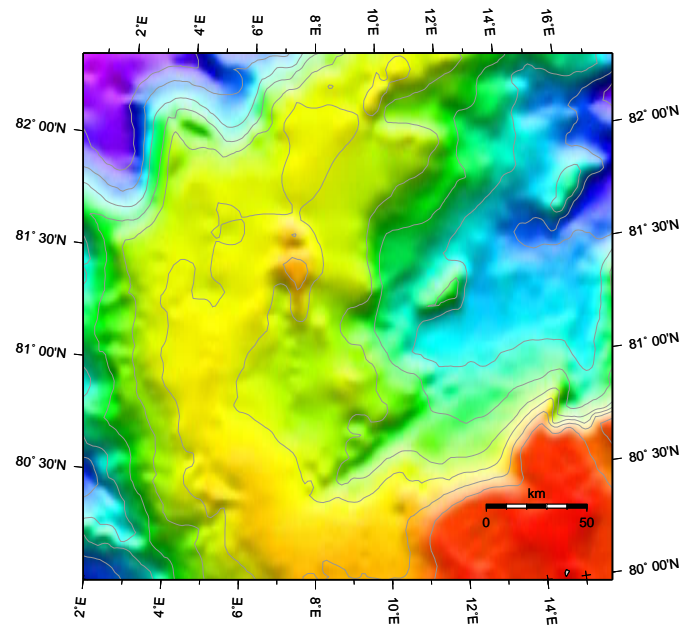


Die Sedimentstruktur des nördlichen Yermak Plateaus (N-Svalbard)



Diplomarbeit

von
Anett Medow

vorgelegt
am Institut für Geowissenschaften, CAU Kiel

10. März 2004

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig angefertigt und keine weiteren außer den angegebenen Quellen und Hilfsmitteln verwendet habe. Wörtlich oder inhaltlich entnommene Stellen sind als solche kenntlich gemacht.

Bremerhaven, den 10.03.2004

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	iii
Abstract	v
1 Einleitung	1
2 Übersicht über das Arbeitsgebiet	3
2.1 Bathymetrische Übersicht	3
2.2 Geologische Übersicht	3
2.2.1 Geologische Entwicklung	3
2.2.2 Aufbau und Gesteine des Svalbardarchipels und des Yermak Plateaus	6
2.2.3 Glaziale Geschichte	7
2.3 Geophysikalische Voruntersuchungen	9
2.3.1 Seismik	9
2.3.2 Gravimetrie	14
2.3.3 Magnetik	14
2.3.4 Wärmestrommessungen	15
2.4 Wissenschaftliche Bohrungen	15
3 Refraktionsseismik	17
3.1 Akquisition der refraktionsseismischen Daten	17
3.2 Datenbearbeitung	17
3.3 Auswertung	19
3.4 Modelle	22
4 Reflexionsseismik	33
4.1 Akquisition	33
4.2 Datenbearbeitung	34
4.2.1 Grundlegende Datenbearbeitung	34
4.2.2 Geschwindigkeitsanalyse	38
4.3 Multiple Reflexionen	39
4.3.1 Multiplendämpfung durch prädiktive Dekonvolution	39
4.3.2 Multiplendämpfung durch Stapelung	41
4.3.3 Multiplendämpfung im f-k-Bereich	42
4.3.4 Multiplenunterdrückung im τ - p -Bereich	44
4.4 Zeit-Tiefen-Transformation	50
5 Pseudoschweretransformation	55
5.1 Datengrundlage	55
5.2 Potentialfeldtransformation	55
5.2.1 Theoretischer Hintergrund	55
5.2.2 Darstellung der Ergebnisse	58

6	Interpretation	65
6.1	Profilbeschreibung	65
6.2	Sedimentstruktur	66
6.2.1	ODP-Bohrloch 910	66
6.2.2	Interpretation der seismischen Daten	70
6.2.3	Gasvorkommen	74
6.2.4	Spezielle Sedimentstrukturen	74
6.3	Sedimentverteilung	77
6.4	Krustenstruktur	78
6.5	Diskussion	85
6.5.1	Sedimente auf dem Yermak Plateau	85
6.5.2	Krustenstruktur	86
7	Zusammenfassung und Ausblick	87
	Literaturverzeichnis	89
	Danksagung	93
A	Allgemein	95
	Anhang A	95
B	Modelle der Sonobojen mit zugehörigen Laufzeitkurven	99
	Anhang B	99
C	Gestapelte Zeitsektionen	105
	Anhang C	105
D	Tiefensektionen	119
	Anhang D	119

Zusammenfassung

Das Yermak Plateau ist eine relativ junge geologische Struktur (ca. 36 Mio a), welches sich nordwestlich vom kontinentalen Schelf Svalbards zwischen 80° und 83°N sowie 0° und 20°E erstreckt. Die Entstehungsgeschichte und der Aufbau des Plateaus sind noch nicht bis ins Detail bekannt.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden reflexions- und refraktionsseismische Daten der Expedition ARK-XVIII/2 mit dem Forschungseisbrecher FS „Polarstern“, die auf dem nördlichen Yermak Plateau gemessen wurden, bearbeitet. Es handelt sich um Daten von sieben Sonobojen und 13 reflexionsseismischen Profilen mit einer Gesamtlänge von 725 km. Zwischen zwei der südlicheren Profilen liegt die Lokation des ODP-Bohrloches 910.

Es wurden auf der Datenbasis der Weitwinkelseismik Sedimentgeschwindigkeiten von 1.55 km/s bis 3.60 km/s sowie für die vereinzelt erkennbaren Krustenblöcke Geschwindigkeiten ab 2.30 km/s bis 6.00 km/s durch Modellierung bestimmt. Die Sedimente werden aufgrund der modellierten Geschwindigkeiten sowie der Erkenntnisse aus dem ODP-Bohrloch 910 als Ton- und Siltsteinlagen interpretiert. Für die Krustenblöcke wird angenommen, daß sie, aufgrund der geringen P-Wellengeschwindigkeiten an der Oberfläche, stark zerklüftet sind.

In der Bearbeitung der reflexionsseismischen Daten war die Multiplenunterdrückung ein Schwerpunkt. Es wurden verschiedene Verfahren getestet und mit der parabolischen Radontransformation die besten Ergebnisse erzielt. Es wurde eine Tiefenkonversion durchgeführt. Dabei handelt es sich um eine Dehnungsfunktion, die über die Geschwindigkeitsmodelle der Weitwinkelseismik definiert wurde. In den tiefenkonvertierten Daten wurden drei aus dem ODP-Bohrloch bestimmte Untereinheiten über die Profile korreliert und kartiert.

Die Daten zeigen Sedimentmächtigkeiten von mehr als 1000 m sowie einzelne herausragende Krustenblöcke. Die jüngste Schicht zeigt höhere Ablagerungsraten in den nördlichen Profilen sowie Erosionshorizonte bzw. Horizonte mit Eisbergkratzspuren, die auf eine Eisbedeckung großer Mächtigkeit hinweisen. Es wurde gezeigt, daß die älteste kartierte Sedimenteinheit sowie Krustenblöcke in Nord-Süd-Richtung streichen, während die beiden jüngeren Sedimenteinheiten eine vorherrschende Ost-West Streichrichtung zeigen. Aufgrund des verstärkten Auftretens von Eisbergkratzspuren im südlichen Teil und vermehrten Erosionshorizonten im nördlichen Teil wurde eine Bewegung der Eismassen in Nord-Süd-Richtung angenommen. An Krustenblöcken abgelagerte Sedimente zeigen ausgeprägte Strömungsstrukturen, die auf eine Süd-Nord-Paläoströmungsrichtung schließen lassen. Es wurde ein Strömungskanal identifiziert, der ab dem Pliozän mit Sedimenten verfüllt wurde. Das weist auf veränderte Ablagerungsbedingungen ab dem Pliozän hin.

Die kartierten Sedimentschichten zeigen eine ungestörte Ablagerung, was bedeutet, daß die Krustenblöcke nicht in die Sedimente intrudiert sind. Es haben keine tektonischen Aktivitäten nach Ablagerung der Sedimente auf dem Yermak Plateau stattgefunden.

Es konnte eine Unterteilung des Yermak Plateaus in einen magnetisch ruhigen südlichen und einen magnetisch unruhigen nördlichen Teil mit einer scharf definierten Grenze bestätigt werden. Es konnte keine vergleichbare Grenze im Schwerfeld identifiziert und somit keine Unterteilung des Plateaus aufgrund von Dichteunterschieden im Untergrund getroffen werden. Das heißt, es ist kein Wechsel in der Krustenstruktur des Yermak Plateaus nachweisbar.

Abstract

The Yermak Plateau is a relatively young geological feature (about 36 Mio a) whose origin is still not known in detail. The northern part is proposed to be oceanic and the southern part continental. It is located North of Svalbard between 80° and 83°N and 0° and 20°E.

In 2002 the northern part of the Yermak Plateau was geophysically explored with the research icebreaker „RV Polarstern“. Gravity and seismic data were acquired. Parallel to the steep angle data recording (13 profiles, 725 km) wide-angle data (seven sonobuoys) were acquired to determine the sediment and the upper crustal velocities. The aim was to extend the seismic network as far north and east as the ice conditions allowed. The drilling site ODP 910 has been crossed.

In this thesis the acquired data have been processed, modelled and interpreted. The wide-angle data showed sediment velocities of 1.55 km/s to 3.60 km/s. Sediment has been interpreted to be clayey silt and silty clay. The basement mounds showed velocities of 2.30 km/s on the surface to 6.00 km/s in depth. The low crustal velocity of 2.30 km/s indicates a rugged surface of the mounds.

The multiple attenuation has been a main focus in the seismic reflection data processing. After testing different methods best results have been achieved with the parabolic radon transformation. In addition a depth conversion was applied. The velocity-depth-models of the wide-angle data have been used to determine the stretch function to the seismic reflexion profiles. Three subunits defined for the ODP site 910. These units have been correlated and mapped.

Sediment thicknesses of more than 1000 m and basement mounds have been found. The youngest mapped sediment unit shows higher depositional rates in the northern part of the profiles. The structures mapped for the oldest unit showed a north-west striking direction. This changes for the younger units in east-west direction. Erosion horizons in the northern part and iceberg plowmarks in the southern part suggest a north-south movement of an ice coverage with a great thickness. The existence of contourites show a depositional environment controlled by bottom currents. A paleo flow-channel has been observed. The channel was filled up since the pliocene. This fact suggests different depositional conditions since this time. Due to the characteristics of the observed structures a north-south paleo-watercurrent direction has been proposed.

The mapped sedimentary subunits are deposited undisturbed. The basement mounds did not intrude into the sedimentary layers. There is no evidence for any tectonic activity after the deposition of the sediments.

The existence of a boundary between the northern and southern part of the Plateau could be confirmed with the magnetic field data. There is no evidence for the existence of this boundary in the gravity field. Hence, no change in the crustal structure of the Yermak Plateau could be detected with the used data.

1 Einleitung

Bei einer Expedition mit dem Forschungseisbrecher FS „Polarstern“ ist es einem Team des Alfred-Wegener-Institutes im Jahr 2002 gelungen, das nördliche Yermak Plateau im Rahmen der Expedition ARK-XVIII/2 mit verschiedenen geophysikalischen Meßverfahren zu kartieren. Bei den angewendeten Verfahren handelt es sich um Reflexions- und Refraktionsseismik, Gravimetrie und Magnetik. Mit Hilfe der gemessenen Daten sollen neue Erkenntnisse über den bis dahin aufgrund schwieriger Eisbedingungen noch weitgehend unerforschten, nördlichen Teil des Yermak Plateaus gewonnen werden.

Die känozoische Öffnung des Nordatlantiks führte zur Entstehung eines komplexen Musters des mittelozeanischen Rückens und der Störungszonen in der Framstraße entlang des Randes des Eurasischen Kontinents (Boebel, 2000). Die Geschichte der Meeresbodenspreizung in der Framstraße ist wahrscheinlich jünger als 20 Mio a und wurde begleitet von Dehnungs- und Blattverschiebungs-Bewegungen (*strike-slip*) zwischen Svalbard und Nordgrönland (Eldholm et al., 1990; Boebel, 2000). Es wird angenommen, daß das Yermak Plateau und das Morris Jesup Rise mit *Hot Spot* Aktivitäten während dieser Trennung in Verbindung standen und daß sie zwei Teile eines ozeanischen Plateaus darstellen, welches an der Plattengrenze des Gakkelrückens gefunden wurde (Feden et al., 1979; Jackson et al., 1984). Der nördliche Teil des Yermak Plateaus zeigt eine starke magnetische Anomalie mit großen Wellenlängen (Feden et al., 1979). Der magnetisch ruhige Teil des Plateaus wird als kontinental angenommen (Jackson et al., 1984). Dies führt zu der Annahme, daß das Plateau eine duale Entstehungsgeschichte zeigt (Ritzmann und Jokat, 2003).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden reflexions- und refraktionsseismische Daten, die während der Expedition gemessen wurden, prozessiert, modelliert und interpretiert. Ein Schwerpunkt bei der Bearbeitung liegt auf der Multiplenunterdrückung in den reflexionsseismischen Daten. Es sollen weiterhin Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle aus den refraktionsseismischen Daten erstellt werden. Aus den modellierten P-Wellengeschwindigkeiten ist es möglich, Gesteinsarten zu bestimmen, aus denen das Plateau aufgebaut ist. Es sollen Aussagen über die Ablagerungsbedingungen der Sedimente auf dem Plateau getroffen sowie der glaziale Einfluß geprüft werden. Ziel ist es, Sediment- und Krustenstruktur des Yermak Plateaus zu beschreiben und zu interpretieren. Weiterhin soll überprüft werden, ob auf dem Yermak Plateau eine Grenze zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil definiert werden kann, die auf einen Wechsel in der Krustenstruktur hinweist. Die Arbeit ist wie folgt aufgebaut.

Im folgenden Kapitel 2 wird das Arbeitsgebiet geographisch eingeordnet und beschrieben. Außerdem wird ein Überblick über den Stand wissenschaftlicher Erkenntnisse dieses Gebietes gegeben. Im Kapitel 3 werden die Bearbeitungsschritte für die refraktionsseismischen Daten und der Weg zum finalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modell beschrieben. Die Modelle werden vorgestellt und eine Fehlerbetrachtung wird vorgenommen. Die Durchführung der reflexionsseismischen Messungen sowie die Bearbeitung der Daten wird im Kapitel 4 beschrieben. Ein Schwerpunkt liegt auf der Abschwächung von Multiplen. Es wurde mit dem Programm FOCUS/DISCO gearbeitet und es werden wichtige Arbeitsschritte mit diesem Programm beschrieben. In diesem Kapitel ist auch das Verfahren zur Tiefenkonversion der reflexionsseismischen Daten mit Hilfe der Modelle aus der Refrak-

tionsseismik beschrieben und erklärt. Es wurde eine Pseudoschweretransformation durchgeführt und beschrieben. Die dazu genutzten flächendeckenden Daten und die Ergebnisse der Transformation werden im Kapitel 5 vorgestellt. Die gewonnenen Erkenntnisse werden im Kapitel 6 beschrieben, interpretiert und diskutiert. Im Kapitel 7 werden die Ergebnisse der Arbeit kurz dargestellt und es wird ein Ausblick gegeben.

2 Übersicht über das Arbeitsgebiet

2.1 Bathymetrische Übersicht

Das Yermak Plateau ist ein flaches submarines, hufeisenförmiges Plateau (siehe auch Abb. 2.1 und 2.2), welches sich über 400 km nordwestlich vom kontinentalen Schelf Svalbards erstreckt. Das Plateau erhebt sich 2000 m über das Arktische Becken nach Norden und Osten. Es erstreckt sich von Spitsbergen aus bis fast 83°N mit Wassertiefen zwischen 600 und 2000 m. Der nördliche Teil des Plateaus ist permanent mit Eis bedeckt, allerdings kann die Eisgrenze in einigen Jahren auch bis auf 81°N zurückgehen und somit das südliche Yermak Plateau zugänglich werden (Marin, 1993).

Physiographisch ist das Yermak Plateau in zwei verschiedene Regionen geteilt: einerseits der nordwestliche Teil des Yermak Plateaus mit dem Hinlopen Margin (Abb. 2.1), welcher sich zwischen dem Plateau und 20°E (Marin, 1993) befindet, und andererseits dem südlichen Teil des Plateaus. Der südliche Teil erstreckt sich bis 81°N und zeigt Wassertiefen von ca. 700 m mit einigen flachen Bänken. Im Südwesten taucht das Plateau zur Spitsbergen Transformstörung ab. Die Topographie des östlichen Teiles ist mehr blockartig und rauh. Canyons durchschneiden die östliche Flanke des Plateaus. Der nördlichste Teil des Plateaus streicht Nordost. Er verläuft subparallel zum Nansenrücken, welcher heute Gakkelrücken heißt (Myhre et al., 1995).

2.2 Geologische Übersicht

2.2.1 Geologische Entwicklung

Die früheste dextrale Blattverschiebung (*strike-slip* Bewegung) zwischen Svalbard (Eurasia) und Grönland begann vor 80 Mio a Jahren (chron 33) in der späten Kreide, entlang der Trolle-Land Störungszone in NE-Grönland (Abb. 2.1; Håkansson, 1982). Eldholm et al. (1990) schlagen diese als Weiterführung der Senja Störungszone im Nordatlantik (westliche Barentssee) vor. Spätere *strike-slip*-Bewegungen treten entlang des Hornsund Lineaments östlich der Trolle-Land Störungszone auf (Eldholm et al., 1990). Die Entwicklung des juvenilen Eurasischen Beckens begann mit der Spreizung am Gakkelrücken (56 Mio a; chron 24; Kristoffersen, 1990a). Im mittleren Eozän (49 Mio a Jahre, chron 21) wurde die Transpression in West-Svalbard abgelöst durch Transtension.

Transtensionale Bewegungen dominieren seit dem frühen Oligozän (36 Mio a, chron 13). Es besteht Einigkeit darüber, daß sich die Lithosphäre westlich des Hornsund Lineaments gedehnt hat und eine Grabenstruktur entstanden ist (z.B. Eldholm et al., 1990; Müller und Spielhagen, 1990; Crane et al., 1991; Boebel, 2000). Zusätzlich berichten Feden et al. (1979) und Jackson et al. (1984) von erhöhter Manteldiapiraktivität (Yermak *Hot Spot*) während dieser Periode an der Stelle eines früheren Dreifachknotenpunktes (*triple junction*) am östlichen Ende des Gakkelrückens. Diese *triple junction* (Abb. 2.3) wurde durch den juvenilen Gakkelrücken, das Hornsund Lineament und eine Transformstörung ausgehend von Ellesmere Island (Nord-Grönland) geformt. Es wird angenommen, daß das nördliche Yermak Plateau und das Morris Jesup Rise durch exzessiven Vulkanismus in

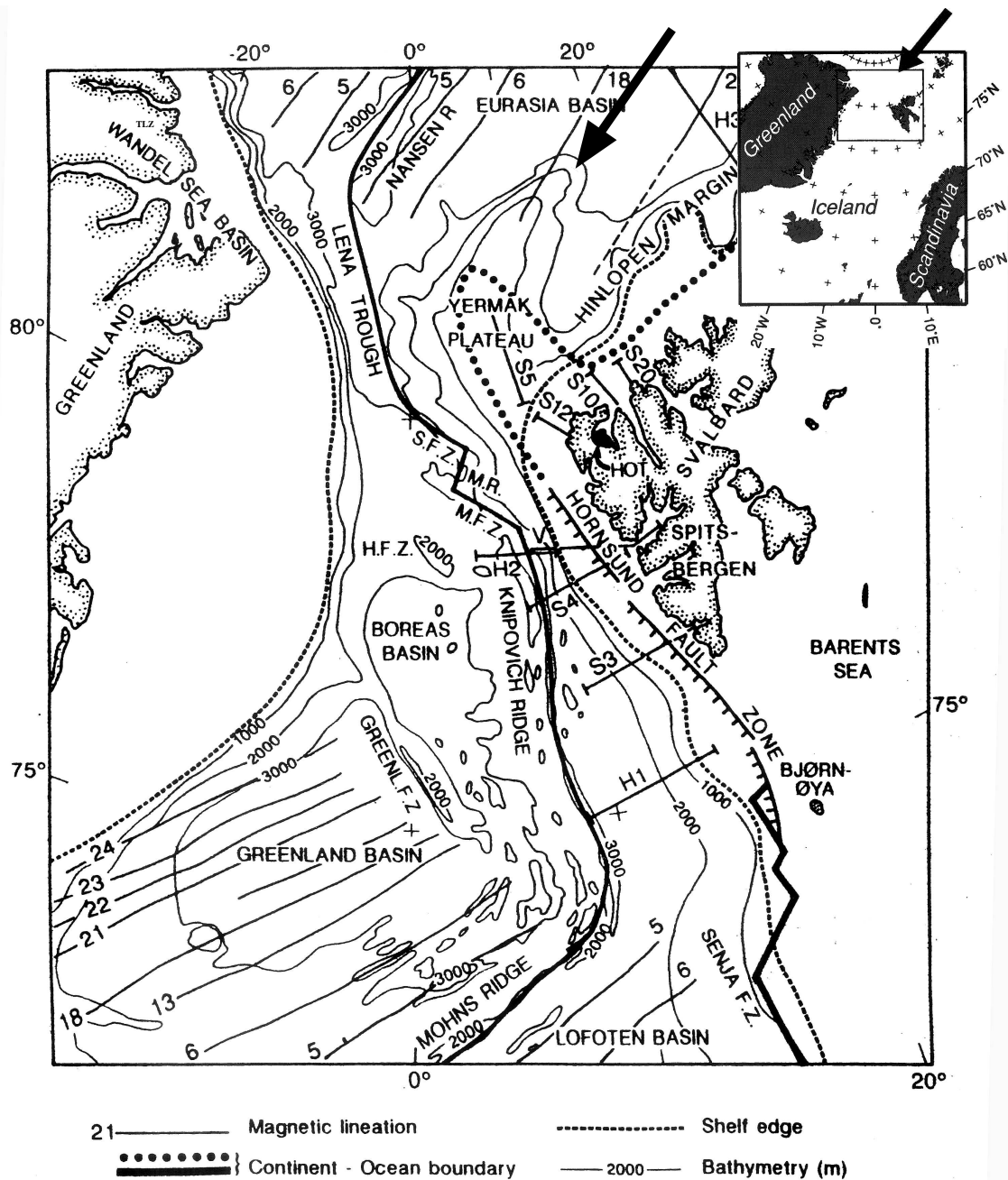


Abbildung 2.1: Übersicht über Hauptmerkmale, physiographische und strukturelle Elemente der Region um das Yermak Plateau, sowie die Lage geophysikalischer Profile von Sundvor und Austegard (1990). (Bathymetrie [m] von Johnson, 1979). HFZ - Hovgaard Störungssone, SFZ - Spitsbergen Störungssone, MFZ - Molloy Störungssone, MR - Molloyrücken, TLZ - Trolle-Land Störungssone; das Morris Jesup Rise befindet sich nördlich vom Wandel Sea Basin. Der Nansenrücken wird heute als Gakkelerücken bezeichnet. Zur Orientierung ist rechts oben eine großräumige Übersichtskarte eingezeichnet (Ritzmann und Jokat, 2003).

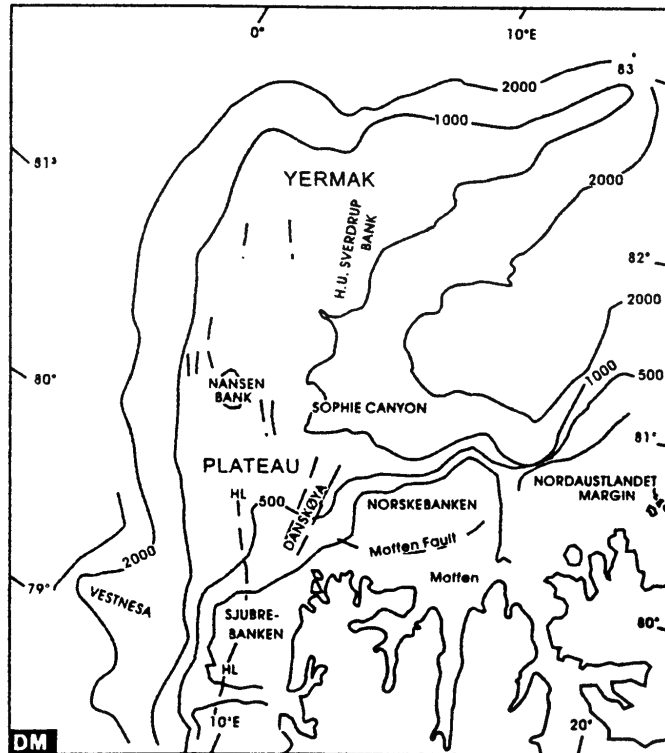


Abbildung 2.2: Wichtige bathymetrische Strukturen nordwestlich von Spitsbergen (Harland, 1997).

Zusammenhang mit der Bildung und dem Aufstieg des Manteldiapirs entstanden sind. Der nordöstliche Teil des Yermak Plateaus besteht demnach aus verdickter ozeanischer Kruste, aufgebaut durch *Hot Spot* Aktivität, während der südliche Teil aus kontinentaler Kruste besteht (Jackson et al., 1984). Weigelt (1998) zieht aufgrund von Schweremodellierungen in Betracht, daß ozeanische und kontinentale Kruste auf dem nordöstlichen Teil des Plateaus fließend ineinander übergehen. Für den südwestlichen Teil nimmt Weigelt (1998) eine Intrusion in kontinentaler Kruste an. Ritzmann und Jokat (2003) widersprechen der These eines Yermak *Hot Spot*, da mit refraktionsseismischen Untersuchungen auf dem Plateau keine Beweise für exzessive magmatische Aktivität erbracht werden konnten. Vor 36 Mio a Jahren begann die Subsidenz des Danskøya Beckens (Abb. 2.6 auf Seite 11) auf dem südlichen Plateau aufgrund transtensionaler Prozesse. Dieses Becken ähnelt einer Dehnungsstruktur (*pull-apart*) (Eiken, 1993a).

Entsprechend des Modells von Boebel (2000) dauerte ein transtensionales tektonisches Regime am westlichen Rand des Yermak Plateaus (Hornsund Lineament) bis zum mittleren Eozän (12 Mio a, chron 5) an. Feden et al. (1979) schlägt erneute Diapiraktivität entlang des westlichen Segments des Gakkelerückens seit Chron 5 vor. Es wird angenommen, daß tertiärer bzw. quartärer Vulkanismus in Nord-Svalbard dadurch angeregt wurde. Abb. 2.4 zeigt die plattentektonische Entwicklung der nordamerikanischen und der europäischen Platte im Arbeitsgebiet vom frühen Oligozän (35 Mio a) bis heute. Die nordamerikanische Platte mit Grönland bewegt sich von der eurasischen Platte weg; das Yermak Plateau und das Morris Jesup Rise bilden getrennte Strukturen aus.

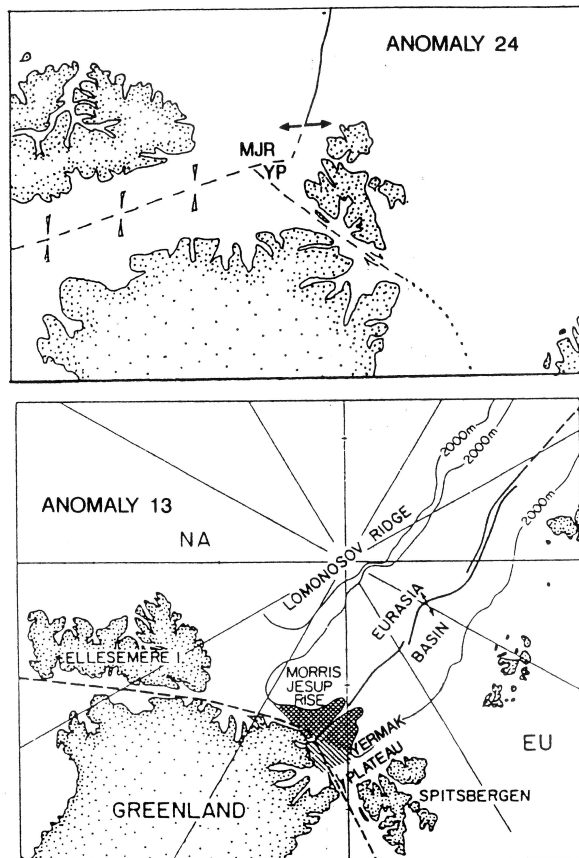


Abbildung 2.3: Plattenrekonstruktionen für Anomalie 24 (56 Mio a Jahre) (Reksnes und Vågenes, 1985) und Anomalie 13 (36 Mio a Jahre) (Jackson et al., 1984). Bei Anomalie 13 (36 Mio a Jahre) formen der Morris Jesup Rise und der ozeanische Teil des Yermak Plateaus eine durchgehende Struktur (gekreuzt schraffiert). Das parallel schraffierte Gebiet stellt den kontinentalen Teil des Plateaus dar.

2.2.2 Aufbau und Gesteine des Svalbardarchipels und des Yermak Plateaus

Eine Übersicht über den geologischen Aufbau Svalbards ist in Abb. A.1 im Anhang A zu sehen. Svalbard besteht möglicherweise aus drei allochthonen Terranen, die ihren Ursprung in Grönland haben (Harland, 1997). Die Geologie Svalbards zeigt präkambrische bis fröhertiäre Gesteine und quartäre Sedimente. Präkambrische und kaledonische metamorphe und kristalline Gesteine dominieren die alpinen Bergregionen entlang der westlichen und nördlichen Küste. Devonische Sedimente befinden sich in Nord-Süd orientierten Graben in Nord-Spitsbergen. Vereinzelt Überreste tertiärer Plateaulaven und quartärer lokaler Vulkane finden sich ebenfalls in Nord-Svalbard (Eiken, 1994).

Das südliche Yermak Plateau ist größtenteils mit Sedimentablagerungen von mehr als 1000 m Mächtigkeit bedeckt. Die nordstreichende H.U.-Sverdrup-Bank (Abb. 2.2) ist der einzig bekannte größere Aufschluß von Grundgebirge (*Basement*) oder präkänozoischen Sedimentgesteinen. Die Zusammensetzung dieser Bank ist noch nicht gut bekannt. Vermutungen reichen von präkambrischen Gesteinen bis zu hochgradig konsolidierten Sedimentschichten verschiedenen Alters und tektonischen Ursprungs (Eiken, 1993a). Boebel (2000) erbringt zusätzliche Beweise für die kontinentale Natur des südlichen und zentralen Yermak Plateaus durch Schwermodellierungen. Wissenschaftliche Bohrungen (siehe Kapitel 2.4) liefern Informationen über das Alter der Sedimente auf dem Yermak Plateau. Es wird mit pleistozän bis pliozän angegeben (Eiken, 1994).

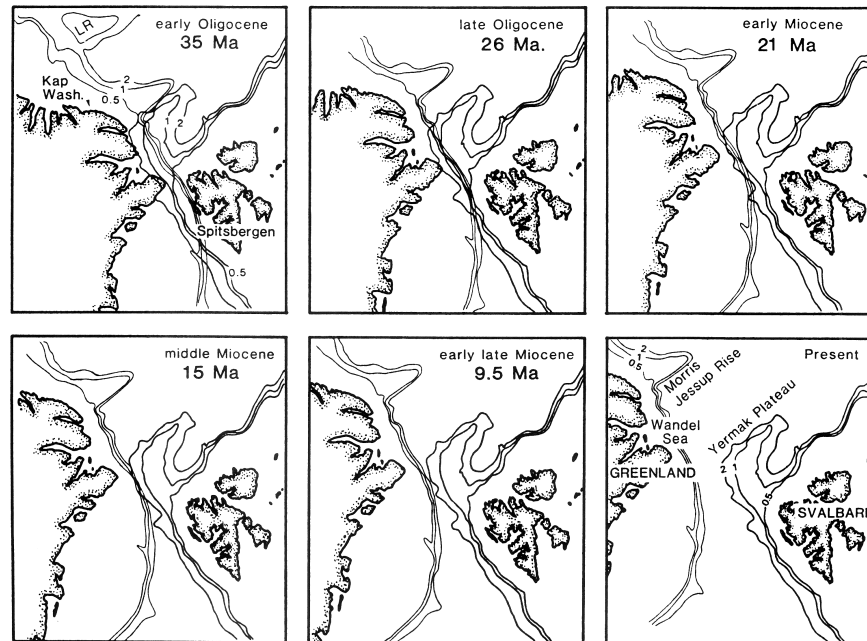


Abbildung 2.4: Rekonstruktion der spätkänozoischen relativen Position der nordamerikanischen Platte zur europäischen (fest). Verwendet wurden Rotationspole für die magnetischen Anomalien 5 (12 Mio a) und 13 (36 Mio a) von Talwani (1977) mit Interpolation für die dazwischenliegende Zeit (Kristoffersen, 1990b).

2.2.3 Glaziale Geschichte

Aufgrund der verstärkten Feldforschung an Land konzentrierte sich die wissenschaftliche Arbeit auf die letzte Eiszeitperiode (Weichseiszeit, die letzten 120 ka), insbesondere auf das letzte Maximum, welches bei 18-20 ka stattfand, da Sedimentablagerungen aus prä-Weichseiszeit an Land nicht erhalten geblieben sind (Eiken, 1994).

In den marinen Sedimenten findet man allerdings ein umfassendes Archiv von glazialen und interglazialen Sedimenten, die Rückschlüsse auf verschiedene Vereisungsperioden zulassen. Aus seismischen Messungen ist bekannt, daß in der Tiefsee und auf äußeren Teilen des Kontinentalhangs mächtige Schichten glazigener Sedimente abgelagert sind (Eiken, 1994). Aufgrund einer sehr begrenzten Anzahl von Bohrungen in diesem Gebiet existieren wenig Punkte, mit denen die Seismik korreliert und in Bezug auf die glaziale Geschichte des Gebietes interpretiert werden kann (Eiken, 1994). Aus den Ergebnissen von Bohrkernen, z.B. des *Ocean Drilling Project*, konnten Rückschlüsse gezogen werden. Eine detailliertere Beschreibung findet sich in Kapitel 2.4.

Auch heute sind die Ablagerungsbedingungen glazial geprägt. Ungefähr 60% der Fläche von Svalbard ist von Gletschern bedeckt. Daher werden große Mengen von glazialen Sedimenten produziert und mit dem Schmelzwasser seewärts transportiert. Das Hauptablagungsgebiet liegt in den Fjorden, wo mächtige Schichten unverfestigter Sedimente zu finden sind. Ablagerungsraten von 10 cm/Jahr wurden in den inneren Teilen des Kongsfjordes (NW-Spitsbergen) gemessen; aber sie verringert sich signifikant auf weniger als 1 mm/Jahr seewärts. Während vergangener Vereisungsperioden wurden die Fjordsedimente teilweise erneut abgetragen und auf dem kontinentalen Schelf oder dem vorgelagerten Hang abgelagert (Eiken, 1994).

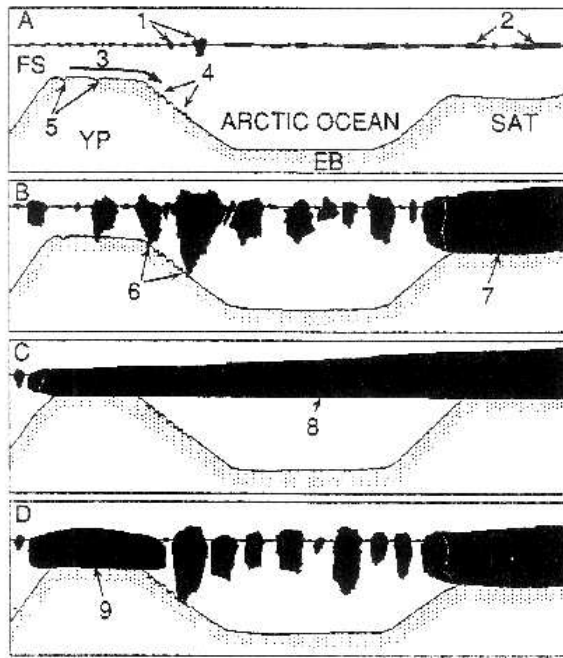


Abbildung 2.5: Schematische Profile von der Framstraße (Yermak Plateau, links) zum St. Anna Trog. A - Gegenwärtige Bedingungen; B - D mögliche pleistozäne Szenarien. FS - Framstraße; YP - Yermak Plateau; EB - Eurasisches Becken; SAT - St. Anna Trog; 1 - kleiner Eisberg; 2 - Meereis; 3 - mögliche Bodenströmungen; 4 - viele Eisbergkratzer 530–850 m tief; 5 - einige kleine Eisbergkratzer; 6 - Megabergblockierung; 7 - Barentseisdecke; 8 - Arktische Eisdecke; 9 - Yermakeisrücken (Vogt et al., 1995)

Eisbergkratzer Auf dem Yermak Plateau wurden tiefe pleistozäne Eisbergkratzer identifiziert (Harland, 1997). Abb. 2.5 zeigt mögliche Szenarien von Vereisungen, durch deren Folgen Eisbergkratzer verursacht werden können. Abb. 2.5 B zeigt Eisberge, die auf dem Meeresboden des Plateaus aufgrund eines „Eisbergstaus“ Eisbergkratzerspuren hinterlassen haben. Schelfeis wird auf dem Weg zur Framstraße vom Plateau behindert (Abb. 2.5 D) (Vogt et al., 1995).

Flache Gebiete auf dem Plateau (510–530 m tief) sind abgeschürft und zeigen keine Eisbergkratzerspuren. Dies erklären Vogt et al. (1995) mit geschlossenen, 400–600 m mächtigen Eisdecken bzw. eines geschlossenen Eisschildes, die auf dem Meeresgrund teilweise auflagen und flache Gebiete (Bänke) erodiert haben. Abb. 2.5 C zeigt dieses Szenario. Die Existenz eines geschlossenen Meereisschildes auf der Barentssee während der oberen Weichseleiszeit (15 ka) gilt als akzeptiert (Elverhøi et al., 1990).

Es ist nicht klar, ob und wann diese Szenarien stattgefunden haben (Vogt et al., 1995), aber überkompaktierte Sedimente auf dem Yermak Plateau zeigen mindestens eine Phase einer prä-weichseleiszeitlichen Gletschergrundberührung an (Myhre et al., 1995).

2.3 Geophysikalische Voruntersuchungen

2.3.1 Seismik

Viele wissenschaftliche Institutionen haben in der Vergangenheit regionale mehrkanal-reflexions- und refraktionsseismische Messungen auf dem südlichen Teil des Plateaus gesammelt (Myhre et al., 1995). Das nördliche Yermak Plateau ist nur durch ein einziges Mehrkanalseismikprofil (Kristoffersen und Husebye, 1985) und einige refraktionsseismische Messungen (Jackson et al., 1984) vermessen.

Die Geschwindigkeiten seismischer Wellen in den Sedimenten auf dem Plateau variieren nach Jackson et al. (1984) zwischen 1.7 und 4.4 km/s, während Geschwindigkeiten im *Basement* von 5.1 bis 5.8 km/s reichen können. Hohe Geschwindigkeiten in den Sedimentgesteinen reflektieren hohe Dichte, geringe Porosität und ihren Grad an diagenetischer Veränderung, was durch erhöhten Druck (z.B. starke Eisauflast) hervorgerufen werden kann.

Der Aufbau und das Alter der Kruste unter den Sedimentgesteinen wurde ausführlich diskutiert (Myhre et al., 1995). Sundvor et al. (1982) erklären den südlichen Teil aufgrund des ruhigen Magnetfeldes und einer von der H.U.-Sverdrup-Bank (Abb. 2.2) stammenden Gesteinsprobe als kontinental. Diese Proben bestanden aus präkambrischen Gneiss ähnlich dem Grundgestein von Nord-Svalbard. Die Autoren bemerken aber, daß es sich bei der Probe nicht um anstehendes Gestein handelt. Refraktionsseismische Daten von Austegard (1982) zeigen für die H.U.-Sverdrup-Bank (Abb. 2.2; 2.11) Geschwindigkeiten, die generell höher sind als 5 km/s.

Sundvor et al. (1982) und Sundvor et al. (1978) beschreiben einen starken *Basement*-Reflektor (Abb. 2.7) unterhalb dessen Geschwindigkeiten von mehr als 5 km/s gemessen wurden. An einigen Stellen ist er stark gestört. Sundvor et al. (1982) verfolgen den Reflektor in südlicher Richtung bis 25 km vom nordwestlichen Teil Spitsbergens entfernt und schlagen eine Verbindung zum präkambrischen Hecla Hoek Gneiss, der an Land aufgeschlossen ist, vor. Diese Interpretation wird unterstützt durch jüngere, reflexionsseismische Daten (Abb. 2.8). Dieses Profil zeigt einen kontinuierlichen *Basement*-Reflektor unter einem Sedimentbecken, welches eine maximale Mächtigkeit von 4.5 km (Sundvor und Austegard, 1990) zeigt. Für den Reflektor wurden Geschwindigkeiten zwischen 5.0 und 5.7 km/s beobachtet, und er korreliert damit sehr gut mit Geschwindigkeiten aus refraktionsseismischen Messungen von Austegard (1982). An einigen Stellen beißt der Reflektor an der Oberfläche aus, an anderen ist er mit Sedimenten mit niedrigen Geschwindigkeiten (< 2.5 km/s) überdeckt. Im tieferen Teil der Sedimentsäule wurden Geschwindigkeiten zwischen 2.6 und 4.5 km/s gemessen (Sundvor und Austegard, 1990).

Auf der Basis der seismischen Daten wurde eine vermutliche Kontinent-Ozean-Grenze kartiert (siehe Abb. 2.1). Das dreieckige Stück ausgedünnter und gedehnter kontinentaler Kruste auf dem südlichen Teil des Yermak Plateaus hängt mit dem Gebiet zusammen, wo der *Basement*-Reflektor beobachtet wurde (siehe Abb. A.2 im Anhang A) und stimmt mit der Plattenrekonstruktion (Abb. 2.3) von Jackson et al. (1984) und Reksnes und Vågnes (1985) überein. Dieser Teil deckt sich auch mit dem von Feden et al. (1979) beschriebenen, magnetisch ruhigen Teil des Yermak Plateaus (Sundvor und Austegard, 1990).

Die Lage der im folgenden vorgestellten Profile ist auf Abb. 2.6 zu sehen. Das südwestliche Yermak Plateau zeigt Sedimentmächtigkeiten bis zu 3.5 s TWT¹ (ca. 5 km) über einem unregelmäßigem, aber klaren *Basement*-Reflektor (Eiken, 1994). Die oberen Sedimente, die Sequenzen YP-2 und YP-3 (Eiken und Hinz, 1993), zeigen eine westwärts zunehmende

¹two way traveltime-Zweiweglaufzeit

Mächtigkeit. Ablagerungsmuster von YP-2 wurden von Eiken und Hinz (1993) als Kontourite interpretiert. Ein Horstkomplex am östlichen Ende der Linie SVA 9-87 teilt Sequenz YP-1 auf dem westlichen Yermak Plateau von tieferen Sedimenten im Danskøya Basin (westlich des Yermak Plateaus, Abb. 2.2, Abb. 2.9). Der Horstkomplex befindet sich am nördlichen Ende des Hornsund Störungskomplexes und ist wahrscheinlich die Verlängerung des östlichsten der zwei Blocks auf Sjubrebanken (Abb. 2.2) (Eiken, 1994). Eiken (1993b) interpretiert den Horstkomplex als Grenze zwischen ozeanischer oder vulkanischer Kruste auf dem südwestlichen Yermak Plateau sowie gedehnter, kontinentaler Kruste auf dem südöstlichen Yermak Plateau.

Profil UB 17-79 (*Transect 9*, Abb. 2.10) kreuzt das Yermak Plateau West-Ost. Unregelmäßige Reflexionsmuster am westlichen Hang erschweren die Unterteilung in einzelne Sedimentsequenzen. Rutschungen und von Bodenströmungen beeinflusste Ablagerungen können die Ursache sein. Profil UB 12-79 kreuzt die ODP-Bohrungslokation 911, welche 505 m pliozäne und pleistozäne Sedimente innerhalb der Sequenzen YP-2 und YP-3 durchteufte. Es wurden hohe Sedimentationsraten von über 100 m pro eine Million Jahre an der Bohrlokation festgestellt. Auf dem Profil UB 12-79 wurden klare Krustenreflektionen beobachtet (Abb. 2.10). Das *Basement* hat eine rauhe Oberfläche, möglicherweise repräsentiert das die Oberfläche von gefalteten Blöcken. Jackson et al. (1984), Sundvor und Austegard (1990) und Eiken (1993a) interpretieren diese als gedehnte, kontinentale Kruste. Auch Feden et al. (1979) interpretieren das südliche Yermak Plateau als kontinentale Kruste, während Crane et al. (1982) und Eiken (1993b) nur den südöstlichen Teil als kontinentale Kruste und den südwestlichen Teil des Plateaus als ozeanisch oder vulkanisch beschreiben.

Weiter nördlich nehmen Feden et al. (1979) aufgrund hoher Amplituden der magnetischen Anomalien (700–900 nT) ozeanisches Gestein an. Die H.U.-Sverdrup-Bank (Abb. 2.6, *Transect 10*) ist eine flache Bank mit gut definierten Hängen und Gräben, wahrscheinlich verursacht durch Bodenströmungserosion (Kristoffersen, 1990b, Eiken, 1993b). Es ist auf den seismischen Linien nicht eindeutig erkennbar, ob die Bank von Verwerfungen eingegrenzt ist. Ein nicht durch Gegenschüsse verifiziertes refraktionsseismisches Profil über die H.U.-Sverdrup-Bank (Austegard, 1982) zeigt lateral variierende Geschwindigkeiten innerhalb des Krustengesteins, aus dem sich die Bank zusammensetzt (siehe auch Seite 9, Gesteinsprobe von der H.U.-Sverdrup-Bank).

