

**Detaillierte seismische Untersuchungen am
östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meereres
vor Kapp Norvegia, Antarktis**

**Detailed seismic Investigations at the eastern
continental margin of the Weddell Sea off Kapp
Norvegia, Antarctica**

Norbert E. Kaul

**Ber. Polarforsch. 89 (1991)
ISSN 0176 - 5027**

Norbert E. Kaul

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung

Columbusstraße

2850 Bremerhaven

Druckfassung einer Dissertation

Der Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	2
Summary	4
1. Einführung	6
2. Das Arbeitsgebiet	
2.1 Übersicht über die geophysikalischen Untersuchungen	9
2.2 Geologische Einordnung	10
2.3 Meßtechnik	17
2.3.1 Auflösung	21
3. Die Datenverarbeitung	24
3.1 Aufbereitung der Navigationsdaten	26
3.2 Geschwindigkeitsanalyse	28
4. Interpretation	
4.1 Anschluß der Seismik an die ODP-Bohrungen	35
4.1.1 Physikalische Parameter	39
4.2 Die Profile	46
4.2.1 Die Profile senkrecht zum Escarpment	47
4.2.2 Die Profile parallel zum Escarpment	59
4.3 Kartierung der Horizonte	65
4.4 Marine Refraktionsseismik mit Sonobojen	72
4.5 Magnetische Messungen	87
4.6 Gravimetrie	90
5. Zusammenfassung der Ergebnisse	
5.1 Diskussion	95
5.2 Fazit	109
6. Ausblick	112
7. Literaturverzeichnis	114
Danksagung	120

Zusammenfassung

Die Ergebnisse der beiden marin-geowissenschaftlichen Meßfahrten mit FS Polarstern (ANT V/4 und ANT VIII/5) sowie die Resultate der ODP Bohrungen 691 - 693 führten zu einer differenzierten Darstellung der Entwicklung des Kontinentalrandes des östlichen Weddell-Meeres. Reflexionsseismische und refraktionsseismische Messungen, sowie die Vermessung des Schwerefeldes und des erdmagnetischen Feldes wurden zur Beurteilung der geologischen Strukturen im Sinne einer Fallstudie herangezogen.

Es zeigt sich, daß die Entwicklung des Kontinentalrandes in drei Phasen unterteilt werden kann. Die erste Phase ist im mittleren Jura abgeschlossen und beinhaltet die Bildung der "dipping reflector" Einheit, die vermutlich subaerisch ausgeflossene Laven enthält. Die Richtungen der tektonischen Störungszonen während der Bildung dieser Einheit verlaufen WSW-ENE in ca. 70° - 80° mit einer zweiten, untergeordneten Richtung von ca. 175°.

Die zweite Phase endet an der Grenze Jura/Kreide und wird dominiert von der Ablagerung grobklastischer Sedimente im Flachwassermilieu. Diese Einheit ist seismisch klar zu trennen durch die Basisfläche w1, die "Weddell Sea Continental Margin Unconformity". w3, ein prominenter Reflektor entlang des Kontinentalrandes bildet den oberen Abschluß. In diesem Flachmeer baut sich eine Barriere auf, die ebenfalls in WSW-ENE Richtung verläuft und als Riffkarbonat gedeutet wird.

Die dritte Phase beginnt in der unteren Kreide. Der Horizont w3 zeigt den Anfang einer neuen Ära an, in der die grobklastischen Sedimente durch die tonige bis siltige Fazies der Kreide abgelöst wird. Dieser Horizont, angesprochen als Einebnungsfläche, dokumentiert, daß die Barriere zu diesem Zeitpunkt an Bedeutung verliert. Die hohen Anteile organischen Materials im Alb bis Hauterive sind Ausdruck für die anoxischen Bedingungen in der Unterkreide. Die graduelle Zunahme des Sauerstoffgehaltes im Verlauf der mittleren unteren Kreide liefert ein Indiz für die Öffnung eines ozeanischen Beckens.

In der unteren Kreide bildet sich eine Tiefwasserströmung aus, die mit dem Auftreten der großen morphologischen Stufen Explora Escarpment und Kontinentalabhang einhergeht.

Der größte Teil der Absenkungsgeschichte und der Beginn der Vereisung des antarktischen Kontinents ist nicht durch Sedimente dokumentiert, sondern fällt mit einer Schichtlücke von ca. 64 Mio. Jahren von der mittleren Kreide bis zum unteren Oligozän zusammen. Oberhalb dieses Hiatus, ausgedrückt durch Reflektor w4, findet man Zeugen der Vereisung in Form von erratischen Blöcken. Ein weiterer Indikator für die Vereisung sind die feinschichtigen, seismisch transparenten glazial-marinen Sedimente oberhalb von w5. Reflektor w5 repräsentiert eine Schichtlücke von 5 Mio. Jahren im mittleren Miozän und ist in der Seismostratigraphie ein markanter Reflektor. Zusammen mit w7, einem Reflektor in den glazial-marinen Sedimenten, der einen Hiatus im mittleren Pliozän widerspiegelt, ist die Vereisungsgeschichte anhand von drei markanten seismischen Horizonten regional verfolgbar.

Im Bereich des Wegener Canyons besitzt das Explora Escarpment seine größte Sprunghöhe (ca. 1200 m). Die küstenparallelen Profile dokumentieren symmetrische Neigungen zu beiden Seiten des Canyons. Alle Horizonte unterhalb der Kreide zeigen starke Zerstörungen, so daß der Wegener Canyon als eine Bruchlinie des abgesunkenen Blocks angesehen werden muß. Der Wegener Canyon ist demnach eine Erosionsform auf einer tektonischen Schwächezone, die bereits vor der Kreide existierte.

Das Explora Escarpment durchschneidet an dieser Stelle die Riffbarriere des Jura im spitzen Winkel. Zunächst entsteht der Eindruck, eine Barriere sei die Ursache zum Aufbau des Escarpments. Es handelt sich hierbei jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit um eine tektonisch gebildete Stufe.

Summary

The combination of the results from two marine geoscientific expeditions with RV Polarstern (ANT V/4 and ANT VIII/5) and from ODP drilling sites 691 - 693 led to a refined understanding of the development of the eastern continental margin of the Weddell Sea.

Reflection and refraction seismic experiments as well as magnetic and gravity measurements have been analyzed.

The summarized data of all investigations show that the evolution of the continental margin is divided into three different periods. The first period ending in the middle Jurassic is characterized by the occurrence of seaward dipping reflectors. These reflectors probably contain sub-aerial extruded lavas. The dominant direction of tectonical features during this period was 70° - 80° WSW-ENE. A second, less dominant direction exists at a strike angle of about 175° .

The second period lasts until the end of the Jurassic. A thick sequence of hemipelagic coarse clastic sediments had been deposited. The base and top of this sequence are documented by seismic reflectors. The base reflector w1 is called the "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" (Hinz, 1982). The top reflector w3 is an excellent seismic marker within this region. Under these hemipelagic conditions a barrier-like structure develops in a WSW-ENE direction. This barrier is thought to consist of reef building carbonates.

The third period started in the lower Cretaceous. Reflector w3 separates the lower coarse sediments from the clayey to silty facies of the Cretaceous. This level reflector marks the top of the barrier and thus indicates its decreasing significance on sedimentation processes. High amounts of organic material in Albian through Hauterivian strata testify anoxic conditions in the lower Cretaceous. A gradual increase of oxygen content in the sediments since the middle lower Cretaceous indicates the opening of a deep oceanic basin.

In the lower Cretaceous a deep water circulation develops together with the dominant morphological scarps, the Explora Escarpment and the continental shelf edge.

The main vertical movements are not very well documented in the sedimentary record. A hiatus covering 64 million years from the middle Cretaceous to the lower Oligocene includes a period of fault tectonic

activity and the beginning of the continental glaciation. Above this hiatus represented by reflector w4, ice rafted debris documents the glaciation. Fine-laminated and seismically transparent sediments on top of reflector w5 give a second indication for glacial marine deposition. Reflector w5 is caused by a hiatus of 5 m.y. in the middle Miocene. It is a main marker of regional seismostratigraphy. Including reflector w7 a hiatus within the glacial marine sequence of the Pliocene, the glaciation history can be traced by three horizons of regional significance.

The Explora Escarpment attains its maximum step height (ca. 1200 m) in the vicinity of the Wegener Canyon. Nearly symmetric tilts to both sides of the Wegener Canyon have been found in seismic profiles parallel to the escarpment. All units older than the Cretaceous show faulting along the canyon. Thus it seems likely that the Wegener Canyon is located at the hinge of the downthrown block. The canyon itself is therefore the result of erosion along a fault zone which existed before the Cretaceous.

A second feature of the area near Wegener Canyon is the crossing of two lineaments. The Explora Escarpment cuts the barrier at an acute angle. Thus the assumption of a huge tectonic fault appears as the most probable cause for the escarpment.

1. Einführung

Das Ziel der marin-geophysikalischen Messungen im Weddell-Meer ist die Entwicklungsgeschichte dieses Beckens und seiner kontinentalen Ränder. Zwei zentrale Fragen müssen dabei beantwortet werden:

- Welche Bedeutung hat der Ostrand des Weddell-Meeres zu für die Rekonstruktion des Superkontinentes Gondwana und
- ist die paläoozeanographische und klimatologische Geschichte der Antarktis in den Sedimenten wiederzufinden ?

Die Öffnung des Südatlantiks im oberen Jura vor ca. 150 Mio. Jahren mit der Trennung von Südamerika, der Antarktis und Südafrika ist in vielen Phasen der Bildung noch ungeklärt. Der östliche Rand des Weddell-Meeres kann dabei ein Schlüssel für die Prozesse des Abtrennens Afrikas vom ostantarktischen Kontinent sein.

Die Reflexionsseismik, bei der große Eindringtiefe und hohe Auflösung erzielt werden, kann zur Klärung dieses Abtrennungsprozesses beitragen.

Die paläoozeanographischen Bedingungen, das heißt in allererster Linie der Beginn des antarktischen Zirkularstromes, sollten sich im Sedimentpaket abzeichnen. Die hohen Strömungsgeschwindigkeiten von 0,1 - 0,2 m/s (Fahrbach, 1988) lassen im Sedimentpaket einen Hiatus oder eine von Wirbeln geprägte Sedimentation erwarten. Die aus dem Einsetzen des Zirkumpolarstromes resultierende klimatische Isolierung der Antarktis konnte, auf Grund der südlichen Lage des Kontinents zu deren Abkühlung und Vereisung führen.

Die Vereisung des antarktischen Kontinentes konnte nach geologischen Zeitmaßstäben schnell vonstatten gehen (in wenigen Hunderttausend Jahren, Letreguilly, pers. Mitt.). Die Entwicklung dieser Vereisung und der glazialen Stadien sind erkennbar in der sich ändernden Sedimentbedeckung der kontinentnahen Meeresböden (Grobe, 1986).

Das Untersuchungsgebiet liegt in einer schwer zugänglichen Region, dem Packeisgürtel der Antarktis. Nur mit entsprechend eisverstärkten Schiffen oder Eisbrechern läßt sich hier während der wenigen Sommermonate sicher arbeiten und messen. So wundert es auch nicht, daß die

ersten bekannten seismischen Messungen erst aus dem Jahre 1977 stammen. Bis zum Südsommer 1986/87, dem Zeitpunkt der Expedition ANT V/4, deren Daten die Grundlage dieser Arbeit liefern, waren etwa 16000 Profilkilometer seismisch vermessen. Die Fläche des Weddell-Meeres beträgt ca. 1,6 Mio km², was der 4,5 fachen Fläche Deutschlands entspricht.

Die geologischen Interpretationen der seismischen Horizonte vor 1986/87 muß man als Arbeitshypothesen ansehen, da bis zum Februar 1987 keine Bohrung existierte, die einen Vergleich der seismischen Stratigraphie mit der geologische Einteilung ermöglicht hätte. Im Südsommer 1986/87 fand im Weddell-Meer neben der Polarsternfahrt ANT V/4 unter der Leitung von H. Miller vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) auch die Fahrt 113 des Bohrschiffes SEDCO/BP 471 JOIDES Resolution statt, in Begleitung eines Versorgers (JOIDES: Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling). Bohrlokationen des Ocean Drilling Programs (ODP) waren unter anderem im zentralen Weddell-Meer und am östlichen Kontinentabhang auf den Flanken des Wegener Canyons.

Die vom AWI in derselben Saison durchgeführten seismischen Messungen waren vom Konzept her auf eine gute vertikale Auflösung der sedimentären Sequenzen angelegt. Sie verliefen mit ihren Kreuzungspunkten über den Bohrlokationen und stellen einen "Post-Site-Survey" dar. Die an Hand der Bohrergebnisse ermittelten Horizonte konnten entlang der sich kreuzenden seismischen Profile bis in die Tiefsee des Weddell-Meeres hinein verfolgt werden. Hierzu dienten auch bereits vorhandene Daten seismischer Profile der BGR (1978, 1986) und der Norwegian Antarctic Research Expeditions (NARE) (1977, 1979).

Aus den Ergebnissen der Meßfahrt ANT V/4, deren digitale Daten prozessiert und migriert wurden, konnten Profilver schläge für die Meßfahrt ANT VIII/5 (1990) erarbeitet werden. Die Forderungen nach Registrierzeiten, die über 7,5 Sekunden hinausgehen, und besseren Signalquellen zur Verbesserung des bisherigen Signal Bubble Verhältnisses von nahe eins, konnten erfüllt werden. Zusätzliche Information wurde mit Hilfe von Sonobojen über die V_p Geschwindigkeiten der Sedimente gewonnen. Die Aussagen über geologische Einheiten lassen sich nur durch die fundierten seismischen Schichtgeschwindigkeiten untermauern.

Aus der Zusammenstellung der Ergebnisse der ODP Bohrungen, der Seismostratigraphie und der Geschwindigkeitsinformation konnte ein Stratotypus der Reflektoren für den Ostrand des Weddell-Meeres erstellt werden.

Die Betrachtung der auf den Profilen gemessenen Magnetik und Gravimetrie wird in die Diskussion mit einbezogen, um die verschiedenen Modelle zur Natur des Explora Escarpments zu bewerten.

2. Das Arbeitsgebiet

2.1 Übersicht über die geophysikalischen Untersuchungen

Das Weddell-Meer umfaßt das Gebiet von 0° - 60° westlicher Länge. Die Nordgrenze dieses Meeres verläuft bei etwa 68° südlicher Breite. Eine natürliche Begrenzung im Süden bildet der antarktische Kontinent mit den vorgelagerten Schelfeisen Filchner und Rønne bei 78° Süd. Das Meer erhielt seinen Namen nach dem britischen Robbenfänger James Weddell, der 1822 im Auftrag der Enderby Reederei am weitesten nach Süden in dieses Gebiet vordrang.

Die ersten seismischen Daten, die Auskunft über den geologischen Aufbau des Weddell-Meeres liefern können, wurden 1977 im Rahmen der Norwegian Antarctic Research Expedition (NARE) gemessen.

Magnetische Daten gab es bereits vor der Verfügbarkeit von seismischen Daten aus den Messungen mit ARA Islas Orcadas, der RMS Bransfield und aus russischen aeromagnetischen Befliegungen.

Vor 1977 existierten im wesentlichen geologische Untersuchungen an Land, deren Ergebnisse in den marinen Bereich extrapoliert wurden.

Eine weitere marin-geowissenschaftliche Expedition fand 1978 mit MS EXPLORA unter der Leitung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) statt. Die Ergebnisse wurden bereits zwischen 1978 und 1982 von Hinz und anderen veröffentlicht.

Ein Jahr später konnten während NARE 79 weitere 1000 km seismischer Profile gewonnen werden (Haugland, 1982).

Die Teilnehmer der japanischen Antarktisexpedition (JARE) konnten im Südsommer 1981/82 ca. 1100 km seismisches Profil vermessen (Okuda 1983). Diese Expedition hielt sich vorwiegend am Nordrand des Weddell-Meeres auf und drang nicht weit zum Kontinentalrand der Antarktis vor.

Im Jahr 1985 fand erneut eine norwegische Expedition statt. Die Ergebnisse der insgesamt ca. 2600 km seismischer Profile wurden von Kuvaas und Kristoffersen 1990 veröffentlicht. Die Ergebnisse einer russischen Expedition in derselben Saison stehen zur Zeit noch nicht zur Verfügung.

Über 6000 km seismisches Profil wurden durch die BGR im Jahr 1986 von Bord FS Polarstern gemessen (Hinz & Kristoffersen, 1987).

Im anschließenden Fahrabschnitt hat das AWI marine Seismik durchgeführt, so daß während der Meßfahrt ANT V/4 in der australen Sommersaison 1986/87 etwa 2800 Profilkilometer gemessen werden konnten.

Während der geowissenschaftlichen Meßfahrten von FS Polarstern im Südsommer 1989/90 konnten 4100 Profilkilometern vom AWI vermessen werden sowie weitere 3000 km von der BGR.

Tabelle 1: Seismische Profile in Mehrkanaltechnik

Jahr	Institut	Land	Schiff	Profil- kilometer	Veröffentlicht
1977	NARE	Norwegen	Polarzirkel	1100	Fossum (1980), Haugland (1982)
1978	BGR	BRD	Explora	5854	Hinz & Krause (1982)
1979	NARE	Norwegen	Polarzirkel	1012	Haugland (1985)
1981/82	JARE	Japan	Hakurei-Maru	1500	Okuda (1982)
1985	NARE	Norwegen	Andenes	2600	Kuvaas & Kristoffersen(1990)
1985		UDSSR		2270	
1986	BGR	BRD	Polarstern	6263	Hinz & Kristoffersen(1987)
1987	AWI	BRD	Polarstern	2800	Miller et al. (1990)
1989/90	AWI	BRD	Polarstern	4100	
1990	BGR	BRD	Polarstern	3000	
1990		Italien			
1990		UDSSR			

2.2 Geologische Einordnung

Aus den magnetischen Daten (LaBrecque und Barker, 1981), sowie aus seismischen Profilen in Einkanaltechnik schließen LaBrecque und Barker auf eine ozeanische Kruste des Weddell Beckens mit einem Maximalalter von unterem Jura bis Kreide (200 - 150 Mio. Jahre). Das Alter des Süd-atlantiks nimmt dabei von Süd nach Nord ab, nördlich von 64° S wird es

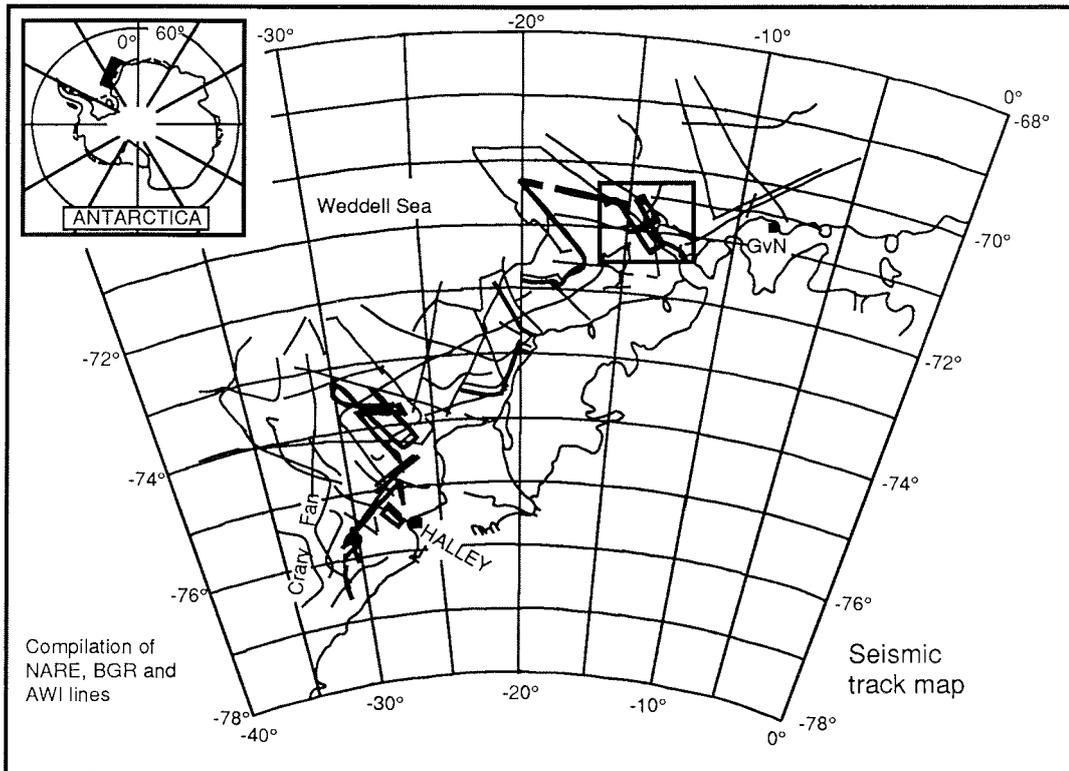


Abb. 2.2.1: Kompilation der seismischen Profile der BGR, NARE und des AWI bis 1987 im Weddell-Meer. Die Profile der AWI Meßfahrt ANT V/4 sind verstärkt dargestellt. Das Untersuchungsgebiet vor Kapp Norvegia ist zusätzlich umrandet.

känozoisch. Marine Daten der Magnetik liegen bis 68° S vor. Das Weddell Becken wird als der südliche Teil eines Ozeanbodens angesehen, dessen nördlicher Teil einschließlich des "spreading" Zentrums möglicherweise in der Scotia See subduziert wurde (Barker et al., 1982).

Auch Grikurov (1982) veröffentlichte Ergebnisse magnetischer Vermessungen. Aus den aeromagnetischen Daten, die von der Antarktisstation Druzhnaya I aus gewonnen wurden, schließt Grikurov auf eine ausgedünnte und "geriftete" Kruste unter dem östlichen Kontinentalhang des Weddell-Meeres im Bereich der Crary- oder Filchner-Depression.

Die Ergebnisse der norwegischen Expedition von 1977 bestätigen anhand seismischer und mariner magnetischer Messungen eine Rift Hypothese. Im östlichen und südlichen Teil des Crary Fans wurde kristallines

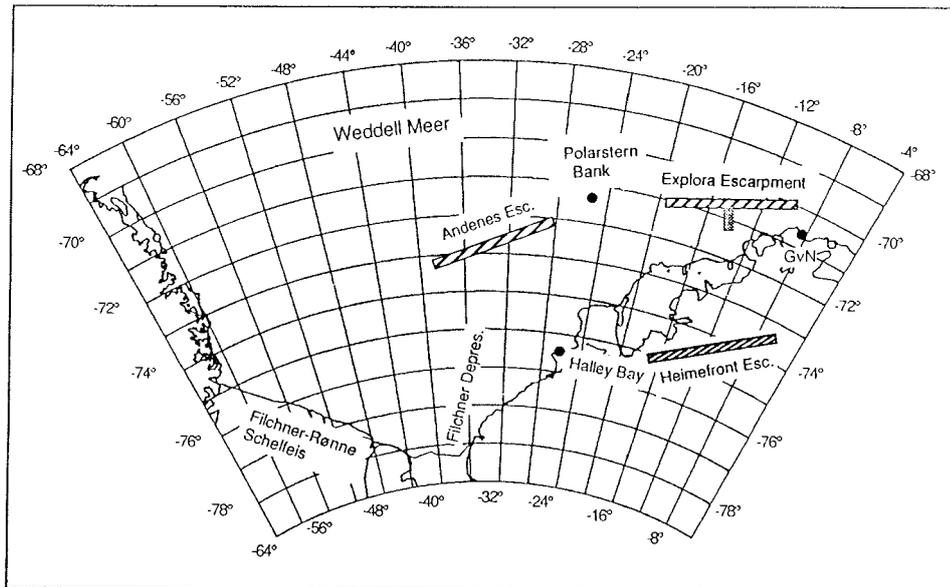
Gestein mit einer großen lokalen magnetischen Anomalie gefunden. Nördlich der englischen Antarktisstation Halley Bay taucht das kristalline Basement unter eine sedimentäre Sequenz ab (Fossum, 1980).

Im Bereich östlich von Kapp Norvegia beschreibt Neethling (1972) den Kontinentalhang als eine Abbruchkante. Seine Hypothese besagt, daß die marine Terrasse kontinentales Material ist und auf Grund tektonischer Ursachen einer Blockbewegung mit einer leichten Neigung seewärts unterworfen war.

Okuda (1983) beschreibt die Geophysik und Geologie der JARE Fahrt 1981/82. Die Profile und Dredgen liegen im östlichen Bereich des Explora Escarpments in der Umgebung der Maud Kuppe bis zu 70° S. Okuda führt vom Jüngeren zum Älteren die Einheiten A bis E für die sedimentären Stockwerke ein. In den flachsten Dredgen wird Pleistozän bis Holozän gefunden, in den mitteltiefen Eozän bis frühes Oligozän. Es werden immer auch Bruchstücke und/oder Kiesel aus magmatischem Material geborgen.

Eine grundlegende Arbeit über die Struktur des Kontinentalrandes des Weddell-Meeres wird von Hinz und Krause 1982 veröffentlicht mit den Daten der EXPLORA Meßfahrt 1976/77. Der Begriff der "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" wird eingeführt. Diese Diskontinuität ist eine dominierende Grenzfläche zwischen der unterhalb liegenden "dipping reflector" Einheit und den oberen sedimentären Stockwerken. Im Sedimentpaket werden die seismischen Horizonte WS1 bis WS3 identifiziert. Unterhalb der Grenzfläche sind die Strukturen des "Explora Wedge" und des "outer high" erkennbar. Die "dipping reflectors", die das "Explora Wedge" charakterisieren, sieht Hinz in Analogie zu den "dipping reflectors", die auf dem Vøring Plateau vor Norwegen erbohrt wurden. Bei diesen Reflektoren handelt es sich um eine Wechsellagerung von Magmen und vulkanischen Aschen (Eldholm et al., 1989). Das "outer high" ist nach Hinz und Krause eine Erhöhung des Basements unter dem Plateau und steht in einem möglichen Bildungszusammenhang mit dem Explora Escarpment. Das Escarpment selbst wird als eine Transformstörung interpretiert. Die Längserstreckung des Escarpments extrapoliert Hinz bis 72,5°S/25°W.

Eine Altersabschätzung für die stratigraphischen Einheiten leiten Hinz und Krause aus den Sedimentationsraten und den Potassium-Argon



-  submarine Escarpments (Andenes und Explora)
-  Wegener Canyon
-  kontinentales Escarpment (Heimefrontfjella)

Abb. 2.2.2: Die dominierenden tektonischen Einheiten und ihre Lokationen im Weddell-Meer.

Altern der Vulkanite der Ferrar und Dufek Gruppe ab. Daraus folgt eine magmatisch produktive Periode im mittleren bis oberen Jura.

Eine Bearbeitung der norwegischen Daten von 1977 und z. T. von 1979 wird 1982 von Haugland veröffentlicht. Das Zielgebiet war überwiegend der kontinentale Schelf. Aus den Daten von 1979 schließt Haugland bereits, daß sich das Explora Escarpment nicht über 15°W nach Westen erstreckt. Nach Osten zergliedert sich das Plateau hinter dem Escarpment durch starke Erosionseinschnitte.

Eine weitere Idee zu der Entwicklung dieses Kontinentalrandes wurde 1972 von Barker und Griffiths vorgeschlagen, wonach der Ostrand des Weddell-Meeres als abgeschobene kontinentale Kruste zu interpretieren

ist. Weiter nach Südosten schließt sich die Filchner Depression an, die von Elliot (1972) als ein Bruchsystem gesehen wird. Die norwegischen Daten der 1985er Expedition lassen zum erstenmal ein bisher unbekanntes Escarpment im zentralen Teil des Weddell-Meeres

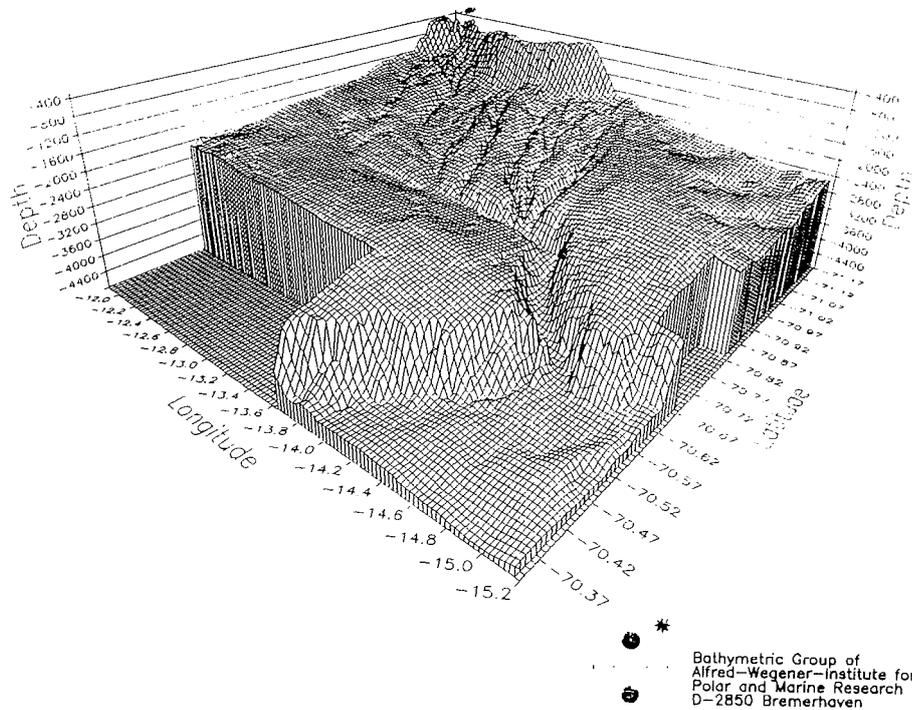


Abb. 2.2.3: Die Detailansicht der Morphologie des Wegener Canyons in einem Blick von Nordwesten macht die Haupteinheiten deutlich. Im Hintergrund ist der Kontinentalhang zu sehen, davor die Hangterrasse mit fünf Seitenarmen des Canyons, von denen einer bis auf den Schelf hinauf reicht. Auf der Hangterrasse befindet sich ein tiefer W-E verlaufender Einschnitt mit einer Umbiegung nach NW. Der Wegener Canyon hat das Explora Escarpment bis nahezu zum Fuß der Steilstufe eingeschnitten. Das Bild ist ein Ergebnis der bathymetrischen Arbeitsgruppe im AWI.

erkennen, das Andenes Escarpment (Kristoffersen & Haugland, 1986). Dieses Escarpment ist in der Meeresbodentopographie nicht zu erkennen, es handelt sich dabei um eine Stufe im Basement und kann deshalb nur in den seismischen Daten gefunden werden. Es stellt die

nördliche Begrenzung des sedimentären Beckens dar, wie es von Grikurov und anderen postuliert wurde (Grikurov et al., 1982). Die für Transform üblichen Basementrückenpaare (Sandwell, 1984) sind in diesem Escarpment nicht zu finden. Da nur ein einzelner Basement-Rücken bisher erkannt wurde, könnte es sich im Falle des Andenes Escarpments um einen gescherten Kontinentalrand handeln. Sollten Andenes- und Explora Escarpment tatsächlich eine Einheit bilden, so durchschneiden sie im oberen Jura die Dehnungs- und Grabenstrukturen des mittleren

Tabelle 2: Die Korrelation der seismostratigraphischen Einheiten aus verschiedenen Veröffentlichungen

Miller et al. (1990)	Hinz & Krause (1982)	Hinz & Kristoffersen (1987)	Lokation 693 Zweiweglaufzeit in Sek. unter Meeresboden
W7			
w 7			0.05
W6			
w 6	WS-1		0.20
W5			
w 5			0.30
W4			
w 4		U3	0.48
W3	WS-2		
w 3			0.82
		U5*	0.94
W2	WS-3B		
w 2		U6	1.22
W1	WS-3A		
w 1	"Weddell Sea Continental Margin Unconformity" WS-4 "Explora Wedge"	U9	1.90

*Die Horizonte U5 und U6 werden nicht immer einheitlich verwendet. Die ursprüngliche Definition für U5 ist die Grenzfläche zwischen WS-3B und WS-2 und für U6 die Fläche zwischen WS-3A und WS-3B (Hinz & Krause, 1982, Abb. 3) wohingegen die Shipb. Sci. Party, ODP Leg 113, (1988) die erste mit U6 bezeichnen.

Jura, wodurch eine Änderung des tektonischen Regimes dokumentiert wird.

Mit dem Andenes Escarpment ist auch eine starke magnetische Anomalie verbunden, regelmäßige magnetische Lineationen treten aber erst ca. 100 km nordwärts davon auf (Fossum, 1980).

Mit dem zusätzlichen Datenmaterial der 1986er Meßfahrt erstellen Hinz und Kristoffersen (1987) eine Seismostratigraphie, die alle antarktischen Kontinentalränder einschließen soll. Dazu wird die Nomenklatur U9 - U1 für die seismischen Horizonte eingeführt.

Die Verfügbarkeit der Bohrerergebnisse der ODP Fahrt 113 (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113, 1988) hat ab 1987 zu einer Überarbeitung der seismischen Stratigraphie des Weddell-Meeres geführt, der jetzt eine einheitliche Nomenklatur mit den Namen w1 - w7 für die Reflexionshorizonte und W1 - W7 für die sedimentären Einheiten gegeben wird (siehe Tabelle 2, aus Miller et al., 1990). Das seismische Profilnetz erlaubt es jetzt, die Stratigraphie der Bohrung in die Fläche zu verfolgen. Die Bedeutung der Horizonte muß nun modifiziert werden, weil erkannt wird, daß w4 einen Hiatus von mehr als 60 Mio. Jahren repräsentiert (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113).

Neuere seismische Untersuchungen der Antarktisexpedition ANT VIII/5 (1989/90) zeigen, daß das Explora Escarpment bei 19° W als morphologische Stufe verschwindet (Miller, pers. Mitt.). Eine Verbindung von Explora und Andenes Escarpment, die bisher als eine einheitliche Struktur galten, ist nicht zu sehen, so daß auch ein Bildungszusammenhang unwahrscheinlich wird. Die "Polarstern Bank", die in der Verbindungslinie beider Escarpments liegt, wird als ein Indiz gewertet, daß es sich im Fall des Andenes Escarpment nicht um eine Plattengrenze handelt (Miller, pers. Mitt.).

2.3 Meßtechnik

Ziel der reflexionsseismischen Untersuchungen war es, Sedimentstrukturen mit möglichst hoher Auflösung zu erfassen. Bei der Anschaffung der Geräte wurde dabei von einem Meßeinsatz in mittleren und geringen Wassertiefen ausgegangen. Da dies die erste Fahrt mit den neu beschafften Geräten war, kommt den Messungen auch ein experimenteller Charakter zu. Insbesondere die Einsatzmöglichkeiten unter den vorliegenden Eisbedingungen waren noch ungewiß.

Es standen folgende Geräte zur Verfügung:

- Quellen:
- 2 Luftpulser, Fabrikat Prakla Seismos, Type VLF, mit umrüstbaren Luftkammern von 1,2, 2,0 und 2,5 Litern Volumen.
 - 1 Luftpulser, Fabrikat Prakla Seismos, Type VLA, mit Kammervolumen von 0,16 und 0,5 Litern.
 - 1 Sparker, Fabrikat EG&G, 4kJ
 - 1 Watergun, Fabrikat Soderia S-15, 0,25 Liter Kammervolumen
- Empfänger:
- 1 Prakla Seismos Streamer, Type SHHP, mit 600 m aktiver Länge (96 Hydrophone) und einem maximalen Offset von 800 m.
 - 1 Ministreamer (8 Kanäle), Fabrikat Teledyne, mit 100 m aktiver Länge

Datenerfassung: Die Daten wurden digital mit einer ES2420 Registrierapparatur der Firma EG&G Geometrics erfaßt und auf zwei 9-Spur Magnetbandgeräten vom Typ Cipher M891 mit 1600 bpi Schreibdichte im SEG-D Format aufgezeichnet. Die Geometrics Apparatur erlaubt Abtastraten von 250 bis 4000 Hz, entsprechend Abtastintervallen von 4 bis 0,25 Millisekunden.

Die Aufzeichnungslänge betrug 7,5 bis 8,0 Sekunden mit einem Abtastintervall von einer Millisekunde. Zur analogen Aufzeichnung liefen zwei EPC-Schreiber als Monitorregistrierung mit, denen ein zeitabhängiger Verstärker vorgeschaltet war.

Der Streamer besitzt 96 Hydrophongruppen im Abstand von 6,25 m. Jede Hydrophongruppe faßt 8 physikalische Einzelhydrophone zu einer logischen Einheit zusammen. Jeweils vier der 96 Gruppen waren zu einer seismischen Spur gebündelt, so daß sich eine Konfiguration von 24 seismischen Spuren ergab, mit einem Spurabstand von 25 m. Das Frequenzspektrum der verwendeten Hydrophone reicht von 2 - 4000 Hz.

