des Reflektionsmusters ab CDP 1200. Hier sind die Reflektoren in Tiefen ab 0.5 s TWT unterhalb des Meeresbodens nicht mehr so gleichmäßig und stark. Immer wieder gibt es transparente Zonen, die eine geringere Reflektivität oder erhöhte Dämpfung seismischer Energie vermuten lassen. Grund könnten z.B. geringe Mengen an Gas oder Methanhydrat sein, die nicht ausreichend akkumuliert sind, um als *bottom-simulating-reflector* (BSR) markant hervorzutreten.

Profil AWI-20020090 und AWI-20020120 Die Profile AWI-20020090 und AWI-20020120 liegen auf 67.5°S im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes. Profil AWI-20020090 bildet den oberen Kontinentalhang ab und reicht etwa 65 km weit auf den Schelf. Die Gesamtlänge beträgt 90 km. Der untere Teil des Kontinentalhanges sowie der Übergang zur Tiefseebene wird durch Profil AWI-20020120 in einer Länge von 200 km überdeckt (Abb. B.13). Zwischen beiden Profilen besteht ein etwa 30 km weiter Versatz. Profil AWI-20020100 wird nicht gesondert interpretiert, kann aber im Anhang C eingesehen werden.

Bei der Betrachtung des Schelfbereiches (Abb. 5.9) fällt ähnlich wie in Profil 20020150 eine Zweiteilung der Reflektorgeometrie auf, die die Unterscheidung in die Einheiten 2 und 3 ermöglicht. Wiederum wird der Schelf markant durch die obere Einheit 3 vorgeschüttet, ohne Aggradation zu zeigen. Interne Reflektoren der progradierenden Sequenz nehmen an Steilheit in Richtung Schelfkante von 2° auf 4° zu und werden durch Erosionshorizonte abgeschnitten.

Die Reflektoren der tiefer gelegenen Einheit 2 wirken gleichermaßen aggradierend und progradierend und bauen den Schelf um weit mehr als 600 m vertikal aus. Wassertiefen von 400 m an der Schelfkante (CDP 2500) und von 460 m am Profilanfang deuten weniger stark auf eine Vertiefung im mittleren Schelfbereich, sondern auf einen dem Profil AWI-20020150 ähnlichen Verlauf.

Der obere Kontinentalhang neigt sich in den ersten 300 ms TWT mit 4°–5° und geht bei 750 m Wassertiefe (1s TWT) in einen seicht, etwa 1°–2° geneigten, über. Eine interessante, etwa 4° geneigte Unkonformität befindet sich zwischen CDP 2700 und CDP 3500. Beginnend bei 1.2 s TWT an CDP 2700 und endend bei 2.5 s TWT an CDP 3500 trennt diese unterschiedlich stark geneigte Reflektoren voneinander. Die Unkonformität stellt womöglich ähnlich der in Profil AWI-20020180 eine Abriss- oder Gleitfläche dar. Bestätigungen dessen sollten sich am unteren Kontinentalhang finden lassen.

Bei der Betrachtung des Profiles AWI-20020120 (B.13) fallen jedoch kein markanter Rut-

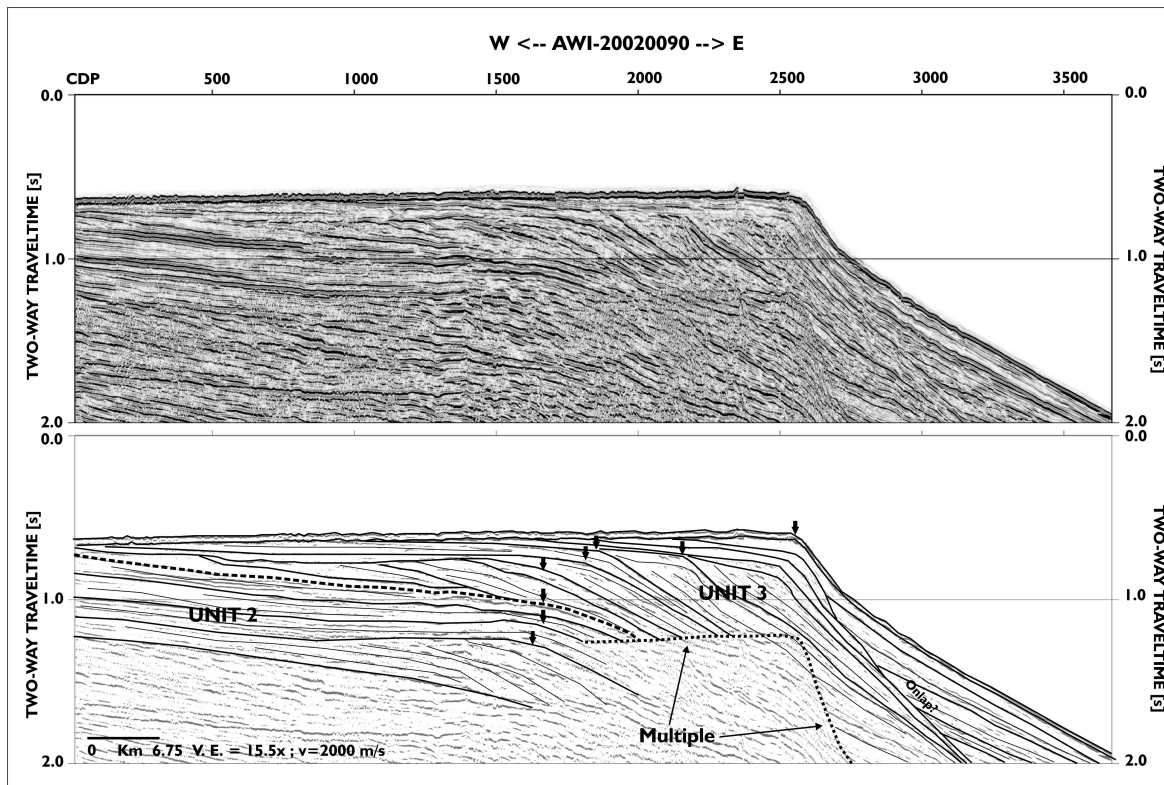


Abbildung 5.9.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020090. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

schungskörper, keine gestörten Reflektionsmuster, Channel-Levee-Strukturen oder ähnliches auf, die die obere Grenzfläche als Abrisskante bestätigen.

Dennoch ändert sich ab CDP 2000 die Charakteristik der Reflektoren. Die vom Hang mit deutlicher Amplitude kommenden, kontinuierlich und parallel gelagerten nehmen an Intensität ab, werden diffus und scheinen verrauscht. Ein ähnlicher Effekt konnte schon in Profil AWI-20020143 beobachtet werden, ist hier aber viel deutlicher ausgeprägt. Selbiger Grund (das Vorhandensein von Gasen oder Hydraten in geringer Konzentration) ist als Erklärung anzuführen. Bestätigung findet sich zwischen CDP 5500 und CDP 6500, wo ein starker Reflektor etwa 300–400 ms unterhalb des Meeresboden dominiert. Dieser wird als BSR aufgrund seiner Teufenlage angesprochen.

Profil AWI-20020080 Das Profil AWI-20020080 liegt etwa 60 km südlich von AWI-20020090 und überdeckt mit 165 km Länge den Bereich des Kontinentalfußes bis hinauf zum Schelf (Abb. B.14). Es reicht etwa 25 km weit auf den Schelf und bietet daher nur beschränkte Aussagefähigkeit zur glazialen Entwicklung. Der vermessene Teil des Schelfes

weist mit 580 m eine vergleichsweise hohe Wassertiefe auf und zeigt keinerlei Trend, der die glaziale Vertiefung des mittleren Schelfbereiches vermuten lässt. Wie bei allen anderen Profilen neigt sich der oberste Teil des Kontinentalhanges etwas stärker und flacht in Richtung Kontinentalfuß kontinuierlich ab. Über den gesamten Hang werden nur geringe Neigungen von 1° – 2° erreicht.

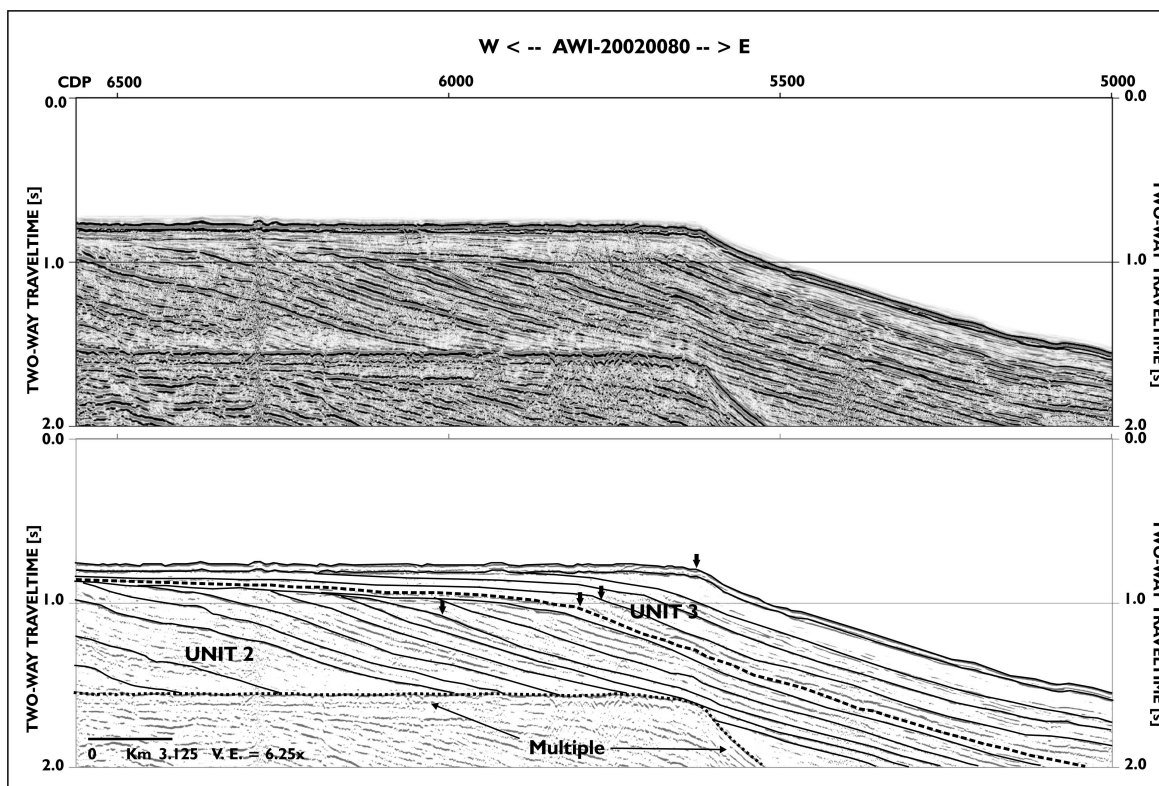


Abbildung 5.10.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020080. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

Auf dem Schelf können keine unterschiedlichen Reflektionsmuster ausgemacht werden (Abb. 5.10). Erkennbar sind stark progradierende, den Schelf vorbauende Sequenzen, die sehr stark denen der Einheit 3 in den Profilen AWI-20020150 und AWI-2002090 gleichen. Deswegen wird auch hier die Reflektionsabfolge mit Einheit 3 beschrieben. Sehr deutlich fällt die starke Meeresbodenmultiple auf. Wie auch in AWI-20020150 und AWI-2002090 ersichtlich, zeigt sich, dass die Verfahren der Unterdrückung von Mehrfachreflektionen im vorderen Schelfbereich nur ungenügend greifen. Die Vermutung liegt nahe, dass wegen sehr starker Kompaktion der vorderen Schelfsedimente eine ungewöhnlich energiereiche Meeresbodenmultiple generiert wird, die nicht besser unterdrückt werden kann. Allen Anzeichen nach scheint der letzte Eisvorstoß, welches hauptsächlich zum Aufbau der Einheit 3 führte,

zumindest im Bereich des mittleren bis südlichen Untersuchungsgebietes ein sehr massives gewesen zu sein. Diese Anzeichen sind einerseits die vornehmlich progradierende Einheit 3 und andererseits die starke Überkompaktion des vorderen Schelfbereiches.

Mächtige Sedimentfächer schütteten auf den Hang von Profil AWI-20020080 und bauten dort sehr gleichmäßig geschichtete Horizonte auf. Hin und wieder werden diese akustisch etwas transparenter bzw. verrauschter und kennzeichnen so vermutlich geringe Mengen an Gas. Zwischen CDP 2500 und CDP 1500, etwa 500 ms TWT unterhalb des Meeresbodens, ist ein starker Reflektor erkennbar. 100 ms ober- und unterhalb dieses verschwinden schwächere Reflektionen fast vollständig und hinterlassen transparente Zonen. Wahrscheinlich existieren in dieser Zone vermehrt Gashydrate und führen zur Ausbildung eines mit der Schichtung verlaufenden BSR's.

Profil AWI-20020060 Das Profil AWI-20020060 (Abb. B.16), bei 68.5° gelegen, ist etwa 50 km von AWI-20020080 entfernt. Es ähnelt diesem in Aufbau und Struktur sehr stark, so dass von gleichen Sedimentationsbedingungen auf breiter Front ausgegangen werden darf und das *line-source-Modell* von Larter und Cunningham (1993) Bestätigung findet. Der Schelf weist recht große Tiefen auf, beginnend an der Schelfkante mit 570 m, landwärts leicht abfallend auf 630 m und ab CDP 250 erneuter Anstieg auf 570 m. Insgesamt beträgt die Länge des Profils 240 km wovon 70 km auf den Schelf reichen. Der Hang ist mit 1°–2° nur leicht geneigt und geht unmerklich in den Kontinentalfuß über.

Auf dem Schelf finden sich wiederum beide Reflektionsgeometrien, welche die Unterscheidung in Einheit 2 und 3 erlauben (Abb. 5.11). Einheit 3 zeigt den aus den letzten Profilen bekannten, stark progradierenden Charakter mit in Richtung Schelfkante zunehmender Steilheit der geschütteten Sequenzen. Einheit 3 erstreckt sich von CDP 1000 bis zur Schelfkante bei CDP 2700 auf einer Länge von etwa 42 km. Die ihr untergelagerte Einheit 2 aggradiert den Schelf um weit mehr als 600 m und zeigt wahrscheinlich die bei Profil AWI-20020150 gut sichtbare Flachwinkel-Progradation mit gleichzeitigem vertikalem Schelfaufbau.

Ebenfalls war es nicht möglich im vorderen Schelfbereich die starke Meeresbodenmultiple erfolgreich zu unterdrücken. Daher wird auf den Einfluss eines, bei den letztgenannten drei Profilen erwähnten, massiven Eisvorstoßes geschlossen. Der Kontinentalhang zeigt auf breiter Front einen sehr homogenen, ungestörten Aufbau durch die vorgeschütteten glazial-marinen Sedimente und lässt nur bei CDP 9000 wegen eines verstärkten, 500 ms TWT unterhalb des Meeresspiegels in Schichtung liegenden Reflektors, Gashydrate vermuten.

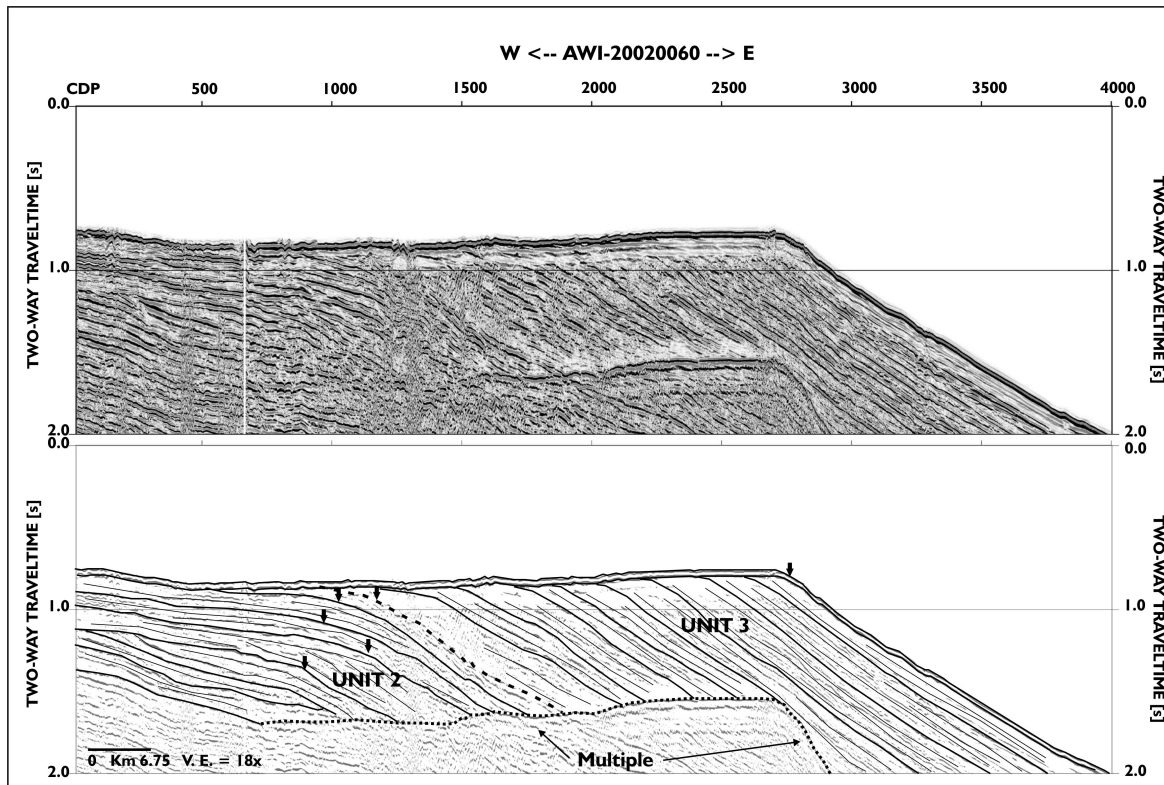


Abbildung 5.11.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020060. Pfeile deuten auf die vermuteten Paläopositionen der Schelfkante.

6. Diskussion der Ergebnisse

6.1. Der Kontinentalschelf

Das interpretierte Profilnetz gibt Einblick in einen bislang unerforschten Teil des östlichen Kontinentalschelfes der Antarktischen Halbinsel. Es konnte nachgewiesen werden, dass das Untersuchungsgebiet im Känozoikum hauptsächlich durch glazial-marine Sedimentation geprägt war (Cooper und Webb 1994; Cooper et al. 1991; Anderson 1999; Lawver et al. 1991; Anderson und Thomas 1991; Barker und Camerlenghi). Während dieses Zeitraumes änderte sich die Struktur des Schelfes signifikant.

Die von Sloan et al. (1995) vorgeschlagene Untergliederung der Schelfsedimente in Sementeinheiten konnte wiedergefunden werden und bestätigt die Annahme großräumiger, regionaler Vereisungen, die mit dem wiederholten Vordringen des Schelfeises bis zur Schelfkante einhergingen. Für den mittleren bis südlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist ein verifiziertes Modell wahrscheinlicher, da sich die oberste Sementeinheit in ihrer Charakteristik ab 67°S ändert. Sloan et al. (1995) beschreiben diese als vornehmlich aggradierend und nehmen kurzperiodische glaziale Zyklizität in pliozäner bis pleistozäner Zeit als deren Ursache an. Dies bestätigt sich auch in den drei nördlichen Profilen, AWI-97051, AWI-20020180 und AWI-20020160.

Ab dem Profil AWI-20020150 und in allen südlich davon gelegenen (AWI-20020090, AWI-20020080, AWI-20020060) (Abb. 3.1) bauen stark progradierende und überkompaktierte Sequenzen diese oberste Einheit auf. Dies kann nicht mehr mit schwächeren, kurzdauernden Eisvorstößen, wie von (Sloan et al. 1995) vorgeschlagen, in Beziehung gesetzt werden. Ein stabiles, stark erodierendes, langanhaltendes aufsitzendes Eisschild im vorgelagerten Bereich zwischen Jason- und Kenyon-Halbinsel wäre wahrscheinlicher.

Ein weiterer Punkt ist die größere horizontale Ausdehnung des Festlandes sowie die geringere Entfernung der Schelfkante in der nördlichen Zone der Antarktischen Halbinsel. Dies hatte vermutlich eine erhöhte Reibung, damit Verlangsamung und eventuelle Ablenkung der vom Festland kommenden Eisströme und letztlich eine geringere erosive Tätigkeit an der Schelfkante zur Folge.

Werden die gefundenen Schelfstrukturen mit denen in Larter und Cunningham (1993) an der Westküste der Antarktischen Halbinsel (Kapitel 5.1) verglichen, fallen einige Unterschiede auf:

- Unkonformitäten an der Basis jeder neuen Sequenz die den Eisvorschub charakterisiert sind auf der Larsenschelfseite nicht so deutlich ausgeprägt.
- Auch ist die Abfolge glazialer Sequenzen hier weniger gut erhalten. Ursache wird vermutlich die fehlende tektonische Subsidenz des passiven Kontinentalschelfes und die geringere Fließgeschwindigkeit der von der Antarktischen Halbinsel kommenden Eisströme sein.
- Der unterschiedlich weite Vorbau des Schelfes, mit etwa 80 km auf der Ostseite im Gegensatz zu 2–20 km auf der Westseite, bestätigt die im Punkt 3 benannten Ursachen und spiegelt Variationen im Sedimenteintrag entlang des westlichen Kontinentalrandes wider.
- Unterscheidungen hinsichtlich der Sedimentationsraten konnten nicht gemacht werden, da durch Bohrungen genau datierte Horizonte beiderseits der Antarktischen Halbinsel fehlen.
- Die Empfindlichkeit der Ausdehnung der Eisschilde auf Meeresspiegelschwankungen während des Pliozän/Pleistozän scheint im westlichen Teil der Antarktischen Halbinsel höher zu sein als im südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, da die aggradierten oberen Sedimenteinheiten im Westen der Halbinsel die in Klimakurven erkennbaren, kurzwelligen Glazial-/Interglaz-Zyklen besser widerspiegeln.
- Der pazifischen Kontinentalhang ist mit 13° – 17° deutlich steiler als der nur 1° – 4° geneigte des Larsenschelfes.