Westlich der Bank sind über 1 bis 1.2 km (1 s [TWT]) mächtige Sedimentschichten über der Meeresbodenmultiplen erkennbar. Das *Basement* fällt steil westwärts ein, möglicherweise ist es aus einer Serie von geneigten Blöcken aufgebaut (Abb. 2.11). Auf Abb. A.2 im Anhang A sind Sedimentmächtigkeiten über dem akustischen *Basement* nach Sundvor und Austegard (1990) abgebildet.

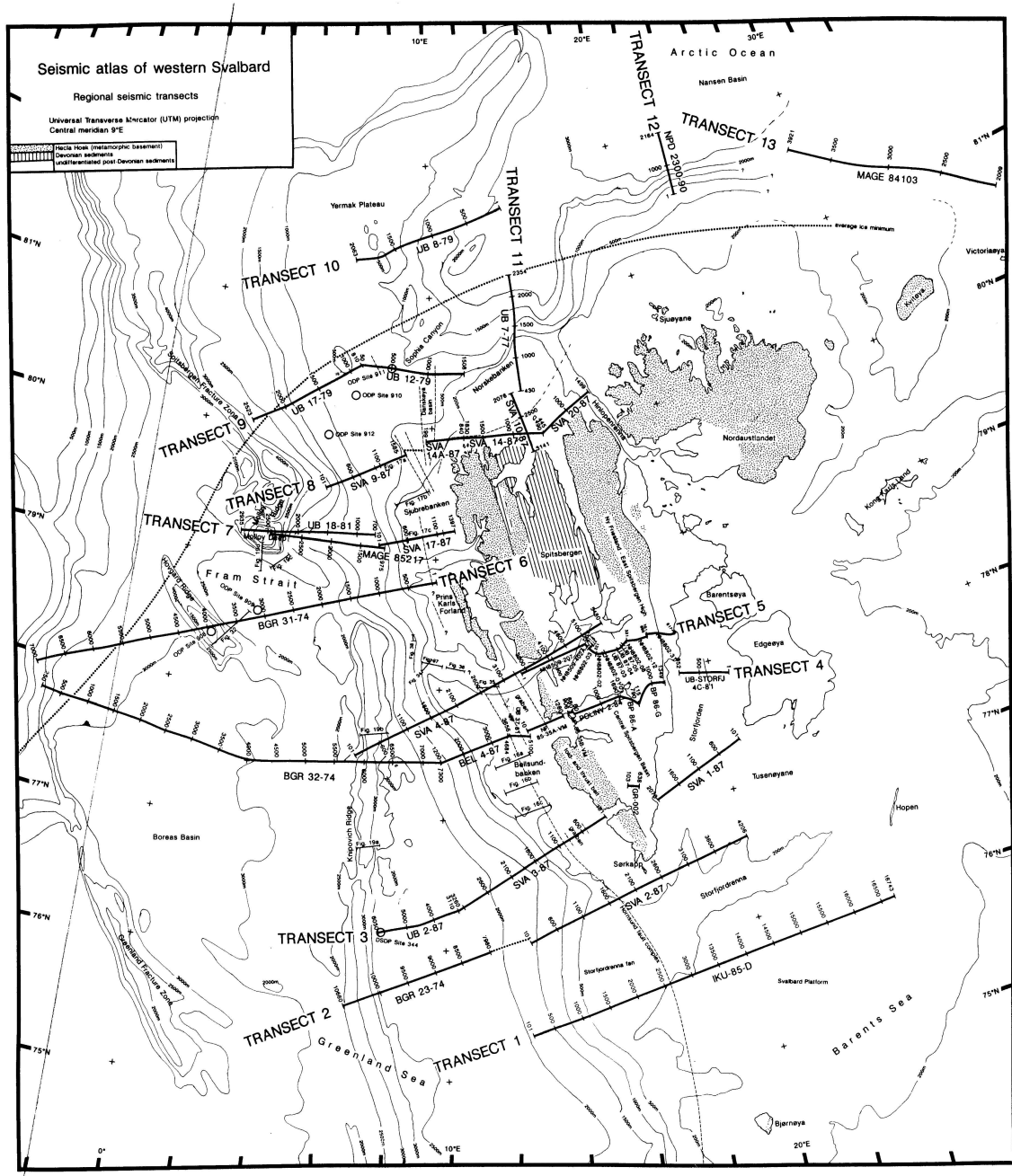


Abbildung 2.6: Vereinfachte Karte von Svalbard mit den Lokationen von seismischen Profilen von Eiken (1994). Bathymetrie nach Sundvor et al. (1982), Perry et al. (1986), Kristoffersen et al., 1988 und Cherkis et al. (1990), Geologie nach Winsnes (1988), sowie durchschnittliche minimale Eisgrenze nach Vinje (1985).

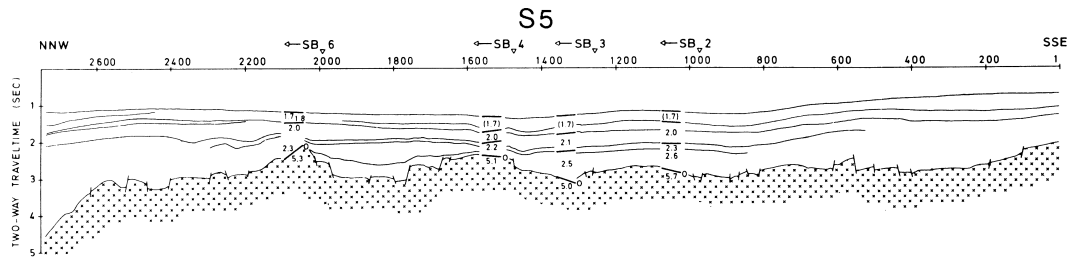


Abbildung 2.7: Strichzeichnung eines seismischen Reflexionsprofils auf dem Yermak Plateau mit gepunktetem *Basement* (S5 auf Abb. 2.1). Die Anzahl der Störungen zeigen eine gedehnte Kruste an. Sonbojengeschwindigkeiten von refraktionsseismischen Messungen sind dargestellt (Sundvor und Austegard, 1990).

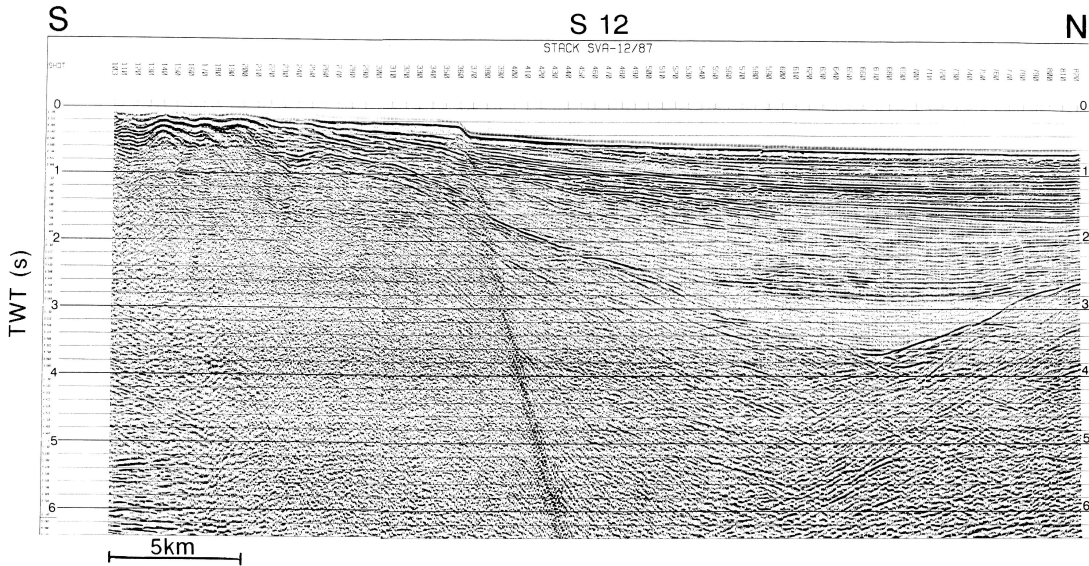


Abbildung 2.8: Mehrkanaldaten (S12) zeigen den kontinuierlichen *Basement*-Reflektor von der Küstennähe von Nord-Svalbard bis auf den südlichen Teil des Yermak Plateaus (Sundvor und Austegard, 1990).

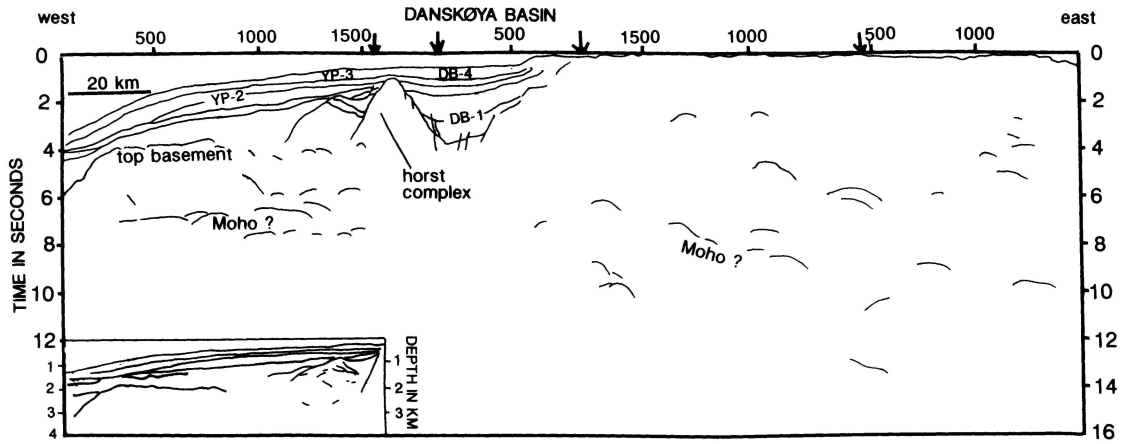


Abbildung 2.9: Strichzeichnung von *Transect 8* mit einer tiefenkonvertierten Version des westlichen Teils in der linken unteren Ecke (Eiken, 1993a)

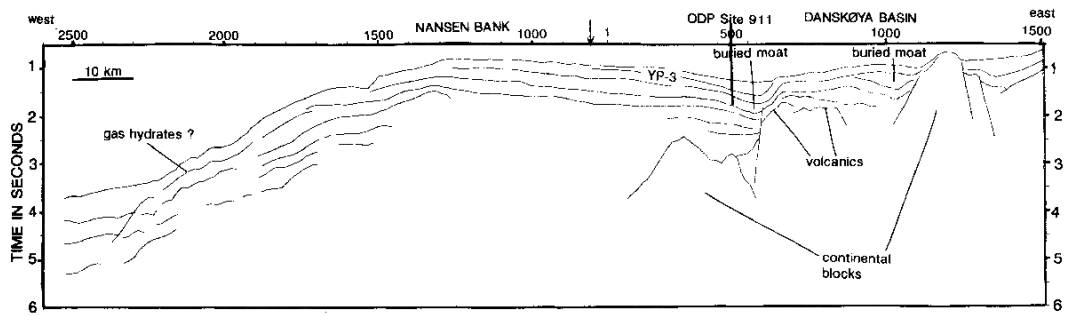


Abbildung 2.10: Strichzeichnung von *Transect 9* (Eiken, 1993a)

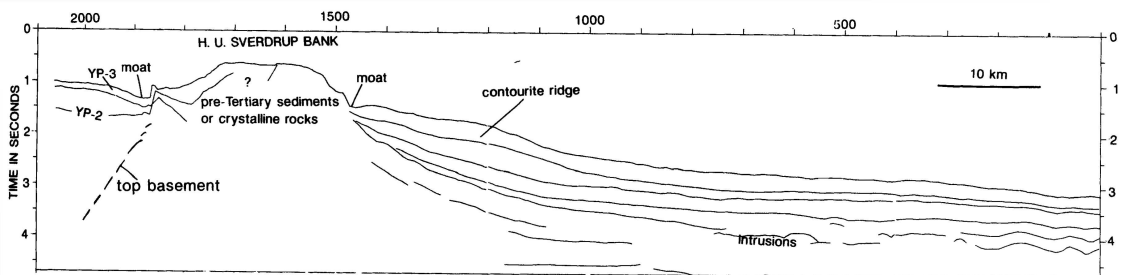


Abbildung 2.11: Strichzeichnungsinterpretation von *Transect 10*, nach (Eiken, 1993b)

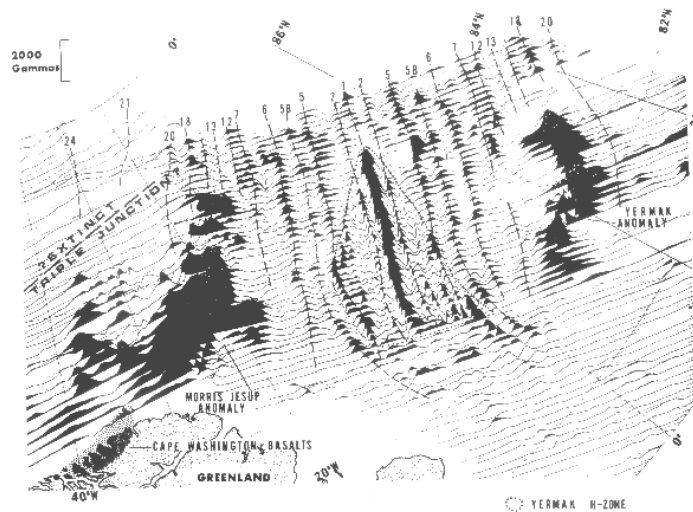


Abbildung 2.12: Magnetische Profile im Bereich des Yermak Plateau. Sie sind so gewichtet, daß die durchschnittliche Anomalie im Untersuchungsgebiet null ist. Magnetische Lineationen nach der Zeitskala von Hästler et al. (1968). Zu beachten sind die starken „Yermak“ und „Morris Jesup“ Anomalien auf den gleichnamigen Plateaus, und eine Region relativ starker Meeresbodenspreizung (Yermak H-Zone, gepunktete Linie; Feden et al., 1979).

2.3.2 Gravimetrie

Aus satellitenaltimetrischen Daten entstehen Datenlücken an den Polkappen (Kenyon und Forsberg, 2001; *polar gap*). Dafür gibt es für die Region nördlich von 64°N flächendeckend aeromagnetische Daten, welche aus älteren und rezenten Flug-, Oberflächen-, marinen und submarinen Gravimetriedaten von den USA, Kanada, Deutschland, Skandinavien und Russland stammen (Kenyon und Forsberg, 2001). Diese Daten lösen das *polar gap*-Problem. Das Projekt zur Entwicklung dieses Datennetzes heißt *Arctic Gravity Project*. Die Daten werden in Kapitel 5 beschrieben und als Vergleich für die Pseudoschweretransformation genutzt.

2.3.3 Magnetik

Die morphologische Zweiteilung des Yermak Plateaus (siehe auch Kap. 2.2.1; Entstehung des nördlichen Teils durch *Hot Spot*) spiegelt sich im magnetischen Feld wider (Abb. 2.12). Es ist im südlichen Teil sehr ruhig, im Norden aber durch eine starke positive magnetische Anomalie von 700–900 nT charakterisiert, welche parallel zu den Meeresbodenspreizungsanomalien im Eurasischen Becken liegt.

Abschätzungen der magnetischen Quelltiefe über dem nördlichen Teil durch Kovacs und Vogt (1982) ergaben weniger als 2 km. Diese Anomalie wird von Feden et al. (1979) als Indikator für die frühere Existenz des Yermak *Hot Spot* interpretiert. Dabei wird angenommen, daß es sich beim Quellmedium um massive Basaltextrusion während des frühen bis mittleren Tertiärs in der Aktivitätsphase des postulierten *Hot Spot* handelt. Ritzmann und Jokat (2003) hingegen interpretieren auf der Grundlage von refraktionsseismischen Daten vom Yermak Plateau, daß der *Hot Spot* nicht existierte.

Es wird angenommen, daß der magnetisch ruhigere, südliche Teil des Yermak Plateaus einen anderen Ursprung und somit einen anderen Krustenaufbau hat (Sundvor und Austegard, 1990).

2.3.4 Wärmestrommessungen

Auf dem südlichen und westlichen Teil des Yermak Plateaus sind hohe Wärmeströme gemessen worden (Crane et al., 1982). Ein extrem hoher Wärmefluß in der Umgebung des Sophie Canyons wird in den Zusammenhang mit Sills und Lavafüssen gebracht. In Nord-Spitsbergen wurde spätkänozoischer Vulkanismus entdeckt (Eiken, 1994). In mehreren Publikationen wurde spekuliert, ob der Vulkanismus mit der tektonischen Entwicklung des Plateaus oder einer dünnen Mantellithosphäre zusammenhängt (Jackson et al., 1984, Eiken, 1994).

2.4 Wissenschaftliche Bohrungen

Außer der Feldforschungen an Land gibt es auch Bemühungen, Bohrungen seewärts durchzuführen. Die Ergebnisse der meisten Bohrungen sind unveröffentlicht, da sie wirtschaftlicher Rohstoffexploration dienen. Die Resultate des **Deep Sea Drilling Project** DSDP Site 344 und von fünf wissenschaftlichen Bohrungen des **Ocean Drilling Project** (ODP 908-912) aus dem Jahr 1993 in der Framstraße sind veröffentlicht und zugänglich (alle Bohrlokationen sind auf Abb. 2.6 zu finden).

Das für die nachfolgend bearbeiteten Daten wichtigste Bohrloch ist ODP Site 910. Ziel dieses Projektes war es, mehr über die neogene Evolution und die glaziale und ozeanographische Geschichte der Arktis zu erfahren. Es befindet sich auf dem südwestlichen Yermak Plateau auf einer dicken Sedimentsequenz, die die westliche Flanke des Plateaus bedeckt. Die Lage des Bohrloches relativ zu den bearbeiteten Profilen ist auf Abb. 3.1 im Kapitel 3 zu sehen. Die Wassertiefe beträgt dort 556 m. Sequenzen mit kontinuierlichen, starken seismischen Amplituden wechseln mit transparenten Schichten mit schwachen, aber meist kontinuierlichen Reflektoren. Es wurden Bohrungen bis zu einer Teufungstiefe von 567.7 m durchgeführt. Einzelne Schichten wurden definiert und datiert.

Im Verlauf dieser Arbeit ist besonders die vorgenommene Einteilung der durchteuften Sedimentschichten in verschiedene Unterschichten sowie deren Charakterisierung und Datierung von Bedeutung.

3 Refraktionsseismik

Um mehr über den Aufbau des nördlichen Yermak Plateaus zu erfahren, wurden während der Expedition ARK-XVIII/2 seismische Messungen durchgeführt. Die Karte in Abb. 3.1 zeigt die bearbeiteten reflexionsseismischen Profile und die Lokationen der Sonobojen in einem großräumigen Zusammenhang. Sie befinden sich auf dem zentralen bis nördlichen Yermak Plateau im Nordwesten Svalbards. Weitere seismische Profile (Abb. 3.1: in gelb dargestellt) zeigen, daß der Küstenbereich Svalbards seismisch sehr gut erforscht wurde, allerdings kaum Daten auf dem Yermak Plateau existieren. Der Hauptgrund dafür sind die meist schwierigen Eisbedingungen.

Die Bezeichnung der Profile ist in Abb. 3.2 zu sehen. Die ODP-Lokation 910 liegt zwischen den Profilen AWI-20020388 und AWI-20020390. Das ist ein wichtiger Aspekt für die spätere Interpretation. Die Bezeichnung der Sonobojen ist auf Abb. 3.3 erkennbar. Mit Hilfe von Sonobojen werden refraktionsseismische Messungen durchgeführt. In diesem Kapitel werden die Akquisitionsbedingungen, die Datenbearbeitung und die Modellierungsergebnisse für die refraktionsseismischen Daten vorgestellt.

3.1 Akquisition der refraktionsseismischen Daten

Es wurden sieben Sonobojen auf dem Yermak Plateau eingesetzt (Abb. 3.3), zwei auf dem Profil AWI-20020400, eine auf dem Profil AWI-20020425, drei auf dem Profil AWI-20020440 und eine auf dem Profil AWI-20020445. Der Aufbau einer Sonoboje ist in Abb. 3.4 gezeigt. Ein Beispiel der Rohdaten ist in Abb. 3.6 zu sehen. Es handelt sich um den Typ OSH2, welcher am Alfred-Wegener-Institut entwickelt wurde. Das vom Hydrophon aufgenommene seismische Signal wird in der Sonoboje verstärkt und mit einem Bandpaß gefiltert. Die Verstärkung wird mit der Stärke des seismischen Signals variiert. Die Regelung der Verstärkung erfolgt spursynchron. Anschließend wird das Signal frequenzmoduliert und gesendet. Damit die Amplitudeninformation nicht verloren geht, wird das seismische Signal am Anfang der Spur ausgeblendet und stattdessen ein digitales Signal eingeblendet. Dieses enthält Informationen über die aktuelle Verstärkung sowie über den Betriebszustand des OHS2. Das digitale Signal ist 128 ms lang (Martens, pers. Mitt.). In der Tabelle 3.1 sind Parameter der genutzten Sonoboje gezeigt.

3.2 Datenbearbeitung

Die refraktionsseismischen Daten werden zusätzlich zur Mehrkanalseismik auf der Registrierapparatur aufgezeichnet. Während des Vorgangs des Demultiplexens werden die Felddaten umsortiert und mit den Informationen der zuvor erstellten Schußliste (Position der einzelnen Schüsse) verknüpft. Aus den Lokationen werden Schuß-Empfänger-Entfernungen berechnet und die Daten distanzabhängig dargestellt. Bei der Frequenzfilterung stellte sich heraus, daß ein Bandpaß von 3–5 Hz für die aufsteigende Flanke und 60–70 Hz für die absteigende Flanke die optimale Information zeigen. Abschließend wurde noch ein AGC (*automatic gain control*) genutzt, um eventuell schwache Phasen in größeren Entfernungen

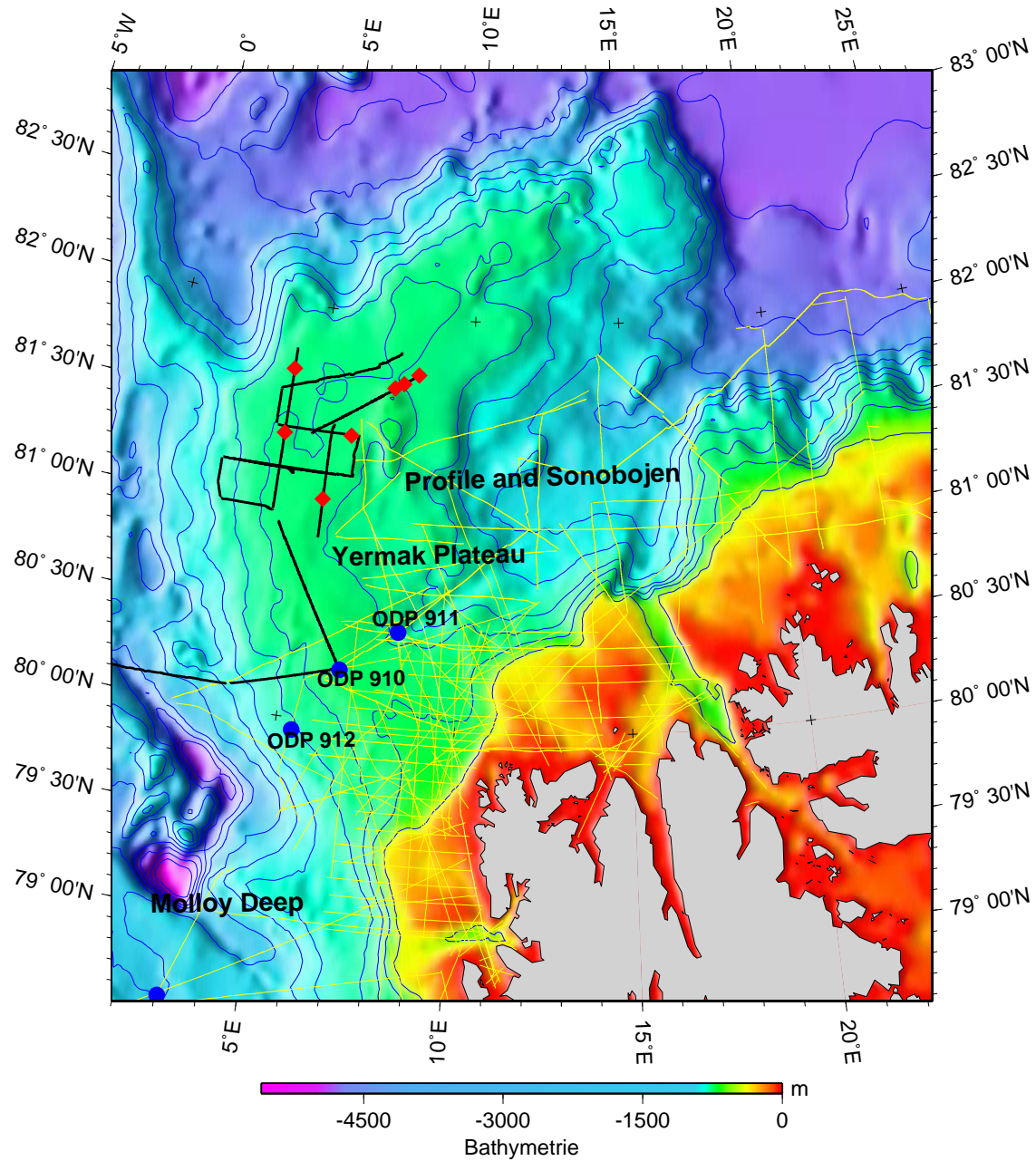


Abbildung 3.1: Übersicht über die Lage der bearbeiteten reflexionsseismischen Profile (schwarze Linien) und die Position der Sonobojen (rote Rauten) auf dem Yermak Plateau nördlich von Svalbard. Gelbe Linien stellen Profile dar, die von anderen Instituten bzw. anderen Expeditionen vermessen wurden. Bathymetrie nach Jakobsson et al. (2000).

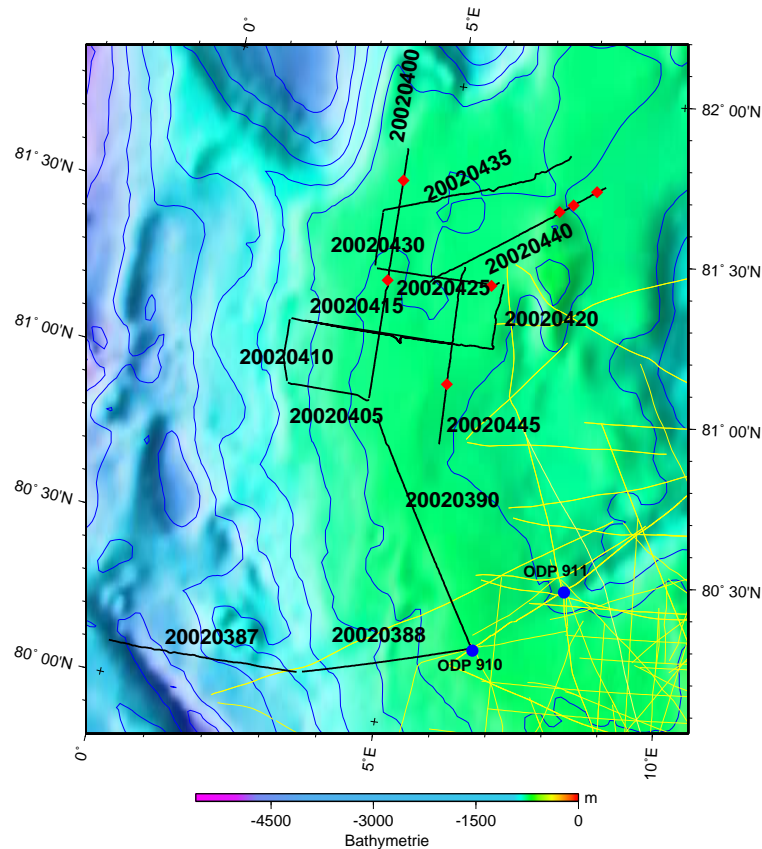


Abbildung 3.2: Lage und Bezeichnung der bearbeiteten reflexionsseismischen Profile (AWI-20020387 bis AWI-20020445) auf dem Yermak Plateau. Die Datenbearbeitung wird im nächsten Kapitel vorgestellt.

vom Schußpunkt verstärken zu können. Der AGC hat den Nachteil, daß schwache Phasen, die in der Nähe von starken Phasen auftreten, unkenntlich werden können. Deshalb wurden je nach Fragestellung verschiedene Zeitfenster gewählt (300–500 ms).

3.3 Auswertung

Die einzelnen Phasen werden zunächst visuell ermittelt. Anschließend werden Interzeptzeit und Geschwindigkeit abgelesen und ein Geschwindigkeits-Tiefen-Modell berechnet, was als Startmodell für die spätere strahlengeometrische Modellierung dient. Die ausgewerteten Wellentypen sind Reflexionen, Kopfwellen und Tauchwellen. Die typischen Wellenwege von diesen Wellentypen sind in Abb. 3.5 dargestellt. Ein Beispiel für die Rohdaten mit den eingezeichneten Wellentypen ist auf Abb. 3.6 zu sehen. Abb. 3.7 zeigt diese Daten nach der Bearbeitung mit den modellierten Phasen.

Direkte Welle

Die direkte Wasserwelle beschreibt mit ihrem Laufweg die kürzeste Entfernung zwischen Quelle und Aufnehmer. Sie ist eine Gerade, deren reziproke Steigung der Wassergeschwin-

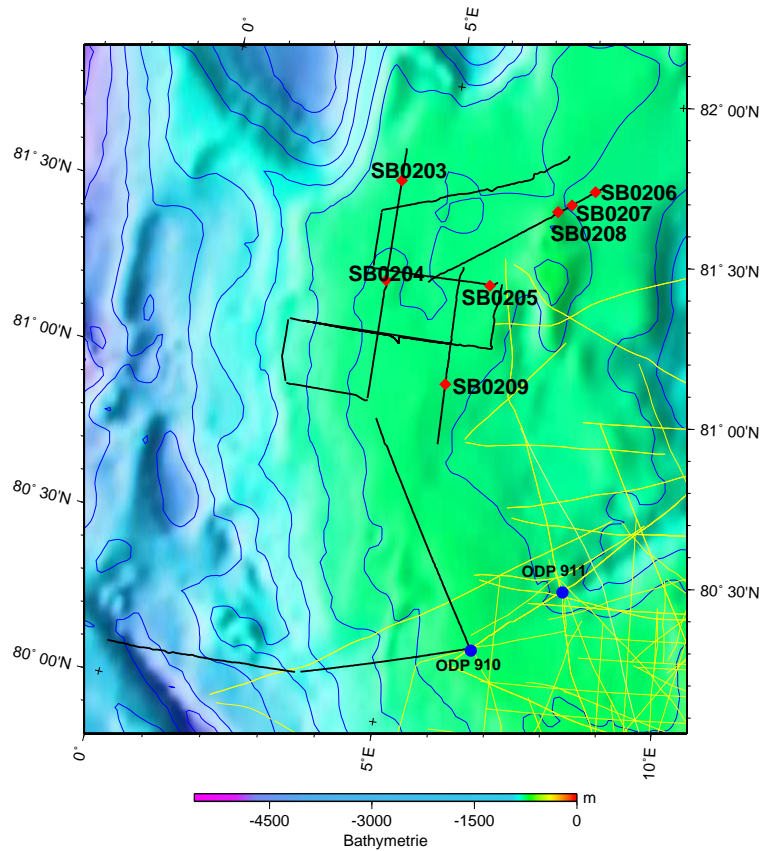


Abbildung 3.3: Lage und Bezeichnung der Sonoboje SB0203 bis SB0209 auf dem Yermak Plateau.

digkeit v_w^{-1} in der Seismogrammontage entspricht, und muß durch den Ursprung verlaufen. Weiterhin bietet die direkte Welle die Möglichkeit zu überprüfen, ob die Sonoboje von ihrer Einsatzposition abgetrieben ist. Wird eine konstante Ausbreitungsgeschwindigkeit von seismischen Wellen in Wasser von 1.5 km/s angenommen und die Werte für die spezielle Boje weichen stark davon ab, dann läßt sich abschätzen, ob die Boje stark gedriftet ist. Eine genauere Betrachtung dazu folgt auf Seite 23.

Reflexionen

Nach dem Snelliusschen Gesetz gilt¹

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\sin i_1}{\sin i_2} . \quad (3.1)$$

Es wird zwischen unterkritischen und überkritischen Reflexionen unterschieden. Im ersten Fall gilt $i < \frac{v_1}{v_2}$, im zweiten Fall (Weitwinkelreflexion) muß $i > \frac{v_1}{v_2}$ gelten, hier findet Totalreflexion statt, da der kritische Einfallswinkel i_c überschritten wurde (z.B. Kearey

¹v-Geschwindigkeit, i-Winkel

Tabelle 3.1: **Ausgewählte Parameter zur Spezifikation des OSH2.**

Sendedauer	4–6 Stunden (nach 6-24 h sinkt die Boje auf den Meeresgrund)
Reichweite	ca. 25 km
HF-Bandbreite	± 5 kHz
Hydrophontyp	MP24L1
Hydr. Kabellänge	16.5 m
Durchmesser	114 mm
Länge ohne Antenne	950 mm
Länge mit Antenne	ca. 2700 mm
Gewicht	10.4 kg

und Brooks, 1991). Die Berechnung der Interzeptzeit für die Reflexionen ausgehend von²

$$T^2 = T_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (3.2)$$

ist

$$T_0 = \sqrt{T^2 - \frac{x^2}{v^2}} \quad (3.3)$$

Für die Berechnung der RMS-Geschwindigkeit (**root mean square**) wurden jeweils zwei Wertepaare für x und t abgelesen und folgende Formel genutzt.

$$v_{RMS} = \sqrt{\frac{x_1^2 - x_2^2}{T_1^2 - T_2^2}} \quad (3.4)$$

Kopf-(bzw. Mintrop-)welle

Wenn der Winkel der einfallenden Welle $\theta = \arcsin(\frac{v_1}{v_2})$ beträgt, wird die seismische Welle mit einem Winkel von 90° gebrochen. Es entsteht eine refraktierte Welle, die sich entlang der Grenzschicht mit der Geschwindigkeit der liegenden Schicht ausbreitet (z.B. Kearey und Brooks, 1991). Im Laufzeitdiagramm wird diese Welle als Gerade abgebildet. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit verhält sich reziprok zur Steigung der Geraden. Die Refraktionen können mit folgender Gleichung beschrieben werden.

$$T = T_0 + \frac{x}{v} \quad (3.5)$$

Die Interzeptzeit T_0 ist der Schnittpunkt der Geraden mit der Zeitachse.

Tauchwellen

Tauchwellen entstehen, wenn die Welle eine Schicht durchläuft, die einen Geschwindigkeitsgradienten aufweist. Sie sind im Laufzeitdiagramm als, je nach Geschwindigkeitsgradient, mehr oder weniger gekrümmte Laufzeitäste zu erkennen. Man bestimmt ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit an kurzen, nahezu linearen Teilstücken. Sie werden zum Erstellen eines ersten vorläufigen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells wie refraktierte Wellen behandelt.

3.4 Modelle

Modellierung Zur Weiterbearbeitung der refraktionsseismischen Daten werden diese in SEG-Y-Format umgewandelt und in das Programm ZPLOT eingelesen. Hier werden die Laufzeiten der einzelnen Phasen interaktiv abgegriffen und ein abgeschätzter Ablesefehler zugeordnet. Die Größe des Fehlers hängt von der Qualität der Daten ab. Eine ASCII-Datei enthält die Laufzeitinformationen, die zur Modellierung des Untergrundes mit dem Raytrace-Programm RAYINVR benutzt wurden (Zelt und Smith, 1992). Ein Beispiel für bearbeitete Daten mit angerissenen sowie modellierten Phasen ist auf Abb. 3.7 zu sehen. Die vertikalen roten Balken zeigen die in ZPLOT interaktiv abgegriffenen Phasen, die Länge der Balken stellt den Ablesefehler dar. Die grünen Striche repräsentieren die modellierten Phasen.

Strahlenwegmethoden (*Raytracing*) sind numerische Verfahren zur Berechnung von Strahlenwegen und Laufzeiten (Bender, 1985). Im vorliegenden Fall handelt es sich um einen zweidimensionalen inhomogenen Fall. Es wird ein Startmodell angegeben und Geschwindigkeit und Tiefe variiert. Ein Vergleich der berechneten mit den gemessenen Laufzeiten zeigt, ob das Modell die Meßdaten befriedigt (Vorwärtsmodellierung). Bei der Bearbeitung werden die Schichten von oben nach unten modelliert, um die bereits angepaßten Parameter konstant halten zu können. Die Messungen gelten laufzeit-seismisch interpretiert, wenn innerhalb der Meßgenauigkeit (Meßpunkte werden als Fehlerbalken mit der Größe des angegebenen Ablesefehlers dargestellt) Übereinstimmung erreicht ist (Bender, 1985). Aufgrund des fehlenden Gegenschusses sind die Modelle nicht eindeutig interpretierbar. Die reflexionsseismischen Daten wurden in allen Fällen hinzugezogen.

Die Daten weisen eine unterschiedliche maximale Registrierentfernung auf. Diese reichen von 2 km (SB0206) bis 11 km (SB0207). Die Sonoboje SB0203 und SB0204 auf Profil AWI-20020400 zeigen Phasen bis 9.5 bzw. 8 km Distanz. SB0205 überdeckt Profil AWI-20020425 bis 9 km Offset. SB0206, SB0207 und SB0208 liegen dicht beieinander auf Profil AWI-20020440 und konnten gemeinsam modelliert werden. Beim Einsatz von SB0206 brach der Funkkontakt sehr früh ab, so daß die Registrierung nur bis 2 km Distanz vorliegt. Hier wurde bis zu SB0207 und SB0208 interpoliert. Die Registrierungen dieser beiden Sonoboje überlagern sich aufgrund kurzer Einsatzdistanzen. Insgesamt können diese drei Sonoboje in einem 22 km langen Profil modelliert werden. SB0209 liegt auf dem Profil AWI-20020445 und kann bis 10 km Offset modelliert werden. Die Modelle mit zugehörigen Laufzeitdiagrammen sind im Anhang (Abb. B.1 bis B.5) abgebildet.

Sonoboje SB0203 Das Modell ist auf Abb. 3.8 links bzw. oben zu sehen (siehe auch Abb. B.1). Es wurden drei Reflexionen und vier Refraktionen identifiziert. Damit wurde ein Untergrundmodell bis 2.5 km Tiefe berechnet. Es besteht aus vier Schichten. Die erste Schicht weist seismische Geschwindigkeiten von 1.55–1.65 km/s auf. Sie ist ca. 200 m mächtig. Die zweite, 500 m mächtige Schicht, hat eine seismische Geschwindigkeit von 1.95 km/s am oberen Rand und 2.00 km/s am unteren niedrigen Geschwindigkeitsgradienten. Schicht 3 ist 500 m mächtig und zeigt seismische Geschwindigkeiten von 2.45–2.60 km/s. Die unterste Schicht zeigt seismische Geschwindigkeiten größer als 4.60 km/s. Wenn die zugehörige Registrierung in der Reflexionsseismik (siehe Abb. D.4) betrachtet wird, fällt auf, daß die Schicht höherer Geschwindigkeit unter der Multiplen liegt.

Sonoboje SB0204 Es konnten vier Reflexionen, eine Kopfwelle und eine Refraktierte aus der Seismogramm-Montage bestimmt werden (Abb. 3.8 rechts bzw. unten, B.2). Das

² T_0 -Lotzeit, T -Laufzeit, x -Ort, t -Zeit

Modell konnte bis zu einer Tiefe von 3.7 km entwickelt werden. Wichtig für das Startmodell waren hier besonders die Informationen, die aus den reflexionsseismischen Daten entnehmbar waren. Diese zeigen, daß an der Position der Sonoboje unterhalb der Sedimentschichten ein *Basement*hoch vorliegt. Dieses wurde auch im Modell realisiert. Die obersten Sedimentschichten haben eine niedrige seismische Geschwindigkeit von 1.60–1.70 km/s. Unterhalb der Sedimentschichten wurde eine 300 m mächtige Schicht mit einem sehr hohen Geschwindigkeitsgradienten modelliert (2.10–3.50 km/s). Das *Basement*hoch wurde mit einer Geschwindigkeit von 4.10–5.30 km/s modelliert. Die südlich angrenzenden Sedimentschichten besitzen eine annähernd konstante Geschwindigkeit von 3.50–3.60 km/s. Die Basis bildet ab 3.5 km Tiefe ein Reflektor mit einer seismischen Geschwindigkeit von 6.10 km/s.

Sonoboje SB0205 Die Qualität für Sonoboje SB0205 (Abb. 3.9 oben, B.3) ist sehr gut, daher konnten vier Reflexionen und zwei Kopfwellen der Seismogramm-Montage entnommen werden. Der Bezug zur Reflexionsseismik ist wichtig, um die Randbedingungen für das Startmodell festzulegen. Es wurden vier Sedimentschichten mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 1.3 km mit Geschwindigkeiten von 1.60–1.90 km/s modelliert. Diese Schichten verjüngen sich und treffen auf eine fast 2 km mächtige Schicht mit Geschwindigkeiten von 2.30–4.70 km/s. Die unterste modellierte Schicht besitzt eine Geschwindigkeit von 5.30 km/s in einer Tiefe von 2.50–3.25 km.

Sonobojen SB0206, SB0207, SB0208 Für diese Bojen wurden insgesamt vier Reflexionen, eine Refraktion und zwei Kopfwellen modelliert (Abb. 3.10, B.4). Alle drei Sonobojen wurden entlang eines Profils bis 4.5 km Tiefe modelliert. Die oberen Sedimentschichten treffen auf eine Struktur mit höheren P-Wellen-Geschwindigkeiten. Die Sedimentgeschwindigkeiten sind mit bis zu 2.30 km/s etwas höher als bei Sonoboje SB0205. Die Geschwindigkeiten für die darunterliegenden Schichten sind mit 2.30–5.20 km/s für die Krustenstruktur und ab 5.30 km/s für den Basisreflektor sind ähnlich den Strukturen von SB0205. Abb. 3.7 zeigt die bearbeiteten Daten für Sonoboje SB0207 mit angerissenen sowie modellierten Phasen.

Sonoboje SB0209 Sonoboje SB0209 kann bis 2 km Tiefe mit drei Reflexionen und einer Kopfwelle modelliert werden (Abb. 3.9 unten, B.5). Das Modell besteht aus vier Schichten. Die zwei oberen Schichten sind söhlig gelagert und haben niedrige Geschwindigkeiten von 1.50–1.80 km/s. Die darunterliegenden Schichten bilden eine Horststruktur und eine Schicht mit geringerer Geschwindigkeit, die dagegen ausläuft. Die Sedimentschicht hat eine Geschwindigkeit von 3.00–3.40 km/s, die unterste Schicht wurde mit einer seismischen Geschwindigkeit ab 4.80 km/s modelliert.

Fehlerbetrachtung

Die einzige Positionsbestimmung, die bei diesem Typ von Sonobojen bekannt ist, ist die Schiffposition beim Einsetzen ins Wasser. Aufgrund von Drift durch Strömung und Wind bewegt sich die Boje von der Aussetzposition weg. Daraus resultiert ein Driftfehler. Eine Möglichkeit der Korrektur ist, daß die Geschwindigkeit der direkten Wasserwelle genau bestimmt wird. Diese so bestimmte Wassergeschwindigkeit wird dann anstelle der mittleren Wassergeschwindigkeit von 1.48 km/s im Modell verwendet. Damit kann der größte Anteil der Drift korrigiert werden. Bei den vorliegenden Daten wurde für die Wasserwelle eine Geschwindigkeitsspanne von 1.41–1.54 km/s für die verschiedenen Sonobojen berechnet.

Damit beträgt die Driftkorrektur, wird eine durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeit in Wasser von 1.48 km/s angenommen, maximal ± 0.70 km/s. Das bedeutet bei einer durchschnittlichen Wassertiefe von 700 m einen Laufzeitunterschied von 30 ms. Das entspricht nur einem Drittel des Ablesefehlers. Aufgrund der niedrigen Wassergeschwindigkeit ist die Driftauswirkung hier am größten. Somit ist die Driftkorrektur für nachfolgende Schichten geringer und wird nicht weiter berücksichtigt.

Der Ablesefehler wird bei der Digitalisierung der Phasen festgelegt und wurde bei den vorliegenden Daten mit $\delta t=100$ ms angegeben. Dieser Fehler beinhaltet den Ablesefehler sowie die Formvariationen des Einsatzes, z.B. durch Rauschen oder Filterung (Ritzmann, 1998).

Aufgrund der Strahlüberdeckung ist das Modell nur für bestimmte Bereiche erstellbar. Die Strahlwege der Reflexionen reichen im allgemeinen nie über die gesamte Distanz des Modells. Das bedeutet, daß für Schichten, für die keine Tauch- oder Kopfwelle bestimmbar waren, keine Strahlüberdeckung bei größeren Distanzen und damit keine Kontrolle über die Richtigkeit des Modells an dieser Stelle vorhanden sind.

RAYINVR ermittelt als Maß für die Abweichungen der modellierten Laufzeiten von den gemessenen Daten (T_{rms}) die Summe der Fehlerquadrate³ nach Gauß (Ritzmann, 1998):

$$T_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (t_{kalk} - t_{obs})^2}{N}}. \quad (3.6)$$

Der von RAYINVR berechnete T_{rms} -Wert sollte gleich bzw. kleiner als der Ablesefehler sein. Der χ^2 -Wert gibt an, wie gut das Modell in die gegebenen Fehlergrenzen in Relation zur Parametrisierung paßt (χ^2 -Verteilung) (Zelt und Smith, 1992). In Tabelle 3.2 sind die Werte für T_{rms} und χ^2 für die einzelnen Stationen aufgelistet.

Tabelle 3.2: Von RAYINVR berechnete Fehlerwerte für die einzelnen Stationen.