Für die speziellen Verhältnisse der antarktischen Gewässer war der Streamer auf eine Dichte von $1,028 \text{ g/cm}^3$ getrimmt, entsprechend einem Oberflächenwasser von $-1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ und 35 ‰ Salzgehalt.

Der Ministreamer besitzt acht Kanäle auf einer aktiven Länge von 100 Metern, entsprechend 12,5 m Spurabstand.

Da es Ziel dieses Meßeinsatzes war, die Sedimentstrukturen möglichst gut aufzulösen, wurden Quellen mit hohen Anregungsfrequenzen eingesetzt. Folgende Meßkonfigurationen von Quellen und Empfängern wurden verwendet:

- Sparker 4 kJ und 100 m Streamer
Verwertbares Frequenzband: 100 - 300 Hz
- Watergun 0,25 Liter mit 600 m Streamer
Verwertbares Frequenzband: 50 - 160 Hz
- Luftkanonenanordnung bestehend aus 2 Luftpulser à 2,5 l und 600 m Streamer.
Verwertbares Frequenzband: 20 - 100 Hz

Entscheidenden Einfluß auf die Signalqualität und den erzielbaren Frequenzbereich hat die Tiefenlage von Quelle und Sensor.

Abbildung 2.3.1 zeigt die Strahlenwege der Reflexionen an der Wasseroberfläche. Ursache dieser sogenannten "ghosts" ist die Geometrie der Quellenanordnung und der Lage des Streamers. Die direkte Welle und die an der Oberfläche reflektierten und um 180° phasenverschobenen

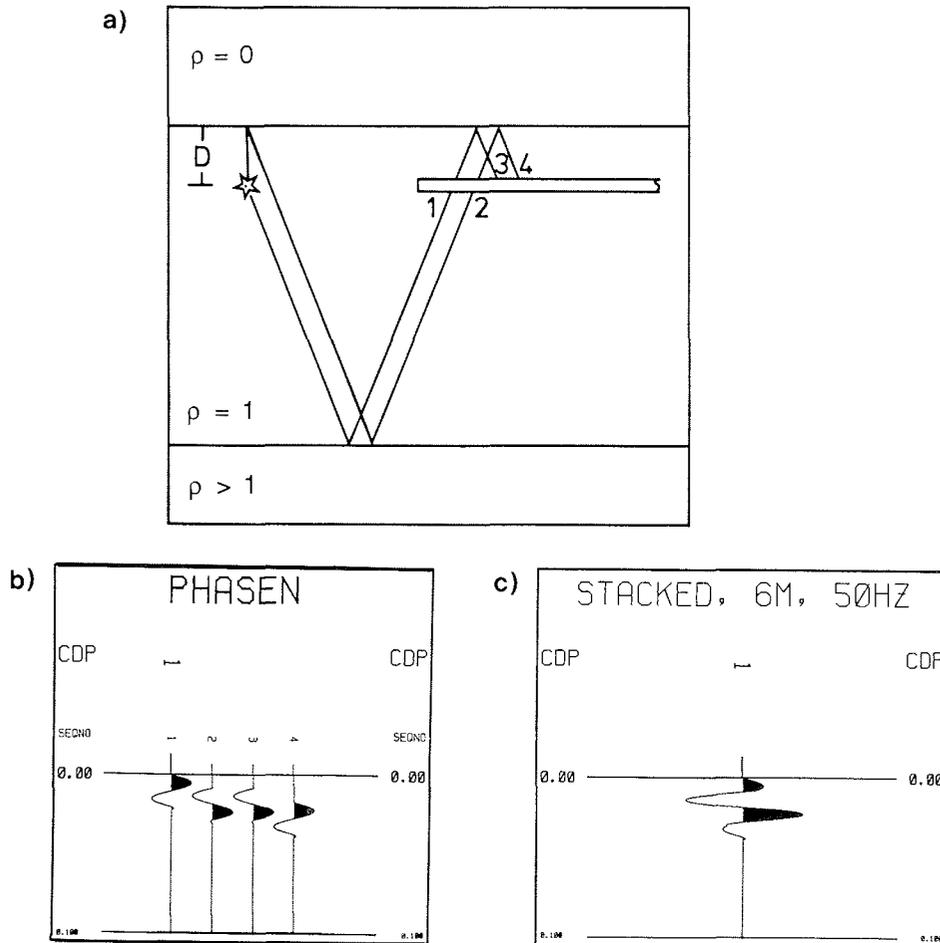


Abb. 2.3.1 a) Schematische Darstellung der vier Signalphasen, die aus der Tiefenlage D des Streamers resultieren. Die Pfeile markieren die Endpunkte der Strahlenwege.
 b) Die Phasen 2 und 3 unterliegen einer 180° Phasendrehung, die Phase 4 einer weiteren Verzögerung und einer zweiten Drehung um 180° .
 c) Summenergebnis an einem einzelnen Hydrophon des Streamers. Die Schlepptiefe beträgt 6 m, die Frequenz des Wellenzuges beträgt 50 Hz.

Wellen müssen konstruktiv interferieren. Haben Sender und Empfänger eine Wassertiefe von $\lambda/4$ der Hauptfrequenz-Wellenlänge, ist diese Bedingung erfüllt. Die Schallgeschwindigkeit in antarktischem Wasser (1,8 °C, 35 ‰ Salinität) beträgt 1440 m/s (Wille, 1986). Die Schlepptiefe D der Instrumente berechnet sich bei angestrebten Signalfrequenzen von 50 Hz bzw. 60 Hz nach:

$$D = \frac{1}{4} \frac{c}{v}$$

mit c: Schallgeschwindigkeit im Wasser und v: Frequenz des Signals

Es ergibt sich eine Tiefe D von 6 m bei 60 Hz Hauptfrequenz und von 7,2 m bei 50 Hz.

Die Schlepptiefe für Streamer und Kanonen muß also zwischen 6 und 7 m liegen.

Die Triggerung der Registrierung erfolgte entfernungsabhängig alle 25 m. Die Berechnung der Position wurde von einem PDP-11 Rechner übernommen, der aus den Koordinaten des Integrierten Navigationssystems (INDAS, siehe Kap. 3.1) den Schußabstand berechnete. Bei der üblichen Meßgeschwindigkeit von 5 kn ergibt sich daraus eine zeitliche Schußabfolge von ca. 11 Sekunden. Auf Grund von Positionierungsfehlern, die auf offener See unvermeidlich sind, kommt es zu Sprüngen im Triggerintervall. Mangels einer besseren Information und des geringen Fehlers (< 25 m), der dadurch hervorgerufen wird, findet hier keine Korrektur der Position statt.

Die zur Zeit einzige Möglichkeit, Sprünge in der Schußsequenz zu vermeiden, ist ein zeitabhängiges Triggerintervall mit der Möglichkeit, die nachprozessierten Koordinaten über die Schußzeit anzuhängen, weil alle "online" gelieferten Positionen mehr oder weniger fehlerbehaftet sind.

Neben den vorläufigen Schußkoordinaten wurden vom PDP-11 System auch magnetische Daten mitregistriert und auf Band aufgezeichnet.

2.3.1 Auflösung

Die Auflösung seismischer Messungen ist sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung physikalischen Beschränkungen unterworfen.

- Die **vertikale Auflösung** beschreibt die minimale Dicke einer Schicht, die noch eindeutig zu erkennen ist. Die Möglichkeit, zwei getrennte Reflektoren als solche auch zu erkennen hängt ab von der Signalfrequenz ν der verwendeten Quelle. Aus den Abbildungen 2.3.1 bis 2.3.3 kann man für die verschiedenen Quellen die dominierenden Frequenzen ablesen.

Bei einer vorherrschenden Frequenz von $\nu = 50$ Hz für das Array aus zwei 2,5 l Luftpulsern und einer V_p Geschwindigkeit der obersten Sedimente von 1600 m/s ergibt sich für die Wellenlänge λ des Signals aus

$$\lambda = \frac{V_p}{\nu}$$

eine Wellenlänge von 32 m.

Damit sollte eine Auflösung, entsprechend $\lambda/2$ (Sheriff und Geldart, 1983) von ca. 16 m noch möglich sein. Zu größeren Laufzeiten und damit zu größeren Tiefen hin nimmt das Auflösungsvermögen auf Grund der Erniedrigung der vorherrschenden Frequenz und des Anstiegs der Intervallgeschwindigkeit ab.

- Die **horizontale Auflösung** wird bestimmt durch den Radius der ersten Fresnel Zone (Sheriff und Geldart, 1983). Das ist der Bereich um den Lotstrahl, der noch innerhalb einer halben Wellenlänge von der Kugelwelle erreicht wird. Diese Fläche ergibt sich aus rein geometrischen Überlegungen und dem Frequenzinhalt des Signals. Für unsere Messungen bei 2500 bis 4000 m Wassertiefe und einer Hauptfrequenz des Signals von 50 Hz ergibt sich nach der Formel (Sheriff und Geldart, 1983):

$$R = \sqrt{\frac{1}{2}(\lambda h_0)} = \frac{1}{2} V \sqrt{(t/\nu)}$$

mit h_0 : Tiefe, λ : Wellenlänge, V : Schallgeschwindigkeit, ν : Frequenz, t : Zweiweglaufzeit, der Radius R für die erste Fresnel Zone zu 260 m.

Objekte, die kleiner als diese kritische Größe sind, lassen sich demnach nicht mehr sicher erkennen bzw. voneinander trennen.

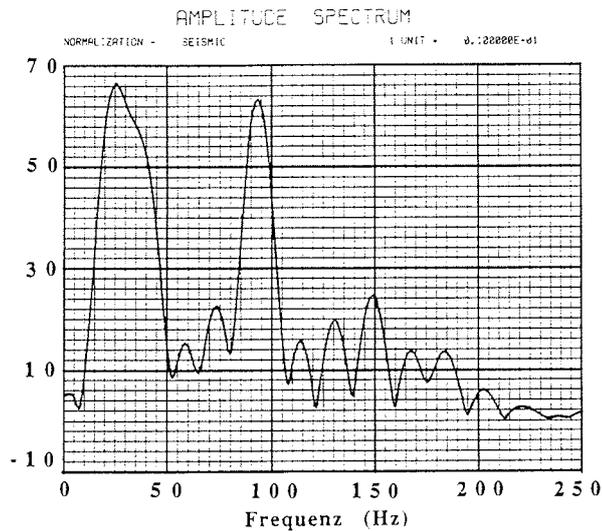


Abb. 2.3.1: Spektrum der Meeresbodenreflexion des Lufpulsers-Arrays. Der Schuß ist von Profil 87095, die Meeresbodenreflexion bei 6,2 s. Die vertikale Achse ist in relativen Amplitudenwerten

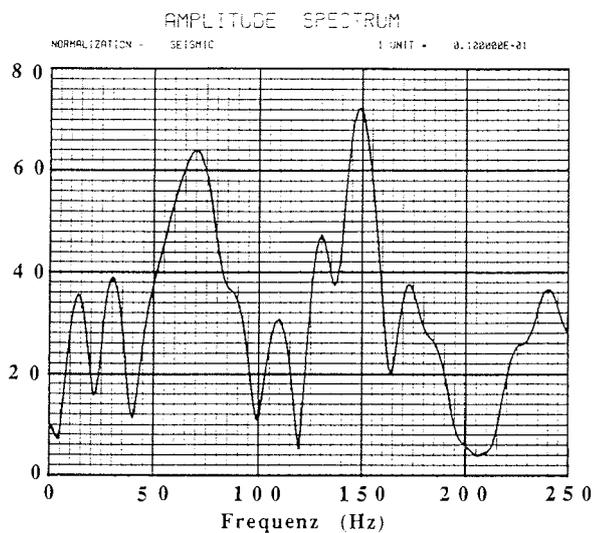


Abb. 2.3.2: Frequenzspektrum der Meeresbodenreflexion für die Watergun aus Profil 87101. Die Meeresbodenreflexion liegt bei 3,24 s, die vertikale Achse sind relative Amplitudenwerte.

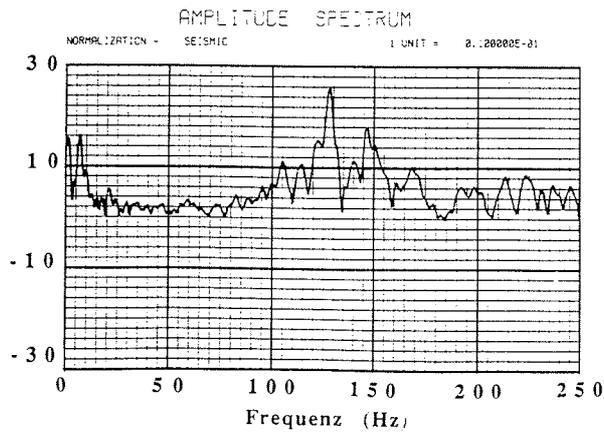


Abb. 2.3.3: Frequenzspektrum der Meeresbodenreflexion des Sparkers aus Profil 87030. Reflexionslaufzeit = 0,382 s.

Zusammenfassend ist festzuhalten:

- Die horizontale Auflösung ist immer geringer als die vertikale und ist auch nicht durch Datenverarbeitungsalgorithmen zu verbessern.
- Die vertikale Auflösung ist durch den Frequenzinhalt des gemessenen Signals und die Tiefe des Untersuchungsobjektes bestimmt. Das Frequenzband seinerseits ist festgelegt durch die Anregungsfrequenz und Filterwirkung des Systems Luftpulser-Meeresoberfläche-Streamer und damit durch die Tiefenlage von Luftpulser-Array und Streamer.

3. Datenverarbeitung

Für die Bearbeitung der seismischen Daten stand ein CONVEX C201 Vektorrechner mit dem kommerziellen Programmpaket DISCO der Fa. CogniSeis Development zur Verfügung. Als Ausgabemedium für die Sektionen wurde ein Versatec 22 Zoll Rasterplotter mit 400 dpi Auflösung benutzt.

Bei den interpretierten Sektionen handelt es sich um die Datensätze zweier Meßfahrten, deren Processing sich deutlich voneinander unterscheidet. Die Daten der 1987er Expedition wurden einem aufwendigen Standardprocessing unterzogen, wie es in Abbildung 3.1 wiedergegeben ist.

Das Demultiplexen der SEG-D formatierten Feldbänder und das CDP-Sortieren werden hier nicht näher erläutert (Harjes, 1985), da es sich um Routineverfahren handelt.

Auf die Methode der verwendeten Geschwindigkeitsanalysen und deren Ergebnisse wird im Kapitel 3.2 näher eingegangen.

Die Vorbereitung der gestapelten Sektionen für die Migration erforderte die Bearbeitungsschritte Redigitalisieren ("resampling"), Datenfehlerbeseitigung ("despiking") und Spike-Dekonvolution.

Eine Datenreduktion um 50% wurde durch "resampling" von 1 ms auf 2 ms erreicht. Filtertests und das Spektrum des reflektierten Signals (Abb. 2.3.1, Kap 2.3.1) bestätigen, daß daraus kein Informationsverlust hinsichtlich hoher Frequenzen resultiert.

Der Effekt der Migration die gestreute Energie entlang von Reflexions-einsätzen aufzusummieren, führt auch dazu, "deplazierte" Energie (Datenfehler = "spikes") zu "verschmieren". Die Energie eines "spikes" wird auf einen konkaven Einsatz in der migrierten Sektion verteilt. Das ergibt sogenannte "migration smiles". Ein sorgfältiges Entfernen der "spikes" ist daher vor der Migration erforderlich. An extremen Stellen, wie z. B. den Stufen des Escarpments ist dieser Effekt jedoch nicht vermeidbar.

Die Anwendung eines Dekonvolutionsverfahrens war bei den Sektionen der 1987er Meßfahrt unumgänglich, da die einfache Quellenanordnung von nur zwei Luftpulsern einen starken "bubble" erzeugte. Mit Hilfe der Spike-Dekonvolution war es möglich, die "bubble" Energie soweit abzuschwächen, daß die Sektionen durch die Reduktion der Reflexion auf nur

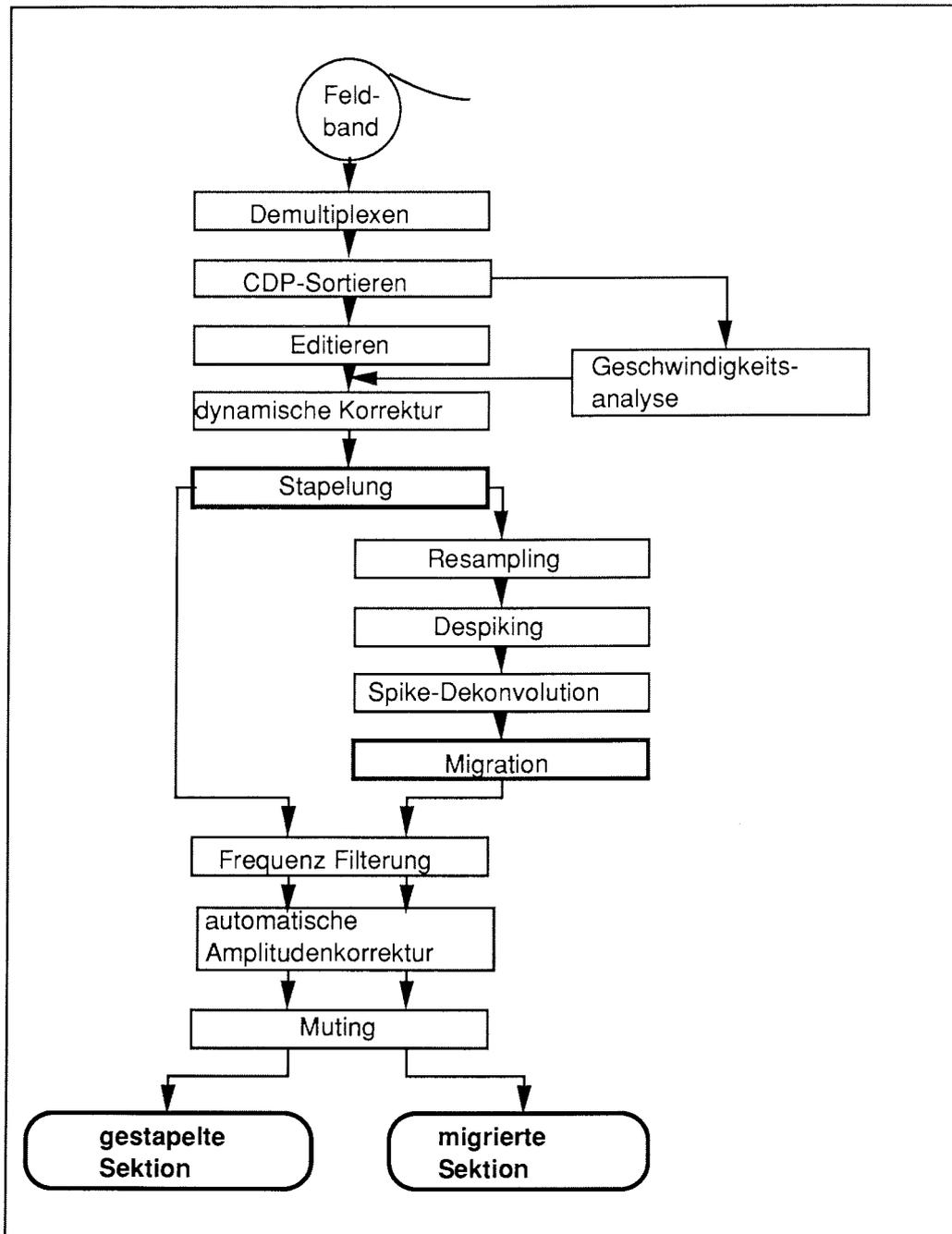


Abb. 3.1: Flußdiagramm der seismischen Datenverarbeitung

eine Phase besser lesbar wurden. Zum Verfahren der Spike-Dekonvolution sei auf Webster (1978) verwiesen.

Als Migrationsverfahren wird eine Finite-Differenzen Zeitmigration verwendet. Die Grundlagen und Methoden der Migration sind in Gardner (1985) behandelt.

Die Datensätze der 1989/90er Meßfahrt haben wegen der Kürze der Zeit seit Beendigung der Fahrt nur ein eingeschränktes Processing erfahren. Diese Sektionen liegen in einer Rohstapelung vor, wobei folgende Prozesse angewandt wurden: Demultiplexen, Editieren, CDP-Sortieren, dynamische Korrektur, automatischer Amplitudenausgleich ("automatic gain control", AGC) vor dem Stapeln, Stapeln, AGC nach dem Stapeln sowie ein abschließendes Abschneiden unerwünschter Teile in der Sektion ("mute"). Die dynamische Korrektur wurde anhand von wenigen Geschwindigkeitsanalysen (ca. zwei pro Profil) durchgeführt.

Ein verbessertes Quellsignal durch den Einsatz von drei statt bisher zwei Luftpulsern erbrachte eine merkliche Reduktion des "bubbles", so daß die Qualität der Sektionen auch ohne Spike-Dekonvolution als gut zu bezeichnen ist.

Neben der seismischen Datenverarbeitung verlangen die Navigations-Koordinaten eine Aufbereitung. Dies geschah auf DIGITAL VAX Systemen mit einem angeschlossenen Stiftplotter. Die Probleme, die die Navigation auf hoher See bereitet, sind in Kapitel 3.1 angesprochen.

3.1 Aufbereitung der Navigationsdaten

Die Navigation in der Antarktis sowohl auf See wie an Land ist wegen der großen Entfernung zu den üblichen Schifffahrtswegen und der damit verbundenen Ungenauigkeit der Navigationssysteme sehr problematisch. Landgestützte Navigationssysteme wie die Funkssysteme OMEGA und LORAN sind nicht oder nur mit schlechter Qualität verwendbar. Nur die Satellitennavigationssysteme bringen Genauigkeiten, die den heutigen wissenschaftlichen Ansprüchen genügen.

Das Integrierte Navigationssystem mit Datenerfassung und automatischer Schiffssteuerung (*INDAS*) an Bord von FS Polarstern zieht zur Positionsbestimmung die je nach Seegebiet verwendbaren Möglichkeiten heran. Im Weddell-Meer bedeutet das, die Position wird über Satellitenfixe aus dem TRANSIT System und aus der gekoppelten Position, d. h. nach Kompaß und Logge, gefunden.

Die Positionsbestimmung aus dem TRANSIT System wird mit einer Genauigkeit von besser als 500 m angegeben. Eine Satellitenpositionsbestimmung ist jedoch nur innerhalb des entsprechenden Zeitfensters möglich. Genaue Positionen sind immer nur zu diskreten Zeiten verfügbar. Außerhalb dieser Zeitfenster wird nach den herkömmlichen Verfahren über die Geschwindigkeit und den Kreiselkompaß ein Koppelkurs bestimmt. Durch die unzureichende Genauigkeit der Logge und eine wenig bekannte Drift entstehen so Abweichungen vom vorgewählten Kurs. Findet das INDAS System einen neuen Satellitenfix, so wird dieser als richtig angenommen und der Kurs von hieraus weitergerechnet. In den Navigationsdaten ergeben sich dadurch Sprünge, die allerdings nicht dem tatsächlich gefahrenen Kurs entsprechen.

Die Qualität der TRANSIT Satellitenfixe wird von der INDAS-Anlage nicht bewertet, das heißt, die internen Angaben des Systems über die Standardabweichungen der gefundenen Positionen werden nicht berücksichtigt, alle Positionen werden als gleichermaßen richtig anerkannt.

Vom Bordrechner werden die Positionsdaten plus zusätzliche meteorologische und ozeanographische Daten alle fünf Sekunden (5 Sekunden Telegramm) für externe Benutzer bereitgestellt. Für besondere Anwendungen (z. B. Seismik) steht ein 1 Sekunden Telegramm zur Verfügung.

Parallel zu der INDAS Datenerfassung wurde während ANT V/4 eine Positionsbestimmung mit Hilfe des Global Positioning Systems (*GPS*) durchgeführt. Das GPS System erlaubt eine Positionsgenauigkeit von besser als 20 m, es steht aber im Südsommer 1987/88 nicht global und kontinuierlich über 24 Stunden zur Verfügung. Ein Post-Prozessing ist erforderlich, das einerseits die mögliche Genauigkeit des GPS Systems ausnutzt und andererseits die verbesserten Positionen mit den "online" aufgezeichneten Positionen der INDAS Anlage verknüpft.

Die Glättung und Anpassung der Daten erfolgt in zwei Stufen.

- Die Rohdaten werden gefiltert, indem die Werte des 5 Sekunden Telegramms zu 20 Sekunden Werten zusammengefaßt werden. Sprünge und Lücken in den Daten werden innerhalb wählbarer Zeitfenster entlang des Kurses ausgeglichen.
- Nachdem die GPS-Positionen zur Verfügung stehen, müssen auch diese erst auf Plausibilität überprüft werden. Beim Übergang von einem Satelliten zu einem anderen kann es zu Sprüngen in der Position kommen. Unplausible Daten müssen entfernt werden.

Danach erfolgt das Einpassen der INDAS Daten in die GPS Kurse mit Glättungsbereichen an den Nahtstellen. Die Glättungsbereiche stellen wieder eine Wegstrecke dar, in der beide Kurse angeglichen werden.

Die so erhaltenen Kurse sind die bestmöglichen, die man aus den 1986/87 im Weddell-Meer gemessenen Koordinaten erhalten kann.

Seit 1989 werden auf Polarstern die GPS Daten mit dem Programm VENUS direkt in das INDAS System integriert. Während der vorhandenen Registrierfenster (bis zu 23 Stunden/Tag, Stand 1/1990) stehen somit Positionen zur Verfügung, die auf jeden Fall besser als 100 m sind.

3.2 Geschwindigkeitsanalyse

Die Analyse der seismischen Geschwindigkeiten die folgenden Parameter:

- Stapelgeschwindigkeit zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses mit Hilfe der Methode der CDP Stapelung.
- Intervallgeschwindigkeiten zur Bestimmung der wahren Tiefenlagen und Mächtigkeiten von Formationen nach dem Dix Verfahren.
- Intervallgeschwindigkeiten zur Eingrenzung lithologischer Parameter.
- Intervallgeschwindigkeiten für ein Geschwindigkeits/Tiefenmodell zur Durchführung einer Migration.

Zur dynamischen Korrektur der Laufzeitkurven einer Schußaufstellung wird die erste Näherung an die Reflexionshyperbel benutzt (Abbildung 3.2.1, mittlere Tafel):

$$T(x) = T(0) + \frac{x^2}{2V_{St}^2 T(0)} \quad (3.2.1)$$

mit $T(x)$ = Zweiweglaufzeit in der Entfernung x vom Schuß,
 $T(0)$ = Zweiweglaufzeit an der Stelle $x = 0$,
 x = Entfernung Schußpunkt - Aufnehmerpunkt und
 V_{St} = Stapelgeschwindigkeit
(Hubral & Krey, 1980).

Die Verfahren der Signalverbesserung durch Stapelung sind beschrieben z. B. bei Sheriff & Geldart (1983) oder Hubral & Krey (1980).

Eine weitere Methode, die zur Geschwindigkeitsbestimmung angewandt wird, betrachtet die Kohärenz der gestapelten Energie benachbarter CDPs in Abhängigkeit von der Stapelgeschwindigkeit. Nach Telford et al. (1976) wird diese Kohärenz als "semblance" angegeben:

$$S_t = \frac{\sum_{t=t}^{t+\Delta t} (\sum_i x_{ti})^2}{\sum_{t=t}^{t+\Delta t} \sum_i (x_{ti})^2} \quad (3.2.2)$$

mit x_{ti} = Amplitude der Spur i zur Zeit t
 S_t = Semblance zur Zeit t
 Δt = Länge des Zeitfensters
(Telford et al., 1976)

Die fünf CDP Familien ganz links in Abb. 3.2.1 sind der Eingabedatensatz. Sie wurden jeweils dynamisch korrigiert und aufgestapelt. Das Resultat ist ein Isolinenplot gleicher Kohärenz.

Die Kohärenzstapelung (Abb. 3.2.1, rechte Tafel) zeigt große Streuungen und einen allgemeinen Trend zu höheren Stapelgeschwindigkeiten als die optische Auswertung nach der Methode der dynamischen Korrektur mit konstanten Geschwindigkeiten. Auf Grund der relativ geringen Länge des Streamers und der damit verbundenen geringen Änderung von $T(x)$ erscheint die Kohärenzstapelung mit ihren großen Fehlerellipsen weniger signifikant, als die erste Methode.

Das Ziel, aus den Geschwindigkeitsanalysen Aussagen über die Intervallgeschwindigkeiten abzuleiten, gelingt mit der Formel von Dix (Dix, 1955):

$$V_{rms}^2 \approx \frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta T_i}{\sum_{i=1}^n \Delta T_i} \quad (3.2.3)$$

mit V_i = Intervallgeschwindigkeit in der i -ten Schicht,
 ΔT_i = Zweiweglaufzeit in der i -ten Schicht und
 V_{rms}^2 = quadratischer Mittelwert ("root-mean-square" oder rms")
 der Geschwindigkeit bis zur Basis der i -ten Schicht.

Die einschränkenden Randbedingungen ($z \gg x$ und söhliche Lagerung) sind mit einer Wassertiefe von mindestens dem dreifachen der Länge des Meßkabels und mit Neigungen in der Größenordnung von $1^\circ - 2^\circ$ erfüllt. Dann kann V_{rms} durch die Stapelgeschwindigkeit V_{St} ersetzt werden.

$$V_i^2 = \frac{V_{St(n)}^2 T_n - V_{St(n-1)}^2 T_{n-1}}{T_n - T_{n-1}} \quad (3.2.4)$$

mit $V_{St(n)}$: Stapelgeschwindigkeit bis zum Reflektor n .
 T_n : Zweiweglaufzeit von der Oberfläche bis zum Reflektor n

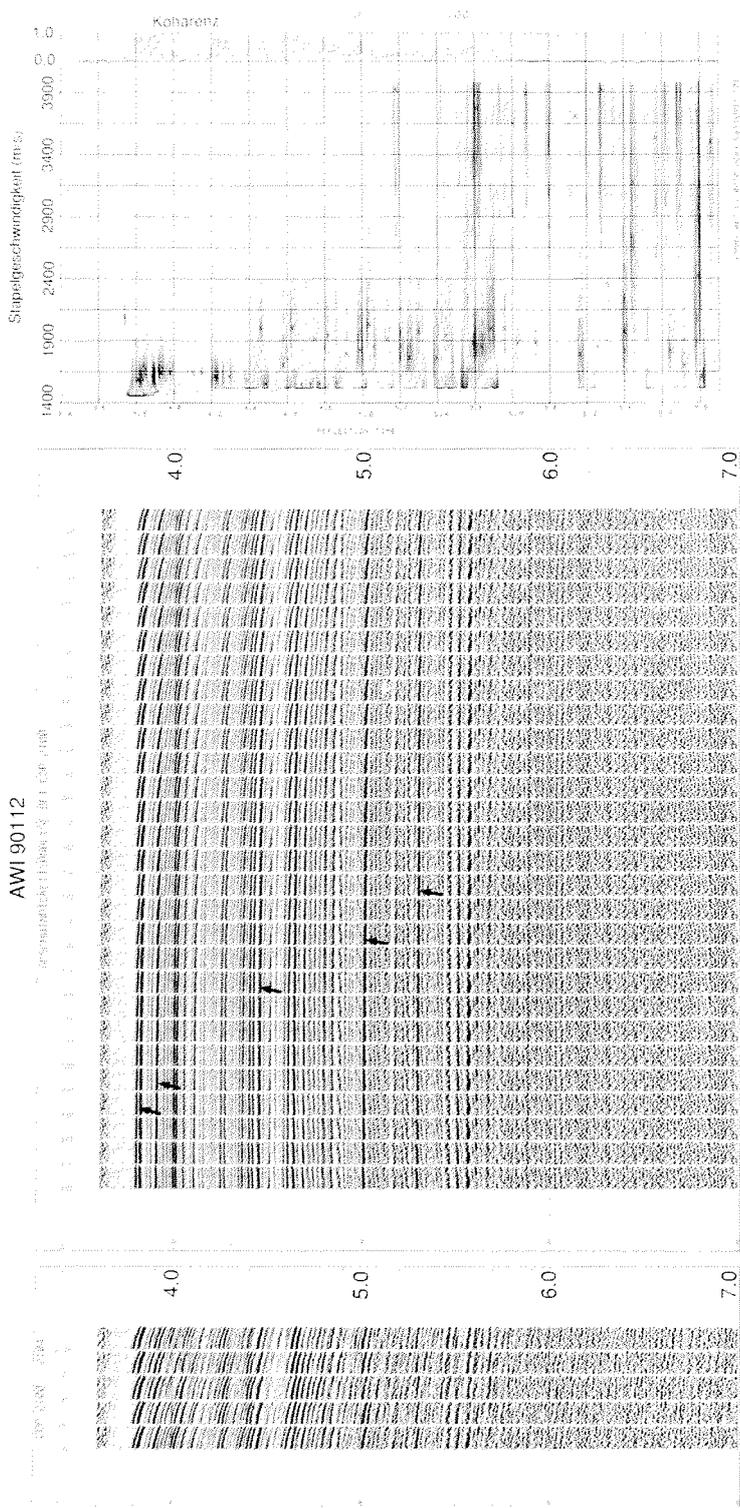


Abb. 3.2.1: Die Lokation dieser Geschwindigkeitsanalyse ist SW des Wegener Canyons oberhalb des Escarpments in einer Wassertiefe von ca. 2800 m. Auf der linken Seite sind die fünf Eingabe-CDPs gezeigt. Der erste davon wird zur "constant velocity analysis" (CVA) herangezogen. Die mittlere Tafel zeigt den CDP Nr. 2100 korrigiert mit Geschwindigkeiten von 1400 - 1540 m/s in Schritten von 20 m/s, von 1600 - 2000 m/s in Schritten von 50 m/s, von 2100 - 2700 m/s in Schritten von 100 m/s und von 3000 - 3600 m/s in Schritten von 200 m/s. Die Meeresbodenreflexion bei ca. 3,8 s Zweiweglaufzeit ist bei $V = 1460$ m/s am besten auskorrigiert. Die maximale Stapelgeschwindigkeit findet man bei ca. 5,3 s Zweiweglaufzeit zu 1750 m/s. Unterhalb von 5,6 s ist die Sektion reflexionsfrei. Die rechte Tafel gibt die Kohärenz wieder (siehe Text). Die Maxima der Kohärenz sind mit Kreuzen markiert. Die mit diesem Verfahren bestimmten Geschwindigkeiten liegen durchweg höher als mit CVA bestimmte und besitzen große Fehlerellipsen.

Die Ergebnisse der Geschwindigkeitsanalysen sind auszugsweise in Abbildung 3.2.2 aufgetragen. Für die Profile 87095, 87096, 87097 und 87099 wurden Geschwindigkeitsmodelle erstellt mit einem Stützpunkt- abstand von durchschnittlich 5 Kilometern. Die wiedergegebenen Geschwindigkeits-/Tiefenfunktionen sind dem geglätteten Geschwindig-

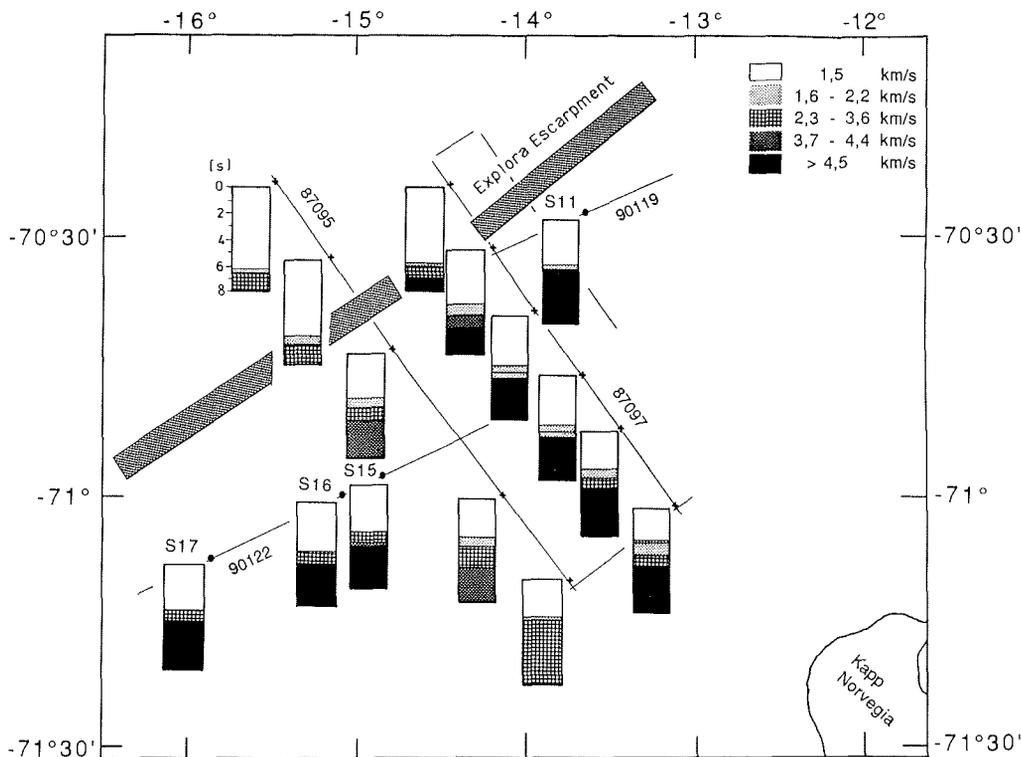


Abb. 3.2.2: Skizziert sind die Profile 87095 bis 87099, auf denen detaillierte Geschwindigkeitsanalysen durchgeführt wurden. Die Kreuze markieren die Lokationen der ausgewerteten CDPs. Auf den Profilen 90119 und 90122 sind während der 1989/90er Expedition Sonobojen ausgebracht worden, von denen die Resultate der Bojen 11, 15, 16 und 17 an den mit Punkten markierten Positionen aufgetragen sind. Die vertikale Achse der Säulen ist von 0 bis 8 Sekunden Zweiweglaufzeit.

keitsmodell entnommen, wie es für die anschließende Migration verwendet wurde.

