

**Interpretation digitaler Parasound  
Echolotaufzeichnungen im östlichen  
Arktischen Ozean auf der Grundlage  
physikalischer Sedimenteigenschaften**

**Interpretation of digital Parasound  
echosounder records of the eastern  
Arctic Ocean on the basis of sediment  
physical properties**

---

**Uwe Bergmann**

Uwe Bergmann

Universität Bremen  
Fachbereich Geowissenschaften  
Postfach 33 04 40  
Klagenfurter Straße  
D-28359 Bremen

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1995 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

## Inhaltsverzeichnis

	<b>Vorwort</b>	III
	<b>Kurzfassung</b>	IV
	<b>Summary</b>	VI
<b>1</b>	<b>Rahmen und Zielsetzung</b>	<b>1</b>
1.1	Arbeitsgebiet	2
1.1.1	Geographische Gliederung	2
1.2	Ozeanographie des Arktischen Ozeans	4
<b>2</b>	<b>Das Parasound Sedimentecholot</b>	<b>6</b>
2.1	Schallausbreitung im Wasserkörper	6
2.2	Senden und Empfangen von Schallwellen mit Schallwandlern	7
2.3	Nichtlineare Akustik und der parametrische Effekt	9
2.4	Technische Konzeption des Parasound Sedimentecholots	16
2.5	Digitale Aufzeichnungen mit dem PARADIGMA System	19
<b>3</b>	<b>Messungen sedimentphysikalischer Parameter</b>	<b>20</b>
3.1	Bestimmung der Porosität und Naßdichte aus dem spezifischen elektrischen Widerstand	20
3.1.1	Allgemeine Grundlagen	20
3.1.2	Der spezifische elektrische Widerstand mariner Sedimente	21
3.1.3	Das Gesetz von Archie	22
3.1.4	Naßdichte mariner Sedimente	23
3.2	Meßprinzip des elektrischen Widerstandes	24
3.3	Fehlerabschätzung	26
3.4	Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit	35
<b>4</b>	<b>Physikalische und sedimentologische Parameter quartärer Ablagerungen im östlichen Arktischen Ozean</b>	<b>39</b>
4.1	Elastische Sedimentmodelle	39
4.2	Porosität und P-Wellengeschwindigkeit	45
4.3	Korngrößen und P-Wellengeschwindigkeit	50
4.4	Sedimentphysikalische Variationen in Abhängigkeit von der Wassertiefe	60
4.4.1	Charakterisierung der Sedimente verschiedener Regionen des östlichen Arktischen Ozeans durch Porosität und Naßdichte	62
<b>5</b>	<b>Interpretation digitaler Parasound Seismogramme</b>	<b>72</b>
5.1	Akustische Impedanz und Reflektivität	72
5.2	Synthetische Seismogramme	74
5.2.1	Modellparameter	75
5.2.2	Parasound Quellsignal	75
5.3	Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen Parasound Seismogrammen	78

5.3.1	Kernstationen im Amundsen Becken	78
5.3.1.1	Station PS 2174	78
5.3.1.2	Station PS 2176	87
5.3.1.3	Station PS 2197	90
5.3.1.4	Station PS 2171	93
5.3.2	Kernstation PS 2178 im Makarov Becken	95
5.3.3	Kernstationen am Lomonosov Rücken	98
5.3.3.1	Station PS 2177	98
5.3.3.2	Station PS 2185	102
5.3.4	Kernstation PS 2200 auf der Morris Jesup Schwelle	107
5.3.5	Kernstation PS 2212 auf dem Yermak Plateau	112
5.3.6	Diskussion	115
<b>6</b>	<b>Sedimentstrukturen im östlichen Arktischen Ozeans in Parasound Echolotaufzeichnungen</b>	123
6.1	Aufzeichnungen von Parasound Profilen	125
6.2	Prozessing der Parasound Seismogramme	126
6.3	Sedimentstrukturen des östlichen Arktischen Ozeans	128
6.3.1	Sedimentstrukturen im Amundsen Becken	128
6.3.2	Sedimentstrukturen am Lomonosov Rücken	135
6.3.3	Sedimentstrukturen auf der Morris Jesup Schwelle	142
6.3.4	Sedimentstrukturen auf dem Yermak Plateau	147
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	153
<b>8</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	156

## VORWORT

Die Arbeit wurde im Fachgebiet Marine Geophysik des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt. Ich danke allen, die durch ihre Zusammenarbeit, vielfältige Unterstützung und Diskussionsbereitschaft zu ihrem Gelingen beigetragen haben.

Meinen besonderen Dank gilt Herrn Prof. Dr. Ulrich Bleil für die Anregung und Betreuung der Arbeit, sowie für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts.

Herrn Prof. Dr. Volkhard Spieß danke ich für die Begutachtung dieser Arbeit sowie für viele Diskussionsbeiträge.

Frau Dr. Monika Breitzke und Martina Richter bin ich für ihre zahlreichen Anregungen, ständige Hilfsbereitschaft und Durchsicht des Entwurfs zu besonderem Dank verpflichtet.

Herrn Dr. Robert Spielhagen und Christoph Vogt sowie Frau Dr. Monika Wahsner und Dr. Heidi Kassens gilt mein Dank für ihre Bereitschaft, mir noch unveröffentlichtes Datenmaterial zur Verfügung zu stellen.

Für die Unterstützung bei der Bewältigung zahlreicher technischer Probleme danke ich Herrn Frank Pototzki, Uwe Rosiak und Frau Liane Brück.

Die Besatzung von FS POLARSTERN ermöglichte die erfolgreiche Durchführung der Expedition ARK VIII/3. Ihnen sowie den Kollegen an Bord möchte ich für ihre Hilfsbereitschaft herzlich danken.

Ganz besonders danke ich meinen Eltern, die meine Ausbildung ermöglichten und stets mit Interesse verfolgt haben.

Die Arbeit wurde gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie im Rahmen des Forschungsprojektes "Abbild klimatisch gesteuerter Prozesse in marinen Sedimenten der Arktis".

## KURZFASSUNG

Die Sedimente des Arktischen Ozeans speichern die ozeanographische und klimatische Entwicklung der nördlichen Hemisphäre. In direktem Zusammenhang mit der Sedimentationsgeschichte stehen die sedimentphysikalischen Eigenschaften der Sedimente, deren Kenntnis eine Voraussetzung für die Interpretation quartärer Ablagerungen ist.