Station	Anzahl der Datenpunkte	T_{rms}	χ^2
SB0203	105	0.027	0.072
SB0204	98	0.028	0.076
SB0205	117	0.052	0.271
SB0206–08	693	0.038	0.147
SB0209	400	0.020	0.040

Die Sonobojen SB0206, SB0207 und SB0208 wurden gemeinsam modelliert und haben deshalb 693 einbezogene Datenpunkte, für Sonoboje SB0209 wurde das automatische Picken von ZPLOT genutzt. Die Werte für T_{rms} liegen in einem sehr guten Bereich. Die Meereshodentopographie wird aus den zeitgleich aufgezeichneten Daten des Fächersonars extrahiert und mit einem Fehler von 0.5–1% der Wassertiefe angegeben. Das sind bei einer Wassertiefe von 700 m 3.5–7 m. Der Fehlerbereich für die Modellierung liegt bei ca. 50 m (siehe Tabelle 3.3). Das heißt, daß der relativ hohe Fehler bei der Sonoboje SB0205 bei der modellierten Geschwindigkeit liegt. Die durchgängig kleinen Werte für χ^2 beschreiben die Konstanz der Güte der Modelle.

Eine weitere Möglichkeit für eine Fehlerabschätzung wird exemplarisch anhand der Reflexionen der ersten Sonoboje SB0203 (Abb. 3.8) durchgeführt (Tabelle 3.3). Es wird der

³ t_{kalk} und t_{obs} -berechnete und beobachtete Laufzeiten; N-Anzahl der beobachteten Laufzeiten

Fehler der Geschwindigkeit bestimmt, indem sie solange geändert wird, bis sich die berechnete Phase nicht mehr innerhalb des Fehlerbereiches der realen Daten befindet. Der Tiefenfehler wird bestimmt, indem die Tiefe der Schicht geändert wird. Da für die Neigungen sehr gute Näherungen über die Reflexionsseismik bestimmt wurden, gelten die Geschwindigkeiten als gut modelliert.

Tabelle 3.3: Fehlerabschätzung für SB0203

Schicht und Wellenart	$\pm\Delta z$ [km]	$\pm\Delta v$ [km/s]	$v_{min} - v_{max}$ [km/s]
1 Reflexion	0.05		1.55–1.65
2 Reflexion	0.09		1.95–2.00
2 Kopfwelle		0.15	
3 Reflexion	0.08		2.45–2.60
3 Kopfwelle		0.12	
4 Reflexion	0.09		4.60–4.70
4 Kopfwelle		0.45	

Das größte Fehlerpotential ist der fehlende Gegenschuß und damit die nicht vorhandene Kontrolle über die Randbedingungen des modellierten Untergrundes, wie Tiefe, Neigung und Geschwindigkeit der einzelnen Schichten. Mit Hilfe der Bestimmung von Schichtgrenzen und -neigungen aus den reflexionsseismischen Daten konnte diese Fehlerquelle minimiert werden.

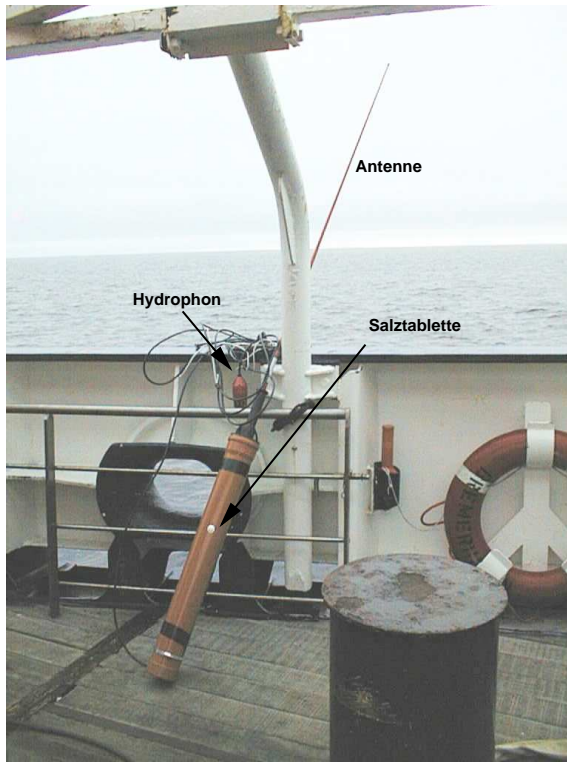


Abbildung 3.4: Sonoboje an Deck von FS „Polarstern“. Deutlich erkennbar der Körper der Sonoboje mit Antenne und Hydrophon.

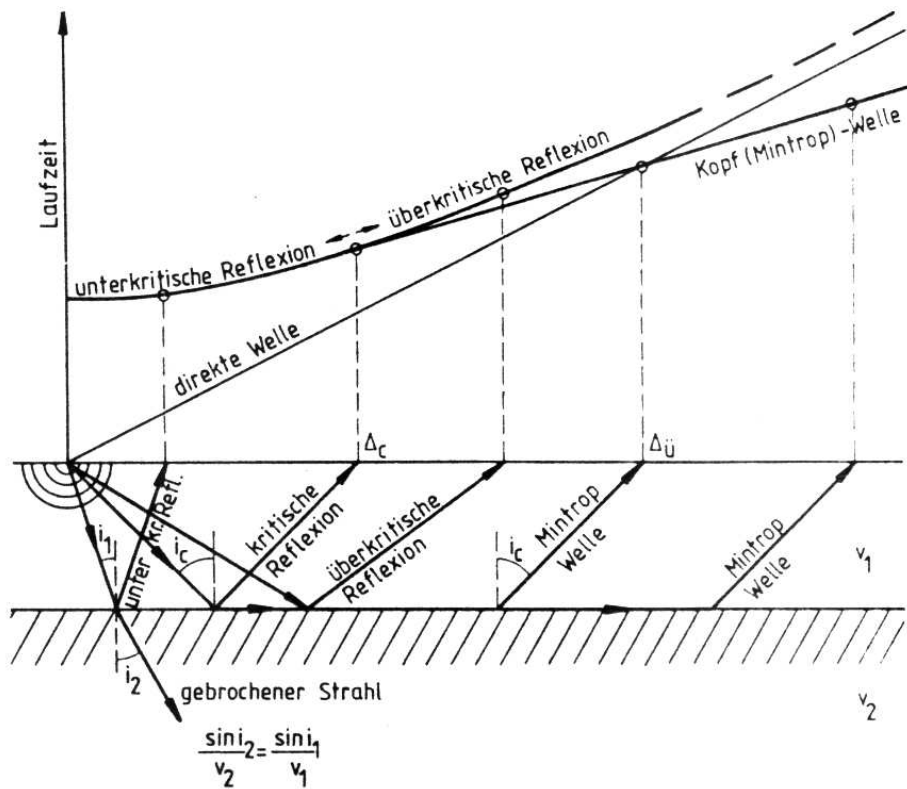


Abbildung 3.5: Wellentypen und Laufzeitkurven-Schema für den Ein-Schicht-Fall (Bender, 1985).

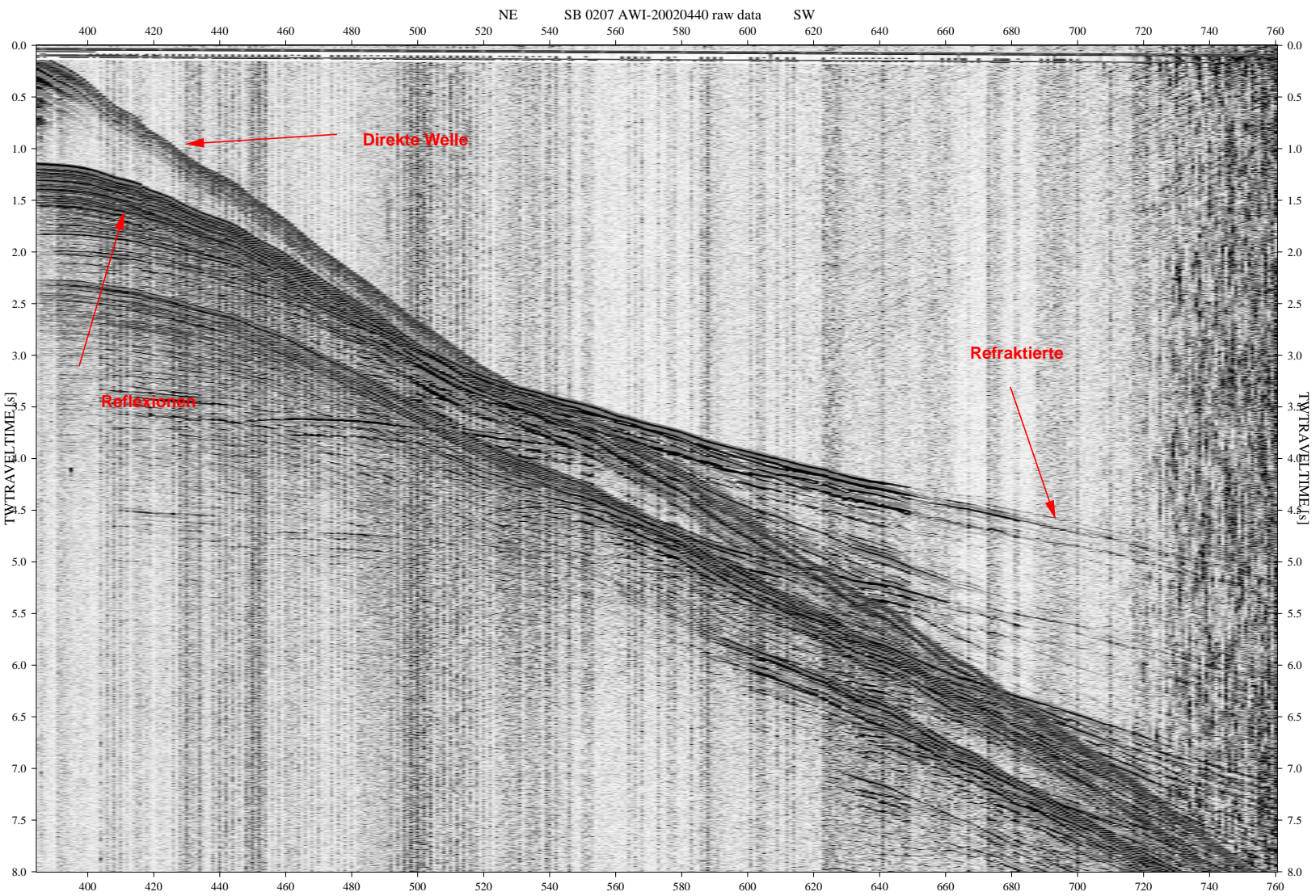


Abbildung 3.6: Rohdaten der Sonobojen SB0207. Die Daten sind von sehr guter Qualität, da die maximale Ausbreitungsentfernung von 11 km erreicht wurde (siehe auch Abb. B.4). Die Daten sind ungefiltert und es wurde kein AGC angewandt. Ein Beispiel für bearbeitete Daten ist auf Abb. 3.7 zu sehen.

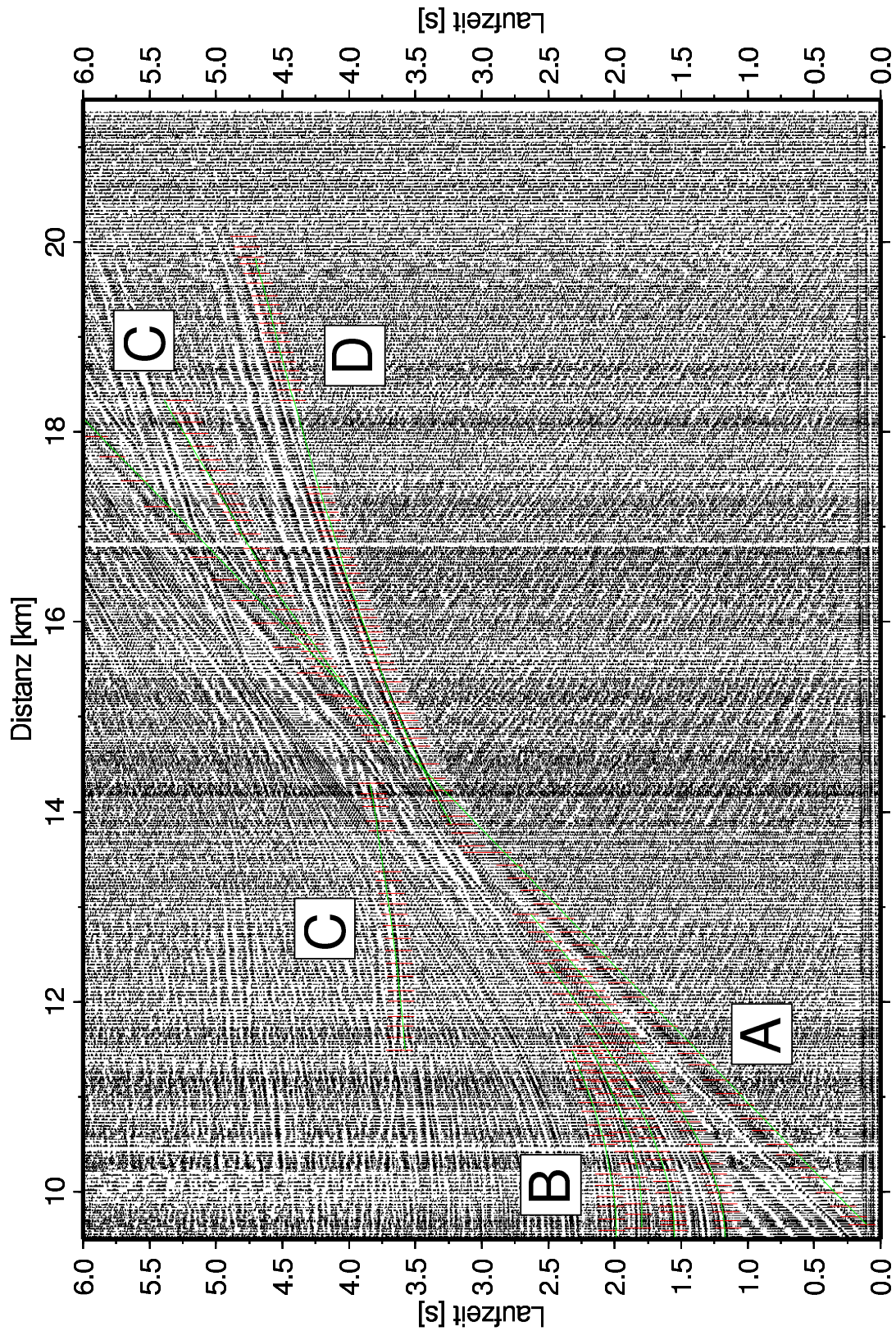


Abbildung 3.7: Bearbeitete refraktionsseismische Daten für Sonoboje SB0207. Die roten Balken geben angerissene Phasen mit einer Fehlerabschätzung von 100 ms an. Die grünen Linien zeigen die Anpassung des Modells an die vorgegebenen Werte. **A:** Direkte Welle. **B:** Reflexionen. **C:** Kopfwelle. **D:** Tauchwelle.

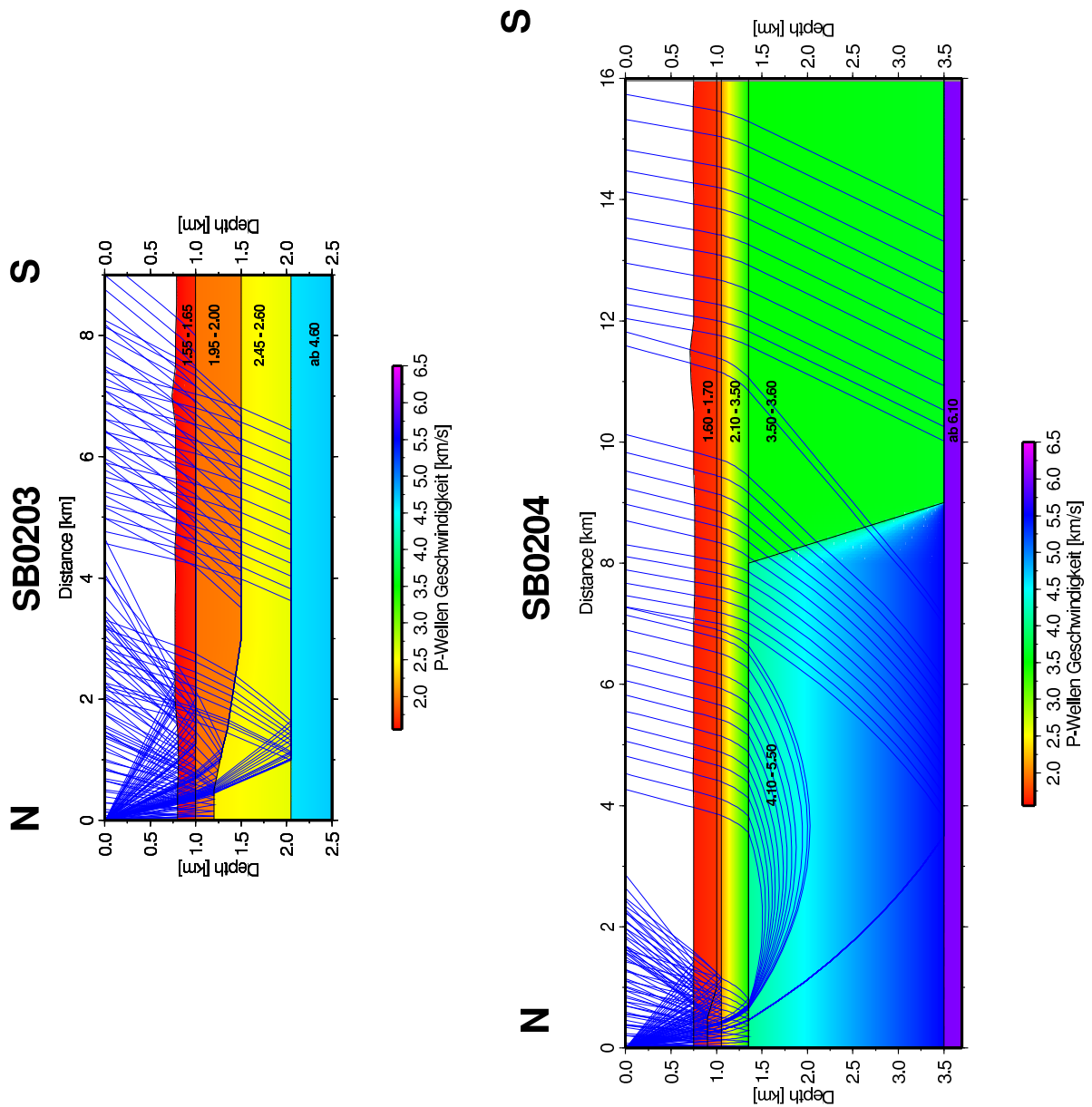


Abbildung 3.8: Geschwindigkeitsmodelle der Sonoboje SB0203 (links) und SB0204 (rechts). Die Überhöhung ist 1.3-fach. Die Geschwindigkeiten der einzelnen Schichten sind angegeben. Modellierter Strahlen zu gepickten Laufzeiten sind in blau dargestellt.

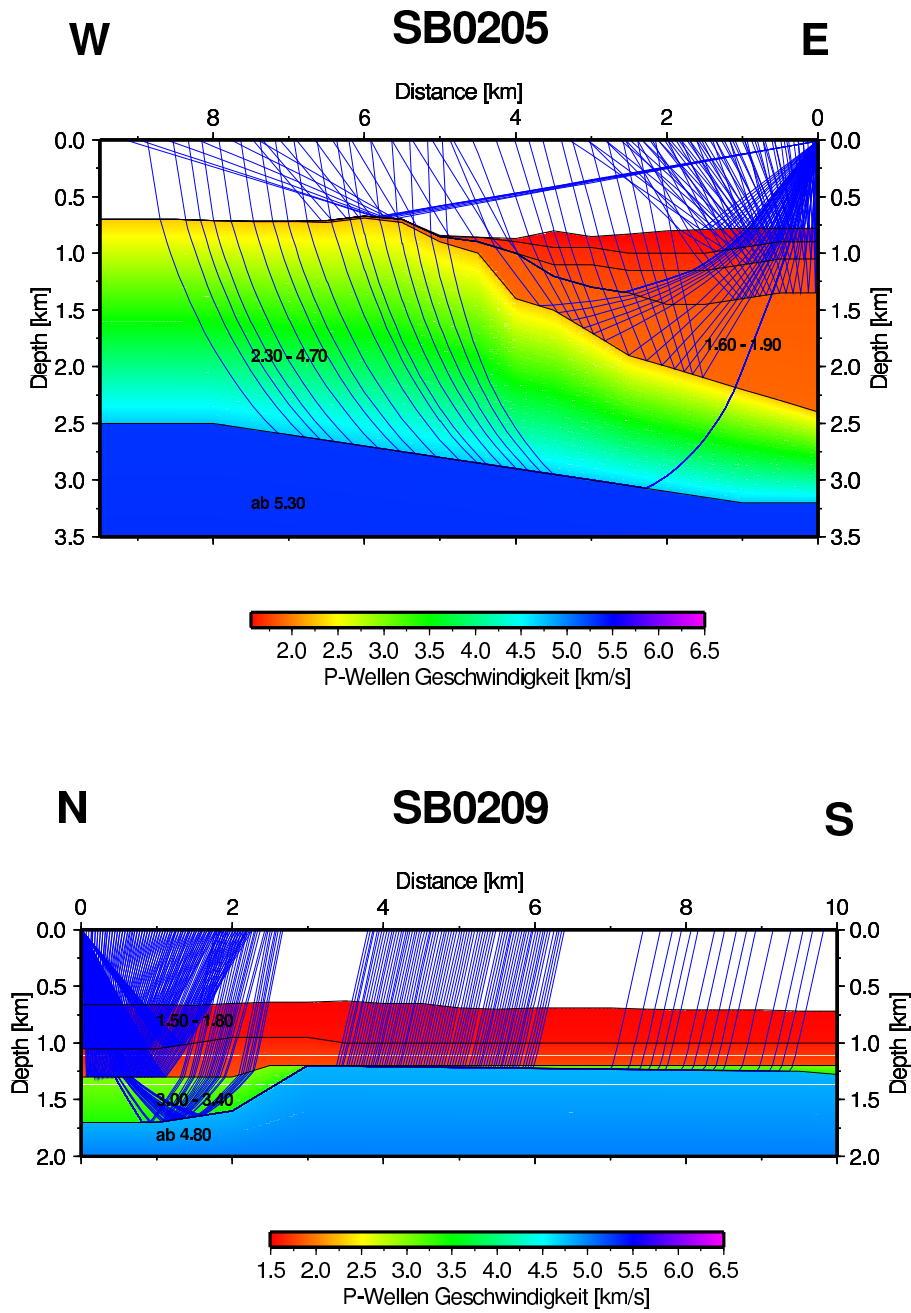


Abbildung 3.9: Modelle für Sonoboje SB0205 (oben) und SB0209 (unten). Die Überhöhung ist 1.3-fach. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abb. 3.8.

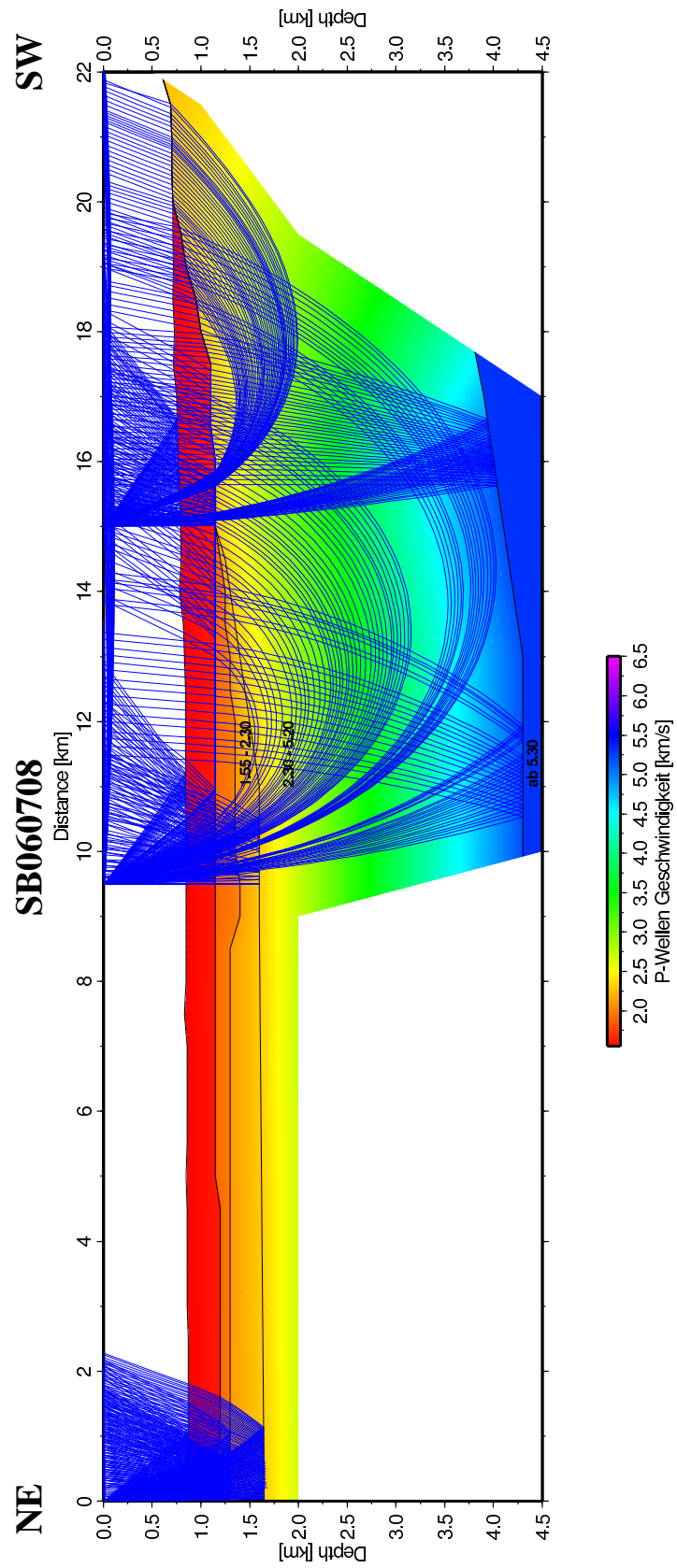


Abbildung 3.10: Modell für die Sonobojen SB0206, SB0207 und SB0208. Die Überhöhung ist 1.3-fach.

4 Reflexionsseismik

4.1 Akquisition

Die Lage der bearbeiteten Profile ist auf Abb. 4.1 zu sehen. Die Daten wurden im Zeitraum vom 08.09. bis 13.09.2002 eingefahren.

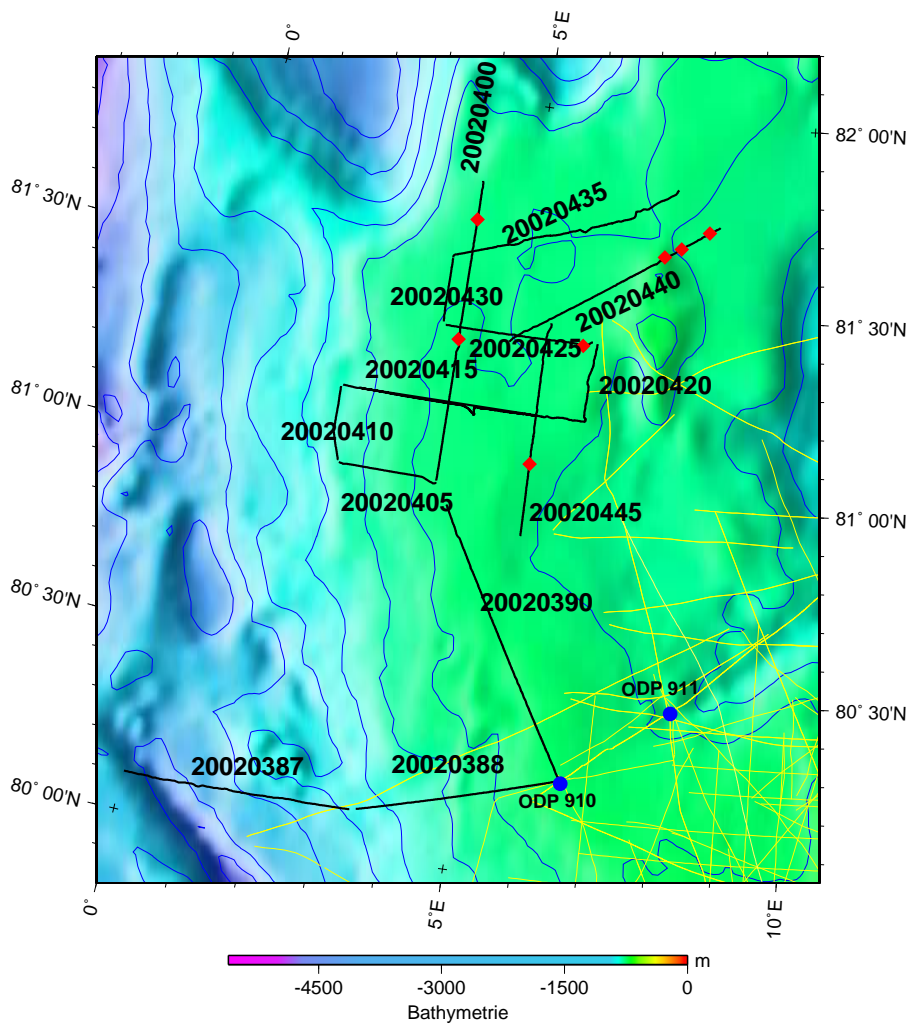


Abbildung 4.1: Lage und Bezeichnung der bearbeiteten seismischen Profile. Die Rauten stellen die Sonobojenlokationen dar und die Bohrlochlokationen von ODP 910 und ODP 911 sind eingezeichnet.

Es handelt sich bei den bearbeiteten Profilen um die Profile AWI-20020387 bis AWI-20020445 des Fahrtabschnittes ARK-XVIII/2. Für die seismische Datenakquisition wurde eine insgesamt 800 m lange Hydrophonkette (aktive Länge 600 m) genutzt. Der Gruppenabstand war 6.25 m und die Anzahl der Hydrophonkanäle betrug 96, somit wurde eine 50-60 fache Überdeckung erreicht. Die akustische Quelle bestand aus einer Anordnung (ar-

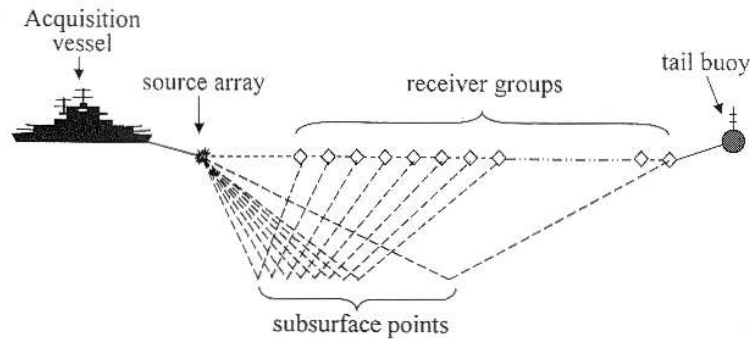


Abbildung 4.2: Marine Akquisition. Das Bild zeigt die Meßanordnung auf See. Hinter dem Schiff werden die Quelle (Luftpulser) und die Hydrophonkette geschleppt. Das Ende wird durch eine Boje gekennzeichnet.

ray) von 8×3 1 Luftpulsern (*airguns*), die 10 m hinter dem Schiff (Jokat, 2003) geschleppt wurden. Es wurde alle 12 bzw. 15 s ein seismisches Signal generiert, die Aufnahmelänge beträgt 8 bzw. 10 s, die Digitalisierungsrate ist 2 ms. Die Meßanordnung ist in Abb. 4.2 zu sehen. Die Daten wurden im SEG-D Format auf Magnetbändern aufgezeichnet. Bei der Aufzeichnung wurde darauf geachtet, daß zu geringe Abtastraten (*aliasing*) vermieden wurden, indem die Abtastrate auf den gewünschten Frequenzanteil angepaßt sowie ein Antialiasingfilter benutzt wurde, der hohe Frequenzen vor der Aufzeichnung herausfilterte. Frequenzen ab 180 Hz wurden hier unterdrückt. Die aus der Abtastrate berechenbare Nyquistfrequenz¹ $\nu_n = \frac{1}{2\Delta}$ ist die Frequenz, ab der Aliasing auftritt. Sie betrug 250 Hz. Die Hauptfrequenz der Luftpulseranordnung betrug 40 Hz und lag somit weit unter der Nyquistfrequenz.

4.2 Datenbearbeitung

4.2.1 Grundlegende Datenbearbeitung

Abb. 4.3 zeigt das Bearbeitungsschema der reflexionsseismischen Daten im Verlauf dieser Arbeit. Die einzelnen Schritte werden im folgenden erläutert.

Demultiplexen und Geometrie Vor der Bearbeitung der Daten ist es notwendig, sie zu demultiplexen, d.h. sie werden nach Kanälen rücksortiert.

Der zweite Schritt ist die Übertragung der Geometrie der Meßanordnung (Positionen von Quelle und Empfänger) auf die Daten. Dazu wird eine Datei mit Schußnummer, Datum und Uhrzeit, sowie eine Navigationsdatei zur Rekonstruktion der Fahrtroute benötigt.

Editieren Die Daten werden bereinigt. Falsch gepolte Spuren werden korrigiert, stark gestörte Spuren aus dem Kanalverbund genommen, Kennzahlen, neue Daten, Bearbeitungsparameter oder Instruktionen werden als Spurkopf hinzugefügt (Militzer und Weber, 1987). Einzelne Kanäle können über das gesamte Profil oder nur über eine bestimmte Anzahl von Schüssen von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen werden. Nicht unterdrückte verrauschte Spuren können die weitere Bearbeitung beeinflussen und die Qualität von Filtermethoden mindern.

¹ ν_n -Nyquistfrequenz, Δ -Abtastrate

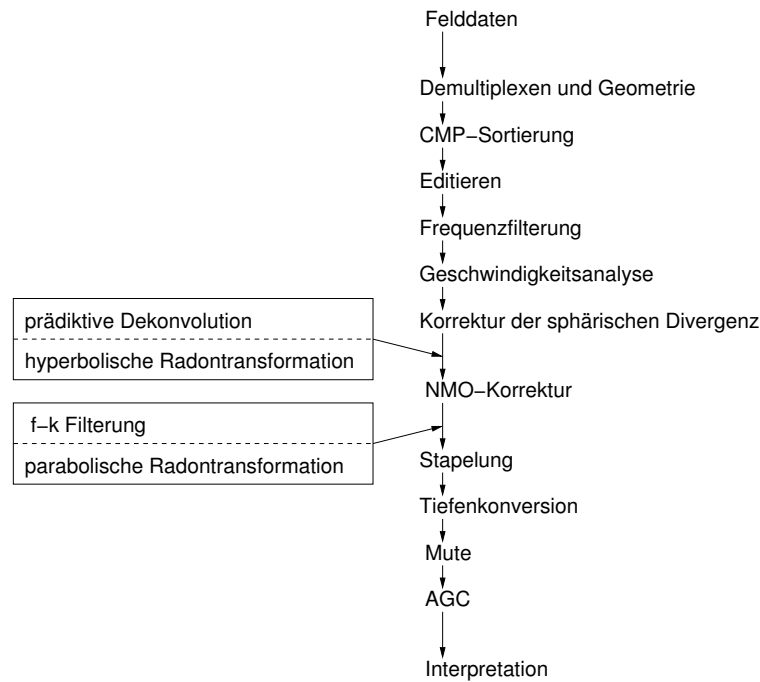


Abbildung 4.3: Bearbeitungsschema der Daten.

CMP Sortierung Die Spuren, welche einen gemeinsamen Tiefenpunkt haben, sind um denselben Oberflächenpunkt reflektiert worden. Diese Gemeinsamkeit ist die Grundlage für die Stapelung (siehe auch Abb. 4.4). Zu einer CMP-Familie werden alle Schußpunkt-Empfänger-Anordnungen zusammengefaßt, deren Mittelpunkte auf einem vorher bestimmten Radius eines Kreises um einen vorgegebenen Bezugsmittelpunkt liegen. Um diesen sinnvoll zu bestimmen, muß die Größe der Fresnelzone beachtet werden.

Die Fresnelzone ist der Bereich des Reflektors, der zwischen zwei Wellenfronten mit einer Einweglaufzeitdifferenz von $\lambda/4$ liegt. Energie, die in diesem Bereich reflektiert wird, erfährt konstruktive Interferenz, d.h., zwei Objekte innerhalb dieser Zone können nicht als getrennt wahrgenommen werden, sind also nicht auflösbar (Yilmaz, 2001). Je schmaler die Fresnelzone ist, desto größer ist das Auflösungsvermögen zwischen zwei Punkten. Es gilt für den Abstand R zur Bestimmung der Fresnelzone² (Militzer und Weber, 1987):

$$R = \sqrt{\frac{1}{2}z_0\lambda + \frac{\lambda^2}{16}} \approx \sqrt{\frac{1}{2}z_0\lambda} . \quad (4.1)$$

In Tabelle 4.1 sind Werte für Fresnelzonen in verschiedenen Tiefen und bei ausgewählten Geschwindigkeiten exemplarisch aufgelistet. Die Werte sind jeweils für die kleinste (10 Hz) und größte Frequenz (80 Hz) des gewählten Bandpaßfilters aufgeführt.

Es ist notwendig, den CMP-Abstand so zu wählen, daß er mindestens zweimal (um Lücken zu vermeiden) in die Fresnel-Zone hineinpaßt. Im Fall der vorliegenden Daten beträgt der gewählte CMP-Abstand 25 m. Damit bei einer minimalen Wassertiefe von 500 m die Fresnelzone 2.5 mal abgedeckt ist, wird die maximal angenommene Frequenz betrachtet. Durch den gewählten CMP-Abstand wird eine 50–60 fache mittlere Über-

² λ -Wellenlänge, z_0 -Reflektortiefe

Tabelle 4.1: Berechnung des Radius der Fresnelzone für minimale und maximale Frequenz bei verschiedenen Tiefen und seismischen Geschwindigkeiten.

Tiefe [m]	Frequenz [Hz]	v_{rms} [m/s]	R[m]
500	10	1480	192
1000	10	1800	300
2000	10	2100	458
3000	10	3300	704
500	80	1480	68
1000	80	1800	106
2000	80	2100	162
3000	80	3300	249

deckung erreicht. Schwankungen in der Überdeckung resultieren aus Schwankungen der Schiffsgeschwindigkeit und somit unterschiedlichen Schußabständen.

Frequenzfilterung Die Nutzfrequenzen bei den verwendeten Luftpulsern liegen zwischen 10 und 80 Hz. Durch gezielte Frequenzfilterung lassen sich verschiedene Störsignale herausfiltern, die unter oder über dem Frequenznutzbereich des seismischen Quellsignals liegen. Für marine Daten sind das Störgeräusche der Schiffsschrauben und die Wellenbewegung an der Oberfläche. Dominierende Frequenzen für die Schiffsschrauben von FS „Polarstern“ liegen bei 5–10 Hz.

Für die Wahl eines geeigneten Frequenzfilters muß die Hauptfrequenz der Quelle bekannt sein, diese beträgt 40 Hz. Die untere Grenze des Bandpaßfilters ergab sich aus der Frequenz der Schiffsschraube. Es wurde ein Filter mit den Eckdaten 5/10–80/120 Hz gewählt.

Korrektur der sphärischen Divergenz (Amplitudenausgleich) Die sphärische Divergenz ist die Amplitudenabnahme aufgrund der radialen Ausbreitung der Wellen. Wird in einem unbegrenzten, ideal-elastischem Medium eine seismische Welle durch eine Punktquelle, z.B. die Auslösung eines Luftpulsers, hervorgerufen, so entsteht eine radiale P-Welle, deren Verschiebungsvektor und Skalarpotential nur von r , aber nicht von θ und ϕ abhängt (Militzer und Weber, 1987). Der Verschiebungsvektor³ u lautet

$$u = -\nabla\Phi = e_r A \left(\frac{1}{r^2} - \frac{ik_p}{r} \right) e^{i(k_p r - \omega t)} \quad (4.2)$$

und besteht aus zwei Anteilen: Der erste nimmt quadratisch mit der Entfernung ab und überwiegt in geringeren Entfernungen (Nahzone); der zweite Teil nimmt proportional mit der Entfernung ab und überwiegt in großen Entfernungen (Fernzone) (Militzer und Weber, 1987). Die Wellenenergie (genauer: die elastische Energiedichte) wird mit wachsendem Abstand auf eine immer größer werdende Kugeloberfläche verteilt. Da die Kugeloberfläche mit r^2 wächst, nimmt die Energiestromdichte wie $1/r^2$ ab und die Amplitude der Welle selbst mit $1/r$ (Militzer und Weber, 1987).

³ r, θ, ϕ -Kugelkoordinaten, A =konst. und kann aus Randbedingungen an der Oberfläche bestimmt werden, $k_p = \frac{2\pi}{L_p}$ mit L_p als Wellenlänge der P-Wellen, e_r -Einheitsvektor in radialer Richtung, Φ -Skalarpotential, t -Zeit, u -Verschiebungsvektor

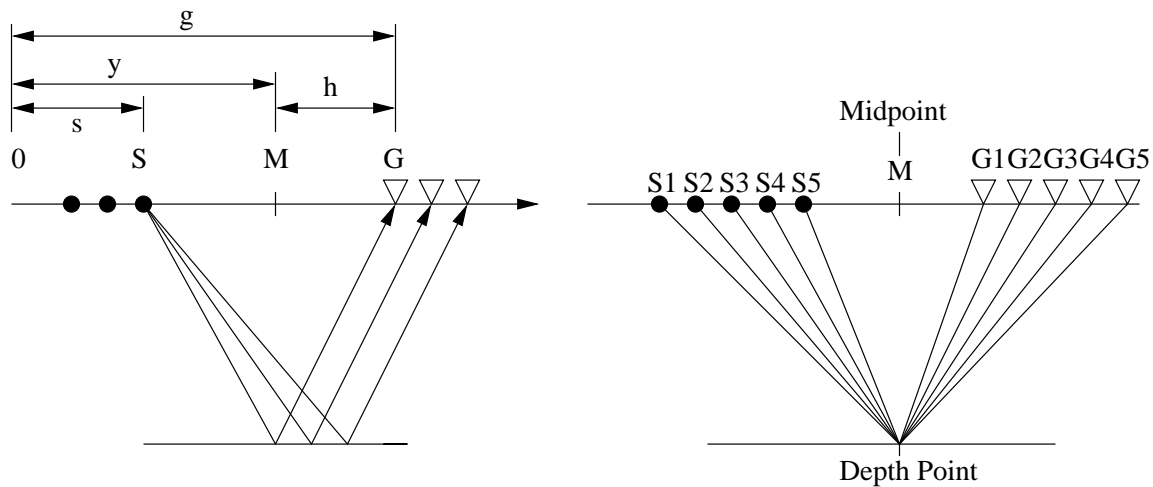


Abbildung 4.4: **Links:** Die seismische Datengewinnung wird mit Schuß-Koordinaten (s, g) durchgeführt. Die Wellenwege werden im Zusammenhang mit einem ebenen, horizontalen Reflektor von Schußpunkt S aus zu diversen Empfängerlokalationen gezeigt. Die Bearbeitungskordinaten, Mittelpunkt, (halber) Offset, (y, h) sind definiert als (s, g): $y = (g+s)/2$, $h = (g-s)/2$. Die Schußachse zeigt entgegengesetzt zur Profilrichtung. **Rechts:** Seismische Datenbearbeitung wird in Mittelpunkt-Offset-Koordinaten (y, h) durchgeführt. Die gezeigten Wellenwege sind die eines einfachen CMP-Gitters. Ein CMP-Gitter ist identisch zu einem CDP-Gitter (*common depth point*), wenn der Tiefenpunkt auf einem horizontalen Reflektor liegt und wenn die darüberliegenden Schichten horizontal gelagert sind.

Mit dieser Voraussetzung läßt sich die sphärische Divergenz mit Hilfe einer Verstärkungsfunktion, für die eine Geschwindigkeits-Tiefenverteilung angegeben wird, ausgleichen. Meist wird ein empirischer Wert angegeben, da die Geschwindigkeitsverteilung nicht bekannt ist.

Außerdem ist die Nutzung eines AGC möglich (*automatic gain control*). Bei dieser Methode wird innerhalb eines Zeitfensters, das über die gesamte Spur geschoben wird, der Mittelwert aller Amplituden bestimmt und anschließend auf diesen Wert normiert.

Seismische Wellen erfahren bei ihrem Weg durch den Untergrund neben der Veränderungen der Intensität durch die sphärische Divergenz weitere Amplitudenänderungen durch Absorption, Reibung, Streuung an gekrümmten Grenzflächen und Aufspaltung in reflektierte und transmittierte Wellen an den Grenzflächen (Yilmaz, 2001).

Stapelung Bei der Stapelung werden zusammengehörige Spuren eines CMP additiv zusammengesetzt. Der Stapelprozeß ist eine Mehrspurfilterung. Bei optimalen NMO-Korrekturen führt das Stapeln zu einer wesentlichen Verbesserung des Nutz/Störverhältnisses der Aufzeichnung. Die in Phase befindlichen Signale werden verstärkt, die inkohärenten Störwellen statistisch unterdrückt. Bei n -facher Überdeckung ist eine \sqrt{n} -fache Verbesserung des Nutz/Störverhältnisses zu erwarten (z.B. Militzer und Weber, 1987).

Im Verlauf dieser Arbeit wurde eine Median-Stapelung angewendet. Dabei werden die Amplituden gewichtet. Dafür wird der Median der Amplituden bestimmt und der Summenspur zugewiesen. Der Median liegt, wenn die Amplituden nach ihrem Wert sortiert werden würden, genau in der Mitte.