Ein einfaches Modell dient der Beurteilung der Qualität der Geschwindigkeitsanalysen (vgl. Abb. 3.2.3).

Das Modell sieht einen 2000 m tiefen Ozean (3 Sek. Zweiweglaufzeit) vor, wie es dem flachsten Teil der Hangterrasse entspricht und eine Sedimentmächtigkeit von einer Sekunde Zweiweglaufzeit. Die V_p -Geschwindigkeit der Sedimente sei 1,7 km/s im ersten Modell bzw. 1,9 km/s im zweiten.

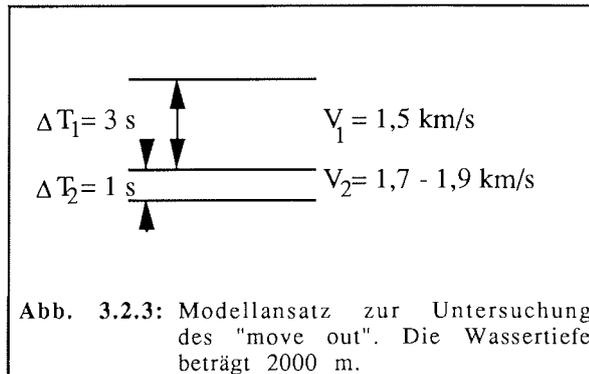


Abb. 3.2.3: Modellansatz zur Untersuchung des "move out". Die Wassertiefe beträgt 2000 m.

Aus Formel 3.2.3 findet man:

a) $V_2 = 1,7 \text{ km/s} \Rightarrow V_{\text{rms}} = 1,552 \text{ km/s}$

b) $V_2 = 1,9 \text{ km/s} \Rightarrow V_{\text{rms}} = 1,609 \text{ km/s}$

Ein solch geringer Unterschied in den Durchschnittsgeschwindigkeiten drückt sich ebenfalls in sehr geringen Unterschieden der "move out" Kurven aus. Für den 800 m langen Streamer ergibt sich aus der Formel für den "move out" (Sheriff & Geldart, 1983):

$$\Delta T(x) = \frac{x^2}{2V_{\text{St}}^2 T(0)}$$

a) $V_2 = 1,7 \text{ km/s}, x_{\text{max}} = 0,8 \text{ km}: \Delta T(x_{\text{max}}) = 0,033 \text{ Sekunden}$

b) $V_2 = 1,9 \text{ km/s}, x_{\text{max}} = 0,8 \text{ km}: \Delta T(x_{\text{max}}) = 0,031 \text{ Sekunden}$

Ein Unterschied von 200 m/s in der V_p -Geschwindigkeit der Sedimente liefert 2 ms Differenz der "move out" Kurven beim maximalen Schuß-Empfänger Abstand. Bei einer Signalbreite von 10 ms ($\lambda/2$ von 50 Hz) ist das mit Sicherheit die Grenze des Auflösungsvermögens. Dies muß berücksichtigt werden bei der Gewichtung der Geschwindigkeitsbestimmungen aus der Reflexionsseismik und der Refraktionsseismik.

Im Vergleich dazu würde das Ergebnis für einen 3000 m langen Streamer lauten:

a) $V_2 = 1,7 \text{ km/s}$, $x_{\text{max}} = 3 \text{ km}$: $\Delta T(x_{\text{max}}) = 0,486 \text{ Sekunden}$

b) $V_2 = 1,9 \text{ km/s}$, $x_{\text{max}} = 3 \text{ km}$: $\Delta T(x_{\text{max}}) = 0,435 \text{ Sekunden}$

Der Unterschied der "move out" Kurven wird maximal 51 ms, womit die sichere Trennung dieser und kleinerer Geschwindigkeitsvariationen gewährleistet ist.

Im Vorgriff auf Kapitel 4.6 sind in Abbildung 3.2.2 vergleichsweise die Ergebnisse der Sonobojen an den mit Punkten gekennzeichneten Stellen mit aufgenommen.

4 Interpretation

4.1 Anschluß der Seismik an die ODP-Bohrungen

Vom Bohrschiff SEDCO/BP 471 JOIDES Resolution wurde während des Südsommers 1986/87 die Reise 113 in das Weddell-Meer durchgeführt und dabei die Lokationen 689 - 697 untersucht.

Im Bereich des östlichen Weddell-Meer Randes auf den Schultern des Wegener Canyons wurden auf den Lokationen 691, 692 und 693 mehrere Bohrungen niedergebracht, die anschließend beschrieben werden. Die lithostratigraphischen Einheiten und die physikalischen Parameter werden betrachtet, um den Vergleich mit den reflexionsseismischen Ergebnissen zu ermöglichen.

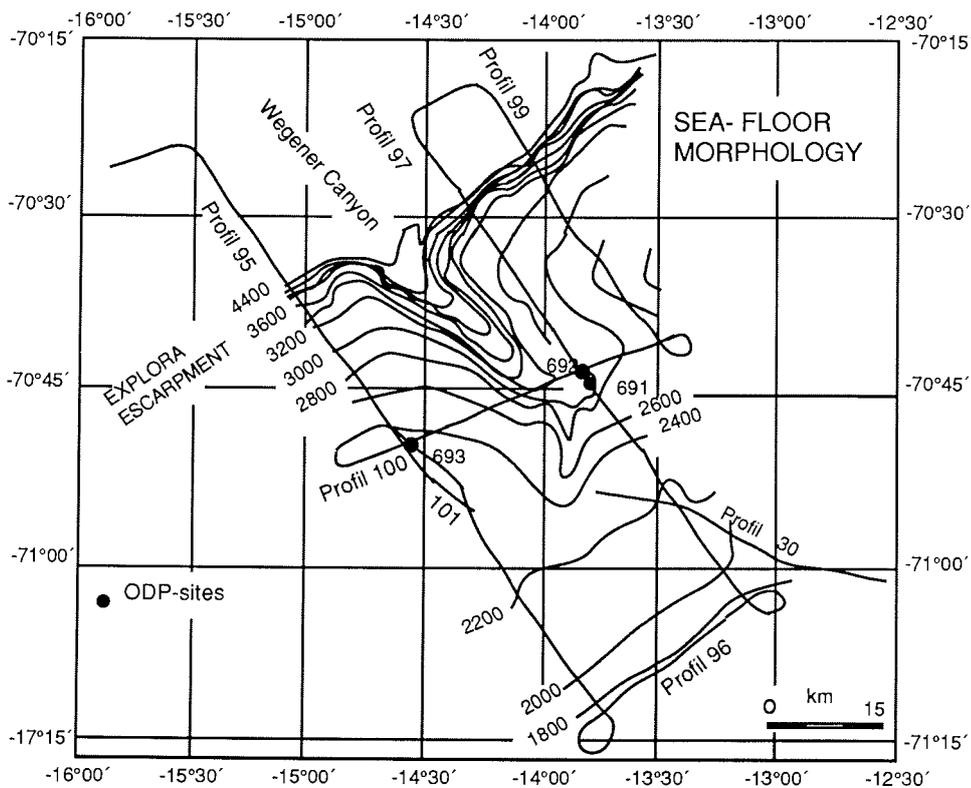


Abb. 4.1.1: Zur Lokation der Bohrstellen bei Kapp Norvegia (aus Miller et al., 1990)

Die Lokationen wurden auf Grund der Daten der seismischen Profile BGR 78-19 (Hinz & Krause, 1982) und 86-07 gewählt. Das zu erbohrende Sedimentmaterial sollte Aufschluß geben über die klimatische Entwicklung insbesondere über die Abkühlung während des Känozoikums.

Die exakten Positionen der Bohrstellen wurden mit folgenden Koordinaten angegeben (Shipboard Scientific Party, ODP Leg 113, Sites 691 and 692):

ODP 691 A: 70° 44,54' S
 13° 48,66' W

3035 m Wassertiefe
0,05 m Bohrteufe und Kerngewinn

ODP 691 B: 150 m südlich von 691 A mit 1,7 m Bohrtiefe in
 hartem Gestein mit 0 m Kerngewinn

ODP 691 C: 70° 44,58' S
 13° 48,68' W

ODP 692 A: 70° 43,45' S
 13° 49,208' W

ODP 692 B: 70° 43,342' S
 13° 49,195' W

2875 m Wassertiefe
97,9 m Bohrteufe unter Meeresboden

ODP 693 A: 70° 49,892' S
 14° 34,410' W

2359 m Wassertiefe
476,2 m Bohrteufe unter Meeresboden

ODP 693 B: 70° 49,888' S
 14° 34,461' W

2359 m Wassertiefe
403,1 m Bohrteufe unter Meeresboden

Die **Bohrungen 691A, B** und **C** erreichten nur sehr geringe Eindringtiefen (0,05 - 12,7 m) und erbrachten lediglich 5 cm Kernmaterial. Die Bohrung 691 A mußte bereits nach wenigen Zentimetern aufgegeben werden, da die vorgefundenen Gerölle und Kieselsteine ein Eindringen des Bohrgestänges verhinderten. Die Wassertiefe betrug 3035 m.

Die **Bohrung 692A**, die ca. 1,8 km nördlich der Lokation 691 angesetzt wurde, in einiger Entfernung von der Sohle des Canyons, erbrachte 65 cm Kernmaterial von pliozänem Alter (> 1,6 Ma) mit einer Auflage von Kieselsteinen aus einer Wassertiefe von 2880 m. Das Sedimentmaterial ist terrigenen Ursprungs und besteht aus siltigen Ton.

Erst die **Bohrung 692B**, die noch einmal 150 m nach Norden versetzt begonnen wurde, erreichte eine Eindringtiefe von 97,9 m. Die Wassertiefe betrug hier 2875 m, der Kerngewinn war 29,3 m.

Es sind drei lithostratigraphische Einheiten zu unterscheiden:

Die Einheit I ist 30,4 m mächtig und reicht demnach bis 2905,4 m Tiefe unter Meeresspiegel. Das Material ist siltiger bis toniger Lehm von terrigenem Ursprung. Für das Alter des Materials wird Pleistozän bis Pliozän angegeben. Genauere Angaben sind auf Grund der Durchmischung beim Bohrvorgang nicht möglich.

Darunter befindet sich die Einheit II, bestehend aus Kiesen von sedimentärem und vulkanischem Gestein. Die Schicht hat eine Mächtigkeit von 22,8 m, reicht also bis in 2228,2 m Tiefe.

Die Einheit III ist ein 44,7 m dicker karbonatischer Tonstein, reich an organischem Material (2,6% im Durchschnitt in 693A bis 8,6% in 693B) (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113) mit eingeschalteten Lagen von vulkanischer Asche, Ton und vulkanischen Bomben (Lapilli). Das Alter der Einheit III wird mit unterer Kreide angegeben, vermutlich Barrême bis Hauterive (ca. 120 Millionen Jahre)

Die **Bohrungen 693A** und **B** stehen auf der westlichen Schulter des Wegener Canyons in einer Wassertiefe von 2359 m. Auf Grund einer wesentlich größeren Mächtigkeit der postulierten känozoischen Sequenz

oberhalb von w3 schien diese Position besser geeignet zu sein, als die vorhergehenden (vgl. Profil 87100, Abb. 4.2.9).

Die Bohrung erbrachte eine Eindringtiefe von 476,2 m mit einem Kerngewinn von 44% (= 213,5 m) und stellt somit den Standard für das Untersuchungsgebiet.

Sieben lithostratigraphische Einheiten wurden unterschieden:

Die Einheit I umfaßt die ersten 12,2 m und besteht aus tonigem und siltigem Lehm. Das Alter ist Pleistozän (<1,6 Ma).

Einheit II ist 19,2 m mächtig, das Material ist terrigener Ton und das Alter reicht von unterem Pleistozän bis oberem Pliozän (1,6 - <3,4 Ma).

Einheit III ist 294,4 m mächtig, sie reicht von 2390,4 bis 2684,8 m unter dem Meeresspiegel. Sie besteht aus tonigem Lehm mit mehr oder weniger reichen Diatomeenschlämmen. Es wird eine Zeitdauer vom oberen Pliozän bis zum oberen Oligozän umspannt (3 - 26 Ma).

Einheit IV, 19,3 m dick, hat oberes oligozänes Alter (< 29 Ma) und besteht aus an Nannofossilien reichen Schlämmen.

Einheit V, 52,7 m mächtig, hat mittleres bis unteres oligozänes Alter (29 - 34 Ma). Die Einheit zeigt sedimentären Strukturen mit Rutschungen ("slumping") und enthält Diatomeenschlämme und diatomeenhaltige Tonschlämme.

Die Einheit VI ist eine 11,2 m mächtige unterkretazische Schicht (> 100 Ma) aus Radiolariendiatomiten und silikathaltigem, tonigem Schlamm. Die Oberkante der Einheit VI ist eine Erosionsfläche mit einer zugehörigen Schichtlücke von mehr als 60 Millionen Jahren (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113).

Von der tiefsten Einheit, Einheit VII, wurden 74,9 m erbohrt. Dabei handelt es sich um Tonsteine aus der unteren Kreide (Alb bis Apt, 100 - 120 Ma), die auf Grund von hohen Anteilen organischen Materials eine sehr dunkle Farbe annehmen (sogenannte Schwarzschiefer).

Die Sohlentiefe des Bohrlochs liegt bei 2842,9 m unter dem Meeresspiegel.

In fast allen Einheiten ist der überwiegende Teil (65%) des Sedimentmaterials kontinentalen Ursprungs (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113). Dropstones kommen in verschiedenen Größen (von Sandfraktion bis $\varnothing > 5$ cm) in allen Schichten bis 397,8 m Bohrtiefe vor. In dieser Tiefe befindet sich der Hiatus von unterem Oligozän bis untere Kreide (34 - 100 Ma). In der Kreide findet man keine Dropstones, wie man es auf Grund der fehlenden thermischen Isolation und der Lage der Antarktis in subpolaren Breiten vor dem Tertiär auch erwartet.

4.1.1 Physikalische Parameter

An Bord von JOIDES Resolution wurden Untersuchungen der physikalischen Parameter am gewonnenen Kernmaterial und in-situ Messungen im Bohrloch durchgeführt.

An den Kernen wurden folgende Parameter bestimmt: Raumdichte, Porosität, Wassergehalt, Korndichte, Scherfestigkeit, V_p -Geschwindigkeit und Temperaturleitfähigkeit.

Im Bohrloch wurde eine Schlumberger Sonde in der "seismic stratigraphy combination" gefahren. Diese Sonde führt Messungen der V_p -Wellengeschwindigkeit mit LSS (long spacing sonic), Dichtebestimmung aus natürlicher Gammastrahlung (GR, gamma ray) und Kalibermessung (MCD) durch.

In Abbildung 4.1.2 ist der Vergleich der seismischen Sektion mit den lithostratigraphischen Einheiten und den Ergebnissen der Bohrlochgeschwindigkeitsmessung zu sehen. Die Bohrlochsonde wurde bis auf 440 m Tiefe gefahren und läßt im wesentlichen drei unterschiedliche Einheiten erkennen, die durch charakteristische Spitzen im V_p Diagramm getrennt sind. Der erste Bereich bis ca. 190 m Tiefe zeigt eine leicht ansteigende Tendenz der V_p Geschwindigkeit bis auf ca. 1650 m/s, in Abb. 4.1.2 (mittlere Säule) durch den Mittelwert von 1600 m/s wiedergegeben. Diese Zone fällt zusammen mit stark durchmischem Sedimentmaterial in den Bohrkernen einerseits und mit einem Paket sehr gleichmäßiger paralleler Reflektoren in der seismischen Sektion andererseits.

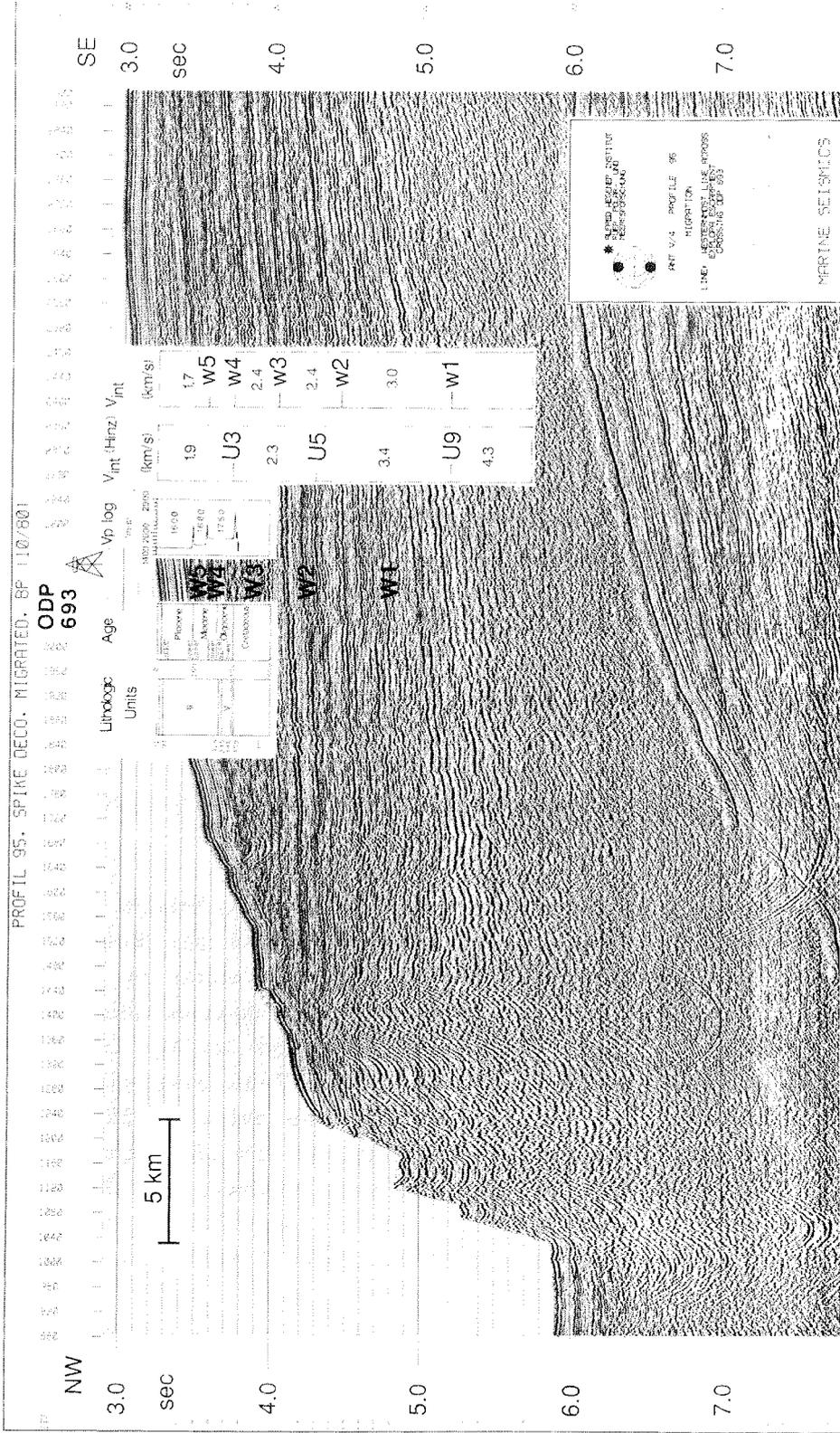


Abb. 4.1.2: Das Profil 87095 über der Bohrung ODP 693 wurde als Stratiotypus für die Seismostratigraphie des östlichen Weddell- Meeres herangezogen. Die neuen Benennungen der seismischen Horizonte sind in der rechten Spalte mit w1 bis w5 vom älteren zum jüngeren angegeben. Der Horizont ist jeweils die Basisfläche für die aufliegende sedimentäre Sequenz, die die Namen W1 bis W5 erhalten. Die Bohrung erreichte 476 m Eindringtiefe, davon 86 m in den kretazischen Schwarzschiefern der Einheit W3.

Keiner der an den Bohrkernen gemessenen Parameter, wie Dichte, Porosität oder p-Wellengeschwindigkeit weist im oberen Bereich auf eine markante Schichtung hin. In der Reflexionsseismik zeichnet sich jedoch der Hiatus im oberen Pliozän als Reflektor w7 ab. Im einzelnen sind die Definitionen und Beschreibungen der Horizonte w5, w6 und w7 in Miller et al., 1990 enthalten.

Der Anstieg der Geschwindigkeit bei ca. 190 m unter dem Meeresboden ist konsistent mit dem Anstieg der Dichte von 1,7 auf $1,8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113). Als seismischer Reflektor ist der Horizont w7 jedoch nur lokal ausgeprägt.

Der Horizont w6 ist an eine Schichtlücke zwischen oberem Miozän und unterem Pliozän gebunden. Die im Bohrloch ermittelte V_p Geschwindigkeit zeigt einen deutlichen Anstieg von 1600 auf 1680 m/s.

Der Horizont w5 repräsentiert einen Hiatus im mittleren Miozän. Er ist mit einem Geschwindigkeitsanstieg auf 1750 m/s verbunden.

Die Ablagerungen des unteren Miozäns (Einheit W4, lithostratigraphische Einheit IIC) bilden eine Wechsellagerung von ca. 12 m mächtigen Paketen. In der Seismik erscheint diese Wechsellagerung als ein Band von vier Reflektoren. Ebenso läßt sich diese Wechsellagerung in den Porositätsanalysen an den Kernen und im Bohrloch (Widerstands-Log) auffinden (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113). In den Meßkurven der physikalischen Parameter Dichte, Wassergehalt und Korndichte ist die Wechsellagerung auf Grund des geringen Kerngewinns und der starken Durchmischung des Probenmaterials in diesem Bereich nicht erkennbar. Der resultierende große Meßpunktabstand von 10 - 15 m genügt zur Auflösung einer solchen Schichtung nicht. Die p-Wellengeschwindigkeit zeigt ebenfalls keine Periodizität.

Das wellige Erscheinungsbild der Einheit W4 ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Mobilität der unterliegenden Schwarzschiefer zurückzuführen. Dieses Phänomen der Beweglichkeit des Schiefertons wird vermutlich durch die Auflast der jüngeren Sedimente hervorgerufen (vgl. Abb 4.2.3).

Weiterhin umfaßt W4 oberes und unteres Oligozän mit einer Schichtlücke von 5 - 6 Ma zwischen unterem und oberem Oligozän. Dieser Hiatus bildet jedoch keinen seismischen Horizont, obwohl die physikalischen Parameter (Porosität: Abnahme von 63% auf 56%, V_p : +100 m/s)

dies eigentlich erwarten ließen. Synthetisches Seismogramm und seismische Sektion differieren in diesem Fall (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113).

Ein drastischer Wechsel der Lithologie zu biogenem Material ist bei 398 m Bohrteufe erreicht. Dieser Übergang vom Känozoikum zu den Schwarzschiefern des Mesozoikums über eine Schichtlücke von ca. 64 Ma hinweg ist mit Veränderungen in allen physikalischen Parametern verbunden. Daraus resultiert eine große Amplitude im synthetischen Seismogramm (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113). Der Reflektor w4 erscheint jedoch nur stückweise als ein solch starker Reflexionseinsatz und ist dadurch schlechter verfolgbar als es das gute Reflexionsvermögen vermuten läßt. Er markiert jedoch die Grenze zu dem unruhigen, teilweise mit Brüchen durchsetzten Reflexionsmuster der Einheit W3. Die physikalischen Parameter (Dichte: $\sim 1,9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, Wassergehalt: 40%, Porosität: $< 50\%$, $V_p > 1900 \text{ m/s}$) im Tiefenbereich über 430 m spiegeln den höheren Verfestigungsgrad der mesozoischen Ablagerungen wieder.

Die aussagekräftigsten Vergleiche zwischen Seismostratigraphie und den im Bohrloch gemessenen Parametern liefern das Geschwindigkeits- und Dichte-Log. Bei nur 44% Kerngewinn und starker Durchmischung der gering verfestigten Schlämme sind aus den übrigen Methoden kaum Korrelationen abzuleiten.

Bemerkungen zu den Bohrungen

Die Bohrung 693A auf der westlichen Flanke des Wegener Canyons erreicht im Tiefsten nicht den Ansatzpunkt von 692B auf der östlichen Flanke. Daher ist ein direkter Vergleich zwischen den Tiefenlagen der Horizonte in den genannten Bohrungen nicht durchführbar, siehe hierzu die synoptische Darstellung der Bohrergebnisse in Abb. 4.1.3.

Es sind folgende Vergleiche möglich, von oben beginnend:

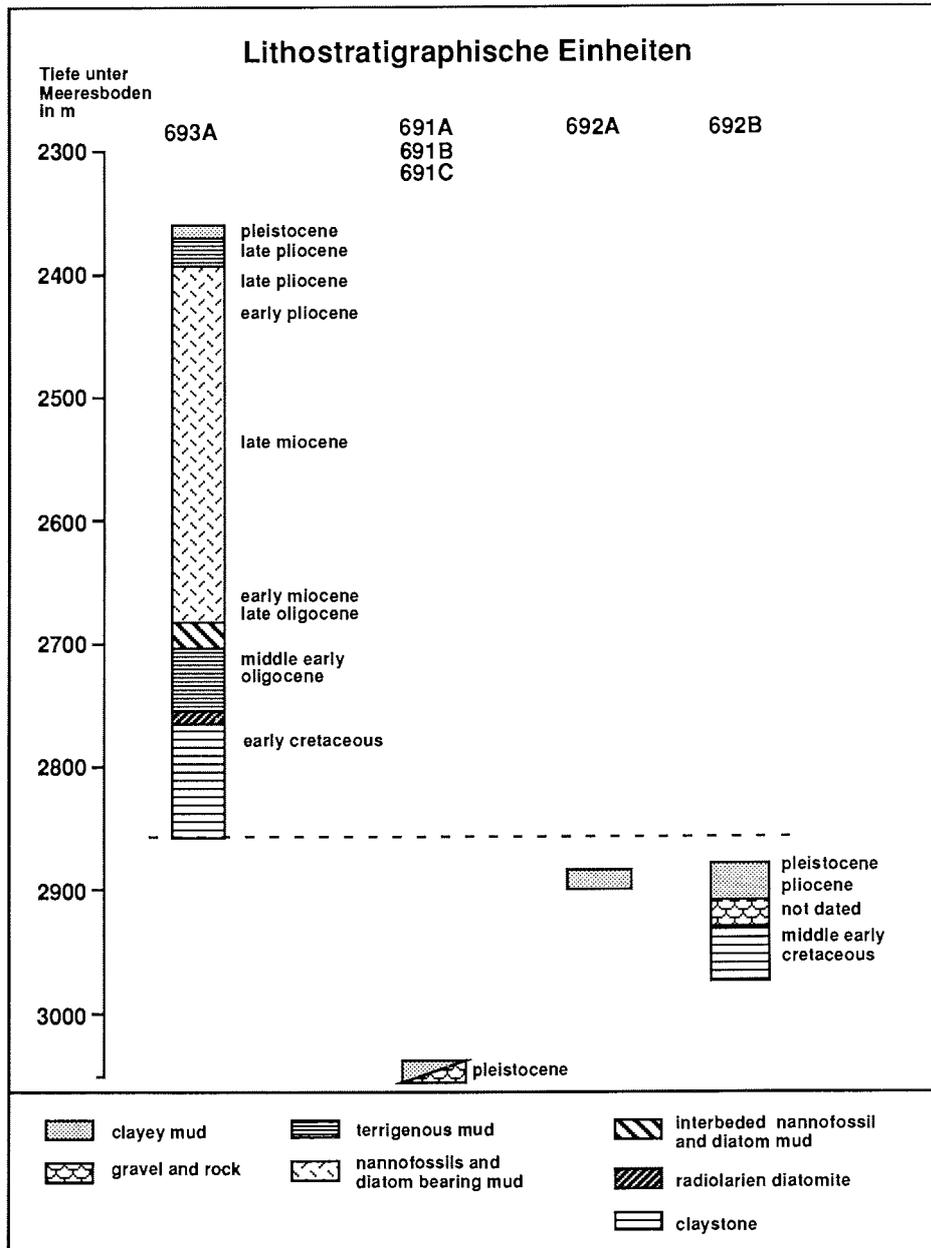


Abb. 4.1.3: Synoptische Darstellung der Bohrergebnisse in Bezug auf die Tiefe unter dem Meeresspiegel (aus Daten von Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113).

- Pleistozän wurde an beiden Lokationen gleich mächtig abgelagert. In 693A beträgt die Mächtigkeit 24 m, in 692B ist sie vermutlich geringer, da bei 30,4 m schon von oberem Miozän berichtet wird. Von den aufliegenden Geröllen wie sie in 691 und 692 gefunden wurden, wird an 693A nichts erwähnt (Shipboard Sci. Party, Site 691 and 692, ODP Leg 113).

- Die Abfolge von Pliozän bis oberes Miozän erreicht in 693A eine Mächtigkeit von 248 m, an Lokation 692 ist dieser Zeitraum in der 30,4 m Säule tonigen Materials enthalten.
Die Sedimentationsrate auf der Nordostflanke des Wegener Canyons betrug demnach nur ein Zehntel der Sedimentationsrate der Südwestflanke. Geht man von einem flächenmäßig homogenen Materialeintrag aus, ergibt sich daraus eine synsedimentäre Auswaschung der siltigen bis sandigen Fraktion. Bereits ab Oligozän ist damit eine unterschiedliche Stärke der Erosion auf Nordost- und Südwestseite des Wegener Canyons zu beobachten und als Indiz für die Existenz des Canyons zu werten.

- Oligozän ist in 693A 90 m mächtig, mit einer Schichtlücke von ca. 5 Ma im mittleren Oligozän. Diese Schichtlücke erzeugt jedoch keinen ausgeprägten seismischen Horizont. In 692B gibt es kein Indiz für Oligozän, es sei denn die gefundenen Kiesel stammen aus dieser Zeit. Dazu kann jedoch keine Aussage gemacht werden, da die Kiesel selbst nicht datierbar sind und das zur Datierung geeignete autochthone marine Material fehlt (Shipboard Sci. Party, Sites 691 and 692, ODP Leg 113).

- Nach dem mächtigen Hiatus (ca. 67 Ma) folgt unter dem mittleren Oligozän bereits die oberste Unterkreide mit 86 m erbohrtem Alb und Apt (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113). In 692B steht die nächst ältere Stufe (Barrême) etwa 90 m unter der Sohle von 693 an, und ist ebenfalls durch einen mächtigen Hiatus oben abgeschnitten. Zwischen dem Tiefsten in Bohrung 693 A und 692 B liegen demnach ca. 5 Mio. Jahre und 90 m Differenz. Bei einer angenommenen gleichmäßigen Sedimentation während der Kreide ergibt sich daraus eine Sedimentationsrate von 18 m/Ma.

- Dropstones, die von Oligozän an gefunden werden, sind ein Indiz für eine Vereisung und kalbende Gletscher von der Zeit an. Der Kies auf dem Canyonboden und die Ansammlung von ca. 30 m mächtige Kiesen in Bohrung 692 B sind wahrscheinlich die Überreste eines Sediments, in dem die feineren Fraktionen ausgewaschen wurden.

Als Schluß ist daraus zu ziehen, daß der Wegener Canyon während der frühen Kreide noch nicht bestand. Spätestens vom Oligozän an wird der Canyon jedoch von der Erosion an beiden Flanken unterschiedlich stark angegriffen.

Die Untersuchung der physikalischen Parameter (Porosität, Dichte, Scherfestigkeit) an den Tonsteinen, die in Bohrung 692B geborgen wurden, läßt einen Schluß auf die maximale Auflast zu. Aus der gefundenen Auflast von 20 - 30 kg/cm² folgt eine maximale Mächtigkeit des Hangenden von 250 - 400 m. Die rezente Auflage von ca. 50 m macht deutlich, daß Erosion mindestens 200 m Material der oberen Kreide und des Eozäns aberodiert hat (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113).

4.2 Die Profile

Zunächst sollen die seismischen Sektionen senkrecht zum Explora Escarpment erläutert werden. Anschließend folgt die Beschreibung der Profile, die parallel zum Escarpment verlaufen. Die Detailkarte (Abb. 4.2.1) zeigt die Anordnung der Linien, wobei die drei Linien aus dem Jahr 1987, 87095, 87097 und 87099 die Basis für die folgenden Untersuchungen bildeten. Bereits aus den Profilen der 1987er Expedition deutete sich an, daß der Wegener Canyon eine Region mit besonderer geologischer Bedeutung ist, die eine Grenze zwischen verschiedenen Bereichen des Escarpments kennzeichnet. Die Ergebnisse der Meßfahrt 1989/90 vervollständigen das Bild und zeigen deutlich die Veränderung entlang des Escarpments.

Die Nomenklatur der Horizonte wurde im Oktober 1988 auf dem Bremer Workshop "Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic" überarbeitet, um eine Vereinheitlichung der Namesgebung zu erreichen. Mitglieder von vier Instituten waren daran beteiligt, das AWI, die BGR, die Universität Bergen (Norwegen) und das Renard Centre of Marine Geology (RCMG), Gent (Belgien).

Die Horizonte erhalten den Buchstaben w (in Anlehnung an Weddell-Meer) mit einem Index n, wobei der tiefste (älteste) identifizierbare Reflektor die Nummer 1 erhält. Im Sinne der Praxis der Stratigraphie (Mitchum et al., 1977) ist w1 die Basis für die aufliegende Einheit W1 (mit Großbuchstaben gekennzeichnet). Die Ziffern bezeichnen die stratigraphischen Einheiten vom Älteren zum Jüngeren in aufsteigender Reihenfolge. Raum für zukünftige Einfügungen ist gegeben durch Anhängen einer zweiten Ziffer an den Index zum Kennzeichnen einer Untereinheit.

Die Definition einer sedimentären Sequenz sei dabei an die Definition einer seismostratigraphischen Einheit von Mitchum et al. (1977) angelehnt:

Eine sedimentäre Sequenz ist eine stratigraphische Einheit, welche aus einer verhältnismäßig gleichförmigen Lagerung besteht, die einen Bildungszusammenhang besitzt und an ihrer Basis und ihrem

Top durch Diskordanzen oder den zugehörige Konkordanzen begrenzt wird.

Eine Diskordanz kann dabei eine Grenzfläche von subaerischer Erosion, submariner Erosion oder fehlender Sedimentation sein.

Eine feinere Unterteilung in sogenannte "systems tracts" ist in diesem Stadium der Untersuchung nicht vorgenommen worden. Die bisherigen Arbeiten beruhen auf einem Profilnetz mit mehr als 10 km Profilabstand.

4.2.1 Die Profile senkrecht zum Escarpment

Die Abbildungen 4.2.2 bis 4.2.7 zeigen die NW-SE Schnitte senkrecht zum Escarpments. Neben den Originalabbildungen der seismischen Profile werden die daraus abgeleiteten Liniendiagramme dargestellt. Mit Ausnahme der Abbildungen 4.2.8 und 4.2.10 ist nur reflektierte Primärenergie in Form von Horizonten extrahiert worden, multiple und diffraktierte Energie ist nicht gekennzeichnet.

Auf dem Profil **90112** (Abb. 4.2.2) auf der südwestlichen Seite des Canyons ist der Reflektor w1 deutlich zu erkennen und bis auf ca. 10 km an das Escarpment heran klar zu verfolgen.

Der Horizont w2 bildet keine Winkeldiskordanz, sondern ist ein subparalleler Reflektor im Sedimentpaket, dessen Sohle von w1 und dessen Top von w3 gebildet wird. Der Horizont ist nur bis zum undurchsichtigen Bereich am Escarpment zu verfolgen.