In dieser Arbeit wurden an insgesamt 29 Sedimentkerne aus dem östlichen Arktischen Ozean Porosität, Naßdichte und an 10 Kernen die Kompressions (P-) Wellengeschwindigkeit bestimmt. Die Auswertung dieser Parameter erlauben Aussagen über die Ablagerungsbedingungen im Amundsen und Makarov Becken, auf dem Lomonosov Rücken und Yermak Plateau sowie auf der Morris Jesup Schwelle.

Die Zuordnung der Naßdichten und Porositäten von 25 Sedimentkernen in Hoch und Beckenlagen der einzelnen Regionen des östlichen Arktischen Ozeans ergeben spezifische Verteilungsmuster, die die Ablagerungsräume charakterisieren. Während am Yermak Plateau eine für Hochlagen des östlichen Arktischen Ozeans atypische, ungestörte pelagische Sedimentation vorherrscht, sind der Lomonosov Rücken und die Morris Jesup Schwelle durch Auswaschungseffekte geprägt. Auf dem Gakkel Rücken überwiegen Turbidite und eistransportierte Ablagerungen. Mit Ausnahme turbiditischer Lagen im Amundsen Becken und von eistransportiertem Material gebildeter grobkörniger Lagen im Makarov Becken, werden die Sedimente in diesen Becken durch feinkörnige Fraktionen dominiert.

P-Wellengeschwindigkeit, Naßdichte und Grobkornfraktion zeigen sehr ähnliche Änderungen mit der Kerntiefe. Die zum Teil markanten Variationen werden offensichtlich durch wechselnde Anteile der Grobkornfraktion gesteuert. Regressionsanalysen zwischen Grobkornfraktion und P-Wellengeschwindigkeit sowie zwischen Grobkornfraktion und Porosität zeigen für einen Kern vom Lomonosov Rücken für einzelne Kernabschnitte deutlich von einander abweichende Verhältnisse, die auf eine Verschiebung des Korngrößenspektrums aufgrund veränderter paläozeanographische Verhältnisse zurückgeführt werden.

Die Untersuchung der Abhängigkeit von P-Wellengeschwindigkeit und Porosität (Naßdichte) mittels elastischer Sedimentmodelle an zehn Kernen belegt zudem, daß die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans unkonsolidiert sind und Eigenschaften aufweisen, die denen einer Suspension entsprechen.

Synthetische Seismogramme sind mit den sedimentphysikalischen Parametern Naßdichte und P-Wellengeschwindigkeit berechnet worden. Vergleiche dieser Seismogramme mit digitalen Parasound Echolotregistrierungen der oberflächennahen Sedimente sind Voraussetzungen für die Entwicklung von akustostratigraphischen Modellen. Graphische Korrelationen synthetischer

Seismogramme mit an den Kernstationen registrierten Parasound Seismogrammen ermöglichen eine Interpretation der Reflexionsabfolge in den Seismogrammen. Sie zeigen im Zusammenhang mit den physikalischen Parametern, den Grobkornfraktionen und den Kernbeschreibungen, daß die wechselnden Grobkornanteile starke Impedanzkontraste verursachen und dadurch die Reflexionsstrukturen in den Sedimenten bestimmen. Die graphischen Korrelationen belegen zusätzlich eine in erster Näherung linear mit der Teufe zunehmende Kompression der Sedimente bei der Kernnahme. Sie ist proportional zu dem Anteil der Grobkornfraktion.

Die Extrapolation der lokalen Information der Sedimentkerne auf die kontinuierlichen Parasound Aufzeichnungen erlauben die Interpretation der Sedimentationsräume und -prozesse verschiedener Regionen des östlichen Arktischen Ozeans. Die graphische Korrelation von Einzelseismogrammen aus Parasound Profilen auf dem Sattel des Lomonosov Rückens und der Morris Jesup Schwelle mit Naßdichtelogs an den Kernstationen zeigt, daß die Mächtigkeit einzelner Schichtpakete mit zunehmender Wassertiefe zunehmen und bestätigt somit Auswaschungseffekte in diesen Gebieten. Zusammen mit Kerndaten und zweier Parasound Profile kann zudem ein Areal von 2500 km<sup>2</sup> auf dem Sattel des Lomonosov Rückens als ein einheitliches Ablagerungsmilieu interpretiert werden, das durch Auswaschungseffekte geprägt ist. Die rauhe Meeresbodentopographie auf dem Sattel des Yermak Plateaus, deutet auf eine strömungsbedingte Erosion hin, während die Verteilungsmuster der physikalischen Parameter eines an der Flanke gewonnenen Kerns auf eine ungestörte pelagische Sedimentation hinweisen. Die oberflächennahen Sedimente im Amundsen Becken zeigen deutliche Reflexionsmuster, die im Osten mit den sedimentphysikalischen Parametern einer Station zu korrelieren sind, so daß ein Turbidit über das gesamte Profil verfolgt werden kann. Im westlichen Teil des Amundsen Beckens kann in einem über 200 km langen Parasound Profil eine akustisch nahezu transparente Schicht verfolgt werden. Eine Interpretation dieser Schicht kann aber aufgrund fehlender Kernstationen nicht durchgeführt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ferner der methodische Ansatz zur Berechnung der Porosität und Naßdichte aus elektrischen Widerstandsmessungen weiterentwickelt, der auf Messungen mit einer neuartigen miniaturisierten Wenneranordnung beruht. Aus den Meßwerten wurde auf der Grundlage empirischer Zusammenhänge die Porosität sowie mit diesem Parameter die Naßdichte des Sediments abgeleitet. Der Vergleich mit Daten einer Wägemethode belegt, daß mit diesem Elektropotentialverfahren Änderungen physikalischer Kenngrößen in Sedimentkernen effizient und mit hoher Genauigkeit bestimmt werden können.

## SUMMARY

Sediments of the Arctic Ocean are recorders of oceanographic and climatic evolution in the northern hemisphere. The sedimentary history is reflected in the sediment physical properties, thus knowledge about them is a key to its interpretation particularly within the Quaternary.

In this study, 29 sediment cores from the eastern Arctic Ocean were investigated on porosity, wet bulk density and ten cores on compressional (P-) wave velocity. Analysis of these parameters permits interpretations about the sedimentary conditions in the Amundsen and Makarov Basins and on the Lomonosov Ridge, Yermak Plateau and Morris Jesup Rise

The distribution of 25 sediment cores throughout abyssal hill and abyssal plain locations of the eastern Arctic Ocean show specific distribution patterns of wet bulk densities and porosities which characterize the sedimentary regions. On the Yermak Plateau undisturbed pelagic sedimentation predominates. The Lomonosov Ridge and the Morris Jesup Rise are characterized by winnowing. On the Gakkel Ridge turbidite and ice transported deposits are dominant. With the exception of turbidite layers in the Amundsen Basin and ice transported sandy layers in the Makarov Basin, sediments of these basins are dominated by fine-grained sediment.