6.2. Der Kontinentalhang

Die interpretierten Profile zeigen auf dem Kontinentalhang, ähnlich wie auf dem kontinentalen Schelf, eine lokal unterschiedliche Entwicklung. Wie bereits in Kapitel 5.2 beschrieben, sehen wir einen großen Rutschungskörper in den Profilen AWI-97051, AWI-20020180 und AWI-20020160, der an einer Instabilitätsfläche am oberen Hang ausgelöst wurde, abrutschte, und entweder als großer Block (AWI-97051) oder zerfallen (AWI-20020180, AWI-20020160) auf dem Kontinentalfuß zum Erliegen kam (Abbildungen 6.2). Dort und entlang des unteren Hanges sind in sich gestörte und geneigte Reflektoren erkennbar, die als abgerutschte und in sich verfaltete Sedimente vermutlich große Teile der Rutschungsmasse ausmachen. Weitere Anzeichen für einen Massenversatz größeren Ausmaßes existieren in der etwa 870 km entfernten ODP-Bohrung 694 im zentralen Weddellmeer, Abb. 6.1.

In den erbohrten Kernen ist eine etwa 80 m dicke Turbiditsequenz (Unit II) auf 4.8 Ma datiert (Barker et al. 1988). Diese wurde in weniger als 0.5 Ma mit hoher Sedimentationsrate

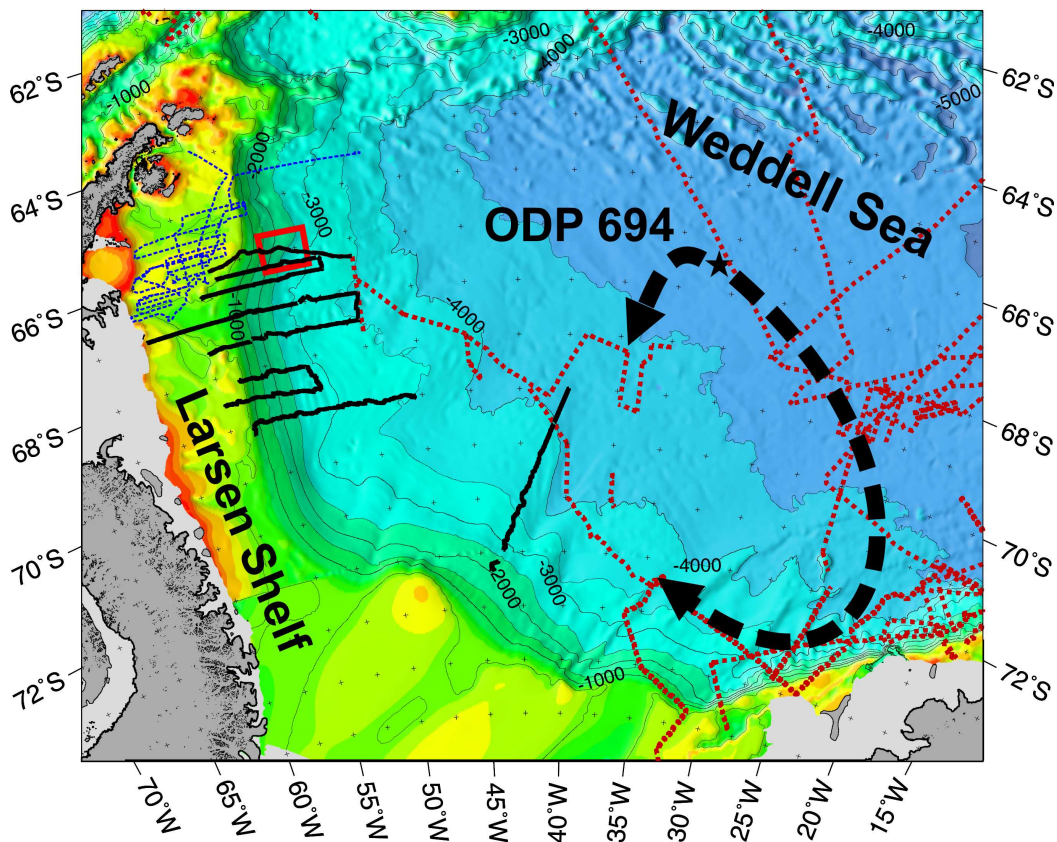


Abbildung 6.1.: Übersichtskarte des Weddellmeeres. Eingezeichnet ist das bestehende Netz seismischer Profile (gestrichelte, rote Linien) und die Lokation der ODP-Bohrung 694 im zentralen Weddellmeer. Fette, gestrichelte Pfeile markieren die Korrelation der Horizonte von der Bohrung bis zum Untersuchungsgebiet. Dicke, schwarze Linien zeigen die Profile der Expedition ANT XIX/2 und das Profil AWI-97051. Das rote Viereck umrahmt den Bereich der bathymetrischen Kartierung.

abgelagert. Ihr Ursprung wird am östlichen Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel vermutet. Eine zeitliche Einordnung des Rutschungsereignisses gelang mit der Korrelation dominanter Schichtgrenzen.

Mit Hilfe des bestehenden seismischen Netzwerkes der Weddellsee (Abb. 6.1) wurden zwei sehr markante Reflektoren, frühes Miozän (16–24 Ma) und spätes Miozän (5–10 Ma), über die komplette Distanz von der Bohrung bis zur Basis der gerutschten Sedimentstruktur entlang zweier voneinander getrennter Wege korreliert. So gelingt es, das Alter des Massenversatzes auf spätes Miozän bis frühes Pliozän zu begrenzen. Die Namensgebung der Einheiten (Unit IIIc und Unit III d) in den interpretierten Profilen (Abbildungen 6.2, B.1, B.4 und B.7) gehen einher mit denen der ODP-Bohrung 694 und entsprechen nicht de-

nen der auf dem Schelf verwendeten. Bugge et al. (1988) erbringen den Nachweis, dass rutschungsbedingte Trübestrome, Sediment in der Tiefsee über sehr weite Distanzen transportieren können und dort nachweisbar sind. Die Autoren analysierten Turbiditsequenzen des etwa 800 km entfernten Storegga-Slide am norwegischen Kontinentalhang.

Bei der Betrachtung der südlichen Hangprofile werden keinerlei Anzeichen von großskaligen gravitativen Massenverlagerungen erkennbar. Die Sedimentation entlang des Hanges ist kontinuierlich und homogen. Die Schichtung ist parallel und nicht durch scharfe Diskontinuitäten wie in Profil AWI-20020180 unterbrochen. Erst am Kontinentalfuß, beim Übergang in die Tiefseeebene schwächt sich die Reflektivität ab und ändert sich innerhalb der Schichtung. Geringe Mengen an Gashydraten und freiem Gas wurden als mögliche Ursachen in Kapitel 5.2 genannt. Offen bleibt, ob die starke Unkonformität am oberen Kontinentalhang in AWI-20020180 ebenso einen BSR (*bottom simulating reflector*) darstellt und die Interpretation als Abrissfläche womöglich falsch ist.

Für einen BSR spricht die transparente Zone (heller Fleck) oberhalb des starken Reflektors, die Gasvorkommen andeuten kann (Abb. B.6) und dessen umgekehrte Polarität. Jedoch fällt auf, dass die gegen die Unkonformität laufenden Reflektoren abgeschnitten oder z. T. versetzt werden, was nur schwer durch einen BSR erklärbar ist. Weiter dagegen spricht, dass die Diskontinuität nur lokal so deutlich ausgeprägt ist und sich nicht in anderen Hangprofilen wiederfinden lässt.

Deweiteren müsste eine gesonderte Erklärung für die gestörten unregelmäßig ineinanderlaufenden Reflektoren im unteren Teil des Hanges (Abb. 6.2) gefunden werden, wenn diese nicht einer Rutschmasse zugehörig sind. Weitere Erklärungen bedürften dann auch die Ausbildung der wallartigen Akkumulation am unteren Kontinentalhang und der Ausbildung eines lokal begrenzten Strömungssystems, das die tiefen und breiten Kanäle in den Profilen AWI-20020180 und AWI-20020160 schuf. Anzunehmen ist, dass wegen dem Weddellwirbel eine Tiefenwasserströmungen existiert. Diese führt feinkörniges Sediment in Suspension mit, lagert dies ab und um, wirkt aber wegen der geringen Strömungsgeschwindigkeit nicht tieferodierend. *channel-levee*-Systeme können sich so nur schwer entwickeln.

Zwölf solcher Systeme, mittleres Miozän bis rezentes Alter, wurden auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel auf dem oberen Kontinentalfuß entdeckt und werden von Rebesco et al. (2002, Rebesco et al. (1997) beschrieben. Die Autoren erklären die Bildung der bis zu 200x70x1 km großen Sedimentkörper durch das Zusammenspiel von hangparallel fließenden Bodenwasserströmen und hangabwärtsgerichteten Trübestromen.

Letztere liefern das Material, vornehmlich während glazialer Maxima am oberen Hang abgerutschtes Vorschüttungssediment, für den Aufbau der Sedimentkörper. Das abgerutschte Material geht in Suspension, fällt, gravitativ bedingt, als Turbidit bis zum unteren Kontinentalfuß und wird dort durch hangparallele Strömungen und die Corioliskraft abgelenkt und schließlich abgelagert (Abb. 6.2).

Diese Art der Sedimentation bedingt langanhaltende, starke Materialzufuhr vom oberen

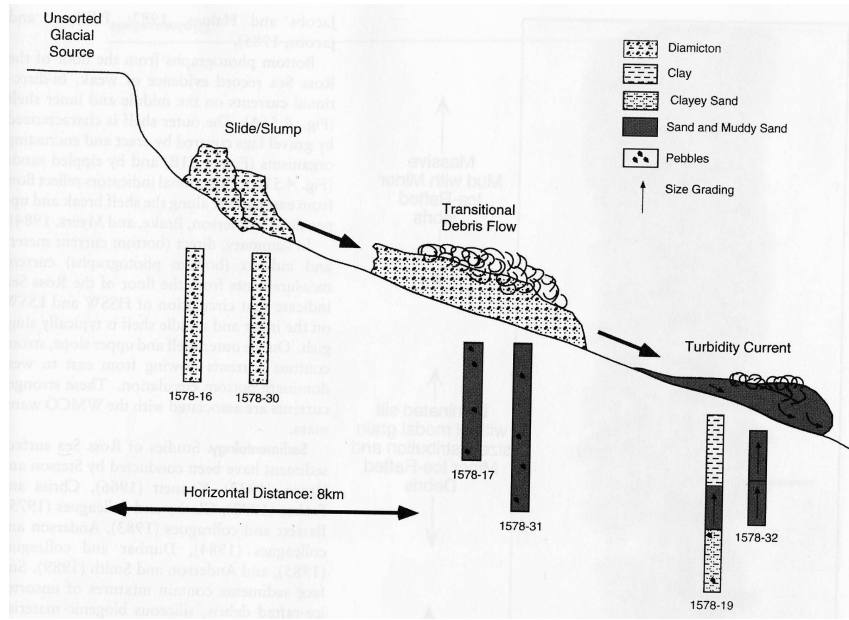


Abbildung 6.2.: Die Abb. zeigt stattfindende Sedimenttransportprozesse während einer Hangrutschung. Am oberen Kontinentalhang rutscht eine größere Masse (slump/slide) schwach sortierten, glazialen Sedimentes ab. Die größeren Anteile lagern sich am Kontinentalfuß sehr unregelmäßig als Gerölle (*debris flows*) ab. Tiefer am Hang und weit in der Tiefsee (bis zu 800 km entfernt) finden sich die feinkörnigen Anteile (sandige und hemipelagische Sedimente), die z.T. bis zu 80 m dicke Turbididsequenzen aufbauen können. Nach Anderson (1999).

Kontinentalhang. Gegeben war dies seit dem Miozän durch massive Sedimentzufuhr des gründenden Schelfeises und instabile Hänge. Die Hanginstabilität der westseitigen Kontinentalhänge basierte auf deren große Neigung von z.T. über 10°. Auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel fehlt letztgenannter bestimmender Parameter, wegen der geringen Hangneigung von nur etwa 1–4°. Deswegen konnte sich kein langanhaltendes, strömungsbeeinflusstes Sedimentationregime im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes herausbilden.

Offen bleibt der Grund des nur kurz dauernden (weniger als 0.5 Ma) Rutschungsgeschehens im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes. Bei der Betrachtung der tektonische Geschichte der Region, siehe Kapitel 2.4 fällt das Anlegen des Larsenriffes als *backarc-basin* auf. Die Bildung setzte vor etwa 6 Ma ein. Anhand der Seal Nunataks wurden vulkanische Sequenzen auf pliozänes/pleistozänes Alter datiert, Gonzalez-Ferran (1983a, Gonzalez-Ferran (1985). Mit dem Vulkanismus sowie der beginnenden Spreizungstätigkeit änderte sich wahrscheinlich auch das regionale Spannungsfeld, was zu Erdbeben und so zum Spannungsabbau in der oberen Kruste führte. Ein Einfluss auf den sich etwa 300 km östlich des

Larsenriff befindlichen oberen Kontinentalhang kann nicht ausgeschlossen werden.

Die Vermutung, dass die Rutschung durch Erdbebenaktivität, z. B. durch starke Oberflächenwellen, während dem Anlegen des Larsenriff vor etwa 4.8 Ma (gleiches Alter wie Turbiditsequenz Unit II in Barker et al. (1988)) ausgelöst wurde, liegt nahe. Die verstärkte Seismizität im Gebiet überlagerte sich mit dem antarktischen, massiven Vorstoß der Schelfeise. Damit verbunden war das Absinken des Meeresspiegels (Anderson 1999) was wiederum eine Änderung des Temperatur-Druck-Regime im Untergrund nach sich zog. Dies könnte, Gashydrat tragende Schichten angenommen, zum Zerfall der Gashydrate geführt und damit zur Destabilisierung des Hanges beigetragen haben. Durchliefen plötzlich starke Oberflächenwellen eines Erdbebens den destabilisierten Hang, so ist es möglich, dass dieser auf breiter Front instabil wurde und gravitativ abrutschte.

Im Rahmen der Expedition ANT-XIX/2 wurde das Gebiet der vermuteten Rutschung bathymetrisch genau vermessen. Es konnte eine dreidimensionale Abbildung des unteren Kontinentalhanges erstellt werden (Abb. 6.2).

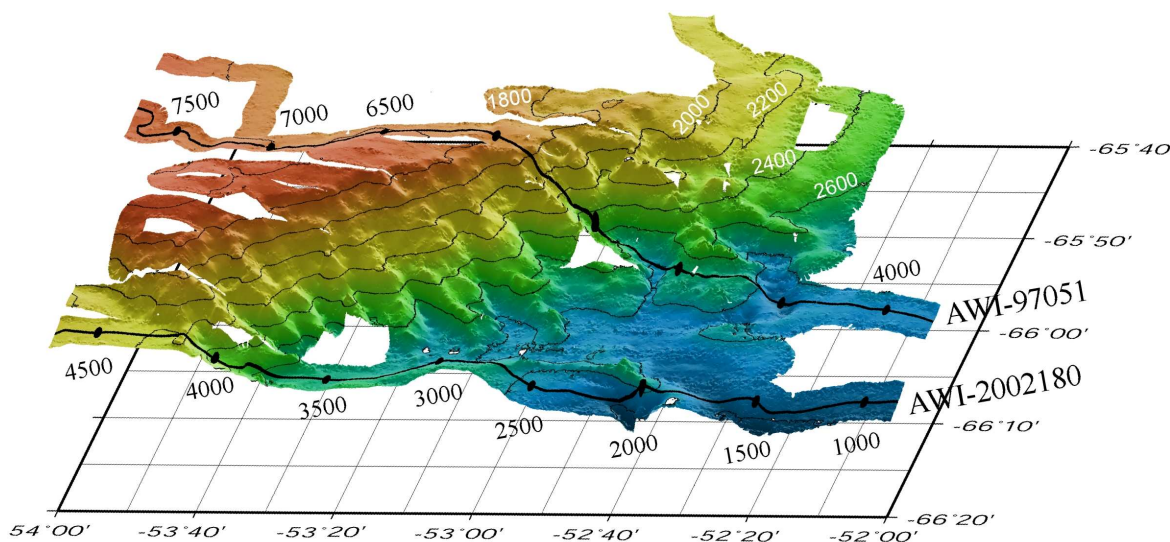


Abbildung 6.3.: Die Abb. zeigt die dreidimensionale Darstellung des kompakten Rutschungskörpers am unteren Kontinentalhanges des Larsenschelfs. Die bathymetrische Vermessung fand während der Expedition ANT-XIX/2 statt. Deutlich erkennbar sind die Erosionsrinnen am 4°-5° steilen Hang.

Die bathymetrische Karte sollte zum besseren Verständnis in Verbindung mit der Freiluftschwere der Region (berechnet aus Altimeterdaten, McAdoo und Laxon (1996)) betrachtet werden (Abb. 6.2). Abb. 6.2 zeigt bei etwa 66°S, 53°W ein dem Schelf vorgelagertes Schwererhoch mit einer Ausdehnung von etwa 100x40 km. McAdoo und Laxon (1996) geben als

maximale Auflösung, für das von Ihnen aus Altimeterdaten berechneten Schwere-Grid, etwa 35 km an. Das Schwerehoch sollte damit in seiner Ausdehnung real sein. Zudem bestätigt der Vergleich der Schiffsgravimetrie (FS Polarstern, Expedition ANT-XIV/3) mit der von McAdoo und Laxon (1996) diese Aussage für das Profil AWI-97051 (Abb. 6.2).

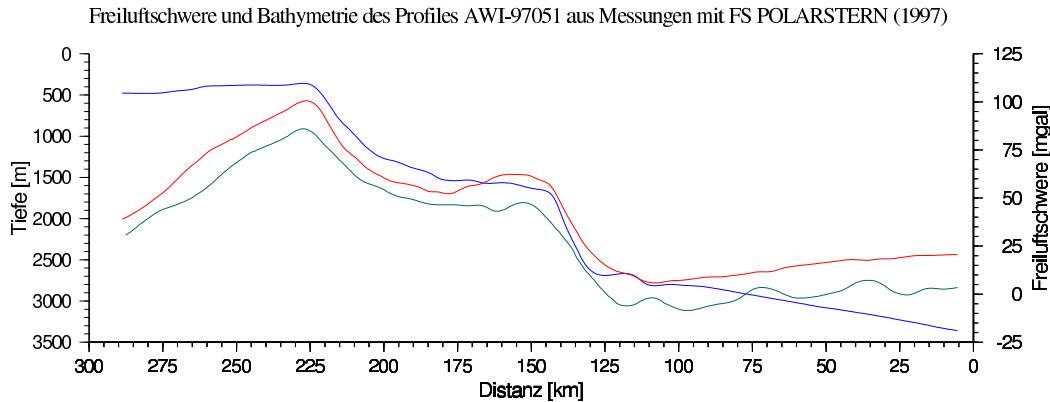


Abbildung 6.4.: Die Kurven des Diagrammes zeigen den Vergleich der aus schiffsgravimetrischen Messungen (rote Kurve) bestimmten und aus Satellitenaltimetrie (grüne Kurve) errechneten Freiluftschwere des Profiles AWI-97051 . Die Freiluftschwere wurde einerseits 1997 mit FS Polarstern während der Expedition ANT-XIV registriert und andererseits von McAdoo and Laxon (1996) aus Altimeterdaten errechnet. Die blaue Kurve zeigt weiterhin die Bathymetrie des Profiles. Beide Schwerekurven zeigen eine, bis auf den konstanten Versatz, hohe Ähnlichkeit.

Die bei der Expedition ANT-XIX/2 durchgeführte bathymetrische Vermessung erfasste nahezu den gesamten Rutschungskörper am unteren Kontinentalhang, beinhaltet jedoch nicht die nördliche und südwestliche Flanke oder den oberen Hangbereich. Infolgedessen ist nur eine beschränkte, den südlichen und östlichen Bereich betreffende, bathymetrische Interpretation möglich.

Der Körper, der das lokale Schwerehoch erzeugt ist vermutlich die angesprochene kompakt gebliebene Rutschmasse. Wie bereits in Kapitel 5.2 beschrieben ist dieser Block im Zeitschnitt des Profiles AWI-97051 recht deutlich zwischen CDP 5500 und CDP 7500 zu sehen (Abb. 6.2 und B.1). Der Block rutschte vom oberen Kontinentalhang bis zum etwa 1000 m tiefer gelegenen Kontinentalfuß und bewegte sich dabei etwa 50–60 km entlang des leicht geneigten Hanges. Der südlich des Blockes gelegene Bereich (Profile AWI-20020180 und AWI-20020160) war ebenfalls von der Rutschung beeinflusst. Die Zeitsektionen zeigen deutlich gerutschte Sedimente entlang des unteren Hanges (siehe Kapitel 5.2 und die Abbildungen 6.2, B.4 und B.7). Der Hang scheint hier nicht als Block abgeglitten zu sein, sondern als massiver Schutt- und Trübestrom bis weit in die Tiefseeebene hinein. Grobkörniges Material kam noch am unteren Kontinentalhang zum Erliegen und baute dort die

wallartig aufgeschobenen Körper auf, die heute durch jüngeres Sedimente überlagert sind. In den Rutschungskörper der Abb. 6.2 sind deutlich Erosionsrinnen eingeschnitten. An diesen glitten vermutlich in jüngerer Zeit immer wieder kleinere Rutschungen ab, die als Trübestrome zusammen mit den regionalen Bodenwasserströmungen wechselwirkten und kleine Driftkörper aufbauten (Michels et al. 2001). Die hier gefundenen Driftkörper sind um Größenordnungen kleiner als diejenigen an der Westküste der Antarktischen Halbinsel. Sie zeigen aber ähnliche Phasen der Entwicklung wie die von Rebesco et al. (2002) beschriebenen Driftkörper.