Stummschalten (Muting) der Wassersäule Da es sich bei der direkten Welle und allen Einsätzen, die vor der Meeresbodenreflexion auftreten, nicht um Nutzsignale handelt, dürfen diese mit einem Stummschalter entfernt werden.

4.2.2 Geschwindigkeitsanalyse

Dynamische Korrektur Ziel dynamischer Korrekturbearbeitungen ist die Reduzierung der Laufzeiten t_x (Laufzeit für Kanäle in größerem Abstand vom CMP) auf die Lotzeit t_0 (Laufzeit direkt über dem CMP [offset]) (Militzer und Weber, 1987). Das Prinzip ist in Abb. 4.5 veranschaulicht. Der Korrekturbetrag wird als **Normal Move Out** (NMO) bezeichnet und stellt eine Geschwindigkeit dar. Um diesen Betrag korrigieren zu können, werden Geschwindigkeitsanalysen durchgeführt. Ein gutes Geschwindigkeitsmodell ist die Grundlage für ein gutes Stapelergebnis. Es ist möglich, konstante und interaktive Geschwindigkeitsanalysen durchzuführen.

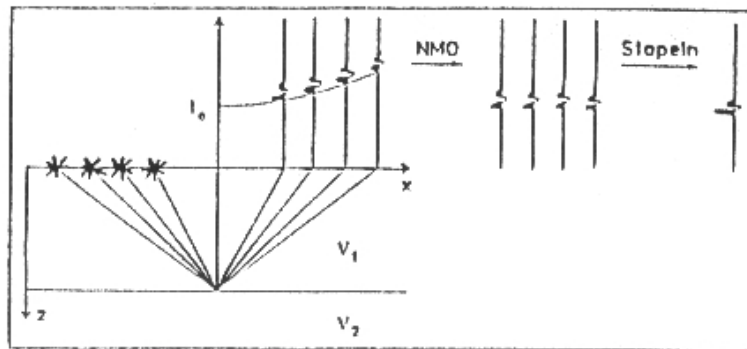


Abbildung 4.5: Mehrfach überdeckter CMP-Punkt, Prinzip der NMO-Korrektur (*normal move out*) mit anschließender Stapelung.

Diese Geschwindigkeit wäre bei einem um den Winkel ϕ geneigten Reflektor um $1/\cos\phi$ höher als die Geschwindigkeit eines söhnigen Reflektors. Bei kleinen Winkeln ($< 3^\circ$), wie sie im Arbeitsgebiet vorkommen, ist $\cos\phi \approx 1$ und damit vernachlässigbar.

Konstante Geschwindigkeitsanalyse.

Bei dieser Methode der Geschwindigkeitsanalyse wird eine CMP-Familie, bzw. ein kurzes CMP-Intervall, mit einer konstanten Geschwindigkeit korrigiert. Das wird für verschiedene Geschwindigkeiten wiederholt. Reflexionen, die durch dieses Verfahren horizontal erscheinen, sind mit dem jeweiligen Geschwindigkeitswert richtig korrigiert. Es sollten möglichst keine Schichtneigungen vorliegen, damit die Analyse korrekte Ergebnisse liefert.

Ein Vorteil dieser Methode ist, daß beim Probestapeln mit der richtigen Geschwindigkeit korrigierte Reflexionen deutlicher erkennbar sind. Der Nachteil sind längere Rechenzeiten für die verschiedenen Geschwindigkeiten.

Interaktive Geschwindigkeitsanalyse.

FOCUS bietet die Möglichkeit, seismische Geschwindigkeiten auch interaktiv zu bestimmen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde vorzugsweise diese Methode angewendet. Es wird das Kohärenzmaß der Amplituden bei der Summation entlang von Hyperbeln für eine ausgewählte Geschwindigkeit berechnet (Abb. 4.6). Mit Hilfe der *Semblance*, welche bei FOCUS das Kohärenzmaß darstellt, wird ein Konturendiagramm erstellt. Die horizontale Achse stellt die Geschwindigkeit dar, die vertikale ist die Zweiweglaufzeit. Die Maxima geben Auskunft über die optimale Stapelgeschwindigkeit zu verschiedenen Laufzeiten. Mit

einer NMO-Korrektur kann man nachprüfen, ob die gepickte Geschwindigkeit im Rahmen der tatsächlichen liegt. Diese Analyse wurde nicht an jedem CMP durchgeführt. Je nach Komplexität des Gebietes (z.B. geologische Strukturen) werden nur einzelne CMP's bearbeitet. Zwischen den CMPs wird die Geschwindigkeitsstruktur interpoliert.

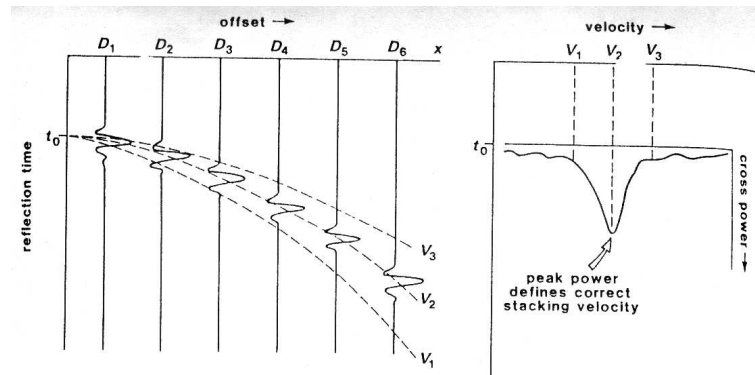


Abbildung 4.6: Prinzip der Kohärenzberechnung für die interaktive Geschwindigkeitsanalyse (Militzer und Weber, 1987).

Die interaktive Geschwindigkeitsanalyse zeigt, daß die Geschwindigkeiten für Reflexionshorizonte vor Eintreffen der ersten Multiplen sehr gut bestimmbar waren. Mögliche tiefere Reflektoren sind stark von multipler Energie überlagert, so daß keine eindeutigen Reflexionshyperbeln primärer Energie erkennbar sind. Abb. 4.7 zeigt ein Beispiel. Auf der rechten Seite sind mit der *Semblance*-Berechnung deutlich die Meeresbodenreflexion sowie die Multiplen zu sehen. Unterhalb der ersten Meeresbodenmultiplen ist kein eindeutiges Primärsignal mehr erkennbar. Es wurde daher ein Trend für die Geschwindigkeitszunahme in die Tiefe angenommen.

4.3 Multiple Reflexionen

Multiplen werden anhand ihrer Wellenwege (Abb. 4.8) unterschieden. Im Rahmen dieser Arbeit ist besonders die Meeresbodenmultiple (Abb. 4.8 b) von Bedeutung, die eine Multiple mit langem Wellenweg darstellt. Meeresbodenreflexionen oder Reverberationen werden in der marinen Seismik häufig beobachtet. Hier handelt es sich um energiereiche Einsätze, welche tiefe Reflexionen verdecken. Es wird nicht nur die sich vom Erregungspunkt ausbreitende Welle mehrfach vom Meeresboden reflektiert, sondern auch die als Primärreflexion auftauchende Welle von der Wasseroberfläche zurückgestrahlt (Geistreflexion)(Abb. 4.8 a). Da sowohl die Grenze Wasser/Luft als auch die Grenze Wasser/Gestein einen hohen Impedanzkontrast aufweist, entfällt auf die Mehrfachreflexion ein beträchtlicher Anteil der abgestrahlten Energie (Militzer und Weber, 1987). Es wurden verschiedene Verfahren entwickelt, um die Meeresbodenmultiplen zu unterdrücken und die Primärreflexionen zum Vorschein kommen zu lassen.

4.3.1 Multiplendämpfung durch prädiktive Dekonvolution

Das Produkt der Dichte und der Geschwindigkeit einer Schicht wird als akustische Impedanz bezeichnet. Der Unterschied in der Impedanz zwischen benachbarten Gesteinsschichten verursacht die Reflexion einer seismischen Spur. Die aufgezeichnete seismische Spur ist diese Reflexionsserie gefaltet (*konvolviert*) mit dem Eingangssignalsignal (siehe

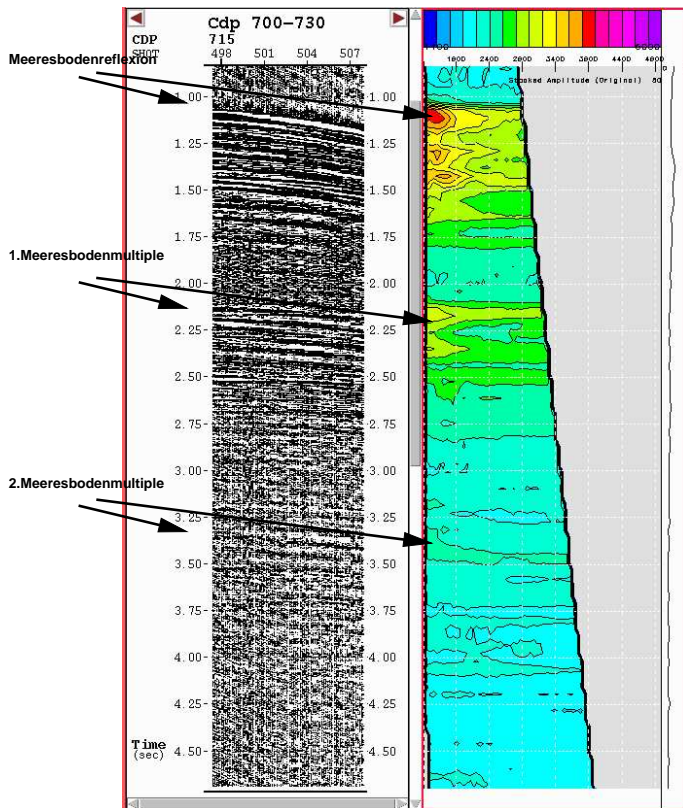


Abbildung 4.7: Multiplexproblem bei der interaktiven Bestimmung von Geschwindigkeiten. **Links:** Seismogramm. Man erkennt deutlich die Meeresbodenmultiplex nach jeweils der doppelten bzw. dreifachen Zweiweglaufzeit. **Rechts:** *Semblance*-Berechnung. Die Farbskala oben im Bild gibt an, welche Farben welchen *Semblance*-Wert vertreten.

auch Abb. 4.9). *Dekonvolution* ist ein Ansatz, den Filtereffekt der Erde rückgängig zu machen. Diese Methode hat zwei grundlegende Effekte: Erhöhung der Frequenzbreite des Signalspektrums und Abschwächung der Multiplex (Yilmaz, 2001).

Praktisch erreichbare inverse Filter sind immer nur Annäherungen an den Idealfall, denn erstens müßte der ideale Filter unendlich lang sein; zweitens liegt der prädictiven *Dekonvolution* zugrunde, daß die statistische Natur der seismischen Zeitserie tatsächlich gegeben ist (Kearey und Brooks, 1991). Das gilt allerdings nur näherungsweise.

Bei der *Dekonvolution* wird die Periodizität von Multiplex ausgenutzt. Ein Filter wird entwickelt, der aus den Meßwerten zum Zeitpunkt t einen Schätzwert für den Zeitpunkt $t + \alpha$ berechnet. Die Vorhersagelänge α entspricht der Zeitdauer bis zum Einsatz der ersten Multiplex. Die Operatorlänge kann durch Tests ermittelt werden, ist aber größer als die

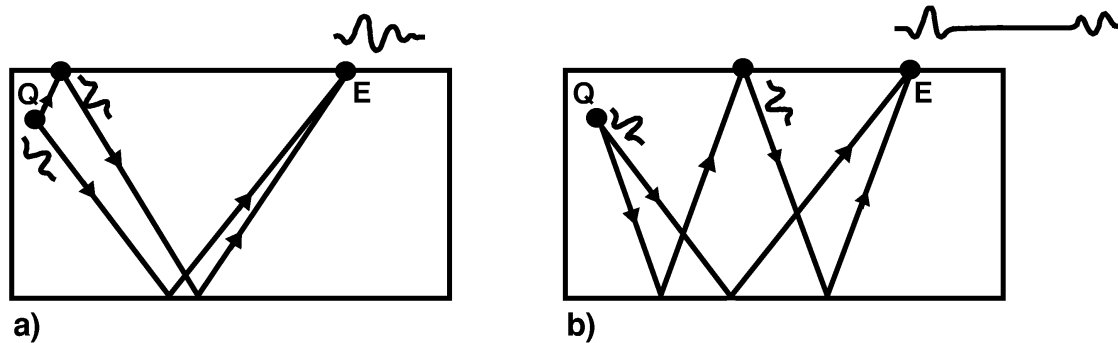


Abbildung 4.8: Multiple Reflexionen und die dazugehörigen Signalformen. a) Multiple mit kurzem Wellenweg und Geisterreflexion. b) Multiple mit langem Wellenweg (Meeresbodenmultiple) (Kearey und Brooks, 1991).

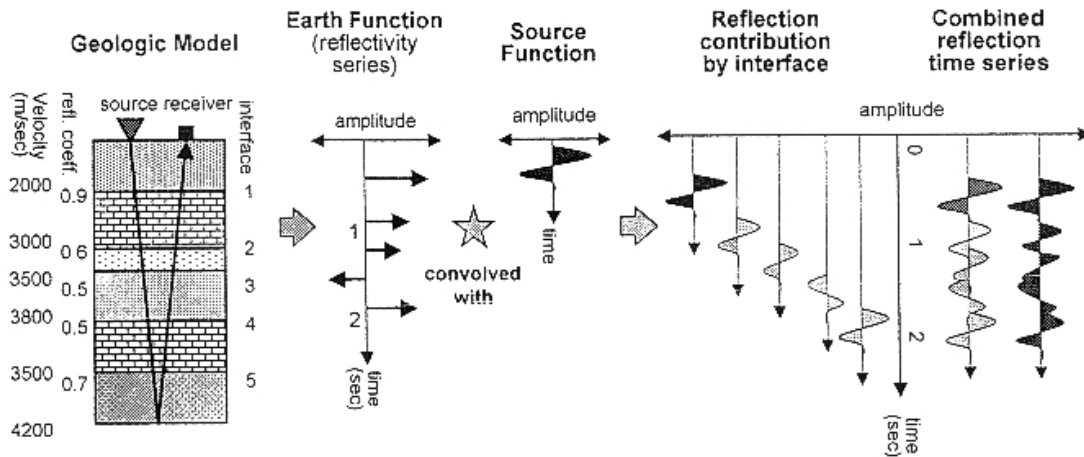


Abbildung 4.9: Die Entstehung einer seismischen Spur. Die grundlegende Annahme bei einer Dekonvolution ist, daß eine reflektierte Spur als Kombination aus einer Quellfunktion und einer Erdantwort (*earth response*) bzw. einer Reflektivitätsfunktion modelliert wird.

Vorhersagelänge.

Diese Art der Multiplenunterdrückung zeigte bei den vorliegenden Daten keinen Erfolg. Eine wichtige Voraussetzung des Verfahrens ist ein sählig gelagerter Untergrund, damit das Signal senkrecht auf die Schichtgrenze trifft (Yilmaz, 2001). Bei den vorliegenden Daten sind diese Voraussetzungen nicht erfüllt. Der Meeresboden ist an vielen Stellen aufgrund glazialer Einwirkung sehr uneben. Strömungsstrukturen wie Kontourite, die an zahlreichen Stellen der bearbeiteten Profile vorliegen, stören die Randbedingungen, die für eine erfolgreiche Multiplenunterdrückung durch Dekonvolution notwendig sind.

Die in den folgenden Abschnitten vorgestellten Methoden sind geschwindigkeitsbasierende Verfahren der Multiplenunterdrückung. Sie beruhen auf dem Geschwindigkeitskontrast der Wellen im Wasser und im Gestein. Die Reflexionshyperbeln der Multiplen weisen damit im Seismogramm eine stärkere Krümmung auf als die Primärsignale. Daraus resultierten *Move Out*-Unterschiede, die in den folgenden Abschnitten genutzt werden.

4.3.2 Multiplendämpfung durch Stapelung

Aufgrund der Aufzeichnung der Signale auf 96 Kanälen und des Stapelns der Kanäle wird ein verbessertes Signal-Rauschverhältnis erzielt. Die Effektivität des Stapelprozesses für eine Verbesserung der Signal-Rauschqualität hängt von akkurat bestimmten Geschwindigkeiten zur Berechnung der NMO ab (z.B. Jones, 1999).

Durch den Stapelprozeß werden multiple Reflexionen abgeschwächt. Aufgrund der meist höheren Geschwindigkeit im Untergrund im Vergleich zum Meeresboden besitzt eine primäre Reflexion, die zur gleichen Zeit t_0 wie die Multiple auftritt, eine schwächere Hyperbelkrümmung (siehe Abb. 4.10 A). Daraus folgt, daß die dynamische Korrektur nur für die Primärreflexion passend ist. Diese wird bei der Stapelung konstruktiv addiert und die Multiplen werden aufgrund der resultierenden Phasenverschiebung abgeschwächt.

Abb. 4.11 zeigt CDP 200-250 von Profil AWI-20020400, NMO-korrigiert für eine kon-

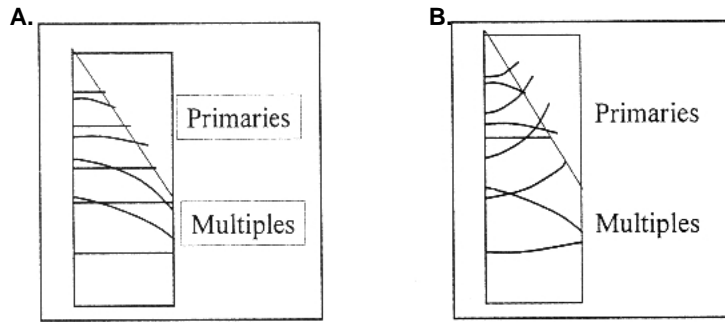


Abbildung 4.10: Prinzip der Über- und Unterkorrektur von Reflektoren und Multiplen. **Links:** Für gut korrigierte Primärsignale sollten die Multiplen unterkorrigiert sein und sollten sich bei der Stapelung destruktiv überlagern. **Rechts:** Für unter- bzw. flach korrigierte Multiplen können Neigungsfiler oder beispielsweise die Radontransformation angewendet werden.

stante Geschwindigkeit und gestapelt. Der Meeresboden ist auf Abb. 4.11 A sehr gut korrigiert, bei Abb. 4.11 B noch erkennbar und für 3000 und 4000 m/s wurden die Signale aufgrund der Überkorrektur zerstackelt. Die Meeresbodenmultiple ist auf Abb. 4.11 A–C sehr gut zu erkennen und selbst bei einer Geschwindigkeit von 4000 m/s noch deutlich. Abb. 4.12 zeigt die Größe der Amplituden für CMP 225 vor dem Stapeln (nur einige Spuren; Abb. 4.12 A) und nach dem Stapeln mit einer vorhergehenden NMO-Korrektur mit 1500 m/s (Abb. 4.12 B) und mit einer NMO-Korrektur von 1500 m/s bis 2 s und ab 2 s mit 3000 m/s (Abb. 4.12 C). Der größte gemessene Amplitudenwert in jedem dieser Diagramme liegt bei 0 dB (Meeresbodenreflexion), alle anderen haben entsprechend negative Werte. In Abb. 4.12 A entspricht die Amplitudengröße der Multiplen 60% der Amplitude der Meeresbodenreflexion, nach dem Stapeln mit 1500 m/s noch 51% und in Abb. 4.12 C nur 43%. Das zeigt, daß sich die Signale für die stärkste Reflexion (Meeresboden) konstruktiv addierten, die Multiplen aber, je höher man die Geschwindigkeit wählt, teilweise zerstackeln. Bei allen drei Abbildungen ist die erste Meeresbodenmultiple sehr deutlich zu erkennen. Das zeigt, daß Stapelprozeß ohne zusätzliche Verfahren bei den vorliegenden Daten keinen unterdrückenden Effekt zeigt. Deshalb wurden einige Verfahren vor dem Stapeln (*pre-stack*) getestet.

4.3.3 Multiplendämpfung im f - k -Bereich

Eine weitere Möglichkeit der Multiplenunterdrückung ist die Transformation in den f - k -Bereich, in dem es möglich ist, Signale voneinander zu trennen, die eine unterschiedliche Neigung im x - t -Raum aufweisen. Die Scheingeschwindigkeit v_a wird wie folgt berechnet:

$$v_a = \frac{v}{\sin \alpha} . \quad (4.3)$$

Um eine Spur vom x - t -Bereich in den f - k -Bereich zu transformieren, muß eine f - k -Transformation durchgeführt werden.

$$F(f, k) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} dx dt f(x, t) e^{-i(2\pi ft + kx)} . \quad (4.4)$$

Für Signale mit unterschiedlichem Frequenzgehalt, aber gleicher Neigung im x - t -Bereich ergibt sich eine Ursprungsgerade mit der Steigung v_a , wenn die Frequenz f gegen die

AWI-20020400 CDP 200–250, NMO-Korrektur mit konstanter Geschwindigkeit, MEDIAN-Stapelung

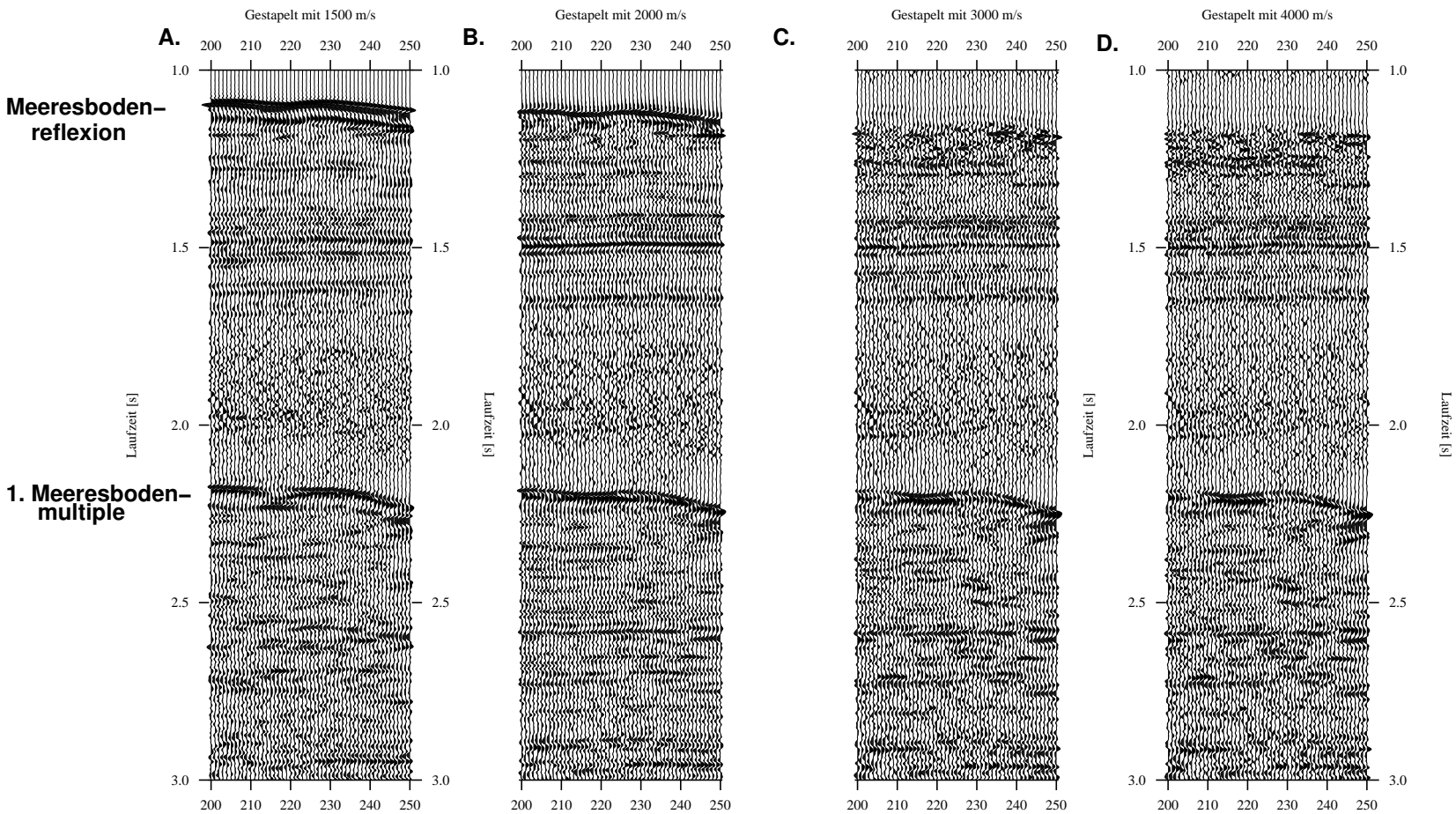


Abbildung 4.11: Profil AWI-20020400 CDP 200–250, NMO-Korrektur mit einer konstanten Geschwindigkeit von **A** 1500 m/s, **B** 2000 m/s, **C** 3000 m/s, **D** 4000 m/s. Danach wurde eine Medianstapelung angewendet. Die Multiple ist nach dem Stapelprozeß noch deutlich sichtbar.

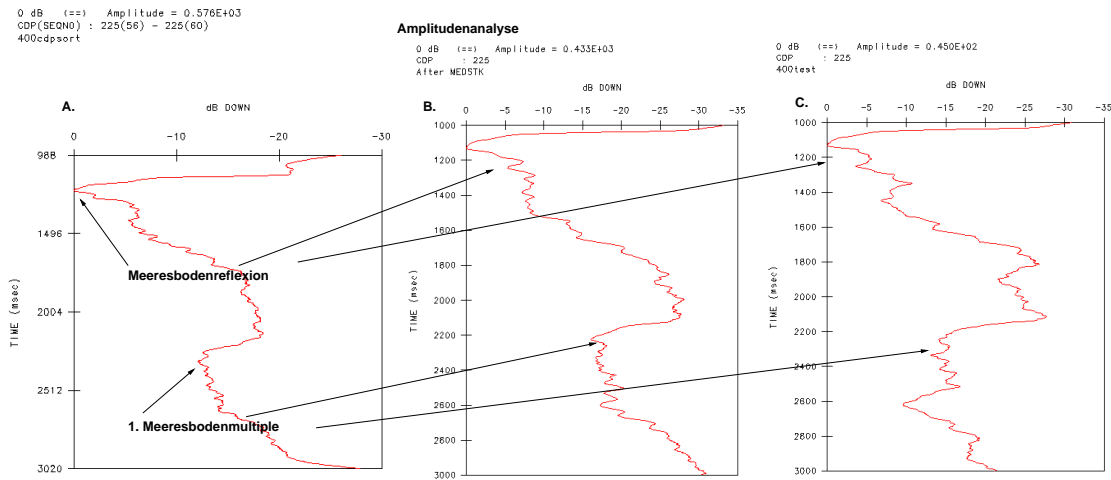


Abbildung 4.12: Amplitudenanalyse für den CMP 225 von Profil AWI-20020400 **A** vor der NMO-Korrektur, **B** nach der NMO-Korrektur mit einer konstanten Geschwindigkeit von 1500 m/s und einer Medianstapelung, **C** nach der NMO-Korrektur mit 1500 m/s bis 2 s und ab 2 s mit 3000 m/s und einer Medianstapelung.

Wellenzahl⁴ k_a aufgetragen wird (siehe auch Abb. 4.13). Der Zusammenhang zwischen der Neigung im x - t - und f - k -Bereich sowie der damit verknüpften Geschwindigkeit ist

$$\frac{dx}{dt} = v = \frac{f}{k} . \quad (4.5)$$

Zur praktischen Durchführung (Abb. 4.13) wird das Seismogramm so NMO-korrigiert, daß die Primärsignale ungefähr in gleichem Maße überkorrigiert sind, wie die Multiples unterkorrigiert (siehe auch Abb. 4.13 a). Daraufhin bilden sich Primärsignale aufgrund ihrer negativen Neigung im f - k -Diagramm im Bereich der negativen Wellenzahlen ab, die Multiples im Bereich der positiven (siehe auch Gl.4.5; Abb. 4.13 b). Es wird ein Filter definiert und die gefilterten Ereignisse werden theoretisch nicht zurück in die x - t -Ebene transformiert. Praktisch liegen bei kleinen Wellenzahlen Primärsignale und Multiple sehr dicht beieinander und lassen sich somit schwer trennen. Demzufolge verbleiben noch Restsignale bei kleinen und großen Offsets (siehe Abb. 4.13 c).

Aufgrund der geringeren Aufnehmerdistanzen liegt das relevante f - k -Spektrum dicht an der Ordinate, wie in Abb. 4.14 zu sehen ist. Es besteht keine Möglichkeit, primäre Energie von multipler zu trennen. Dieses Verfahren ist bevorzugt unter Verwendung eines längeren Hydrophonkabels anzuwenden.

4.3.4 Multiplenunterdrückung im τ - p -Bereich

Lineare Radontransformation

Abb. 4.15 zeigt das Schema der linearen Radontransformation. Sie entspricht einer Summation von Amplituden entlang von Geraden mit der Neigung⁵ p . Der Zusammenhang

⁴ $k_a = \frac{f}{v_a}$
⁵ $p = \frac{1}{v_a} = \frac{\sin I}{v} = \frac{dt}{dx}$, p -Strahlparameter, I -Einfallswinkel, v -Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund, v_a -Scheingeschwindigkeit

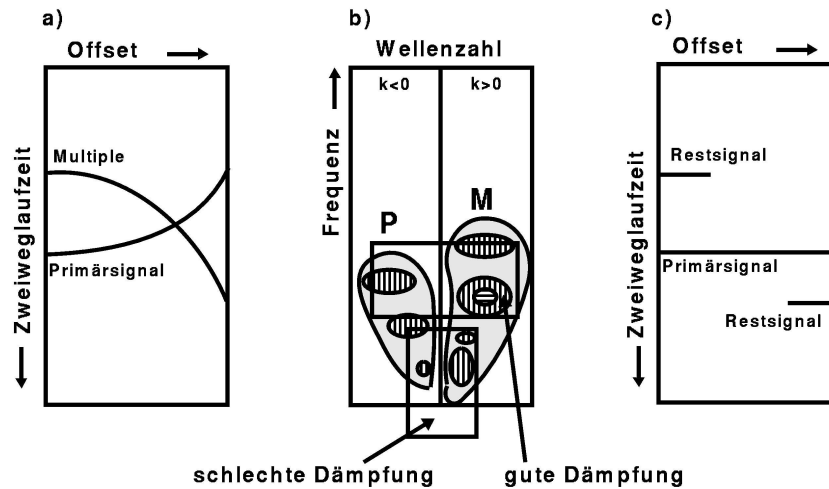


Abbildung 4.13: Schema der f - k -Filterung. a) CMP-Familie nach einer NMO-Korrektur mit Primärwellengeschwindigkeiten und anschließender Überkorrektur. b) Nach der Transformation in die f - k -Ebene: Multiple Energie wird bei positiven Wellenzahlen abgebildet, Primärenergie bei negativen Wellenzahlen. c) Nach Rücktransformation und Beseitigung der Überkorrektur: Die multiple Reflexion ist bis auf Restsignale bei sehr kleinen und sehr großen Distanzen unterdrückt. Dies ist auf die schlechte Trennbarkeit von primärer und multipler Energie bei kleinen Wellenzahlen und Frequenzen und damit schlechterer Dämpfung in diesem Bereich zurückzuführen (nach Hardy und Hobbs, 1991).

zwischen den Eingabekoordinaten (x, t) und den Ausgabekoordinaten (τ, p) ist die lineare Move Out-Korrektur $t = \tau + 2ph$ (Yilmaz, 2001). Summiert über die Distanz ergibt das⁶:

$$S(p, \tau) = \sum_x P(x, \tau + 2ph) . \quad (4.6)$$

Daraus erhält man eine Neigungsstapelung (*slant stack*) der Eingangsdaten. Die Distanzachse wird durch die Strahlparameterachse ersetzt und die Zeitachse im x - t -Bereich wird im Radonbereich zur Interzeptzeitachse. Abb. 4.16 zeigt, in welcher Weise ein konventionelles CMP-Gitter in den Radonbereich transformiert werden kann. Die linke Seite veranschaulicht die vorgestellte lineare Transformation, die rechte zeigt eine weitere Möglichkeit der Transformation in den Geschwindigkeitsbereich.

Hyperbolische Radontransformation

Anstatt einer linearen Moveout-Korrektur wird bei diesem Verfahren eine hyperbolische Moveout-Korrektur angewendet. Der Zusammenhang zwischen Ein- (x, t) und Ausgabekoordinaten (v, τ) ist⁷

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4h^2}{v^2} . \quad (4.7)$$

Daraus wird eine Geschwindigkeitsstapelung in der Radondomäne mit

$$u(v, \tau) = \sum_h d(h, t = \sqrt{\tau^2 + \frac{4h^2}{v^2}}) \quad (4.8)$$

⁶ τ -Interzeptzeit, h -halbe Distanz, t -Zeit

⁷ v -Stapelgeschwindigkeit

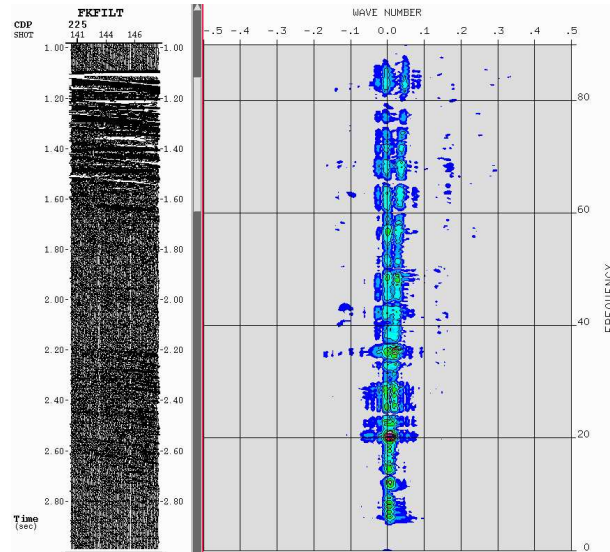


Abbildung 4.14: FK-Spektrum des CMP 225 Profils AWI-20020400. Das Spektrum liegt sehr dicht an der Ordinate. Die Definition eines Filters ist nicht sinnvoll, da primäre und multiple Energie nicht getrennt werden können.

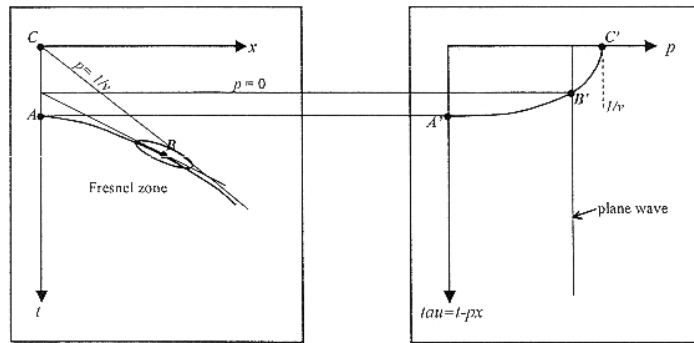


Abbildung 4.15: Eine Hyperbel in einem CMP-Gitter wird eine Ellipse im τ - p -Bereich. Verschiedene Punkte aus dem CMP-Gitter transformiert auf den τ - p -Bereich. Die Ereignisse A, B, C werden in die Punkte A', B', C' transferiert (verändert nach Yilmaz, 2001).

und für die Rücktransformation in den h - t -Bereich⁸:

$$d'(h, t) = \sum_v u(v, \tau = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v^2}}) . \tag{4.9}$$

Allerdings funktioniert die Transformation, die auch in Abb. 4.16 zu sehen ist, für reale Daten nicht ideal. Fundamentale Probleme bei der Transformation in den Geschwindigkeitsbereich stellt die endliche Länge des Hydrophonkabels sowie die nicht kontinuierliche (weil digitale) Eingangsfunktion dar. Das führt dazu, daß Geschwindigkeiten mit geringem Moveout nach der Transformation nicht mehr auflösbar sind und die Inversion in den x - t -Bereich nicht mehr das Ausgangssignal liefert. Um dieses Problem zu vermeiden, wurde die diskrete hyperbolische Radontransformation entwickelt, bei der die Zeitachsen (t und τ) mit der Bedingung: $t' = t^2$; $\tau' = \tau^2$ gedehnt werden. Ein Ergebnis davon ist, daß

⁸ d' -transformiertes CMP-Gitter

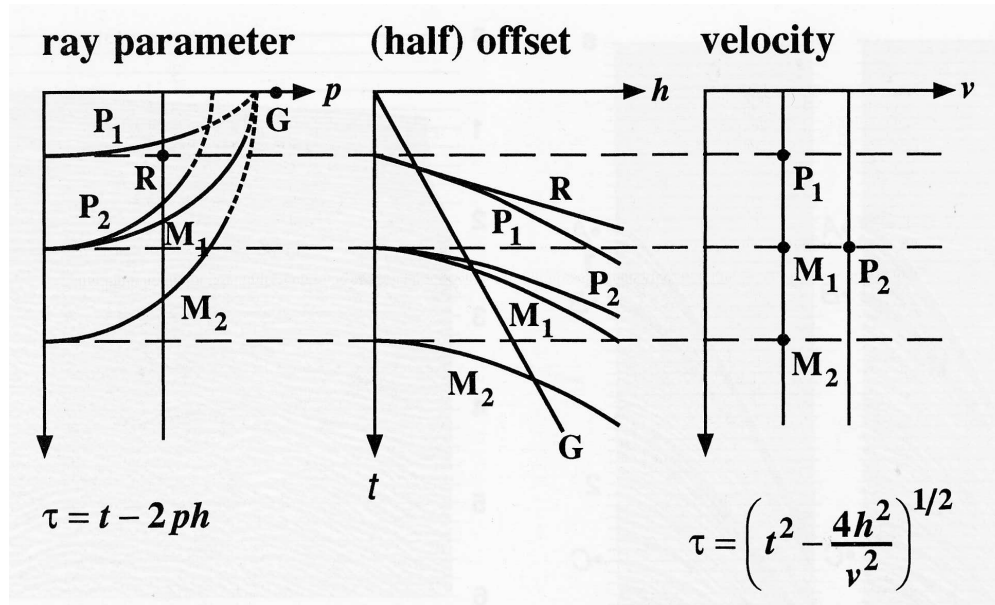


Abbildung 4.16: *Slant Stack* (links) und *Velocity Stack* rechts transformiert von einem CMP-Gitter (Mitte). Ein lineares Ereignis im Distanz-Zeit-Bereich, wie die Refraktierte R wird idealerweise ein Punkt im Strahlparameterbereich. Ein hyperbolisches Ereignis wie Primärsignale (P_1, P_2) oder Multiplen (M_1, M_2, M_3) erscheinen als Ellipse im τ - p -Bereich. Eine Hyperbel mit einer höheren Geschwindigkeit wird als engere Ellipse im τ - p -Bereich erscheinen als eine mit einer niedrigeren Geschwindigkeit. Bei Transformation einer Hyperbel aus dem x - t -Bereich in den τ - v -Bereich wird diese idealerweise zu einem Punkt. Das heißt, es ist möglich, Primärsignale und Multiplen auf der Grundlage der unterschiedlichen Geschwindigkeiten zu trennen (Yilmaz, 2001).

hyperbolische Ereignisse im Distanzbereich zu parabolischen im Radonbereich werden. Der parabolische *Move Out* ist zeitinvariant für bestimmte Geschwindigkeiten. Die Radontransformation für jeden Punkt wird im Fourierbereich unter Berechnung einer Matrix durchgeführt (siehe auch Yilmaz, 2001), welche dann eine Lösung im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate darstellt. Es wird eine inverse Fouriertransformation durchgeführt und die Dehnung der Zeitachsen zurückgerechnet werden. Anschließend kann eine gewünschte Filteroperation im Radonbereich durchgeführt und die Rücktransformation des modellierten CMP-Gitters durchgeführt (Yilmaz, 2001).

Praktisch angewendet können Geschwindigkeiten, die in die lineare τ - p -Transformation einbezogen wurden, auf einen ausgewählten Bereich begrenzt werden (siehe Abb. 4.17). Es ist möglich, die unerwünschten, mit multiplen Signalen verknüpften Geschwindigkeiten während der Vorwärtstransformation in den τ - p -Bereich auszuwählen. Damit extrahiert man die multiplen Signale aus Daten. Nach der inversen Transformation wird dieses Seismogramm von den Ausgangsdaten subtrahiert. Das Ergebnis ist ein multiplenenbereinigtes Seismogramm (Yilmaz, 2001).

Die Filterung erfolgt durch Angabe von Randbedingungen für p . Dabei handelt es sich um ein Geschwindigkeitsintervall $[v_{min}, v_{max}]$, in dem die multiplen Signale liegen. Dieses wurde in einer Geschwindigkeitsanalyse festgelegt:

$$p(x, t) = \left[\frac{x}{t v_{max}^2}, \frac{x}{t v_{min}^2} \right]. \quad (4.10)$$

Durch Gl. 4.10 werden in Abhängigkeit von x und t zwei Ursprungsgeraden festgelegt (Abb. 4.17). Zusammen mit den Geraden p_{min} und p_{max} spannen sie den definierten Bereich (in Abb. 4.17 schraffiert) auf. Amplituden auf der Geraden mit Neigung p_1 außerhalb

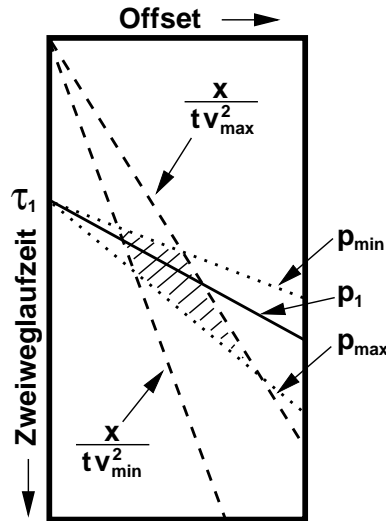


Abbildung 4.17: Hyperbolische Filtergrenzen. Bei der Summation entlang der Geraden p_1 werden nur die Amplituden einbezogen, die innerhalb des schraffierten Bereichs liegen, der durch die in Gl. 4.10 festgelegten Ursprungsgeraden und die Geraden p_{min} und p_{max} aufgespannt wird (Schmidt, 1998).

des definierten Bereiches werden bei der Summation mit Null gewichtet. Damit wird für jeden Punkt (x, t) im Seismogramm ein eigenes Intervall von p -Werten bzw. Neigungen bestimmt. Bei der Transformation werden nur Amplituden einbezogen, die im eingegrenzten Bereich liegen.

Parabolische Radontransformation

Eine Alternative zur Dehnung im Zeitbereich bei der beschriebenen diskreten hyperbolischen Radontransformation ist die parabolische Radontransformation. Im Unterschied zur hyperbolischen Geschwindigkeitsfilterung müssen die Eingangsdaten vor der Transformation NMO-korrigiert werden. Dazu wird die Gleichung⁹ für die hyperbolische *Moveout*-korrektur genutzt:

$$t_n = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v_n^2}} . \quad (4.11)$$

Resultierende *Moveouts* der Ereignisse, welche ursprünglich hyperbolisch waren, sind nun annähernd parabolisch¹⁰ (Yilmaz, 2001):

$$t_n = \tau + qh^2 . \quad (4.12)$$

Die Primärsignale unterscheiden sich von anderer kohärenter Energie wie Multiplen und Oberflächenwellen durch die Krümmung der Parabeln. Die Amplituden werden entlang von Parabeln addiert, analog der Summation der Amplituden entlang von Geraden bei der linearen Radontransformation. In der Radondomäne ergibt sich:

$$u(q, \tau) = \sum_h d(h, t_n = \tau + qh^2) \quad (4.13)$$

⁹ t_n -Zeit nach der NMO-Korrektur, v_n - Geschwindigkeitsfunktion für die hyperbolische *Move Out*-korrektur

¹⁰ τ -Interzeptzeit, q -Parabelkrümmung, h -halbe Distanz

und für die Rücktransformation in den h - t -Bereich:

$$d'(h, t_n) = \sum_q u(q, \tau = t_n - qh^2) . \quad (4.14)$$

Auch hier gibt es das Verfahren der diskreten parabolischen Radontransformation für jede Frequenz der Eingangsdaten, um Abweichungen von Eingabe- und Ausgabedaten im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate gering zu halten. Dafür verfährt man analog zur beschriebenen hyperbolischen Radontransformation, jedoch mit NMO-korrigierten Daten, die Fouriertransformation wird in t_n -Richtung durchgeführt (Yilmaz, 2001). Der Vorteil der parabolischen Radontransformation gegenüber der hyperbolischen ist, daß erstere zeitinvariant ist und weniger Rechenzeit benötigt.

Bei der Verwendung dieser Verfahren für die Multiplenunterdrückung wird nicht die gesamte CMP-Familie in die Summation einbezogen (siehe Gleichung 4.9 und Gleichung 4.14), sondern lediglich CMP-Gitter bestehend aus beispielsweise nur multipler Energie. Dafür können im *Velocity-Stack*-Bereich Filter in Form von Durchlaß- und Sperrbereichen, die nicht in die Summation eingeschlossen werden, definiert werden. Durch Subtraktion von dem Ausgangs-CMP-Gitter ergibt sich ein multipleneingereinigtes CMP-Gitter.

Anwendung der Radontransformation

Die hyperbolische Radontransformation kann mit dem Modul RADMUS aus FOCUS angewendet werden. Es wird ein Geschwindigkeitsfilter definiert, der wie oben beschrieben einem *Muting*-Prozeß in der *Slant-Stack*-Domäne entspricht. Mit Angabe der Multiplengeschwindigkeit wird die multiple Energie modelliert und von den Eingangsdaten subtrahiert. Der hyperbolische Geschwindigkeitsfilter ist äquivalent zu einem Matrix-Prozeß in der *Slant-Stack*-Domäne. Die τ - p -Transformation wird entlang von Kurven, welche durch eine Geschwindigkeitsgrenze charakterisiert sind, stummgeschaltet. Dieser Prozeß wird für alle *Offsets* durchgeführt. Das τ - p -Gitter wird durch Summation erzeugt. Die Eingabedaten müssen ungestapelt und nicht NMO-korrigiert sein (v5.0 Focus Manual, 2002).