P-wave velocity, wet bulk density and coarse grain fraction curves show very similar down-core fluctuations. Dominant variations are obviously controlled by alternations in the coarse grain fraction. Regression analyses between coarse grain fraction and porosity and between coarse grain fraction and P-wave velocity of a core from the Lomonosov Ridge show distinct relationships for particular core sections. These correlations are traced to a shifting in grain size thought to be caused by changes in paleoceanographic conditions.

The examination of P-wave velocity as a function of porosity (wet bulk density) on ten cores demonstrate, with the support of elastic sediment models, that the sediments of the eastern Arctic Ocean are unconsolidated and exhibit properties which compare to a suspension.

Synthetic seismograms were generated from sediment physical property data (wet bulk density and P-wave velocity). Comparison of these seismograms with digital Parasound sub-bottom echosounder data leads to the development of acousto-stratigraphic models. Graphic correlations of synthetic seismograms with Parasound core station seismograms enable interpretations of the reflection sequence in the seismograms. In connection with physical properties, coarse grain fraction and core descriptions, these correlations show that alternations in coarse grain fraction cause strong impedance contrasts and determine the reflection structure in sediments. In addition, graphic correlations

demonstrate, to a first approximation, a linear compression of the sediments during coring. The compression increases with core depth and is proportional to the coarse grain fraction.

Extrapolation of local informations from sediment cores on continuous Parasound records enables the interpretation of sediment -areas and -processes in different regions of the eastern Arctic Ocean. Graphic correlation of single Parasound seismograms from the top of Lomonosov Ridge and Morris Jesup Rise with wet bulk density logs shows that the thickness of single sediment sequences increases with increasing water depth. This observation supports the conclusion that winnowing has a strong effect on these rises and ridges. Together with core data and two Parasound profiles the top of Lomonosov Ridge is interpreted as a uniform sedimentation environment, dominated by winnowing. The rough ocean bottom topography on the top of Yermak Plateau indicates erosion by bottom currents whereas the distribution pattern of the physical parameters on the flank suggest undisturbed pelagical sedimentation. The shallow sub-bottom sediment in the eastern Amundsen Basin shows distinct reflection sequences, which can be correlated with sediment physical parameters, related to turbidite deposition. In the western part of the Amundsen Basin the Parasound data show a nearly acoustic transparent layer which can be followed for more than 200 km. The significance of this layer is not known because of lack of core control.

Finally a methodical approach was developed to determine porosity and wet bulk density from electrical resistivity measurements. The parameter was measured using a new miniaturised Wenner configuration (16 x 4 x 100 mm). Porosity and wet bulk density were deduced from the electrical resistivity data on the basis of empirical relationships. Comparison of these derived data with those from a weighing method shows that alterations of physical values can be measured efficiently and with high accuracy with this electropotential method.



## 1 RAHMEN UND ZIELSETZUNG

Die physikalischen Eigenschaften von pelagischen und hemipelagischen Tiefseesedimenten werden primär durch die mineralische Zusammensetzung, Korngrößen, Kompaktionsgrad und Diagenesestufe bestimmt. Diese Faktoren sind durch den Eintrag biogener und lithogener Komponenten gesteuert und unterliegen damit klimatischen und ozeanographischen Schwankungen. Messungen physikalischer Parameter an Sedimentkernen und ihre Interpretation führen folglich zu einem besseren Verständnis von Sedimentationsprozessen im Ozean. (Mienert, 1986; Spielhagen, 1991; Rostek, 1991; Spieß, 1993). So sind Naßdichte, Porosität, P-Wellengeschwindigkeit aber auch das Korngrößenspektrum charakteristische Parameter (Hamilton, 1970; Bachmann, 1985; Orsi & Dunn, 1991), die unter anderem Hinweise auf glaziale und interglaziale Perioden geben können. Beispielsweise dienen die Variationen der Korngrößenverteilung und der Naßdichte in hauptsächlich durch terrigenen Eintrag geprägten Sedimenten des Europäischen Nordmeeres und des Arktischen Ozeans als Proxiwerte für Klimaschwankungen (Spielhagen, 1991; Bohrman, 1991). Naßdichteviationen können darüber hinaus auf Turbidite und somit auf Resedimentationsprozesse hinweisen (Gerland, 1993). In dieser Arbeit soll daher der Frage nachgegangen werden, inwiefern Variationen der Klima- und Meeresbedingungen in quartären Ablagerungen des Arktischen Ozeans anhand von sedimentphysikalischen Daten erkannt werden können.

Die im Rahmen des BMFT geförderten Forschungsvorhabens "Abbild klimatisch gesteuerter Prozesse in marinen Sedimenten der Arktis" während der POLARSTERN Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC'91" durchgeführten geophysikalischen Arbeiten umfassen sowohl hochauflösende sedimentphysikalische Messungen als auch digitale sedimentechographische Profilregistrierungen mit dem hochfrequenten (2.5 - 5.5 kHz) Parasound Sedimentecholot. Dieses System liefert aufgrund einer scharfen Bündelung der Schallenergie eine gegenüber konventionellen Echolotsystemen erhöhte laterale wie vertikale Auflösung. Marine Sedimentstrukturen werden bis zu einer Tiefe von 50 - 150 m mit einer Strukturauflösung von bis zu 5 cm abgebildet (Rostek, 1991; Spieß, 1993). Aufgrund dieser Charakteristika konnte das Parasound System erfolgreich zur qualitativen Beschreibung von Sedimentstrukturen und zur Interpretation von Sedimentations-, Erosions- und Strömungsprozessen eingesetzt werden (Grant & Schreiber, 1990; Rostek, 1991; Rostek et al., 1991; Max et al., 1992; Melles & Kuhn, 1993; Spieß, 1993; Völker, 1993).