Die diskutierten Punkte zeigen deutlich das im Miozän/Pliozän eine große submarine Rutschung stattgefunden hat. Die Abschätzung deren Volumen ist wegen der begrenzt vorhandenen seismischen und bathymetrischen Daten sehr schwierig. Eine grobe Abschätzung der als Block erhaltenen Rutschmasse ist mit folgenden Annahmen dennoch möglich:

- Die Ausdehnung des Blockes beträgt wie oben erwähnt etwa 100x40 km.
- Die Mächtigkeit, ergibt sich mit einer Sedimentgeschwindigkeiten von $v=2000$ m/s und einer Schichtdicke von 1 s Zweiweglaufzeit, zu etwa 1 km

Das Volumen errechnet sich damit zu 4000 km^3 . Dieser Wert kann nur als Minimumabschätzung angesehen werden. Die abgerutschte Masse ist vermutlich weit größer, da Sedimente die sich nicht als Block erhalten haben, nachweislich bis weit in die Tiefsee transportiert wurden und damit nicht mit in die Rechnung einfließen. Mit dem Volumen von wenigstens 4000 km^3 zählt die Rutschung zu den grössten weltweit.

über den Grund der Stabilität des enormen Rutschkörpers lässt sich nur spekulieren. Bekannt ist, dass seit dem Miozän glaziale Sedimente den Schelf massiv vorschütteten. Die Schelfsedimente überkompaktierten als Folge des auflagernden Eises und des starken Sedimenteintrages und verfestigten sich dadurch.

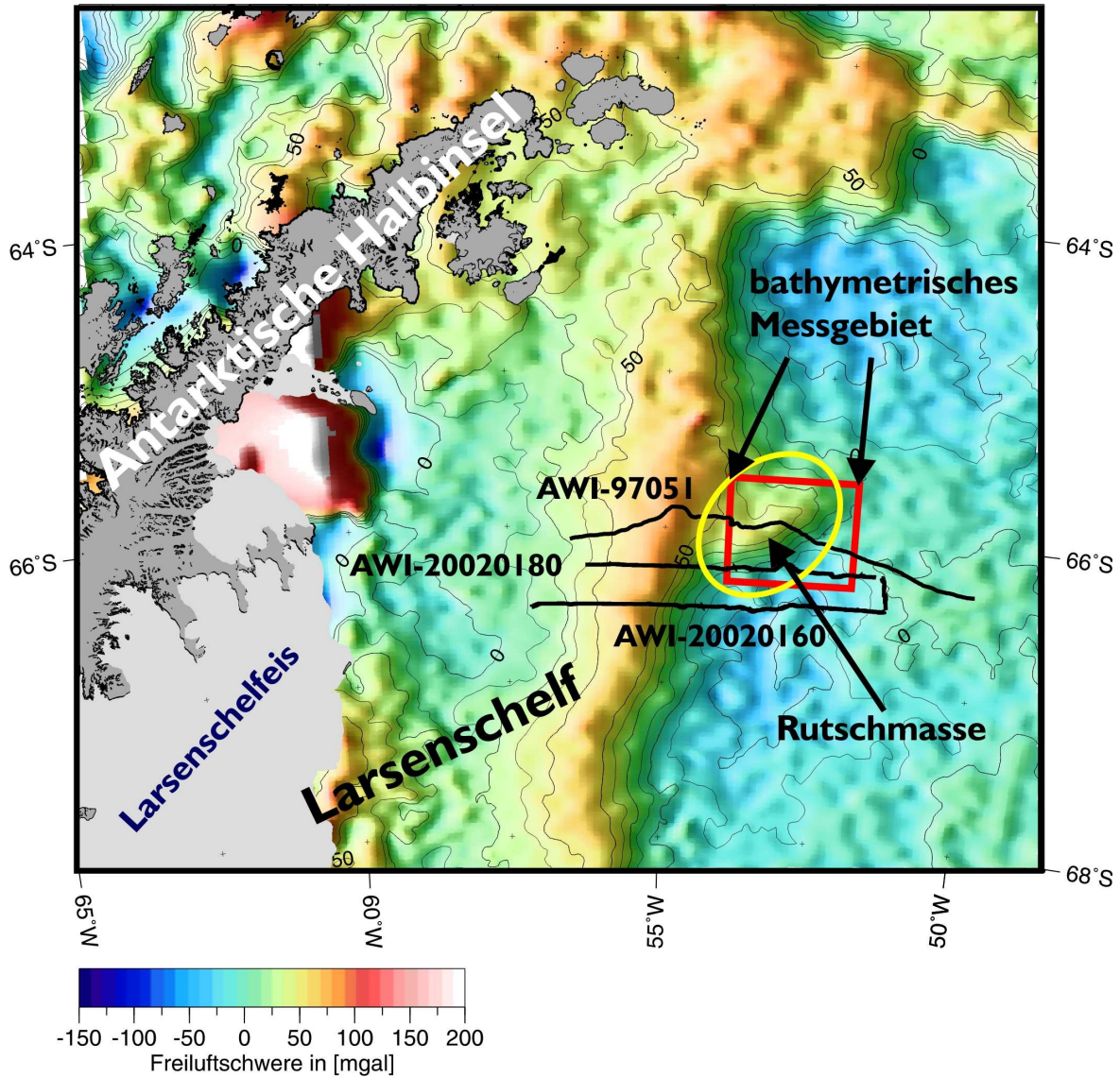


Abbildung 6.5.: Abb. zeigt das von McAdoo and Laxon (1996) aus Altimeterdaten berechnete Freiluftschweregird des Larsenschelfs. Eingezeichnet sind die drei seismischen Profile AWI-97051 AWI-20020180 und AWI-20020160 (schwarze Linien) und das Messgebiet der genauen, bathymetrischen Kartierung (rotes Viereck). Gelb umrandet ist die Schwereanomalie, die den abgerutschten Block der Ausdehnung 100x40 km abbildet.

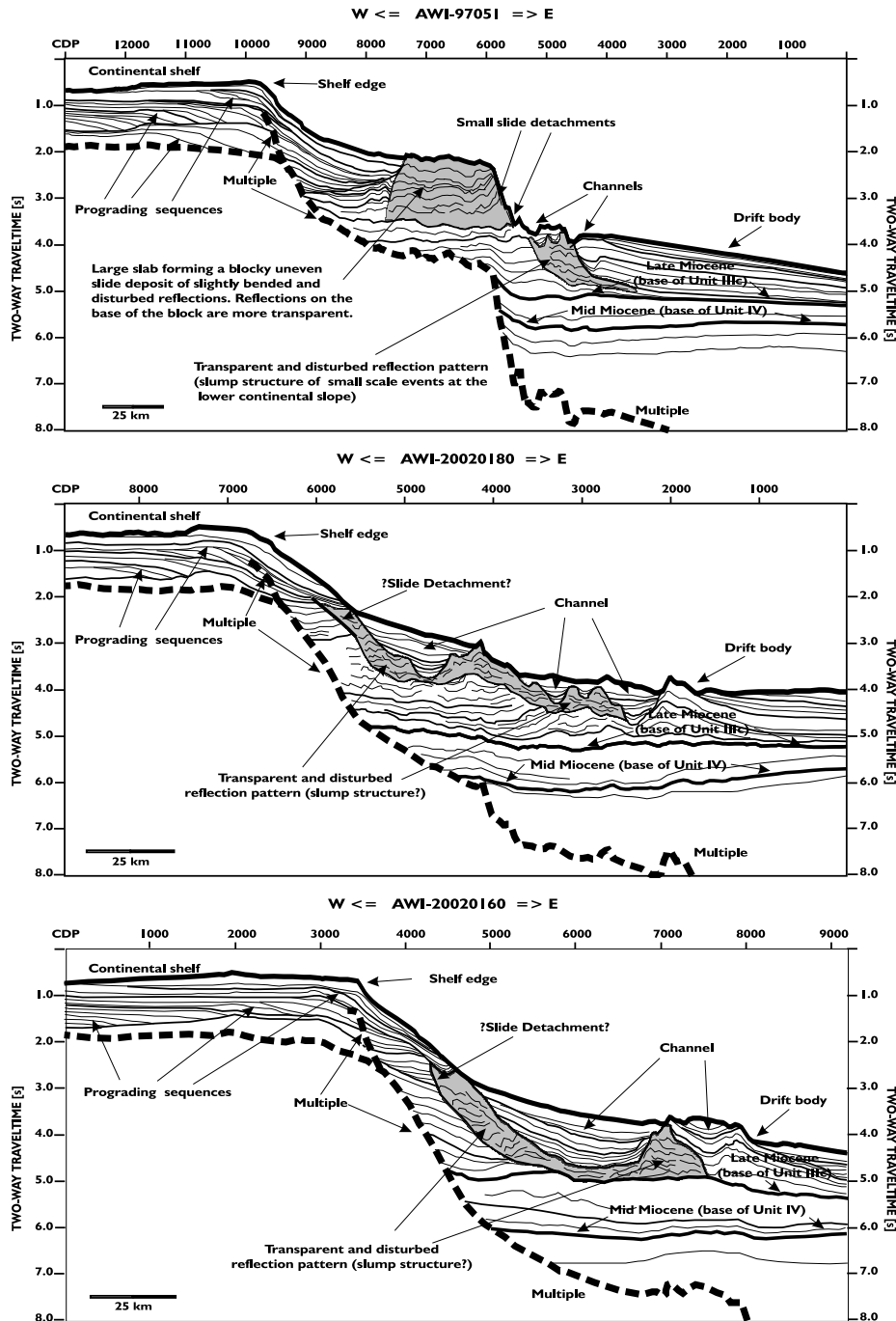


Abbildung 6.6.: Kombinierte Darstellung der Strichzeichnungen der Profile AWI-97051, AWI-20020180 und AWI-2002160. Die drei Profile bilden den von der Rutschung beeinflussten Bereich ab. Schattiert hinterlegt sind die als Rutschungsmasse interpretierten Sequenzen, die als gestörte, geneigte und z. T. transparente Reflektoren in den seismischen Sektionen erkennbar sind. In Profil 20020180 ist vermutlich auch die Abrisskante am oberen Kontinentalhang zu sehen. Driftkörper, resultierend aus der Überlagerung von Trübe- und Konturströmungen haben sich am unteren Kontinentalfuß entwickelt. Die durch die Rutschung geschaffene Topographie des Meeresbodens wurden im Laufe der Zeit eingeebnet. Nur vereinzelt erreichen Rutschungssedimente den Meeresboden.

7. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde ein Mehrkanal-Reflexionsdatensatz bearbeitet und interpretiert. Dieser beinhaltet Daten die 2001/2002, während der Expedition ANT-XIX/2 mit FS Polarstern im Rahmen eines Forschungsprojektes des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung, im Bereich des Larsenschelfes gesammelt wurden. Ziel war es das bestehende seismische Netz im Weddellmeer nach Osten zu erweitern und den noch unbekanntem Kontinentalrand vor der Antarktischen Halbinsel, hinsichtlich seiner tektonischen und sedimentologischen Entwicklung, zu erforschen.

Der Datensatz wurde einem seismischen *processing* unterzogen um den Signalinhalt zu erhöhen bzw. das Signal/Störsignalverhältniss zu verbessern. Da die seismischen Profile zu einem großen Teil über den flachmarinen Schelfbereich des Larsenschelfes verlaufen, waren tiefe Reflexionen durch starke *multiple* maskiert. Schwerpunkt der Arbeit lag damit in der Unterdrückung dieser. Nach der Anwendung verschiedener Verfahren, erwies sich letztlich die parabolische Radontransformation als das am besten geeignete für die Lösung des Multiplenproblems. Die Anwendung dieser Transformation auf den gesamten Datensatz resultierte in den meisten Profilen in der wirkungsvollen Dämpfung der ersten Mehrfachreflexion.

Zusätzlich zu dem Problem der Mehrfachreflexionen auf dem Schelf kam ein starkes Bubblesignal in der Tiefsee hinzu. Dieses beeinflusste den Bereich der ersten 200 ms unterhalb des Meeresboden. Im Rahmen der Arbeit konnte nach verschiedenen Testläufen ein effektiver Dekonvolutionsoperator zur Unterdrückung des Bubblesignales gefunden werden.

Der komplette seismische Datensatz (über 2000 km) zeigt den bislang noch unbekanntem Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel im Bereich des Larsenschelfes. Dieser ist im mittleren bis südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (Profile AWI-20020143, AWI-20020120, AWI-20020080, AWI-20020060 und AWI-20020050) gekennzeichnet durch einen flach (1° – 2°) einfallenden Kontinentalhang.

Die Sedimentation entlang des Hanges zeigt sich als sehr gleichmäßig und kontinuierlich. In den tiefergelegenen Bereichen am unteren Kontinentalhang konnten teilweise Anzeichen für Gas- bzw. Gashydratvorkommen gefunden werden. Hier existieren lokal signalarme Bereiche ober- bzw. unterhalb von Reflektoren mit starker Amplitude.

Der gesamte Schelf sowie Kontinentalhang besteht aus mächtigen glazial-marinen Sedi-

menten. Diese wurden während des Känozoikums mit den glazialen Vorstößen des auf dem Schelf aufliegenden Eises abgelagert. Deutlich wird dies an der typischen glazial-marinen Sedimentation progradierender und aggradierender Sequenzen, die den gesamten Larsenschelf prägen. Daraus leitet sich ab, dass die Schelfkante im Laufe der Zeit bis zu 80 km ozeanwärts ausgebaut wurde.

Nach Anderson (1999) findet erhöhter Materialeintrag nur durch schnell fließendes Eis statt. Hohe Fließgeschwindigkeiten sind nach Anderson:book an temperierte Eisschilde gebunden. Die Annahme des Einflusses eines solchen marinen, temperierten Eisschildes im Untersuchungsgebiet kann bestätigt werden.

Das von Larter und Cunningham (1993) vorgeschlagene Sedimentationsmodell für polare Schelfe gilt auch für das Larsenschelf, weil sich ein starker Materialeintrag auf breiter Front (über 100 km) in den Daten widerspiegelt. Weiterhin zeigt sich in den obersten stark progradierenden Sedimentsequenzen der Profile, dass ein massiver Eisvorstoß im letzten Glazial, den südlichen Teil des Schelfes im Untersuchungsgebiet prägte. Die Annahme einer kurzwelligeren weniger intensiven Glazial-/Interglazial-Zyklizität von Sloan et al. (1995) kann damit für den südlichen Bereich des Gebietes nicht bestätigt werden.

Die nördlichen Profile (AWI-97051, AWI-20020160, AWI-20020180) unterscheiden sich insbesondere am Kontinentalhang von den südlichen in ihrer Charakteristik. Eine großskalige Rutschmasse (100x40 km) konnte ausgemacht werden, die die Sedimentation vom Kontinentalhang bis in die Tiefseeebene maßgeblich beeinflusste. Das im folgenden vorgestellte Rutschungsszenario fasst die wichtigsten Punkte zusammen und stellt einen Vorschlag zur Entwicklung der heute bestehenden Sedimentstrukturen dar.

Ein etwa 1–1.5 s TWT dickes fast 100x40 km grosses Sedimentpaket rutschte an breiter Front im Pliozän vom oberen Kontinentalhang hinab zum Kontinentalfuss (Abb. B.1). Ausgelöst wurde das Ereignis wahrscheinlich durch Erdbebenaktivität im Larsenrift. Ein auf die Hangstabilität bestehender Einfluss von Gashydraten in Wechselwirkung mit glazialbedingten Meeresspiegelschwankungen wird nicht ausgeschlossen.

Der Bereich des heutigen, bathymetrisch detailliert vermessenen Blockes bildet den kompakt gebliebenen Körper (Abb. 6.2). Im Einflussgebiet der Rutschung liegen neben dem Profil AWI-97051 auch die Profile AWI-20020180 und AWI-20020160. Die Rutschmasse zerfiel hier, ging z.T. in Suspension (Turbiditätsströme) und lagerte sich weiter unten am Kontinentalfuss wallartig neu ab. Dadruch entstand eine rauhe Meeresbodentopographie, die später durch, an Tiefenwasserströmungen gekoppelte, Sedimentation eingeebnet wurde. Infolgedessen entstanden breite, verfüllte Kanäle und Driftkörper am unteren Kontinentalhang. An der Flanke des Blockes schnitten sich Erosionsrinnen ein, an denen vermutlich bis heute kleinere Massenrutschungen stattfanden. Diese lieferten beständig neues Material für den Aufbau der Driftkörper, deren Entwicklungsphasen bereits von Michels et al. (2001) beschrieben wurden.

Der erhaltene, kompakte Block diente einer ersten groben Abschätzung der von der Rutschung beeinflussten Masse. Mit einem Volumen des Blockes von etwa 4000 km^3 zählt die Rutschung zu den grössten weltweit.

Die in der Arbeit vorgestellten Sedimentstrukturen stellen eine erste Beschreibung des östlichen Kontinentalrandes der Antarktischen Halbinsel dar. Im weiteren sind Untersuchungen der tieferen Strukturen des Kontinentalrandes hinsichtlich der tektonischen Entwicklung der Region unabdingbar, weil der Grenzverlauf zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste noch immer nicht bekannt ist. Auch ist die Ausweitung des Profilnetzes auf dem Schelf wichtig für die Klärung offener Fragen nach der Vereisungsgeschichte der Antarktis im allgemeinen, und für die Region im speziellen. Eine Bohrung in die Schelfsedimente könnte zudem Horizontkorrelationen ermöglichen und den Zusammenhang mit und den Einfluss von Meeresspiegelschwankungen erklären.

Genauere Berechnungen der von der Rutschung beeinflussten Masse, die auch bis in die Tiefsee transportierten Sedimente mit einbeziehen, sind nur durch weitere bathymetrische und seismische Vermessungen möglich. Auch eine Beprobung der der Rutschmasse zugehörigen Sedimente könnte wesentlich zur Klärung offener Fragen hinsichtlich des genauen Alters und den Gründen, warum der Körper kompakt blieb und nur interne Schichten deformierten, beitragen.

Für die Zukunft bleibt zu hoffen, dass weitere Messkampagnien in die Region führen werden, um das Licht des bislang schwach beleuchteten Larsenschelfes zu erhellen.

Danksagung

DANKEN möchte ich allen, die mich im Laufe der Jahre vor der Arbeit und dem Einen "Mittendrin statt nur dabei" begleiteten, indem sie mich, durch ihre, mal etwas mehr mal etwas weniger, körperliche, geistige oder beider Anwesenheit, nicht vergessen ließen wer ich bin, dessen tiefere Betrachtung ich dem Leser aus guten Gründen, die nicht genannt werden wollen, wohl aber einfach zu erraten sind, vorenthalten möchte, wo ich stehe, dies gilt, bezüglich mir als Person und weniger einer Lokalität, ist zeitlich veränderbar und war daher für mich häufig sehr verschwommen, was ich überhaupt tat und tue, weil mir das Fassen der genauen zeitlichen Position meist unmöglich war und für mich damit das Wissen um das Tun, sobald die Kenntnis des gegenwärtigen Punktes des Wissens um das Tun, meines Empfindens nach, fast erreicht war, in eine die des Nichtwissens was nun tun wandelte, nicht mehr näher erörterbar war, was zu Unverständnis des Grundes der Tat bezüglich der meinigen Person nach sich zog, und vorallem dafür, dass es mit Euch auch noch etwas anderes gab und gibt.

DANKE

Wer nach dem Lesen dieser Danksagung meinte ich sei wegen Überarbeitung verrückt geworden oder habe sonstige Schäden davongetragen, so will ich dies verneinen und den Leser besänftigen.

Ich freue mich auf ein Wiedersehen, wann auch immer und wie auch immer das sein möge, mit allen in der Danksagung bedachten, und auch denen, derer ich nicht direkt beim Verfassen des Textes gedachte, sondern erst etwas später.

Literatur

- Anderson, J. B. (1999). *Antarctic Marine Geology*. Cambridge University Press.
- Anderson, J. B. und M. A. Thomas (1991). Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: the record of such events and their influence on sedimentation. *Sedimentary Geology* 70.
- Barker, P. F. (1982). The cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest–trench interactions. *J. geol. Soc. London* 139, 787–801.
- Barker, P. F. und A. Camerlenghi. Glacial History of the Antarctic Peninsula from Pacific Margin Sediments.
- Barker, P. F., J. P. Kennett und the Shipboard Scientific Party (1988). Site 694. In *Proceedings of the Ocean Drilling Programm, Initial Reports, Leg 113*, Texas, pp. 449–525.
- Barrett, P. J. (1994). Progress towards a Cenozoic Antarctic Glacial History. In A. K. Cooper, P. F. Barker, P. N. Webb und G. Brancolini (Eds.), *The Antarctic Continental Margin: Geophysical and Geological Stratigraphic Records of Cenozoic Glaciation, Paleoenvironments, and Sea-level Change*, Heft 1, Siena, Italy, pp. 237–248.
- Bart, P. J. und J. B. Anderson (1995). Seismic Record of Glacial Events Affecting the Pacific Margin of the Northwestern Antarctic Peninsula. In A. K. Cooper, P. F. Barker und G. Brancolini (Eds.), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, Heft 68, Washington, D.C, pp. 74–95.
- Bartek, L. R., P. R. Vail, J. B. Anderson, P. A. Emmet und S. Wu (1991). Effect of Cenozoic Ice Sheet Fluctuations in Antarctica on the Stratigraphic Signature of the Neogene. *Journal of Geophysical Research* 96 (B4), 6753–6778.
- Brewver, T. S., J. M. Hergt, C. J. Hawkesworth, D. Rexmand und B. C. Storey (1992). Coats Land dolerites and the generation of Antarctic flood basalts. In B. C. Storey, T. Alabaster und R. J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Heft 68, pp. 185–208.
- Bugge, T., R. H. Belderson und N. H. Kenyon (1988). The Storegga Slide. *Phil. Trans. R. Soc. London* 325, 357–388.