Die Anwendung der parabolischen Radontransformation erfolgt mit dem Modul PRADMUS. Eingangsdaten sind ein NMO-korrigiertes CMP-Gitter, von denen eine definierte Zone (Zone der primären Energie) nach der Transformation gesperrt wird. Der Rest wird invers transformiert und von den Ausgangsdaten subtrahiert. PRADMUS arbeitet mit der Methode der kleinsten Quadrate, d.h., daß bei einer Vorwärtstransformation und einer sofortigen inversen Transformation eine möglichst genaue Anpassung des transformierten (modellierten) Datensatzes zum Eingangsdatensatz berechnet wird (diskrete parabolische Radontransformation). Dieser Prozeß wird unabhängig für jede Frequenz im Frequenzbereich durchgeführt (v5.0 Focus Manual, 2002).

In Abb. 4.18 sind die hyperbolische (Abb. 4.18 B) und die parabolische (Abb. 4.18 C) Radontransformation im Vergleich zu den Ausgangsdaten (Abb. 4.18 A) angewendet worden. Es ist anhand der zugehörigen Amplitudenanalysen zu erkennen, wie sich das Verhältnis der Amplituden der Multiplen durch Anwendung der beiden Verfahren ändert. Dargestellt ist ein CMP (CMP 225 von Profil AWI-20020400) im Zeitbereich zwischen 1–3 s. Die Meeresbodenreflexion liegt bei 1.1 s, die erste Meeresbodenmultiple somit bei 2.2 s. Für die Eingangsdaten beträgt die Amplitude noch -15 dB (40% der Meeresbodenreflexion), für die hyperbolisch gefilterten -17 dB (nur 28% der Meeresbodenreflexion) und für die parabolisch gefilterten -5 dB (nur noch 20% der Energie der Meeresbodenreflexion). Es ist deutlich zu erkennen, daß bei der hyperbolischen Filterung geringe Distanzen sehr gut gefiltert werden, während große Distanzen nahezu ungefiltert bleiben. Für die parabolische

Radontransformation ist auch visuell ein deutlicher Erfolg bei der Multiplenunterdrückung erkennbar. Deshalb wurde mit diesem Verfahren weitergearbeitet.

In Abb. 4.19 sind zum Vergleich eine Stapelsektion ohne jegliche Unterdrückungsverfahren auf der linken Seite und eine Stapelung mit den für die finite Stapelung (Stapel-sektionen siehe Anhang C) verwendeten Parametern dargestellt. Für beide Stapelungen wurden die Eingangsdaten entsprechend dem in Kapitel 4.2.1 bearbeitet. Die gefilterten Daten wurden vor der Umwandlung in den Radonbereich überkorrigiert, um primäre und multiple Signale besser voneinander trennen zu können. Anschließend wurde die parabolische Radontransformation angewendet. Dort wurde eine Filterung vorgenommen und die gefilterten Daten zurücktransformiert. Die aus dem Radonbereich rücktransformierten Daten wurden von den Eingangsdaten subtrahiert. Anschließend wurde die Überkorrektur rückgängig gemacht. Die Daten sind mit passenden Geschwindigkeiten NMO-korrigiert und mit einer Medianstapelung gestapelt.

Es ist deutlich erkennbar, daß die Multiple durch den angewendeten Filter erheblich abgeschwächt wurde. Allerdings ist keine zusätzliche primäre Energie erkennbar. Das rechte Seismogramm in Abb. 4.19 zeigt keine deutliche Mehrinformation. Aufgrund dieser Tatsache wurde die nachfolgende Tiefenkonversion und Interpretation auf die Daten beschränkt, die vor der ersten Meeresbodenmultiplen aufgezeichnet wurden.

4.4 Zeit-Tiefen-Transformation

Um eine bessere Darstellung des Untergrundes zu erhalten, bietet es sich an, eine Tiefenkonversion durchzuführen. Grundlage dafür waren die aus der Refraktionsseismik erhaltenen seismischen Geschwindigkeiten. Das Geschwindigkeitsmodell mit den zugehörigen Schichttiefen wurde an der Position des Profils, an der die Sonoboje eingesetzt wurde, eingehängt und diente als Ausgangspunkt zur Berechnung von Geschwindigkeiten und Tiefen über das gesamte Profil. Dazu wurden Horizonte in der gestapelten Sektion bestimmt, deren Tiefe am Kreuzungspunkt mit der Sonoboje aus den Modellen der Refraktionsseismik bekannt war. Diesen Horizonten wurden die aus der Refraktionsseismik bekannten Geschwindigkeiten zugeordnet. Auf der Grundlage der Formel¹¹

$$\Delta z = \frac{v}{g} e^{(g\Delta t - 1)} \quad (4.15)$$

wurden Tiefen und Geschwindigkeiten für den gesamten Horizont berechnet. Es handelt sich bei diesem Verfahren um eine einfache vertikale Dehnungsfunktion, die die Spur nach berechneten Tiefen normiert. Der Weg von der gestapelten zu einer tiefenkonvertierten Sektion wird nachfolgend exemplarisch am Profil AWI-20020400 dargestellt.

Tiefenkonversion (exemplarisch am Profil AWI-20020400)

Das Programm RAYINVR liefert die Eckdaten für die Modelle. Diese sind für SB0203 und SB0204 in Tabelle 4.2 aufgeführt.

Die betrachteten Sonobojen werden bei CDP 433 (SB0203; siehe auch Abb. D.4 im Anhang) und bei CDP 1904 (SB0204) in das Profil AWI-20020400 eingehängt. Um über das gesamte Profil Geschwindigkeitshorizonte bestimmen zu können, wurde das Modul VELMOD in FOCUS genutzt. Es wird ein Horizont über zwei Punkte der Sonobojen mit jeweils dazugehörigen Geschwindigkeiten bestimmt. Unter Umständen lassen sich nicht alle

¹¹ z -Tiefe, v -Geschwindigkeit, g -Gradient

Hyperbolische und Parabolische Radontransformation

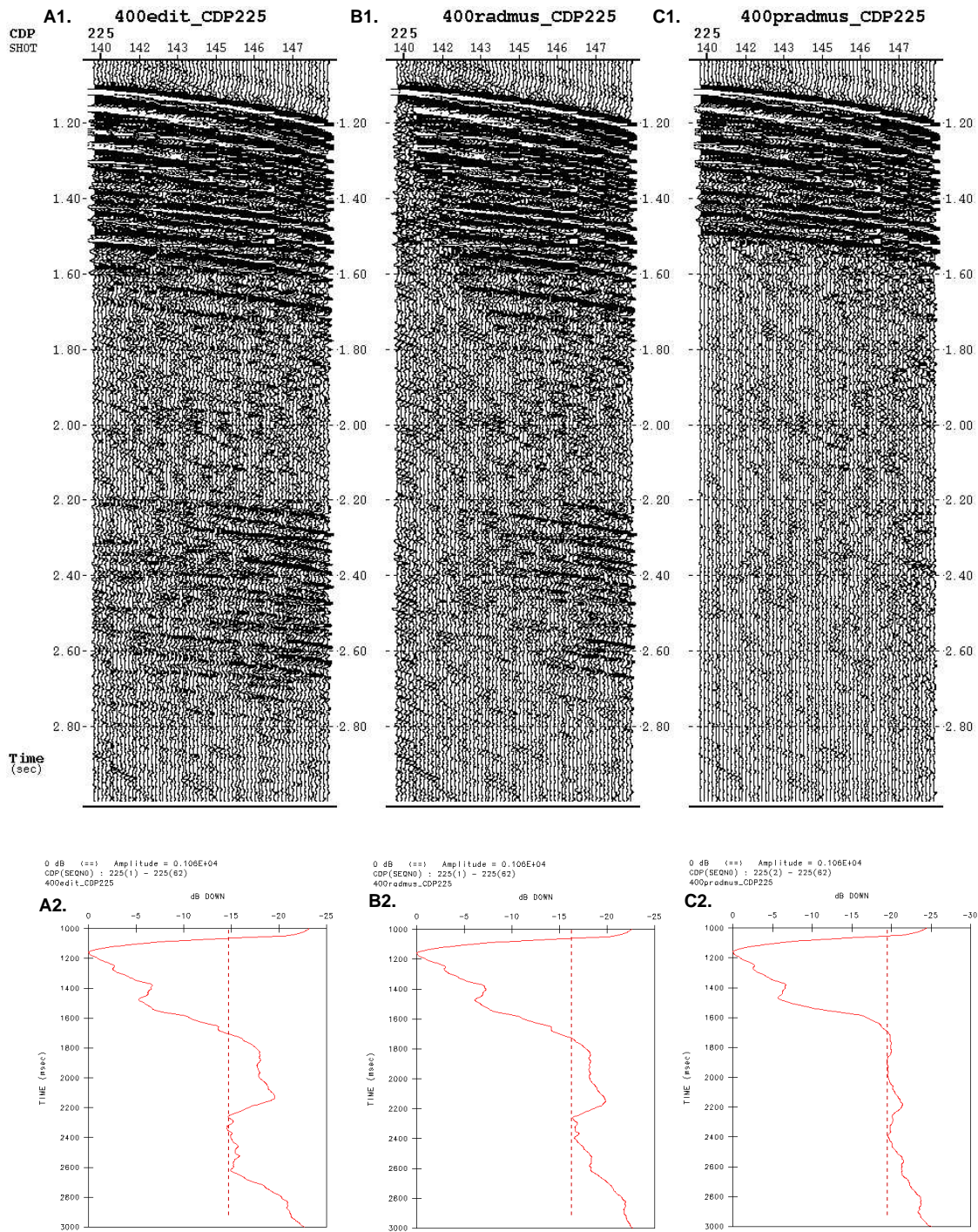


Abbildung 4.18: AWI-20020400 CDP225, alle Seismogramme wurden zuvor editiert und mit Bandpaß 10/18/80/120 gefiltert; **A1** Seismogramm für die Eingabedaten; **A2** zugehörige Amplitudenstärke über den gesamten CMP; **B1** Seismogramm für hyperbolische Geschwindigkeitsfilterung und **B2** zugehörige Amplituden über den gesamten CMP; **C1** Seismogramm für die parabolische Geschwindigkeitsfilterung und **C2** zugehörige Amplitudenstärke über den gesamten CMP.

Stapelergebnis für CDP200–600 von Profil AWI–20020400

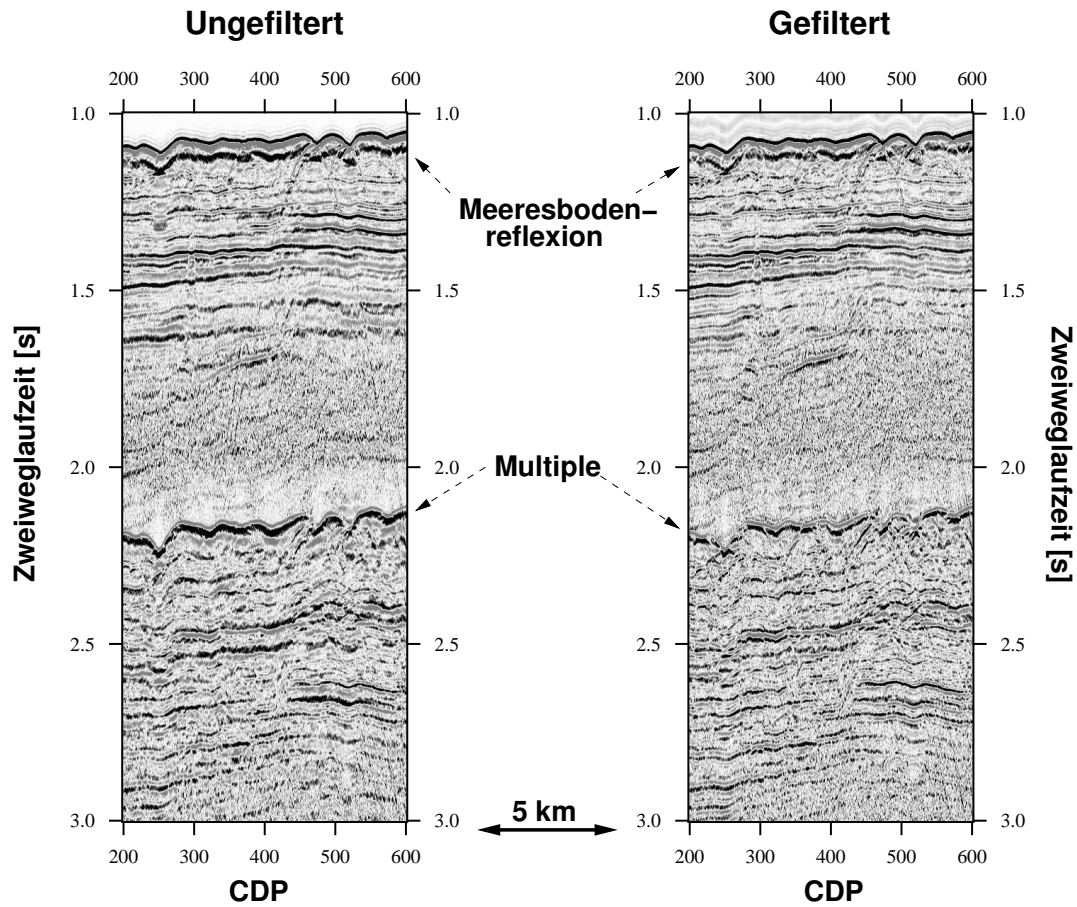


Abbildung 4.19: **Links:** Ungefiltertes Stapelergebnis. Die Meeresbodenmultiple ist deutlich zu erkennen. **Rechts:** Gefiltertes Stapelergebnis. Es konnte eine deutliche Abschwächung der Multiple erzielt werden.

Tabelle 4.2: Eckdaten für die Sonoboje SB0203 sowie SB0204. Die Geschwindigkeit ist die Geschwindigkeit an der oberen Kante der Schicht, die Tiefe ist jeweils für die untere Kante einer Schicht angegeben. Der Gradient wurde mit $g = dv/dz$ mit g-Gradient, dv-Geschwindigkeitsdifferenz und dz-Mächtigkeit der Schicht berechnet.

Sonoboje	Schicht	Geschwindigkeit [m/s]	Tiefe [m]	Gradient [s^{-1}]
SB0203	1	1510	800	0
	2	1550	1000	0.10
	3	1950	1200	0.05
	4	2450	2090	0.15
	5	4600	2537	0.1
SB0204	1	1540	750	0
	2	1600	908	0.1
	3	1700	1060	0.2
	4	2100	1445	1.4
	5	4100	3920	1.4
	6	6000	5841	0.1

Schichten der Sonoboje miteinander korrelieren. Das wird dann mit Hilfe des Seismogrammes der Reflexionsseismik entschieden. Auf Abb. 4.20 ist exemplarisch die Bestimmung der Horizonte an einem Ausschnitt des Profils AWI-20020400 zu sehen.

Auf der Grundlage dieser Horizonte wurde das Profil mit Hilfe des FOCUS-Moduls DEP-CON tiefenkonvertiert. Die gestapelten Zeitsektionen sowie die konvertierten Tiefensektionen sind im Anhang C bzw. Anhang D zu sehen. Die jeweils genutzten Geschwindigkeiten für die Tiefenkonversion sind in die Tiefensektionen Anhang D eingezeichnet.

Beschreibung der Daten

Die Überdeckung des Gebietes mit Weitwinkeldaten ist sehr gering. Daher war es notwendig, zwischen den Sonoboje-lokationen zu interpolieren. Die Geschwindigkeitsmodelle für Profile ohne Sonoboje wurden mit Hilfe von Kreuzungspunkten bestimmt. Als Ausgangspunkt wurden die Daten des ODP-Bohrloches 910 gewählt und ab dem Kreuzungspunkt P390 und P400 mit den Daten der Sonoboje SB0204 korreliert. Von diesem Punkt ausgehend wurden alle Profile mit dem Geschwindigkeitsmodell der nächstliegenden Sonoboje konvertiert. Durch die Modellierung der Sonoboje erhält man ein Geschwindigkeitsmodell für die Teile der Profile, die von den Sonoboje überdeckt wurden. Wie bei der exemplarisch vorgestellten Tiefenkonversion für Profil AWI-20020400 zu sehen ist, können zwei Sonoboje auf demselben Profil ein unterschiedliches Modell liefern. Der Grund dafür ist die Modellierung unterschiedlicher Phasen und die notwendige Anpassung an sehr lokale Topographie (z.B. *Basement*-Rücken). Aufgrund starker Neigungen erscheinen Phasen steiler im Seismogramm, als wenn es sich um einen sählig gelagerten Reflektor handelt. Dadurch können modellierte Geschwindigkeiten und Tiefen von den tatsächlichen abweichen. Erschwerend kommt hinzu, daß die Eindeutigkeit der Modelle aufgrund des fehlenden Gegenschusses nicht gegeben ist.

Die oberste Sedimentschicht konnte mit einer Geschwindigkeit von 1500–1600 km/s sehr gut korreliert werden. Der zweite Geschwindigkeitsbereich variierte zwischen 1700 und 1900 m/s. Dieser Horizont wurde nicht für alle Profile bestimmt, da ihn die Modellierung

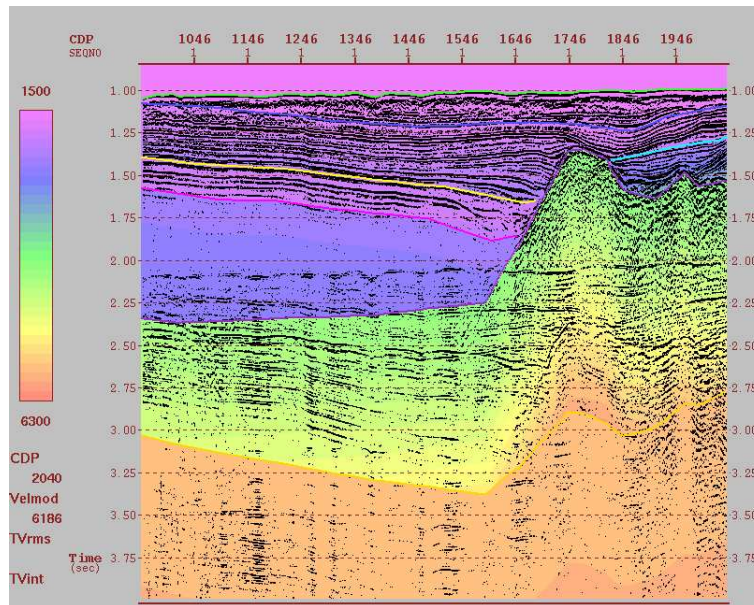


Abbildung 4.20: Aufgrund der Geschwindigkeitsmodelle der Sonobojen festgelegte Horizonte für die Tiefenkonversion für einen Ausschnitt von Profil AWI-20020400.

von SB0204 nicht zeigte. Der nächste Geschwindigkeitsbereich betrug im allgemeinen 2150–2450 m/s und wurde in allen Profilen außer den Profilen AWI-20020415, AWI-20020420 und AWI-20020425 bestimmt, denn auf dem Profil AWI-20020415 wurde zwischen den Daten der Sonoboje SB0204 und der Sonoboje SB0205 ein Übergang geschaffen. Das bedeutet eine Änderung der Geschwindigkeit innerhalb eines Tiefenhorizontes von 2150 auf 1600 m/s. SB0205 wurde bis 2.3 km Tiefe mit Geschwindigkeiten von 1600–1900 m/s modelliert, was im Vergleich mit den anderen Sonobojenmodellen eine geringe Geschwindigkeit im Verhältnis zur Tiefe ist. Deshalb wurden die Daten dieser Sonoboje vorwiegend nur für dieses Profil mit Anknüpfungspunkten auf dem Profil AWI-20020420 und AWI-20020415 verwendet. Da die Profile AWI-20020425 und AWI-20020430 durch einen *Basement*-Rücken voneinander getrennt sind, wurde für AWI-20020430 das Geschwindigkeitsmodell von SB0203 angenommen. Der dritte Geschwindigkeitsbereich bewegte sich zwischen 3000 und 3500 m/s und konnte über alle Profile bestimmt werden. Für das *Basement* gab es starke Geschwindigkeitsvariationen, wie auch im vorhergehenden Kapitel gezeigt. Diese reichten von 2300 m/s am Meeresboden (Profile AWI-20020425 und AWI-20020440) mit einem starken Gradienten bis 4800 m/s auf Profil AWI-20020445 in einer Tiefe von 1 km. Dieser Horizont konnte nicht über alle Profile interpoliert werden, da er meist durch die Multiple überdeckt war. Aus diesem Grund konnte der unterste Horizont mit Geschwindigkeiten von 5100–6000 m/s auf keinem Profil, außer an den Stellen, an denen die Sonobojen eingehängt wurden, bestimmt werden.

5 Pseudoschweretransformation

5.1 Datengrundlage

Das Forschungsschiff FS „Polarstern“ zeichnet entlang der Fahrtstrecke kontinuierlich das Schwerfeld mit einem fest eingebauten Gravimeter (Typ: KSS31; Jokat, 2003) auf. Daraus entsteht ein zweidimensionaler Datensatz. Im Verlauf dieser Arbeit wird allerdings mit flächendeckenden Schwerfelddaten des *Arctic Gravity Project* (siehe auch Kapitel 2.3.2; Kenyon und Forsberg, 2001), gearbeitet, um großräumige Anomalien erkennen zu können. Es hat eine Auflösung von 5'x 5' und deckt für alle Längengrade die Breitengrade von 64.04°–89.99° ab. In Abb. 5.1 ist deutlich erkennbar, daß die Daten des *Arctic Gravity Projects* sehr gut mit den auf dem Schiff gemessenen Schweredaten korrelieren.

Außerdem wurden flächendeckende Magnetikdaten nach Verhoef et al. (1996) verwendet. Diese stammen aus dem GAMMA5-Projekt. GAMMA5 ist die Abkürzung für **G**ridded **A**eromagnetic and **M**arine **M**agnetics of the **N**orth **A**tantic and **A**rctic, 5 km. Diese Daten wurden 1988 zusammengestellt, um eine digitale Datenbasis von kohärenten magnetischen Messungen zu haben. Diese konnte dann für tektonische Interpretationen und die Erstellung von Karten genutzt werden. Die Auflösung beträgt 5 km x 5 km und enthält die durch kurze und mittlere Wellenlängen (< 400 km) definierten magnetischen Anomalien über der Arktis und dem Atlantischen Ozean sowie der zugehörigen Landgebiete.

5.2 Potentialfeldtransformation

5.2.1 Theoretischer Hintergrund

Poissonrelation Eine Gemeinsamkeit zwischen dem magnetischen Potential eines magnetischen Elementarteilchens und der Gravitationsanziehung einer Masse sind die Amplituden, die invers proportional zum quadratischen Abstand zu ihrem Quellpunkt sind. Diese Gemeinsamkeit wird genutzt, um zwischen beiden eine Beziehung herzustellen. Die Annahme ist ein Körper mit homogener Magnetisierung \mathbf{M} und homogener Dichte ρ , wie auf Abb. 5.2 zu sehen ist.

Das magnetische Potential¹ kann mit der Gleichung 5.1 und das Gravitationspotential mit der Gleichung 5.3 beschrieben werden.

$$V(P) = C_m \int_R \mathbf{M} \nabla_Q \frac{1}{r} dv = -C_m \mathbf{M} \nabla_P \int_R \frac{1}{r} dv \quad (5.1)$$

$$U(P) = \gamma \int_R \frac{\rho}{r} dv = \gamma \rho \int_R \frac{1}{r} dv \quad (5.2)$$

¹V-Magnetisches Potential, C_m -vermittelt zwischen den Einheitensystemen emu ($C_m = 1$) und SI ($C_m = \frac{\mu_0}{4\pi}$, μ_0 -Permeabilität im Vakuum), P-Beobachtungspunkt, r-Abstand von P zum Dipol, Q-Position von dv (Punktquelle), $\mathbf{M}=\mathbf{M}\cdot\hat{m}$ – Magnetisierung, Betrag und Richtung, U – Gravitationspotential, γ -Newtonsche Gravitationskonstante

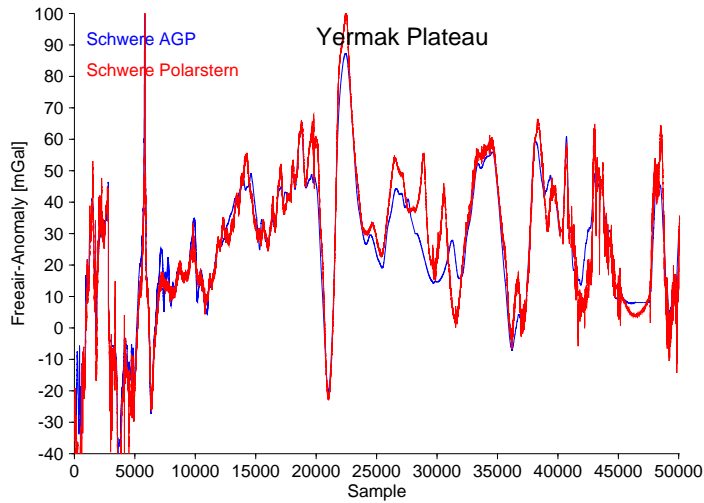


Abbildung 5.1: Es besteht eine gute Korrelation zwischen dem AGP-Grid und den hochauflösenden Gravimetriedaten des Schiffsgravimeters.

so daß gilt:

$$\int_R \frac{1}{r} dv = \frac{U}{\gamma\rho} . \quad (5.3)$$

Wird das Integral aus Gleichung 5.3 in die Gleichung 5.1 eingesetzt, ergibt sich:

$$V(P) = -\frac{C_m}{\rho\gamma} \mathbf{M} \nabla_P U = -\frac{C_m}{\rho\gamma} M \hat{m} \nabla_P U - \frac{C_m M g_m}{\rho\gamma} . \quad (5.4)$$

g_m ist die Gravimetriekomponente, die in Richtung der Magnetisierung zeigt. Gleichung 5.4 wird Poissonrelation genannt. Sie sagt aus, daß zum einen die Begrenzungen für magnetische und Gravitationsquelle gleich sind und zum anderen für homogene Dichte und Magnetisierung das magnetische Potential proportional zur Komponente des Gravitationspotentials ist, welche in Magnetisierungsrichtung zeigt (Blakely, 1995).

Die Annahme von homogener Dichte und Magnetisierung gilt nur für kleine Flächen, es werden also größere Flächen variabler Magnetisierung bzw. Dichte in kleinere Flächen eingeteilt und die Poissonrelation benutzt. Baranov (1984) beschreibt eine Anwendung für die Poissongleichung bei der Konversion einer magnetischen Totalfeldanomalie in eine gravimetrische Anomalie, wenn die Verteilung der Magnetisierung durch eine identische Dichteverteilung ersetzt wird (siehe Abb. 5.3).

Dieses Prinzip wird konventionell als pseudogravimetrische Transformation bezeichnet (Blakely, 1995).

Pseudoschwerertransformation Die Pseudoschwerertransformation wird jetzt in der Fourierdomäne beschrieben. Unter der Annahme, daß das Verhältnis von ρ/M konstant in jedem Punkt ist, ist die Fouriertransformation der Gleichung 5.4 gegeben durch

$$F[g_m] = -\frac{\gamma}{C_m} \frac{\rho}{M} F[V] . \quad (5.5)$$

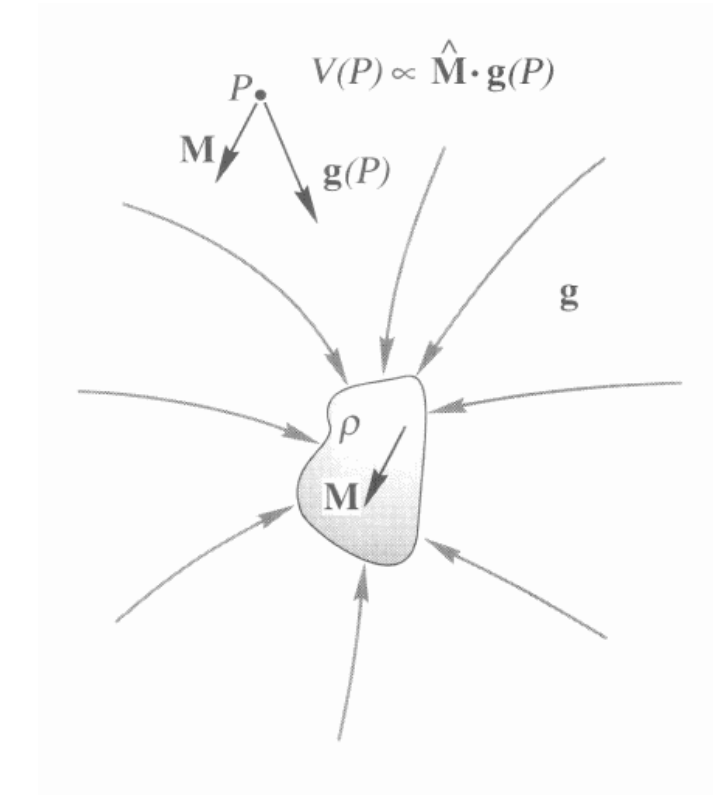


Abbildung 5.2: Poisson-Relation für einen Körper mit gleichmäßiger Magnetisierung und gleichmäßiger Dichte. Das magnetische Potential an jedem Punkt ist proportional zur jeweiligen Gravimetrie-Komponente in Richtung der Magnetisierung (Blakely, 1995).

Kombiniert mit Gleichung 5.6, welche die vertikale Gravimetrie-anomalien und magnetische Totalfeldanomalien, gemessen an der Oberfläche und bezüglich des zugehörigen Potentials an dieser Oberfläche, beschreibt²,

$$f[V] = -\frac{1}{\Theta_f |k|} F[\Delta T], |k| \neq 0 \quad (5.6)$$

ergibt sich für die Fouriertransformation

$$F[g_m] = \frac{\gamma}{C_m |k| \Theta_f} \rho M F[\Delta T] . \quad (5.7)$$

Diese Gleichung beschreibt die Totalfeldkomponente zur Komponente, die parallel zur Magnetisierung zeigt. Für die Pseudoschwere ist die vertikale Komponente interessant, was heißt, daß beide Seiten durch Θ_m (Magnetisierungsrichtung im Fourierbereich) geteilt werden, d.h.

$$F[\Theta_{psg}] = F[\Delta T] F[\Psi_{psg}] \quad (5.8)$$

mit

$$F[\Psi_{psg}] = \frac{\gamma}{C_m |k| \Theta_m \Theta_f} \frac{\rho}{M}, |k| \neq 0, \frac{\rho}{M} = const. \quad (5.9)$$

Die Funktion $F[\Psi_{psg}]$ ist ein Filter und transformiert die auf einer ebenen Oberfläche gemessene Totalfeldanomalie in die Pseudoschwereanomalie. Man benötigt also drei Schritte:

²mit $\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|}$, Θ_f -Sensorrichtung, \hat{f} -Einheitsvektor parallel zum umgebenden Feld, k -Wellenzahl, ΔT -Totalfeldanomalie

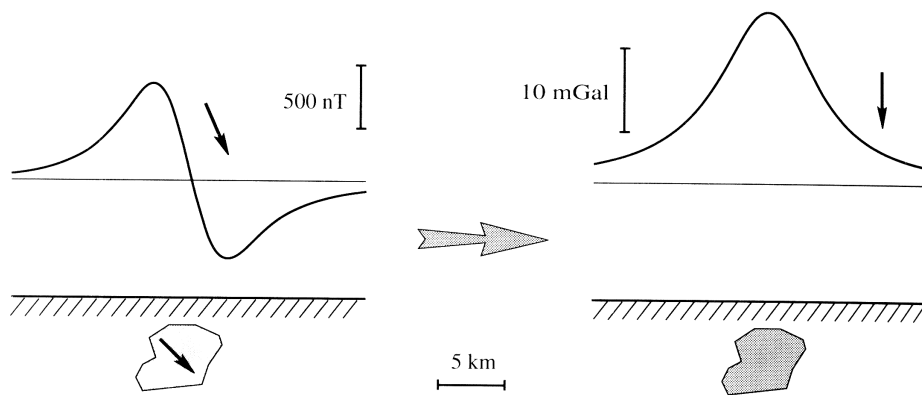


Abbildung 5.3: Eine magnetische Anomalie und ihre pseudogravimetrische Transformation (Blakely, 1995).

die Fouriertransformation der Totalfeldanomalie, Multiplikation mit $F[\Psi_{psg}]$ und inverse Fouriertransformation des Produktes (Blakely, 1995). Die Beziehung zwischen Pseudoschwere und magnetischem Potential³ lautet:

$$F[g_{psg}] = \frac{B}{\Theta_m} F[V] . \quad (5.10)$$

Die Pseudoschwereanomalie einer magnetischen Quelle ist proportional zum magnetischen Potential derselben Quelle mit vertikaler Magnetisierung.

5.2.2 Darstellung der Ergebnisse

Ein Anwendungsgebiet der Pseudoschwere ist zum Beispiel, das gemessene magnetische Feld über einer geologischen Einheit oder einem Gebiet direkt mit dem gemessenen Schwerfeld zu vergleichen. Solche Vergleiche helfen, Aussagen über Lage und Aussehen der Quelle der Anomalie zu treffen. Eine weitere Anwendung ist die Interpretation des Magnetfeldes indirekt über die Interpretation des Gradientenfeldes der Pseudoschwere.

Auf den Seiten 60, 61 und 63 sind Karten mit im Folgenden erklärten Datengrundlagen abgebildet. Zur Orientierung sind die seismischen Linien, sowie Sonobojen- und ODP-Bohrlochlokationen eingezeichnet.

Datengrundlage

Im Zusammenhang mit dieser Arbeit lag das Interesse besonders auf der schon in Kapitel (Abb. 2.12) beschriebenen starken magnetischen Anomalie nördlich der bearbeiteten Profile. Abb. 5.4 A zeigt eine Karte des Magnetfeldes für das Gebiet. Diese Daten bilden auch die Grundlage für die Pseudoschwerertransformation. Die magnetische positive Anomalie ist deutlich zu erkennen. Sie beträgt in dem Kartenausschnitt 500–700 nT. Die kleinsten Amplitudenwerte in diesem Gebiet unterschreiten 200 nT nicht. Der größte Teil des gezeigten Ausschnittes des Yermak Plateaus bewegt sich in der Größenordnung ± 100 nT.

Abb. 5.4 B zeigt das Ergebnis der Pseudoschwerertransformation. Um den Einfluß unerwünschter Randeffekte bei der Interpretation zu vermeiden, wurde die Transformation

³für $B = const.$

über ein größeres Gebiet berechnet, als auf den Karten gezeigt ist. Die Transformation wurde über ein Gebiet mit den Grenzen $2^\circ\text{W}/18^\circ\text{E}/79.5^\circ\text{N}/83^\circ\text{N}$ durchgeführt.

Erwartungsgemäß findet sich hier die für die Magnetik schon beschriebene Anomalie wieder. Wenn die tatsächlich gemessene Schwere so aussehen würde, dann wäre die Quelle der magnetischen Anomalie gleichzeitig eine Dichteanomalie. Es könnten Aussagen über den Aufbau des Quellkörpers getroffen werden. Die Daten werden mit der Freiluftanomalie des *Arctic Gravity Project* verglichen (Abb. 5.4 D). Diese zeigt kleinräumige Strukturen, die sich nicht in der Pseudoschwere wiederfinden. Die Verteilung positiver und negativer Anomalien ist gleichmäßiger als in der Pseudoschwere. Eine Anomalie von annähernd gleicher Form und Amplitude wie in der Pseudoschwere ist in dem betreffenden Gebiet nicht zu beobachten. Aufgrund des hohen Dichtekontrastes zwischen Gestein und Wasser ist eine gewisse Annäherung der Meßwerte an die Topographie (Abb. 5.4 C) zu sehen. Um diesen Effekt weitestgehend auszuschließen, wurde die Bougueranomalie berechnet und als Vergleich herangezogen.

Bougueranomalie

Die Bougueranomalie wurde mit folgender Gleichung berechnet⁴

$$\Delta g_B = \Delta g_{fa} - \delta g_B \quad (5.11)$$

mit

$$\delta g_B = 2\pi\gamma\rho h = 0.0419(\rho_L - \rho_W)h \quad (5.12)$$

Dabei ist zu beachten, daß die Bouguersche Reduktion negativ ist, da es sich um einen marinen Datensatz handelt.

Zur Berechnung der Bougueranomalie wurde das Modul GRDMATH genutzt. Abb. 5.5 zeigt die Bouguerschwere für verschiedene Dichten. Die Fragestellung hierbei ist, ob sich die Strukturen durch Gebrauch verschiedener Dichten ändern. Es ist deutlich, daß die Amplituden der Strukturen mit zunehmender Dichte höher werden. Allerdings zeigt sich keine Struktur- bzw. Reliefänderung. Auch für die Bougueranomalie ist ein Topographieeinfluß deutlich. Im Süden bei geringen Wassertiefen zeigt die Bougueranomalie geringe Werte, im Nordosten bei großen Wassertiefen werden hohe Amplituden für die Bougueranomalie abgebildet. Die Hufeisenform des Yermak Plateaus zeichnet sich ab. Im Vergleich zur Freiluftanomalie tauchen ähnliche Strukturen wieder auf, wie zum Beispiel die in nord-südlicher Richtung langgezogene Beckenstruktur, welche über das gesamte Plateau zu verfolgen ist. Aus der Topographie sind an dieser Stelle keine Tiefenänderungen erkennbar, was darauf schließen läßt, daß es sich in dem Fall um ein mit Sedimenten aufgefülltes Becken handelt, wie auch nordwestlich des Profils AWI-20020400 die drei SSW-NNO-streichenden kleinen Beckenstrukturen. Auf die Bedeutung dieser ausgeprägten Beckenstruktur wird im Kapitel 6 näher eingegangen. Die Bereiche höherer Bouguerwerte bei den Profilen AWI-20020435 und AWI-20020440 stellen die *Basement*-Rücken dar, die auch in den reflexions- und refraktionsseismischen Daten zu sehen sind. In dem Gebiet, in dem die Pseudoschwere die hohen Amplituden zeigt, ist keine Struktur mit hoher Amplitude zu sehen. Daraus folgt, daß der Ursprung der magnetischen Anomalie keine Dichteanomalie erzeugt. Eine weitere Möglichkeit, das nachzuprüfen, ist die Berechnung des Gradientenfeldes für die Bougueranomalie bzw. die Pseudoschwere.

⁴ Δg_B -Bougueranomalie, Δg_{fa} -Freiluftanomalie, δg_B -Bouguersche Reduktion, γ -Gravitationskonstante, ρ_L -Dichte der Platte, ρ_W -Dichte des Wassers, h -Mächtigkeit der Platte

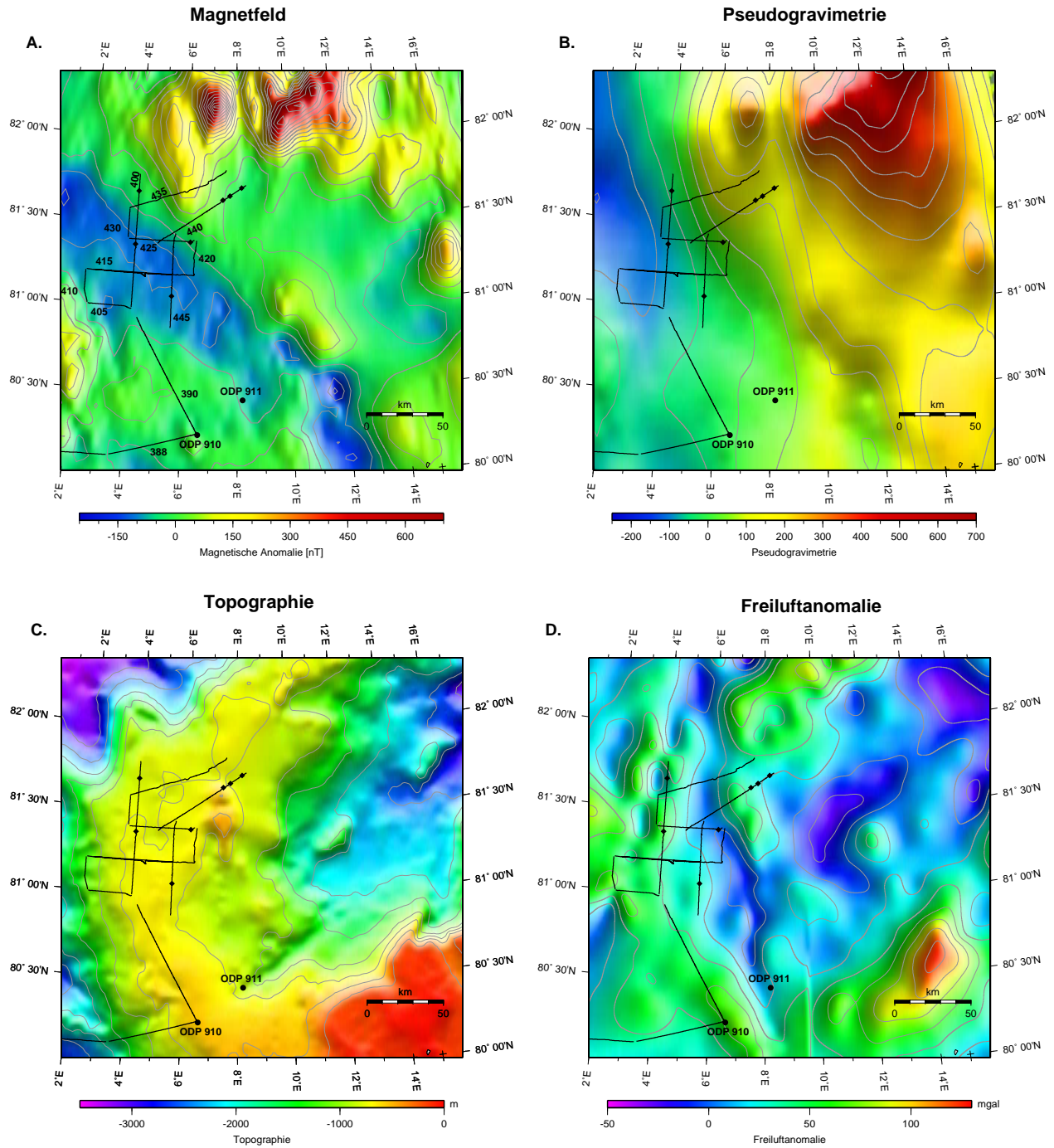


Abbildung 5.4: **Abb. A:** Magnetische Anomalie über dem Yermak Plateau (Verhoef et al., 1996); **Abb. B:** Pseudoschwere; **Abb. C:** Topographie (Jakobsson et al., 2000); **Abb. D:** Freiluftanomalie (Kenyon und Forsberg, 2001).

Bougueranomalie für verschiedene Dichten

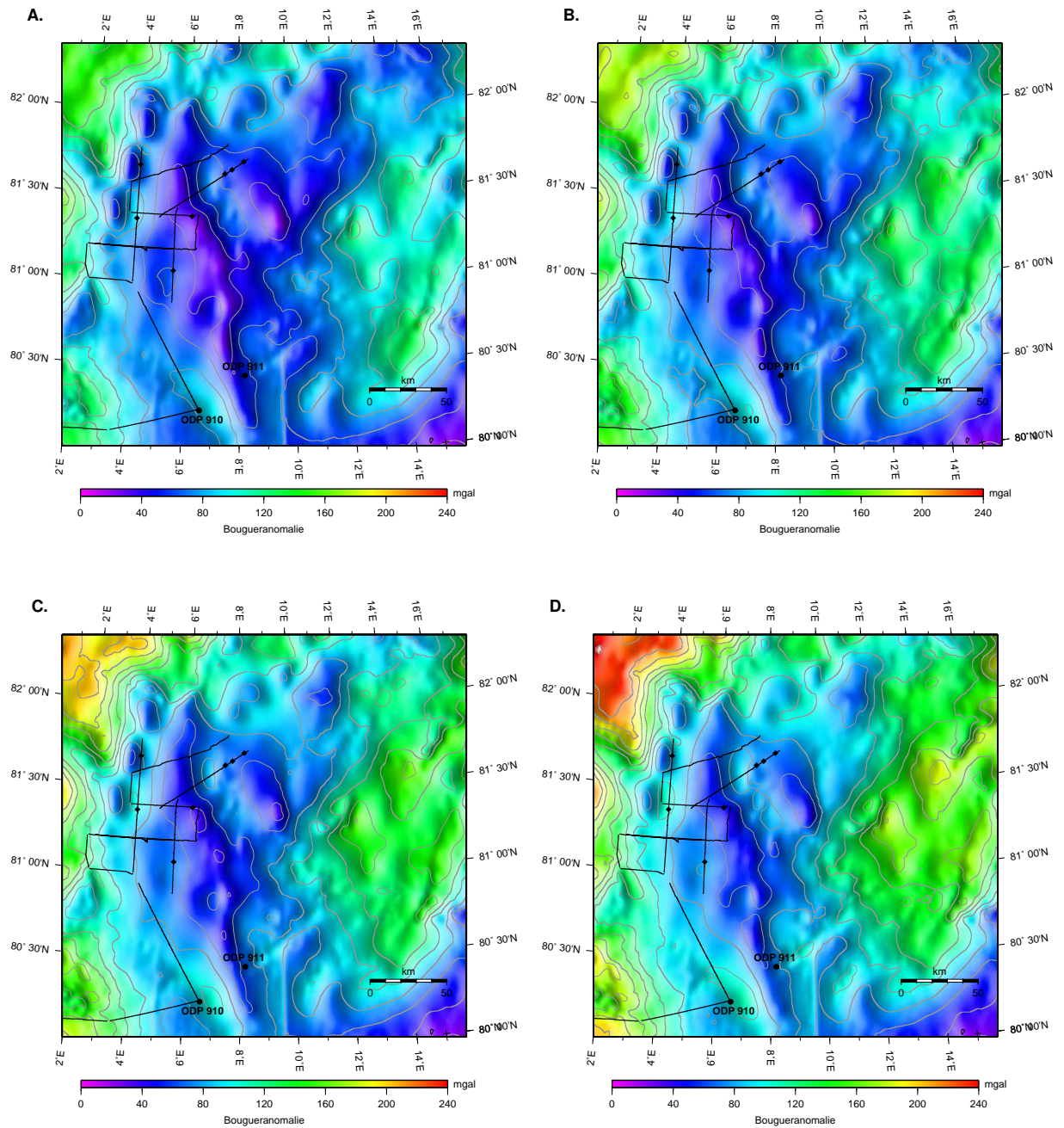


Abbildung 5.5: Schweredaten des AGP (Kenyon und Forsberg, 2001) als Bougwerschwere (berechnet nach Gl. 5.11) mit verschiedenen Dichteannahmen. **Abb. A:** $\rho_L = 2.0 \frac{g}{cm^3}$; **Abb. B:** $\rho_L = 2.2 \frac{g}{cm^3}$; **Abb. C:** $\rho_L = 2.4 \frac{g}{cm^3}$; **Abb. D:** $\rho_L = 2.6 \frac{g}{cm^3}$.