Das seismische Reflexionsmuster basiert auf der tiefenabhängigen Änderung der akustischen Impedanz, die sich direkt aus der Naßdichte und Schallwellengeschwindigkeit der einzelnen Sedimentschichten ergibt. Rostek (1991), Rostek et al. (1991) und Spieß (1993) haben gezeigt, daß feinskalige Variationen an Sedimentkernen gemessener Impedanzlogs im Prinzip direkt mit den Reflexionsmustern von Parasound Seismogrammsektionen korrelierbar sind. Aus den Impedanzlogs können zudem synthetische Seismogramme

berechnen werden, die sich über den Vergleich mit an Kernstationen digital aufgezeichneten Parasound Registrierungen für eine quantitative Interpretation der sedimentechographischen Profilregistrierungen nutzen lassen (Rostek, 1991; Rostek et al., 1991; Spieß, 1993). Dieser Ansatz soll in der vorliegenden Arbeit verfolgt werden und eine Auswertung von Parasound Registrierungen in der östlichen Arktis ermöglichen. Darüber hinaus soll mittels der Vergleiche von Parasound und synthetischen Seismogrammen gezeigt werden, daß bei der Kernnahme eine Stauchung der Sedimente stattfindet und daß dieser Prozeß quantifiziert und rekonstruiert werden kann. Dies soll Geophysikern und Geologen, die an den jeweiligen Kernen eine Chronstratigraphie erstellen, die Möglichkeit eröffnen, realistische Sedimentationsraten zu berechnen.

Porosität (Archie, 1942) und Naßdichte (Boyce, 1976) können aufgrund empirisch erfaßter funktionaler Zusammenhänge aus Messungen des elektrischen Widerstandes abgeleitet werden. Eine geeignete Apparatur wurde nach dem Vorbild von Andrews & Bennett (1981) gebaut. Das Meßprinzip basiert auf einer miniaturisierten Wenner Anordnung und wurde erstmals auf der POLARSTERN Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC '91" mit dem Ziel eingesetzt, die Methode sowie ihre empirischen Grundlagen im Vergleich mit Porositäts- und Naßdichtewerten der traditionellen Wägemethode zu diskutieren und zu bewerten.

## **1.1 Arbeitsgebiet**

### 1.1.1 Geographische Gliederung

Der Arktische Ozean gliedert sich in mehrere größere Becken (Abb. 1.1). Die älteren Teile umfassen das Kanada Becken mit dem Chukchi Plateau, das durch den Alpha Rücken und den Mendeleev Rücken vom Makarov Becken getrennt ist. Diese Gruppe morphologischer Einheiten werden zusammenfassend als Amerasisches Becken bezeichnet. Das Amundsen (oder Fram) Becken, der Gakkel Rücken und das Nansen Becken bilden den jüngeren Teil des Arktischen Ozeans, der als Eurasisches Becken bezeichnet wird. Amerasisches und Eurasisches Becken werden durch den Lomonosov Rücken getrennt und durch ausgedehnte Schelfgebiete begrenzt (Aagaard et al., 1985).

Der etwa 1800 km lange und 270 km breite Gakkel Rücken erstreckt sich von 82°N / 2°W bis 80°N / 125°E und trennt das Nansen Becken vom Amundsen Becken. Analysen der magnetischen Anomalien im Eurasischen Becken haben ergeben, daß der Gakkel Rücken eine nördliche Fortsetzung des Mittelatlantischen Rückens ist (Vogt et al., 1979; Lawver et al., 1990). Demnach hat sich das Eurasische Becken vor rund 56 Mio. Jahren durch die Abspaltung des Lomonosov Rückens vom heutigen Barents Schelf geöffnet. Der Gakkel Rücken bildet seither die nördliche Grenze zwischen der Nord-

amerikanischen und Eurasischen Platte. Die gegenwärtigen Driftraten am Gakkel Rücken zwischen der Morris Jesup Schwelle und dem Yermak Plateau (1.5 cm/Jahr) sowie in der Nähe des sibirischen Schelfs (0.85 cm/Jahr) sind mit die geringsten aller mittelozeanischer Rücken der Erde (Kristoffersen, 1982).

Das Amundsen Becken liegt zwischen dem Gakkel Rücken und dem Lomonosov Rücken. Es wird im Südwesten durch den Kontinentalrand am Lincoln Schelf und die Morris Jesup Schwelle und im Südosten durch den Kontinentalrand am Laptev Schelf und die Neusibirischen Inseln begrenzt. Das Amundsen Becken ist im Mittel einige hundert Meter tiefer als das Nansen Becken und wird durch die 4000 m Tiefenkonturlinie umgrenzt. Der Gakkel Rücken bildet dabei eine Barriere für Sedimente aus der Kara und Barents See. Die primären Sedimentquellen sind die landwärtigen Enden des Beckens, wobei angenommen wird, daß der Haupteintrag durch den Fluß Lena erfolgt (Johnson, 1990).

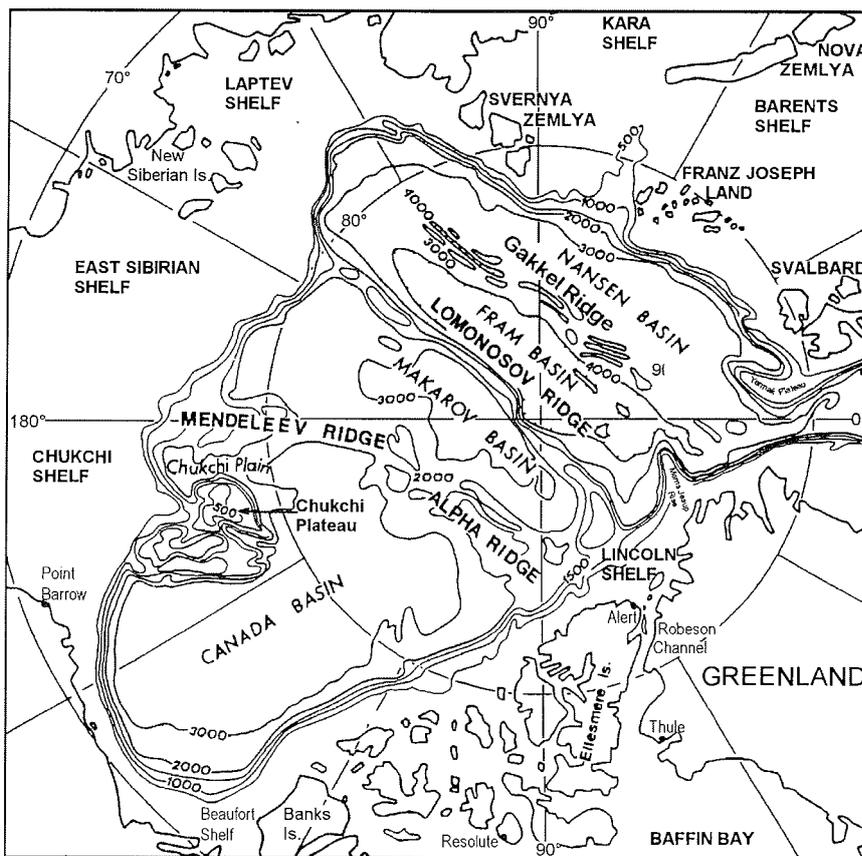


Abb. 1.1: Morphologische Gliederung des Arktischen Ozeans (nach Weber & Sweeney, 1985).