Der Horizont w3 fällt auf Profil 90112 zusammen mit der oberen Kante des Escarpments. Nordwestlich des Bereiches der chaotischen Reflektoren ist er durch eine hohe Amplitude und als Winkeldiskordanz zu den hangenden Schichten zu erkennen, südlich dieses Bereiches erscheint der Horizont weniger deutlich, er geht dort über in mehrere konkordante Reflektoren. Der Übergang zu einer weiteren seismostratigraphischen Einheit bleibt jedoch deutlich erkennbar. Oberhalb von w3 findet man horizontale Schichtung bis zum Reflektor w4, sowie bis zu 100 m darüber. Danach hat Erosion stattgefunden, die die Einheit W3 diskordant abschneidet (Abb 4.2.1, oberhalb des Escarpments). Die Sedimente



Abb. 4.2.1: Profilplan der reflexionsseismischen Linien der AWI Meßfahrten ANT V/4 und ANT VIII/5. Die kleineren Zahlen an den Profilen kennzeichnen die Schußpunktnummern. Das Kartengebiet hat eine Größe von 175 km (E-W) x 157 km (N-S). Das Explora Escarpment ist schraffiert gekennzeichnet.

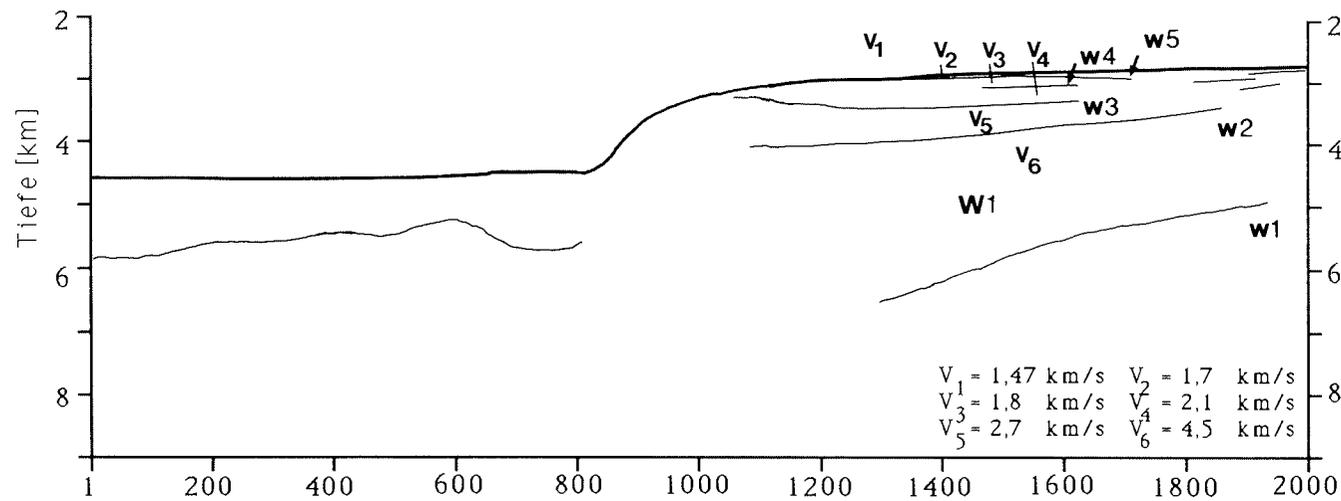
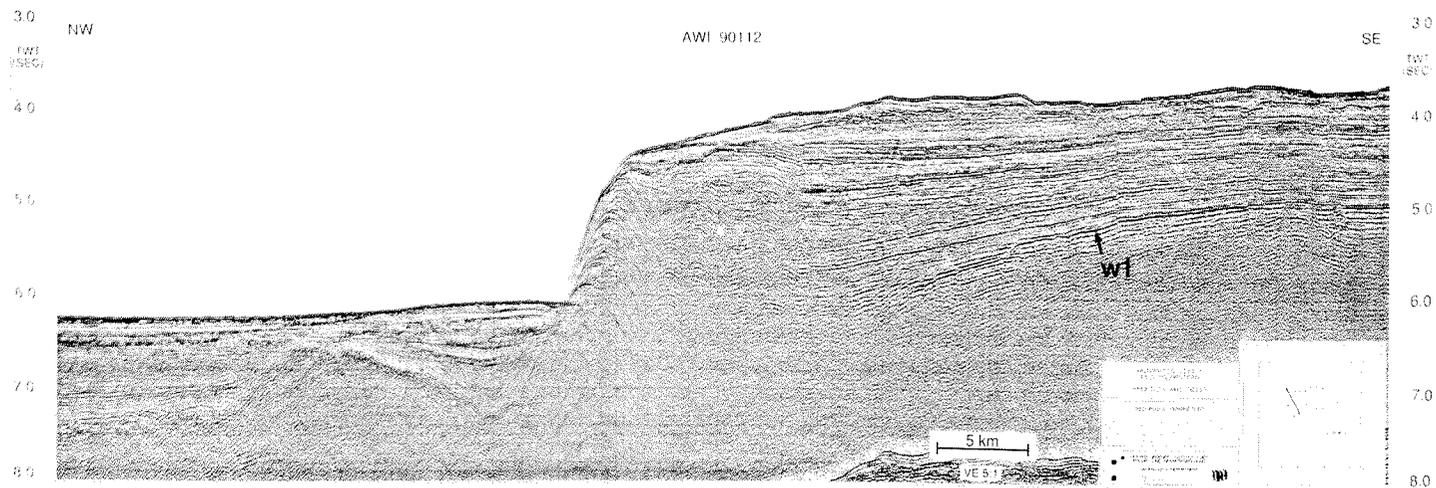


Abb. 4.2.2 a: Profil 90112 als Zeitsektion. Die vertikale Achse ist in Sekunden Zweiweglaufzeit. Die Überhöhung ist fünffach. Das am weitesten östlich gelegene Profil zeigt die Charakteristika dieser Seite des Canyons: w1 und w2 reichen bis dicht an das Escarpment, w3 bildet die Kante des Escarpments und die Einheit W3 wird von glazimarin Sedimenten diskordant abgedeckt. Das akustische Basement vor dem Escarpment zeigt eine starke Topographie.

b: Die untere Abbildung zeigt die Tiefensektion. Die Einteilung der horizontale Achse sind Schußpunktnummern. In der Vertikalen ist die Tiefe in km aufgetragen. Die Überhöhung ist 3,25 fach.

oberhalb dieser Erosionsfläche liegen auf einer unruhigen Topographie auf.

Vor dem Escarpment zeichnet sich eine Struktur des akustischen Basements ab, die ein Becken unmittelbar vor der Steilstufe formt. Die Tiefe beträgt über 500 m. Die Struktur des Beckens und des vorgelagerten Blocks lassen sich auch auf dem Parallelprofil 87095 in abgeschwächter Form wiederfinden. Ein ausgeprägter Schüttungsfächer vor dem Wegener Canyon ist auf keinem der Profile zu sehen.

Auf Profil **87095** (Abb. 4.2.3) ist zu erkennen, daß das Escarpment durch mehrere Stufen gegliedert ist. Diese Stufen lassen sich in der Bathymetrie als Terrassen im Wegener Canyon verfolgen (Fütterer et al., 1990) und stehen mit großer Wahrscheinlichkeit im Zusammenhang mit den geologischen Horizonten. Die tiefste Stufe bei 3900 - 4100 m unter dem Meeresspiegel korreliert sehr gut mit der Tiefenlage von w2. Dort wurden schlecht sortierte, grobklastische Sandsteine gefunden, deren Ursprungsmaterial Vulkanite sind (Fütterer et al., 1990).

Die Kante des Escarpments bei ca. 3100 m Wassertiefe, die zusammenfällt mit dem Ausbiß von w3, bildet auch im Inneren des Canyons eine ausgeprägte Stufe. Mehrere Dredgen wurden geschleppt, die sowohl den Bereich oberhalb wie unterhalb der Terrasse beprobten. Aus dem Material oberhalb dieser Terrasse ergibt die vorläufige Datierung ein Alter von unterer Kreide.

Von einer weiteren Stufe bei ca. 2900 m Wassertiefe wurden Proben genommen, die allerdings noch nicht datiert sind. Der eindeutige Zusammenhang mit Horizont w4 ist problematisch. Diese Zuordnung der Stufen ist für alle Einheiten oberhalb von w3 schwierig zu treffen, weil die Sedimentpakete teilweise erodiert sind und anschließend von den Ablagerungen des Pleistozäns diskordant überlagert wurden.

Die Einheit W1 ist auf diesem Profil eindeutig als diskordant überlagerte Einheit auf w1 zu identifizieren.

Auf Profil 87095 (Abb. 4.2.3) sieht man weiterhin, daß sich möglicherweise ältere Strukturen durch die jüngeren durchpausen.

Im äußersten rechten Teil des Profils ist die Sedimentabfolge der obersten 200 - 300 m nachhaltig durch Hangrutschungsphänomene gestört. Die Pfeile in Abbildung 4.2.3a weisen auf die "dipping reflectors", die auf diesem Profil am deutlichsten zu sehen sind.

Profil 95
ODP
693

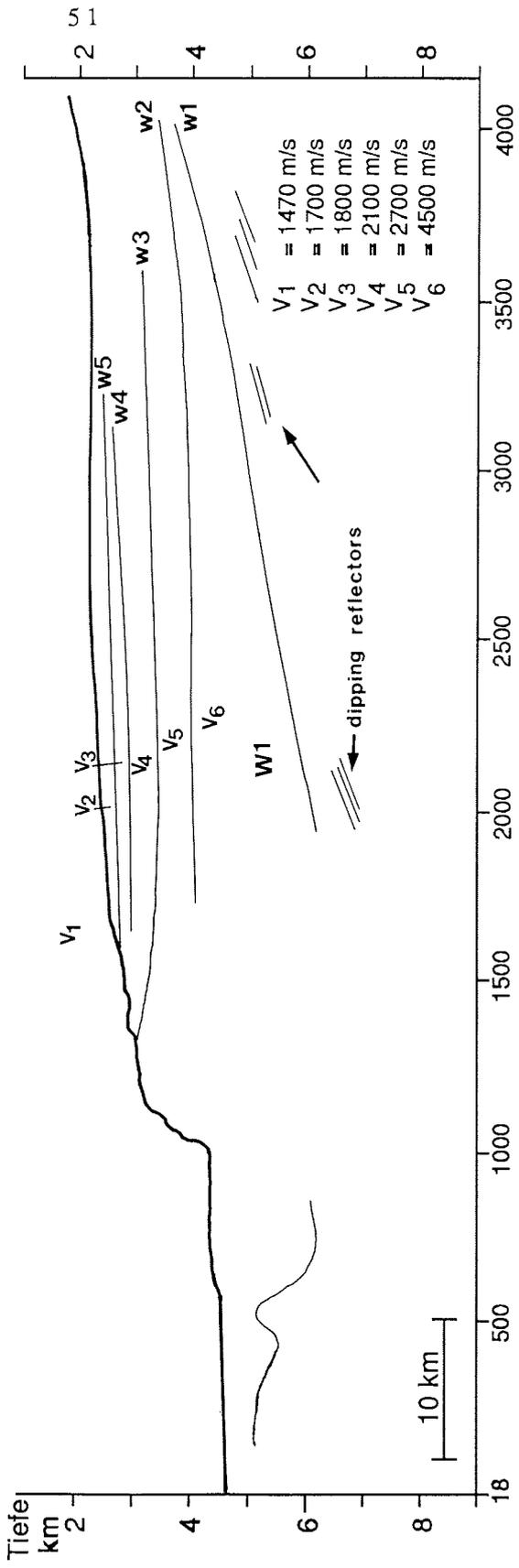
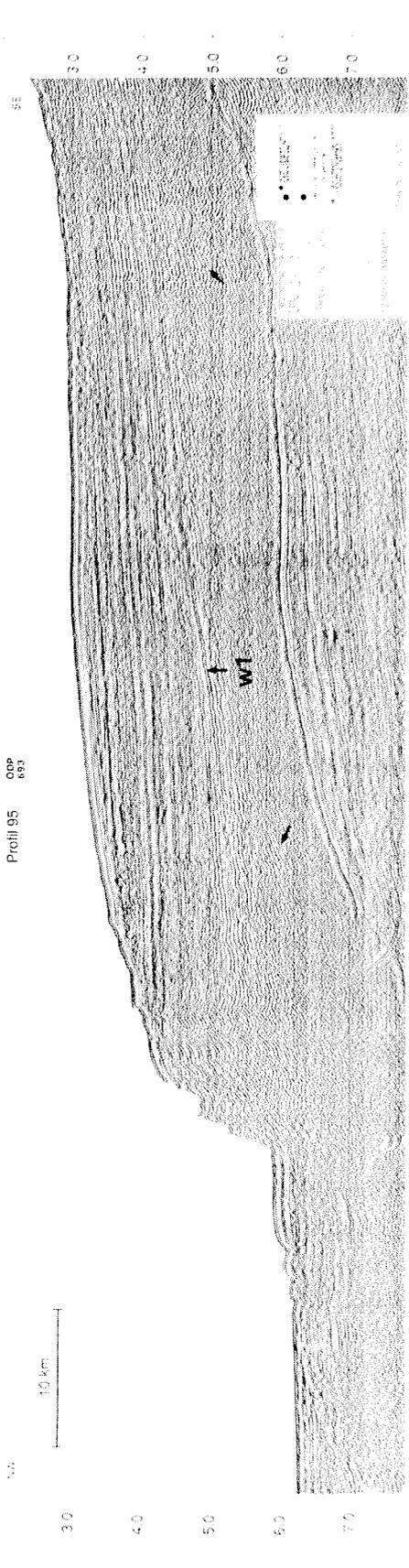


Abb. 4.2.3 a: Profil 87095 ist die migrierte Zeitsektion über die Bohrung ODP 693. Die Horizonte w1 bis w5 sind deutlich zu sehen, ebenso die "dipping reflectors".

b: Die untere Abbildung stellt die Tiefensektion dar. Die horizontale Achse bezeichnet CDP Nummern. Die Überhöhung ist ca. 4.2 fach.

Profil **87097** (Abb. 4.2.4) läßt den Wandel der Strukturen über dem Escarpment erkennen.

Horizont w1 hat hier nicht mehr die typische Ausprägung und Kontinuität wie auf der Südwestseite des Wegener Canyons, sondern besitzt Undulationen und Störungen.

Die Verbiegungen der Reflektoren zu größeren Laufzeiten hin unmittelbar unter den beiden Einschnitten der Canyon-Arme dürfen dabei jedoch nicht überbewertet werden, da sie auf einem Geschwindigkeitseffekt beruhen. Die Füllung des Canyons mit einem Material mit geringerer Schallgeschwindigkeit als das umgebende Material (Wasser gegenüber Schwarzschiefer) verzerrt die Horizonte unter den Tälern zu höheren Laufzeiten.

Auffallend sind jedoch mehrere Störungen. Die beiden unter ODP 692 und dem südlichen (rechten) Canyon-Arm sind jeweils mit dem Ende des tiefsten Reflektors verbunden. Zwei weitere Störungszonen zwischen südlichem Canyon-Arm und dem Kontinentalhang gehen mit Blockbildung einher, jedoch ohne einen sichtbaren vertikalen Gesamtversatz.

Auf dem Profil 87097, wie auf allen bis zum Kontinentalrand heranreichenden Parallelprofilen, ist starke Zerstörung durch Turbidite am Fuß des Kontinentalhanges zu beobachten.

Weiter im Osten zeigen die Profile **87099**, **90116** und **90118** (Abb. 4.2.5, 4.2.6 und 4.2.7) den undurchsichtigen Bereich als eine Barriere, die sich in Richtung Osten zunehmend vom Escarpment entfernt. Auf dieser Seite des Canyons ist der Bereich nicht völlig frei von korrelierbaren Reflexionen, sondern läßt stückweise einen horizontalen Reflektor erkennen, der unterhalb der ansteigenden Muster der Einheit W2 liegt. Dieser Horizont bei 4,8 bis 4,9 Sekunden Zweiweglaufzeit ist vom Reflexionsmuster her und nach seiner Tiefenlage mit w1 vergleichbar und wird deshalb als ein Stück dieses Reflektors angesprochen. Das Reflexionsmuster an der Barriere läßt keine einzelne Fläche als Basis der "onlaps" erkennen, es sieht vielmehr so aus, daß alle anstoßenden Reflektoren die gleiche Tendenz zum Ansteigen und Ausdünnen besitzen. Es liegt ein Paket von kurzen, aufwärts geneigten Reflektoren vor.

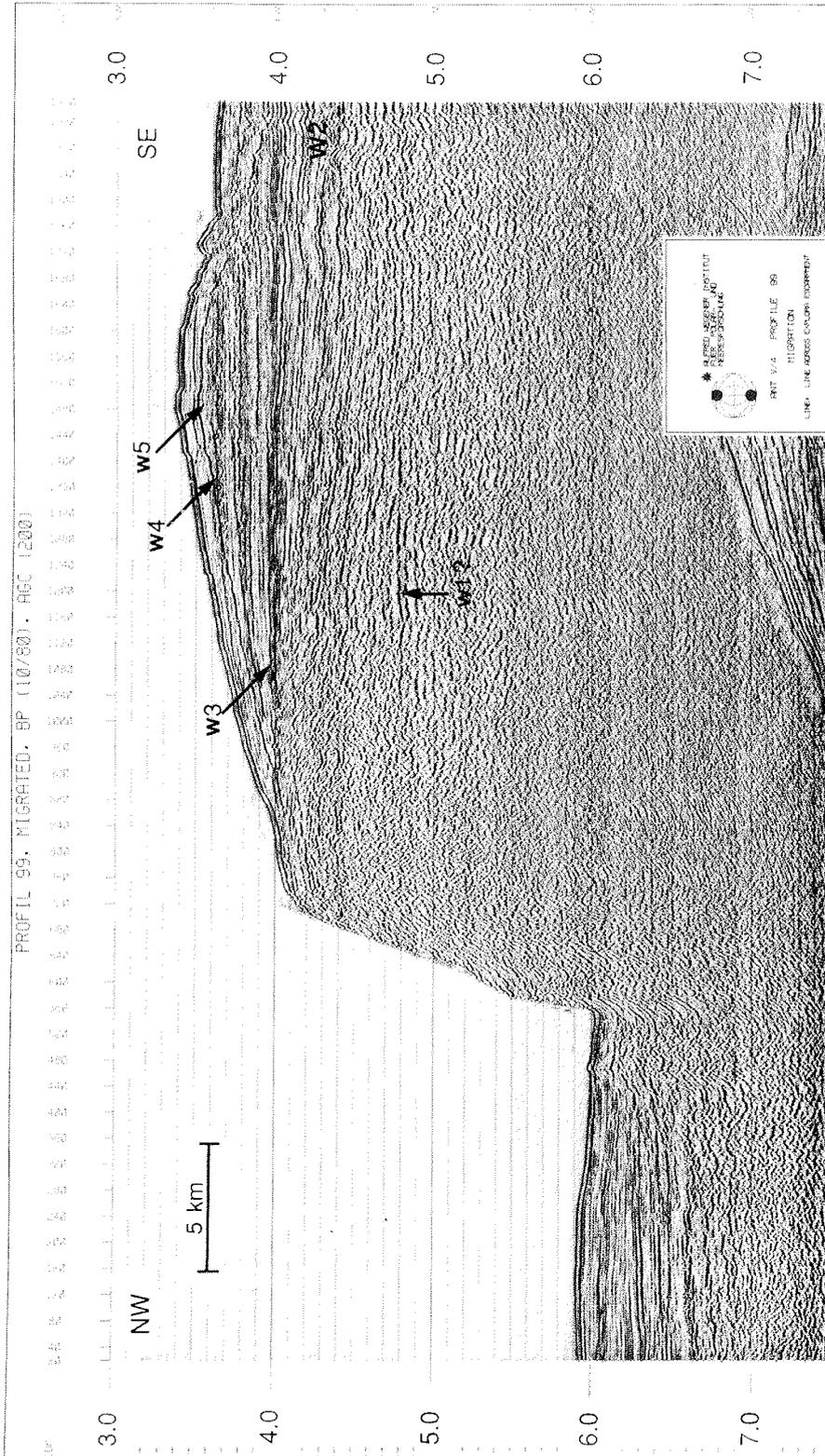


Abb. 4.2.5: Zeitmigierte Darstellung von Profil 87099. Der undurchsichtige Bereich nimmt nach Osten an Breite zu. Der Reflektor w3 verläuft bis zur Kante des Escarpments und bildet eine Einebnungsfläche über dem undurchsichtigen Bereich. In südlicher Richtung verliert sich die Klarheit des Einsatzes in mehreren dünnen Reflektoren. Die Einheit W2 zeigt ein Ansteigen in Richtung auf das Escarpment. Bei ca. 4,8 Sekunden gibt es eine horizontale Basisfläche unterhalb der ansteigenden Reflektoren.

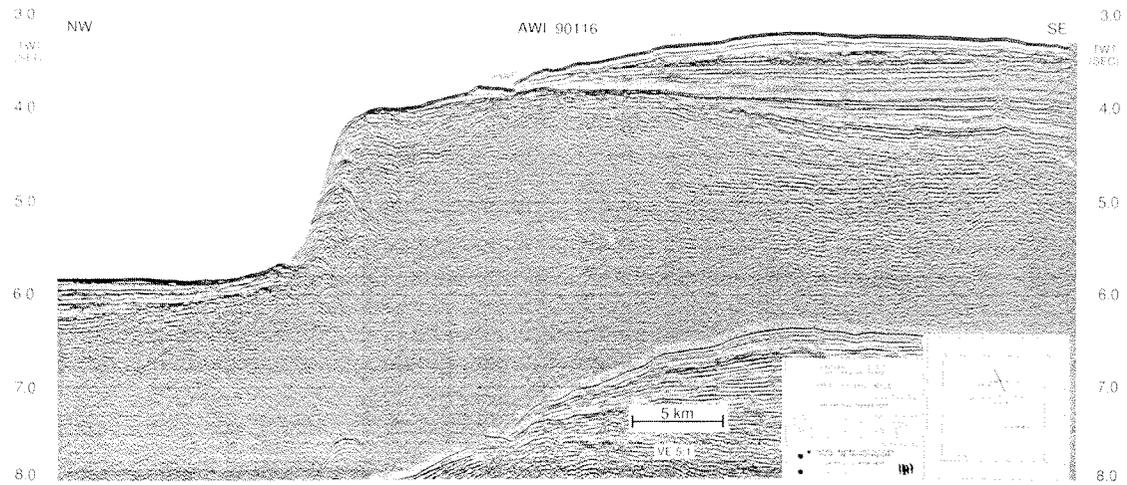


Abb. 4.2.6: Profil 90116 als gestapelte Sektion. Der undurchsichtige Bereich zeigt gewisse Symmetrien, die diesen Bereich als eine Barriere kennzeichnen. Horizont w3 besitzt eine Aufwölbung über der Barriere und ein gleichsinniges Abfallen nach beiden Seiten.

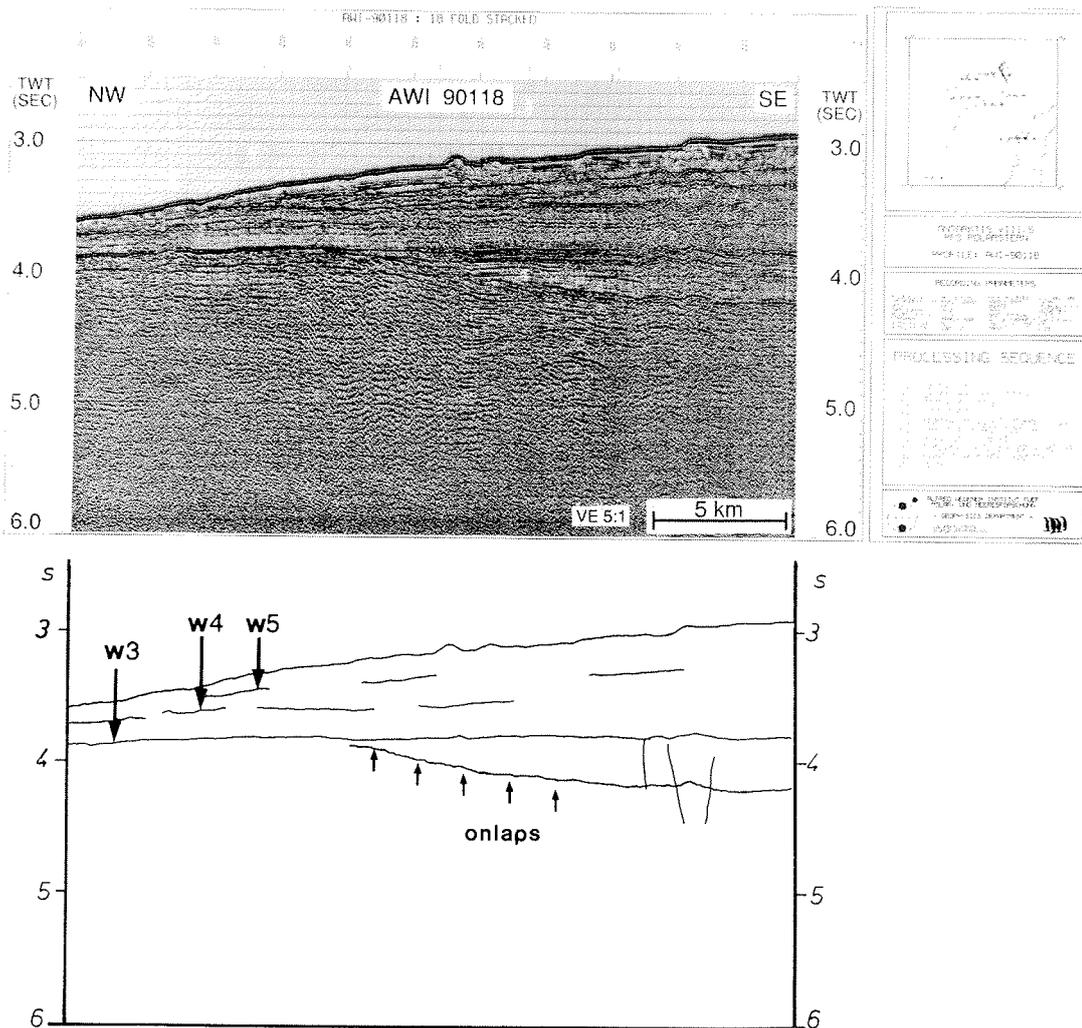


Abb. 4.2.7: Das östlichste dieser Profile, 90118, läßt keinen Horizont w1 erkennen, er endet bereits südlich dieses Profils. Der Charakter der Erosionsfläche w3 über der Barriere kommt klar heraus. Im Südosten wird die Barriere von ansteigenden Reflektoren und darauf aufliegenden horizontalen "onlaps" eingefafßt.

Obwohl zwei unterschiedliche Strukturen aufeinander treffen, sind sie nicht durch eine Diskordanz getrennt. Daraus ergibt sich die Folgerung, daß sich beide Strukturen gleichzeitig entwickelt haben, d. h. die Barriere wuchs vermutlich während der Ablagerung der umliegenden Sedimente.

Das Profil 90110 (Abb. 4.2.8) wurde vermessen, um ein Anschlußprofil vom Kontinentalschelf über die Hangterrasse in den Wegener Canyon hinein zu erhalten.

In der linken Hälfte des Profils sind die Reflektoren w1 bis w5 erkennbar. Nach Süden folgt ein Bereich, in dem die Korrelierbarkeit der Horizonte eingeschränkt ist. Am Kontinentalabhang erleiden alle Horizonte eine starke Aufwärtsbiegung auf Grund des starken Geschwindigkeitseffektes. Sie enden jedoch nicht, sondern sind bis unterhalb der ersten Meeresbodenmultiple verfolgbar. Der Kontinentalschelf selbst ist gekennzeichnet durch ausgeprägte sinoidale Schüttungsstrukturen, deren oberer Teil horizontal abgeschnitten ist. Die Kontinentalschelfkante wird hier von der Sedimentschüttung gebildet. Eine mögliche weitere Abschiebung innerhalb dieses gestaffelten Kontinentalrandes ist an dieser Stelle nicht zu beobachten. Starke multiple Reflexionen zwischen Meeresoberfläche und Schelfboden verhindern eine Interpretation der Schelfsedimentation.

Die Multiplen über dem Schelfgebiet treten mit sehr großer Amplitude auf, da die Sedimente durch die Auflast von voranschreitenden Gletschern überkompaktiert wurden. Sie besitzen daher eine außergewöhnlich hohe Dichte und daraus resultierend einen hohen Reflexionskoeffizienten an der Grenze Wasser/Meeresboden (Henriet et al., 1990b).

Auf dem Schelf ist eine Erhöhung zu erkennen (Pfeil in Abb 4.2.8 unten), die vermutlich aus Sedimentmaterial besteht. Es gibt keinen Hinweis auf einen Block aus härterem Gestein. Die Erhöhung ist deshalb mit großer Wahrscheinlichkeit als die Endmoräne eines Gletschervorstoßes anzusehen. Diese Interpretation wird gestützt durch die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen von Grobe (Grobe, 1986).

Im äußersten linken Teil der Abbildung 4.2.8 verläuft das Profil in den Wegener Canyon, der an dieser Stelle eine Biegung von ca. 60° macht. Die scheinbar signifikanten Abschiebungen der Horizonte an der südlichen Canyon Wand beruhen auf den genannten Geschwindigkeitseffekten.

Starke Seitenreflexionen von den seitlich des Profils verlaufenden Kanten des Canyons verschleiern das Bild der Reflexionen vom Canyonboden erheblich.

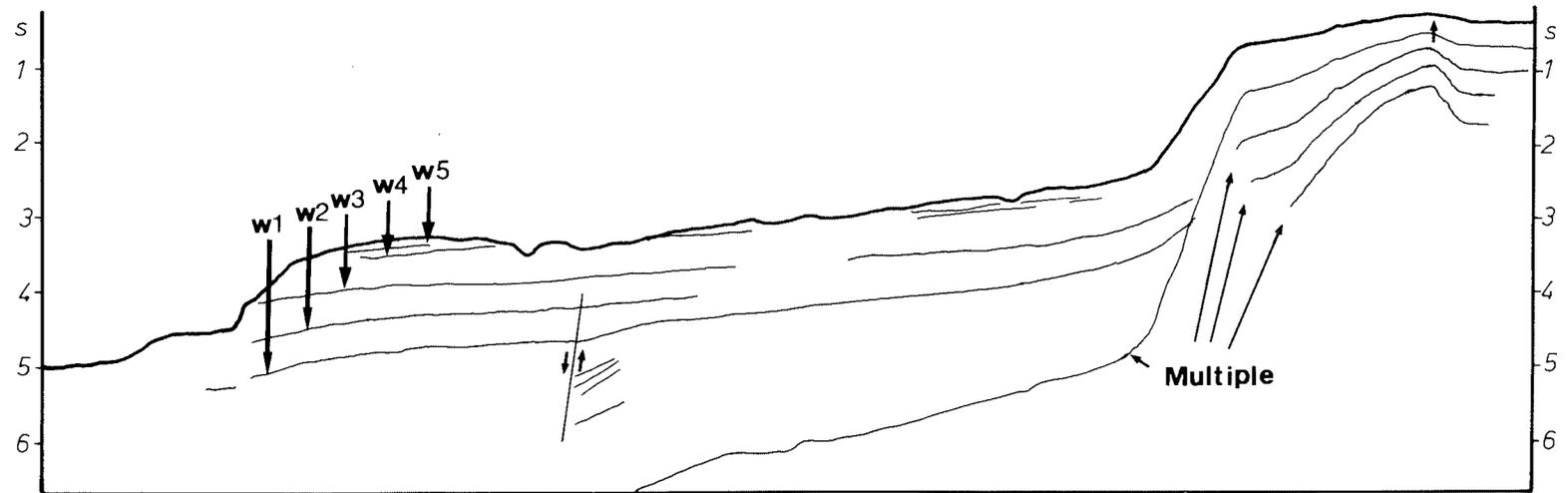
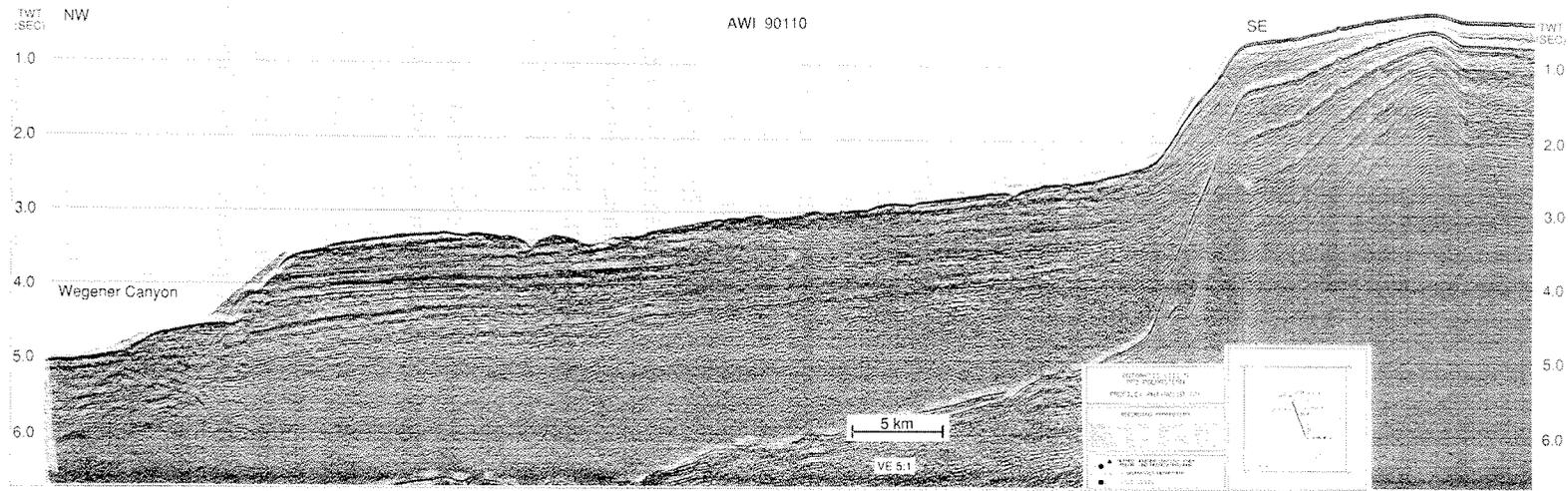


Abb. 4.2.8: Das Profil 90110 verläuft in Verlängerung der Achse des Wegener Canyons und reicht bis auf den Kontinental-schelf. Der Canyon hat seine Richtung auf dem Plateau zwischen dem Kontinentalhang und dem Escarpment geändert und sich in die Einheiten W3, W2 und W1 eingeschnitten (links). Der heutige Kontinentalabhang ist

4.2.1 Die Profile parallel zum Escarpment

Senkrecht zum Escarpment existierte zunächst nur das Profil **87100** (Abb. 4.2.9) als Verbindungslinie zwischen den beiden Bohrungen ODP 693 und 692. Die linke Seite gibt die Horizonte wieder, wie sie zur Definition des Stratotypus herangezogen wurden. Nur w1 und w2 können ohne Probleme über den Canyon hinweg verfolgt werden.

Es deutet sich bereits hier an, daß der Wegener Canyon auf einer Störungszone angelegt wurde, von der der Bereich vom südwestlichen (linken) Rand des Canyons bis zu 10 km östlich davon erfaßt wurde. Darauf ist auch die schlechte Lesbarkeit der Sektion im östlichen Teil zurückzuführen.

Das Profil **90113** (Abb. 4.2.10) aus der zweiten Meßkampagne im Gebiet des Wegener Canyons verläuft aus Redundanzgründen ebenfalls über die Lokation ODP 693, wendet sich dann aber über den mittleren Teil des Wegener Canyons dem Bereich der Barriere zu.

Der Unterschied zwischen beiden Seiten des Canyons kommt sehr klar heraus, die sedimentären Sequenzen mit w1 als Basis auf der Südwestseite einerseits und ein undurchsichtiger Block ohne erkennbare Basis auf der Nordostseite andererseits. Der undurchsichtige Block besitzt eine erkennbar sedimentäre Auflage von nur 400 m oberhalb des Hiatus w3. Der Canyon in seiner heutigen Form ist offensichtlich jünger als diese Strukturen, weil er alle söhligigen Horizonte bis hin zu w4 mit mittlerem oligozänen Alter (35 Ma) durchschlägt.

Das Profil **90119** (Abb. 4.2.11) zeigt die Barriere noch einmal im Detail, diesmal fast in Streichrichtung der Struktur. Auf diesem Profil wird sehr deutlich, daß die Barriere eine Symmetrie besitzt, d. h. nach beiden Seiten abfallende Reflektoren. Es ist keine Basisfläche der "onlaps" zu erkennen und es gibt in Richtung SSW-NNE keine definierbaren Umriße der Struktur, vermutlich, weil das Profil in der Streichrichtung dieser Struktur verläuft bzw. in einem spitzen Winkel dazu.