- Cooper, A. K., P. J. Barrett, K. Hinz, V. Traube, G. Leitchenkov und H. M. J. Stagg (1991). Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: a record of glacio-eustatic and tectonic events. *Marine Geol.* 102, 175–213.
- Cooper, A. K. und P. N. Webb (1994). The ANTOSTRAT Project: An International Effort to Investigate Cenozoic Antarctic Glacial History, Climates, and Sea-level Changes. In A. K. Cooper, P. F. Barker, P. N. Webb und G. Brancolini (Eds.), *The Antarctic Continental Margin: Geophysical and Geological Stratigraphic Records of Cenozoic Glaciation, Paleoenvironments, and Sea-level Change*, Heft 1/2, Siena, Italy, pp. 239–242.
- Elliot, D. H. (1983). The Mid-Mesozoic to Mid-Cenozoic active plate margin of the Antarctic Peninsula. In R. L. Oliver (Ed.), *Antarctic Earth Sciences*, Cambridge, pp. 347–351. Canberra-Cambridge University Press.
- Elliot, D. H. (1988). Tectonic setting and evolution of the James Ross basin, northern Antarctic Peninsula. *Geological society of America* 169, 541–555.
- Elliot, D. H. (1994). The Late Mesozoic and Cenozoic Tectonic History of Antarctica: Some Implications for Sediment Basin History, Sediment Provenance and Paleoclimate. In A. K. Cooper, P. F. Barker, P. N. Webb und G. Brancolini (Eds.), *The Antarctic Continental Margin: Geophysical and Geological Stratigraphic Records of Cenozoic Glaciation, Paleoenvironments, and Sea-Level Change*, Heft 1/2, pp. 445–447.
- Forkmann, B. (1987a). Apparativ-methodische Grundlagen. In H. M. und F. Weber (Ed.), *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*, pp. 65–105. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Forkmann, B. (1987b). Geschwindigkeitsbestimmung. In H. M. und F. Weber (Ed.), *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*, pp. 133–151. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Forkmann, B. und R. Rösler (1987). Grundlagen der Analyse seismischer Signale. In H. M. und F. Weber (Ed.), *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*, pp. 152–187. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Geißler, W. H. (2001). Marine seismische Untersuchungen am nördlichen Kontinentalrand von Svalbard (Spitzbergen).
- Gonzalez-Ferran, O. (1983a). The Larsen Rift: an active extension fracture in West Antarctica. In R. L. Oliver (Ed.), *Antarctic Earth Sciences*, Cambridge, pp. 344–346. Canberra-Cambridge University Press.
- Gonzalez-Ferran, O. (1983b). The Seal Nunataks: an active volcanic group on the Larsen Ice Shelf, West Antarctica. In R. L. Oliver (Ed.), *Antarctic Earth Sciences*, Cambridge, pp. 334–337. Canberra-Cambridge University Press.

- Gonzalez-Ferran, O. (1985). Volcanic and Tectonic Evolution of the Northern Antarctic Peninsula - Late Cenozoic to Recent. *Tectonophysics* 114, 389–409.
- Grunow, A. M. (1993). Paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their implication for opening of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research* 98, 13815–13833.
- Hardy, R. J. J. und R. W. Hobbs (1991). A strategy for multiple suppression. *First break* 9(4), 139–144.
- Hübscher, C. (1994). Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell- Meer/Antarktis. Berichte zur Polarforschung 147, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- Jokat, W., T. Boebel, M. Koenig und U. Meyer (2003). Timing and geometry of early Gondwana breakup. *Journal of geophysical research* 108. Article in proof.
- Jokat, W. und G. Krause (2003). Die Expedition ANTARKTIS XIX mit FS Polarstern 2001/2002 Bericht von den Fahrtabschnitten 1 und 2. Berichte zur Polarforschung 448, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- King, E. C., R. A. Livermore und B. C. Storey (1996). Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: an introduction. In B. C. Storey, E. C. King und R. A. Livermore (Eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, London, pp. 1–10.
- Kleinschmidt, G. (2001). *Die plattentektonische Rolle der Antarktis*, Heft 73. Carl Friedrich von Siemens Stiftung.
- Kovacs, L. C., P. Morris, J. Brozena und A. Tikku (2001). Seafloor spreading in the Weddell Sea from magnetic and gravity data. *Tectonophysics*. Article in press.
- LaBrecque, J. L. und P. F. Barker (1981). The age of the Weddell basin. *Nature* 290, 489–492.
- Larter, R. D. und P. F. Barker (1989). Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula Pacific margin: a record of Pliocene-Pleistocene ice volume and paleoclimate. *Geology* 17, 731–734.
- Larter, R. D. und A. P. Cunningham (1993). The depositional pattern and distribution of glacial–interglacial sequences on the Antarctic Peninsula Pacific margin. *Marine Geology* 109, 203–219.
- Larter, R. D., M. Rebesco, L. E. Vaneste, L. A. P. Gamboa und P. F. Barker (1997). Cenozoic Tectonic, Sedimentary and Glacial History of the Continental Shelf West of Graham Land, Antarctic Peninsula. In P. F. Barker und A. K. Cooper (Eds.), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, 2, Heft 71, Washington, D.C, pp. 1–27.

- Lawver, L. A., L. M. Gahagan und M. F. Coffin (1992). The Development of Paleoseaways around Antarctica. In J. P. Kennett und D. A. Warnke (Eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, Heft 56, Washington, D.C, pp. 7–30.
- Lawver, L. A., J. Y. Royer, D. T. Sandwell und C. R. Scotese (1991). Evolution of the Antarctic continental margin. In M. R. A. Thomson, J. A. Crane und J. Thomson (Eds.), *Geological evolution of Antarctica*, New York, pp. 533–539.
- McAdoo, D. C. und S. Laxon (1996). Marine gravity from Geosat and ERS-1 altimetry in the Weddell Sea. In B. C. Storey, E. C. King und R. A. Livermore (Eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, London, pp. 155–164.
- Michels, K. H., J. Rogenhagen und G. Kuhn (2001). Recognition of contour-current influence in mixed contourite-turbidite sequences of the western Weddell Sea, Antarctica. *Marine Geophysical Researches* 22, 465–485.
- Militzer, H. und F. Weber (1987). *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Neidell, N. S. und T. Taner (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics* 36(3), 482–497.
- Nitsche, F. O. (1998). Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells. Berichte zur Polarforschung 258, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- O'Brien, P. N. S. (1983). Aspects of seismic reflection prospecting for oil and gas. *Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society* 74, 97–127.
- Oszko, L. (1997). Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell-Sea from Seismic Reflection Data. Berichte zur Polarforschung 222, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- Peacock, K. L. und S. Treitel (1969). Predictive Deconvolution: Theory and Practice. *Geophysics* 34(2), 155–169.
- Rebesco, M., R. D. Larter, P. F. Barker, A. Camerlenghi und L. E. Vanneste (1997). The History of Sedimentation on the Continental Rise West of the Antarctic Peninsula. In P. F. Barker und A. K. Cooper (Eds.), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, 2, Heft 71, Washington, D.C, pp. 29–49.
- Rebesco, M., C. J. Pudsey, M. Canals, P. F. Barker, A. Camerlenghi, F. Estrada und A. Giorgetti (2002). Sediment drifts and deep-sea channel systems, Antarctic Peninsula Pacific Margin. In D. A. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. C. Faugeres und A. R. Viana (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*, Heft 22, London, pp. 353–371.

- Rebesco, M. und D. Stow (2002). Seismic expression of contourites and related deposits: A preface. *Marine Geophysical Researches*, 1–6.
- Rogenhagen, J. und W. Jokat (2000). The sedimentary structure in the western Weddell Sea. *Marine Geology* 168, 45–60.
- Schmöller, R. (1987a). Bearbeitung reflexionsseismischer Daten. In H. M. und F. Weber (Ed.), *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*, pp. 188–231. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Schmöller, R. (1987b). Methodik seismischer Erkundungsarbeiten. In H. M. und F. Weber (Ed.), *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*, pp. 106–132. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Sheriff, R. und L. Geldart (1986). *Exploration seismology*. Cambridge University Press.
- ShingLi, F. Multiple Suppression by Radon Transform.
- Sloan, B. J., L. A. Lawver und J. B. Anderson (1995). Seismic Stratigraphy of the Larsen Basin, Eastern Antarctic Peninsula. In A. K. Cooper, P. F. Barker und G. Brancolini (Eds.), *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, Heft 68, Washington, D.C, pp. 59–74.
- Storey, B. C. (1991). The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: Reconstruction and break-up model. In M. R. A. Thomson, J. A. Crane und J. Thomson (Eds.), *Geological evolution of Antarctica*, New York, pp. 587–592.
- Storey, B. C. (1995). The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature* 377, 301–308. review article.
- Studinger, M. (1998). Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinentes Gondwana. Berichte zur Polarforschung 276, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- Taner, M. T. und F. Koehler (1969). Velocity spectra – digital computer derivation and applications of velocity function. *Geophysics* 34, 859–881.
- Thomson, M. R. A., R. J. Pankhurst und P. D. Clarkson (1983). The Antarctic Peninsula - a late Mesozoic-Cenozoic Arc (Review). In R. L. Oliver (Ed.), *Antarctic Earth Sciences*, Cambridge, pp. 289–294. Canberra-Cambridge University Press.
- Van der Wateren, F. M. und S. A. P. L. Cloetingh (1999). Feedbacks of lithosphere dynamics and environmental change of the Cenozoic West Antarctic Rift System. *Global and Planetary Change* 23, 1–24.

- Veit, A. (2002). Vulkanologie und Geochemie pliozäner bis rezenter Vulkanite beiderseits der Bransfield-Strasse/West-Antarktis. Berichte zur Polarforschung 420, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- Weber, F. (1987). Auswertung und Darstellung seismischer Daten. In H. M. und F. Weber (Ed.), *Angewandte Geophysik, Bd. 3 Seismik*, pp. 232–292. Springer-Verlag Wien/Akademie Verlag Berlin.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*, Heft 1. Tulsa: SEG.
- v5.0 Focus Manual (2000). *The DISCO/Focus Reference Manual v5.0*. Paradigma Houston.

A. Processing-Resultate

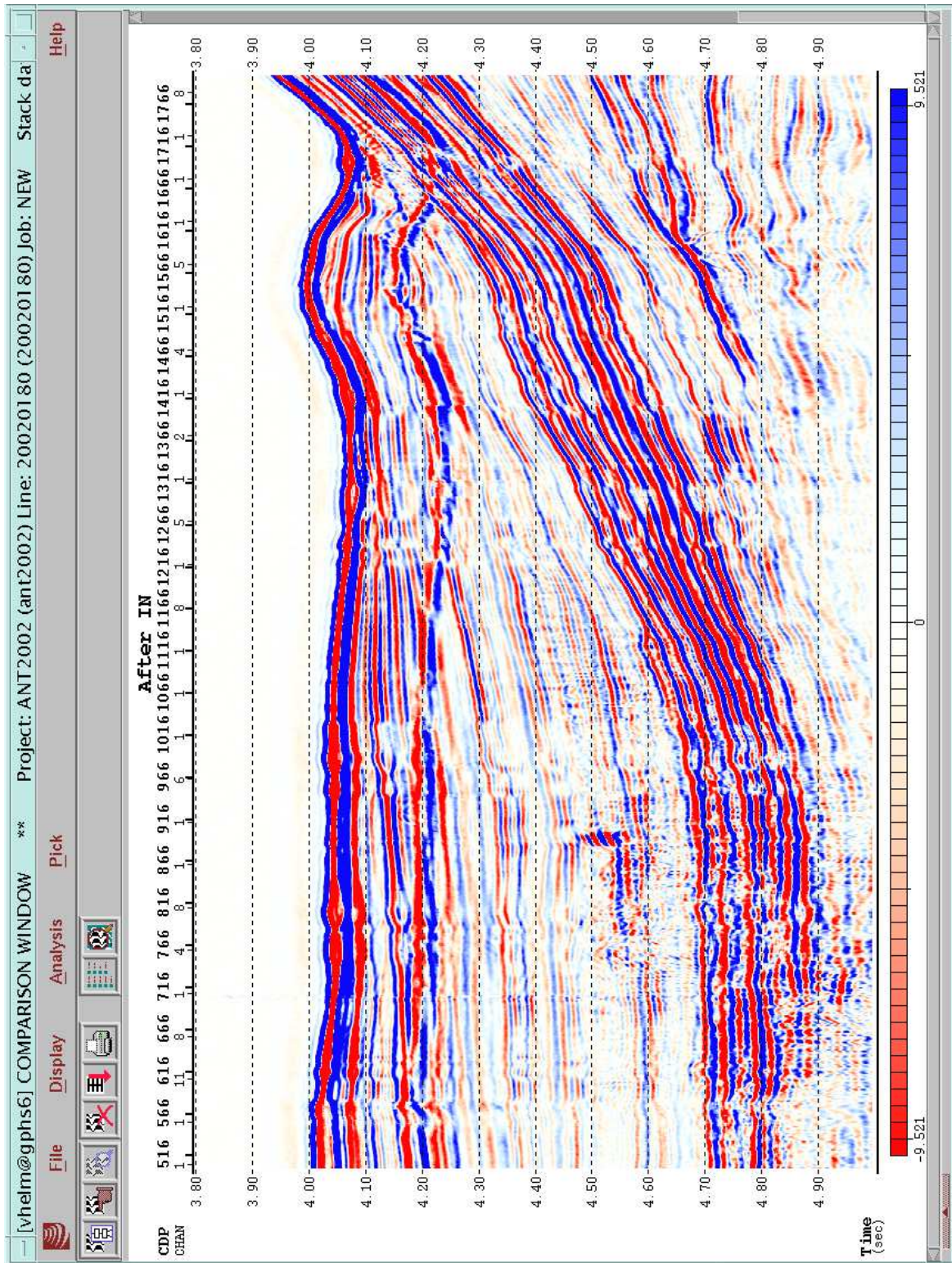


Abbildung A.1.: Ausschnitt (CDP's 500–1800) aus Profil AWI-20020180 nach Anwendung der Median-Stapelung. Deutlich sichtbar ist das, parallel zum Meersboden verlaufende Bubble-Signal (etwa 180 ms unterhalb des Meeresbodens).

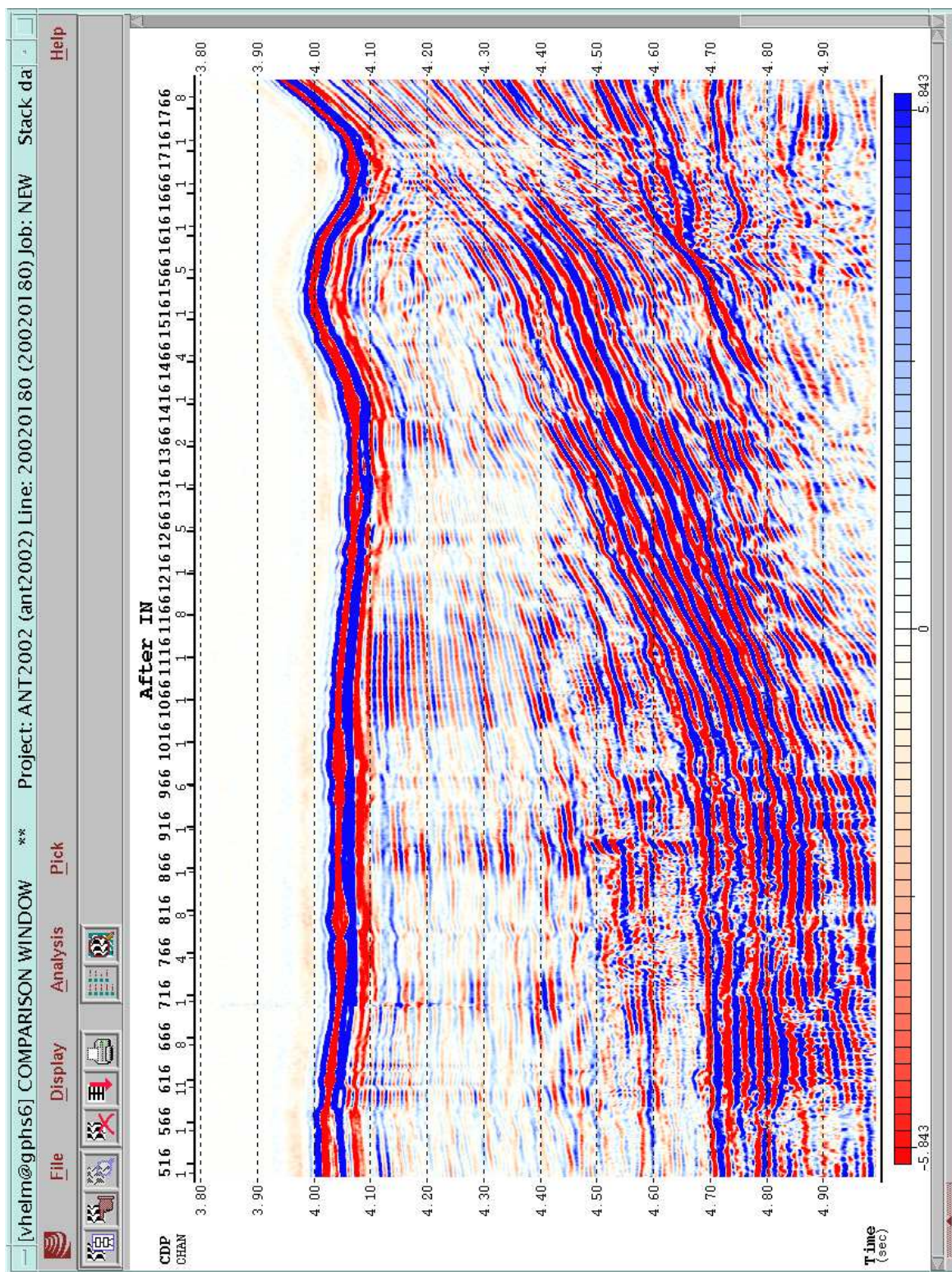


Abbildung A.2.: Ausschnitt (CDP's 500–1800) aus Profil AWI-20020180 nach Anwendung der prädiiktiven Dekonvolution. Deutlich sichtbar ist die erfolgreiche Unterdrückung des Bubble-Signales, vgl. mit A.1.

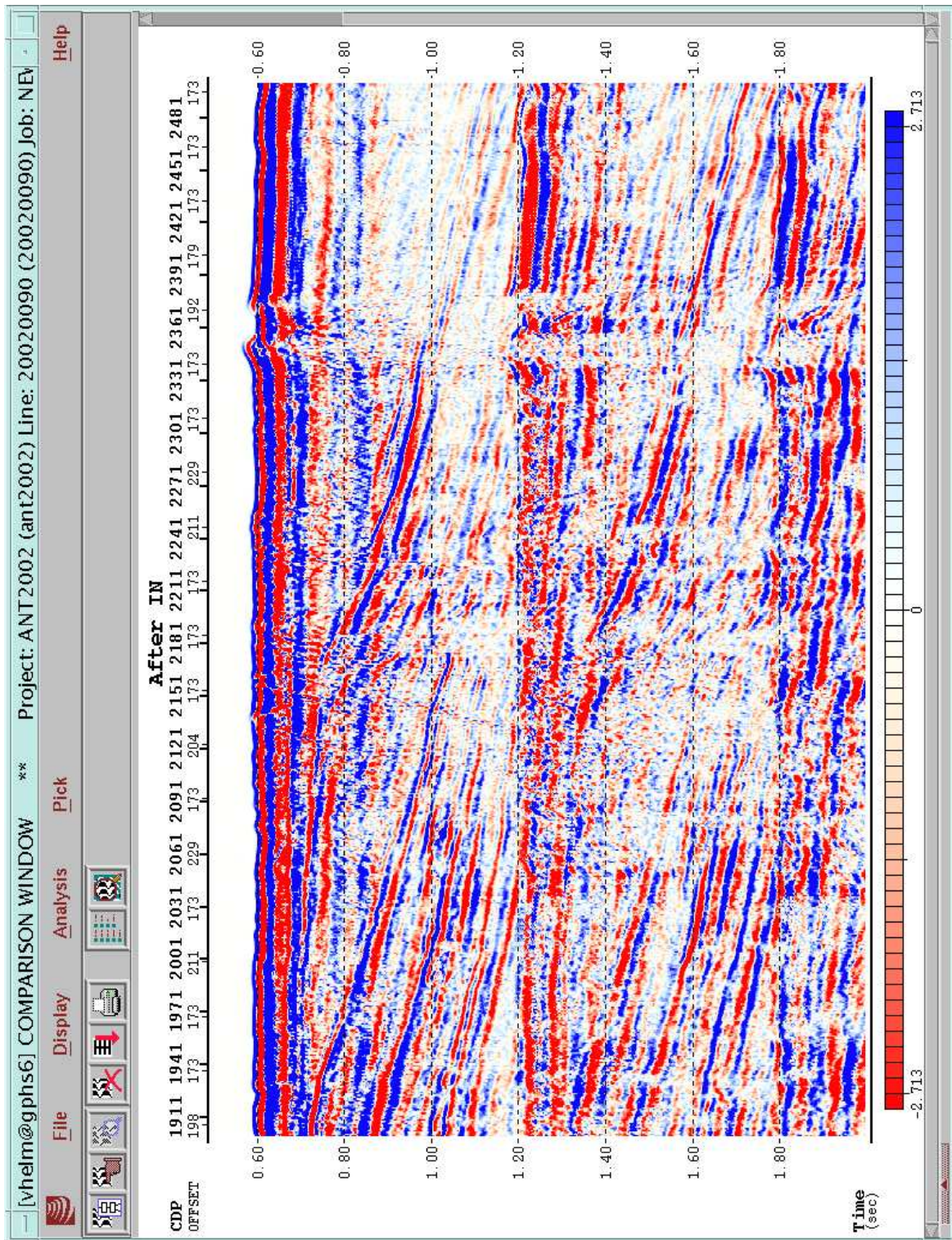


Abbildung A.3.: Ausschnitt (CDP's 1900–2500) aus Profil AWI-20020090 nach Median-Stapelung. Die erste Meeresbodenmultiple verdeckt tiefliegende Reflektoren.