Der Lomonosov Rücken erstreckt sich über 1800 km vom kontinentalen Schelf nördlich der Ellesmere Insel bis zum Kontinentalschelf von Eurasien, nördlich der Neusibirischen Inseln. In der Nähe des Nordpols beträgt die Breite des Rücken nur etwa 20 km, sie nimmt in Richtung der Kontinentalschelfe auf nahezu 200 km zu. Der Rücken steigt auf seiner ganzen Länge über die 2000 m Tiefenkonturlinie und trennt das Eurasische vom Amerasischen Becken. Vor Beginn des Sea Floor Spreading im Eurasischen Becken (56 Mio. Jahre) war der Lomonosov Rücken ein Teil des heutigen Barents und Kara Schelfs (Johnson, 1990).

Das Makarov Becken ist Teil des Amerasischen Beckens und liegt zwischen den Alpha und Mendeleev Rücken und dem Lomonosov Rücken. Es umfaßt die Sibirische und Wrangel Tiefseebenen, die sich deutlich in ihrer Wassertiefe unterscheiden. Die Sibirische Tiefseebene ist mit rund 3900 m signifikant tiefer als die Wrangel Tiefseebene mit 2800 m. Beide sind durch ein komplexes System von Kanälen (Arctic Gap Region) verbunden (Johnson, 1990). Die beiden Kernstationen, die während der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC '91" angelaufen wurden, liegen in der Sibirischen Tiefseebene.

Die Morris Jesup Schwelle ist ein mehr als 200 km breites, aseismisches Plateau, das vor der nördlichen Küste Grönlands nordostwärts in das Amundsen Becken reicht. Es ist durch plattentektonische Prozesse vor etwa 35 Mio. Jahren vom Yermak Plateau getrennt worden (Kristoffersen, 1990).

Basierend auf Unterschieden in der Morphologie und den magnetischen Anomalien wird für das Yermak Plateau ein nördlicher Teil, der nördlich von 82°N parallel zum Gakkel Rücken verläuft, und ein südlicher Teil, der sich in NS Richtung erstreckt, unterschieden. Der nördliche Teil des Yermak Plateaus ist wahrscheinlich vulkanischen Ursprungs, während für den südlichen Teil eine kontinentale Kruste postuliert wird (Kristoffersen, 1990; Sundvor & Austegard, 1990). Das nördliche Yermak Plateau und die Morris Jesup Schwelle bildeten bis vor rund 35 Mio. Jahren noch eine Einheit, einen vulkanischen Hotspot, der nach dieser Zeit durch Sea Floor Spreading geteilt wurde (Sundvor & Austegard, 1990).

## **1.2 Ozeanographie des Arktischen Ozeans**

Die rezenten ozeanographischen Verhältnisse im Arktischen Ozean beschreiben Aagaard et al. (1985), Aagaard & Cormack (1989) und Anderson et al. (1989).

Folgende Zu- und Abflüsse prägen den heutigen Wasserhaushalt des Arktischen Ozeans (Abb. 1.2): Zuflüsse erfolgen über die Fram Straße (Westspitsbergen Strom, F), die Bering Straße (A) sowie russische und kanadische Flüsse. Abflüsse erfolgen in erster Linie über die Fram Straße (Ostgrönland

Strom, D), das Kanadischen Archipel und die Barents See. Die wichtigste Verbindung des Arktischen Ozeans mit dem Weltozean bildet die Fram Straße. Der Ausläufer des warmen Golfstroms (Nordatlantik Strom, E) erreicht über den Westspitsbergen Strom (F) den Arktischen Ozean. Westspitsbergen und Ostgrönland Strom verlaufen in der Fram Straße gegenläufig und sind durch einen scharfen Temperaturgradienten voneinander getrennt. Sowohl in der Grönländischen See (G) als auch im Bereich zwischen Jan Mayen und Island (H) kommt es zur Verwirbelung der kalten und warmen Wassermassen im Gegenuhreigersinn und im Zusammenhang damit zu einer Tiefenwasserbildung.

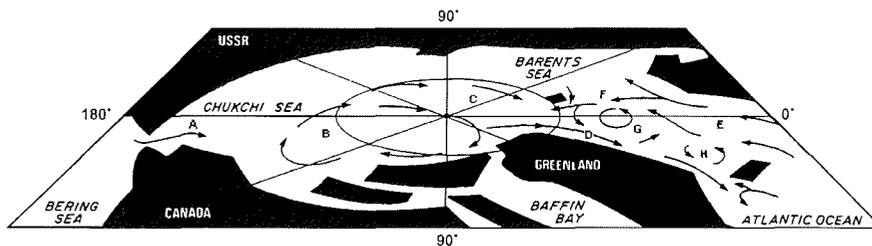


Abb. 1.2: Schematische Darstellung der Oberflächenzirkulation im Arktischen Ozean und der Norwegisch-Grönländischen See. A - Bering Straße, B - Beaufort Wirbel, C - Transpolardrift, D - Ostgrönland Strom, E - Nordatlantik Strom, F - Westspitsbergen Strom, G - Grönland Wirbel, H - Island Wirbel (aus Aagaard et al., 1985).

Der Arktische Ozean und Teile der Norwegisch-Grönländischen See sind ganzjährig mit Eis bedeckt. Das in der Regel nur wenige Meter dicke Meereis verdriftet im Arktischen Ozean entsprechend der Bewegung der Wassermassen. Die Driftrichtung erfolgt im Amerasischen Teil des Arktischen Ozeans im Uhrzeigersinn (Beaufort Wirbel, B), während das Eis des Eurasischen Beckens mit der Transpolardrift (C) durch die Fram Straße den Arktischen Ozean verläßt, mit dem Ostgrönlandstrom (D) nach Süden treibt und schließlich abschmilzt.