Der Bereich der chaotischen Reflexionen ist jedoch nicht völlig frei von reflektierter seismischer Energie, allerdings ergeben die kurzen und zusammenhanglosen Reflektorstücke kein seismisches Bild.

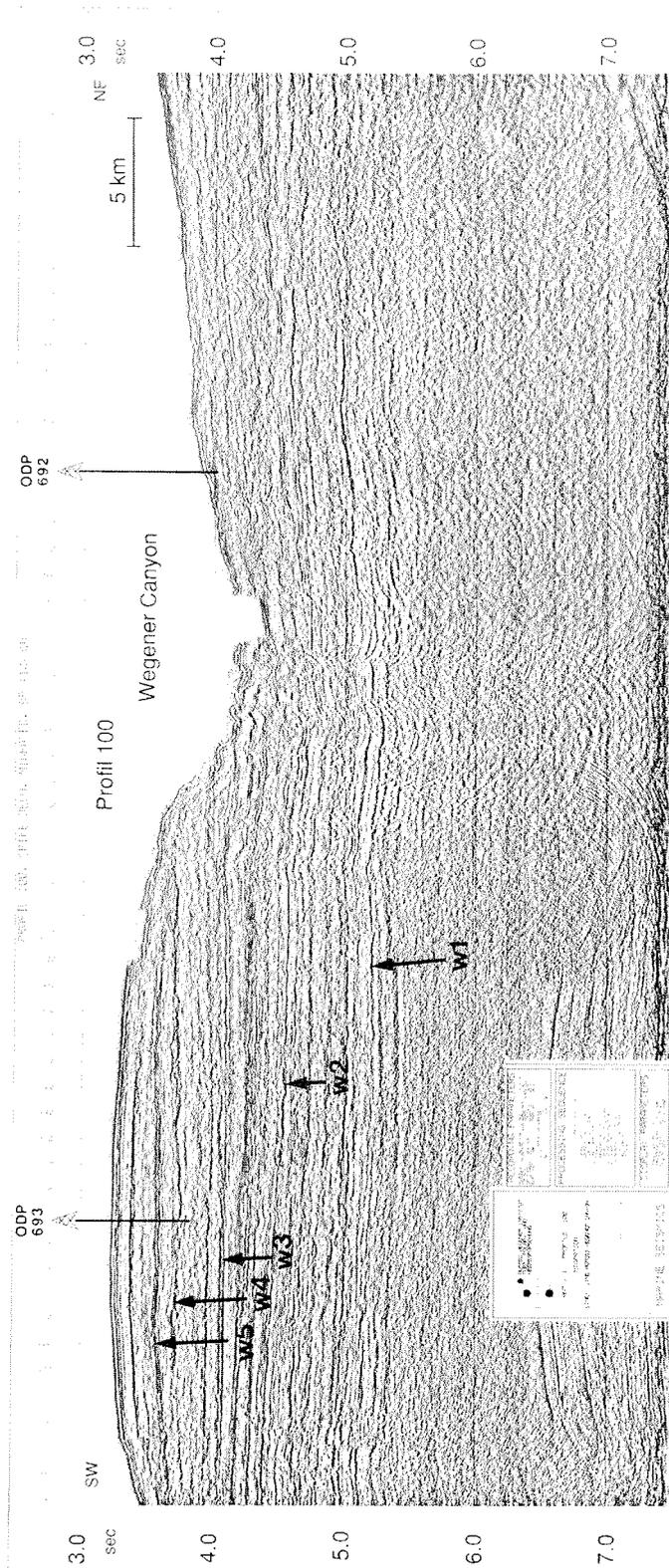


Abb. 4.2.9: Profil 87100 ist die Verbindungslinie zwischen den beiden Bohrungen über dem südlichen Teil des Wegener Canyons. Die Horizonte w1 und w2 sind auf beiden Seiten des Canyons zu verfolgen, wohingegen sich für w3 und alle jüngeren Einheiten deutliche Diskrepanzen ergeben. Die Bohrung ODP 692 setzt unter dem Tiefsten der Bohrung ODP 693 an.

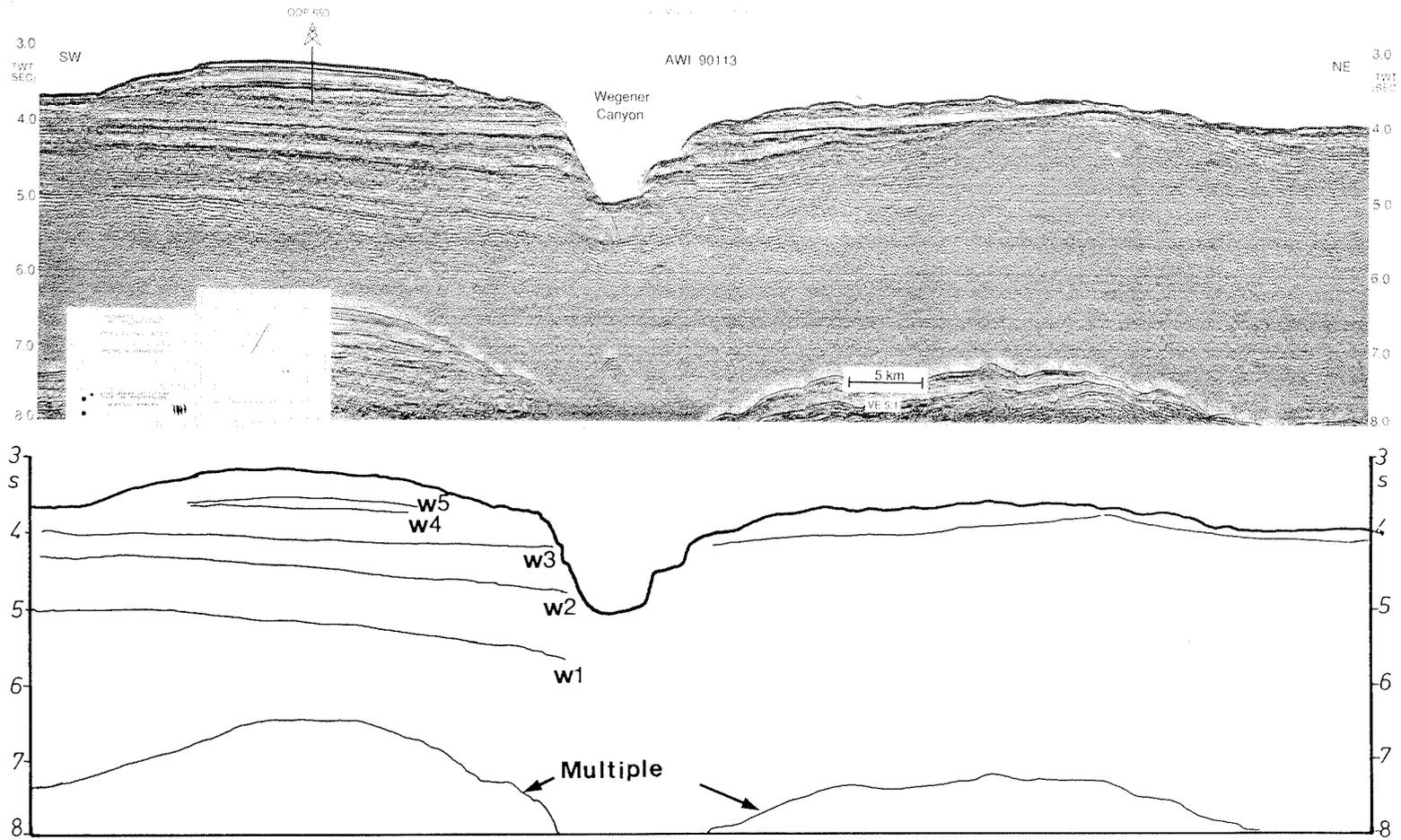
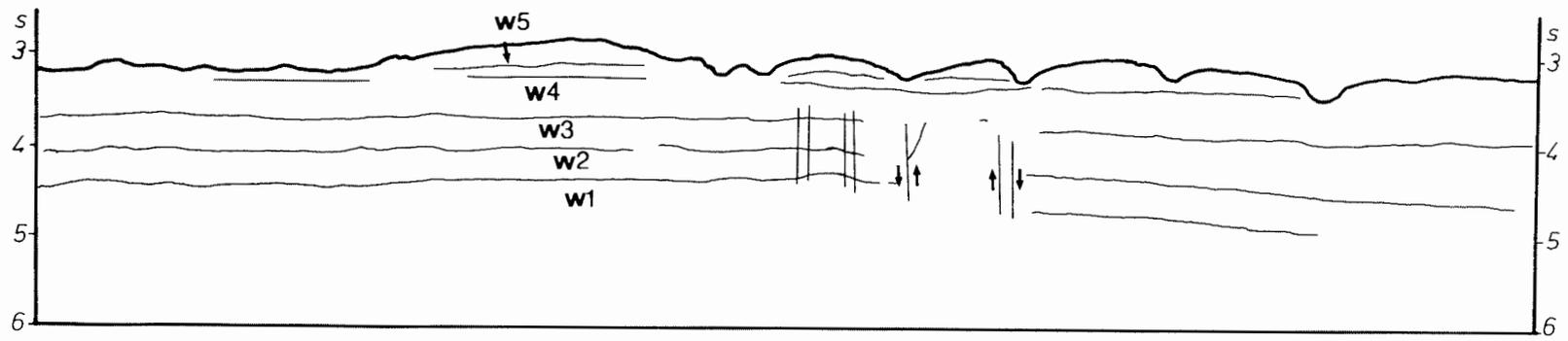
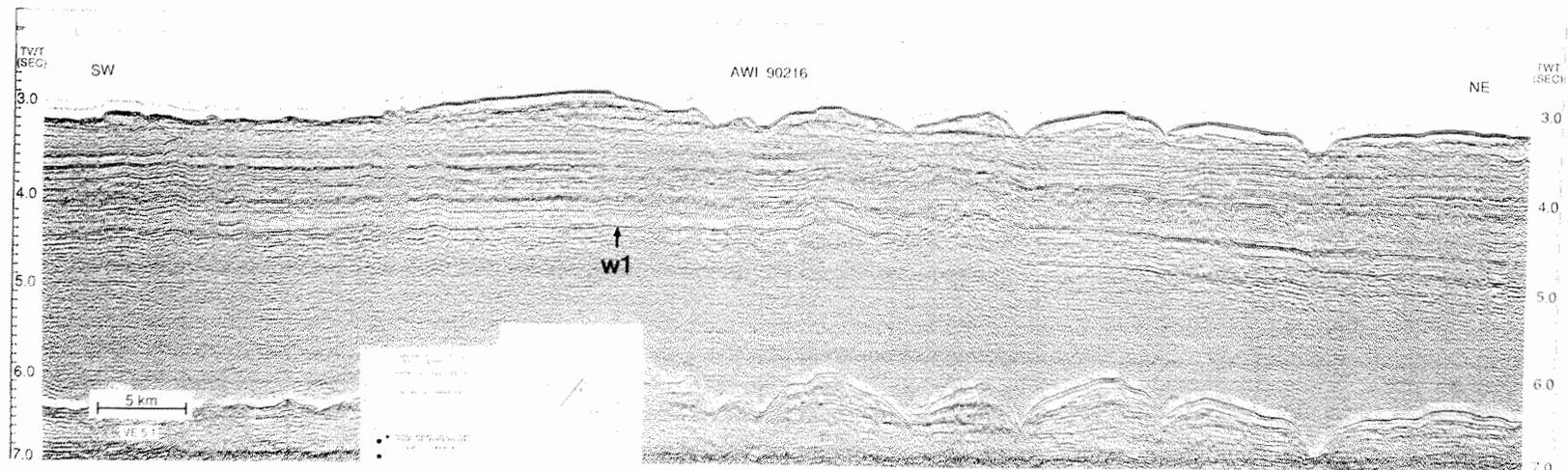


Abb. 4.2.10: Das Profil 90113 verläuft über die Bohrung ODP 693, den südlichen Teil des Wegener Canyons und im Osten über die Barriere. Der Charakter der Barriere kommt deutlich heraus, die Breite ist auf Grund des schrägen Schnittes überproportional gestreckt.



63

Abb. 4.2.12: Profil 90216 verläuft parallel zum Fuß des Kontinentalabhanges. Fünf Einschnitte von Seitenarmen des Wegener Canyons sind an der Oberfläche zu erkennen. Auf der rechten Bildhälfte ist das nordöstlich Einfallen der Horizonte w1 und w2 sichtbar, das in der gestörten Zone in der Bildmitte beginnt.

Auf Profil **90216** (Abb. 4.2.12) tritt nun sehr deutlich die Bedeutung der Störungszone hervor. Die maximale Höhe des Escarpments im Bereich des Wegener Canyons ist offensichtlich verbunden mit einer Hochlage der Hangterrasse. Die Hochlage ist aber auch eine Knickstelle des abgesunkenen Blocks. Die verschiedenen Neigungen und die Zerstörungszone rechts von der Bildmitte sind eindeutig zu identifizieren.

Nach der Auflistung der Profile, der Horizonte und ihrer Charakteristika soll im weiteren in Kapitel 4.3 die flächenhafte Darstellung der Horizonte betrachtet werden.

4.3 Kartendarstellung der Horizonte

Ausgehend von der "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" (Hinz und Krause, 1982) werden die flächenhaften Aufnahmen der Horizonte vom Ältesten zum Jüngsten vorgestellt.

Auf den folgenden Abbildungen ist das Explora Escarpment im Bereich des Wegener Canyons kartiert. Der Einschnitt in der Mitte des Escarpments ist der Durchbruch des Canyons, der je nach Tiefenlage des betrachteten Horizontes zu unterschiedlich starken Modifikationen in den Isolinien gleicher Zweiweglaufzeit (Isochronen) führt.

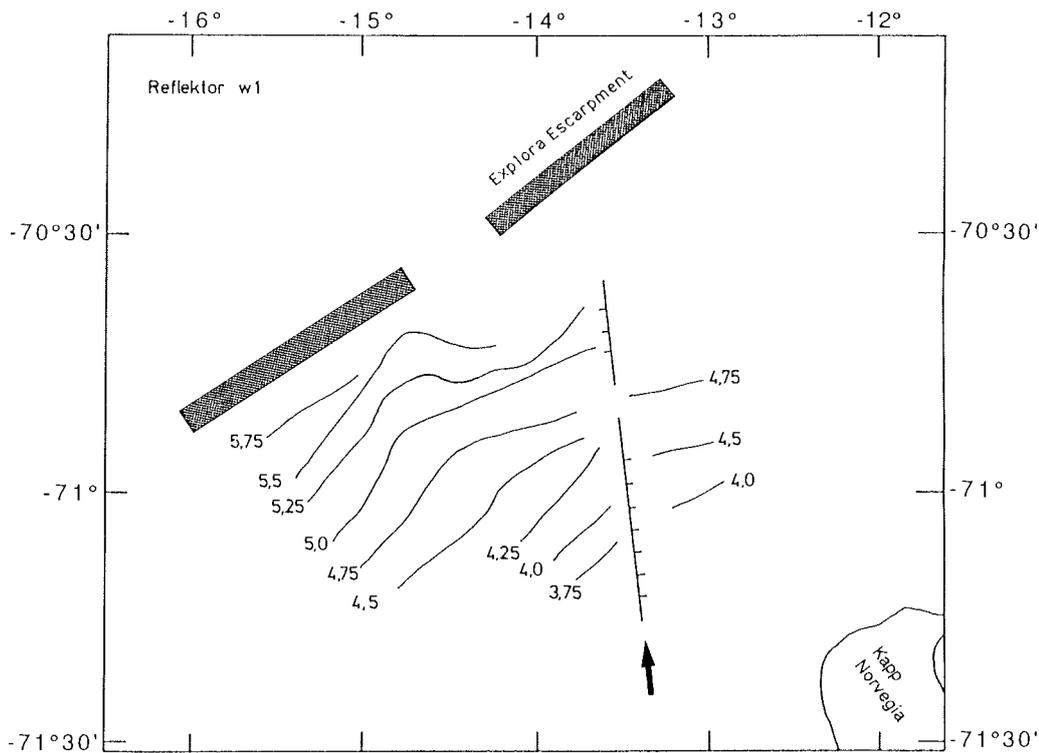


Abb 4.3.1: Horizont w1. Die "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" in der Isoliniendarstellung der Zweiweglaufzeit. Südwestlich des Wegener Canyons herrscht eine konstante Neigung vor. Es existiert eine Störungszone (Pfeil), die anhand unterschiedlichen Einfallens von w1 eine Unterscheidung in einen westlichen und in einen östlichen Teil zuläßt. Das Explora Escarpment ist skizziert mit dem Einschnitt des Wegener Canyons.
Maßstab $\approx 1: 1,3$ Mio.

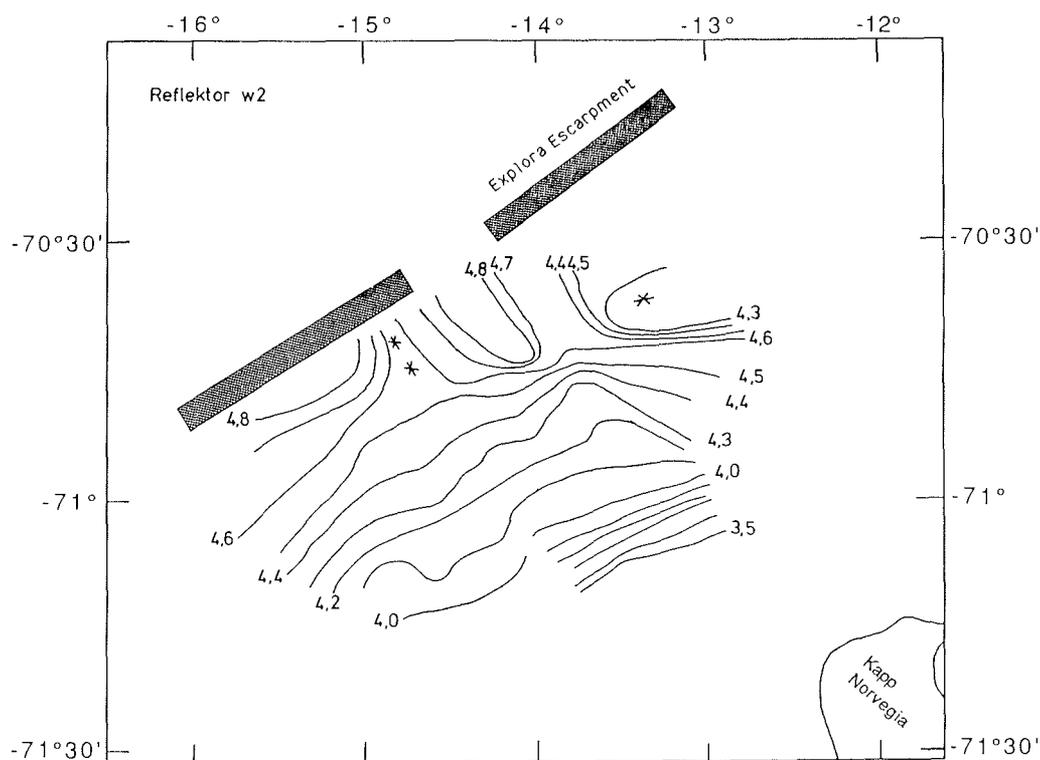


Abb. 4.3.2: Horizont w2, die Werte an den Isochronen sind in Sekunden Zweiweglaufzeit. Unterschiedliche Neigungen auf beiden Seiten des Wegener Canyons fallen auf. Der Einschnitt in der Mitte ist durch den Canyon bedingt. Die in w1 gefundenen Störung paust sich in w2 durch. Lokale Hochlagen der Isofläche sind zusätzlich durch Kreuze gekennzeichnet.

Das Escarpment weist an dieser Stelle eine Änderung von ca. 5° in der Streichrichtung auf.

Der tiefste Horizont w1 besitzt auf der südwestlichen Seite des Wegener Canyons eine kontinuierliche Neigung bis nahe zum Escarpment. Östlich einer Trennlinie ist w1 nur im südlichsten Bereich der Hangterrasse als seewärts geneigter Horizont zu finden. Auf Grund der Differenzen in den Laufzeiten beiderseits der Störungslinie scheint der Block einer Torsion unterworfen gewesen zu sein. Betrachtet man den linken Teil als fest, so ist relativ dazu der rechte Teil im Süden stärker und im Norden weniger stark abgesunken.

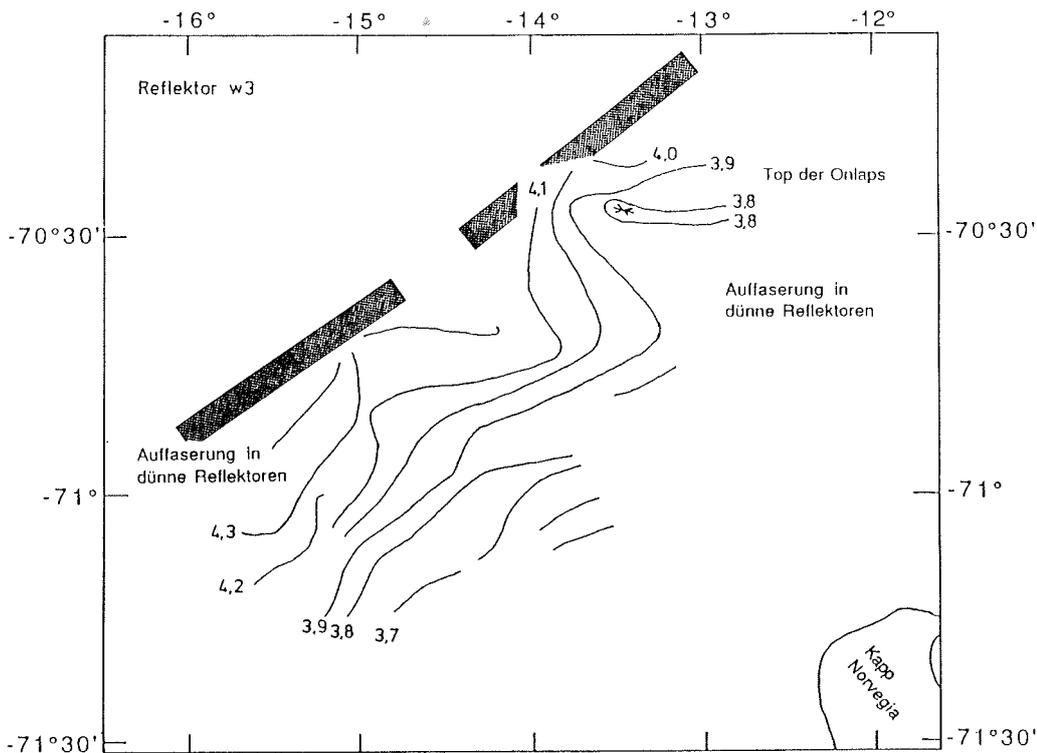


Abb. 4.3.3: Horizont w3. Die Werte an den Isochronen sind Sekunden Zweiweglaufzeit. Die Erosionsfläche zeigt eine deutliche Topographie, aus der sich im Nordosten eine langgestreckte Struktur in EW Richtung herauskristallisiert. Im Nordosten gibt es eine ausgeprägte Hochlage (Kreuz) einer schmalen, langgestreckten Struktur. Der Charakter von w3 ändert sich von einer Diskordanz in hochgelegenen Bereichen zu einer Konkordanz im Westen und Südosten.

Auch im Horizont w2 (Abb. 4.3.2) drückt sich die Störungszone in der Verbiegung der Isolinien aus. Zusätzlich beginnt sich das strukturelle Hoch im Nordosten abzuzeichnen mit ca. 300 ms Aufwölbung gegenüber dem südlich vorgelagerten Tief.

Der Horizont w3 (Abb. 4.3.3) wird dominiert von dem strukturellen Hoch. Die Richtung der Barriere ergibt sich aus den Isoliniendarstellungen von w2 und w3 und dem Vergleich mit den BGR Linien 85-26 und 85-27 (Hinz, unveröffentlichte Daten) als WSW-ENE. Die Barriere ist die Ursache für die übergreifende Lagerung auf die Hochlage und gleich-

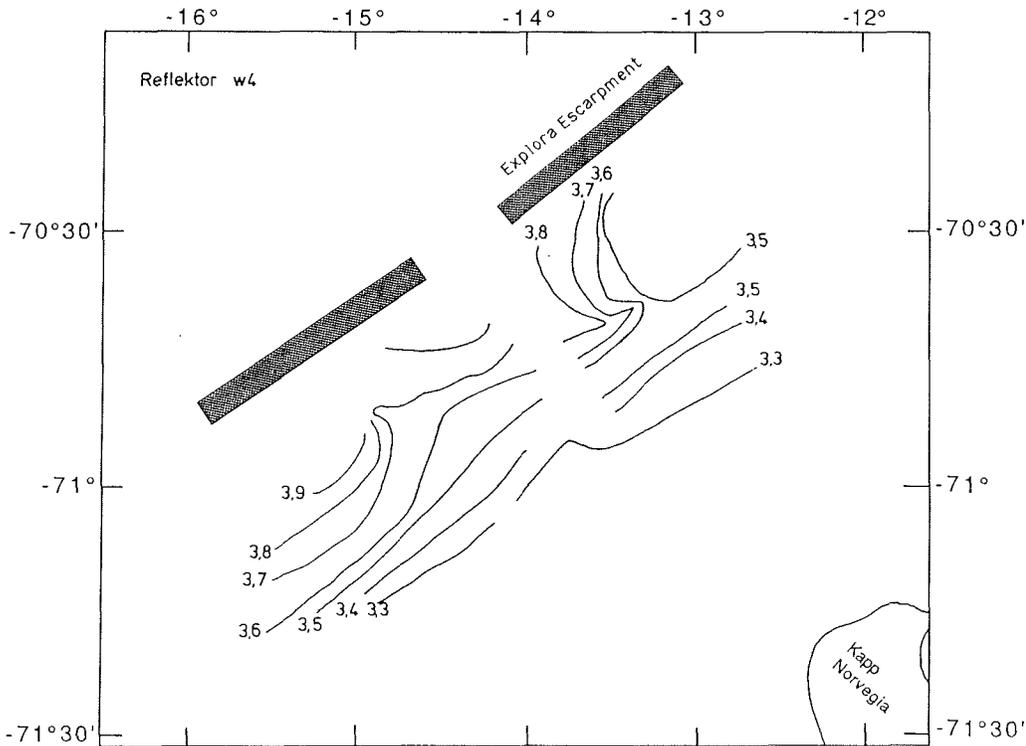


Abb. 4.3.4: Horizont w4. Die Werte an den Isochronen sind Sekunden Zweiweglaufzeit. Die Tiefenlage des Hiatus vom unteren Oligozän bis zur unteren Kreide ist einerseits durch die Topographie des Liegenden geprägt (im NE) und andererseits durch die Erosion des Wegener Canyons (Mitte).

zeitig für einen Kanal, der südlich parallel zur Barriere verläuft und von den Ausbuchtungen der Isolinien angezeigt wird. Neben der Topographie gibt das Reflexionsmuster der Lagerung an der Barriere einen Hinweis, daß es sich bei dem vorgelagerten Tief um eine Rinne handelt, die zur Zeit der oberen Kreide von Ost nach West durchströmt wurde.

Mit dem Horizont w4 setzt der Einfluß der "modernen" Topographie ein, das heißt, die Verbreitung der Einheit W3 ist auf Grund von Erosion deutlich eingeschränkt. "Modern" heißt in diesem Zusammenhang, von den vermuteten strukturbildenden Strömungen beeinflusst, wie sie ab dem Pliozän für die morphologische Ausbildung der Hangterrasse verantwortlich gemacht werden. Das morphologische Hoch, das w3 hinterlassen hat, ist auch in den kretazischen Ablagerungen eine Hochlage. Die

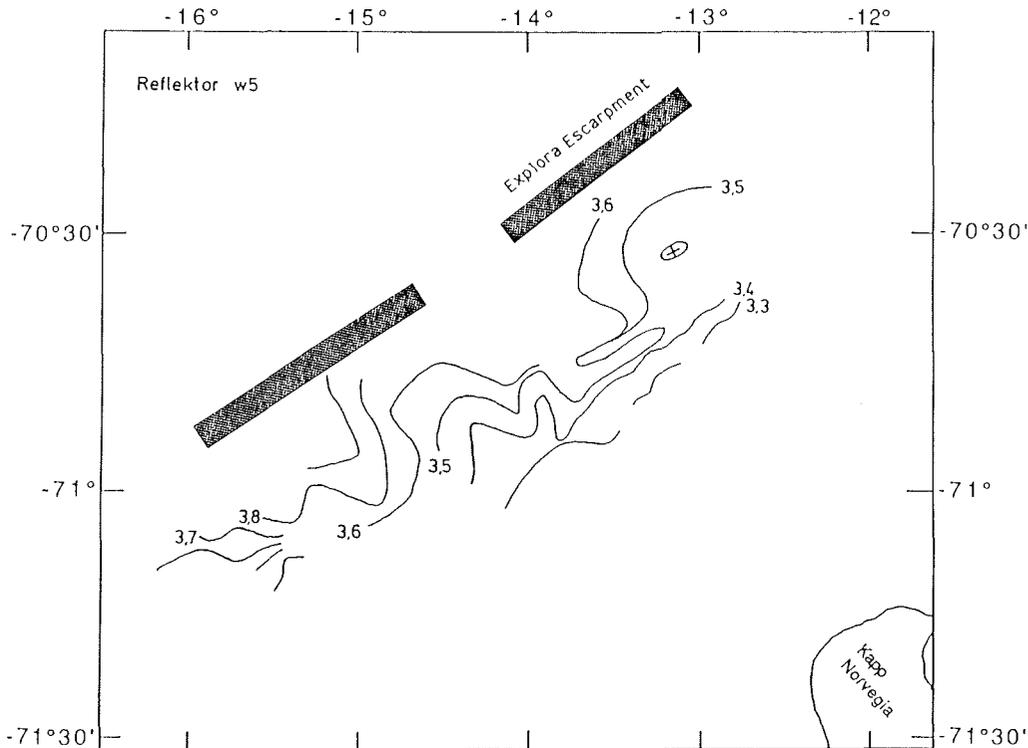


Abb. 4.3.5: Horizont w5. Die Isochronenbeschriftung ist in Sekunden Zweiweglaufzeit. Der Hiatus im mittleren Miozän ist nur noch dort erhalten, wo rezente morphologische Hochlagen existieren. Durch den Einfluß des Wegener Canyons, des Escarpments und des Kontinentalabhanges sind große Teile erodiert (Mitte, Süden).

Einheit W3 wurde mit bemerkenswerter Gleichmäßigkeit in diesem Gebiet abgelagert mit gleicher Mächtigkeit im Bereich der Hochlagen wie an anderen Stellen.

Der Horizont w5 ist nur noch an einigen wenigen Stellen mit Sicherheit nachzuweisen, in weiten Bereichen ist die Zuordnung unsicher, weil Erosion stattgefunden hat, Hangrutschungen die Lagerung zerstört haben oder Turbidite für ein chaotisches Reflexionsmuster sorgen.

Die Isolinien geben in diesem Fall nicht die Grenze der Ablagerung wieder, sondern die Formengebung durch Erosion. Die Einheit W4 wurde im unteren Miozän (23-16 Ma) im wesentlichen horizontal und gleichmäßig

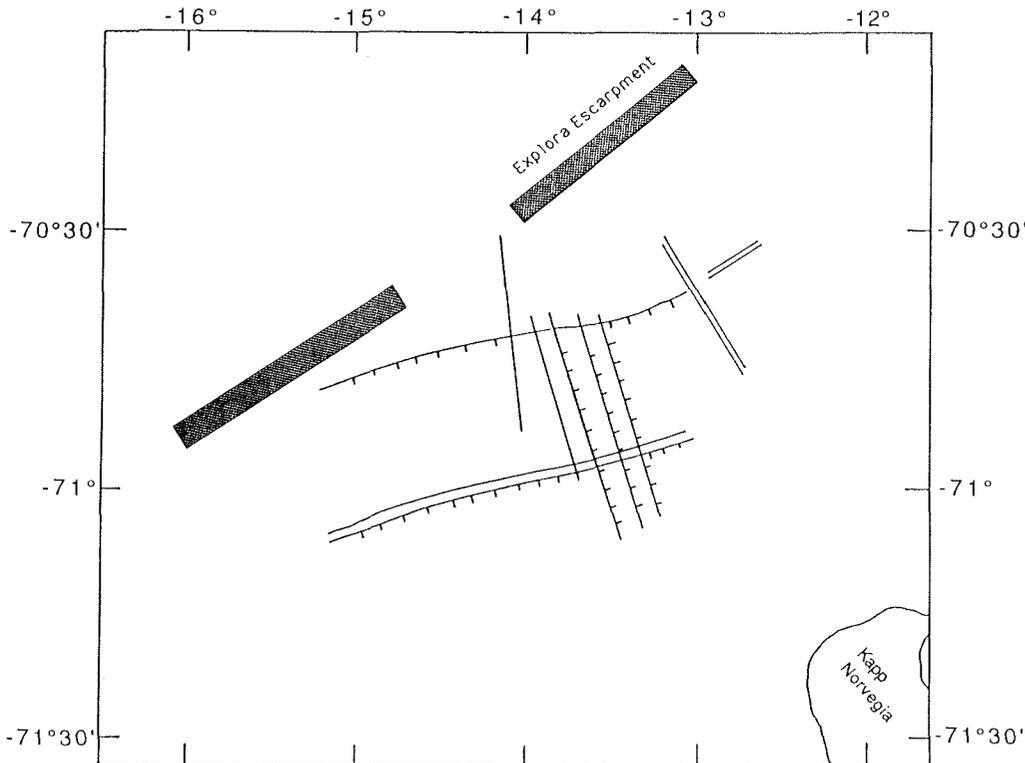


Abb. 4.3.6: Störungen, die auf allen Profilen zu kartieren waren, verlaufen in der "alten" Richtung in einem spitzen Winkel zum Escarpment. Senkrecht darauf stehen jüngere Störungszonen, von denen eine dem Wegener Canyon als Ansatz für seine erosive Wirkung gedient hat. Die Signaturen zeigen jeweils auf die abgeschobene Seite der Störung.

abgelagert, nur an wenigen Stellen deutet sich die Anpassung an eine bestehende Topographie an.

Im Gegensatz dazu hat die jüngere Erosion die Strukturen des Wegener Canyons und des Escarpments in die Einheit W4 hineingearbeitet.

Die **Störungen**, die bei der Interpretation ursprünglich große Probleme bereitet haben, weil sie zu unleserlichen Teilen in den Sektionen geführt haben, oder weil sie Versätze in den Horizonten erzeugten, konnten mit Hilfe der zusätzlichen Profile der 1990er Expedition kartiert werden. Die schlechte Korrelierbarkeit der Horizonte auf den Profilen 87097 (Abb. 4.2.4) und 90110 (Abb. 4.2.8) ist hervorgerufen durch den Einfluß einer Störung, die von beiden Profilen im spitzen Winkel geschnitten wird.

Es gibt ganz offensichtlich zwei Hauptstörungsrichtungen. Die Richtung WSW-ENE sei hier als "alte" Richtung bezeichnet, weil sie im wesentlichen die Einheiten W1 und W2 beeinflusst und sich über w3 hinaus kaum durchpaust. Das bedeutet, diese Störungen waren nur bis in die obere Jura aktiv, danach fanden tektonische Bewegungen an der "neuen" Richtung statt, d. h. am SW-NE streichenden Explora Escarpment. Die "neue" Richtung spielt frühestens in der unteren Kreide eine Rolle.

Unterschiedliche Senkungsraten des abgesunkenen kontinentalen Blocks führen zu den SSE-NNW streichenden Störungen.

Zum Teil ergeben sich gewisse Schwierigkeiten, die einzelnen Äste einer Störungszone zu lokalisieren, weil Oberflächenstrukturen, z. B. Canyons scheinbare Verbiegungen der Horizonte bewirken. Andererseits ist davon auszugehen, daß sich Canyons bevorzugt an geologischen Schwächezonen ausbilden. In ihrem generellen Trend können jedoch auch die SSE-NNW verlaufenden Störungen als sicher belegt gelten.

4.4 Marine Refraktionsseismik mit Sonobojen

Während der Meßfahrt ANT VIII/5 in der Saison 1989/90 wurden in dem Gebiet um Kapp Norvegia 15 Sonobojen ausgebracht.