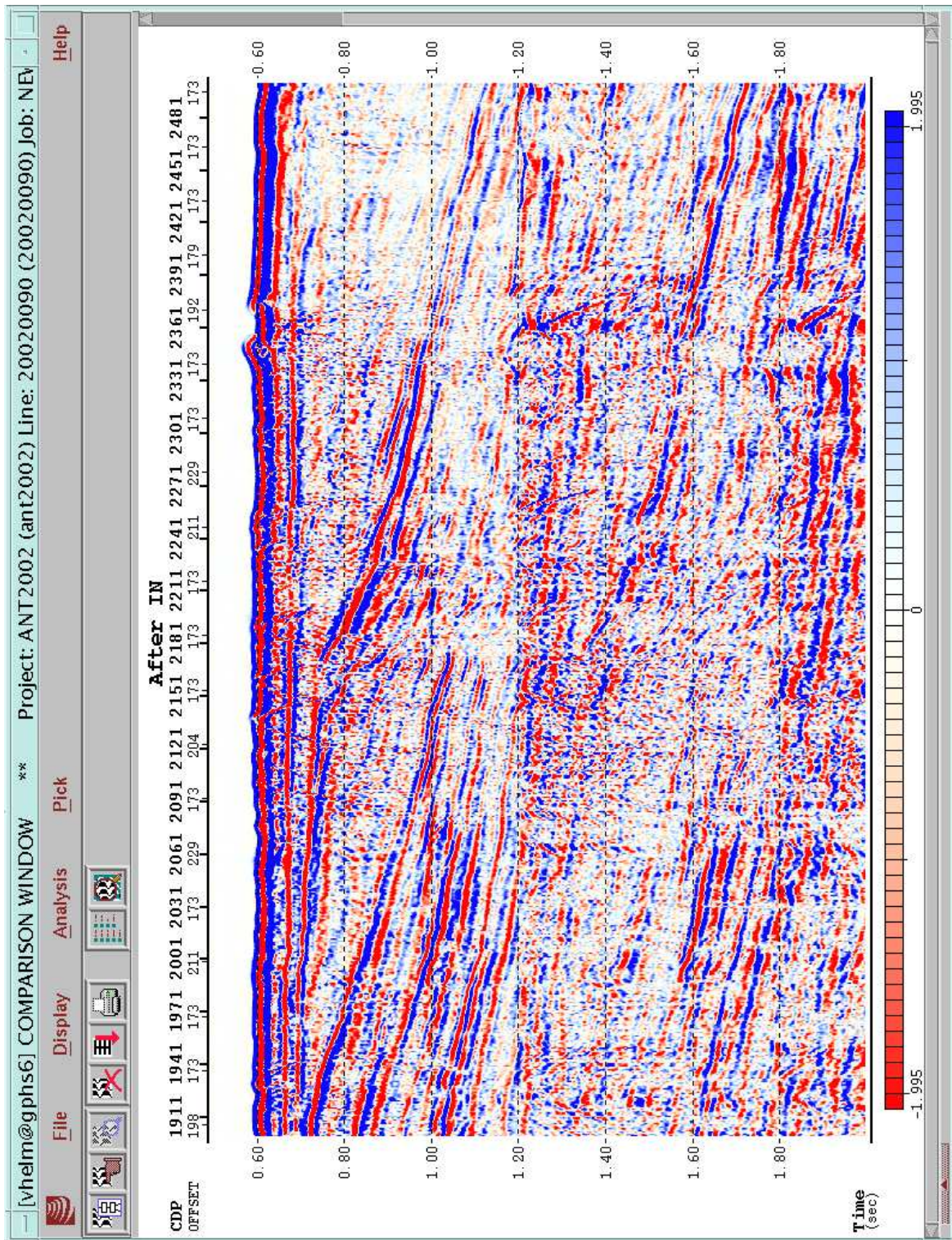


Abbildung A.4.: Ausschnitt (CDP's 1900–2500) aus Profil AWI-20020090 nach Anwendung der parabolischen Radontransformation. Die erste Meeresbodenmultiple konnte unterdrückt werden.

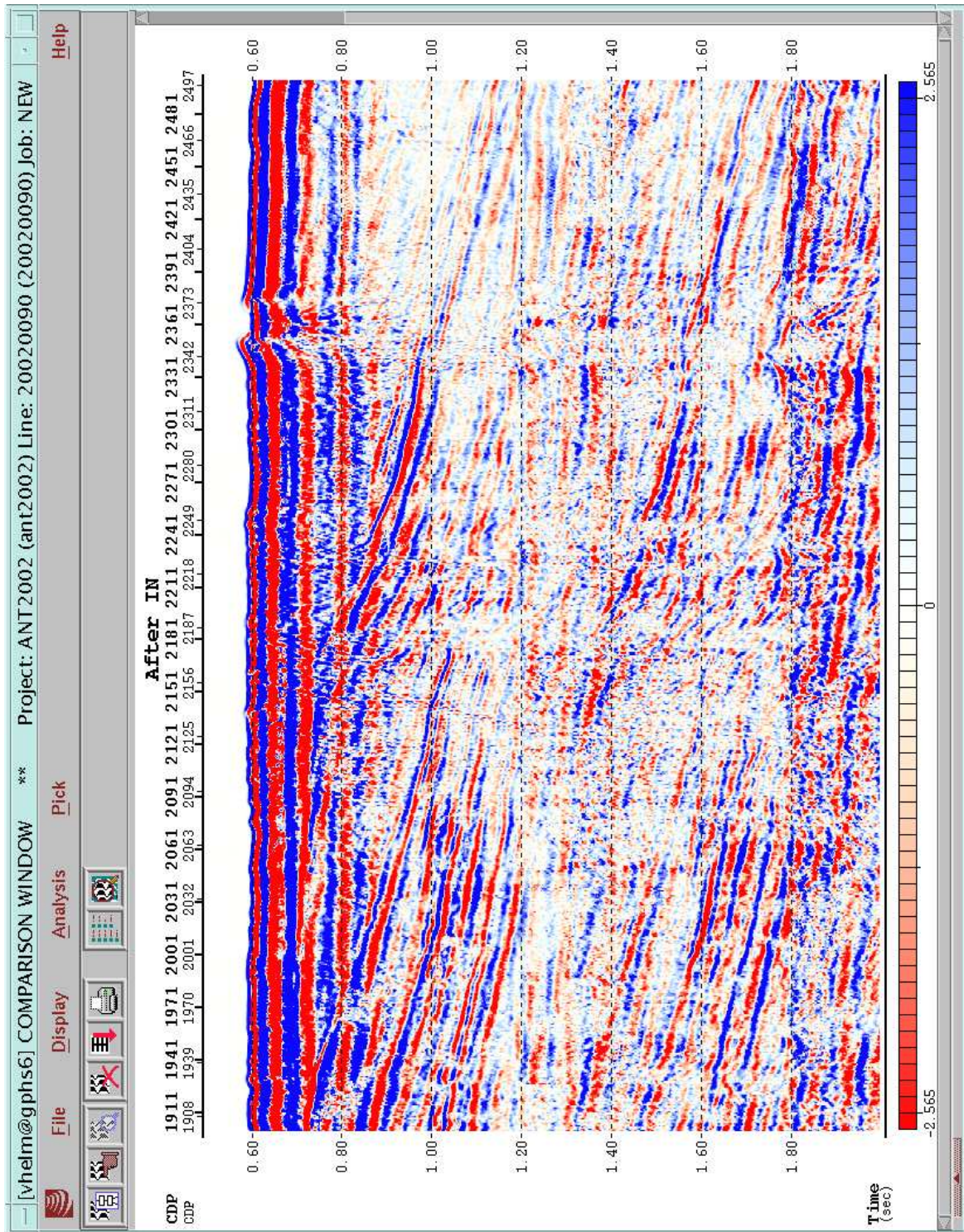


Abbildung A.5.: Ausschnitt (CDP's 1900–2500) aus Profil AWI-20020090 nach Anwendung der prädiktiven Dekonvolution. Die erste Meeresbodenmultiple konnte unterdrückt werden.

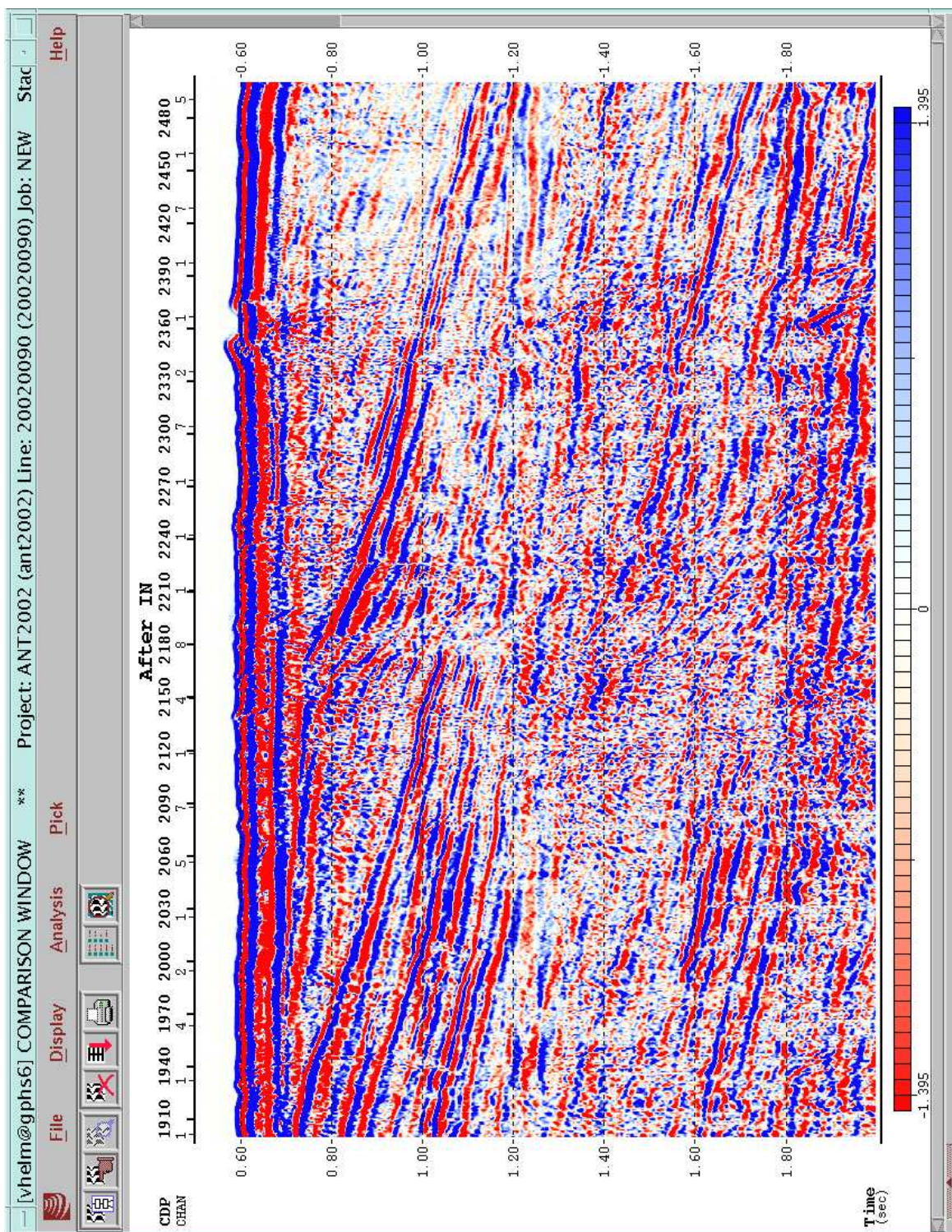


Abbildung A.6.: Ausschnitt (CDP's 1900–2500) aus Profil AWI-20020090 nach Anwendung der prädiktiven Dekonvolution und anschließender parabolischen Radontransformation. Die erste Meeresbodenmultiple konnte unterdrückt werden.

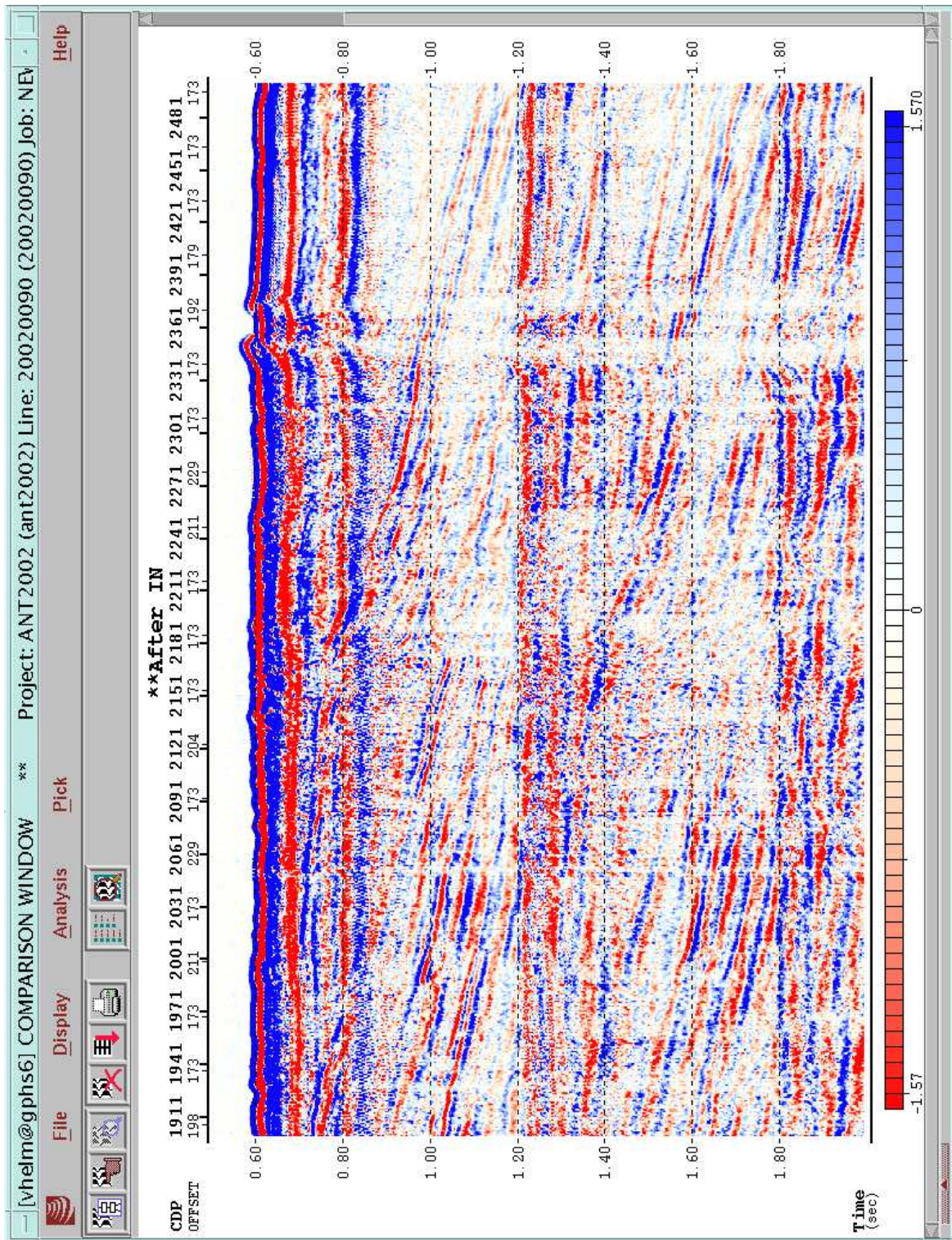
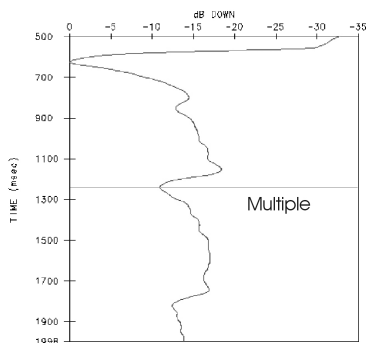
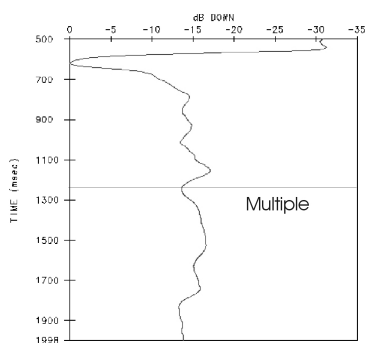


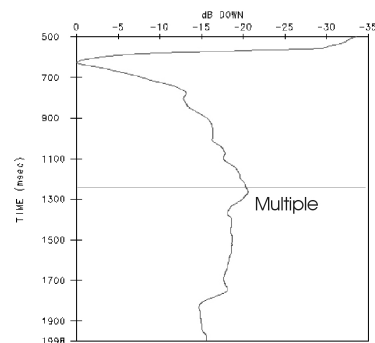
Abbildung A.7.: Ausschnitt (CDP's 1900–2500) aus Profil AWI-20020090 nach Anwendung der Radontransformation. Die erste Meeresbodenmultiple konnte nicht unterdrückt werden und verdeckt tiefliegende Reflektoren.



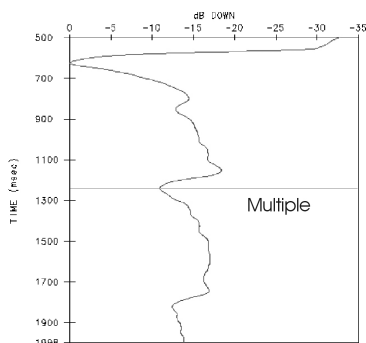
(a) Medianstack



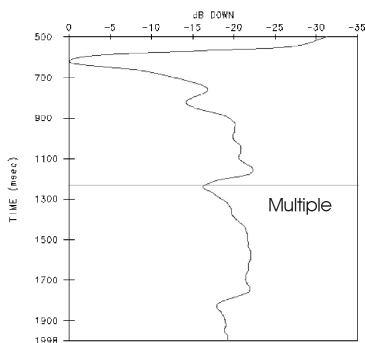
(b) Medianstack nach parabolischer Radontransformation



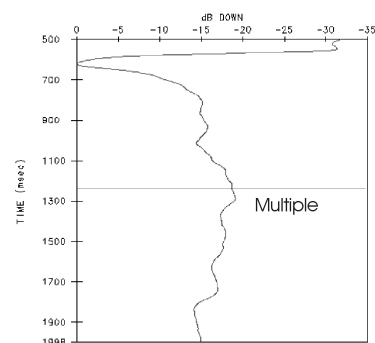
(c) Medianstack nach prädiktiver Dekonvolution



(d) Medianstack

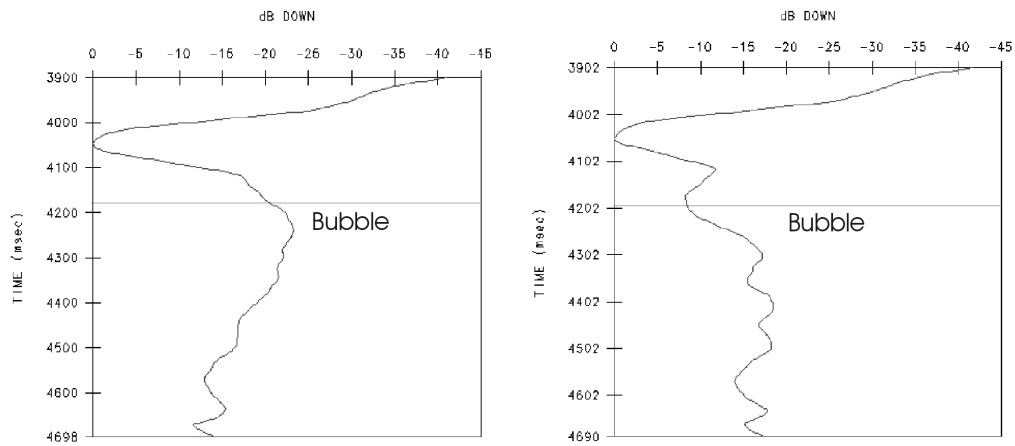


(e) Medianstack nach Radontransformation



(f) Medianstack nach prädiktiver Dekonvolution und parabolischer Radontransformation

Abbildung A.8.: Vergleichende Darstellung der Amplitudenverteilung des Seismogrammausschnittes - Schelfprofil AWI-20020090, CDP 1900–2500, nach Anwendung unterschiedlicher Verfahren zur Multiplenunterdrückung. Deutlich wird die hohe Wirksamkeit der parabolischen Radontransformation sowie der prädiktiven Dekonvolution. Bei letzterer scheint es, dass in der Zone nach der Meeresbodenreflektion auch Primärenergieanteile teilweise unterdrückt wurden. Deutlich wird desweiteren die sehr begrenzte Wirksamkeit der Radontransformation im Gegensatz zur kombinierten Anwendung der prädiktiven Dekonvolution und parabolischen Radontransformation.



(a) Medianstack nach Anwendung der prädiktiven Dekonvolution

(b) Medianstack

Abbildung A.9.: Amplitudenspektren des Bubble-Signal beinhaltenden Seismogrammausschnittes - Profil AWI-20020180, CDP 500–1800. Die vergleichende Darstellung zeigt die erfolgreiche Unterdrückung des Bubble-Signales mit Hilfe der prädiktiven Dekonvolution. Die Amplitudenanalyse lässt jedoch vermuten, dass der Dekonvolutionsoperator auch primäre Energieanteile unterdrückt.