Von zentralem Interesse für diese Arbeit ist das mit dem Eis transportierte Sedimentmaterial. Durch Abschmelzprozesse sinkt es in großem Umfang bereits im Arktischen Ozean zum Meeresboden und hat damit erheblichen Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen (Nürnberg et al., 1994).

## 2 DAS PARASOUND SEDIMENTECHOLOT

Bei geophysikalischen Untersuchungen im marinen Bereich werden aktive hydroakustische Verfahren eingesetzt (Wendt et al., 1992) zur

- Erstellung von bathymetrischen Karten und dreidimensionalen Darstellungen des Makroreliefs des Meeresbodens,
- Messung der Reflexions- und Rückstreuungseigenschaften des Meeresbodens und Bestimmung seines Mikroreliefs,
- Abschätzung sedimentphysikalischer Parameter der Meeresbodenoberfläche,
- Bestimmung von Schichtgrenzen in den Oberflächensedimenten.

Das Ziel der Auswertungen sind die Darstellung von Profilen des Meeresbodenreliefs, die Abbildung von Schichtgrenzen in oberflächennahen Sedimenten und quantitative Vergleiche sedimentphysikalischer Parameter mit digital registrierten Seismogrammen. In dieser Arbeit werden Daten und Profile analysiert, die während der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC'91" des Forschungsschiffs POLARSTERN mit dem aktiven hydroakustischen Sedimentecholot Parasound gewonnen wurden.

Das Parasound Sedimentecholot erlaubt eine gegenüber konventionellen Echolotsystemen verbesserte laterale und vertikale Auflösung von Sedimentstrukturen, die auf einer extrem engen Richtcharakteristik mit einem Öffnungswinkel von nur etwa  $4^\circ$  bei einer Nutzfrequenz um 4 kHz basiert. Der Öffnungswinkel ist eine charakteristische Größe jedes Sedimentecholotes. Aus diesem Parameter ergibt sich die vom Signal erfaßte Meeresbodenoberfläche über die das Echo integriert ("footprint"). Herkömmliche Sedimentecholote arbeiten mit Frequenzen um 3.5 kHz und besitzen einen Öffnungswinkel von mehr als  $20^\circ$ . Der Durchmesser der beschallten Fläche am Meeresboden beträgt dann rund 36 % der Wassertiefe, während das Parasound System nur über die Echofläche mit einem Durchmesser von 7 % der Wassertiefe integriert. Die hohe Auflösung des Parasound Systems resultiert aus der technischen Anwendung des parametrischen Effektes, der die Wechselwirkung zweier simultan abgestrahlter Wellen finiter Amplitude beinhaltet. In diesem Kapitel werden aus der linearen und nichtlinearen Akustik die Grundlagen des parametrischen Effektes entwickelt sowie einleitend allgemeine Begriffsdefinitionen aktiver hydroakustischer Verfahren vorgestellt.

### 2.1 Schallausbreitung im Wasserkörper

Die hydroakustische Sedimentechographie wird durch die Schallausbreitung im Wasserkörper wesentlich mitbestimmt. Die Schallintensität  $I$  nimmt mit der Entfernung von der Quelle ab, verursacht durch geometrische Verluste, physikalische Dämpfung, Reflexion, Streuung und Brechung.

Unter Berücksichtigung der geometrischen Verluste (Divergenz) und der physikalischen Dämpfung (Absorption) gilt für die Schallintensität im Abstand  $r_2$  relativ zur Referenzentfernung  $r_1$

$$I(r_2) = I(r_1) \cdot (r_1 / r_2)^n \cdot 10^{-\alpha \cdot (r_2 - r_1) / 10} \quad 2.1$$

$r_{1,2}$  Entfernung von der Quelle (in m)  
 $n = 0$  für ebene Wellen  
 $n = 1$  für Zylinderwellen  
 $n = 2$  für Kugelwellen  
 $\alpha$  Dämpfungskoeffizient von Meerwasser (in db/m)

Der Dämpfungskoeffizient von Meerwasser ist von der Frequenz, der Temperatur, der Salinität und dem hydrostatischen Druck abhängig (Clay & Medwin, 1977), während der Dämpfungskoeffizient von marinen Sedimenten primär von der eingesetzten Sendefrequenz sowie der Naßdichte, Porosität und Korngröße der Sedimente bestimmt wird (Hamilton, 1972).

Die Echolaufzeit ergibt sich aus der Entfernung des Reflektors von Quelle und Empfänger und der Schallgeschwindigkeit des Ausbreitungsmediums. Als Schallgeschwindigkeit  $c_0$  im Meerwasser (in m/s) wurde von Wilson (1960) die folgende vereinfachte empirische Gleichung abgeleitet

$$c_0 = 1449.2 + 4.62 \cdot T + 0.1605 \cdot 10^{-5} \cdot p_s + 14 \cdot (S - 35) \quad 2.2$$

Temperatur  $T$  (in °C), Salinität  $S$  (in ‰) und hydrostatischer Druck  $p_s$  (in Pa) sind im Meer nicht konstant. Sie sind ortsabhängig und unterliegen jahres- und tageszeitlichen Schwankungen. Da bei profilierenden Vermessungen mit Echoloten keine kontinuierlichen Informationen über diese Parameter verfügbar sind, werden in der Regel alle Laufzeiten von Lotungen standardmäßig auf eine Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s bezogen.

Großen Einfluß auf Dämpfung und Schallwellengeschwindigkeit hat der Gasgehalt des Wassers. Insbesondere Gasblasen führen abhängig von ihrer Größe und der Sendefrequenz zu einer erheblichen Vergrößerung des effektiven Rückstreuquerschnittes und des Dämpfungskoeffizienten sowie zu einer Verringerung der Schallwellengeschwindigkeit (Urlick, 1967).

## 2.2 Senden und Empfangen von Schallwellen mit Schallwandlern

Für die Umsetzung von elektrischer in akustische Energie beim Senden und von akustischer in elektrische Energie beim Empfangen werden Schallwandler verwendet. Die Winkelauflösung des empfangenen Echosignals wird durch die Richtcharakteristik des Wandlers bestimmt, die Entfernungsauflösung von seiner akustischen und elektrischen Bandbreite. Die Schichtenauflösung in Oberflächensedimenten ist sowohl von der Abstrahlcharakteristik (Öffnungswinkel) als auch von der Bandbreite (Sendesignallänge) abhängig.