Gradientenfeld

Um die Lage und das Aussehen des Quellkörpers besser beschreiben zu können, ist es möglich, den Gradienten der Pseudoschwere zu berechnen. Ein steiler Gradient bildet sich meist am Rand des Körpers ab. Wenn die Kante vertikal abfällt und weit genug von den anderen Begrenzungen des Körpers entfernt ist, dann befindet sich der steilste meßbare Gradient genau über der Kante (Abb. 5.6). Die Amplitude des horizontalen Gradienten wird berechnet mit:

$$h(x, y) = \left[\left(\frac{\delta g_z(x, y)}{\delta x} \right)^2 + \left(\frac{\delta g_z(x, y)}{\delta y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} . \quad (5.13)$$

Die Abbildungen der Gradientenfelder auf Seite 63 wurden mit dem Modul GRDGRADIENT aus dem Programm GMT erstellt und nach der Formel 5.13 mit dem Modul GRDMATH berechnet. Die Gradientenberechnung der Pseudoschwere, die auf Abb. 5.7 A zu sehen ist, zeigt deutlich, daß sich die höchsten Werte für den Gradienten der Pseudoschwere im Gebiet der magnetischen Anomalie befinden. Die eingezeichneten Konturlinien unterstützen diese Aussage. Weiterhin fällt auf, daß der gesamte Bereich nordöstlich der bearbeiteten Profile in der Pseudoschwere einen höheren Gradientenwert zeigt, als der restliche Teil des abgebildeten Gebietes. Das unterstützt die Beobachtung eines magnetisch ruhigeren Teils des Yermak Plateaus im Süden und den nördlichen Teil des Plateaus, der durch die starke positive Anomalie charakterisiert wird, wie in Kapitel 2.3.3 beschrieben. Der Pseudoschweregradient zeigt somit eine relativ scharfe nordwest-südost-streichende Grenze zwischen diesen beiden Teilen. Diese Grenze ist auch im Magnetfeld (Abb. 5.4 A) deutlich zu sehen.

Der Gradient der Bougueranomalie (Abb. 5.7 B) zeigt ein ruhiges Feld. Die Strukturen sind kleinräumig und zeigen durchgehend geringe Amplituden, die sich nahe null bewegen. Die Amplituden erreichen keine ähnlich hohen Werte wie im Gradientenfeld der Pseudoschwere im Bereich der magnetischen Anomalie. Das unterstützt die schon beschriebenen Beobachtungen in den Daten der Freiluft- und Bougueranomalie, daß im Bereich der hohen magnetischen Amplituden kein starker Dichtekontrast im Untergrund vorhanden ist. Die in der Pseudoschwere sichtbare Grenze zwischen den beiden Teilen des Plateaus ist im Gradientenfeld der Bouguerschwere nicht zu beobachten. Hier finden sich eher topographische Eigenschaften wieder, die Hänge zeigen einen stärkeren Gradienten und die Hufeisenform des Plateaus ist erkennbar.

Diese Beobachtungen zeigen, daß eine Unterteilung des Yermak Plateaus aufgrund der magnetischen Eigenschaften möglich und begründet ist, während die Berechnungen keine Unterteilung aufgrund von Dichteunterschieden im nördlichen und südlichen Teil des Plateaus zulassen. Die gesuchte strukturelle Grenze, die aufgrund unterschiedlicher Entstehungsgeschichte der beiden Teile des Plateaus existieren könnte, zeigt in der Schwere keine Anomalie. Die Dichteverteilung im Untergrund unterscheidet sich für den magnetisch ruhigen und den magnetisch unruhigen Teil des Plateaus nicht.

6 Interpretation

6.1 Profilbeschreibung

In diesem Kapitel erfolgt eine Profilbeschreibung sowie die Interpretation der Ergebnisse. In Anhang A befindet sich eine Übersichtskarte über die geographische Lage der bearbeiteten Profile. Anhang B zeigt die Sonobojenmodelle. Die Abbildungen zu den Profilen befinden sich im Anhang C (Stapelsektionen) bzw. Anhang D (Tiefensektionen). Sedimentstrukturen, Hangneigungen, Sonobojen, Kreuzungspunkte etc. sind nur in den Tiefensektionen eingezeichnet.

Profile AWI-20020387 bis AWI-20020390

Die bearbeiteten Profile bestehen einerseits aus einem Gitternetz auf dem nördlichen Yermak Plateau und drei Profilen, die zu diesem Profilnetz hin führen. Profil AWI-20020387 (Abb. C.1) und AWI-20020388 (Abb. C.2, D.2) führen mit 4.8 s [TWT] auf 0.8 s [TWT] für den Meeresboden zum Ende des Profils AWI-20020388 auf das Plateau hinauf. Am Ende dieses Profils und am Anfang von AWI-20020390 (Abb. C.3, D.3) liegt die Bohrlochlokation von ODP 910. Profil AWI-20020390 ist mit 96 km das längste der bearbeiteten Profile und führt vom südlichen Teil des Plateaus auf den nördlichen. Die drei Profile haben eine Gesamtlänge von 225 km.

Profile AWI-20020400 bis AWI-20020445

Auf dem nördlichen Teil des Plateaus wurden 10 reflexionsseismische Profile vermessen, die sich in insgesamt 6 Punkten kreuzen. Sie entsprechen einer Gesamtstrecke von 500 km und stellen ein Profilnetz dar. Die Wassertiefen bewegen sich um 800 m auf dem Plateau und 1100 m auf den Profilen, die am Hang des Plateaus liegen.

Profil AWI-20020400 (Abb. C.4, D.4) ist ein Nord-Süd-Profil. Die Reflexionsseismik zeigt eine mehr als 2 km mächtige Sedimentschicht. Auf der Mitte des Profils wird ein mit Sediment bedeckter *Basement*-Rücken überfahren. Die oberste Spitze liegt in 1 km Tiefe und ist mit einer 200 m mächtigen Sedimentschicht bedeckt. Er hat in 2 km Tiefe eine Ausdehnung von 10 km. Daran schließt Profil AWI-20020405 (Abb. C.5, D.5) in West-Ost-Richtung an. Profil AWI-20020410 (Abb. C.6, D.6) verbindet die zwei West-Ost-Profile AWI-20020405 und AWI-20020415.

Profil AWI-20020415 (Abb. C.7, D.7) führt wieder auf das Plateau hinauf. Es gibt einen ähnlichen *Basement*-Rücken wie auf Profil AWI-20020400, der mit einer 300 m mächtigen Sedimentschicht bedeckt ist. Es sind einige Hinweise auf erhöhten Gasanteil im Sediment zu sehen, auf die in Kapitel 6.2.3 näher eingegangen wird. Profil AWI-20020420 (Abb. C.8, D.9) verbindet zwei West-Ost-Profile.

Auf Profil AWI-20020425 (Abb. C.10, D.8) wird ein *Basement*-Rücken überfahren, der nicht von einer Sedimentschicht bedeckt ist. Dieser hat in 2 km Tiefe eine Ausbreitung in West-Ost-Richtung von 15 km. Der Kreuzungspunkt der Profile AWI-20020425 und AWI-20020400 liegt auf dem schon bei Profil AWI-20020400 beschriebenen *Basement*-Rücken. Die Schichtung in den Sedimenten ist sehr gut zu erkennen. Weiterhin sind deutlich

Strömungsstrukturen zu beobachten, die ausführlicher in Kapitel 6.2.4 besprochen werden. Profil AWI-20020430 (Abb. C.9, D.10) ist mit 20 km das kürzeste der bearbeiteten Profile. Im nördlichen Teil des Profils ist unter der Sedimentschicht ein *Basement*-Rücken zu sehen. Diese Struktur ist auch am Anfang des Profils AWI-20020435 (Abb. C.11, D.11) zu beobachten.

Die Profile AWI-20020435 und AWI-20020440 (Abb. C.12, D.12) sind mit jeweils 72.5 km die längsten und nördlichsten Profile des besprochenen Profilvernetzes auf dem nördlichen Teil des Plateaus. Sie zeigen beide eine *Basement*-Struktur, die ähnlich wie bei Profil AWI-20020425 nicht mit einer Sedimentschicht bedeckt ist. Die Freiluft- und Bougueranomalie in diesem Gebiet lassen darauf schließen, daß es sich um eine zusammenhängende Bank, die H.U.-Sverdrup-Bank, handelt. Die Eisbedingungen erlaubten es nicht, die Messungen weiter nach Norden auszudehnen. Beide Profile zeigen ausgeprägte und sehr deutliche Sedimentstrukturen, sowie ähnliche für andere Profile bereits beschriebene *Basement*-Strukturen unterhalb der Sedimentschicht. Hier sind auch sehr ausgeprägte Strömungsstrukturen zu beobachten. Profil AWI-20020445 (Abb. C.13, D.13) kreuzt das Profil AWI-20020425 genau auf dem freistehenden *Basement*-Rücken und zeigt ansonsten ähnliche Strukturen wie für AWI-20020435 und AWI-20020440 schon beschrieben.

Abb. 6.1 und Abb. 6.2 zeigen beispielhaft eine zusammenfassende Übersicht über die bearbeiteten Daten für die Profile AWI-20020400 bzw. AWI-20020425. Die Pfeile an den Sonoboje-lokationen geben an, wie die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle in die reflexionsseismischen Daten eingepaßt werden müssen. Unter den Seismogrammen ist die Bougueranomalie, berechnet aus dem AGP (siehe auch Kapitel 5.2.2) in grün sowie vergleichend dazu die aus den Schweredaten des Schiffsgravimeters berechnete Bougueranomalie (blau) eingezeichnet. Für die Dichte der Platte wurde in beiden Fällen $\rho_L = 2.2 \frac{g}{cm^3}$ angenommen. Die Bougueranomalie aus den Daten des Schiffsgravimeters ist sehr hochauflösend und zeigt jeweils Maxima an den Stellen, an denen im Seismogramm die *Basement*-Rücken zu sehen sind. Die Bougueranomalie aus den Daten des AGP zeigt eine geringere Auflösung, so daß die beiden Datensätze lokal voneinander abweichen. Der globale Trend ist allerdings gleich. Außerdem ist die Magnetik (rot) eingezeichnet. Da diese allerdings wie die Bougueranomalie aus dem AGP aufgrund der Auflösung keine kleinräumigen Anomalien zeigen kann, ist eine profilweise Interpretation der Magnetik nicht sinnvoll.

6.2 Sedimentstruktur

6.2.1 ODP-Bohrloch 910

Als Ausgangspunkt für die Interpretation der Daten wurde das ODP-Bohrloch 910 gewählt. Es befindet sich auf dem inneren Yermak Plateau. Relativ zu den bearbeiteten seismischen Profilen liegt es am Ende von Profil AWI-20020388 und am Anfang von Profil AWI-20020390.

Die erbohrte Sektion besteht aus einer einzigen quarzreichen lithologischen Einheit, welche in drei Untereinheiten (bezeichnet mit IA, IB, IC nach Marin, 1993), basierend auf der Anzahl an *Dropstones*¹ und Variationen im silikaklastischem Anteil, unterteilt wurde. Die Lithostratigraphie begründet sich auf das Bohrloch 910C (Marin, 1993). Die 507 m mächtige Sequenz, die an der Lokation 910 durchteuft und beprobt wurde, besteht aus harten, nahezu homogenen Ton- und Siltsteinlagen. Die Sequenz ist in den Schichten nahe der Meeresbodenoberfläche stark verfestigt. Die Sedimenttextur und Mineralzusammen-

¹dropstone - ein mit Eis transportierter, später ausgeschmolzener und auf dem Meeresboden abgelagerter Stein

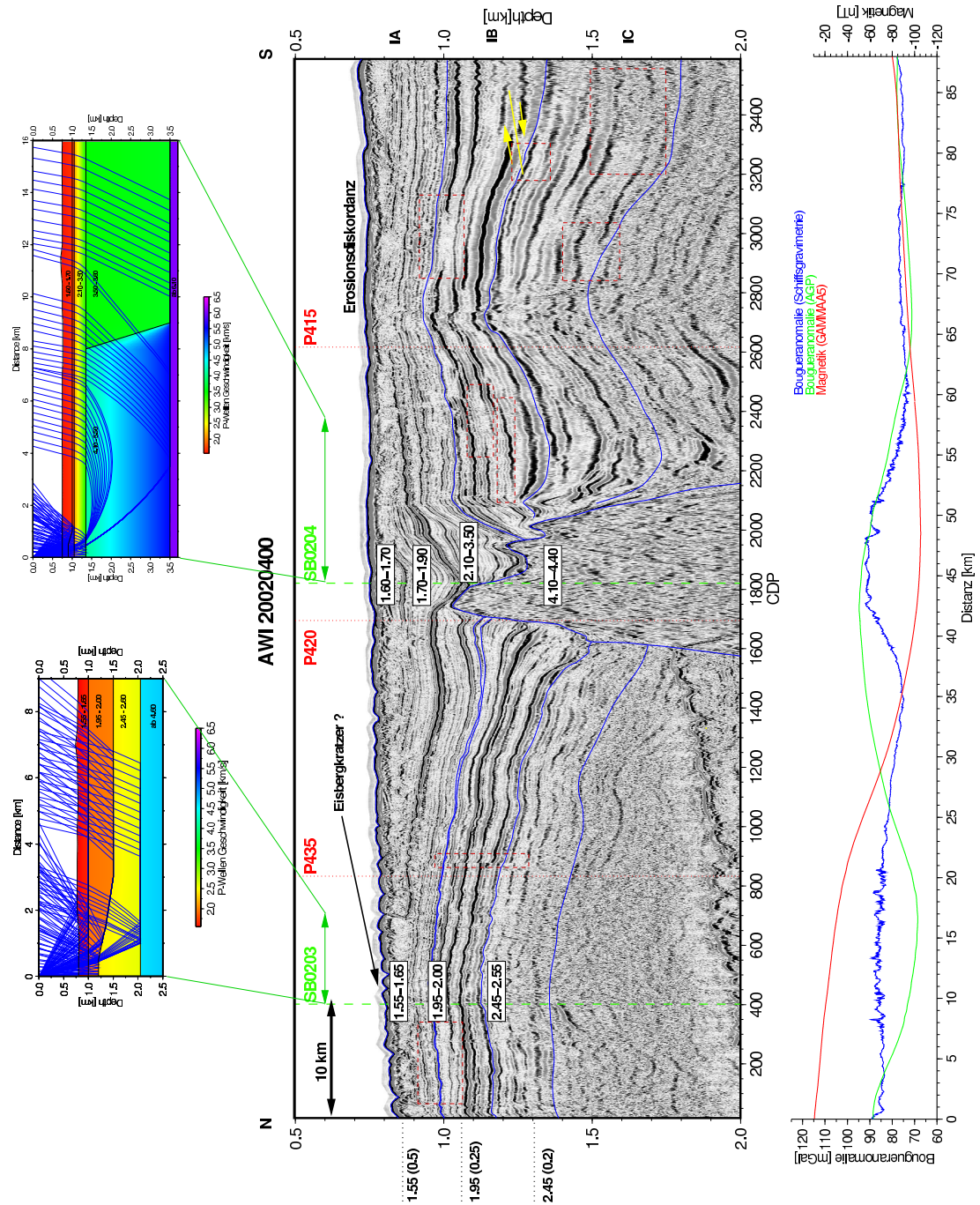


Abbildung 6.1: AWI-20020400. Übersicht über refraktionsseismische, reflexionsseismische, Magnetik- und Schweredaten für das Profil.

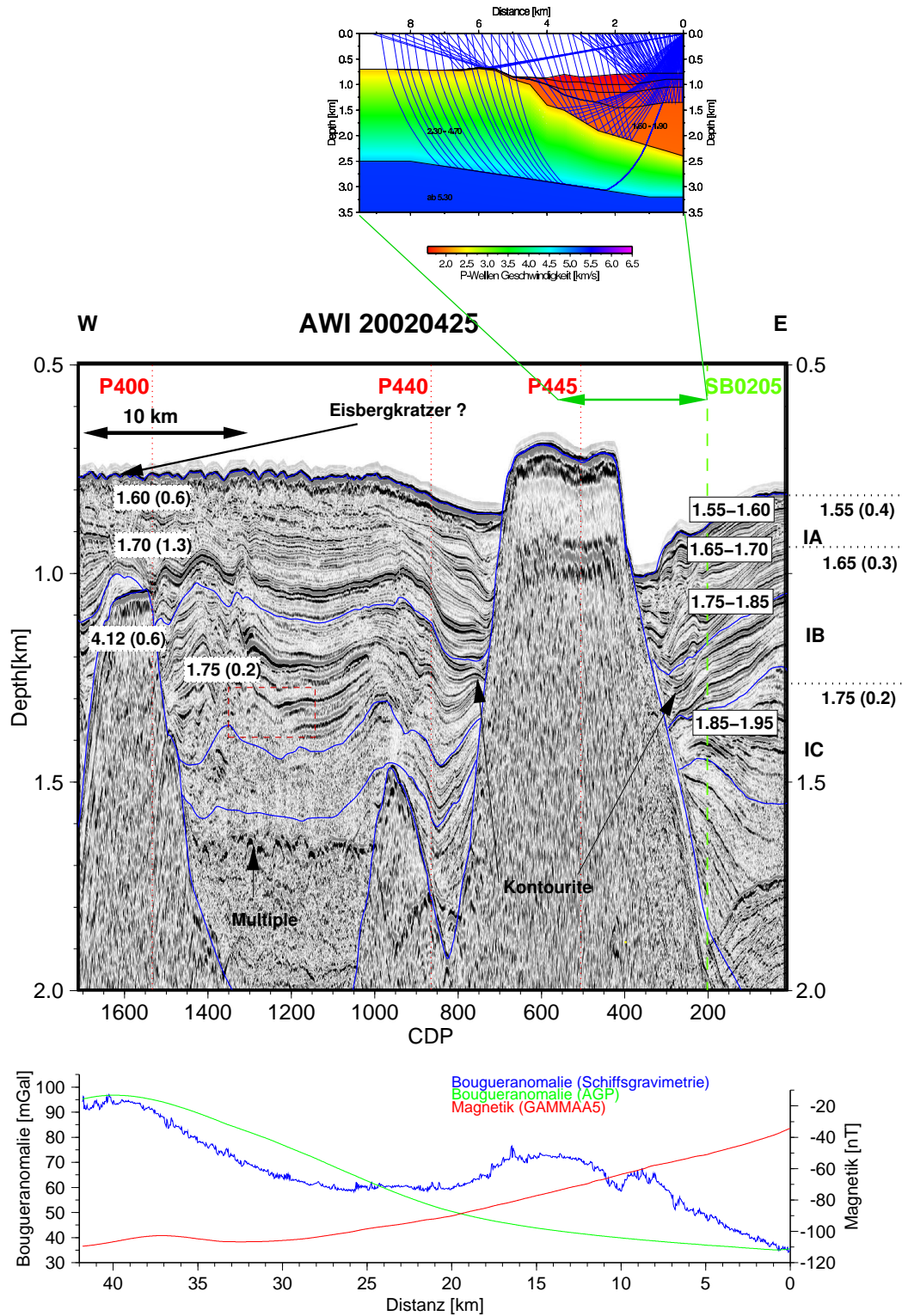


Abbildung 6.2: AWI-20020425. Übersicht über refraktionsseismische, reflexionsseismische, Magnetik- und Schweredaten für das Profil.

setzung zeigt Variationen in der Zusammensetzung von 20-30%. Die *Dropstone*-Frequenz reicht von 1-3 Stück pro Meter bis weniger als einem pro Meter.

Umgelagerte silikatische Mikrofossilien sowie episodisches Auftauchen von Muschel- und Holzfragmenten wurden in verschiedenen Intervallen beobachtet. Die Karbonatwerte sind im allgemeinen sehr gering, sie variieren zwischen 1.5% und 6%. Organisches Karbonat zeigte im Verhältnis dazu hohe Werte (0.7%-1.4%). Die beprobte Sequenz zeigt Variationen im silikaklastischen Eintrag ins Yermak Plateau und eine Zunahme der Eisbewegung bei 208.7 mbsf² an. Das ist möglicherweise ein Indikator für die Zunahme bzw. Intensivierung der Vereisung der nördlichen Erdhalbkugel. Die Sedimente sind sämtlich glazial-marin. Der Methangehalt ist sehr hoch (10000-100000 ppm). Die Überkompaktion der flachen Sedimente an dieser Lokation kann das Resultat von Eisauflast sein (Marin, 1993).

Die beprobte Sedimentschicht wurde, wie bereits erwähnt, in die Untereinheiten IA, IB und IC eingeteilt. Die Grenze zwischen IA und IB wird charakterisiert durch die Abnahme der *Dropstone*-Menge. Die Grenze zwischen IB und IC ist sehr scharf definiert, basierend auf der abrupten Zunahme an siliklastischen Mineralien, welche etwa 20% in Untereinheit IB und 30% in Untereinheit IC betragen. Die *Dropstones* umfassen meist Sand- und Tonsteine, aber es wurden auch magmatische und metamorphe Gesteine beobachtet. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Daten der Schichten erfolgt in Tabelle 6.1. P-Wellengeschwindigkeiten konnten aufgrund von Bruchbildung durch Gasexpansion nur bis 45 mbsf gemessen werden. Dort betragen sie zwischen 1450 und 1700 m/s, teilweise 1800 m/s.

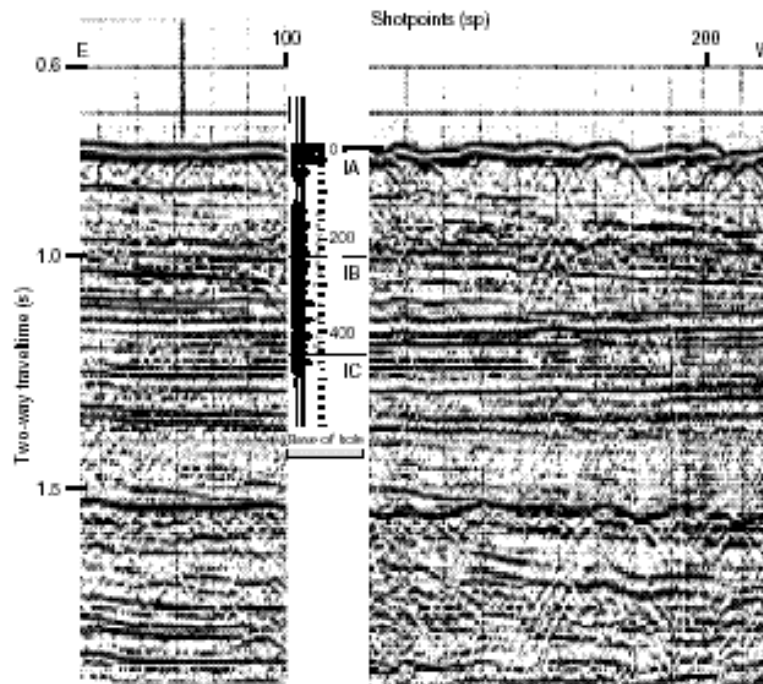


Abbildung 6.3: Vergleich des synthetischen Seismogramms der Lokation 910 zur seismischen Linie AWI-91130. Die Basis des Reflektors E bezeichnet die lithostratigrafische Grenze zwischen den Untereinheiten IA/IB; Reflektor N markiert die Grenze IB/IC (Marin, 1993).

²meter below seafloor

Tabelle 6.1: Zusammenfassung der wichtigsten Merkmale für die Schichten IA, IB, IC von ODP-Bohrloch 910.

Schicht	IA	IB	IC
Tiefe [mbsf]	0-208.7	208.7-391.5	391.5-507.4
Mächtigkeit [m]	208.7	182.8	115.9
Alter	Pliozän bis Quartär	Pliozän	Pliozän
Sediment	siltiger Ton toniger Silt	siltiger Ton toniger Silt	siltiger Ton toniger Silt
Anteil an silikaklast. Komp.	ca. 20-30%	20-30% bis 314.8 mbsf 10-20% ab 314.8	ca. 20-30%
Dropstonegehalt	hoch	gering	gering

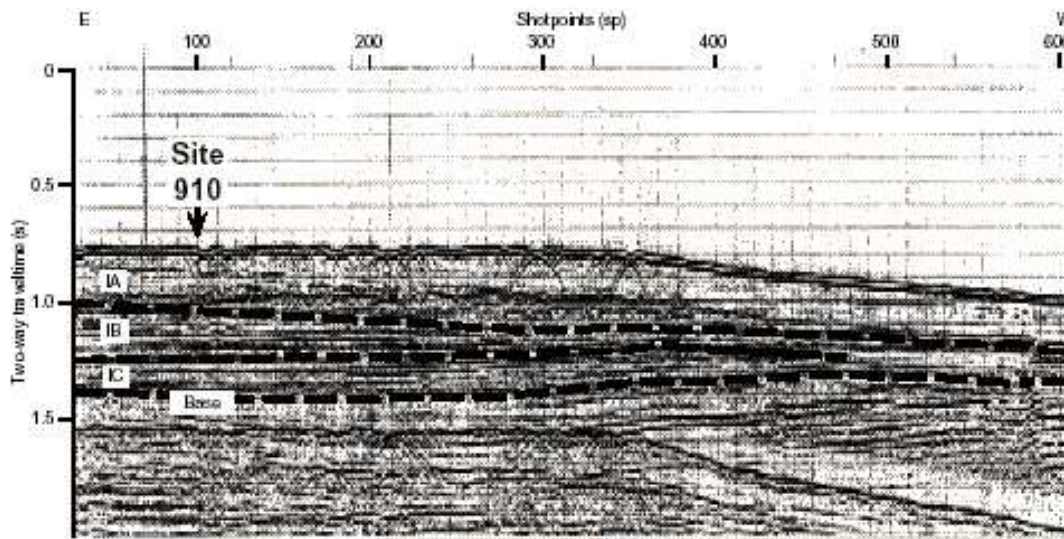


Abbildung 6.4: Interpretation der seismischen Linie AWI-91130 durch Lokation 910. Die unteren pliozänen lithostratigraphischen Untereinheiten IB und IC verjüngen sich nach Westen, während die obere Pliozän/Pleistozän-Untereinheit IA sich zum Schelfrand verdickt. „Base“ markiert die Basis der Bohrung (Marin, 1993).

6.2.2 Interpretation der seismischen Daten

Die Sedimentmächtigkeit variiert zwischen 100 m über den bereits erwähnten *Basement*-Strukturen und mindestens 1.5 km. Aufgrund der starken Meeresbodenmultiplen kann keine absolute Tiefenangabe gemacht werden.

Die Sonobojen zeigen P-Wellengeschwindigkeiten von 1.55 bis 3.60 km/s für die Sedimentschichten. Nach Schön (1986) zeigt wassergesättigter, unkonsolidierter Sand P-Wellengeschwindigkeiten bis 2.00 km/s. Da sich der Reflexionscharakter ausgehend von ODP-Bohrloch 910 nicht grundlegend ändert, ist es wahrscheinlich, daß es sich um ähnlich aufgebaute Sedimentschichten handelt, also Ton- und Siltsteinlagen. Nach den Sonobojenmodellierungen variieren die Sedimentmächtigkeiten für Sedimente mit Geschwindigkeiten

bis 2.00 km/s zwischen 300 m (SB0204) und 1.8 km (SB0205) (Abb. 6.5 und 6.6). Sedimente mit diesen geringen Geschwindigkeiten treten in allen Modellen auf und verglichen mit der Reflexionsseismik handelt es sich um Horizonte mit feiner, aber meist klarer Schichtung mit deutlichem Reflexionscharakter. Auf den Profilen im Südwesten (z.B. AWI-20020390) kann diese Schichtung in den ersten 200 m unter dem Meeresboden undeutlich werden bzw. verschwinden.

Geschwindigkeiten ab 2.00 km/s entsprechen nach Schön (1986) porösem Sandstein oder Mergel. Aufgrund der Ergebnisse des ODP-Bohrloches 910 handelt es sich in dem Gebiet des Yermak Plateaus um Mergel. Silt- und Tonsteine zeigen Geschwindigkeiten ab 3.91 km/s parallel zur Ausbreitungsrichtung und 2.83 km/s senkrecht zur Ausbreitungsrichtung (Schön, 1986). Auf Profil AWI-20020400 kann es sich nördlich bei SB0203 (2.45–2.60 km/s) um Silt- oder Tonstein handeln, der keine klare parallele Schichtung aufweist, was auch in der Reflexionsseismik erkennbar ist. Die Schichtung in diesem Bereich ist undeutlich.

Auf dem südlichen Teil des Profils, bei Sonoboje SB0204 kann es sich bei der zweiten Schicht (2.10–3.50 km/s) um eine Mergelschicht handeln, die durch Auflast stark verfestigt wurde, da sie direkt auf dem *Basement*-Block aufliegt. Eine Sedimentschicht mit ähnlich hohen Geschwindigkeiten ist für Sonoboje SB0209 (dritte Schicht) zu beobachten. Die Sedimente liegen ebenfalls auf einem Krustenblock auf und könnten aus diesem Grund stark verfestigt sein. Die dritte Schicht (3.50 bis 3.60 km/s) können parallel gelagerte Silt- oder Tonsteinlagen sein. Das bestätigt auch die Reflexionsseismik mit klar geschichteten, deutlichen Horizonten. Für die Sonobojen SB0206, SB0207 und SB0208 kann es sich um gleichmäßig abgelagerte Mergelschichten handeln. Diese sind mit zunehmender Tiefe stärker verfestigt, haben dementsprechend weniger Porenraum und einen geringeren Wasseranteil. Daraus folgt für die tieferen Sedimentschichten eine höhere Geschwindigkeit.

Sehr auffällig sind die geringen Geschwindigkeiten bei großer Mächtigkeit für SB0205. Eine Karte mit der Position der Bojen verglichen mit der Karte der Bougueranomalie zeigt (Kapitel 5.2.2, Abb. 5.5), daß die Boje über der Nord-Süd-streichenden langgezogenen Beckenstruktur, die in der Bougueranomalie deutlich zu sehen ist, eingesetzt wurde. Daß die Bougueranomalie dort einen sehr geringen Wert hat, heißt, daß das Becken mit Sedimenten sehr geringer Dichte verfüllt ist oder sehr tief ist. Die Topographie zeigt allerdings keine Beckenstruktur, d.h. die geringe Amplitude der Bougueranomalie ist auf eine geringe Dichte der Sedimente zurückzuführen. Es ist anzunehmen, daß die Art des Sedimenteintrags auf das Yermak Plateau homogen ist. Das bedeutet, daß Gebiete mit geringerer Dichte die gleichen Sedimentarten mit größerer Wassersättigung bzw. größeren Porenräumen zeigen. Das kann mit dem Ablagerungsmilieu zusammenhängen (Stärke der Strömung), aber auch mit unterschiedlicher Eisauflast. Damit ist die geringere Geschwindigkeit erklärbar, denn wassergesättigte Sedimente, bzw. größere Porenräume bewirken eine geringere P-Wellengeschwindigkeit. Die anderen Sonobojen liegen in einem Gebiet höherer Amplituden der Bougueranomalie und zeigen dementsprechend auch höhere Geschwindigkeiten in den Sedimenten.

Aus der Reflexionsseismik ist ersichtlich, daß die Profile im Nordosten eine feinere Lagerung von geringmächtigeren Schichten zeigt als die Profile im Südwesten des Arbeitsgebietes. Ein Beispiel ist auf den Abbildungen 6.6 für die Sonobojen SB0206–08 für den nordöstlichen Teil und Abb. 6.5 für die Sonoboje SB0203 für den südlichen Teil zu sehen. Es ist ein deutlicher Unterschied im Reflexionscharakter der Schichten zu erkennen. Nähere Erläuterungen folgen dazu im nächsten Abschnitt.

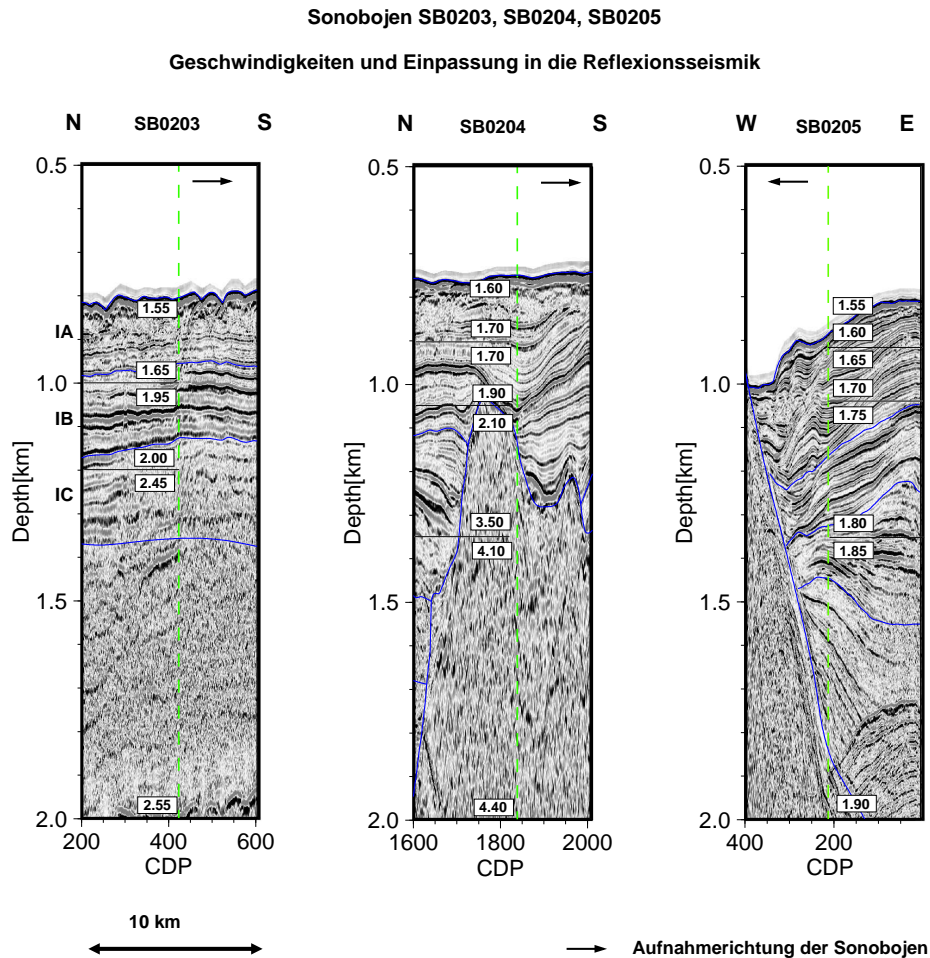


Abbildung 6.5: Geschwindigkeiten der Sonobojen SB0203 (AWI-20020400), SB0204 (AWI-20020400), SB0205 (AWI-20020425) und Einhängung in die reflexionsseismischen Daten. Die Schichten IA, IB und IC sind vom ODP-Bohrloch 910 aus über die Profile korreliert.

Charakteristik der korrelierten Schichten

Ausgehend von den für das Bohrloch bestimmten Sedimentschichten wurden mit dem Programm MAPINFO die Horizonte über alle Profile bestimmt. Dazu wird ein Bild des Seismogrammes für das Profil erstellt und in MAPINFO referenziert. Anschließend werden die Horizonte angerissen und den Punkten dabei Koordinaten (Schuß, Tiefe) zugeordnet. Diese können für die Erstellung einer Karte genutzt werden (siehe Kapitel 6.3). In Anhang D sind alle Tiefensektionen mit den eingezeichneten Horizonten zu sehen. Es wurde versucht, anhand der Reflexionscharakteristik über Krustenblöcke hinweg zu korrelieren. Über die Bänke auf Profil AWI-20020435 und AWI-20020440 im Nordosten wurde nicht korreliert, da es sich in dem Fall um 15 km breite Strukturen handelt. Die Korrelierung der Schichten wäre zu spekulativ.

Schicht IA war gut korrelierbar. Sie zeigt eine sehr feine Schichtung in den nordöstlichen Profilen (z.B. AWI-20020440) bzw. eine unklare bis keine Schichtung in den südwestlichen Profilen (AWI-20020390). Die Schichtmächtigkeit variiert zwischen maximal 550 m (AWI-20020435) und minimal 150 m (AWI-20020440). Die Begrenzung zu IB ist direkt am

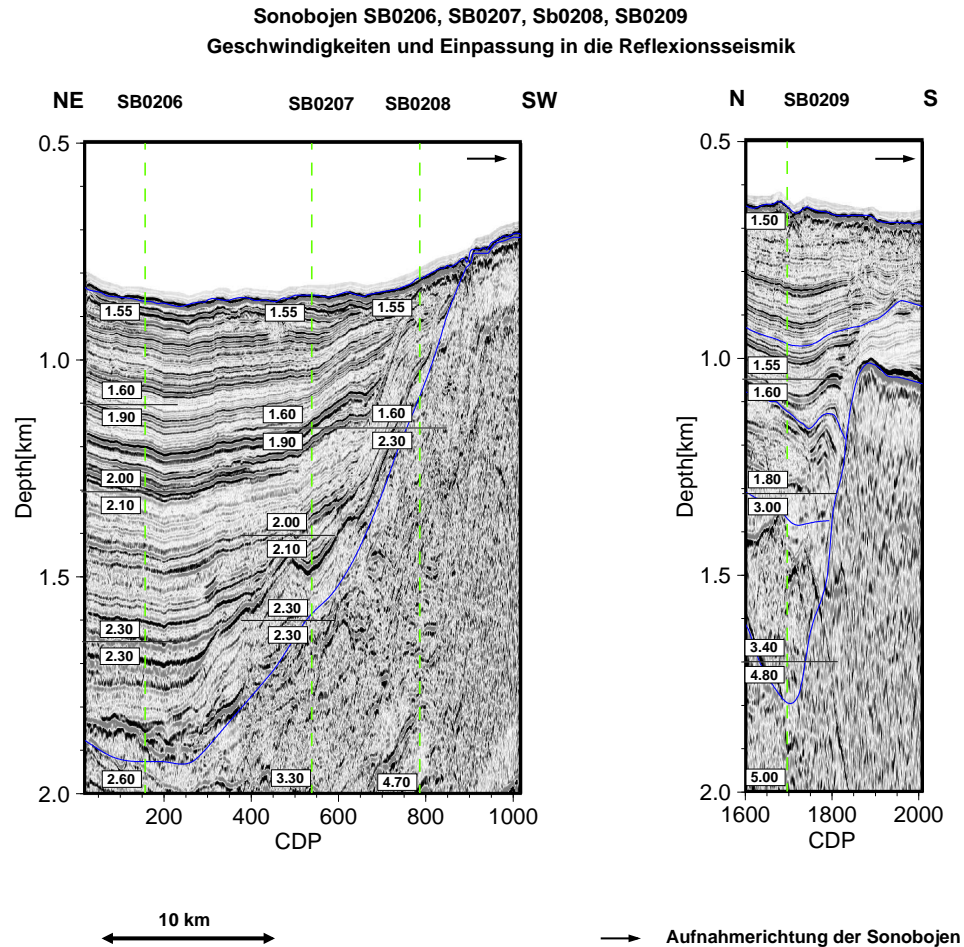


Abbildung 6.6: Geschwindigkeiten der Sonobojen SB0206 (AWI-20020440), SB0207 (AWI-20020440), SB0208 (AWI-20020440), SB0209 (AWI-20020445) und Einhängung in die reflexionsseismischen Daten. Die Schichten IA, IB und IC sind vom ODP-Bohrloch 910 ausgehend über die Profile korreliert. Für Sonobojen SB0206, SB0207 und SB0208 sind diese Schichten nicht mehr bestimmt, da sich dieser Teil des Profils im äußersten Nordosten des Arbeitsgebietes befindet und eine Korrelation durch die auftretenden Krustenblöcke zu spekulativ wäre.

Bohrloch eindeutig und bleibt es aufgrund eines verschiedenen Reflexionscharakters von IA und IB in den südlichen Profilen. Auf den nördlichen Profilen ab Profil AWI-2002025 ist nur ein minimaler Unterschied im Reflexionscharakter zwischen IA und IB zu erkennen.

Für Profil AWI-20020440 ist auffällig, daß die Schicht IA direkt auf dem Krustenblock, der sich zwischen CDP 1900 und 2700 befindet, aufliegt. Das hieße, daß dieser Block bis zum Ende des Pliozäns frei lag. Das gilt auch für Profil AWI-20020400.

Die Korrelierbarkeit von Schicht IB war nicht überall so eindeutig, wie das für Schicht IA der Fall gewesen ist. Für einen Großteil der Profile läßt sich dennoch eine Charakteristik für diese Schicht zusammenfassen. Es ist eine klare Schichtung mit stärker ausgeprägten Reflexionshorizonten als für Schicht IA zu erkennen. Die Mächtigkeit dieser Horizonte ist im allgemeinen auch höher. Aufgrund der durch Strömungen beeinflussten, aber ungestörten Lagerung der erkennbaren Schichten kann geschlossen werden, daß in der Ablagerungszeit der Schicht IB ein relativ ruhiges Ablagerungsmilieu ohne glazialen Einfluß abgesehen von der Ablagerung von *Dropstones* vorherrschte. Auf Profil AWI-20020415 und AWI-20020445

liegen die Schichten tiefer als die Krustenblöcke. An den Hängen des Plateaus finden sich Störungen in der Schicht IB aufgrund von Rutschungen (Profil AWI-20020405), siehe auch Kapitel 6.2.4. Die Schicht ist 200 bis 500 m mächtig.

Schicht IC wird durch das Ende des Bohrloches begrenzt. In der Reflexionsseismik zeigt sich keine definierbare Schichtgrenze. Da die Schicht aber datiert wurde, ist die Korrelation trotzdem sehr hilfreich. Aufgrund der nicht definierbaren unteren Grenze wurde die Korrelation teilweise spekulativ. Auf Profil AWI-20020435 taucht die Schichtgrenze sogar unter die Meeresbodenmultiple. Die Schichtmächtigkeit variiert zwischen 100 und 500 m. Schicht IC zeigt meist einen transparenten Charakter und schwer bestimmbare oder kleinräumig gestörte Reflexionshorizonte. Sie bedeckt kleine Krustenblöcke (AWI-20020425, AWI-20020435, AWI-20020445), die rezent mit einer insgesamt 500 bis 750 m mächtigen Sedimentschicht bedeckt sind.

6.2.3 Gasvorkommen

Innerhalb einiger Horizonte sind starke Amplitudenänderungen zu beobachten. Diese lassen auf einen hohen Gasgehalt in den Sedimenten schließen. Das Gas migriert durch Störungen des Reflektors an die Oberfläche. In den reflexionsseismischen Daten sind die Reflektoren als kleinräumig gestörte Horizonte erkennbar. Die Messungen an den ODP-Bohrungen ergaben durchgängig hohe Methanwerte (10000-100000 ppm; Marin, 1993). Abb. 6.7 zeigt Beispiele für Amplitudenvariationen auf Profil AWI-20020400 (Abb. 6.7, Beispiel 1) und AWI-20020415 (Abb. 6.7, Beispiel 2). Beispiel 1 Ausschnitt 1 A zeigt Horizonte mit sehr geringen Amplituden, die in starke klare Horizonte mit hohen Amplitudenwerten übergehen. Ein Amplitudenvergleich zeigte eine deutliche Steigerung im absoluten Betrag der Amplituden. Beispiel 1 Ausschnitt B zeigt ein ähnliches Phänomen, ein klarer Reflektor verschwindet übergangslos ohne Anzeichen einer strukturellen Störung (z.B. Verwerfung). Beispiel 1 Ausschnitt C zeigt einen sehr typischen Fall: klare, durchgängige, starke Horizonte werden unscharf und unklar. Das könnte ein Hinweis auf vermehrten Gasgehalt an dieser Position sein.

Beispiel 2 Ausschnitt A ist vergleichbar mit Beispiel 1 Ausschnitt A. Auch hier haben starke Reflektoren zwischenzeitlich sehr geringe Amplituden, was aber lokal sehr begrenzt ist. Beispiel 2 Ausschnitt B stellt insofern eine Steigerung dar, als daß die Amplituden nicht nur kleiner werden, sondern teilweise auch eine Phasenumkehr zu beobachten ist. Damit kann nach Chand und Minshull (2003) auf hohen Gasgehalt in den Sedimenten geschlossen werden. Beispiel 2 Ausschnitt C zeigt eine vertikal langgezogene Sequenz gestörter Horizonte. Diese Zone ist über 100 m breit. Das deutet auf eine Gasmigration durch die deformierten und gestörten Sedimentschichten hin. Ein ähnlicher Fall wurde von Henriot und Mienert (1998) für Profile aus dem Schwarzen Meer beschrieben.

Im Anhang D sind vergleichbare Amplitudenänderungen mit einem roten Viereck umrandet. Sie sind auf annähernd allen Profilen in kleinerem oder größerem Maß ausgeprägt. Im südlichen und westlichen Teil des bearbeiteten Netzwerkes von seismischen Linien sind häufiger solche Amplitudenänderungen zu beobachten als im östlichen und nördlichen Teil.