B. Strichzeichnungen der Profile des Kontinentalrandes

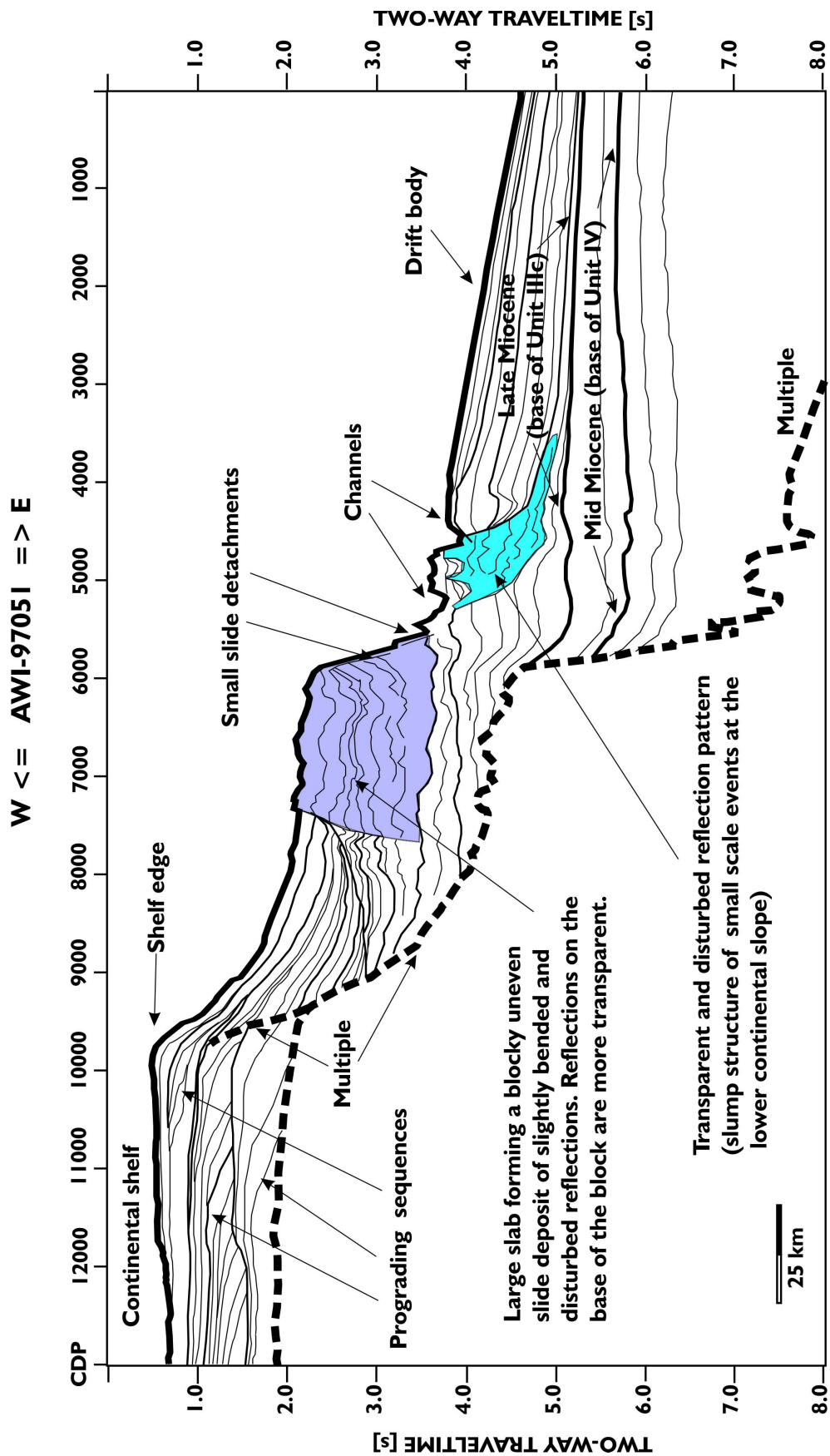


Abbildung B.1.: Strichzeichnung von Profil AWI-97051.

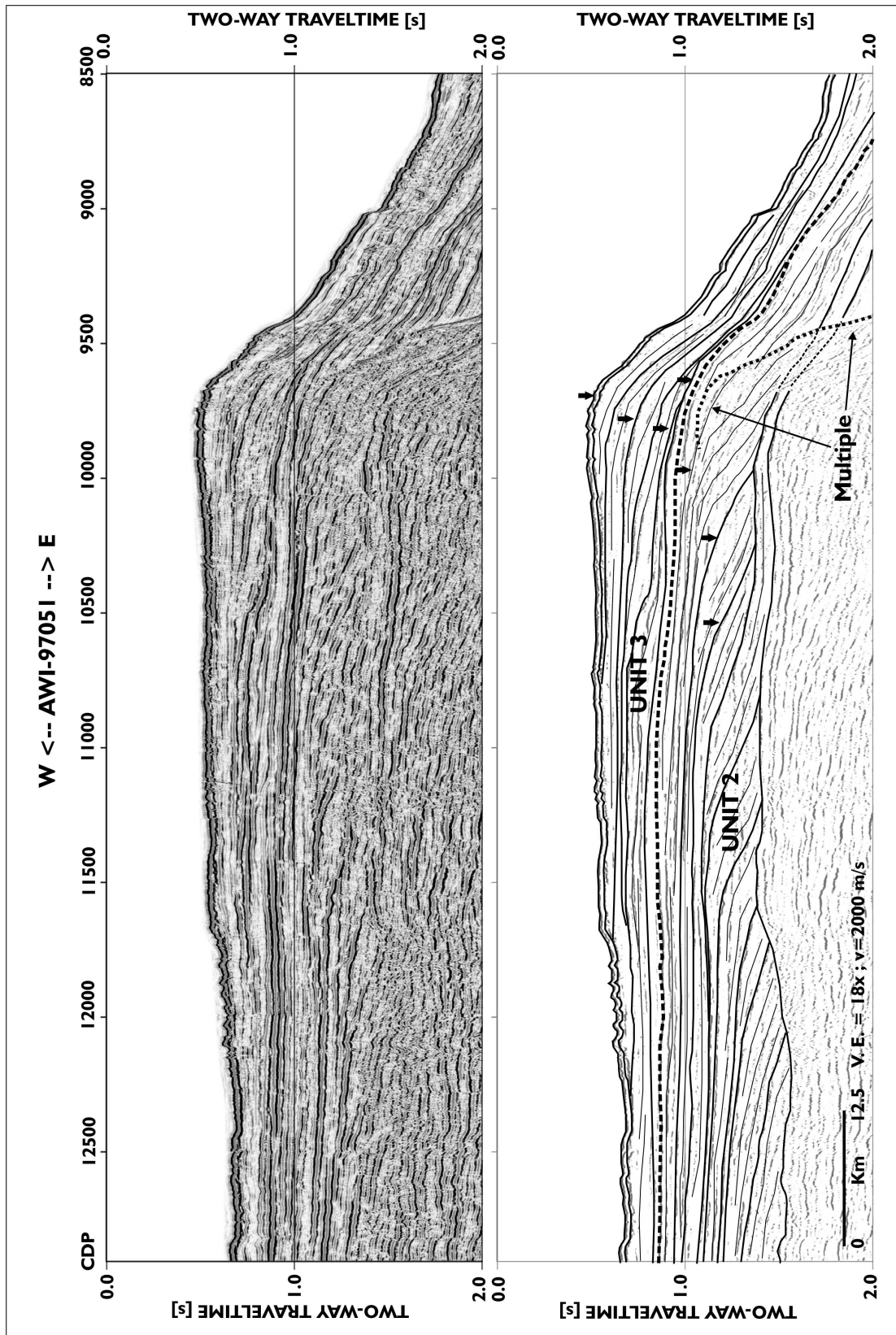


Abbildung B.2.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-97051.

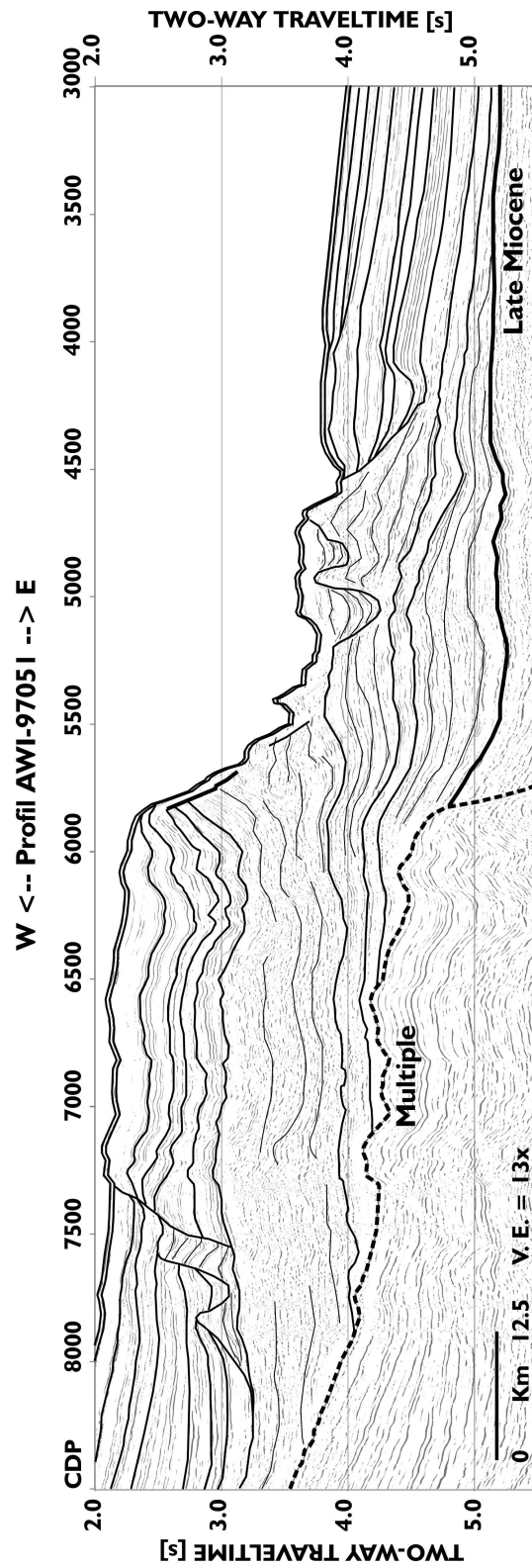


Abbildung B.3.: Strichzeichnung der Rutschmasse in Profil AWI-97051.

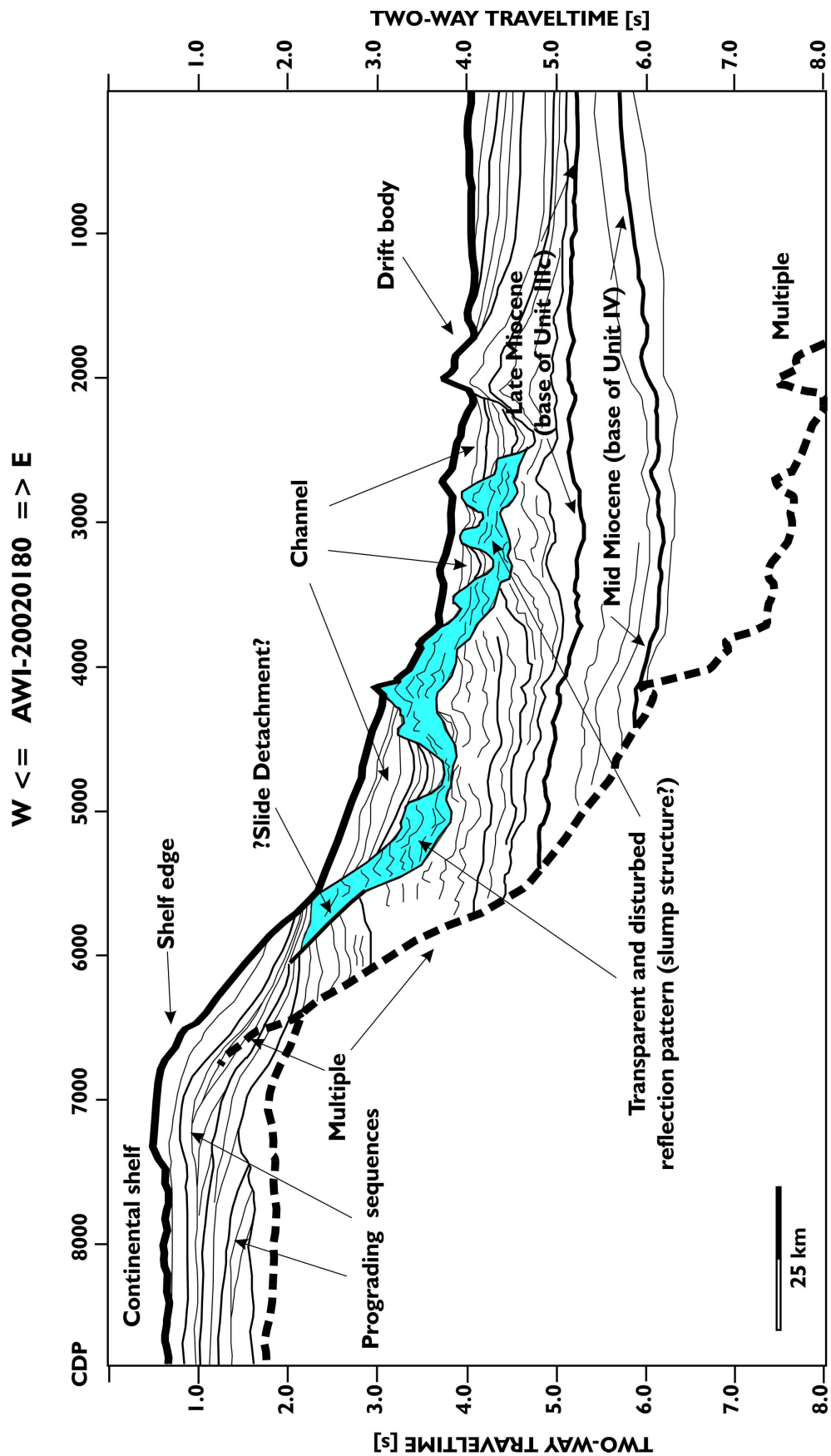


Abbildung B.4.: Strichzeichnung von Profil AWI-20020180.

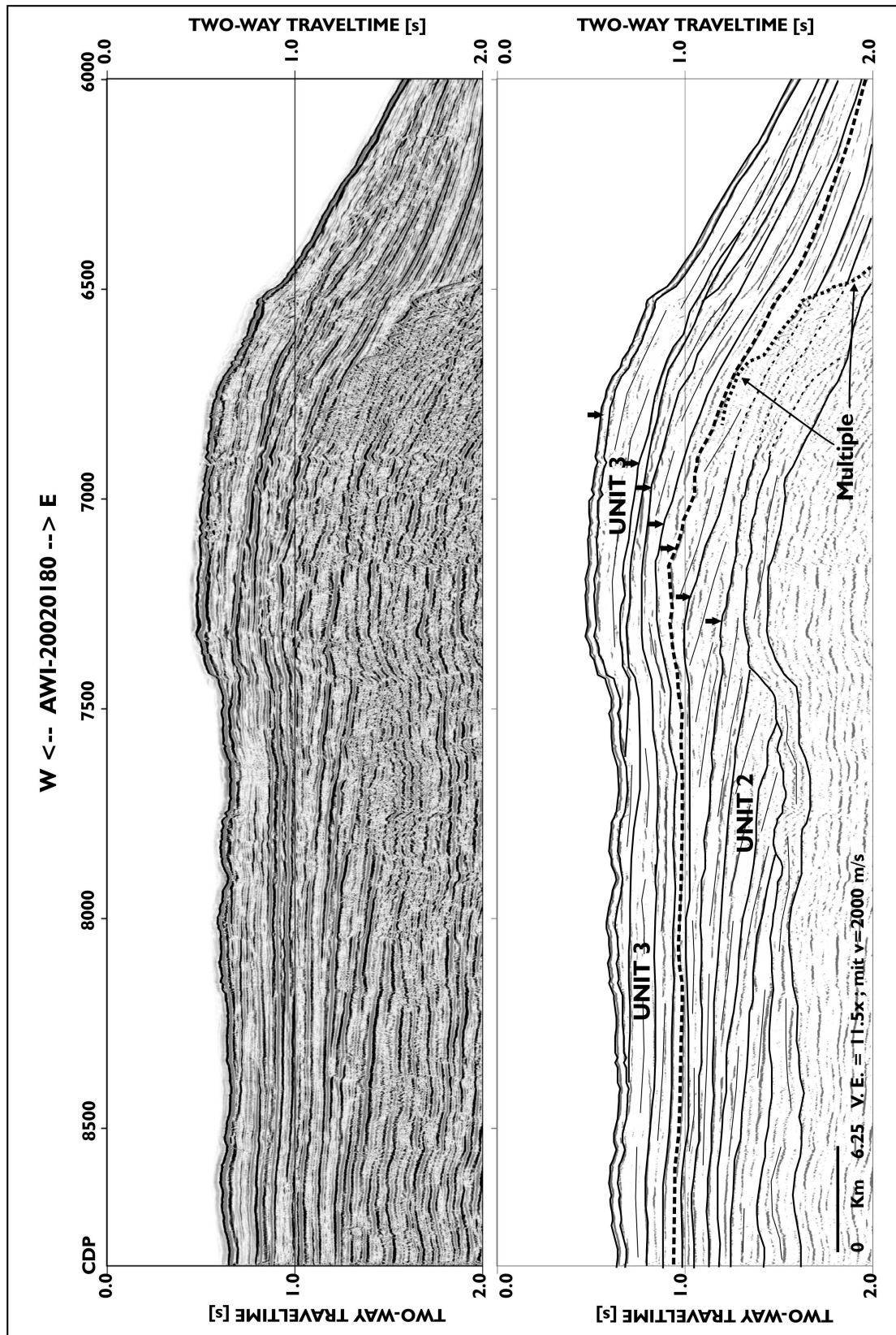


Abbildung B.5.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020180.

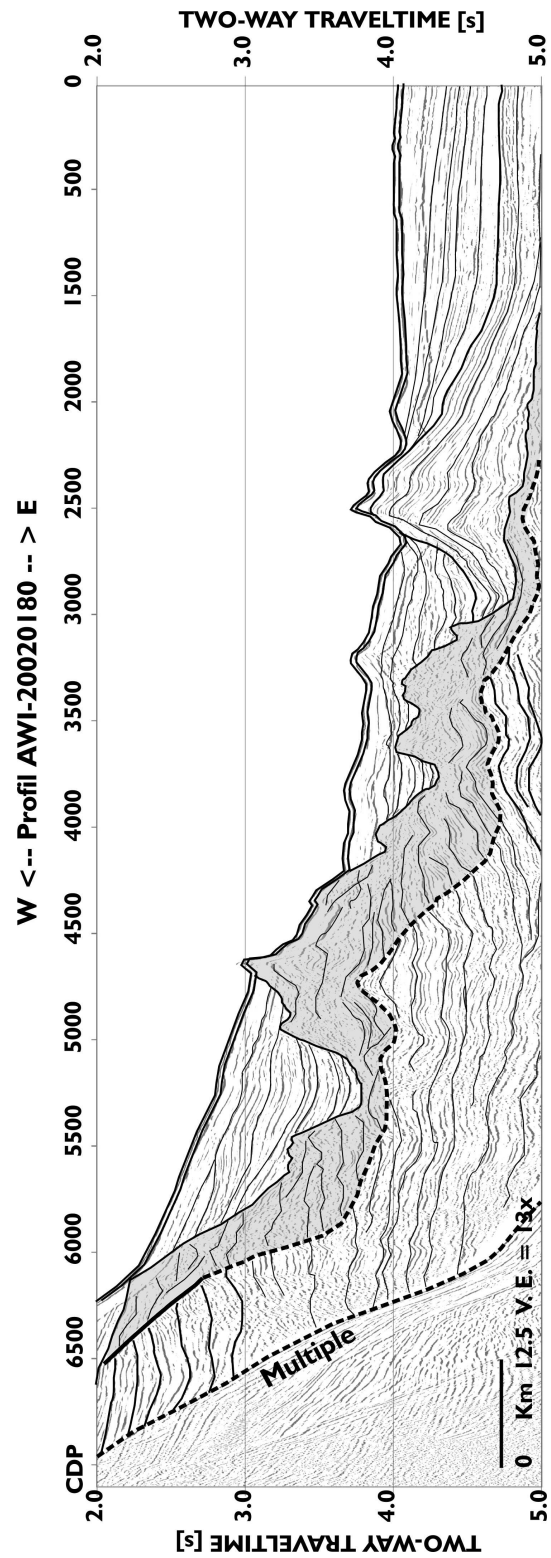


Abbildung B.6.: Strichzeichnung der Rutschmasse in Profil AWI-20020180.