Die Richtcharakteristik des Schallwandlers wird von der Sendefrequenz und den Wandlerabmessungen, die Bandbreite dagegen durch das physikalische Prinzip der Wandlung beeinflusst (Caruthers, 1977). Die Richtcharakteristik  $D(\theta, \phi)$  ist generell eine Funktion der sphärischen Winkel  $\theta, \phi$  (Abb. 2.1) und gibt die auf die akustische Hauptstrahlrichtung normierte Winkelabhängigkeit des Schalldrucks (Empfangsspannung) an.

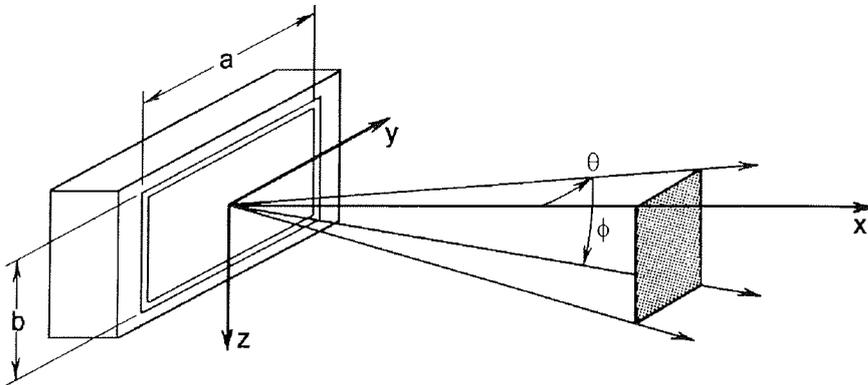


Abb. 2.1: Geometrie eines rechteckigen Schallwandlers und Definition der sphärischen Winkel (Clay & Medwin, 1977).

Abhängig von der Geometrie der Wandlerfläche erhält man für einen aus einzelnen Elementarwandlern zusammengesetzten, rechteckigen Wandler folgende Richtcharakteristik (Clay & Medwin, 1977)

$$D(\theta, \phi) = \frac{\sin\left(\frac{\pi \cdot a}{\lambda} \sin\theta\right)}{\frac{\pi \cdot a}{\lambda} \sin\theta} \cdot \frac{\sin\left(\frac{\pi \cdot b}{\lambda} \sin\phi\right)}{\frac{\pi \cdot b}{\lambda} \sin\phi} \quad 2.3$$

- a - Länge des Wandlers
- b - Breite des Wandlers

Kennzeichnend für einen Wandler ist die Geometrie von Haupt- und Nebenmaxima der Richtcharakteristik, die sogenannte Hauptkeule und die Nebenkeulen (Abb. 2.2). Wesentliche Parameter sind dabei Halbwertsbreite, der Öffnungswinkel und das Amplitudenverhältnis der Nebenmaxima zum Hauptmaximum (Clay & Medwin, 1977). Die Halbwertsbreite  $\theta_h$  wird als Winkel zwischen dem -6 dB Abfall der Hauptkeule definiert und ist abhängig vom Verhältnis der Wandlerabmessungen zur Wellenlänge. Der Öffnungswinkel ist der Winkel zwischen den Nulldurchgängen der Hauptkeule. Häufig, wie auch in dieser Arbeit, wird für den Öffnungswinkel aber auch der Winkel angegeben, bei dem die Amplitude auf 70 % des Maximalwertes oder um 3 dB abgefallen ist.

Der Einsatz von Wandlern, die Frequenzen um 4 kHz abstrahlen und kleine Halbwertsbreiten besitzen, erfordert bei konventionellen Echoloten große Wandlerabmessungen (Gl. 2.3). Schallwandler kleiner Abmessungen, die unproblematisch in den Schiffsrumpf eingebaut werden können und bei ähnlichen Frequenzen dennoch eine geringe Halbwertsbreite haben, lassen sich durch Ausnutzung nichtlinearer akustischer Effekte, unter anderem durch den sogenannten parametrischen Effekt, realisieren.

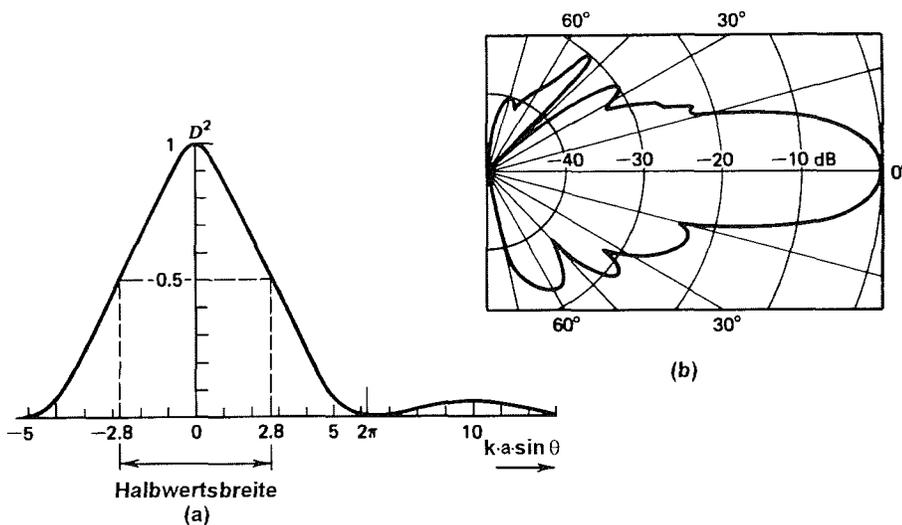


Abb. 2.2: Richtcharakteristik  $D$  eines quadratischen Wandlers.  
a)  $D^2$  als Funktion von  $k \cdot a \cdot \sin \theta$ , mit  $k = 2\pi/\lambda$  und  $a =$  Länge des Schallwandlers nach Gleichung 2.3 für  $\phi = 0$ .  $D$  ist auf den Maximalwert der Hauptkeule normiert.  
b) Polardarstellung der Abstrahlcharakteristik eines quadratischen Wandlers (26 x 26 cm) bei 30 kHz und  $k \cdot a = 33$ . Die Abstrahlcharakteristik ist in Dezibel relativ zum axialen Wert angegeben,  $\text{dB} = 10 \cdot \log D^2$  (nach Clay & Medwin, 1977).

### 2.3 Nichtlineare Akustik und der parametrische Effekt

Der parametrische Effekt beschreibt die Wechselwirkung zweier ebener Wellen finiter Amplitude, die durch die nichtlineare Beziehung zwischen Druck- und Dichteänderung im Wasser hervorgerufen wird. Er findet eine technische Anwendung im Parasound Sedimentecholot.