Die seismische Quelle der Refraktionsprofile war in 14 Fällen der große 32 l Luftpulser, nur einmal war das Array mit drei kleinen Kanonen in Gebrauch (Nr. 8). Von allen ausgesetzten Bojen lieferten vier (27%) ein auswertbares Ergebnis, die restlichen 11 Bojen fielen schon frühzeitig aus oder zeigen keine Refraktionseinsätze. Die Bewertung der Sono-

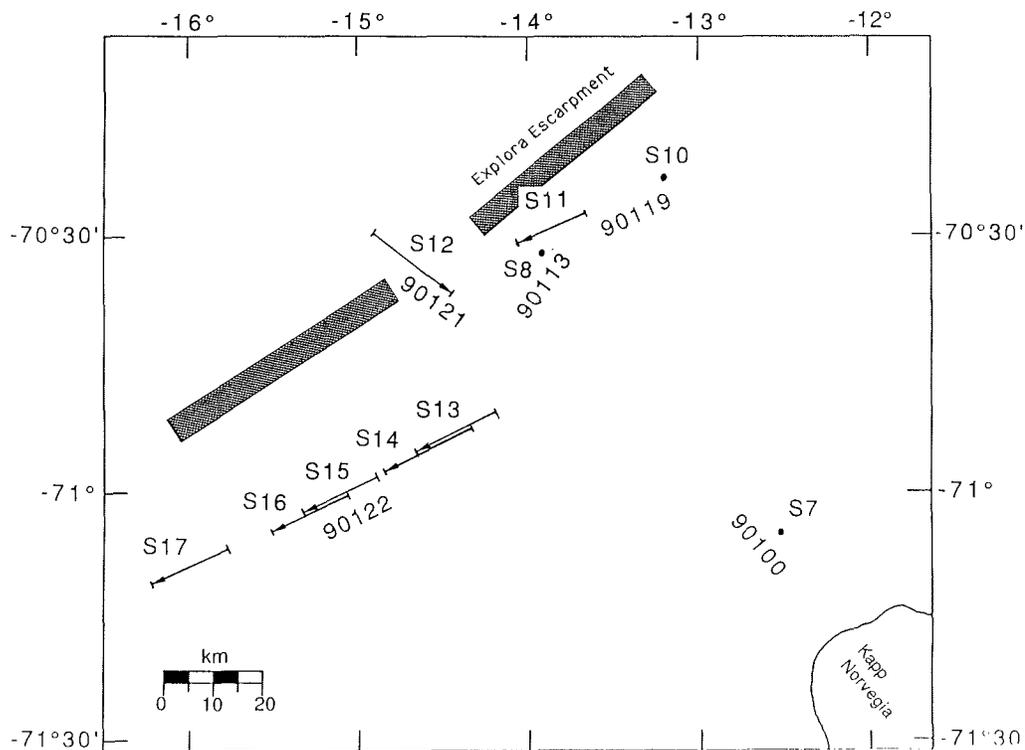


Abb. 4.4.1: Lageplan der Sonobojen auf der Hangterrasse. Die Bojen Nr. 8, 10 und 11 waren über dem nordöstlichen undurchsichtigen Bereich ausgebracht worden. Die Boje Nr. 12 sollte eine Aussage über den Übergang vom Ozeanboden zur Hangterrasse liefern. Die Nummern 13 bis 17 befinden sich über einer ungestörten sedimentären Sequenz, um als Referenz für die Bojen oberhalb der Barriere zu dienen. Boje Nr. 7 sowie die Bojen 25 und 26 bei ca. 71°S, 11°-11°30' rechts außerhalb des Bildrandes liegen auf dem Kontinentalschelf. Kein Refraktionsprofil ist länger als 19 km. Die Punkte zeigen auf unauswertbare Ergebnisse.

bojendaten muß in jedem Fall im Zusammenhang mit den gleichzeitig gewonnenen reflexionsseismischen Profilen gesehen werden, im wesentlichen aus zwei Gründen:

a) Sonoboje 17 liegt über einem Gebiet, in dem die Reflektoren stark gestört sind; die Sonoboje arbeitete zwar einwandfrei, zeigt jedoch keine Refraktionseinsätze.

b) die Sonobojenprofile sind Refraktionsprofile ohne Gegenschuß, der Einfluß von Schichtneigungen muß demnach aus der zusätzlichen Information, wie sie die Reflexionsseismik liefert, abgeschätzt werden.

Eine der Bojen, die auswertbares Datenmaterial registrierten, liegt auf dem Kontinentalschelf (Nr. 25), eine weitere über der Barriere nordöstlich des Wegener Canyons (Nr. 11) und zwei auf dem Plateau südwestlich der Bohrung ODP 693 (Nr. 15 und 16). Die Lokationen und Meßdistanzen der Bojen sind in Abbildung 4.4.1 dargestellt. Die beiden Sonobojen Nr. 11 und Nr. 16 brachten die mit Abstand besten Ergebnisse und sollen hier exemplarisch beschrieben werden. Die Daten wurden zunächst unter der Annahme eines Mehrschichtfalles mit söhnliger Lagerung ausgewertet

Die Abbildungen 4.4.2 und 4.4.3 enthalten die Abspielungen der Sonobojen Nr. 11 und Nr. 16. Es handelt sich um die digital aufgezeichneten Daten, die für diese Sektionen lediglich bandpaßgefiltert und mit einer automatischen Amplitudenkorrektur versehen wurden. Zum Vergleich mit dem reflexionsseismischen Profil sei auf Profil 90119 (Abb. 4.2.11) Schußnummern 468 - 800 für Sonoboje Nr. 11 verwiesen.

Wie man dort (Abb. 4.2.11) sieht, entspricht die Meeresbodentopographie im Bereich der Boje Nr. 11 nicht dem idealen Fall horizontaler Schichten, sondern das Profil ist ins Fallen geschossen. Neigungen in den Schichten haben auf die ermittelten Geschwindigkeiten einen großen Einfluß, so daß es nötig wurde, trotz fehlendem Gegenschuß eine Korrektur anzubringen. Die Information über die Neigung muß in einem solchen Fall von einem anderen System geliefert werden, zum Beispiel der Reflexionsseismik oder der Bathymetrie, wenn nur eine Korrektur für die Wasserschicht von Interesse ist.

Für die Neigungskorrektur wird im folgenden eine Ableitung vorgenommen, welche die reflexionsseismischen Ergebnisse berücksichtigt. Aus den reflexionsseismischen Profilen werden jedoch nur Laufzeiten ent-

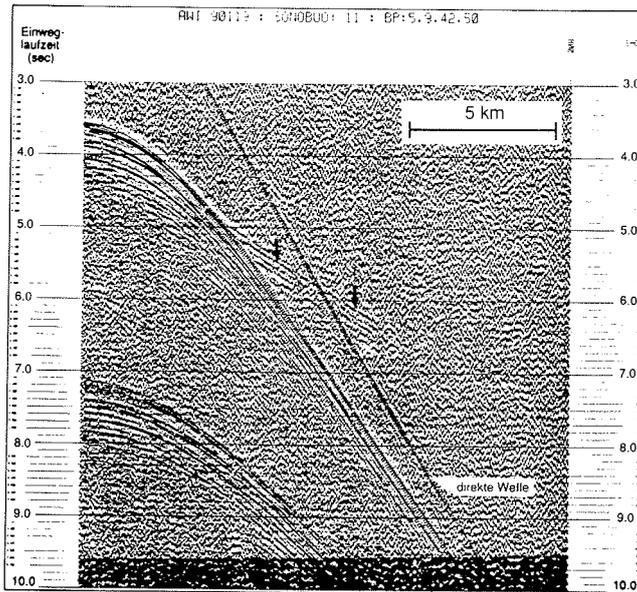


Abb. 4.4.2: Sonoboje 11 über der Barriere zeigt deutliche Refraktionseinsätze mit nur einer Geschwindigkeit (Pfeile).

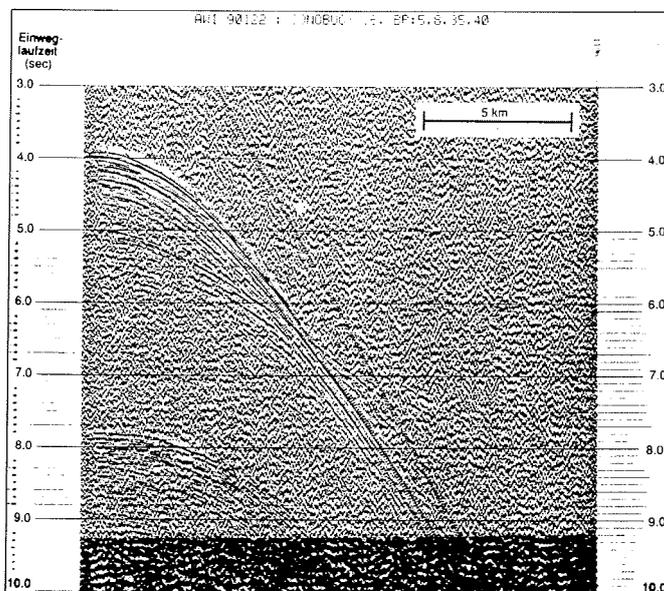


Abb. 4.4.3: Sonoboje 16 läßt mehrere Refraktionsäste von Schichten mit hohen V_p -Geschwindigkeiten erkennen (vgl. Abb. 4.4.4)

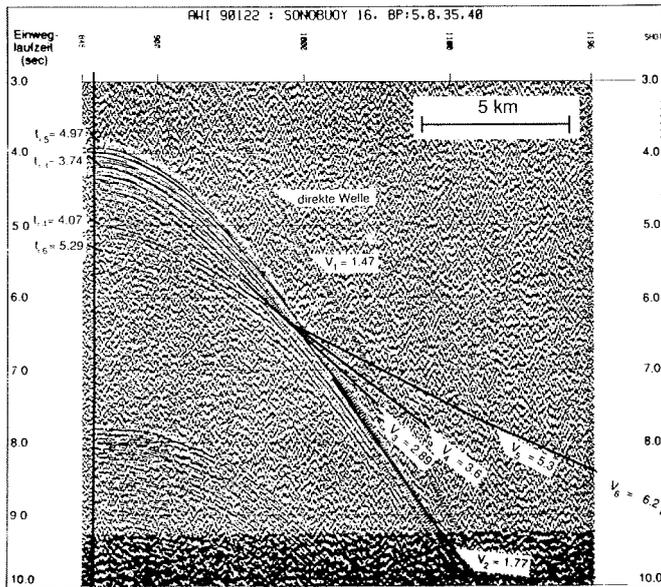


Abb. 4.4.4: Sonoboje 16 mit den sechs angerissenen Laufzeitästen.

nommen, ohne mit Hilfe der Geschwindigkeitsanalysen aus den CDP-Familien zu wahren Neigungen überzugehen. Dadurch läßt sich die Verknüpfung der Geschwindigkeitsbestimmungen aus unterschiedlichen Meßverfahren vermeiden. Zur Erläuterung der Geometrie und der verwendeten Größen diene die Abbildung 4.4.5.

Die Neigung des Reflektors R_1 erhält man aus den reflexionsseismischen Profilen nach:

$$\sin \zeta = \frac{\Delta h}{x} \quad \Rightarrow \quad \Delta h = x \sin \zeta$$

$$\cos \Theta = \frac{\Delta h}{a} \quad \text{mit} \quad \Theta = \arcsin \frac{V_1}{V_{2a}}$$

V_{2a} ist die angenommene Geschwindigkeit für die zweite Schicht. Daraus folgt für den zusätzlich zurückgelegten Weg:

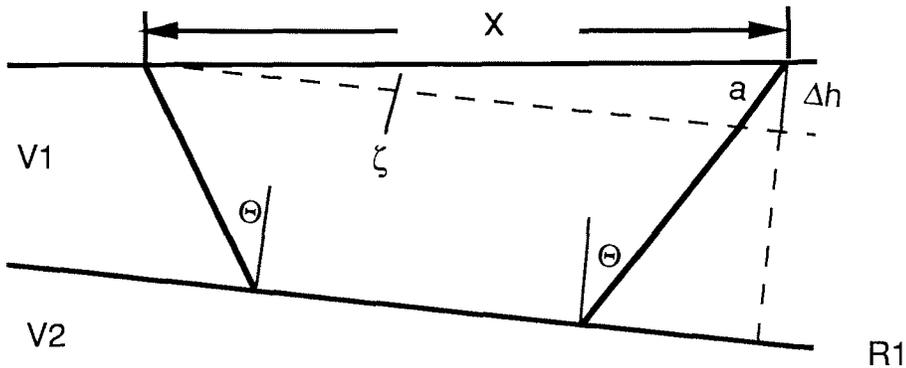


Abb. 4.4.5: Gekennzeichnet sind die Lage des Neigungswinkels ζ , des kritischen Winkels Θ und des zusätzlichen Laufweges a .

$$a(x) = \frac{\Delta h(x)}{\cos \Theta} = \frac{x \sin \zeta}{\cos \Theta}$$

Die Laufzeitkorrektur, die an die Laufzeitkurve anzubringen ist, ist also:

$$\Delta t(x) = \frac{x \sin \zeta}{\cos \Theta V_1} \quad (4.4.1)$$

Diese Laufzeitkorrektur muß bei einer Messung ins Fallen von den Werten $t(x)$ abgezogen, für eine Messung ins Ansteigen addiert werden.

$$V_2 = \frac{x}{t(x) \pm \Delta t(x)} \quad (4.4.2)$$

Die Lösung ist nicht exakt, da zur Berechnung von Θ mit einem ungenauen Startwert für V_2 begonnen werden muß. Dazu wird üblicherweise mit dem Wert V_2 aus der Lösung des Problems mit söhlicher Lagerung begonnen.

Im Zweischichtfall läßt sich eine Lösung noch einfach berechnen.

Die Neigung des zweiten Reflektors erhält man mit Hilfe der Geschwindigkeit der aufliegenden Schicht. Die Mächtigungsänderung der Schicht ist:

$$\Delta h_2 = \frac{1}{2} \left((t_2(x_2) - t_1(x_2)) - (t_2(x_1) - t_1(x_1)) \right) V_2 \quad (4.4.3)$$

mit $t_j(x)$: Reflexionslaufzeit des j -ten Horizontes an der Stelle x .

$$\zeta_2 = \arctan \frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{x} \quad (4.4.4)$$

In Anlehnung an Ableitungen aus Adachis Formel (Sheriff & Geldart, 1983) soll hier zudem eine Korrektur für die dritte Geschwindigkeit angegeben werden.

Die Winkel a_i, b_i sind jeweils die Einfallswinkel, gemessen zur Normalen der Horizonte, die Winkel a'_i, b'_i sind die entsprechenden Ausfallswinkel dazu. Die Winkel α_i, β_i werden zur Senkrechten gemessen und die Einfallswinkel ζ_i zur Horizontalen. Es ist ζ_i die Neigung der i -ten Grenzfläche.

$$\alpha_1 = \arcsin \frac{V_1}{V_{3a}}$$

$$a_1 = \alpha_1 + \zeta_2$$

$$a'_1 = \arcsin \left(\frac{V_2}{V_1} \sin a_1 \right)$$

$$\alpha_2 = a'_1 - \zeta_2$$

$$a_2 = \alpha_2 - \zeta_3$$

$$b_2 = a_2 = \Theta_2$$

$$\beta_2 = b_2 + \zeta_3$$

$$b'_1 = \beta_2 - \zeta_2$$

$$b_1 = \arcsin \left(\frac{V_1}{V_2} \sin b'_1 \right)$$

Die Laufwegkorrektur der ersten Schicht Δa ist dann gegeben durch:

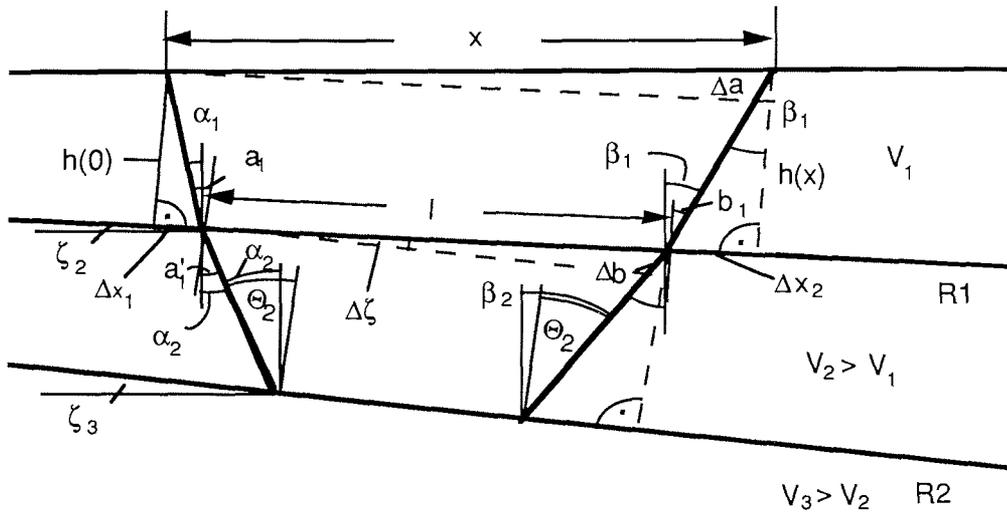


Abb. 4.4.6: Zuordnung der Größen für den Fall zweier geneigter Refraktoren R1 und R2

$$\Delta a(x) = \frac{x \sin \zeta_2}{\cos b_1} \quad (4.4.5)$$

In der zweiten Schicht gilt analog $\Delta b = \Delta n / \cos b_2$. Die Höhe Δn des Bestimmungsdreiecks findet man nach einiger Umformung unter Benutzung der Hilfslänge l :

$$\Delta n = l \sin \Delta \zeta \quad \text{mit } \Delta \zeta = \zeta_3 - \zeta_2$$

$$l = x - \Delta x_1 - \Delta x_2$$

$$\Delta x_1 = h(0) \tan \alpha_1 \quad \text{mit } h(0) = t_1(0) V_1$$

$$\Delta x_2 = h(x) \tan \beta_1 \quad \text{mit } h(x) = t_1(x) V_1$$

$$\Delta b = \frac{l \sin \Delta \zeta}{\cos b_2}$$

$$\Delta b(x) = \frac{(x - t_1(0) V_1 \tan \alpha_1 - t_1(x) V_1 \tan \beta_1) \sin(\zeta_3 - \zeta_2)}{\cos b_2} \quad (4.4.6)$$

Die Zeitkorrekturen sind jeweils negativ im Fallen und positiv im Ansteigen.

$$V_3 = \frac{x}{t(x) - \frac{\Delta a(x)}{V_1} - \frac{\Delta b(x)}{V_2}} \quad (4.4.7)$$

Dabei ist $t(x)$ die abgelesene Einweglaufzeit minus der Interzeptzeit.

Beispiel 1: Sonoboje 11 liegt oberhalb des Escarpments nordöstlich des Canyons. Im reflexionsseismischen Profil (90119, Abb. 4.2.11) kann man nur zwei Einheiten trennen, einen "undurchsichtigen" Bereich unterhalb der Erosionsdiskordanz w_3 bei 3,84 Sekunden Zweiweglaufzeit und ein Paket mit ruhiger, im wesentlichen transparenter Schichtung darüber. Die Dicke der oberen Schicht beträgt in der Zweiweglaufzeit 0,23 Sekunden. In der Zeitsektion zeigt der Meeresboden eine Neigung von ca. 20 ms/km und der Reflektor w_3 von ca. 15 ms/km. Weitere Horizonte sind nicht zu sehen, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die Reflexions- und Refraktionshorizonte dieselben sind.

Aus der Interpretation der Refraktionseinsätze gewinnt man folgende Daten:

i) Relative Verdriftung der Boje.

Aus der direkten Welle wird die scheinbare Geschwindigkeit des Wassers bestimmt. Bei 5 Knoten Fahrt und 20 Sekunden Schußintervall ist die Schußdistanz 51,5 m.

Die aus dem Einsatz der direkten Welle abgeleitete Schallgeschwindigkeit im Wasser beträgt 1566 m/s.

Diese Geschwindigkeit ist für einen Wasserkörper mit einer Temperatur nahe 0 °C zu hoch. Es wird eine Schallgeschwindigkeit von 1480 m/s angesetzt. Daraus folgt, daß die Annahme über die Geometrie, d. h. der Spurabstand, nicht richtig war.

$$\text{Wahrer Spurabstand} = \text{wahre Schallgeschwindigkeit} \cdot \frac{dt}{dx}$$

Die Entfernung dx wird aus der Anzahl der Schüsse und deren Entfernung bestimmt..

Der wahre Spurbestand beträgt nur 48,7 m. Die Geschwindigkeit des Schiffes wird als fehlerfrei angenommen, da die Navigation zum größten Teil (ca. 22 Stunden pro Tag) auf GPS gestützt war. Die Folgerung daraus ist, daß die Boje mit 2,8 m/Schuß in Richtung des Schiffes verdriftete.

$$\underline{\underline{\text{Drift} = 0,14 \text{ m/s} = 0,5 \text{ km/h} = 0,27 \text{ kn}}}$$

Aus dieser Betrachtung kann nur auf den Anteil der Drift geschlossen werden, der in der Richtung des Profils liegt, die Komponente senkrecht dazu muß unberücksichtigt bleiben.

ii) Scheinbare Refraktorgeschwindigkeiten und Interzept Zeiten

$$V_1 = 1480 \text{ m/s} \quad t_{i1} = 0 \quad \text{s}$$

$$V_2 = 1820 \text{ m/s}, \quad t_{i2} = 2,47 \text{ s}$$

$$V_3 = 4030 \text{ m/s}. \quad t_{i3} = 3,80 \text{ s}$$

iii) Korrektur der Neigungen

Aus dem reflexionsseismischen Profil 90119 wird folgendes Einfallen abgelesen:

19 ms/km für R1 und

15 ms/km für R2.

Dies ergibt Neigungswinkel von $1,6^\circ$ und $1,3^\circ$. Aus den Neigungen werden die Laufzeitkorrekturen nach Formel 4.4.1 berechnet und als Korrektur in Formel 4.4.2 eingesetzt.

$$V_2 = \frac{x}{t + \Delta t}$$

mit $x = 37,5 \text{ Spuren} \cdot 48,5 \text{ m}$, $t = 1 \text{ s}$ und $\delta t = - 0,026 \text{ s}$.

$$\underline{\underline{V_2 = 1910 \text{ m/s}}}$$

Aus den Formeln 4.4.3 und 4.4.4 wird die Mächtigskeitsänderung und das Einfallen von R_2 bestimmt.

$$\Delta h_2 = \frac{1}{2} (\Delta t(x_2) - \Delta t(x_1)) \cdot V_2$$

$$\Delta h_2 = -4,7 \text{ m/km.}$$

$$\text{Aus } \tan \zeta_2 = \frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{x} \text{ folgt}$$

$$\zeta_2 = 1,33^\circ$$

Für eine Entfernung von $x = 10 \text{ km}$ werden folgende Korrekturwerte bestimmt: $\Delta a = 250 \text{ m}$ und $\Delta b = 30 \text{ m}$. Nach Formel 4.4.7 ergibt sich:

$$V_3 = 4600 \text{ m/s}$$

Als wahre Geschwindigkeiten erhält man somit:

$$\underline{\underline{V_1 = 1480 \text{ m/s}}}$$

$$\underline{\underline{V_2 = 1910 \text{ m/s}}}$$

$$\underline{\underline{V_3 = 4600 \text{ m/s}}}$$

Die Korrektur bewirkt demnach eine merkliche Änderung der bestimmten Geschwindigkeiten, wie im Fall der ersten Schicht mit 5%. Für die zweite Schicht beträgt die Erhöhung bereits 14%, obwohl die Neigungen der einzelnen Refraktoren im Bereich von nur wenigen Graden liegt.

Dieses Beispiel zeigt, wie notwendig eine Berücksichtigung der Neigung der Refraktoren ist. Die Korrektur kann jedoch nur bestimmt werden, wenn wenige ungestörte Horizonte zu berücksichtigen sind. Für mehr als zwei Refraktoren ist die Methode nicht mehr sinnvoll einsetzbar, weil sich dann Ableseungenauigkeiten beim Anreißen der Einsätze zu nicht mehr tolerierbaren Fehlern summieren (Sheriff & Geldart, 1983).

Beispiel 2: Sonoboje Nr. 16 auf Profil 90122. Die Schiffsgeschwindigkeit beträgt 5 Knoten. Die Refraktionseinsätze sind in Abbildung 4.4.4 angerissen.

i) Bestimmung der Drift der Boje:

Die Auswertung der direkten Welle ergibt die Wasserschallgeschwindigkeit zu 1342 m/s. Die Boje ist also deutlich verdriftet.

Der wahre Spurbestand beträgt 56,7 m.

Die Boje ist demnach mit ca. 5,3 m/Schuß entgegen der Fahrtrichtung des Schiffes verdriftet.

$$\underline{\underline{\text{Drift} = - 0,27 \text{ m/s} = - 0,95 \text{ km/h} = - 0,5 \text{ kn}}}$$

ii) Scheinbare Geschwindigkeiten und Interzept Zeiten

$V_1 = 1470 \text{ m/s}$	$t_{i1} = 0 \text{ s}$
$V_2 = 1770 \text{ m/s}$	$t_{i2} = 2,187 \text{ s}$
$V_3 = 2900 \text{ m/s}$	$t_{i3} = 3,740 \text{ s}$
$V_4 = 3610 \text{ m/s}$	$t_{i4} = 4,070 \text{ s}$
$V_5 = 5380 \text{ m/s}$	$t_{i5} = 4,920 \text{ s}$
$V_6 = 6220 \text{ m/s}$	$t_{i6} = 5,290 \text{ s}$

Die Refraktionseinsätze, die zu den Geschwindigkeiten $V_3 - V_6$ gehören, ließen sich schnell auffinden. Aus der Bohrung ODP 693 ist jedoch bekannt, daß die oberen Sedimente bis hin zum Reflektor w_4 eine deutlich geringere Geschwindigkeit haben, als 2900 m/s. Die am Kernmaterial gemessenen Geschwindigkeiten betragen etwa 1600 - 1800 m/s (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113). Dies macht deutlich, daß hier ein Blindschichtproblem vorliegt.

Mit der Annahme einer Schicht mit $V_p = 1700 \text{ m/s}$ wird versucht, die Lage eines eventuell vorhandenen Laufzeitastes einzugrenzen.

Aus der Formel für die Überholentfernung (Sheriff & Geldart, 1983)

$$x_c = \frac{\frac{2h}{V_2} \cos \Theta}{\left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2}\right)}$$

findet man :

$$x_c = 22,7 \text{ km}$$

Das Profil ist nur 19 km lang, d. h. auf Grund der Kürze des Profils wird die entsprechende Wellengruppe nicht zum Ersteinsatz.

Aus der Formel für die kritische Entfernung x' (Sheriff & Geldart, 1983) wird der Ablösepunkt der Refraktierten von der Reflexionshyperbel bestimmt:

$$x' = \frac{2h}{\sqrt{\left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2 - 1}}$$

$$x' = 10,1 \text{ km}$$

Tatsächlich läßt sich eine Einsatzgruppe finden mit einer Steigung entsprechend 1770 m/s und einem Beginn bei Schußpunkt 1050.

iii) Die Umrechnung der Refraktortiefen mit Hilfe der aus den Refraktionsmessungen bestimmten Geschwindigkeits/Tiefenfunktion in ein Modell für die Reflexionsseismik ergibt folgende Tabelle:

Reflexionslaufzeit	Tiefe	Mächtigkeit
$t_{01} = 3,91 \text{ s}$	2884 m	32 m
$t_{02} = 3,95 \text{ s}$	2916 m	847 m
$t_{03} = 4,53 \text{ s}$	3763 m	298 m
$t_{04} = 4,70 \text{ s}$	4060 m	2740 m
$t_{05} = 5,72 \text{ s}$	6801 m	

Eine Korrektur bezüglich der Neigungen werden für Sonoboje Nr. 16 nicht durchgeführt, weil die Neigungen geringer sind, als bei Boje Nr. 11.

Ergebnis: Die Geschwindigkeit V_2 (1910 m/s) im Sonobojenprofil 11 über der Barriere kennzeichnet die typischen Sedimente der unteren Kreide in diesem Gebiet. Es handelt sich um Schwarzschiefer, wie sie in Bohrung ODP 693 unterhalb des Reflektors w4 angetroffen wurden. Dieses Material ist mit großer Wahrscheinlichkeit bis Horizont w3 vorhanden mit zu größeren Tiefen hin stetig ansteigender Geschwindigkeit.

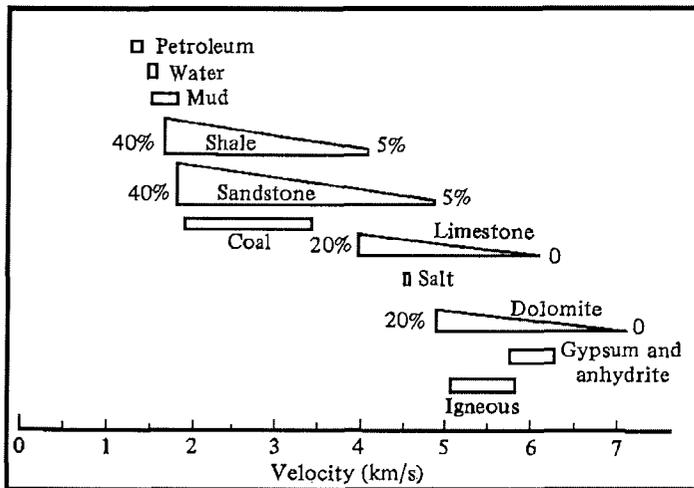


Abb. 4.4.7: Die P-Wellengeschwindigkeit für verschiedene Gesteine. Die Prozentzahlen zeigen die Abhängigkeit von der Porosität (aus Sheriff & Geldart, 1983)

Der drastische Geschwindigkeitssprung zur zweiten Schicht ist auch in der sehr großen Reflexionsamplitude oberhalb der Barriere dokumentiert. Die relativ hohe Geschwindigkeit von 4,6 km/s, wie sie unterhalb von w3 auftritt, kann typischerweise von Kalkstein oder Salz erreicht werden, auch sehr harter Sandstein, Dolomit und magmatische Gesteine können noch in Frage kommen (Abb. 4.4.7).

Die Geschwindigkeit von 4,6 km/s liegt nahe an der V_p -Geschwindigkeit von Salz. Eine Schicht mit höherer Geschwindigkeit, wie sie der Gipshut eines Salzstockes haben könnte, wird nicht gesehen. Das Erscheinungsbild der Barriere als langgestreckter Körper könnte die Annahme eines Salzstockes nahelegen (vgl. Kapitel 4.6 Gravimetrie).

Auf Grund der Geschwindigkeit liegt ebenso Kalkstein im Bereich der möglichen Materialien. Massiger Kalkstein würde auf eine langgestreck-

te Riffbarriere deuten, die sich während des Jura aufgebaut haben könnte. Die Mächtigkeit des Riffkomplexes liegt mit ca. 0,8 bis 1,0 Sekunden Zweiweglaufzeit, entsprechend ca. 1,8 bis 2,3 km, in der Größenordnung vergleichbarer Strukturen am brasilianischen Kontinentalrand (Brown & Fisher, 1976).

Dolomit und magmatische Gesteine liegen mit Minimalgeschwindigkeiten von 5 km/s am oberen Ende des Toleranzbereiches und sind daher unwahrscheinlich.

Um eine Entscheidung treffen zu können, müssen weitere geophysikalische Methoden herangezogen werden.

Das Ergebnis der Auswertung des Refraktionsseismischen Profils der Sonoboje 16 im südwestlichen Teil des Plateaus zwischen Escarpment und Kontinentalabhang zeigt folgende Geschwindigkeits-/Tiefenverteilung (Abb. 4.4.8):

Die Geschwindigkeiten liegen im allgemeinen sehr hoch. Bereits unter einer sehr dünnen Deckschicht (40 ms Zweiweglaufzeit) steigt die Geschwindigkeit auf 2,9 km/s an. Dies steht nicht in Einklang mit dem reflexionsseismischen Profil, das zuerst eine ca. 150 ms starke Deckschicht und dann eine weitere ca. 150 ms mächtige Schicht zeigt. Beide Einheiten sind durch eine unebene und uneinheitliche Grenzfläche getrennt. Darunter findet man den Horizont w₃, der sich durch seine Kontinuität auszeichnet. Dies legt den Verdacht nahe, daß die obere Grenzschicht im Refraktionsprofil nicht gesehen wird und damit eine Schicht von mindestens 150 ms unberücksichtigt bleibt. Die Refraktoren stimmen vermutlich nicht in jedem Fall mit den Reflexionshorizonten überein. Dies trifft nur für die Basis der glazial-marinen Sedimente bei ca. 3,95 Sekunden zu sowie für den Reflektor w₂ bei 4,53 Sekunden Zweiweglaufzeit. Die

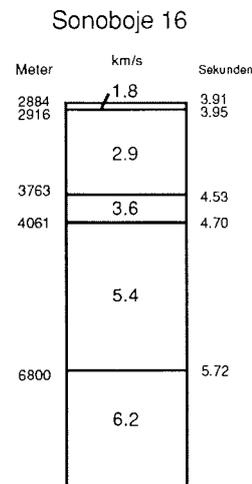


Abb. 4.4.8:
Geschwindigkeits-/Tiefenverteilung aus dem refraktionsseismischen Experiment im Areal der Boje 16.

Reflexionszeiten von 4,70 und 5,72 Sekunden gehören zu internen Schichtungen der Einheiten.

Die aus der Reflexionsseismik unterscheidbare Einheit W2 erhält die Geschwindigkeit 2,9 km/s, der obere Teil von W1 3,6 km/s, unterhalb eines internen Reflektors dann 5,4 km/s und schließlich ist unterhalb von w1 eine Geschwindigkeit von 6,2 km/s anzutreffen.

Auf Grund der Meeresbodentopographie, d. h. dem Schießen ins Ansteigen, ist eine Verfälschung zu hohen Geschwindigkeiten zu erwarten. Die sehr hohe Geschwindigkeit unterhalb der "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" gibt jedoch ein Indiz für magmatische Einschaltungen.

4.5 Magnetische Messungen

Soweit es See- und Eisgang zuließen, wurden parallel zur Reflexionsseismik die Anomalien des Erdmagnetfeldes mit einem Gradiometer-system vermessen.

Bei dem System handelt es sich um ein Gradiometer vom Typ

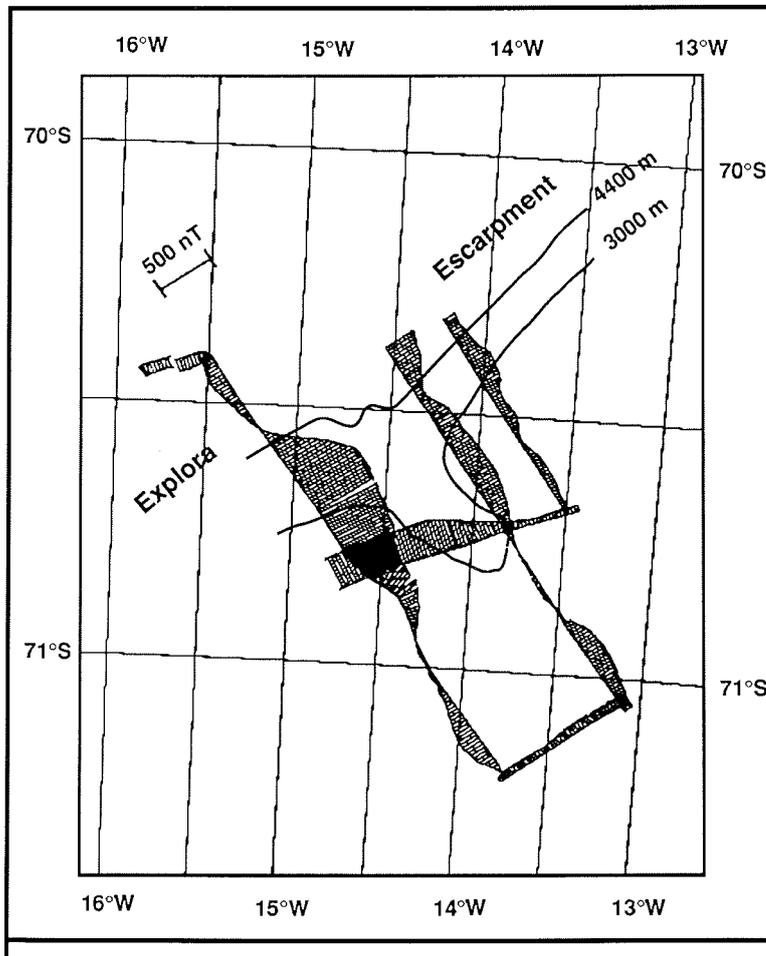


Abb. 4.5.1: Karte der magnetischen Anomalien im Gebiet des Wegener Canyons. Parallel zur Seismik wurde das Magnetometersystem eingesetzt. Die Werte sind mit den Stationsdaten von GvN reduziert. Zur Orientierung sind die 3000 und 4400 m Tiefenlinien am Explora Escarpment eingezeichnet.

Geometrics G-811/813.