6.2.4 Spezielle Sedimentstrukturen

Strömungsstrukturen

Kontourite sind Anzeiger für ungleichmäßige Ablagerung von Sedimenten aufgrund von Bodenströmungen (Jones, 1999). Abb. A.3 im Anhang A zeigt eine Übersicht über Kontouritstrukturen nach Rebesco und Stow (2001). Solche Ablagerungsstrukturen lassen Rück-

Beispiele für Amplitudenvariationen

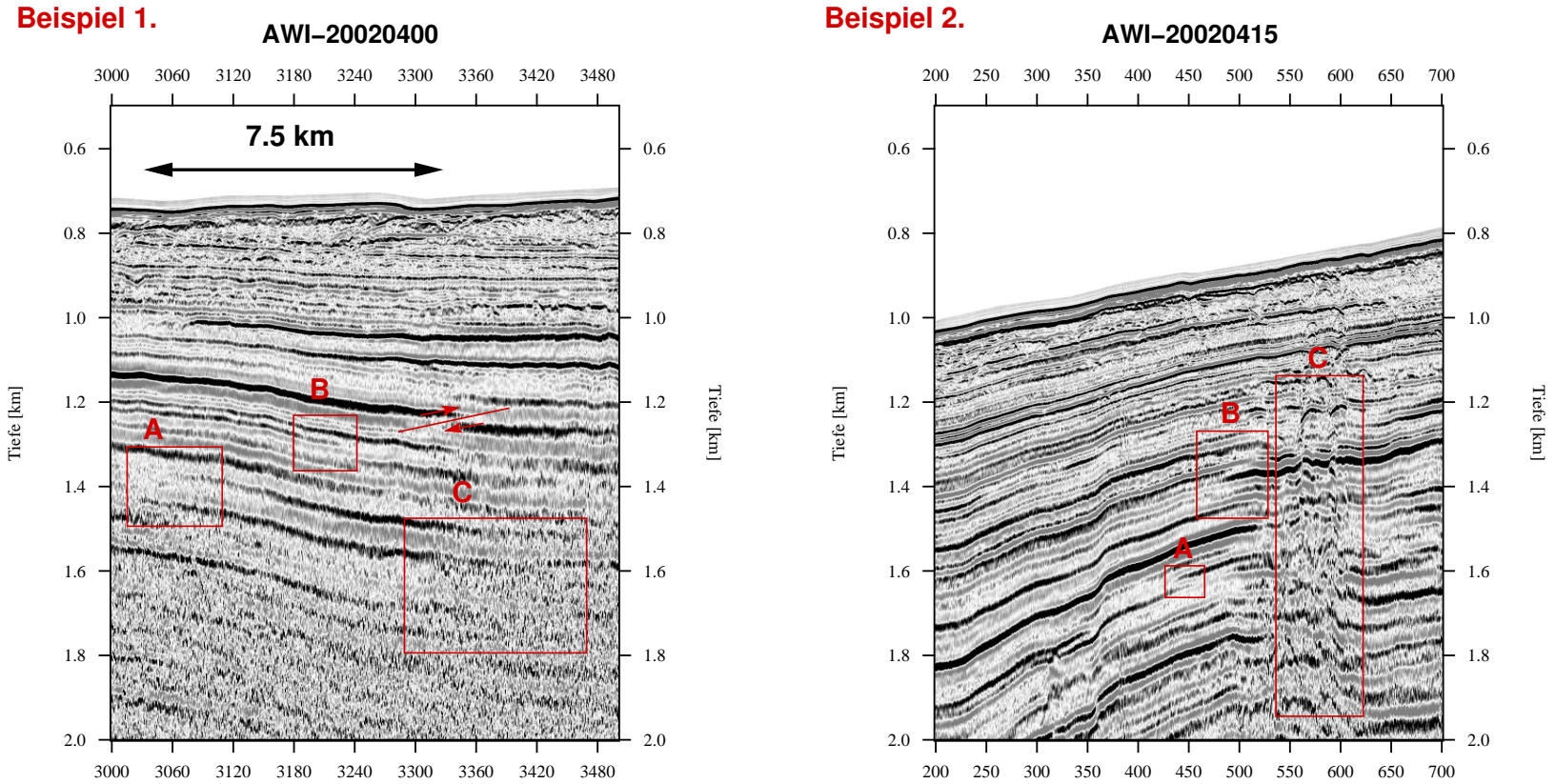


Abbildung 6.7: Beispiele für Amplitudenvariationen innerhalb eines Horizontes. Beispiel 1 zeigt CDP 3000–3500 des Profils AWI-20020400, Beispiel 2 zeigt CDP 200–700 des Profils AWI-20020415. Erläuterungen zur Abbildung siehe Text.

schlüsse auf Stärke und Richtung von Meeresströmungen zu. Eiken und Hinz (1993) beschreiben Kontourite auf dem Yermak Plateau. Sie befinden sich nahe den Bänken und ihre Bildung wird mit einer lokalen Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit erklärt. Die Ablagerung der von Eiken und Hinz (1993) definierten Schichten auf dem Yermak Plateau, YP-2 und YP-3 wurden durch Bodenströmungen kontrolliert. YP-3 entspricht Schicht IA, YP-2 beinhaltet sowohl Schicht IB als auch Schicht IC. In den bearbeiteten Daten sind solche Strömungsstrukturen besonders für die Profile im Nordosten sehr deutlich zu beobachten. Profile AWI-20020435 (Abb. C.11, D.11) und AWI-20020440 (Abb. C.12, D.12), sowie AWI-20020425 (Abb. C.10, D.8) und AWI-20020445 (Abb. C.13, D.13) zeigen Kontouritstrukturen an den Bänken. Abb. 6.11 zeigt Beispiele für Kontourite von den Profilen AWI-20020435 und AWI-20020440. Die dargestellte Sedimentsequenz wurde strömungskontrolliert abgelagert. Es ist zu sehen, daß die Strömung an einer Seite einer Bank stärker war. Im Nordosten sind die Sedimentsequenzen subparallel abgelagert, was auf ein ruhiges Ablagerungsmilieu schließen läßt. Auf der südwestlichen Seite der Bank sind starke Strömungsbilagungen zu erkennen. Der Topographieunterschied zwischen der Bank und den Sedimenten ist auf dieser Seite größer als auf der östlichen Seite der Bank. Die Richtung von Strömungen richtet sich unter anderem nach der Corioliskraft und kann als Süd-Nord interpretiert werden. Eine Strömung mit dieser Richtung würde durch die Corioliskraft östlich abgelenkt werden. Dementsprechend sind die Strömungsindikatoren auf der westlichen Seite der Bänke stärker.

Die grün eingerahmten Sequenzen in Abb. 6.11 werden als Beispiele für Arten von Strömungsstrukturen herangezogen. „X“ zeigt einen möglichen Ort für Strömungsachsen an. Die Pfeile markieren die Migrationsrichtung der Sedimente. Wie auf allen drei Beispielen ersichtlich ist, setzt sich die Struktur zum Meeresboden hin fort, wird aber allmählich verfüllt. Bild 6.11 A zeigt eine Driftablagerung, die die vorgeschlagene Nord-Süd-Richtung der Strömung unterstützt. Ähnliche Sedimentstrukturen mit unterschiedlich starker Ausprägung befinden sich entlang des gesamten Hanges des abgebildeten Krustenblockes. Der Kanal bei 1.6 km Tiefe wurde langsam verfüllt und es entstand ab 1.2 km Tiefe ein zweiter östlich des ersten. Dieser wird größer, während der erste Kanal bis zur heutigen Meeresbodenoberfläche vollständig verschüttet wurde. Bild B zeigt ein gutes Beispiel für eine begrenzte Drift (*confined drift*, siehe auch Abb. A.3). An beiden Seiten des Beckens bildeten sich Strömungskanäle. Ein weiteres Beispiel für dieses Strömungsmuster ist auf Abb. C zu sehen. Das zweite grüne Kästchen auf Abb. C zeigt Ablagerungsbedingungen und Strukturen wie für Abb. 6.11 A bereits beschrieben.

Rutschungen

Abb. 6.8 zeigt ein Beispiel einer Störung, die durch eine Rutschung entstanden ist. Auffällig daran ist, daß die Störung von ungestörten Sedimentsequenzen überlagert ist. Die Rutschung hat somit nicht rezent stattgefunden. Ihr Alter ist pliozän, da sie sich zwischen Schicht IB und IC befindet. Die Hangneigung beträgt auf dem westlichen Teil des Profils bis zu 1.1° . Auf Profil AWI-20020388 sind ähnliche Strukturen zu beobachten. Auf diesem Profil wurde eine Hangneigung von 2.3° berechnet.

Erosionshorizonte und Eiskratzspuren

Auf vielen Profilen sind Erosionsdiskordanzen am Meeresboden zu beobachten. Besonders stark ist das in der Mitte des Profils AWI-20020400 und auf den Profilen AWI-20020435, AWI-20020440 und AWI-20020445 zu sehen. Abb. 6.9 zeigt ein Beispiel für einen erodierten

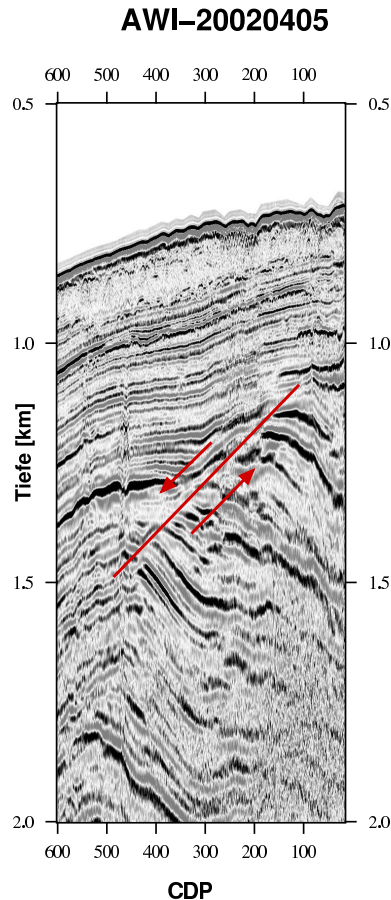


Abbildung 6.8: Profil AWI-20020405: Beispiel für eine Verwerfung, die aufgrund einer Rutschung im Hangbereich entstanden ist.

Horizont. Es besteht eine Winkeldiskordanz zwischen den auf der Abbildung markierten Schichten und dem Meeresboden.

Eine weiteres Strukturmerkmal der bearbeiteten Profile sind Eiskratzspuren auf dem Meeresboden. Abb. 6.10 zeigt Beispiele der Profile AWI-20020415 und AWI-20020435. Diese Meeresbodenstrukturen sind auf allen Profilen zu sehen. Vogt et al. (1994) haben Eiskratzspuren auf dem Yermak Plateau beschrieben.

6.3 Sedimentverteilung

Die erhaltenen Tiefen der Horizonte IA, IB und IC über die Profile AWI-20020388 bis AWI-20020445 (Abb. D.2 bis D.13) wurden mit den Navigationsdaten verbunden und sind in Schichttiefenkarten auf den Seiten 81, 82 und 83 eingezeichnet. Es wurde versucht, die Tiefe der einzelnen Sedimentschichten, sowie das *Basements* (siehe Kapitel 6.4 und Abb. 6.15) mit Isolinien zu korrelieren. Bei der Betrachtung der Karten ist zu beachten, daß die Farbskalen unterschiedlich sind. Es war nötig, die Farbskalen auf die vorherrschenden Tiefen abzustimmen, um Tiefenunterschiede hervorzuheben.

Die Karten zeigen für alle Schichten eine ähnliche Sedimentverteilung. Am Rand von Krustenblöcken werden die Sedimentmächtigkeiten aufgrund von Strömungsstrukturen sehr gering (Eiken und Hinz, 1993). Im Westen zeigen die Sedimentschichten eine Hangneigung, die Sedimentation ist nach der Topographie ausgerichtet. Auf der Karte für Schicht IA (Abb. 6.12) ist zusätzlich eingegrenzt, in welchem Gebiet wenig oder keine Eiskratzspuren zu beobachten sind. Das ist auch ein Gebiet, in dem Erosionshorizonte zu beobachten sind. Im zentralen Teil des Profilvernetzes befinden sich Horst- und Grabenstrukturen, wie

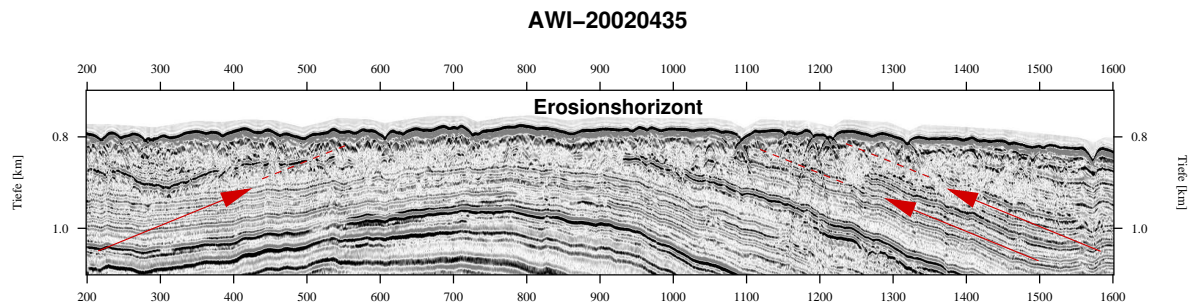


Abbildung 6.9: Erosionshorizont auf Profil AWI-20020435. Die eingezeichneten Pfeile markieren Schichten, die zum Meeresboden eine Winkeldiskordanz zeigen.

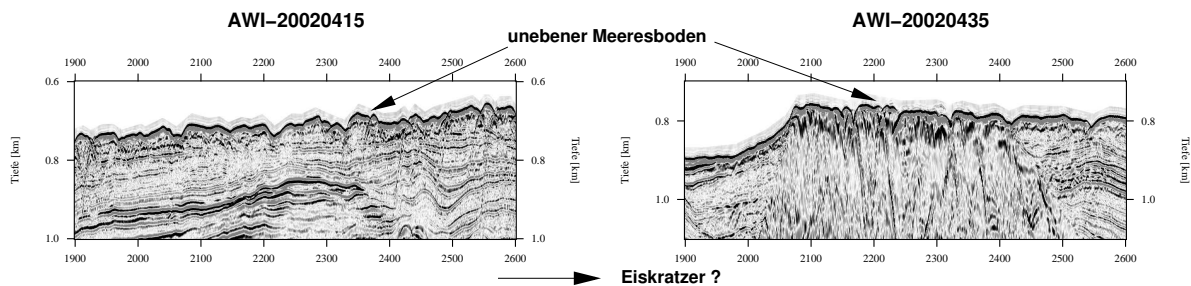


Abbildung 6.10: Ausschnitte vom Meeresboden auf den Profilen AWI-20020415 und AWI-20020435. Die Unebenheiten können aufgrund von Eiseinwirkung entstanden sein und Eiskratzspuren, wie auch von Vogt et al. (1994) beschrieben, darstellen.

auch von Eiken (1994) beschrieben. Zwischen den Schichten IA und IB zeigt sich ein Unterschied in der Krustenbedeckung. Während für Schicht IA kaum unbedeckte Krustenblöcke zu beobachten sind, hat die Anzahl für Schicht IB deutlich zugenommen. Zwischen Schicht IB und IC gibt es kaum Unterschiede hinsichtlich der Überdeckung der Krustenblöcke. Schicht IA und Schicht IB zeigen nordost-südwest-streichende Strukturen, aber für Schicht IC sind deutlich nord-süd-streichende Strukturen erkennbar. Es handelt sich dabei meist um Beckenstrukturen, aber auch Horststrukturen aufgrund von Krustenblöcken unter den Sedimentschichten.

6.4 Krustenstruktur

Für die in den reflexionsseismischen Daten sichtbaren Krustenblöcke wurden mit Hilfe der refraktionsseismischen Daten Geschwindigkeiten von 2.30 km/s in einer Tiefe bis 200 m bis 5.5 km/s in einer Tiefe von 3.5 km modelliert. Es wird im weiteren angenommen, daß es sich bei allen in der Reflexionsseismik sichtbaren Krustenstrukturen um dasselbe Gestein handelt, da die Sonoboijenmodellierungen vergleichbare Geschwindigkeiten zeigen und sich der Reflexionscharakter nicht ändert. Auffällig sind die Bänke, die nicht von Sedimenten bedeckt sind. Sie zeigen Hangneigungen von bis zu 8°. Ihre Oberfläche ist eben, bis auf Eiskratzspuren, wie bei Profil AWI-20020435 auf dem Krustenblock auf CDP 2400–2000. Die mit Sediment bedeckten Blöcke sind nicht erodiert worden. Für den Krustenblock Profil AWI-20020445 (CDP 1800–2400) könnte eine Erosion angenommen werden, da dieser auch eine ebene Oberfläche zeigt.

Eiken (1994) nimmt an, daß die H.U.-Sverdrup-Bank aus prätertiären kompaktierten Sedimentgesteinen oder kristallinem Gestein besteht. Nach Schön (1986) kann es sich bei dem Gestein aufgrund der berechneten Geschwindigkeiten um z.B. Sandstein, Gneiss, Schiefer oder Quarzite handeln. Eine Gesteinsprobe von der Bank zeigte präkambrischen Gneiss an. Tieferliegende Krustenschichten als die beschriebenen zeigen Geschwindigkeiten ab 5.30 km/s. Sie konnten allerdings nur in den refraktionsseismischen Daten gesehen werden.

Die Karte auf Abb. 6.15 zeigt die Tiefe der Kruste für die Profile, bei denen die Kruste oberhalb von 2 km liegt, denn die Meeresbodenmultiple überdeckt tiefere Schichten. Außerdem zeigen die farbigen Isolinien die nach Sundvor und Austegard (1990) bestimmten Sedimentmächtigkeiten über dem akustischen Basement. Es ist deutlich erkennbar, daß die Horizonte aus den bearbeiteten Daten sehr gut mit den Sedimentmächtigkeiten von Sundvor und Austegard (1990) übereinstimmen. Die nord-süd-streichende Krustenstruktur im Nordosten wird als H.U.-Sverdrup-Bank interpretiert. Die sichtbaren Ausdehnungen von Krustenstrukturen nehmen nach Osten hin zu. Die Beckenstruktur im Westen der H.U.-Sverdrup-Bank ist auch sehr deutlich zu erkennen. Diese Struktur korreliert mit der Beckenstruktur aus der Bougueranomalie.

Kontourite auf dem Yermak Plateau

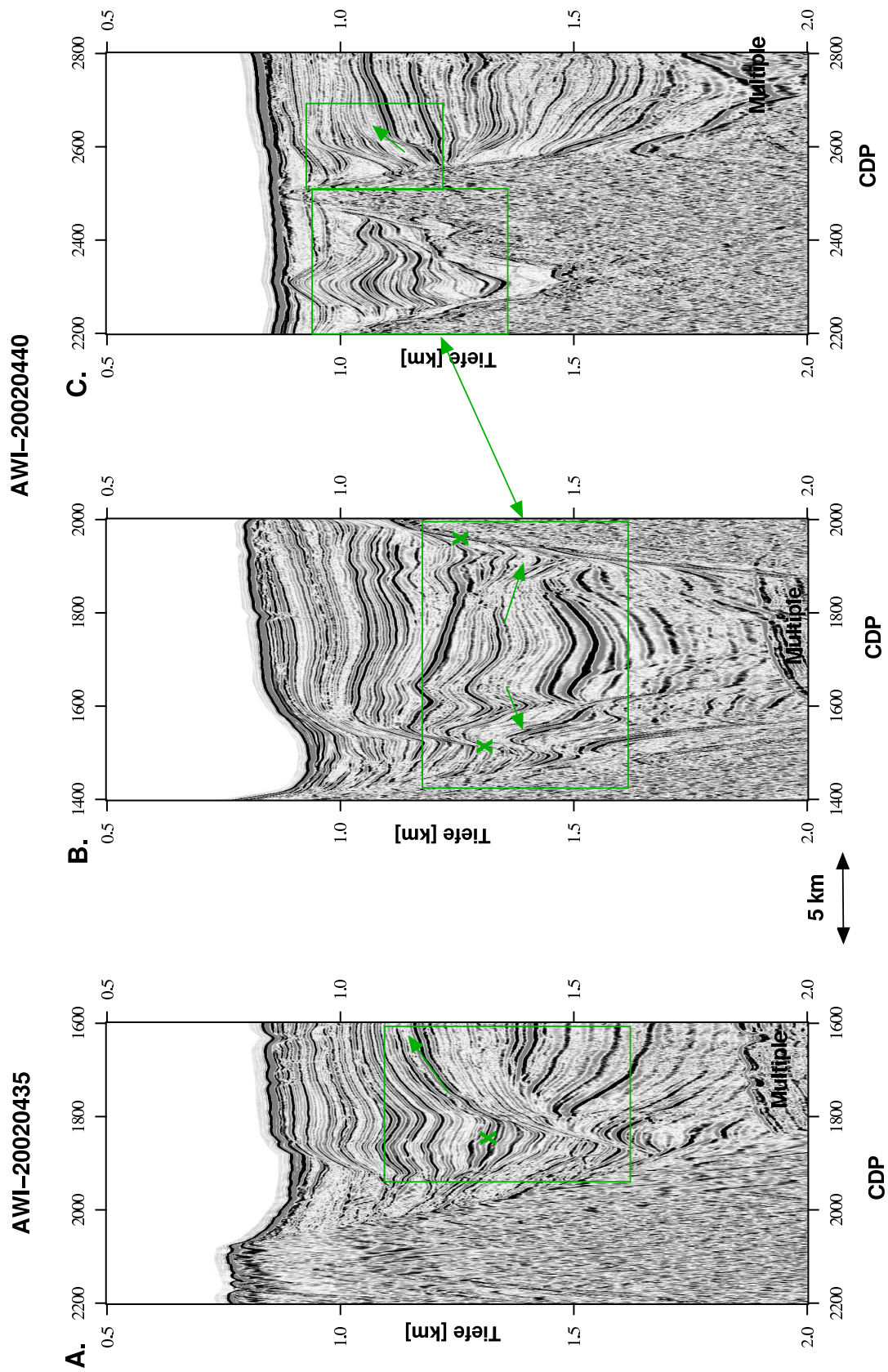


Abbildung 6.11: Beispiele für Kontourite in den bearbeiteten Daten. Kontourite sind Paläoströmungsanzeiger und lassen Rückschlüsse auf Stärke und Richtung von Paläoströmungen zu.

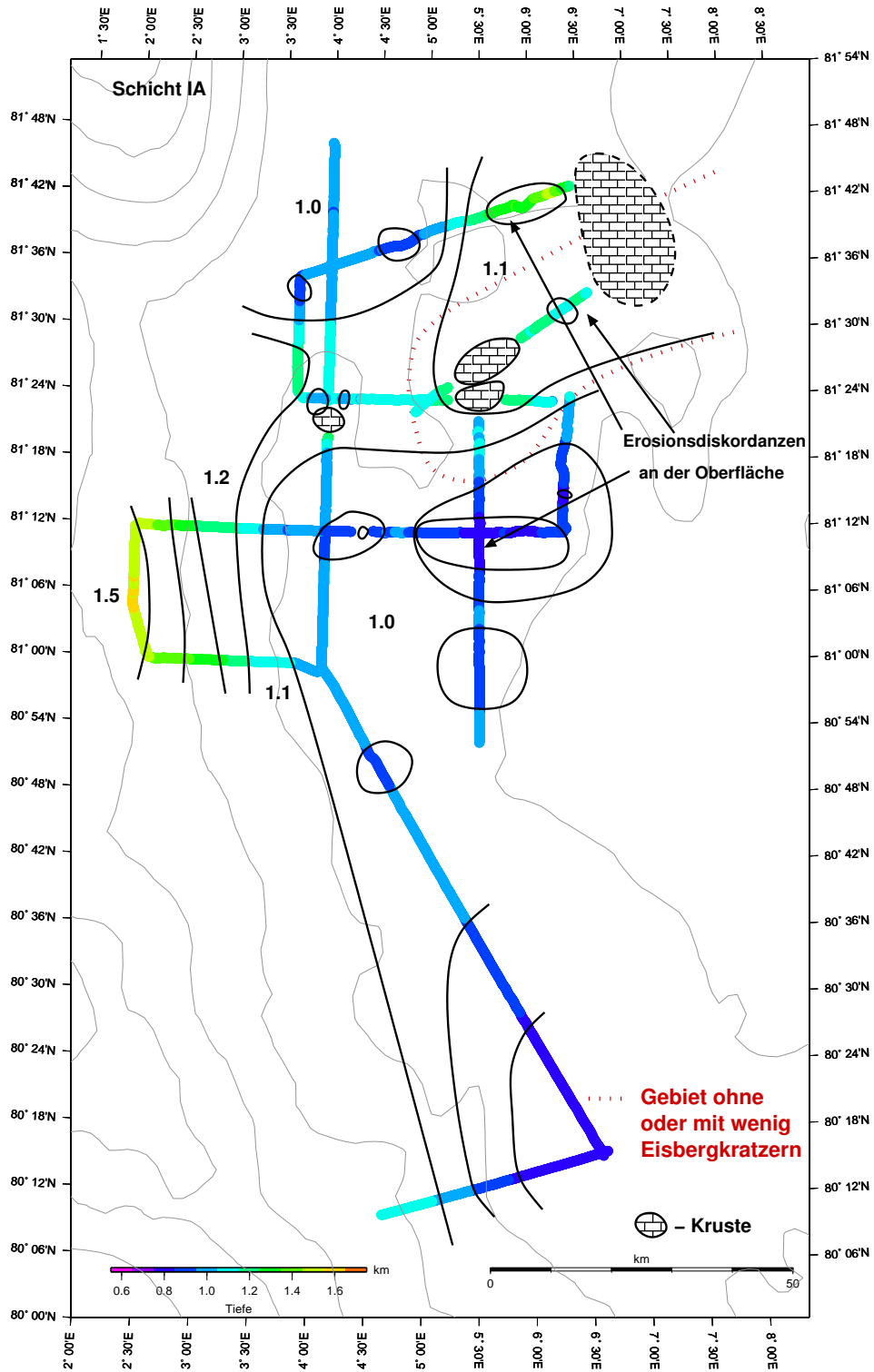


Abbildung 6.12: **Tiefenlage für Schicht IA.** Die Pfeile kennzeichnen Erosionsdiskordanzen. Die Zahlen geben die Tiefenlage der Reflektoren an. Die grauen Konturlinien stellen die Topographie dar. Die gestrichelte Linie bei den Profilen AWI-20020435 und AWI-20020440 zeigt an, daß es sich bei der Struktur wahrscheinlich um eine zusammenhängende Bank handelt.

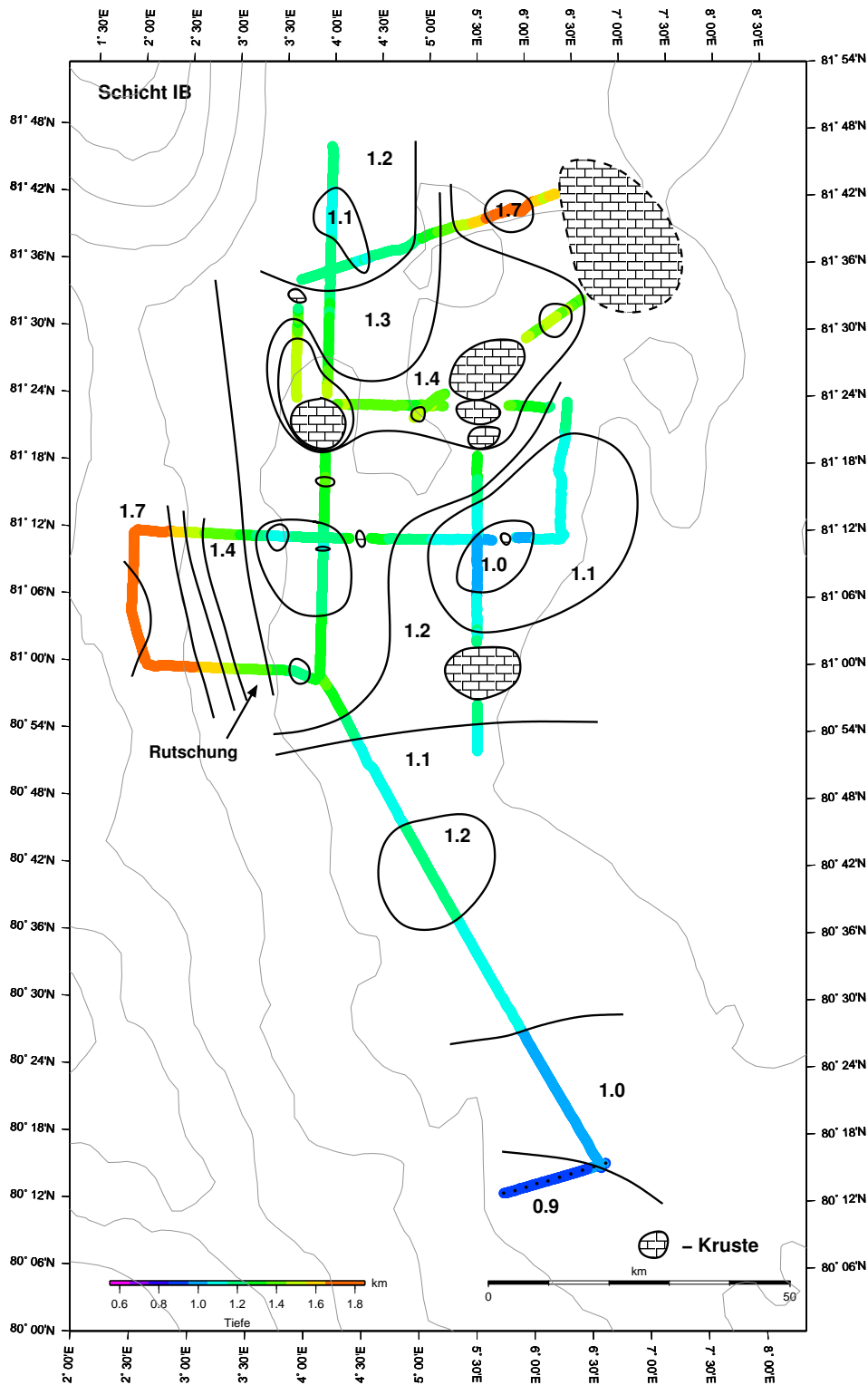


Abbildung 6.13: Tiefenlage für Schicht IB. Mit Pfeilen ist gekennzeichnet, an welchen Stellen die Rutschung stattgefunden hat. Die Kontourlinien der Topographie im Hintergrund zeigen die Existenz einer Hangneigung an.

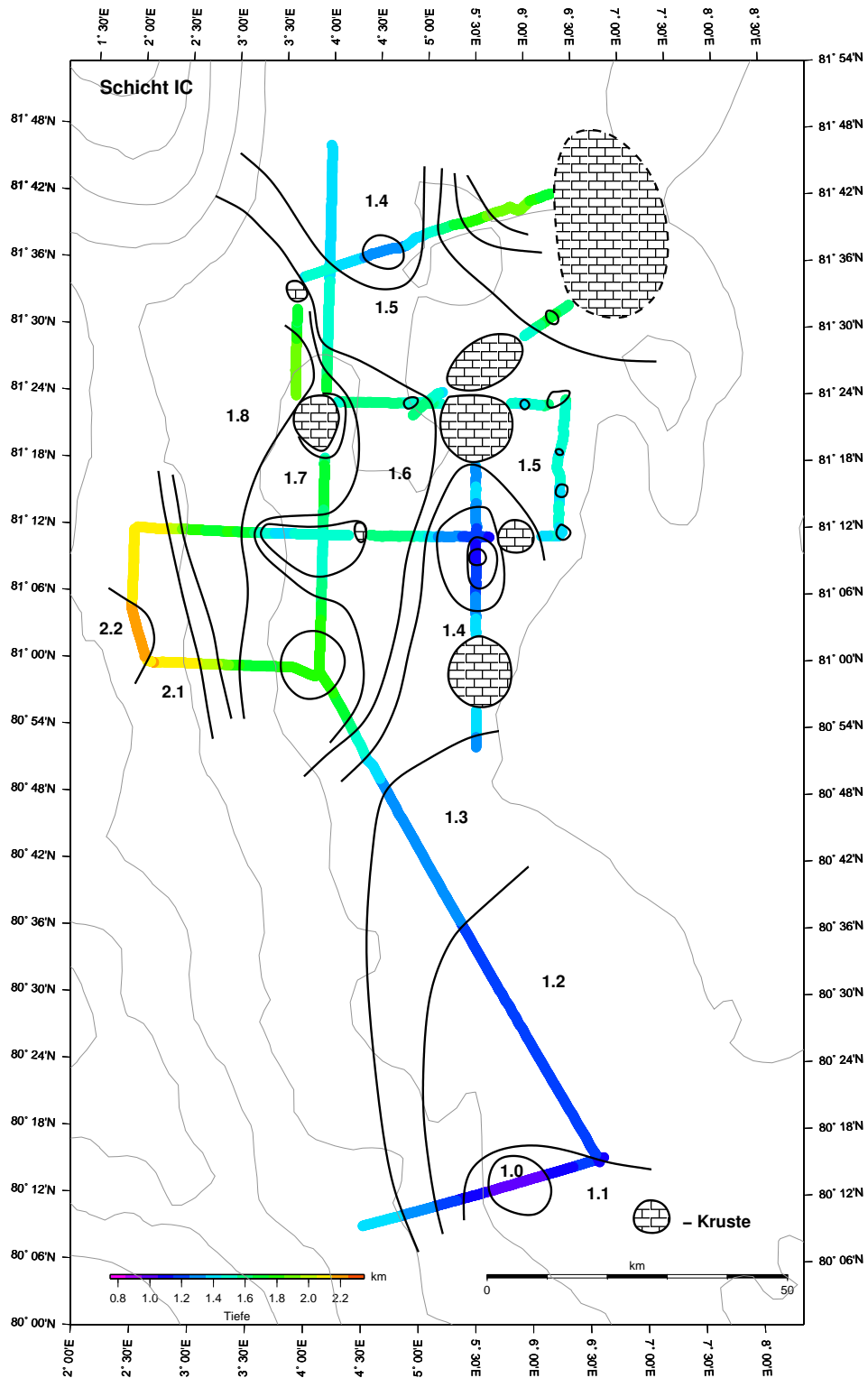


Abbildung 6.14: Tiefenlage für Schicht IC. Für weitere Erläuterungen siehe Abb. 6.12.

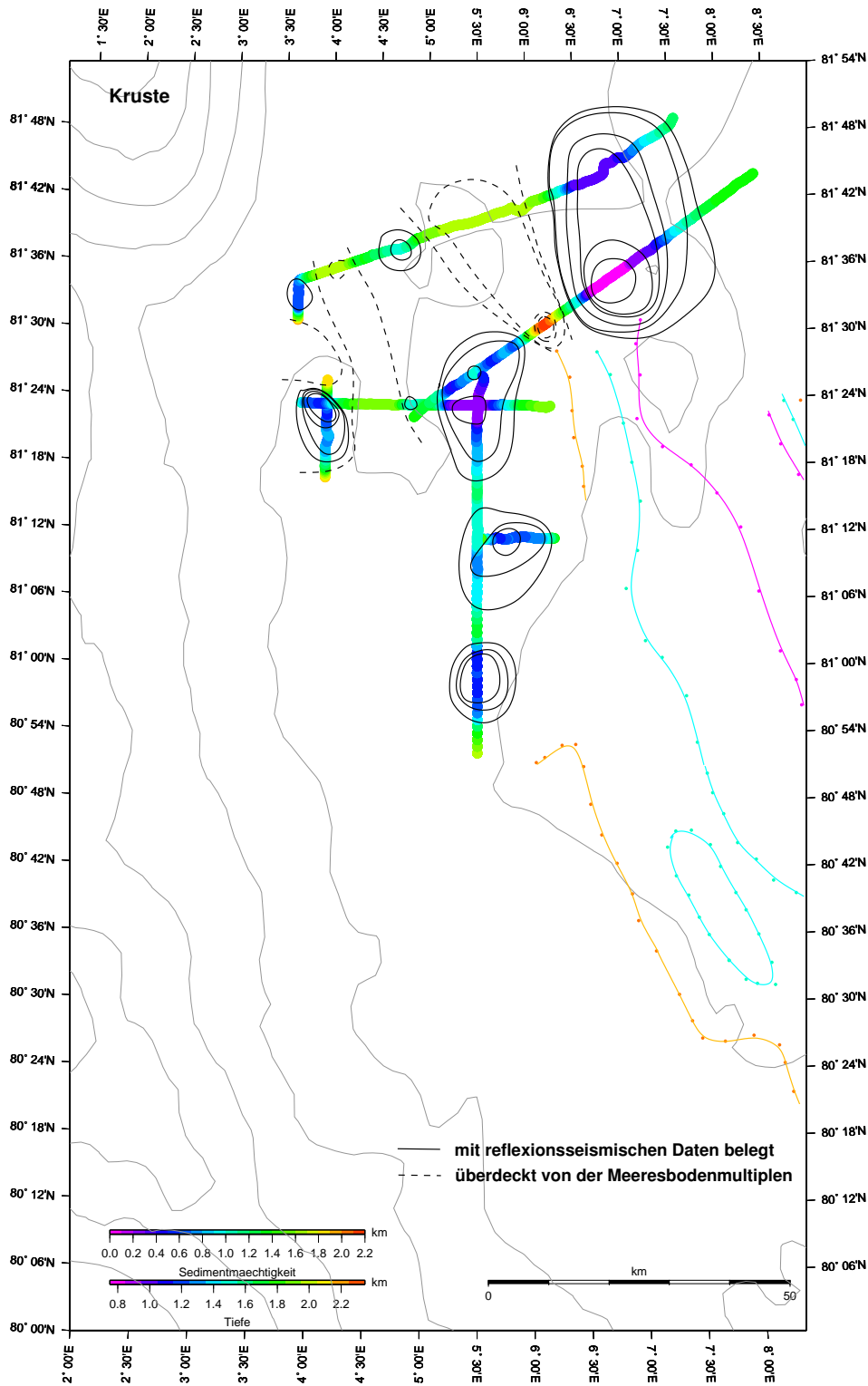


Abbildung 6.15: **Tiefenlage für die Kruste.** Gestrichelte Isolinien bezeichnen eine Position der Horizonte unterhalb der Meeresbodenmultiplen. Farbige Isolinien zeigen die Sedimentmächtigkeit über dem akustischen *Basement* nach Sundvor und Austegard (1990). Die Tiefenskala stellt die absolute Tiefe dar, die Skala der Sedimentmächtigkeit entspricht der Krustentiefe abzüglich der der Meeresbodentiefe.

6.5 Diskussion

6.5.1 Sedimente auf dem Yermak Plateau

In diesem Abschnitt werden zunächst die Sedimentstruktur und in einem zweiten Unterabschnitt die Krustenstruktur diskutiert.

Eiken (1993b) beschreibt mehr als 1 km mächtige, subparallel gelagerte Sedimentschichten für das Yermak Plateau mit Anzeichen von Strömungsstrukturen. Ähnliches konnte auch in den hier ausgewerteten Daten beobachtet werden. Die subparallele Lagerung der Schichten läßt auf ruhige Ablagerungsverhältnisse schließen. Die Abwesenheit tektonisch bedingter Störungsstrukturen unterstützt diese Aussage. Wie an Kontouriten erkennbar ist, waren die Ablagerungsbedingungen im Nordosten deutlich strömungskontrolliert, wie Eiken und Hinz (1993) ebenfalls für das Yermak Plateau postuliert haben.

Das Alter von Schicht IC kann auf jünger als 4 Ma datiert werden, da sie sich innerhalb der von Eiken und Hinz (1993) definierten und datierten Schicht YP-2 befindet, die auf dieses Alter datiert wurde. Schicht IC zeigt über die Profile gleichbleibende Mächtigkeit und somit eine gleichmäßige Sedimenteintragsrate. Die Ablagerung der Sedimente der Schicht zeigt vorwiegend Nord-Süd-streichende Strukturen an. Deshalb wird eine N-S- oder S-N-gerichtete Wasserströmung zu dieser Zeit auf dem Yermak Plateau angenommen. Kontourite auf den nördlichen Profilen weisen auf eine S-N-Strömungsrichtung hin.

Schicht IB zeigt im Gegensatz zu den südlichen Profilen in den nördlichen Profilen eine bis 250 m größere Mächtigkeit als Schicht IC, was einen höheren Sedimenteintrag bedeutet. Die Strukturen der Schicht IB streichen Nordost-Südwest, was eine Änderung der Strömungsrichtung anzeigt.

Diese geänderte Strömungsrichtung gilt auch für die Schicht IA, welche ein pliozänes bis quartäres Alter hat. Die Mächtigkeit der Schicht IA variiert auf den südlichen Profilen zwischen 150 bis 250 m. Auf den nördlichen Profilen variiert die Mächtigkeit der Schicht IA zwischen 150 und 550 m. In diesen Gebieten ist auch der Reflexionscharakter dieser Schicht nicht transparent wie auf den südlichen. Es wird angenommen, daß es sich um eine abweichende Sedimentzusammensetzung und verschiedene Mengen Sedimenteintrag handelt. Ein in der Gravimetrie identifiziertes mit Sedimenten verfülltes Becken wurde als Strömungskanal interpretiert, der ab dem späten Pliozän mit Sedimenten verfüllt wurde. Diese Verfüllung wird mit einer höheren Sedimenteintragsrate durch Packeis erklärt. Packeis, welches mit der Transpolar drift transportiert wird, wird von warmem Atlantikwasser angetaut und setzt die Sedimenteinschlüsse frei. Der Strömungskanal befindet sich westlich der H.U.-Sverdrup-Bank. Profile, die diesen Strömungskanal zeigen, zeigen größere Mächtigkeiten für Schicht IA und verstärkt Erosionshorizonte.

Vogt et al. (1994) beschreiben Eisbergkratzer bis in Tiefen von 850 m auf dem südlichen Yermak Plateau. Kristoffersen et al. (2004) beschreiben Erosionsstrukturen auf dem Yermak Plateau. Die Transportrichtung der erodierten Sedimente ist Nordost-Südwest, ähnlich der Ausrichtung der von Vogt et al. (1994) beschriebenen Eiskratzspuren. Diese Eisbergkratzer wurden im Arbeitsgebiet ebenfalls beobachtet und unterstützen die Annahme eines glazialen Einflusses auf die jüngste Sedimentschicht. Im nordöstlichen Teil wurde ein Gebiet mit einer geringeren Anzahl dieser Eiskratzspuren beobachtet. Es wird angenommen, daß die Mächtigkeit der Eisberge bzw. des Eisschildes größer war als im restlichen Gebiet und daß das Eis daraufhin erodierende Wirkung gezeigt hat. Eine Möglichkeit ist, daß bis 850 m mächtige Eisberge (Vogt et al., 1994) über das Yermak Plateau in nordost-südwestlicher Richtung (Kristoffersen et al., 2004) drifteten. Dabei wurden Gebiete im Nordosten erodiert. Durch Einfluß einer atlantischen Warmwasserströmung verringerte sich die Mächtigkeit der driftenden Eisberge, die Erosion nahm ab und es wurden Eisberg-

kratzspuren im Meeresboden hinterlassen.

Marin (1993) beschreiben eine Überkompaktierung in den jüngsten Sedimentschichten. In den Daten konnten keine Eisbergkratzspuren in tieferen Sedimentschichten beobachtet werden. Dies zeigt, daß in keiner der vorhergehenden Eiszeiten eine so mächtige Eisdecke gebildet werden konnte. Die jüngste Sedimentschicht wurde durch Eis teilweise erodiert und teilweise überkompaktiert. Sedimente mit hohen Wellengeschwindigkeiten, wie z.B. 3.50 km/s in geringen Tiefen wurden als verfestigt interpretiert.

Von Eiken (1994) beschriebene Rutschungsstrukturen konnten am westlichen Hang des Plateaus beobachtet werden. Ein hoher Gasanteil in den Sedimenten, wie von Marin (1993) beschrieben, konnte vor allem in den Profilen im westlichen Teil des Arbeitsgebietes nachgewiesen werden.

6.5.2 Krustenstruktur

Eiken (1993b) beschreibt NNW-SSO bis Nord-Süd-streichende Blöcke auf dem südöstlichen Yermak Plateau. In den bearbeiteten Daten liegen die kartierten Krustenstrukturen parallel dazu. Die als H.U.-Sverdrup-Bank interpretierte Bank und das westlich davon gelegene Becken zeigen das am deutlichsten. Die aus Modellierungen der Sonobojendaten berechnete Tiefenlage der Kruste korreliert mit den von Sundvor und Austegard (1990) kartierten Sedimentmächtigkeiten über dem akustischen *Basement*. Die von Austegard (1982) bestimmten P-Wellengeschwindigkeiten von mehr als 5 km/s für die H.U.-Sverdrup-Bank wurden in den Daten nur für größere Tiefen bestimmt. Am Meeresboden wurden Geschwindigkeiten von 2.30 km/s modelliert. Deshalb wird angenommen, daß es sich bei dem Gestein der H.U.-Sverdrup-Bank um an der Oberfläche stark geklüftetes Gestein, z.B. Sandstein oder Gneiss, handelt.

Die unbedeckten *Basement*-Blöcke, wie auch die H.U.-Sverdrup-Bank, sind an der Oberfläche stark erodiert bzw. mit Eiskratzspuren bedeckt. Die von Sedimenten bedeckten Blöcke haben eine rauhe Struktur und zeigen keine Erosionseinwirkung. Diese Blöcke waren im Pliozän teilweise sedimentfrei. Das unterstützt die Annahme, daß sich in Eiszeiten im Pliozän keine so mächtigen Eisdecken bilden konnten, daß sie oder gekalbte Eisberge den Meeresboden erreichen und Erosionsspuren hinterlassen konnten.

Die Sedimente wurden nach ihrer Ablagerung nicht umgelagert, was bedeutet, daß die beschriebenen *Basement*-Strukturen nicht intrudiert sind. Daraus folgt, daß die *Basement*-Strukturen älter als 4 Ma Jahre sind.