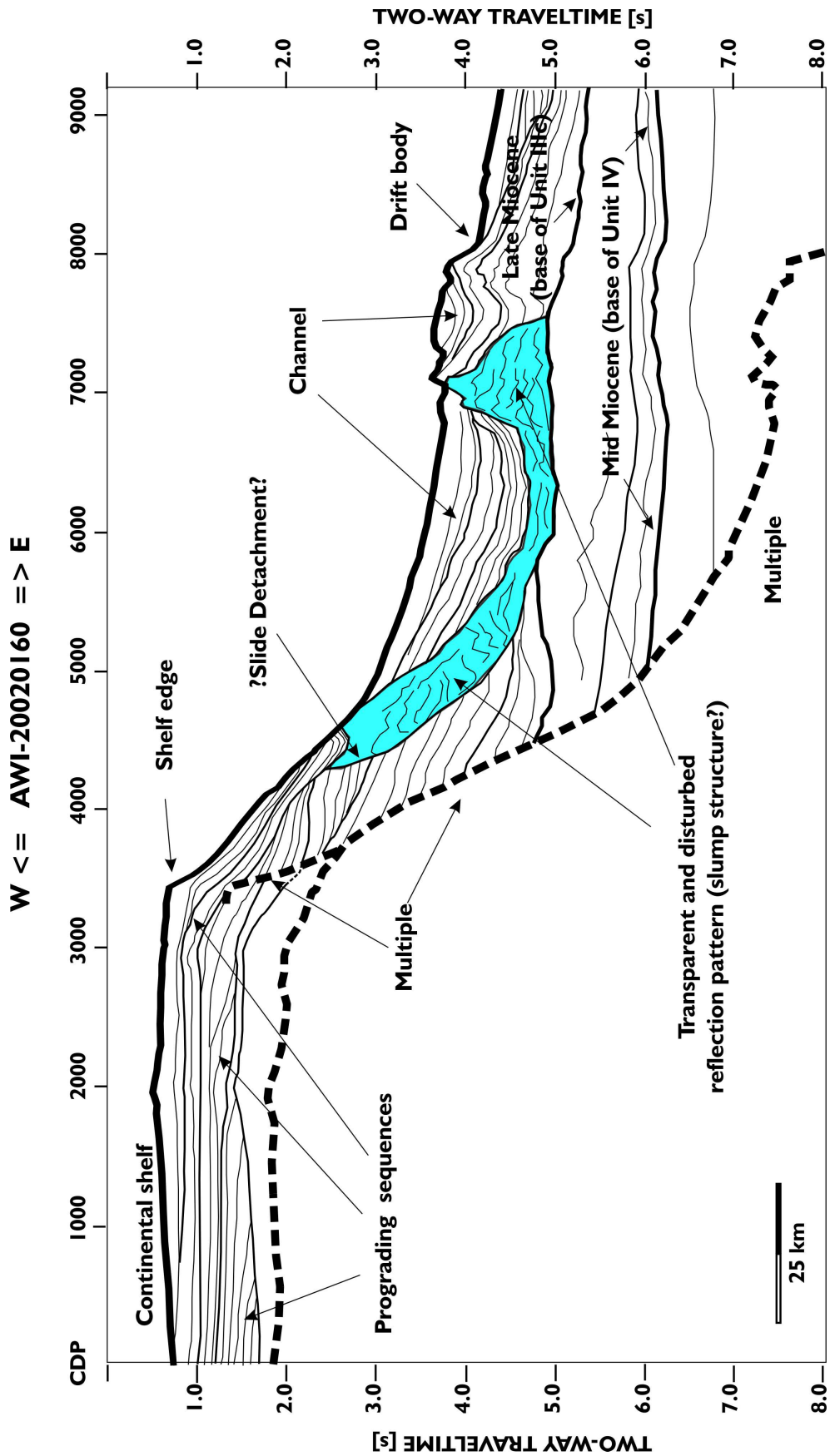


Abbildung B.7.: Strichzeichnung von Profil AWI-20020160.

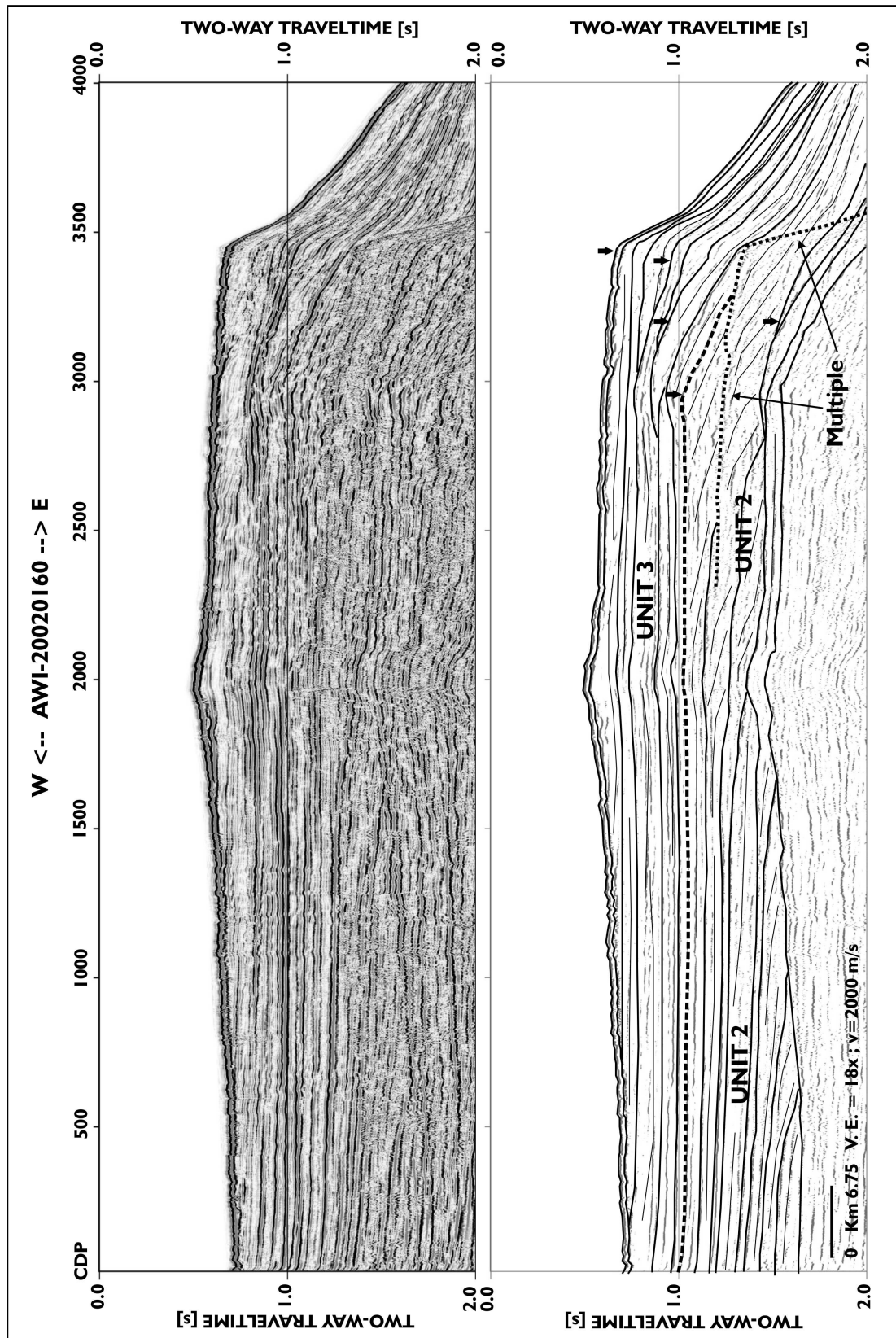


Abbildung B.8.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020160.

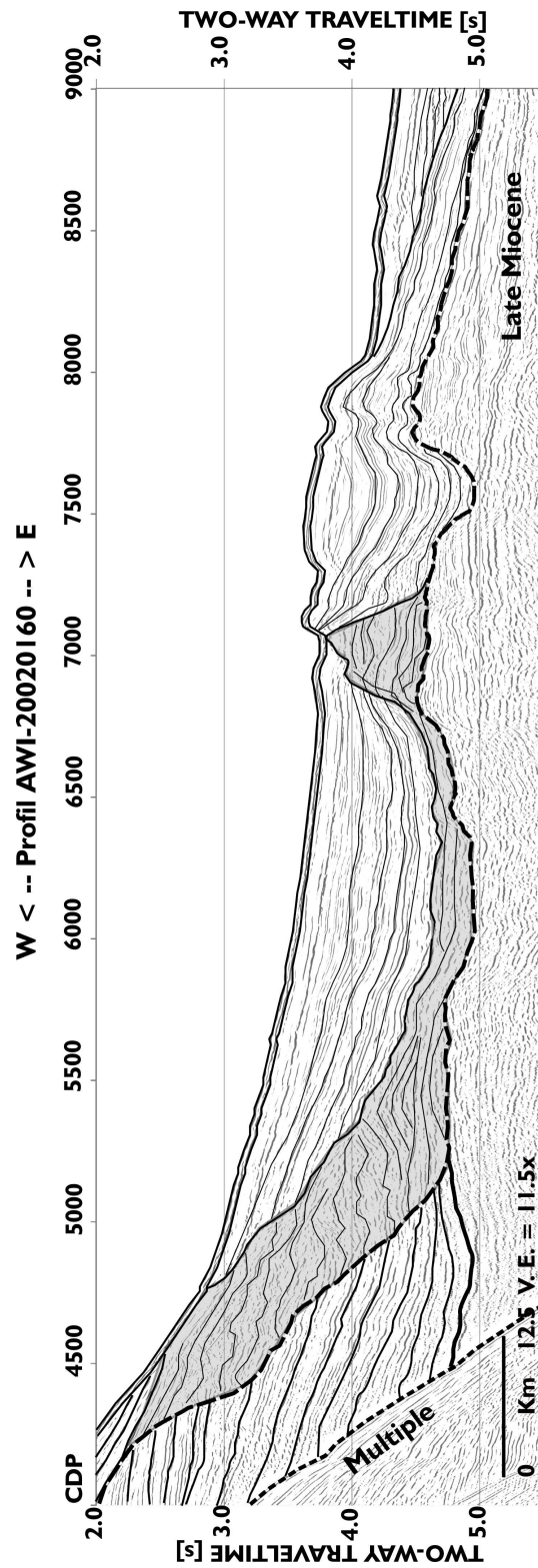


Abbildung B.9.: Strichzeichnung der Rutschmasse in Profil AWI-20020160.

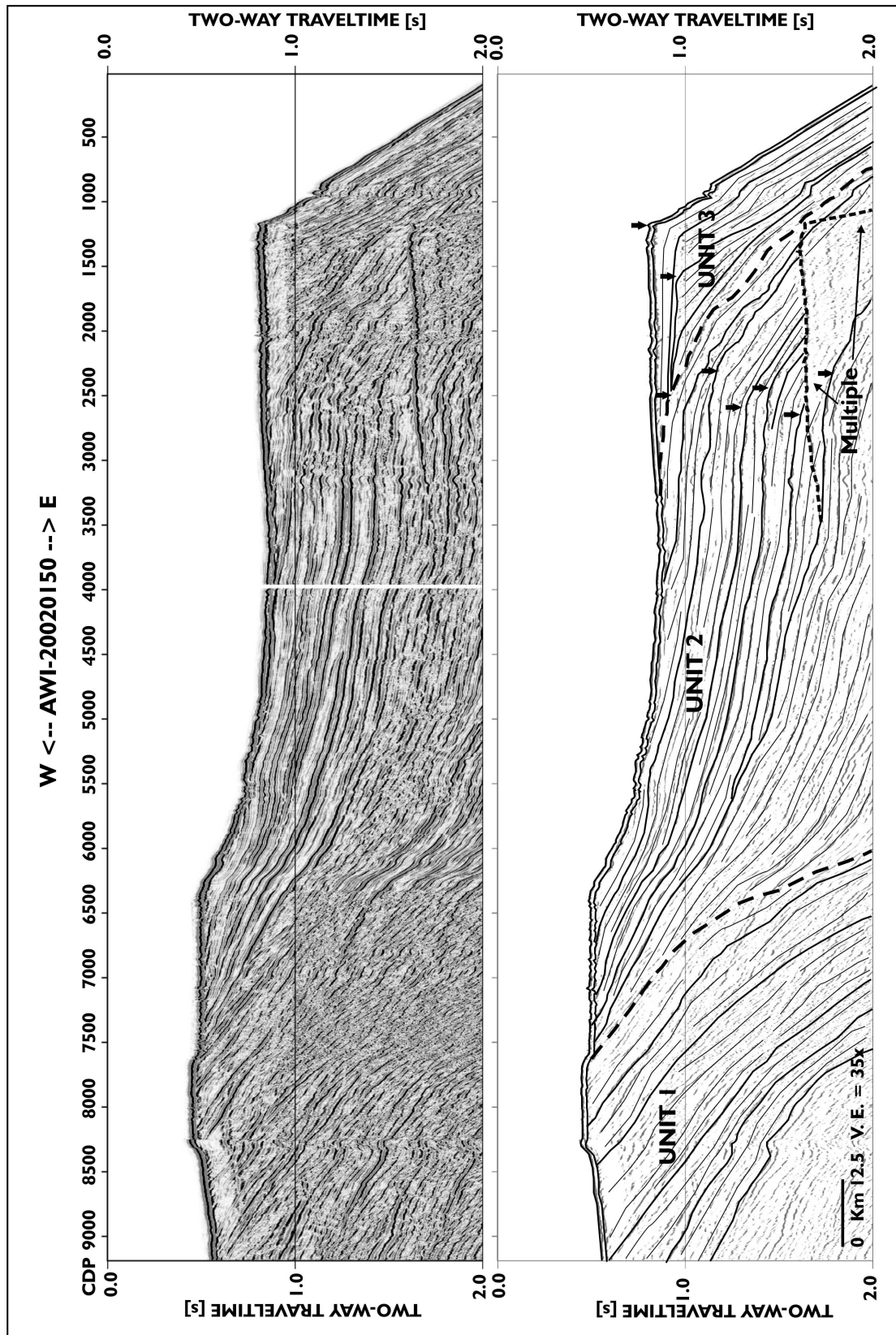


Abbildung B.10.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020150.

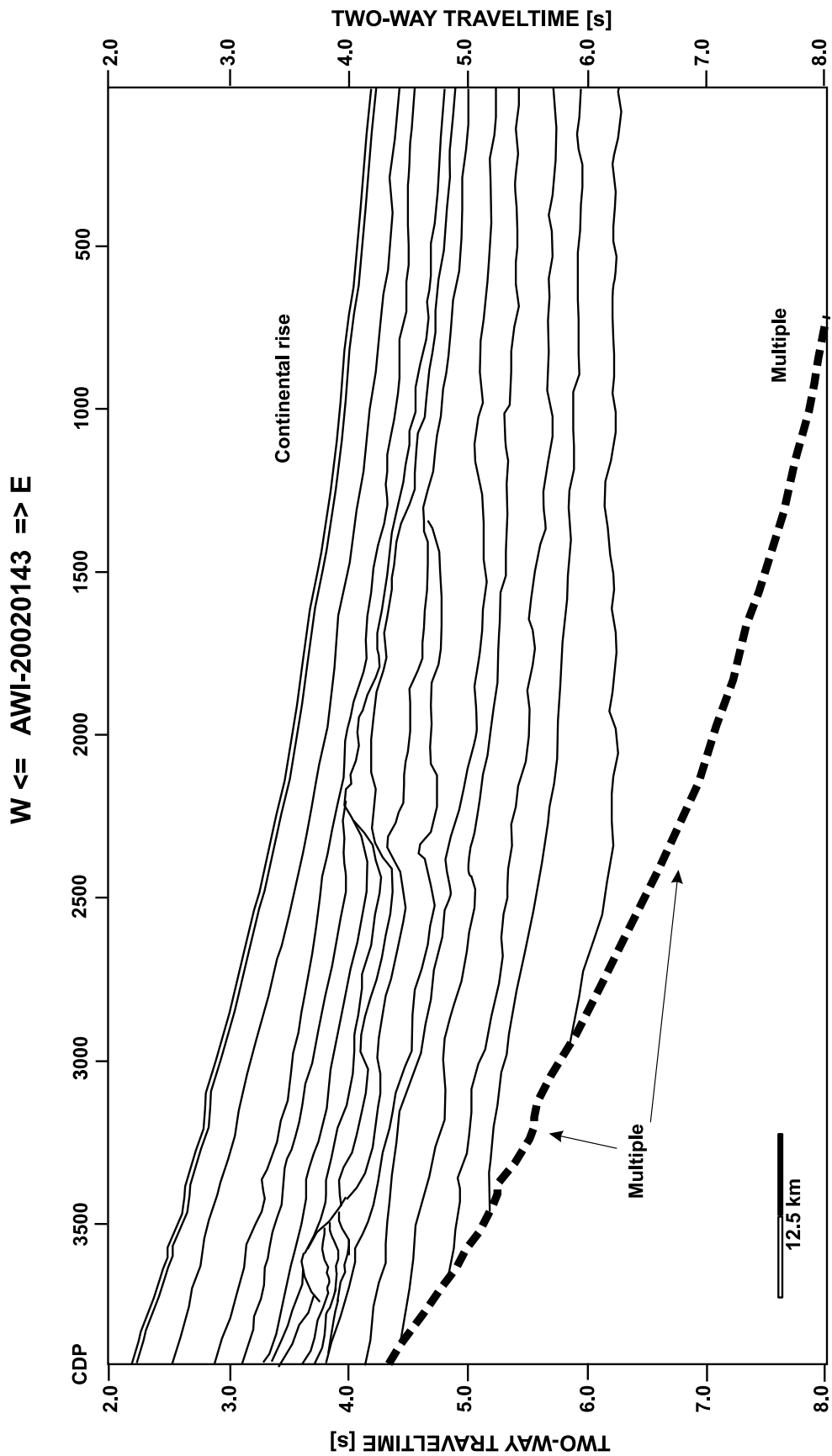


Abbildung B.11.: Strichzeichnung von Profil AWI-20020143.

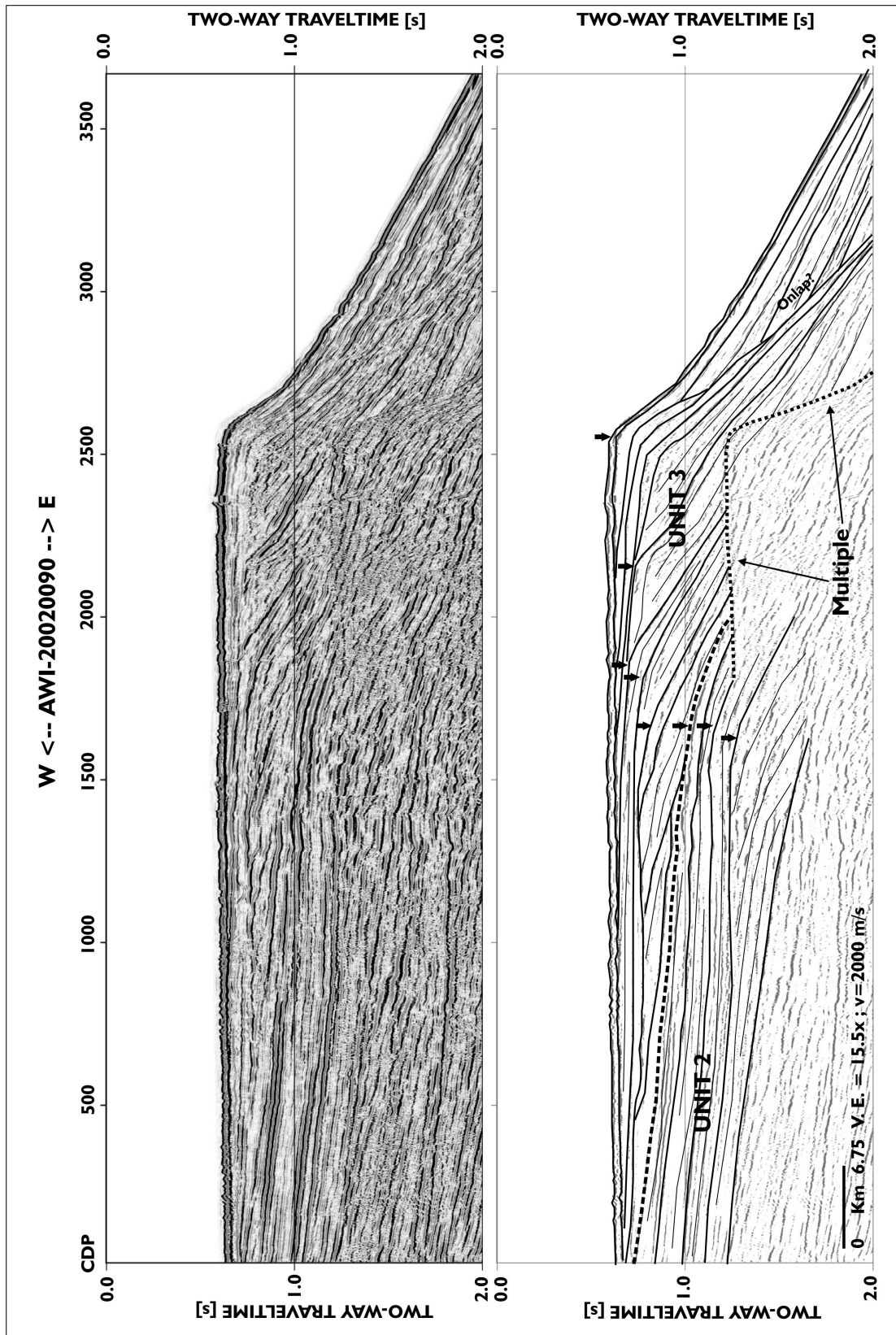


Abbildung B.12.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020090.