Das geschleppte Sensorsystem besteht in der Gradiometerkonfiguration aus einem Anlaufkabel von 600 m Länge, einem Verteiler ("splitter box") mit zwei Ausgängen für die sogenannten "master" und "slave" Sensoren. Die Sensoren werden üblicherweise 5 und 150 m hinter der Splitterbox geschleppt. Die Messung des horizontalen Gradienten der Totalfeldstärke des Erdmagnetfeldes bietet den Vorteil, vom Einfluß zeitlicher Variationen des äußeren Feldes unabhängig zu sein. Die Integration der gemessenen Gradienten und der Anschluß an einen Basiswert liefert dann die magnetische Totalfeldstärke am Meßpunkt. Insbesondere dort, wo es nicht möglich ist, eine Referenzstation aufzubauen oder auf andere Langzeitregistrierungen des Magnetfeldes zugreifen zu können, verspricht die Gradientenmessung verlässlichere Ergebnisse als die einfachere Feldstärkemessung.

Wegen erheblicher Probleme mit dem angekoppelten "master" Sensor wurde jedoch statt in der Gradiometeranordnung in der einfacheren Magnetometerkonfiguration mit nur einem Sensor gemessen. Zur Reduktion der zeitlichen Variationen müssen daher die Beobachtungen des geomagnetischen Observatoriums der ca. 220 km entfernten Antarktisforschungsstation "Georg von Neumayer" (GvN) herangezogen werden. Das gewonnene Datenmaterial wurde entsprechend korrigiert.

Das Ergebnis ist in Abbildung 4.5.1 dargestellt. Bemerkenswert ist:

- Auf der Südwestseite des Wegener Canyons befindet sich eine starke positive Anomalie (ca. 500 nT) mit großer Wellenlänge, die in etwa mit der Position des Escarpment korreliert.
- Auf der Nordostseite des Canyons beträgt die positive Anomalie nur ein Drittel des Wertes auf der Südwestseite. Eine Korrelation mit dem Escarpment ist nicht mehr zu erkennen.
- Das Querprofil über beide Bohrungen zeigt deutlich die starke Abnahme der Anomalie nach Nordosten.

Eine Abschätzung der Tiefenlage aus der Wellenlänge der Anomalie ergibt für einen einfachen Störkörper, z. B. mit kreisförmigen Querschnitt und unendlicher Längserstreckung, eine Tiefe von mindestens 20 km. Damit ist jedoch nicht die steile Flanke nördlich der Anomalie zu erklären. Weiter spricht gegen einen einfachen Störkörper in großer Tiefe, daß bei 20 km bereits die Curietemperatur von Magnetit (ca. 575°C nach Telford et al., 1976) überschritten ist. Der Vergleich mit anderen Daten (Barker, 1980; Kristoffersen & Haugland, 1986) und mit neueren Daten aus Messungen des AWI (Brodscholl, unveröffentlichte Daten) lassen erkennen, daß die große positive Anomalie eine gewisse Ausdehnung nach Westen hat. Ob es sich dabei um ein Lineament handelt, das dem Explora Escarpment folgt, kann bisher nicht entschieden werden. Es spricht jedoch vieles dafür (kompilierte Karte magnetischer Linien, Spieß, 1985) daß sich das magnetische Hoch bis zum Ende des Escarpments bei 18°W erstreckt und dort abrupt endet. Überlagert sind diesem regionalen Hoch noch lokale Maxima, von denen eines unmittelbar südwestlich des Wegener Canyons liegt.

Magnetische Lineationen, wie sie von der ozeanischen Kruste erwartet werden, findet man erst in mehr als 100 km Entfernung nördlich des Escarpments (Spieß, 1985).

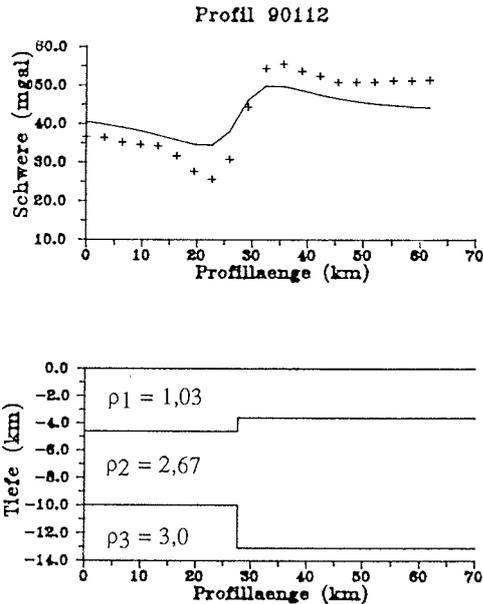
4.6 Gravimetrie

Auf Polarstern wird seit Mitte 1987 ein fest installiertes Gravimeter vom Typ KSS 31 der Bodenseewerke betrieben. In polaren Breiten läuft das Gravimeter ständig und automatisch, wobei die Daten analog und digital aufgezeichnet werden. Das Gravimeter erhält vom Bordrechner einen Datensatz mit Navigationsdaten, woraus dann im Gravimeter die Eötvöskorrektur und die Normalschwere berechnet werden können. Neben geographischer Länge und Breite werden im Sekundentakt die Größen wahre Geschwindigkeit, wahrer Kurs und Kielrichtung an das Gravimeter übergeben, um eine Kompensation der Stampfbeschleunigungen des Schiffes durchzuführen. Die digitalen Schweredaten werden wieder zum wissenschaftlichen Bordrechner geschickt und dort zur langfristigen Datensicherung gesammelt. Während der Fahrt ANT VIII/5 war die Anlage so konfiguriert, daß der Analogschrieb die Rohdaten und die Freiluftanomalie aufzeichnete. Die Freiluftanomalie enthält bereits die Eötvöskorrektur und die Korrektur auf die Normalschwere. Die Korrelation mit der Seismik wird über die gemeinsame Systemzeit vorgenommen, dabei kann die Verzögerung durch die Filter des Gravimeters in erster Näherung vernachlässigt werden, da sie in jedem Fall weniger als 2 Minuten (entsprechend 300 m) beträgt.

Auf Grund der Kürze der Zeit seit Beendigung der Meßfahrt liegen bisher nur die Daten vor, wie sie vom KSS 31 Gravimeter korrigiert wurden. Eine Bearbeitung mit den verbesserten Navigationsdaten und detailliertere Untersuchungen sind in Vorbereitung. Dennoch sollte an dieser Stelle nicht darauf verzichtet werden, einen Einblick in die Ergebnisse der Gravimetrie zu geben, um die geologische Interpretation stützen zu können.

Die Abbildungen 4.6.1 bis 4.6.4 zeigen die aus den Analogaufzeichnungen entnommenen Kurven der Freiluftanomalie. Die ersten drei Abbildungen geben die Schnitte senkrecht zum Escarpment wieder.

Diese Schnitte zeigen den typischen Verlauf einer Anomaliekurve über einem idealisierten Plattenrand im isostatischen Gleichgewicht. Von Tsuboi (1979) wurden solche Modellkurven angegeben, mit dem



- Abb. 4.6.1 a): Profil 90112 über dem südwestlichen Teil des Escarpments. Der Profilverlauf ist von links nach rechts von NW nach SE. Die vertikale Achse gibt die Größe der Freiluftanomalie in mgal an. Die abgelesenen Meßwerte sind jeweils durch Kreuze (+) dargestellt, die errechnete Anomaliekurve mit einer durchgezogene Linie (-).
- b): Bereits ein ein einfaches Modell einer isostatisch ausgeglichenen Stufe genügt, um die charakteristischen Überschwinger der Meßkurve zu generieren. $\rho_1 = 1,03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\rho_2 = 2,67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\rho_3 = 3,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Die Sprunghöhe der morphologischen Stufe beträgt 1000 m. Die Dichten ρ in der Abbildung sind in 10^3 kg/m^3 angegeben.

Hinweis, daß sie in der Realität selten zu sehen sein werden, da passive Kontinentalränder einer entsprechenden Überprägung durch Sedimentfächer und gestaffelte Abbruchkanten ausgesetzt sind.

Bereits ein einfaches Modell, wie es die Abbildung 4.6.1b zeigt, trifft die Meßkurve recht gut. Die Abweichungen von bis zu 8 mgal sind leicht durch den Effekt oberflächennaher Sedimentbecken mit Füllungen ge-

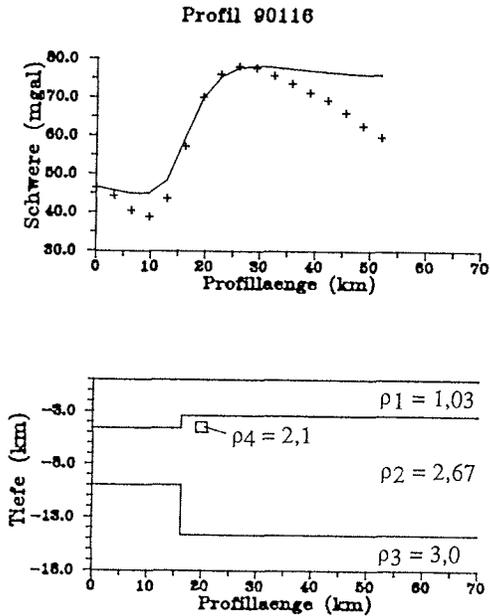


Abb. 4.6.2 a): Profil 90116 ist das nächstgelegene Profil östlich des Wegener Canyons. Der Profilverlauf ist von NW nach SE, die Kennzeichnung der Daten analog 4.6.1.

b): Modellansatz mit einem Salzstock. Die Dichten betragen $\rho_1 = 1,03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\rho_2 = 2,67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\rho_3 = 3,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und $\rho_4 = 2,1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für den angenommenen Salzstock. Die Höhe der morphologischen Stufe beträgt 1200 m. Die Dichten ρ in der Abbildung sind in 10^3 kg/m^3 .

ringer Dichte und durch Topographieeinflüsse bzw. Erosionsstrukturen zu erklären. Als Ergebnis ist hierbei zu beachten, daß zur Modellierung der positiven Anomalie auf der Südseite des Escarpments keine zusätzliche Masse oberflächennah oder als interner Körper eingeführt werden muß. Die tiefreichende Wurzel des Blocks, die zur Modellierung der Isostasie notwendig ist, erzeugt den beobachteten Effekt in guter Näherung und in ausreichender Flankensteilheit.

Auf der Nordostseite des Canyons zeigt das Schwereprofil entlang Profil 90116 prinzipiell das gleiche Verhalten, wie auf der Südwestseite. Es

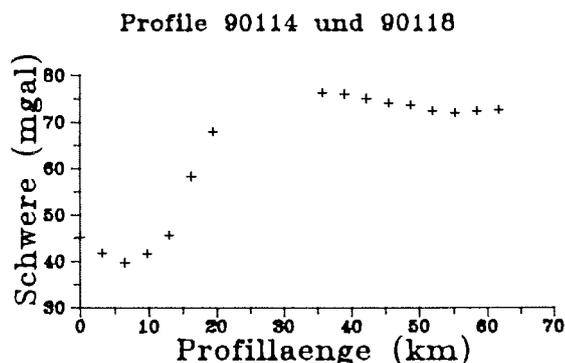


Abb. 4.6.3: Die Profile 90114 und 90118 im Osten des Meßgebietes wurden hier zusammengefaßt, um ein längeres Profil über das Escarpment zu erhalten. Die Meßlänge beträgt etwa 16 km. Die Orientierung und Kennzeichnung sind wie in Abbildung 4.6.1.

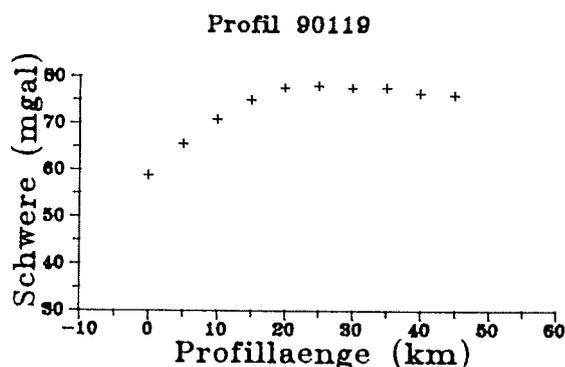


Abb. 4.6.4: Das Profil 90119 verläuft nahezu parallel zum Escarpment von SW (links) nach NE (rechts). Der starke Abfall im SW ist durch die Nähe des Wegener Canyons bedingt.

fallen jedoch Unterschiede im Bereich der positiven Anomalie auf. Der positive Anteil der Anomalie ist langwelliger geworden und zeigt außerdem die Tendenz, wieder auf den Wert nördlich des Escarpments abzusinken. Ob ein Massendefizit in den Sedimentstockwerken dafür verantwortlich ist, oder ob es sich um den Einfluß des 50 km südlich verlaufenden Kontinentalabhanges handelt, kann anhand dieses Datensatzes nicht geklärt werden. Es wird jedoch auch hier deutlich, wie in den Ergebnissen der Seismik, daß die beiden Seiten des Escarpments sich

unterscheiden, und vermutlich verschiedene Modellansätze zu ihrer Deutung notwendig sind. Das kurzwellige Minimum am Fuß des Escarpments ist auf allen Profilen etwa gleich stark und gleichförmig ausgebildet und legt daher den Schluß nahe, daß es sich dabei um eine Eigenschaft des Escarpment handelt. Vorgelagerte Sedimentbecken können den Effekt zwar modifizieren, scheinen aber nicht ursächlich zu sein, da sie in ihrer Ausbildung stärker variieren, als das Minimum der Anomalie.

Aus den seismischen Daten erkennt man auf der Nordostseite des Wegener Canyons ein Lineament (vgl. Abb 4.3.3), das am Canyon auskeilt und mit etwa 20° schräg zum Escarpment verläuft.

Die Modifikation des Modells im Hinblick auf einen Störkörper mit geringerer Dichte, insbesondere also einen Salzstock, zeigt die Abbildung 4.6.2b. Der Störkörper hat ein Ausmaß von 2×1 km Kantenabmessungen mit einer Dichte von $2,1 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Der Effekt beträgt etwa 8 - 10 mgal, um den die positive Anomalie abgesenkt wird, verbunden mit einer kurzwelligen Störung. Ein kurzwelliger Anteil ist jedoch in den Meßdaten nicht zu erkennen. Der Ansatz verschiedener Modelle hat andererseits ergeben, daß der sichtbare Effekt des Störkörpers verschwindet, wenn man ihn nur nahe genug am Escarpment positioniert. In diesem Fall wird zwar die ursprüngliche Anomalie von ca. 40 mgal modifiziert, ein eigener Anteil des Störkörpers ist darin jedoch nicht mehr auflösbar.

Aus diesem Datensatz kann daher nicht auf die Existenz eines Salzstockes geschlossen werden, weil erstens eine kurzwellige Anomalie, wie sie ein räumlich begrenzter Salzstock liefern würde, nicht zu erkennen ist und zweitens der Datensatz für eine Verfolgung des Lineaments nach Osten nicht ausreicht. Ebenso müssen die Profile nach Süden erweitert werden, um den Einfluß des Kontinentalabhanges berücksichtigen zu können.

5. Diskussion und Fazit

5.1 Diskussion

Aus der Kartierung der seismischen Horizonte, die während des Workshops "Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic" als Stratotypus festgelegt wurden, lassen sich folgende Aussagen ableiten:

Horizont w1

Der Horizont w1 ist ein charakteristischer Reflektor, der mit relativ großer Amplitude auf fast allen Profilen auffindbar ist. Unterhalb von w1 ist an einigen Stellen ein Muster paralleler, abtauchender Reflektoren zu erkennen. Auf allen Profilen auf denen w1 vorhanden ist, ist er stetig zur Seeseite hin geneigt, im Südwesten des Wegener Canyons völlig ungestört, im Nordosten mit wechselnden Neigungen und mit Störungen. In jedem Fall aber ist w1 die Basisfläche für die "onlaps" der Einheit W1.

Nach Süden, zur Kontinentseite, ist keine Begrenzung des Horizontes festzustellen, vielmehr zieht sich w1 bis unter die jüngeren Schichtungen des Kontinentalabhangs hin (siehe Abb. 4.2.8, Profil 90110)

Das seewärtige Ende des Horizontes ist recht abrupt und immer mit einer besonders starken Neigung verbunden (siehe Profile 87095 und 87097, Abbildungen 4.2.2 und 4.2.3). Die maximale Entfernung von der Kontinentalschelfkante, bis zu der sich w1 auffinden läßt, variiert stark in südwest-nordöstlicher Richtung. Auf der nordöstlichen Seite des Wegener Canyons endet w1 bereits in ca. 30 km geringerer Entfernung vom Kontinentalabhang als auf der südwestlichen Seite. Südwestlich der Verwerfungslinie (Abb. 4.3.1) ist w1 auf über 60 Kilometer Breite unterhalb der Hangterrasse zu erkennen.

Die Isolinien des Horizontes (Abb. 4.3.1) zeigen im wesentlichen eine parallele Ausrichtung zum Kontinentalhang, aber es gibt auch einen Versatz der Isolinien entlang einer vermuteten Störungszone, die SSE-NNW verläuft. Sowohl der Versatz in den Isolinien als auch die starke Zerstörung von w1 in der nach Süden verlängerten Achse des Wegener Canyons (Profil 90216, Abb. 4.2.12) geben hierfür deutliche Indizien.

Es gibt offensichtlich eine Gliederung von w1 in einen südwestlichen Teil, der sich durch ein weitgehend ungestörtes Erscheinungsbild des Reflektors auszeichnet und einen nordöstlichen Teil. Der nordöstliche Teil ist gekennzeichnet durch zwei Störungszonen, an denen w1 abgeschoben wurde, jeweils der südliche Teil gegen den nördlichen (siehe Profil 87097, Abb. 4.2.4).

Die nördlichste dieser Störungszonen kann als eine Hauptstörung des Plateaus identifiziert werden. Auf Grund des Charakters und der Richtung kann die Störungszone auf allen N-S verlaufenden Profilen verfolgt werden. Sie verläuft in einem spitzen Winkel von ca. 15° - 25° zum Escarpment und zum Kontinentalhang, das heißt, ein genetischer Zusammenhang zwischen der Störungszone und den Stufen von Escarpment und Kontinentalhang ist nicht zu erkennen.

Das Alter dieses Horizontes kann bisher nur geschätzt werden. Die Eigenschaft von w1, die Oberfläche der abtauchenden Reflektoren zu bilden, wurde von Hinz und Krause (1982) zur Datierung herangezogen. Aus den marinen Magnetikdaten des Weddell-Meeress haben LaBrecque und Barker (1981) auf ein Alter von früher Kreide oder früher für das Aufbrechen des Ozeanbodens geschlossen. Heftiger Vulkanismus vor 173-162 Ma (Rex 1972) bis 150-190 Ma (Peters 1989) in der Heimefrontfjella unterstützen eine aktive tektonische Phase im mittleren Jura. Dieser Phase aktiven Vulkanismus ordnen Hinz und Krause die "dipping reflectors" zu, mithin ein Alter von oberer mittlerer Jura für w1.

Der erste Anhaltspunkt für eine verlässliche Datierung der marinen Sedimente des Kontinentalrandes stammt aus der Bohrung ODP 693 während des Südsommers 86/87 (Shipboard Sci. Party, 1988, ODP Leg 113). Der tiefste erbohrte Hiatus (w4) in 397 m Bohrtiefe ergab ein Alter von mindestens 100 Ma für das Liegende. Um zu einer Altersabschätzung für w1 aus den Sedimentationsraten zu kommen, kann man folgende Betrachtung anstellen. Unter w4 folgen die Einheiten W3 mit 540 m Mächtigkeit, W2 mit 810 m und W1 mit 1670 m an der Stelle der Bohrung ODP 693 (vgl. Abb. 4.2.3b). Bei einer Sedimentationsrate von 20 m/Ma entsprechend 2 cm/1000 a wie sie an anderer Stelle für das Weddell Becken akzeptiert ist, wäre dazu eine Zeitspanne von 150 Ma nötig. Um dem Alter von oberem Jura gerecht zu werden, muß die durchschnittliche Sedimentationsrate ca. 50 m/Ma betragen haben.

Auch unter der Annahme eines magmatischen Deckenflusses zur ältesten nachgewiesenen Datierung an der Grenze Trias/Jura muß die durchschnittliche Sedimentationsrate noch über 35 m/Ma gelegen haben.

Dies beinhaltet zwei mögliche Schlußfolgerungen:

- Das sedimentäre Regime hat sich zur Zeit des Reflektors w3 an der Grenze Jura/Kreide nachhaltig geändert von einem kontinentalen Ablagerungsgebiet mit mittleren bis hohen Sedimentationsraten hin zu einem hemipelagischen Bereich mit geringeren Zuträgen.
- Die Sedimentationsbedingungen haben sich weniger gravierend verändert, dann folgt daraus, daß es sich bei den "dipping reflectors" um ältere Strukturen handelt, als bisher angenommen wurde. Unterstützt wird diese Annahme durch einen Hinweis von Hinz und Krause (Hinz und Krause, 1982) daß es sich hier um einen Kontinentalrand mit verhältnismäßig geringer Sedimentproduktion handelt.

Die zweite Interpretationsweise erscheint zur Zeit plausibler, weil es nur schwache Hinweise auf hohe Sedimentationsraten gibt.

Die geringen durchschnittlichen Sedimentationsraten bedeuten ein Alter von mittlerer Trias bis oberes Perm für w1 und die unterliegenden "dipping reflectors". Damit würden die Vulkanite der "dipping reflectors" einer früheren Phase des Gondwanazerfalles zuzuordnen sein. Peters (1989) zeigt, daß es sich bei dem Zerfall um einen zweiphasigen Prozeß gehandelt hat, deren erste, mißlungene Phase vermutlich in der Trias stattgefunden hat.

Dies legt den Schluß nahe, daß sich bereits in der Trias ein kontinentales Becken gebildet hat, das mit Vulkanismus einherging. Abbildung 5.3a zeigt den Zustand des Kontinentalrandes zur Zeit der Trias.

Störungen in den Profilen deuten auf eine Bruchschollentektonik hin, die diesen Kontinentalhang gegliedert hat. In diesem lokalen Arbeitsgebiet scheint die Seite nordöstlich des Wegener Canyon in drei Teile zerlegt zu sein. Weiterhin stellt der Wegener Canyon selbst die Grenze dar, zwischen einem nordostwärts geneigtem Block und einem südwestlich geneigten (siehe hierzu auch Profil 90216, Abb. 4.2.12).

Auf den Profilen 87099 und 90116 (Abb. 4.2.5 und 4.2.6) sind im seewärtigen Bereich bei ca. 4,9 Sekunden horizontale Reflektoren zu

erkennen, die im Charakter dem Reflektor w1 entsprechen. Die Lage bei 4,95 Sekunden ermöglicht eine Korrelation mit w1, wenn man einen Abschiebungsbetrag von ca. 170 ms Zweiweglaufzeit, entsprechend ca. 400 m annimmt.

Als Schlußfolgerung ergibt sich daraus für w1: Es handelt sich bei w1 um die Basis eines sedimentären Beckens, das vermutlich in der Trias angelegt wurde, also bereits bestand, bevor eine Struktur wie das Explora Escarpment existierte. Dieses Becken wird durch Tektonik untergliedert, die zu synsedimentären Abschiebungen führt. Die von den abgeschobenen Blöcken gebildeten Keile werden durch Sedimente und möglicherweise vulkanisches Material wieder aufgefüllt.

Dieses kontinentale Becken existiert, bevor ein "rifting" und das damit verbundene "sea floor spreading" einsetzt und stellt möglicherweise mit den Vulkaniten des Ahlmanryggen ein erstes "failed rift" dar.

Horizont w2

Der Horizont w2 ist das obere Ende der Einheit W1 und somit das Ende der onlaps auf w1. Im südwestlichen Teil ist damit die keilförmige Schüttung beendet, die hangenden Einheiten W2 und W3 zeigen z. B. auf Profil 87095 (Abb. 4.2.3) eine sehr einheitliche Mächtigkeit. Weil w2 keine Winkeldiskordanz darstellt, sondern nur als besonders starker Reflektor hervortritt, ist es auch schwierig, ihn in der Fläche zu verfolgen. Es fällt auf, daß gerade dieser Horizont senkrecht zum Escarpment/Kontinentalhang sehr eben und gerade ist. Auf allen Profilen ist ein Band von Reflektoren zu verfolgen, das mit w2 zu korrelieren ist. Im Gegensatz zu dem ebenen Erscheinungsbild von w2 auf Profil 87095 zeigt der Horizont eine deutliche Topographie in E-W Richtung. Von der Störungszone in der Verlängerung des Wegener Canyons ist w2 ebenso betroffen wie w1, d. h. auch w2 ändert dort seine Neigung von SW nach NE.

Von dem undurchsichtigen Bereich unmittelbar hinter dem Escarpment wird w2 auf sehr unterschiedliche Weise beeinflusst. Im südwestlichen Teil scheint der Horizont davon nur minimal verändert zu sein, d. h. er behält seine konstante, seewärtige Neigung bei und zeigt nur einen geringfügigen Anstieg gegen diesen Bereich. Das Ende des Reflektors ist abrupt.

Im nordöstlichen Teil besitzt der undurchsichtige Bereich offensichtlich ein lokales Hoch, von dem w2 stark beeinflusst wird (Abb. 4.3.2). Der Reflektor steigt gegen dieses Hoch an, ebenso wie die darunter liegende Sequenz W1. In südöstlicher Richtung ist dieser Anstieg durch einen deutlichen Reflektor gekennzeichnet. In der senkrechten Richtung dazu ist lediglich anhand kurzer, unzusammenhängender Reflektoren der Trend auszumachen. Am strukturellen Hoch nordöstlich des Canyons gibt es demnach eine Vorzugsrichtung der Sedimentation: laminar in Richtung SSW-NNE und mit chaotischem Reflexionsmuster in Richtung SW-NE. Das chaotische Reflexionsmuster läßt auf ein Ablagerungsmilieu mit hoher Strömungsenergie schließen (vgl. Profile 90113, 90119 und 90118, Abb. 4.2.10, 4.2.11 und 4.2.7).

Aus Vergleichen mit den ca. 70 und 160 km entfernten BGR-Profilen 86-26 und 86-27 (Hinz, unveröffentlichte Daten) geht eindeutig hervor, daß sich diese Struktur als sehr schmale Barriere über mindestens 160 km in südwest-nordöstlicher Richtung vom Wegener Canyon aus erstreckt, wobei sie einen spitzen Winkel von ca. 10° - 15° mit dem Escarpment bildet. Wie sich auf Profil 90116 (Abb. 4.2.6) bereits andeutet, sind die ansteigenden Reflektoren symmetrisch nach NW und SE vorhanden.

Der Bereich des Wegener Canyons zeichnet sich dadurch aus, daß an dieser Stelle die Barriere vom Explora Escarpment abgeschnitten wird. Auf der südwestlichen Seite des Canyons findet diese Barriere keine Fortsetzung. Es gibt zwar auf dem Niveau von w2 einen Bereich, der seismisch nur ein chaotisches Bild liefert, dieser besitzt aber gegenüber dem nordöstlichen Teil deutlich andere Charakteristika (siehe hierzu Profil 90112, Abb. 4.2.1) und legt viel eher die Deutung nahe, daß es sich hierbei um einen von Tektonik zerstörten Block handelt.

Die Barriere, von der die Einheiten W1 und W2 im NE des Canyons stark beeinflusst werden, kann offensichtlich nicht der Grund für die Existenz des Explora Escarpments sein, weil sie erstens einen spitzen Winkel mit dem Escarpment bildet, zweitens das Escarpment im SW existiert, ohne eine Barriere zu besitzen (Profil AWI-87042, unveröffentlichte Daten) und drittens in einiger Entfernung (ca. 160 km) in nordöstlicher Richtung vom Canyon das Escarpment noch besteht, aber der Barriere um ca. 30 km vorgelagert ist (BGR 86-26).

Der Horizont w2 erscheint demnach als das Ende einer energiereichen Sedimentationsepoche in einem Flachwassermilieu. Möglicherweise haben Teile der Barriere sogar subaerisch gelegen. Zur Zeit der Ablagerung von W1 hat das Becken offenbar eine Topographie besessen, in der der Bereich des Wegener Canyons eine Grenze zwischen einem nördlichen Bereich mit einem nordwärts ansteigenden Trend und einem südlichen Bereich mit einem nordwärts abfallenden Trend bildet.

Aus den Sedimentationsraten wird ein Alter von unterster Jura abgeschätzt.

Horizont w3

Der Horizont w3 ist ein dominierender Reflektor in der sedimentären Abfolge in weiten Bereichen des östlichen Kontinentalrandes. Dieser starke Reflektor kennzeichnet die Grenze der Einheit W2 zu W3. W2 erscheint überall als eine Sequenz paralleler, ruhig abgelagerter Reflektoren, in weiten Teilen als feine bis transparente Schichtung. Im nordöstlichen Teil des Wegener Canyons legen sich diese Reflektoren als "onlap" völlig horizontal an die ansteigenden Reflektoren von W1 an.

Im südwestlichen Teil scheinen diese horizontalen Reflektoren über dem "undurchsichtigen" Bereich des Escarpments bis zur Escarpmentwand relativ ungestört zu verlaufen. Nach Süden zum Kontinentalhang hin verläuft w3 parallel zu w2, d. h. die Sequenz W2 besitzt eine konstante Mächtigkeit im Gegensatz zur Sequenz W1 (Profil 87095, Abb. 4.2.3).

In jedem Fall ist der Horizont w3 bis zur Escarpmentwand verfolgbar und ist dort mit einer Stufe verbunden. Diese Stufe bildet immer den Übergang von dem steilen Teil des Escarpments zu einem flacheren Anstieg der oberhalb liegenden Ablagerungen der Kreide und jüngeren Einheiten (siehe Profile 87095 und 87099, Abb. 4.2.3 und Abb. 4.2.5).

Der Horizont besitzt eine Topographie, die sich wieder in zwei Bereiche einteilen läßt. Im südwestlichen Teil herrscht ein allgemein seewärts geneigter Trend vor, auf der Nordostseite steigt w3 an und bildet mit den ansteigenden Reflektoren der Einheit W1 eine Winkeldiskordanz. Offensichtlich ist w3 eine Erosionsdiskordanz in den höhergelegenen Bereichen, deutlich zu sehen über der hochgelegenen Barriere (Abb. 4.2.6).

Die Isochronenkarte (Abb. 4.3.3) zeigt eindeutig den Zusammenhang mit dem Strukturhoch und dessen Längserstreckung.

Aus den beiden Eigenschaften von w_3 , a) dem Abschneiden des Strukturhochs und b) der Bildung der Escarpmentkante geht hervor, daß es sich hierbei um die Umstellung des tektonischen Regimes handelt. Die Einheiten unterhalb von w_3 zeigen keinen originären Zusammenhang mit dem Escarpment. Die hangenden Einheiten hingegen haben das Escarpment als Ablagerungsgrenze.

Als Alter von w_3 ist die Grenze von Jura zu Kreide wahrscheinlich. Für die Entstehung des Explora Escarpments kommt neben der Abschiebung eine Transversalverschiebung in Betracht (Henriet & Miller, 1990a).

In diesem Zusammenhang stellt sich auch die Frage nach der Ursache des Strukturhochs, dessen Einfluß auf die Sedimentationsprozesse mit dem Auftreten von w_3 ebenfalls beendet ist. Die wenigen Linien mit magnetischen Messungen zeigen langwellige Anomalien, die im regionalen Trend liegen. Aus ihnen kann nicht auf die Existenz von Dykes oder einer lokalen Intrusion geschlossen werden. Insbesondere zeichnet sich die Nordostseite des Canyons durch eine positive Anomalie auf einem niedrigen Niveau aus, in der die Anomalie eines Dykes nicht zu übersehen sein sollte (Kapitel 4.4).

Eine magmatische Ursache für die Barriere ist damit unwahrscheinlich.

Eine weitere Interpretationsmöglichkeit, die langgestreckte Barriere als einen Salzstock oder eine Salzmauer aus den Evaporiten des triassischen Flachmeeres zu interpretieren, sollte an Hand von Schwereanomalien zu bewerten sein.

Das Profil 90112 auf der Südwestseite des Canyons zeigt dabei die typische Schwerekurve der Freiluftanomalie einer steilstehenden Stufe im isostatischen Gleichgewicht (Abb. 4.6.1) (Tsuboi, 1979).

Im nordöstlichen Teil verhält sich die Schwerekurve im wesentlichen gleich (Profil 90116, Abb. 4.6.2), eine Undulation in der positiven Anomalie über dem Escarpment ist nicht zu erkennen. Daraus läßt sich jedenfalls kein Hinweis auf einen Salzstock ableiten.

Die dritte Möglichkeit, die bisherigen Datensätze zu interpretieren, ist die Annahme einer Störungszone. Diese Störung müßte eine Transversalverschiebung mit einer kompressiven Komponente sein, die mit einem Aufpressen der Sedimente verbunden ist, möglicherweise in einer

sogenannten "flower structure" (siehe Abb. 5.1) (Sheriff & Geldart, 1983). Insgesamt handelt es sich dann um ein Regime von "transcurrent faults" mit rechtslateraler Bewegungsrichtung. Ob es sich in dem Fall bei dem strukturellen Hoch um eine alte Horizontalverschiebung handelt, die später zum Stillstand kam, oder ob es sich dabei um einen Ast einer Dehnungs-Duplex Struktur handeln könnte (Abb. 5.2), kann mit dem verfügbaren Datenmaterial nicht entschieden werden.

Die vierte Möglichkeit, wie sie aus der Interpretation der Sonoboje-Daten folgt, weist auf eine Barriere aus Riffkarbonaten hin. Auf Grund der hohen seismischen Geschwindigkeiten und der fehlenden Indizien für magmatisches Material oder Salz ist dies die überzeugendste Interpretation. Das Auftreten von küstennahen Riffbarrieren fügt sich überdies zwanglos in das Modell eines Flachmeeres zu Zeiten vor w3, d. h. zur Zeit des Jura bis möglicherweise in die Trias, abhängig davon, wie hoch man die durchschnittliche Sedimenta-

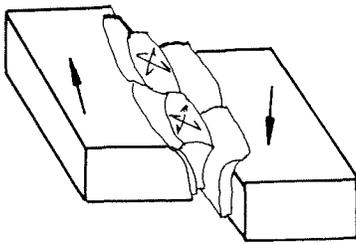


Abb 5.1: "Flower structure" in einem transpressiven Regime. (Sheriff & Geldart, 1983)

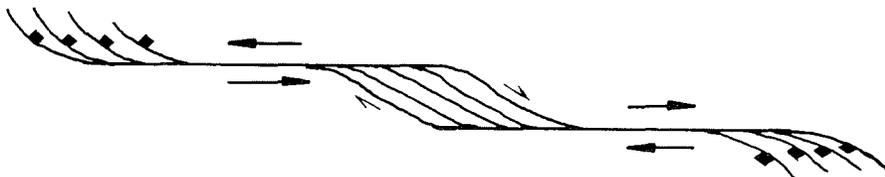


Abb. 5.2: Kartenansicht eines idealisierten "strike-slip" Systems. Auf der linken Seite befinden sich die führenden Dehnungsfächer, in der Mitte der Dehnungs-Duplex Komplex und auf der rechten Seite der nachhängende Dehnungsfächer. (nach Woodcock & Fisher, 1986)

tionsrate ansetzt.

Ein Prozeß, der die beobachteten Strukturen erzeugt, ist denkbar z. B. an einem Korallenriff, das beim Absinken des Kontinentalrandes mit

wächst, aber gleichzeitig im Brandungsbereich liegt und damit der Erosion unterworfen ist.

Solche Riffbänke an Schelfkanten sind ein verbreitetes Phänomen. Sie stellen in der Regel solitäre Rücken dar und sind ein Indiz für ein Rift- oder Postrift-Becken (Brown & Fisher, 1976 und Bubb & Htlelid, 1977). Im indischen Ozean sind Karbonate in riffartigen Strukturen vor der Küste von Mozambique und auf dem Benguerua Hoch gefunden worden. Heute liegen die Strukturen zum Teil an Land und zum Teil im marinen Bereich. Die Karbonate werden dort mit oberer Kreide datiert auf Grund der Korrelation mit der industriellen Tiefbohrung NEMO-1. Die Bohrung liegt vor der Küste Mozambiques bei 20° Süd (De Buyl & Flores, 1986). In der Rekonstruktion Gondwanas nach Lawver und Scotese (1987) grenzt dieser Bereich Südostafrikas unmittelbar an das Königin Maud Land der Antarktis, d. h. an die Region Kapp Norvegia und östlich davon. Im Gegensatz dazu bilden die äquatornahen Zonen des Paläosüdatlantiks Evaporite aus, die als Salzstöcke unter dem Sao-Paulo Plateau und im Angola Becken anzutreffen sind.