Feden et al. (1979) begründen eine morphologische Zweiteilung des Yermak Plateaus mit einer hohen, magnetischen Anomalie im nördlichen Teil des Plateaus. Eine Unterteilung des Plateaus aufgrund einer Grenze in den Magnetfelddaten in einen magnetisch ruhigen südlichen und einen unruhigen nördlichen Teil konnte getroffen werden. Mit flächendeckenden Schwerefelddaten wurde gezeigt, daß allerdings keine starken langwelligen Dichtevariationen auf dem Yermak Plateau nachweisbar sind. Eine strukturelle Grenze, die ozeanische von kontinentaler Kruste (Crane et al., 1982; Eiken, 1993b) oder kontinentale von gedehnter kontinentaler Kruste (Sundvor und Austegard, 1990) auf dem Yermak Plateau trennt, ist nicht sichtbar. Diese Grenze wäre in den Schweredaten aufgrund unterschiedlicher Dichte der benannten Krustentypen als plötzliche bzw. allmähliche deutlich sichtbare Amplitudenänderung für die beiden Teile des Plateaus in den Schweredaten zu sehen.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden reflexions- und refraktionsseismische Daten der Expedition ARK-XVIII/2 des Forschungseisbrechers FS „Polarstern“ bearbeitet. Das Arbeitsgebiet ist das nördliche Yermak Plateau. Das Ziel der Arbeit war die Aufbereitung der Daten, was verschiedene Tests für Verfahren zur Multiplenunterdrückung und die Interpretation der Daten in Hinsicht auf die Sediment- und Krustenstruktur auf dem Yermak Plateau beinhaltet.

Es wurden Daten von 7 Sonobojen ausgewertet. Auf der Grundlage der refraktionsseismischen Daten wurden Geschwindigkeits-Tiefenmodelle erstellt. Die Sonobojen zeigten Sedimentgeschwindigkeiten von 1.55 km/s bis 3.60 km/s. Für krustale Bereiche wurden Geschwindigkeiten von 2.30 km/s bis 6.00 km/s modelliert. Ein Problem bei der Modellierung war die wegen des fehlenden Gegenschusses mehrdeutige Interpretation der Daten. Mit Hilfe der reflexionsseismischen Daten konnten die Randbedingungen der Modelle allerdings sehr eng eingegrenzt werden. Mit Hilfe von OBS-Messungen auf dem Yermak Plateau könnten eindeutigere Modelle entwickelt werden. Aufgrund der schwierigen Eisbedingungen auf dem nördlichen Teil des Plateaus werden solche Messungen aber auch in Zukunft schwer durchführbar wären.

Aufgrund der modellierten Geschwindigkeiten in den Sedimenten und den Beobachtungen aus dem ODP-Bohrloch 910 wurden als Sedimente Ton- und Siltsteinlagen angenommen. Aus den Ergebnissen des Bohrloches ist ebenfalls bekannt, daß die Schichten auf dem Yermak Plateau *Dropstones* in variierender Menge beinhalten. Für das Krustengestein wurde ein Gestein kontinentalen Ursprungs angenommen, z.B. Gneiss oder Sandstein.

In der Bearbeitung der reflexionsseismischen Daten lagen die Schwerpunkte auf der Multiplenunterdrückung und der Tiefenmigration. Es wurden verschiedene Verfahren für die Multiplenunterdrückung getestet. Die besten Ergebnisse zeigte die parabolische Radontransformation. Da die Multiplen mit diesem Bearbeitungsschritt nicht vollständig unterdrückt, sondern nur gedämpft werden konnten, wurden die folgenden Bearbeitungs- und Interpretationsschritte nur an den Daten durchgeführt, die vor der ersten Meeresbodenmultiplen im Seismogramm erscheinen. Eine vollständige Unterdrückung ist aufgrund der Amplitudenstärke der Meeresbodenmultiplen schwer erreichbar und es ist fraglich, ob dann noch Primärsignale aus den Daten zu extrahieren sind.

Es wurde eine Tiefenkonversion mittels einer Dehnungsfunktion angewendet. Das Geschwindigkeitsmodell wurde aus den Sonobojenmodellen abgeleitet. Aufgrund der geringen Anzahl von Sonobojen handelt es sich um ein sehr grobes Netz für die verwendeten Geschwindigkeiten. In zukünftigen Expeditionen wäre es sinnvoll, das Netz der refraktionsseismischen Daten auf dem nördlichen Yermak Plateau auszudehnen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die drei lithostratigraphischen Untereinheiten, in die die beprobte Sequenz am ODP-Bohrloch 910 unterteilt wurde, über die bearbeiteten reflexionsseismischen Profile korreliert und kartiert. Die jüngste Schicht zeigt höhere Ablagerungsraten in den nördlichen Profilen und Erosionshorizonte bzw. Horizonte mit Eiskratzspuren, die auf eine Eisdecke großer Mächtigkeit hinweisen. Es wurde gezeigt, daß die älteste kartierte Sedimenteinheit sowie Krustenblöcke in Nord-Süd-Richtung streichen, während die beiden jüngeren Schichten eine vorherrschende ost-westliche-Streichrichtung

zeigen. Aufgrund des verstärkten Auftretens von Eisbergkratzspuren im südlichen Teil und vermehrten Erosionshorizonten im nördlichen Teil wurde eine Bewegung der Eismassen in Nord-Süd-Richtung, wie von Kristoffersen et al. (2004) postuliert, bestätigt. An Krustenblöcken abgelagerte Sedimente zeigen ausgeprägte Strömungsstrukturen, die auf eine Süd-Nord-Paläoströmungsrichtung sowie auf eine hohe Strömungsstärke schließen lassen. Es wurde ein Strömungskanal identifiziert, der ab dem Pliozän mit Sedimenten verfüllt wurde. Das zeigt veränderte Ablagerungsbedingungen ab dem Pliozän an.

Die kartierten Sedimentschichten zeigen eine ungestörte Ablagerung, was bedeutet, daß die Krustenblöcke nicht in die Sedimente intrudiert sind. Es haben keine tektonischen Aktivitäten nach Ablagerung der Sedimente auf dem Yermak Plateau stattgefunden.

Aufgrund der relativ geringen Datendichte hat die auf der Korrelation und Kartierung beruhende Interpretation der Daten viele Freiheitsgrade. Mit einer dichteren Datenmenge ließen sich die gewonnenen Erkenntnisse bestärken oder berichtigen.

Es konnte eine Unterteilung des Yermak Plateaus in einen magnetisch ruhigen südlichen und einen magnetisch unruhigen nördlichen Teil mit einer scharf definierten Grenze bestätigt werden. Das zeigen auch die aus den Magnetfelddaten transformierten Pseudoschweredaten. Es konnte keine vergleichbare Grenze im Schwerfeld identifiziert werden. Das Schwerfeld auf dem Yermak Plateau zeigt Anomalien kleiner Wellenlängen und kleiner Amplitudenunterschiede. Das bedeutet, daß keine Unterteilung des Plateaus aufgrund von Dichteunterschieden im Untergrund getroffen werden kann. Es ist somit kein Wechsel in der Krustenstruktur des Yermak Plateaus nachweisbar.

Literatur

- Austegard, A. (1982). *Velocity analysis of sonobuoy data from the northern Svalbard margin*. In: *Scientific report 9*, 25pp. Seismol. Obs., Univ. Bergen.
- Baranov, V. (1984). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 49, 1549–53.
- Bender, F. (1985). *Angewandte Geowissenschaften*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. Band II, Methoden der angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften.
- Blakely, R. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Boebel, T. (2000). *Airborne topography and gravimetry: System and application to Fram Strait, Svalbard and Northeast Greenland*. Alfred Wegener Institut, Bremerhaven. Reports on Polar Research 366.
- Chand, S. und T. Minshull (2003). Seismic constraints on the effect of gas hydrate on sediment physical properties and fluid flow: a review. *Geofluids* 3, 275–289.
- Cherkis, N., H. Fleming, M. Max und M. Czarnecki (1990). Bathymetry of the Barents and Kara Seas. Technical report, Naval Research Laboratory. Map 1:2313000 at 72°N.
- Crane, K. et al. (1982). Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen Transform Fault. *Tectonophysics* 89, 1–32.
- Crane, K., E. Sundvor, R. Buck und F. Martinez (1991). Rifting in the Northern Norwegian-Greenland Sea: Thermal Tests of Asymmetric Spreading. *J. Geophys. Res.* 96(B9), 14529–14550.
- Eiken, O. (1993a). An outline of the northwestern Svalbard continental margin. *Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication 2*, 619–629.
- Eiken, O. (1993b). An outline of the northwestern Svalbard continental margin. In T. Vorren, E. Bergsaker, Ø. Dahl-Stammes, E. Lie und T. Lund (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, pp. 615–625. Elsevier, Amsterdam. Norsk Petroleum Forening Special Publication 2.
- Eiken, O. (1994). Seismic Atlas of Western Svalbard. Norsk Polarinstitut.
- Eiken, O. und K. Hinz (1993). Contourites in the Fram Strait. *Sedimentary Geology* 82, 15–32.
- Eldholm, O., A. Karasik und P. Reksnes (1990). The North American Plate Boundary. In A. Grantz, L. Johnson und J. Sweeney (Eds.), *The Arctic Ocean Region. The Geology of North America*, Heft L, pp. 171–184. Geological Society of America, Boulder.
- Elverhøi, A., M. Nyland-Berg, L. Russwurm und A. Solheim (1990). Late Weichselian ice recession in the Central Barents Sea. In U. Bleil und J. Thiede (Eds.), *Geological*

- History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, pp. 289–307. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. NATO ASI Series, vol.308.
- Feden, R., P. Vogt und H. Fleming (1979). Magnetic and bathymetric evidence for the "Yermak Hot Spot" northwest of Svalbard in the Arctic Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 44, 18–38.
- Hardy, R. J. J. und R. W. Hobbs (1991). A strategy for multiple suppression. *First Break* 9, 139–144.
- Harland, W. (1997). *The Geology of Svalbard*. The Geological Society, London. Memoir 17.
- Hästler, G. et al. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motion of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res* 73, 2119.
- Henriet, J.-P. und J. Mienert (1998). *Gas Hydrates - Relevance to world margin stability and climatic change*, Chapter Origin of gas hydrate accumulations on the continental slope of the Crimea from geophysical studies., pp. 215–222. Geological Society, Special Publication, No. 137.
- Håkansson, E. und Pedersen, S. (1982). Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland. In A. Embry und H. Balkwill (Eds.), *Arctic Geology and Geophysics*, pp. 2119. Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 8, Canadian Society of petroleum geologists, Calgary.
- Jackson, R., G. Johnson, E. Sundvor und A. Myhre (1984). The Yermak Plateau: Formed at a Triple Junction. *J. Geophys. R.* 89, 3223–3232.
- Jakobsson, M., N. Cherkis, J. Woodward, R. Macnab und B. Coakley (2000). New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers. *EOS Transactions* 81,89,93,96.
- Johnson, G. (1979). General bathymetric chart of the oceans. Technical report, Can. Hydrographic Chart Office, Ottawa. GEBCO 5.17.
- Jokat, W. (2003). The Expedition ARKTIS XVIII/2 of RV "Polarstern" in 2002; Contributions of the Participants. Berichte zur Polarforschung 449, Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Deutschland.
- Jones, E. (1999). *Marine Geophysics*. John Wiley and Sons, Ltd.
- Kearey, P. und M. Brooks (1991). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science.
- Kenyon, S. und R. Forsberg (2001). *Arctic Gravity Project-a status*. WWW.
- Kovacs, L. und P. Vogt (1982). Depth to magnetic source analysis of the Arctic Ocean Region. *Tectonophysics* 89, 255–294.
- Kristoffersen, Y. (1990a). Eurasia Basin. In A. Grantz, L. Johnson und J. Sweeney (Eds.), *The Arctic Ocean Region. The Geology of North America*, Heft L, pp. 171–184. Geological Society of America, Boulder.
- Kristoffersen, Y. (1990b). On the Tectonic Evolution and Paleogeographic Significance of the Fram Strait Gateway. In U. Bleil und J. Thiede (Eds.). *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, 63–76.
- Kristoffersen, Y., B. Coakley, W. Jokat, M. Edwards, H. Brekke und J. Gjengedal (2004). Middle to Late Pleistocene erosion by deep draft icebergs in the central and eastern Arctic Ocean - a proxy for the strength of Atlantic inflow during massive discharge of glacier ice into the Eurasia Basin; veröffentlicht 2004. *Paleoceanography*.

- Kristoffersen, Y. und E. Husebye (1985). Multichannel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U.S. ice station FRAM-IV. *Tectonophysics* 114, 1-4, 103–115.
- Kristoffersen, Y., M. Sand, B. Beskow und Y. Ohta (1988). Western Barents Sea. Bathymetry. Technical report, Norsk Polarinstitut. Map 1:500000.
- Marin, A. J. (Ed.) (1993). *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Heft 151. Initial Reports, North Atlantic-Arctic Gateways I.
- Militzer, H. und F. Weber (1987). *Angewandte Geophysik 3, Seismik*. Springer-Verlag, Akademie-Verlag Berlin.
- Müller, D. und R. Spielhagen (1990). Evolution of the Central Tertiary Basin of Spitsbergen: towards a synthesis of sediment and plate tectonic history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 153–172.
- Myhre, A. et al. (1995). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Vol. 151*. National Science Foundation.
- Perry, R., H. Fleming, J. Weber, Y. Kristoffersen, J. Hall, A. Grantz und G. Johnson (1986). Bathymetry of the Arctic Ocean. Technical report, Naval Research Laboratory, Washington D.C. Map 1:4 704 075 (at 78°N).
- Rebesco, M. und D. Stow (2001). Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. In M. Rebesco und D. Stow (Eds.), *Marine Geophysical Researches*, pp. 303–308. Kluwer Academic Publishers. Volume 22 Nos.5-6.
- Reksnes, P. und E. Vågnes (1985). Evolution of the Greenland Sea and Eurasian Basin. Cand. scient. thesis.
- Ritzmann, O. (1998). Refraktionsseismische Untersuchungen am Kontinentalrand der Ostantarktis. Master's thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Rheinischen-Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Ritzmann, O. und W. Jokat (2003). Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup. *Geophys. J. Int.* 22(3), 523–552.
- Schmidt, E. (1998). Multiplenunterdrückung in reflexionsseismischen Daten zur Untersuchung der glazialmarinen Sedimentation auf dem Filchner-Ronne-Schelf, Antarktis. Master's thesis, Institut für Geophysik der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster.
- Schön, J. (1986). *Physical Properties of Rocks - Fundamentals and Principles of Petrophysics*, Heft 18. Elsevier Science Ltd, Oxford.
- Sundvor, E. und A. Austegard (1990). The evolution of the Svalbard margins: Synthesis and new results. In: U. Bleil und J. Thiede (Eds.). *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, 77–94.
- Sundvor, E., A. Gidskehaug, A. Myhre und O. Eldholm (1978). *Marine Geophysical Survey on the Northern Svalbard Margin*. In: *Scientific report 5*, 46pp. Seismol. Obs., Univ. Bergen.
- Sundvor, E., G. Johnson und A. Myhre (1982). *Some aspects of morphology and structure of the Yermak Plateau, NW of Spitsbergen*. In: *Scientific report 8*, 26pp. Seismol. Obs., Univ. Bergen.

- Sundvor, E., A. Myhre, A. Austegard, K. Haugland, O. Eldholm und A. Gidskehaug (1982). *Marine Geophysical Survey on the Yermak Plateau. In: Scientific report 7, 29pp.* Seismol. Obs., Univ. Bergen.
- Talwani, M. und Eldholm, O. (1977). Evolution of the Norwegian Greenland Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 969–999.
- Verhoef, J., W. Roest, R. Macnab, J. Arkani-Hamed und M. of the Project Team (1996). Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas. Technical report, Geological Survey Canada, Dartmouth. Open File 3125.
- Vinje, T. (1985). Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. *Norsk Polarinstitut Skr.*, 179C.
- Vogt, R., K. Crane und E. Sundvor (1995, May). Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak Plateau: Sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean; discussion and reply. *Geology (Boulder)* 23(5), 476–478.
- Vogt, R. P., K. Crane und E. Sundvor (1994). Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak Plateau: Sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean. *Geology* 22, 403–406.
- Weigelt, E. (1998). *Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen.* Alfred Wegener Institut, Bremerhaven. Berichte zur Polarforschung 261.
- Winsnes, T. (1988). Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen. Technical report, Norsk Polarinstitut Temakart 3. Map 1:1000000.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data.* Society of Exploration Geophysicists, SEG.
- Zelt, C. A. und R. B. Smith (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structures. *Geophysical Journal International* 108, 16–34.
- v5.0 Focus Manual (2002). *The DISCO/Focus Reference Manual.* Paradigm Geophysical Ltd.

Danksagung

Vielen Dank an Herrn Prof. Dr. Wolfgang Rabbel und Herrn Dr. Wilfried Jokat für die Unterstützung und Betreuung der Diplomarbeit am Alfred-Wegener Institut. Ich konnte von beiden viel lernen. Außerdem geht ein großer Dank an alle, die bei der Akquisition der von mir bearbeiteten Daten beteiligt waren, insbesondere dem Kapitän und der Besatzung von FS „Polarstern“.

Weiterhin möchte ich mich bei allen Kollegen der Arbeitsgruppe Geophysik bedanken, die mir mit Rat, vielen nützlichen Tips und sehr viel Hilfsbereitschaft zur Seite gestanden haben. Ganz besonderen Dank möchte ich an dieser Stelle Herrn Dr. Oliver Ritzmann aussprechen, der der wichtigste Gesprächspartner bezüglich meiner Arbeit war und mir mit vielen Diskussionen und Ratschlägen jederzeit weitergeholfen hat.

Vielen Dank an Daniela Kühn und Dr. Mechita Schmidt-Aursch für die Tips und Korrekturvorschläge während der Fertigstellung der Arbeit.

Ein ganz großer Dank geht natürlich an Uli Micksch und Veit Helm für die schöne Zeit, die wir während der Diplomarbeit hatten. Ohne Euch wär's wohl nicht mal halb so lustig gewesen.

Einen ebenfalls riesigen Dank möchte ich an meine Eltern aussprechen, die mir durch ihre Unterstützung mein Studium überhaupt erst ermöglicht haben.

Weiterhin einen großen Dank an Susi, Christof und Birte, die mir immer eine große Unterstützung waren und mich immer so nett aufgenommen haben, wenn ich mal wieder in Kiel war.

Natürlich einen großen Dank an alle meine Freunde, die mich bis hierhin begleitet haben und in jeder Situation für mich da sind.

Und natürlich ganz wichtig, danke Ralph, für alles.

A Allgemein

1. Übersichtskarte
2. Geologische Karte
3. Isopachenkarte
4. Überblick über Kontourite

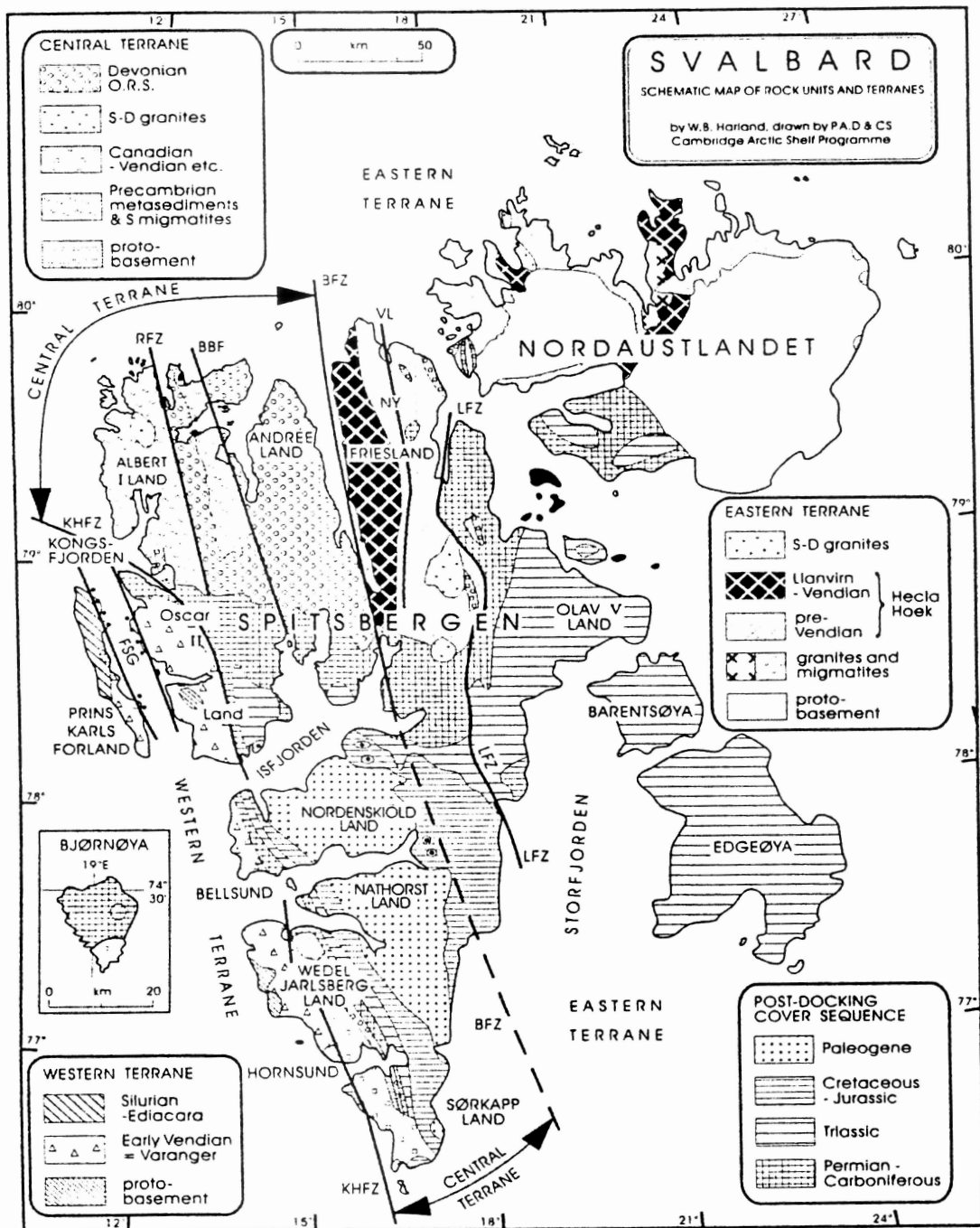


Abbildung A.1: Geologische Karte von Svalbard (Harland, 1997)



Abbildung A.2: Isopachenkarte mit Sedimentmächtigkeiten über dem akustischen *Basement*. Konturintervall ist 0.5 s TWT. Die gepunkteten Linien zeigen die Überdeckung mit gemessenen seismischen Profilen (Sundvor und Austegard, 1990).

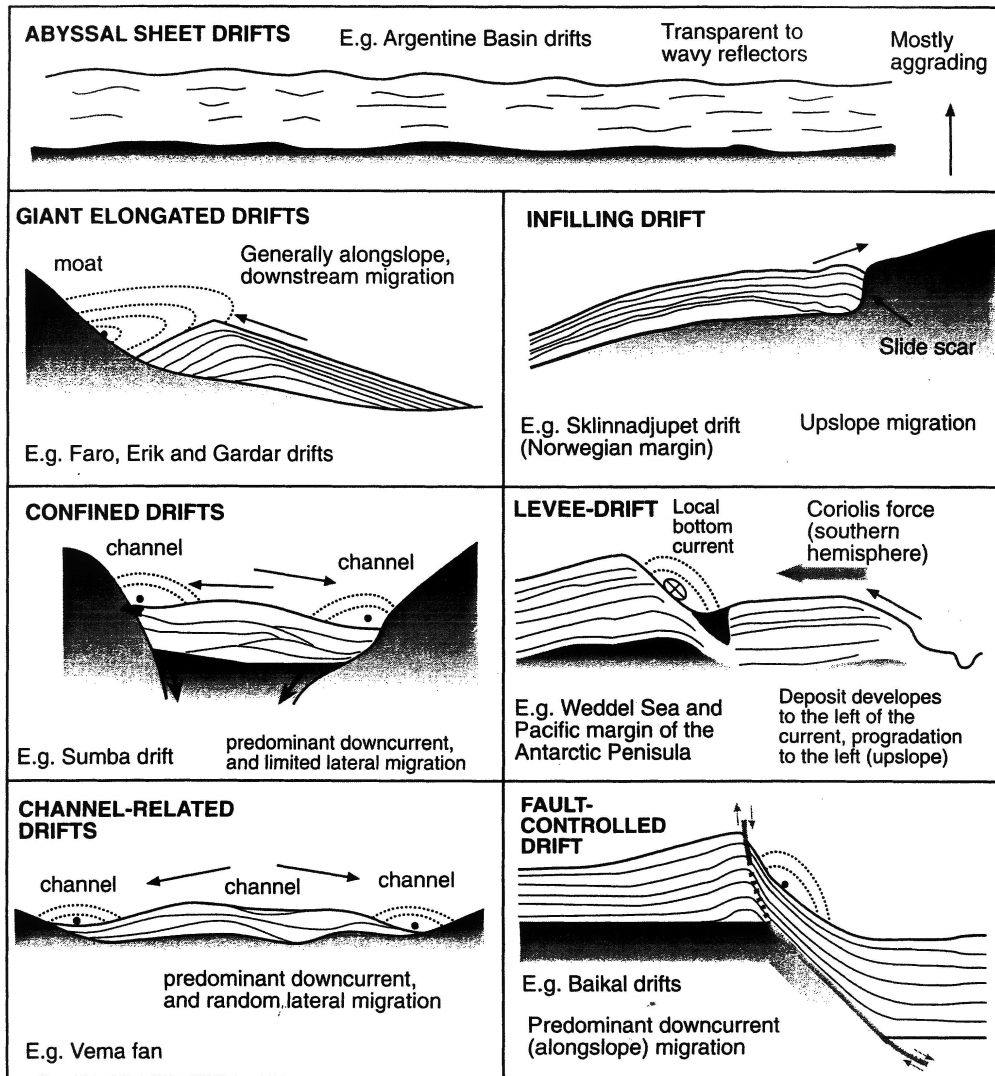


Abbildung A.3: Zusammenfassung von verschiedenen Arten von Kontouriten. Es sind großskalige Geometrie, Migrationsrichtungen (Pfeile) und daraus abgeleitete Achsen für Bodenströmungen (gepunktete Kreisbögen) (Rebesco und Stow, 2001).

B Modelle der Sonobojen mit zugehörigen Laufzeitkurven

Sonoboje SB0203 Profil 400

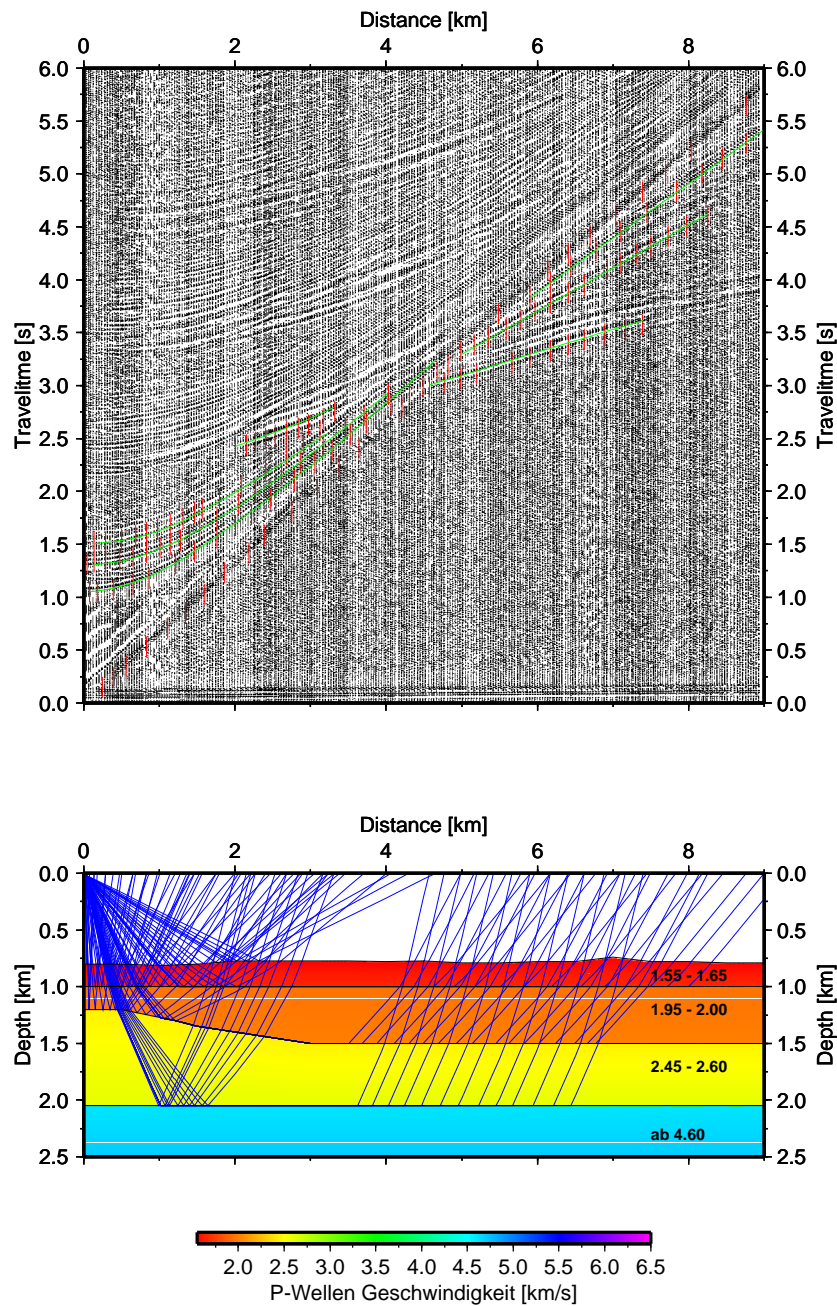


Abbildung B.1: Modell und Laufzeitkurve für Sonoboje SB0203

Sonoboje SB0204 Profil 400

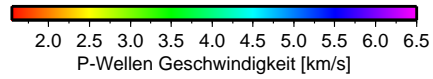
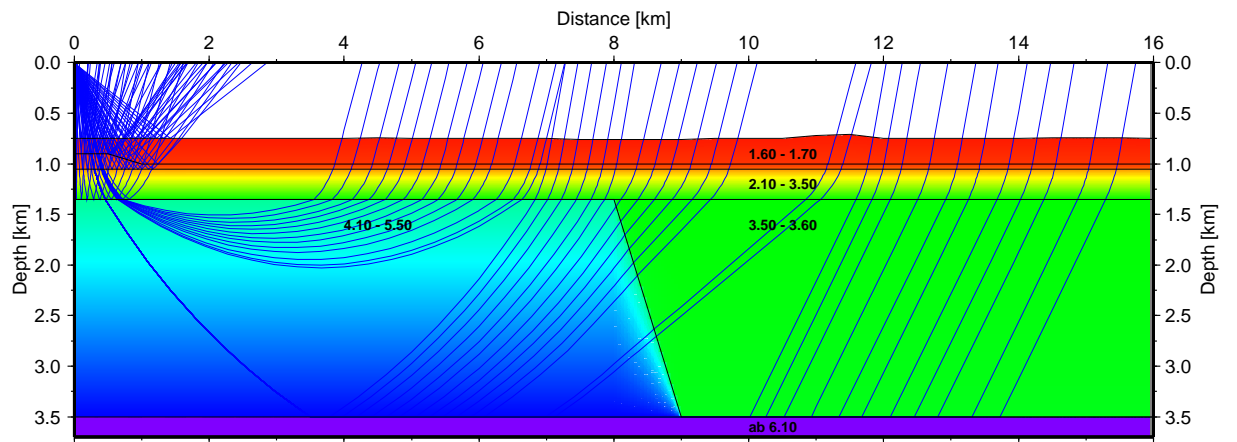
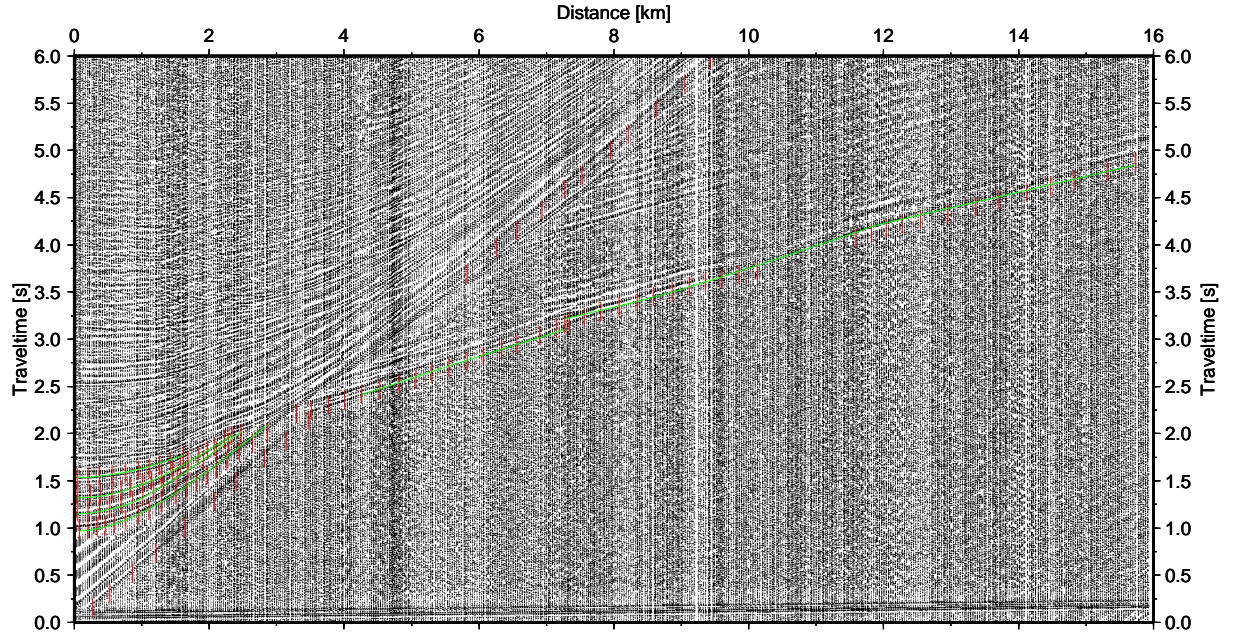


Abbildung B.2: Modell und Laufzeitkurve für Sonoboje SB0204

Sonoboje SB0205 Profil 425

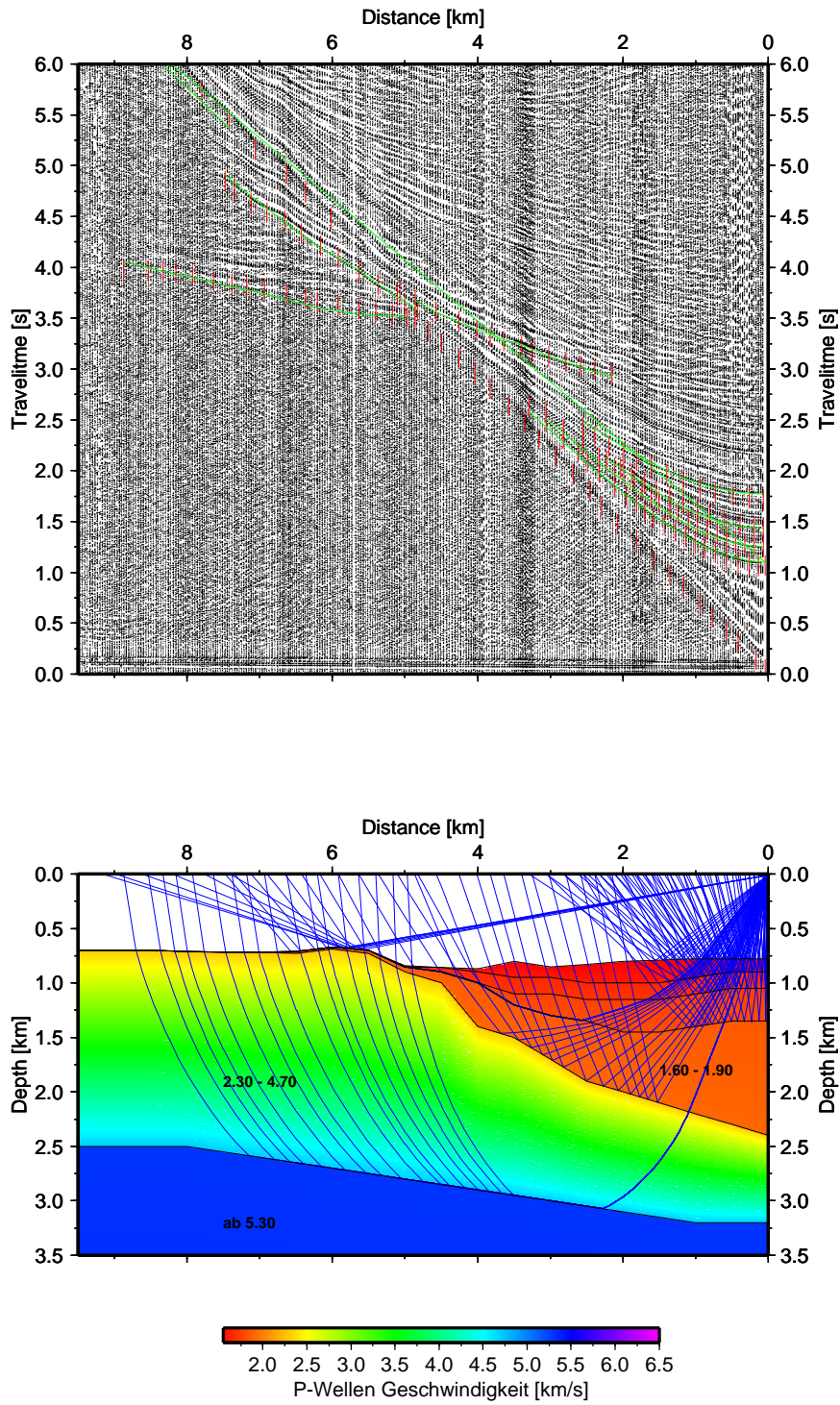
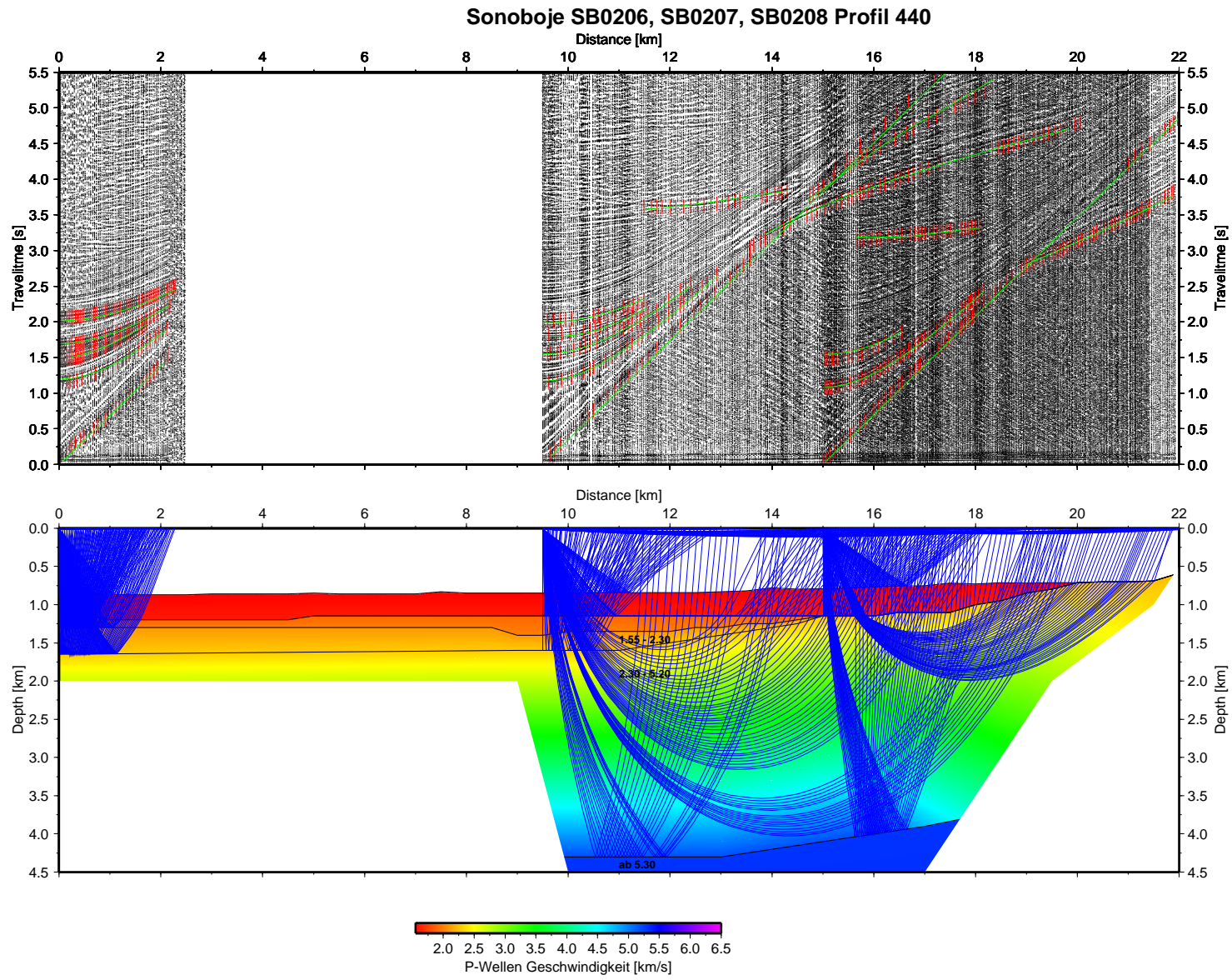


Abbildung B.3: Modell und Laufzeitkurve für Sonoboje SB0205

Abbildung B.4: Modell und Laufzeitkurve für Sonoboje SB0206, SB0207, SB0208 Profil 440



Sonoboje SB0209 Profil 445

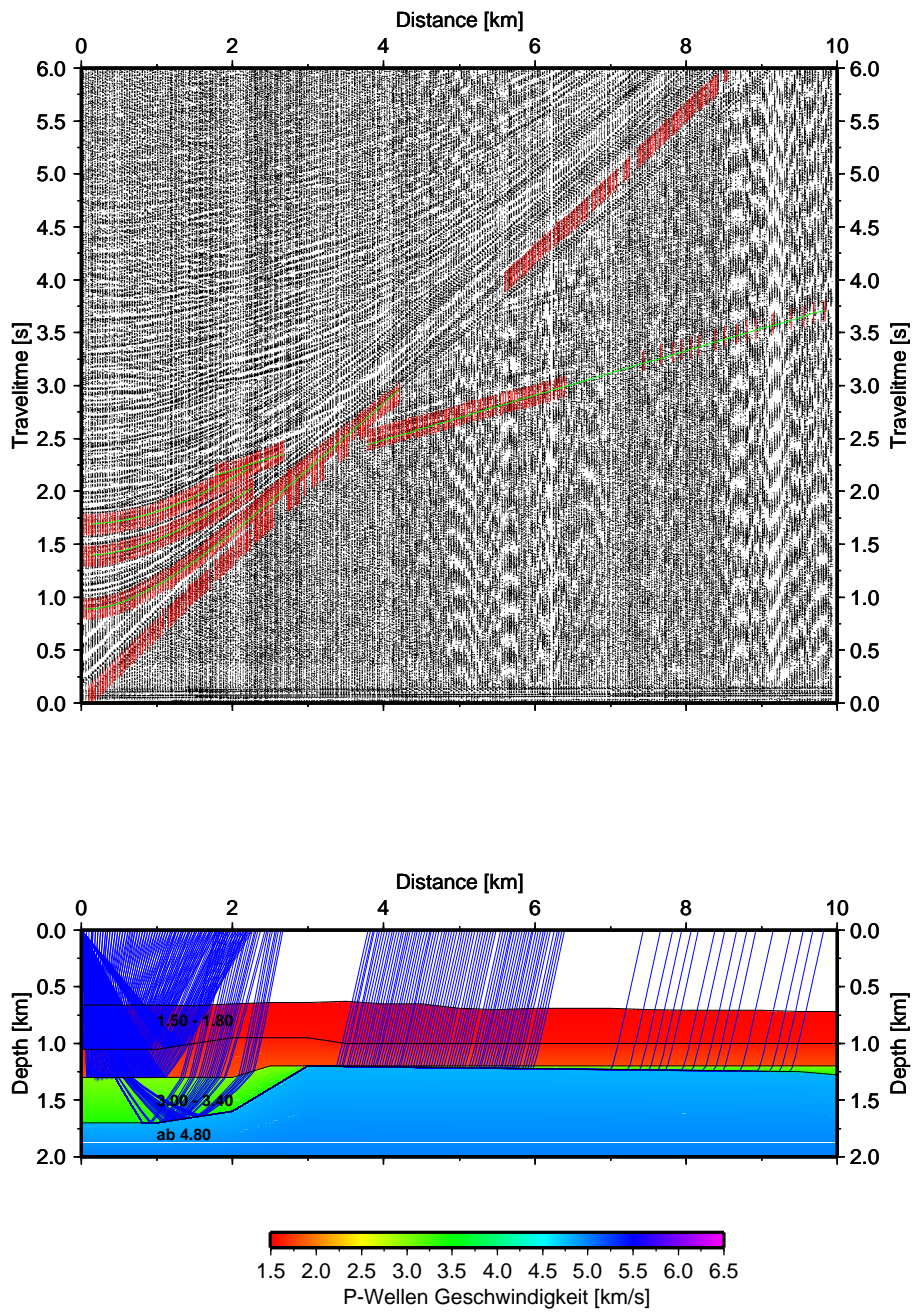


Abbildung B.5: Modell und Laufzeitkurve für Sonoboje SB0209