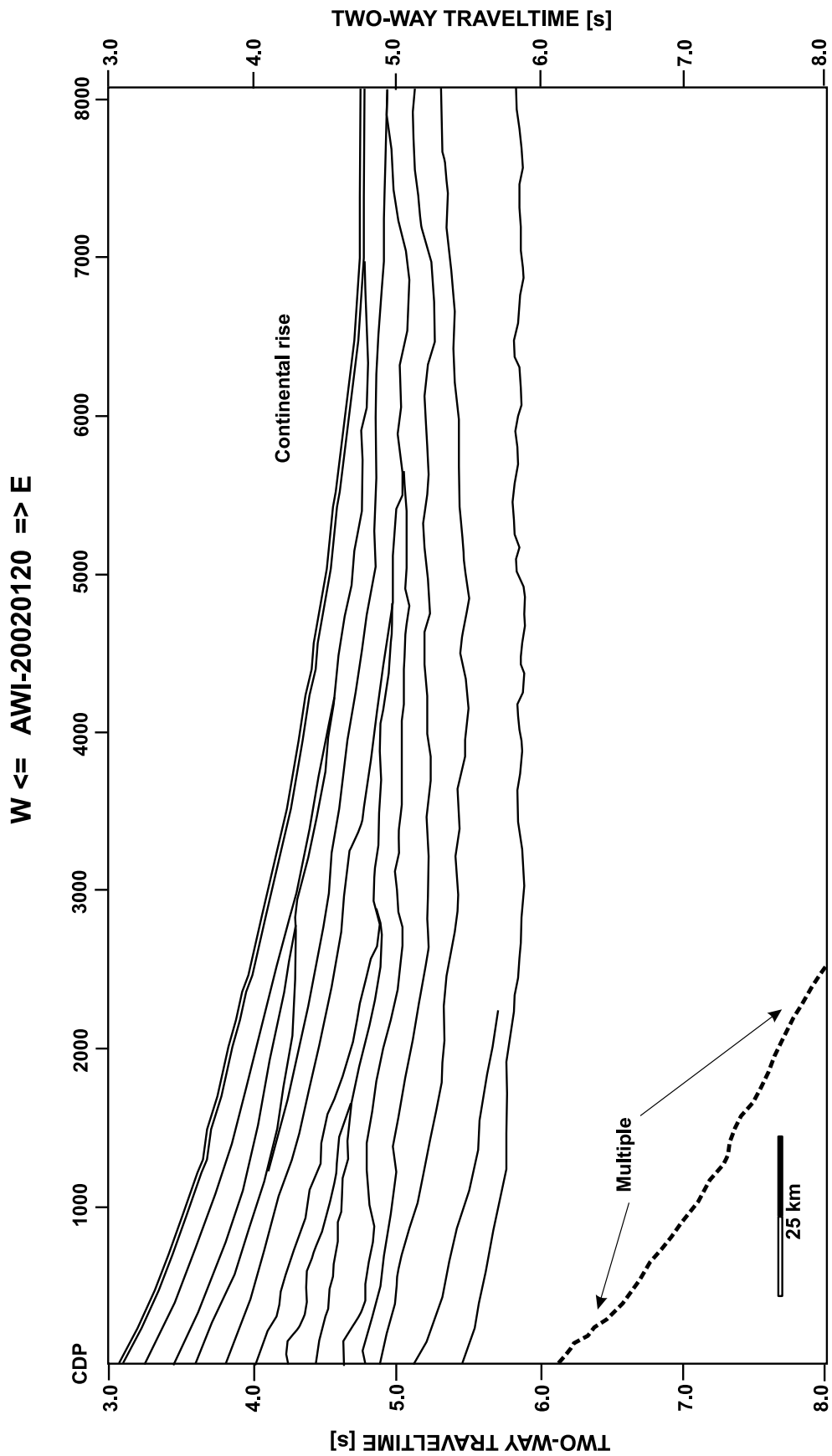


Abbildung B.13.: Strichzeichnung von Profil AWI-20020120.

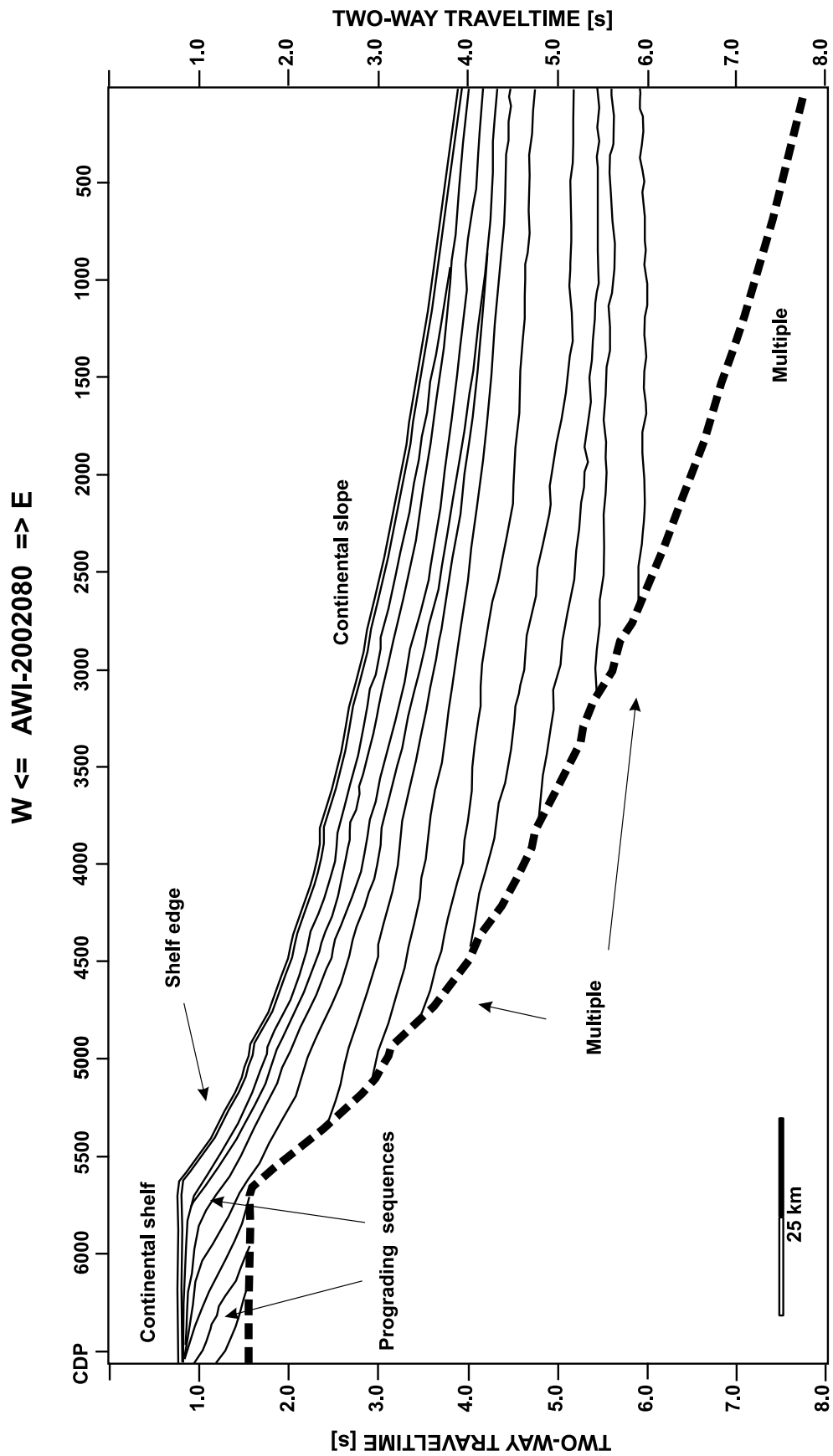


Abbildung B.14.: Strichzeichnung von Profil AWI-2002080.

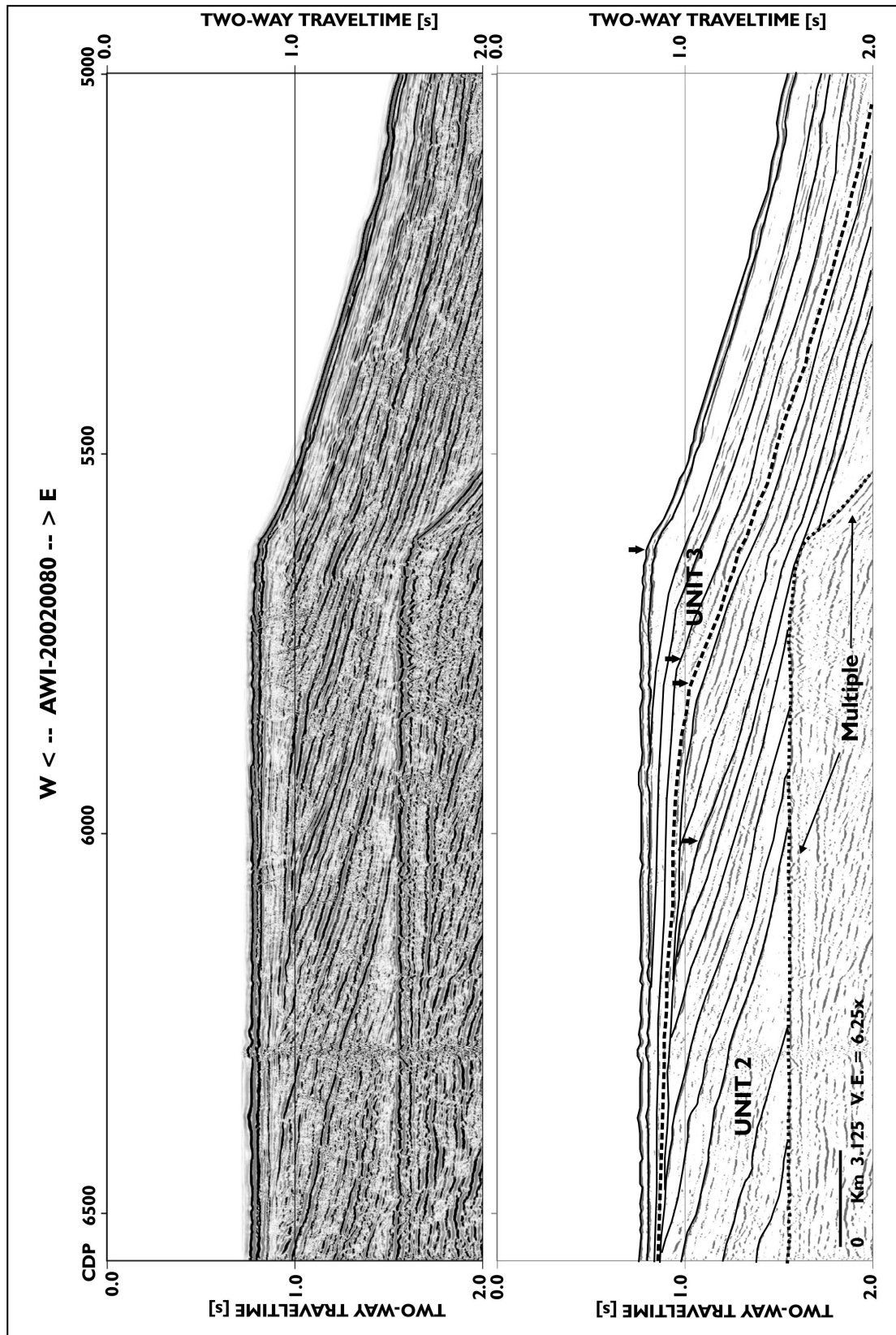


Abbildung B.15.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020080.

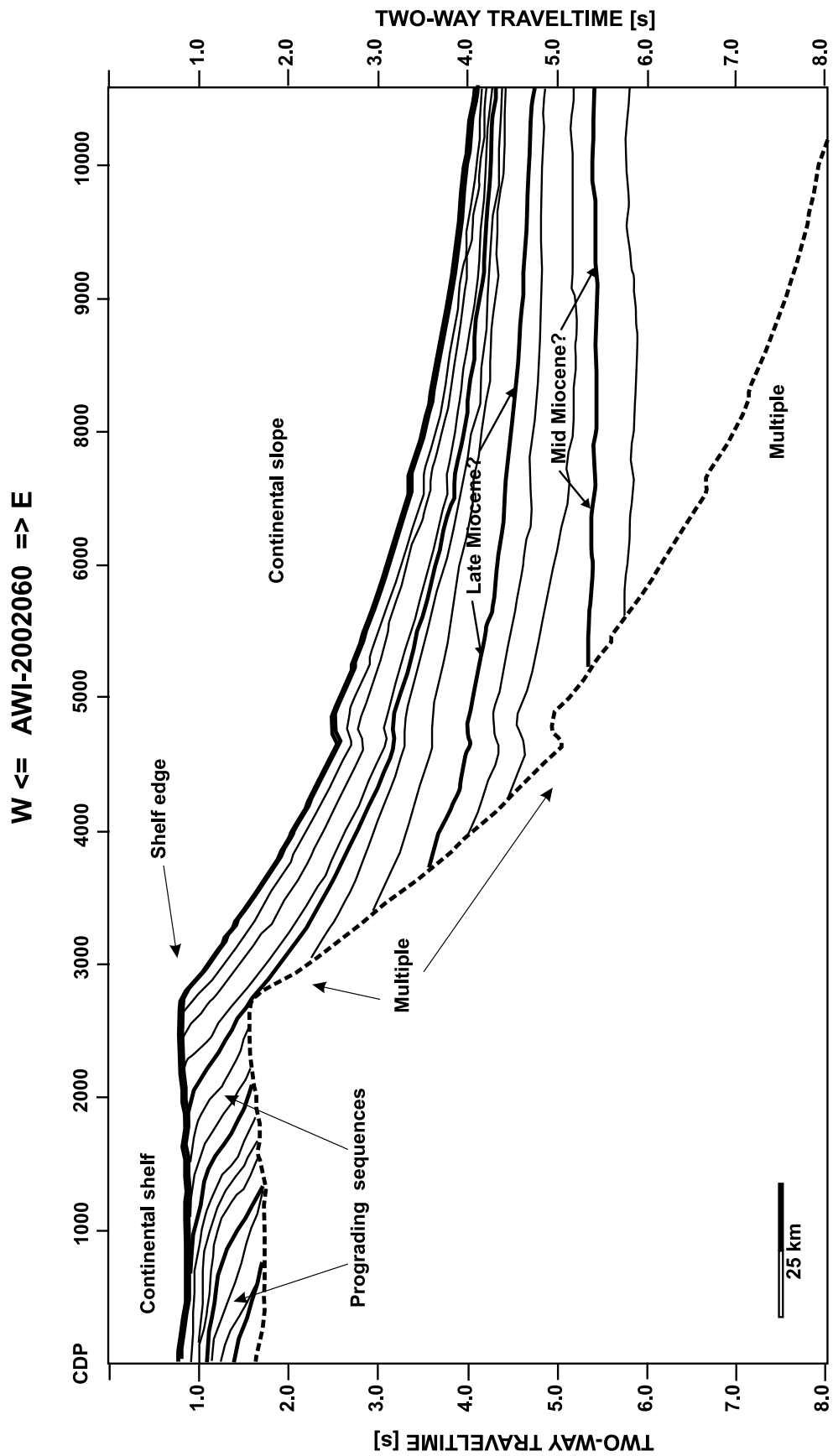


Abbildung B.16.: Strichzeichnung von Profil AWI-2002060.

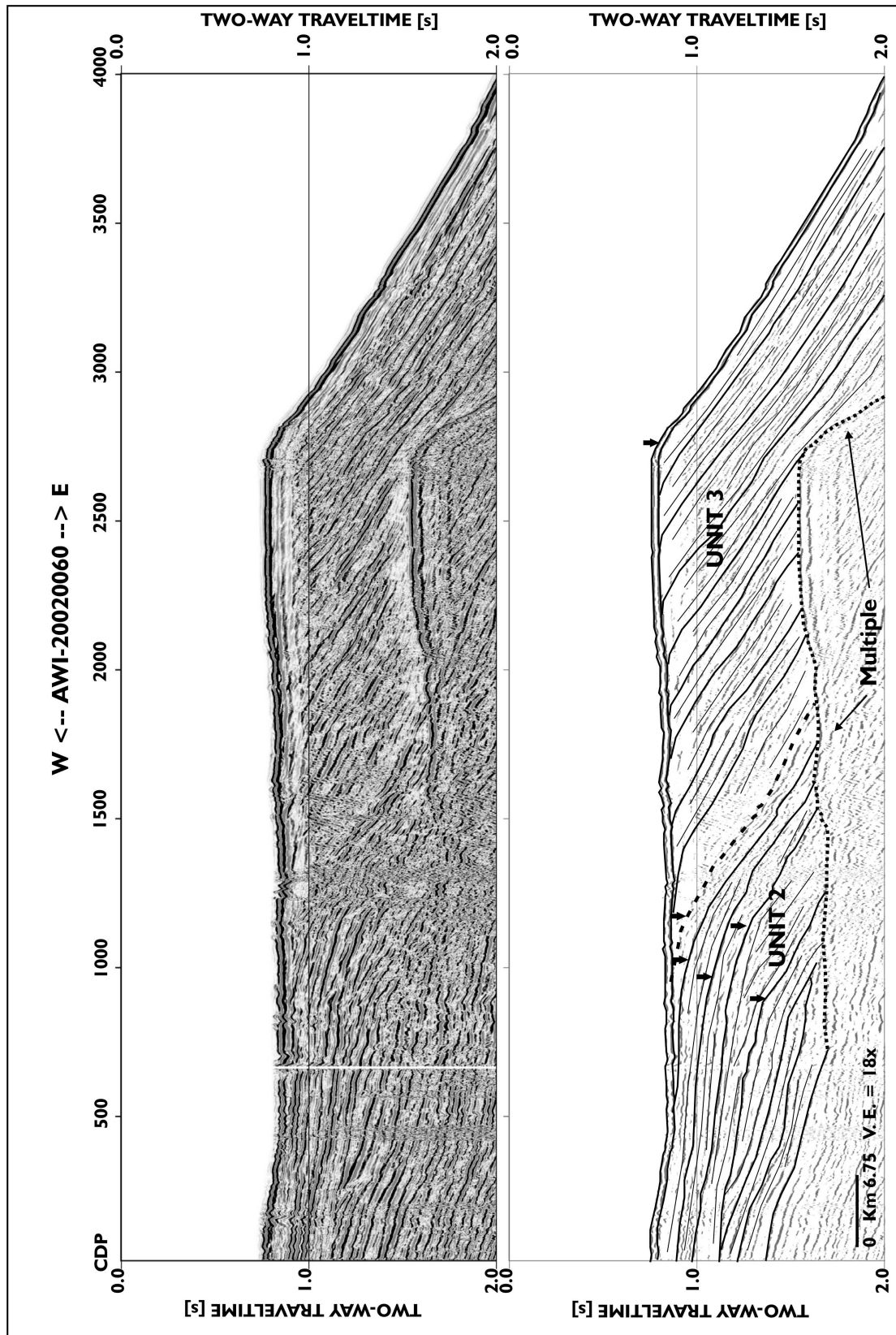


Abbildung B.17.: Strichzeichnung des Schelfbereiches von Profil AWI-20020060.

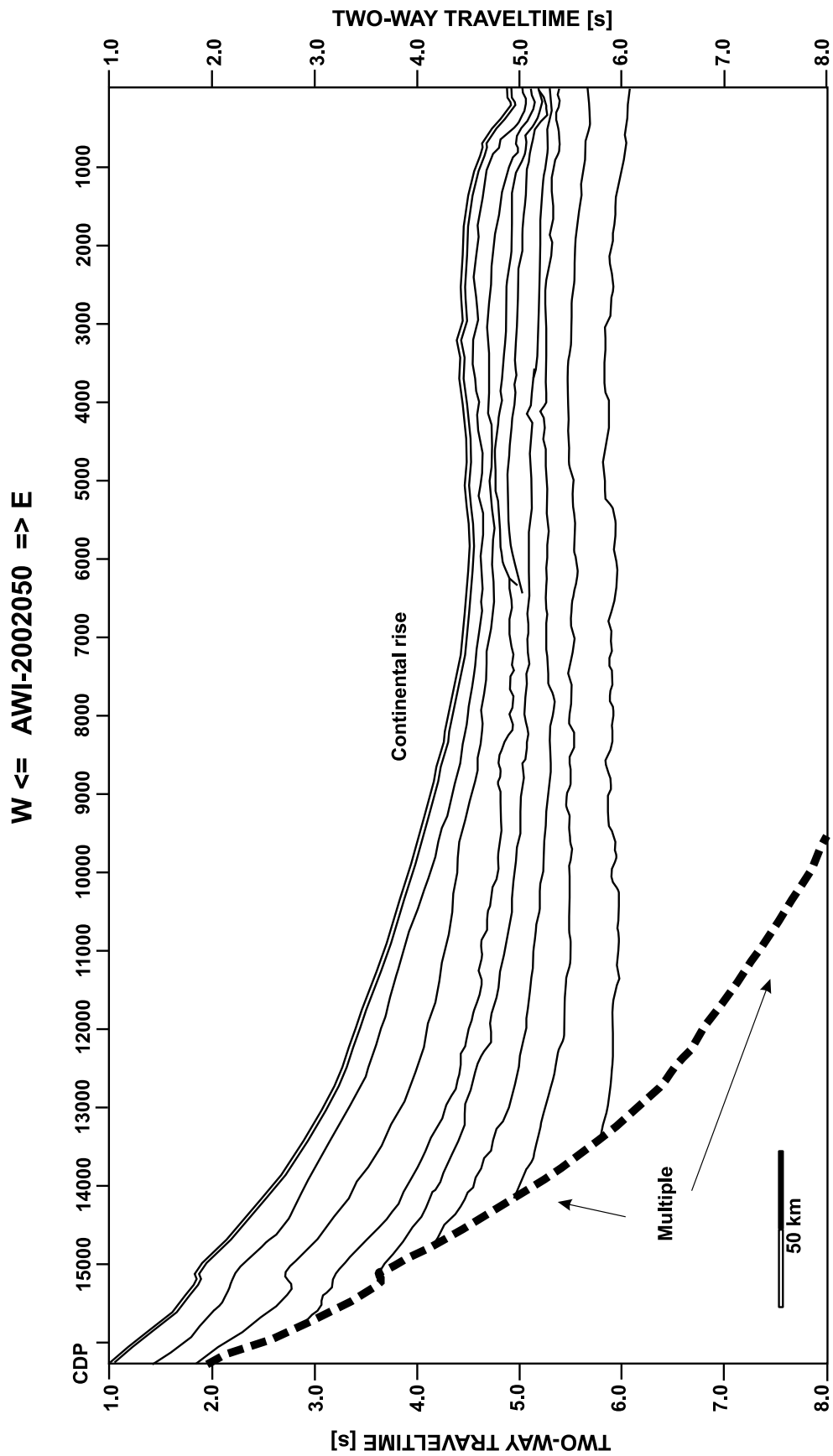


Abbildung B.18.: Strichzeichnung von Profil AWI-2002050.

C. Seismische Sektionen