Auf jeden Fall stellt die Erosionsfläche, repräsentiert durch w3, das Ende des tektonischen Einflusses auf das Plateau dar. Das bedeutet nicht zwangsläufig das Ende jeder tektonischen Bewegung, sondern, daß sich Bewegungen nach dem Beginn der Kreide an leichter zu verschiebenden Grenzflächen vollzogen haben. In Frage kommen dafür das Explora Escarpment sowie Transform Störungen im neugebildeten Ozeanboden. Die abgeschätzte Entstehungszeit von w3 fällt in etwa zusammen mit einem globalen Meeresspiegelhoch im oberen Jura mit einem Maximum im Kimmeridge (Haq et al., 1987). Die Änderung des Charakters von w3, ausgehend von der Escarpmentkante zum Kontinentalhang, von einer Winkeldiskordanz zu einer Konkordanz deutet an, daß der nördliche Bereich des Plateaus zeitweise der Brandungsbereich war, während der Bereich nahe dem heutigen Kontinentalhang eine ruhige Sedimentation erfahren hat.

Horizont w4

Vor der Beschreibung des Reflektors w4 möchte ich mit der Beschreibung des Schichtpaketes W3 beginnen.

Von dem Ereignis, das zur Bildung von Reflektor w3 geführt hat, wurde das Plateau eingeebnet, so daß es eine relativ ebene Basis für die kretazischen Sedimente darstellt. Diese Sedimente zeigen im allgemeinen eine verhältnismäßig ruhige, parallele Seismostratigraphie, mit kleinräumigen Falten. Die Sequenz W3 ist mit konstanter Mächtigkeit abgelagert worden, aber nur noch an wenigen Stellen vollständig und unzerstört vorhanden. Aus Bohrung ODP 693 ist bekannt, daß es sich zum überwiegenden Teil um Material kontinentalen Ursprungs der siltigen bis tonigen Fraktion handelt und weiterhin, daß es einen hohen Anteil an organischem Material enthält.

Beide Merkmale a) die feine Parallelschichtung in der Seismostratigraphie und b) der hohe Anteil an erhalten gebliebenem organischem Material zeigen an, daß es sich auch in der unteren Kreide um ein marines Flachwassermilieu gehandelt hat, daß keine tiefgreifende Ozeanzirkulation zuließ. Dies ist eine plausible Erklärung für die anoxischen Bedingungen, die zum Erhalt der Kohlenstoffanteile geführt haben.

Die größte Mächtigkeit besitzt W3 jeweils im mittleren Teil des Plateaus und nur hier ist das Top der Sequenz zu beobachten, wie es im Stratotypus auf Profil 87095 erbohrt wurde. Der Reflektor w4 wurde als ein mächtiger Hiatus erkannt, so daß man die Oberfläche von W3 als Erosionsfläche ansehen muß. Eine Abschätzung der Auflast auf W3 ergibt, daß nicht mehr als 300 m kretazischer Sedimente oberhalb des Apt abgelagert sein konnten (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113). Ein Auskeilen bzw. Verjüngen von W3 zum Escarpment hin ist nur wenig ausgeprägt. Diese Tatsache sowie der geringe Einfluß des Kontinentalhanges zeigen, daß während der unteren Kreide beide Strukturen wenig ausgebildet waren. Auf Grund eines zunehmenden Sauerstoffgehaltes in den Sedimenten im Apt und Alb deutet sich bereits eine Umstellung des ozeanographischen Regimes an, hin zu einer tiefen und mittleren Zirkulation (Shipboard Scientific Party, ODP Leg 113).

Trotz unterschiedlichen Charakters läßt sich der Horizont w4 in weiten Bereichen verfolgen, entweder an dem unruhigen Reflexionsmuster, wie es in der Nähe der Bohrung ODP 693 zu beobachten ist, oder durch eine sehr feine regelmäßige Schichtung. Beide Muster entsprechen anscheinend den selben Schichten, nur sind sie im zweiten Fall nicht mobil ge-

worden. Als dritte Möglichkeit ist W3 von einem Erosionsereignis in einer Winkeldiskordanz abgeschnitten worden.

Im Verlauf der Sedimentationslücke zwischen ca. 100 - 35 Ma haben dann beide Geländestufen an Höhe und damit an Reliefenergie zugenommen. Deutlich zu sehen ist dies nahe dem Kontinentalhang, wo alle Schichtungen der Einheit W3 bis hinunter zu deren Basis durch den

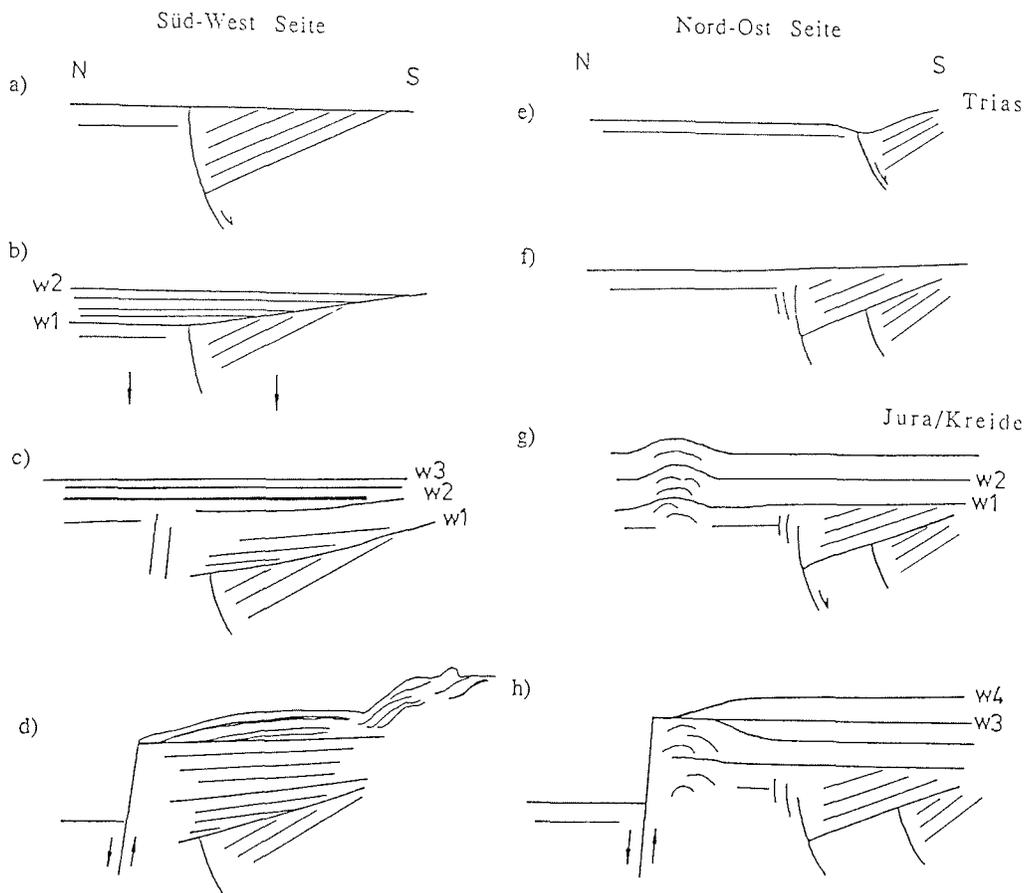


Abb. 5.3: Die Abbildungen a) bis d) auf der linken Seite zeigen die Entwicklung des Kontinentalrandes auf der südwestlichen Seite des Wegener Canyons. Nach den Altersabschätzungen aus den Sedimentationsraten ist a) der Zustand in der Trias, b) während des Jura, c) an der Wende Jura zu Kreide und d) ab der unteren Kreide. Die Abbildungen e) bis f) der rechten Spalte geben die unterschiedliche Entwicklung der nordöstlichen Seite des Wegener Canyons wieder. Der wesentliche Unterschied besteht in der Ausbildung der Barriere.

Einfluß von Strömungen zerstört sind. Diese Strömungen können Wasserströmungen parallel zum Kontinentalabhang gewesen sein, wo sie "channel & fill" Strukturen bildeten. Sicher aber treten energiereiche Schlammströme auf, die den Abhang herunterfließen und ältere Horizonte tiefgreifend zerstören (Profil 87095, südlicher Teil, Abb. 4.2.3).

Zusammenfassend ist für die Entwicklung bis einschließlich des Paläogens folgendes festzustellen: zu Beginn der Kreide existieren am Kontinentalrand noch hemipelagische Bedingungen mit anoxischen Bodenwasserbereichen. Im Apt und Alb zeichnen sich zunehmend sauerstoffführende Meeresströmungen ab, die mit der Öffnung eines Tiefwasserbereiches einhergehen. Der Tiefwasserbereich öffnet sich an der Stelle des heutigen Explora Escarpments und der Barriere, die im Bereich des Wegener Canyons zusammenfallen. Die Zeit der oberen Kreide und des Paläogens sind vermutlich durch geringe Sedimentationsraten (< 5 m/Ma) gekennzeichnet (Shipboard Sci. Party, ODP Leg 113), die im Eozän von starken Strömungen wieder erodiert wurden. Die Oberfläche der Einheit W3 zeigt bereits alle Merkmale der heutigen Meeresbodentopographie, d. h. die heutigen morphologischen Hochlagen sind auch Hochlagen von W3. Die Ablagerungen des Oligozäns lagern sich also offensichtlich auf einer Oberfläche ab, die bereits ein Strömungsmuster ähnlich dem heutigen unterworfen war. Demnach hat auch der Wegener Canyon, der die Abkehr von der alten, WSW-ENE verlaufenden tektonischen Richtung anzeigt, bereits in einer Frühform zu Beginn des Oligozäns bestanden.

Horizont w5

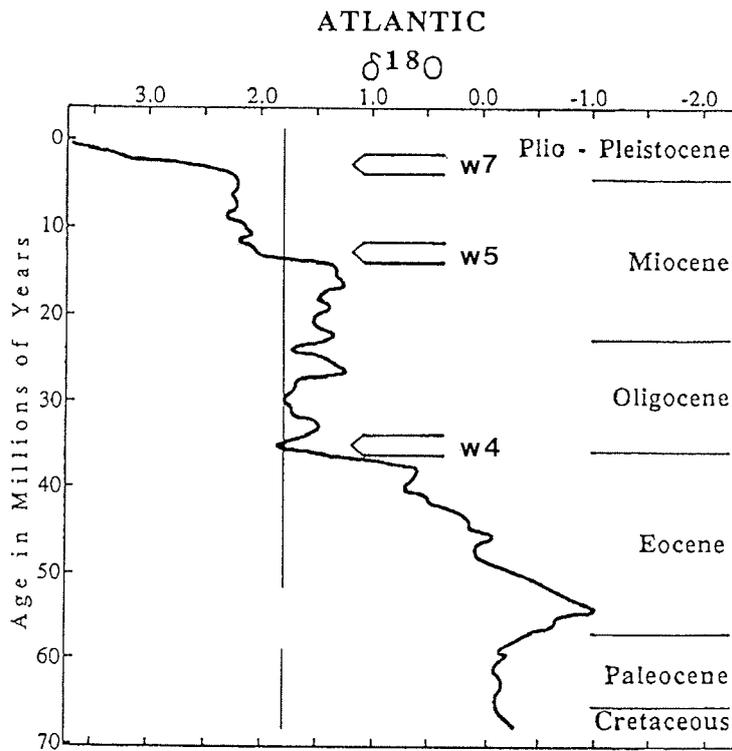
Die Einheit W4 unmittelbar unterhalb von w5 ist nur ca. 120 - 130 m mächtig und enthält Material aus dem unteren und oberen Oligozän sowie aus dem unteren Miozän. An ihrer oberen Diskordanz ist die Einheit durch eine Schichtlücke von ca. 5 - 6 Ma von den Ablagerungen des oberen Miozäns getrennt (Shipboard Sci. Party, Site 693, ODP Leg 113). Dieser Hiatus ist verbunden mit einem starken und kontinuierlichen Reflektor.

Von größerer Bedeutung für die seismische Stratigraphie ist aber der Wechsel zu einer neuen Fazies mit einer feingebetteten Schichtung von parallelen, kontinuierlichen Reflektoren in der auflagernden Einheit W5. Ein dünner, nannofossilienreicher Tonstein direkt über der Schichtlücke des mittleren Miozäns ist vermutlich mit verantwortlich für die guten Reflexionseigenschaften von w5.

Die feinschichtige Sedimentation oberhalb von w5 ist das Ergebnis von verstärkt glazial marin geprägten Bedingungen, auf Grund des Ausklügens eines Interglazials auf dem antarktischen Kontinent seit dem mittleren Miozän. Diese Abkühlung ist gut belegt in den $\delta^{18}\text{O}$ Kurven von benthischen Foraminiferen aus DSDP Bohrungen im Südatlantik (Miller et al., 1987) (Abb. 5.4). Der ^{18}O Gehalt im Ozean ist ein Maß für die Vereisung der Kontinente, da in meteorischem Inlandeis bevorzugt ^{16}O abgelagert wird, während das schwerere Isotop ^{18}O auf Grund der geringeren Verdunstung angereichert im Ozean verbleibt. Damit steht ^{18}O angereichert für den Aufbau der Skelette benthischer Foraminiferen zur Verfügung.

In der Abbildung 5.4 gibt die horizontale Achse den $\delta^{18}\text{O}$ Wert an, korrigiert auf *Cibicidoides* und bezogen auf den PDB Standard. Der δ -Wert ist die Abweichung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisses gegenüber dem PDB Standard, ausgedrückt in Promille. Ab einem Verhältniswert von 1,8 nimmt man großflächige kontinentale Vereisung an.

In den ungestapelten Sektionen sind weitere Horizonte oberhalb von W5 auszumachen. Sie werden detailliert beschrieben in Miller et al. (1990). Insbesondere ist der Sprung in der seismischen Geschwindigkeit von 1600 auf 1680 m/s in der Bohrung ODP 693 einem lokalen Hiatus vom Miozän zum Pliozän zuzuordnen. Die Einheiten W5 und W6 oberhalb des Reflektors w5 sind nur an der Stelle des morphologischen Hochs im Bereich der Bohrung ODP 693 zu finden. Sie werden von den Sedimenten des oberen Pliozäns bis Pleistozäns diskordant überlagert, wobei die Grenzfläche eine Erosionsfläche im oberen Pliozän darstellt. Dies steht in sehr guter Korrelation mit den Ergebnissen der $\delta^{18}\text{O}$ Untersuchungen und dem Beginn einer Vereisungsphase vor 3 - 4 Millionen Jahren.



(nach Miller et al., 1987)

Abb. 5.4: Die $\delta^{18}\text{O}$ Kurven aus den Schalen benthischer Foraminiferen in DSDP Bohrungen des Südatlantiks. Links der senkrechten Linie bei 1,8 ‰ herrschen vermutlich großflächige Vereisungen vor. Die in ODP 693 gefundenen Schichtlücken korrelieren gut mit den Vereisungen und den damit verbundenen Meeresspiegelsenkungen. (Zur Achsenskalierung siehe Text)

5.2 Fazit

Die Interpretation der seismostratigraphischen Horizonte ergab folgende Erkenntnisse:

- Die "dipping reflectors" bilden die Basis eines sedimentären Beckens. Diese "dipping reflectors" sind an eine Bruchstruktur gebunden, die unter dem heutigen Kontinentalschelf liegt. Sie enthalten mit großer Wahrscheinlichkeit magmatisches Material.
- Die "dipping reflector" Einheit wird von einer Winkeldiskordanz begrenzt, dem Reflektor w1, für den sehr wahrscheinlich ein Alter von mehr als 180 Ma angenommen werden kann. Der Horizont w1 liegt in einer Tiefe von 3000 bis 5000 m unter dem Meeresspiegel, es muß also eine Absenkung von mindestens 3000 m seit dem Jura stattgefunden haben plus einer Rotation des abgesunkenen Blocks zur Ozeanseite.
- Eine Unterscheidung der Entwicklung beider Seiten des Wegener Canyons ist bereits zur Zeit von Horizont w1 möglich.
- Die tektonischen Lineationen verlaufen zur Zeit der Bildung der "dipping reflectors" in einer anderen Richtung als das Explora Escarpment. Sie bilden einen Winkel von 15° - 25° mit dem Escarpment und verlaufen heute ESE - WSW.
- Danach ändern sich die Bedingungen zum ersten mal grundlegend und es werden im folgenden grobklastische Sedimente abgelagert, die aus verwitterten magmatischen Gesteinen stammen.
- Als Liefergebiet der bis zu 1500 m mächtigen Sedimente stehen die Basalte vom Ahlmannryggen und Vestfjella zur Verfügung. Aus der Druckfazies der Basis der Basaltdecken wird deren maximale Mächtigkeit auf über 3000 m im oberen Jura geschätzt (Jacobs, 1990, pers. Mitt.). Trotzdem scheint es unwahrscheinlich, daß eben diese jurassischen Basalte das Material zum Auffüllen des Beckens liefern konnte, da nach dem Altersansatz von Hinz & Krause mit mittlerem bis oberem Jura für w1 beide Volumina gleichzeitig hätten aufgebaut werden müssen. Über alternative Liefergebiete ist bis heute wenig bekannt, weil sie unter dem Inlandeis verborgen sind.

- Mit der Ablagerung der klastischen Sedimente in einem Flachwassermilieu kommt es zur Ausbildung einer Barriere in diesem Flachmeer. Die Barriere ist eine geradlinige Struktur von mehreren hundert Kilometern Länge, die in einem Winkel von 10° - 15° schräg zum Escarpment verläuft. Die Barriere wird als Riffkarbonat angesprochen. Mit dem Auftreten des Reflektors w3 ist die Ära der grobklastischen Sedimentation und der Barriere abgeschlossen.
- Im Horizont w3 ist die zweite große Veränderung des Kontinentalrandes dokumentiert. Diese Grenzfläche ist ebenfalls eine Erosionsfläche, die an der Grenze von Jura zu Kreide datiert ist. Seit der unteren Kreide existieren die großen Einheiten Explora Escarpment und Kontinentalabhang. Es folgt eine Absenkung von ca. 3000 m seit dem Beginn der Kreide, die aber vermutlich im Oliogozän abgeschlossen ist. Der Horizont w3 ist eine Einebnungsfläche, die später keine Rotation zum Ozean hin erfahren hat, sie ist aber Indiz für eine Neigung parallel zum Escarpment in südwestlicher Richtung.
- Die Sedimente der Kreide zeigen mit ihren tonigen bis siltigen Ablagerungen wesentlich ruhigere Bedingungen an. Die Zunahme von Sauerstoff zum Jüngeren dokumentiert aber auch den Beginn einer tiefgreifenden Ozeanströmung und damit die Abkehr vom Flachwassermilieu im Apt.
- In der oberen Kreide hat die Sedimentation stark abgenommen, so daß es oberhalb des Apt nicht mehr als 300 m Sedimentauflage gegeben hat, die später wieder erodiert wurden. Diese Erosion hat submarin auf Grund hoher Strömungsgeschwindigkeiten gewirkt. Als mögliche Ursache einer starken Strömung führen Henriot & Miller (1990b) einen transantarktischen Seeweg im oberen Jura (Campan bis Maastricht) an, der entlang der Linie Ross-Meer - Weddell-Meer verlief.
- Ab Reflektor w4 sind erratische Kiese vorhanden, die ein mit Eisbergen verfrachtetes Material anzeigen. Das höchste Alter des umgebenden Sediments wird mit Mitte unteres Oligozän angegeben. Dies ist aber nicht die älteste nachgewiesene Vereisung der Ostantarktis. In der Prydz Bay gibt es Hinweise auf eine Vereisung am Ende des Eozäns (ca. 40 Ma) (Hambrey et al., 1989).

- Der Reflektor w5 stellt endgültig den Übergang zu einer glazial marin geprägten Sedimentation dar. w5 ist nur an der Stelle der Bohrung ODP 693 ein ebener Horizont, ansonsten bildet er in weiten Teilen eine Winkeldiskordanz mit den Einheiten W4 und W3 wobei sich eine Topographie herausbildet, die bis heute im wesentlichen unverändert geblieben ist.
- Das Öffnen der Drake Passage vor ca. 23 Mio. Jahren mit dem Beginn des zirkumantarktischen Polarstromes schlägt sich nicht in der Sedimentabfolge nieder.
- Der Hiatus w7 im mittleren Miozän fällt zusammen mit der nachgewiesenen großräumigen Vereisung des Kontinentes und bildet gemeinsam mit w5 die charakteristischen seismischen Horizonte als Ausdruck der Vereisungsgeschichte. Da sie in einer Wassertiefe von bis zu 2500 m entstanden sind, können sie kein direkter Ausdruck von ausfließenden Gletschern sein, sondern müssen über einen damit verbundenen sekundären Prozeß, wie das Ausbleiben von Sedimenten und/oder durch ein verändertes ozeanographisches Regime erklärt werden.

Aus diesen Erkenntnissen wird abgeleitet, daß die Entwicklungsgeschichte des Kontinentalrandes in drei Phasen verlief. Die erste ist geprägt durch die subaerisch gebildeten "dipping reflectors" und einer Tektonik, die in WSW-ENE Richtung verlief mit einer untergeordneten Richtung, die in etwa senkrecht darauf stand.

Die zweite Phase ist bestimmt von der Ablagerung grobklastischer Sedimente, deren genaues Alter es noch zu bestimmen gilt und dem Auftreten der Barriere in SW-NE verlaufender Richtung.

Die dritte Phase, die in der unteren Kreide beginnt, ist gekennzeichnet durch die großen Abschiebungen am Explora Escarpment und am Kontinentalhang. Hemipelagische Sedimente kontinentalen Ursprungs werden abgelagert unter dem prägenden Einfluß von Meeresströmungen und glazialen Ereignissen, von denen sich zwei als markante Horizonte verfolgen lassen.

6. Ausblick

Die in dieser Arbeit vorgestellten Detailluntersuchungen des Explora Escarpments und des Wegener Canyons lieferten einen Beitrag zur Klärung einiger Fragen nach der tektonischen Entwicklungsgeschichte. Die Arbeit führte auch zu einer differenzierten Betrachtung des Gebietes.

Mit der Entdeckung des Explora Escarpments sowie der Annahme einer Abschiebung unter dem Kontinentalschelf als Grenzen tektonischer Blöcke muß nun die Frage nach den seitlichen Begrenzungen dieser Blöcke und der Bedeutung der Grenzlinien beantwortet werden.

Das westliche und das östliche Ende des Explora Escarpments unterscheiden sich stark voneinander und sollten daher Ziel weiterer Untersuchungen sein.

Die tiefreichende Blocktektonik erfordert neben der Reflexionsseismik auch den Einsatz von Refraktionsseismik. Erfolgreich durchgeführt werden konnten bereits einige Experimente, bei denen die seismische Anregung mit Luftkanonen auf der Seeseite und die Registrierung mit mobilen und festen (GvN) Landstationen erfolgte. Ganz offensichtlich verändert der Kontinentalrand seinen Charakter von Westen nach Osten erheblich.

Westlich von 20°W stellt ein "failed rift basin" (Hinz & Krause, 1982) die Begrenzung des Kontinents dar. Von 20°W bis 10°W handelt es sich um eine Abschiebungstektonik. Von 10°W bis 0° zergliedert Bruchschollentektonik den Kontinentalrand bis zur Unkenntlichkeit. Östlich von 10°E scheint der Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste gemäß russischen Ergebnissen nach Süden versetzt (Schulze, pers. Mitt.).

Neuere reflexionsseismische Untersuchungen (ANT VIII/5) im Bereich 71°S , 19°W haben gezeigt, daß die bisherige Annahme eines einzelnen Lineaments in der Form des Andenes- und Explora Escarpments nicht mehr realistisch ist.

Zukünftige Arbeiten werden sich also auf die Endpunkte des Explora Escarpments sowie auf die Fortsetzung des Kontinentalrandes nach Osten konzentrieren müssen. Der Ozeanboden nördlich des Explora Escarpments scheint nach den bisherigen Ergebnissen der marinen

Magnetik noch nicht der Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste zu sein. Dieser Übergang ist vermutlich in dem morphologisch vollständig verdeckten Escarpment ca. 100 km nördlich des Explora Escarpments zu sehen. Dieses Escarpment bildet eine Stufe von etwa 1 Sekunde Zweiweglaufzeit im seismischen Basement und ist an der Position 70°S , 18°W auf dem BGR Profil 86-17 in der Nähe des Schußpunkts 2600 aufzufinden (Hinz, unveröffentlichte Daten). Für die Aufklärung der Bruchschollentektonik werden hier sicher weitere Arbeiten mit Gravimetrie, Magnetik und tieferreichender Seismik notwendig sein.

Neben dem Blick auf die tektonischen Ereignisse dürfen die ozeanographischen Bedingungen nicht unberücksichtigt bleiben. Die Schichtlücken des Miozäns und des Plio- und Pleistozäns sind mit größter Wahrscheinlichkeit von submarinen Strömungen erzeugt worden. Welche Strömungsgeschwindigkeit besitzt der Weddell Wirbel aber tatsächlich und welche erosive Wirkung ist damit verbunden? Bringt das Explora Escarpment als Hindernis im Stromquerschnitt des Weddell Wirbels eine Verstärkung der erosiven Wirkung? Geplante aufwendige Strömungsuntersuchungen werden bei der Betrachtung der jüngeren Sedimentationsgeschichte berücksichtigt werden müssen.

Ein wesentliches Problem im Verständnis der Entwicklung des Kontinentalrandes ist nach wie vor die Datierung der Ereignisse. Die Bohrung ODP 693 hat bereits die Problematik verdeutlicht durch das Auffinden einer Schichtlücke von 64 Ma. Die Ergebnisse der Dredgen aus der Wand des Wegener Canyons lieferten grobklastische Sedimente, von denen bisher weder das Alter noch die Sedimentationsrate mit ausreichender Genauigkeit bestimmt werden konnten.

Weitere Maßnahmen zur Datierung wie Dredgen und Bohrungen werden letztlich unerlässlich sein.

8.0 Literaturverzeichnis

- Barker, P. F. & Jahn R. A. G. (1980): A marine geophysical reconnaissance of the Weddell Sea.
Geophys. J. royal astr. Soc., **63**, 271 - 283
- Barker, P. F., Hill, I.A., Weaver, S.D. & Pankhurst, R.J. (1982):
The Origin of the eastern South Scotia Ridge as an
Intraoceanic Island Arc.
In: Craddock, C.C. (ed.) Antarctic Geoscience, Univ. of
Wisconsin Press, pp 203 - 211
- Barker, P. F. & Griffiths, D. H. (1972): The evolution of the Scotia Ridge and
Scotia Sea
Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, **271**, 151 - 183
- Brown, L. F. jr. & Fisher, W. L. (1976): Seismic stratigraphic
Interpretation of Depositional Systems: Examples from
Brazilian Rift and Pull-Apart Basins.
In: Payton, L. E. (ed.): Seismic Stratigraphy - applications to
hydrocarbon exploration.
AAPG Memoir, No. **26**, Tulsa, 213 - 248
- Bubb, J. N. & Hatlelid, W. G. (1977): Seismic recognition of Carbonate
Buildups
In: Payton, L. E. (ed.): Seismic Stratigraphy - application to
hydrocarbon exploration,
AAPG Memoir, No. **26**, Tulsa, Oklahoma, 185 - 204
- De Buyl, M. & Flores, G. (1986): The southern Mozambique Basin: The
most promising Hydrocarbon Province offshore East Africa
In: Halbouty, M. T. (ed.): Future Petroleum Provinces of the
World
AAPG Memoirs, No. **40**, Tulsa, 399 - 426
- Dix, C. H. (1955): Seismic velocities from surface measurements
Geophysics, **16**, 63 - 80
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. (1989): The Norwegian Continental
Margin: Tectonic, Volcanic, and Paleoenvironmental
Framework.
In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Sci.
Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program)

- Elliot, D. H. (1972): Aspects of Antarctic Geology and Drift Reconstructions.
In: Adie, R. J. (ed.), Antarctic Geology and Geophysics, IUGSI, Universitetsforlaget, Oslo, 849 - 858
- Fahrbach, E. (1988): Meteorological and Oceanological Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3),
Berichte zur Polarforschung, **46**
- Fossum, B. A., Maisey, G. H. & Tossen, H. O. (1980): Marine Geophysical Research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976 - 1977
In: Oliver, James & Jago (eds.), Antarctic Earth Science, Australian Acad. of Sc., Canberra, 397 - 405
- Fütterer, D. K., Kuhn, G. & Schenke, H.W. (1990): Wegener Canyon Bathymetry and Results from Rock Dredging near ODP Sites 691 - 693 Weddell Sea, Antarctica.
Proc. ODP, Sci. Results, Vol. 113 B, College Station, TX (Ocean Drilling Program)
- Gardner, G. H. F. (ed.) (1985): Migration of seismic data
Geophysics reprint Ser., No. 4, SEG, Tulsa, Oklahoma, 462 pp
- Grikurov, G. E. (1982): Tectonics of the Antarctic.
In: Adie, R.J. (ed.), Antarctic Geology and Geophysics, IUGSI, Universitetsforlaget, Oslo, 163 - 167
- Grikurov, G. E., Ravich, M.G. & Soloviev, D. S. (1982): Tectonics of Antarctica.
In: Adie, R.J. (ed.), Antarctic Geology and Geophysics, IUGSI, Universitetsforlaget, Oslo, 457 - 468
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalrand vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See
Berichte zur Polarforschung, **27**, 127 pp
- Hambrey, J. H., Larsen, B., Ehrmann, W. U. and ODP Leg 119 Shipboard Sci. Party (1989): Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program
Polar Record, **25** (153), 99 - 106

- Haq, U. B., Hardenbol, J. & Vail, R. V. (1987): Chronology of fluctuating Sea Levels Since the Triassic
Science, **68**, 1156 - 1166
- Harjes, H.-P. (1985): Reflexionsseismik
In: Bender, F. (Ed.): Angewandte Geowissenschaften, Bd. II
Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 766 pp
- Haugland, K. (1982): Seismic Reconnaissance in the Weddell Sea
In: Craddock, C. (ed.) Antarctic Geoscience, Univ. of Wisconsin Press, 405 - 413
- Haugland, K., Kristoffersen, Y. & Velde, A. (1985): Seismic investigations in the Weddell Sea Embayment
Tectonophysics, **114**, 293 - 315
- Henriet, J.-P., Miller, H., Meissner, R., Moons, A., Huws, D., Jokat, W., Kaul, N., Van Heuverswyn, E., & Versteeg, W. (1990a): Reflection Seismic Investigations in the Weddell Sea and along the Antarctic Peninsula
Belgian Sci. Res. Programme on Antarctica, Science Policy Office of Belgium, Brussels
- Henriet, J.-P. & Miller, H. (1990b): Some speculations regarding the nature of the Explora-Andenes Escarpment
In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.): "Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic", Dordrecht (Kluwer Acad. Publisher Group) 163 - 172
- Hinz, K. (1978): Bericht über geophysikalische Untersuchungen im Weddell Meer und am ostantarktischen Kontinentalrand mit "M/S Explorer"
BGR Archiv No: 79617, Hannover
- Hinz, K. (1981): A Hypothesis of terrestrial catastrophes - Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins - their origin and paleoenvironmental Significance.
Geol. Jahrb., **E22**, 3 - 28
- Hinz, K. & Krause, W. (1982): The continental, Margin of Queen Maud Land, Antarctica : Seismic sequences, structural elements and geological development.
Geol. Jahrbuch, **E23**, 17 - 41

- Hinz, K. & Kristoffersen, Y. (1987): Antarctica, recent advances in the understanding of the continental shelf
Geol. Jahrb., **E37**, 54 pp
- Hubral, P. & Krey, T. (1980): Interval Velocities from Seismic Reflection Time Measurements
SEG, Tulsa, Oklahoma, 203 pp
- Johnson, G. L. and Vanney, J. R. (1981): Antarctic bathymetry.
Canadian Hydrographic Office. GEBCO sheet 5.18
- Kristoffersen, Y. & Haugland, K. (1986): Geophysical evidence for East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea
Nature, **322**, 538 - 541
- Kuvaas, B. & Kristoffersen, Y. (1990): The Crary Fan: A trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica
Marine Geology (im Druck)
- LaBrecque, J. L. & Barker, P. (1981): The age of the Weddell Basin
Nature, **290**, 489 - 492
- LaBrecque, J. L., Kent, D. V. & Cande, S. C. (1977): Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time
Geology, **5**, 330 - 335
- Lawver, L. A. & Scotese, C. R. (1988): A Revised Fit of Gondwana
In: McKenzie, G. D. (ed.): Gondwana Six: Structure, Tectonic and Geophysics, Geophysical Monograph **40**, 17 - 23,
American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Miller, H., Henriot, J.-P., Kaul, N. & Moons, A. (1990): A fine scale seismic stratigraphy of the Eastern margin of the Weddell Sea.
In: Bleil, U. & Thiede, J. (Eds.): "Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic", Dordrecht (Kluwer Acad. Publisher Group) 131 - 162
- Miller, K. G. & Kent, D. V. (1987): Testing Cenozoic eustatic changes: the critical role of stratigraphic resolution. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, **24**, 51 - 56
- Mitchum, R. M., Jr., Vail, P. R. & Thompson, S., III (1977): The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis

- In: Payton, L. E. (ed.): Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, AAPG Memoir, No. 26, Tulsa, Oklahoma, 53 - 62
- Neethling, D. C. (1972): Submarine and subglacial Morphology, Kronprinz Märthe Kyst, Dronning Maud Land
In: Adie, R. J. (ed): Antarctic Geology and Geophysics, Oslo, Universitetsforlaget, 705 - 711
- Okuda, Y., Yamazuki, T., Sato, S., Saki, T., Okinawa, N. (1982):
Framework of the Weddell Basin inferred from the new geophysical and geological data.
National Inst. of Polar Res., Memoirs, Oct. 1983
Tokyo, Special Issue No. 28., Symposium on Antarctic Geoscience, 3rd, 1982, Proceedings, 93 - 114
- Peters, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen.
Berichte zur Polarforschung, 61, 186 pp
- Rex, D. C. and Tanner, P. W. G. (1982): Precambrian age for gneisses at Cape Meredith in the Falkland Islands.
In: Craddock, C. (ed.): Antarctic Geoscience, Madison, Wisconsin, Univ. of Wisconsin Press, 107 - 108
- Sandwell, D. T. (1984): Thermomechanical Evolution of Oceanic Fracture Zones.
J. geophys. Res., 89 B, 11401 - 11413
- Sheriff, R. E. & Geldart, L.P. (1983): Exploration seismology, Vol I & II
Cambridge Univ. Press
- Shipboard Scientific Party, 1988. Sites 691 and 692, Site 693.
In: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 113: College Station, TX, (Ocean Drilling Program).
- Spieß, V. (1985): Analyse und Interpretation zwei- und dreidimensionaler mariner magnetischer Anomalien
Berichte des Institutes für Geophysik der Ruhr-Universität Bochum, Reihe A, Nr. 17
- Telford, W. M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A. (1976):

Applied Geophysics
Cambridge Univ. Press, 860 pp

Tsuboi, C. (1979): Gravity
George Allen & Unwin (London), 254 pp

Webster, M. G. (ed.) (1978): Deconvolution
Geophysics reprint series, No. 1, SEG, Tulsa, Oklahoma, 482 pp

Wille, P. (1986): Acoustic properties of the Ocean
In: Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus
Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie
Springer Verlag Berlin

Woodcock & Fisher (1986): Strike slip duplexes
Journal of Structural Geology, **8**, 725 - 735

Danksagung

Herrn Professor H. Miller danke ich für die Betreuung und Förderung dieser Arbeit und der Möglichkeit, ein Thema in der Reflexionsseismik mit den guten Mitteln des Alfred-Wegener-Institutes durchführen zu können.

Mein herzlicher Dank gilt Herrn Professor Bleil für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Eine besondere Erwähnung sollen die Kollegen vom Renard Centre of Marine Geology in Gent, namentlich in Vertretung aller Herr Professor J.P. Henriët, finden, ohne deren know how und unermüdlichen Einsatz diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Für den Einsatz bei der Korrektur der Magnetikdaten danke ich speziell Herrn Dr. A. Brodscholl und Herrn Dr. V. Spieß für die unkomplizierte Möglichkeit der Darstellung.

Der bathymetrischen Arbeitsgruppe des Instituts, namentlich Herrn Dr. Schenke, Herrn F. Niederjasper und Herrn S. Steinmetz, gilt mein Dank für die Hilfestellung bei der Kunst der Kartenerstellung.

Für die gute Zusammenarbeit mit der BGR und die Möglichkeit der Einsichtnahme in die seismischen Profile der BGR gilt mein besonderer Dank Herrn Professor K. Hinz.

Allen Mitarbeitern der geophysikalischen Abteilung des Instituts sei ebenfalls herzlich gedankt für die angenehme Arbeitsatmosphäre und ihren Einsatz, ohne den das Datenmaterial nicht zu gewinnen gewesen wäre. Insbesondere danke ich Herrn Dr. W. Jokat für die ständige Diskussionsbereitschaft.

Nicht zuletzt soll den Offizieren und der Mannschaft von FS Polarstern mein herzlicher Dank ausgesprochen werden für das Einfühlungsvermögen und das Engagement während der beiden Meßfahrten ANT V/4 und ANT VIII/5 in denen das vorliegende Datenmaterial gesammelt wurde.