Die Relation zwischen Druck  $P$  und Dichte  $\rho$  wird durch die akustische Zustandsgleichung  $P = P(\rho)$  beschrieben. Beide Größen setzen sich aus einer konstanten Komponente und einem Zusatzglied, das sich in der akustischen Welle ändert, zusammen

$$P = P_0 + p(x,y,z,t)$$

$$\rho = \rho_0 + \Delta\rho(x,y,z,t)$$

$P_0$  ist der hydrostatische Druck und  $\rho_0$  die Dichte des Mediums für diesen Druck. Dabei wird vorausgesetzt, daß  $P_0$  und  $\rho_0$  konstant sind, also gilt  $dP = dp$  und  $d\rho = d\rho$ . Ferner wird die Ausbreitung einer Schallwelle als ein adiabatischer Prozeß angesehen, so daß Temperatureffekte vernachlässigt werden können.

Unter der Annahme, daß die relative Dichteänderung sehr viel kleiner ist als die Dichte des nichtangeregten Mediums, kann die Zustandsgleichung in eine Taylor Reihe nach Potenzen von  $\Delta\rho$  entwickelt werden

$$P = P_0 + \left[ \frac{dp}{d\rho} \right]_{\rho=\rho_0} \cdot \Delta\rho + \frac{1}{2!} \cdot \left[ \frac{d^2p}{d\rho^2} \right]_{\rho=\rho_0} \cdot \Delta\rho^2 + \dots \quad 2.4$$

oder nach Potenzen der relativen Kompression  $s = \frac{\Delta\rho}{\rho_0}$

$$p = \rho_0 \cdot \left[ \frac{dp}{d\rho} \right]_{\rho=\rho_0} \cdot s + \frac{(\rho_0^2 / 2)}{B/2} \cdot \left[ \frac{d^2p}{d\rho^2} \right]_{\rho=\rho_0} \cdot s^2 + \dots \quad 2.5$$

$\underbrace{\hspace{1.5cm}}_{\kappa} \quad \underbrace{\hspace{1.5cm}}_{B/2}$

Der Koeffizient des linearen Gliedes der Kompression  $s$  (Gl. 2.5) repräsentiert den linearen Modul der Volumenelastizität, den Kompressionsmodul  $\kappa$ . Der entsprechende Koeffizient für  $s^2$  ist der nichtlineare Modul der Volumenelastizität und hat die Dimension eines Druckes.

Bei kleiner Kompression können die quadratischen Glieder vernachlässigt werden. Es gilt dann angenähert

$$P - P_0 = p \approx \kappa \cdot s \quad 2.6$$

Diese linearisierte Form der akustischen Zustandsgleichung 2.5 ist als das Hooke'sche Gesetz der elastischen Verformung bekannt. Dabei wird die Ableitung  $(dp/d\rho)$  durch das Verhältnis endlicher Differenzen von Druck und Dichte ersetzt. Dies gilt exakt nur im Fall infinitesimaler Anregung.

Die linearisierte Zustandsgleichung bildet zusammen mit der Bewegungsgleichung und der Kontinuitätsgleichung ein geschlossenes System linearer Gleichungen aus dem die Wellengleichung abgeleitet werden kann

$$\Delta\varphi = \frac{1}{c_0^2} \cdot \frac{\partial^2\varphi}{\partial t^2} \quad 2.7$$

$\Delta\varphi$  ist das Laplace Potential der Geschwindigkeit und  $c_0^2$  die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer infinitesimalen Deformation in einem elastischen Medium. Die Schallgeschwindigkeit  $c_0$  ist durch die Zustandsgleichung (2.5) definiert

$$c_0^2 = [dp / d\rho]_{\rho=\rho_0} \Rightarrow c_0 = \sqrt{\kappa / \rho_0} \quad 2.8$$

Wird das Geschwindigkeitspotential für eine eindimensionale, sinusförmige Welle unendlich kleiner Amplitude betrachtet, so sind momentaner Druck und die Geschwindigkeit der Teilchenverschiebung  $v$  (Schwingungsgeschwindigkeit) über die Beziehung

$$p = \rho_0 \cdot c_0 \cdot v = \rho_0 \cdot c_0 \cdot v_{\max} \cdot \sin(\omega \cdot t - k \cdot x) = \rho_0 \cdot c_0 \cdot v_{\max} \cdot \sin[\omega \cdot (t - x / c_0)] \quad 2.9$$

verknüpft, mit  $v = v_{\max} \cdot \sin(\omega \cdot t - k \cdot x)$  ( $v_{\max} \equiv$  Amplitude der Schwingungsgeschwindigkeit). Die Beziehung 2.7 wird für eine beliebige Form des Wellenprofils erfüllt.

Eine Abschätzung, ob nichtlineare Glieder in der Kontinuitäts-, Bewegungs- und Zustandsgleichung berücksichtigt werden müssen, erfolgt über die sogenannte akustische Machzahl  $Ma$ . Sie wird durch das Verhältnis der Amplitude der Schwingungsgeschwindigkeit zur Schallgeschwindigkeit gebildet

$$Ma = \frac{v_{\max}}{c_0} = s_{\max} = \frac{p_{\max}}{\rho_0} = \frac{p_{\max}}{\kappa} \approx \frac{p_{\max}}{P_0} \quad 2.10$$

Der Grenzwert für die Anwendung des linearisierten Gleichungssystems in Flüssigkeiten und Festkörpern wird von Clay & Medwin (1977) mit  $10^{-3}$  angegeben. Für das Parasound Sedimentecholot sind die Wandlerfläche ( $1.14 \text{ m}^2$ ) und die Leistung ( $70 \text{ kW}$ ) bekannt. Über die Definition der Intensität des Ultraschallfeldes ( $I$  in  $\text{W/m}^2$ ) kann die vom Parasound System erreichte akustische Machzahl abgeschätzt werden

$$I = \frac{v_{\max}^2}{2} \cdot \rho_0 \cdot c_0 \Rightarrow v_{\max} = \sqrt{\frac{2 \cdot I}{\rho_0 \cdot c_0}} \quad 2.11$$

Dabei ist  $v_{\max}^2 \cdot \rho_0 / 2$  die mittlere Energiedichte im Einheitsvolumen, die sich mit der Schallgeschwindigkeit ausbreitet. Meerwasser besitzt eine Dichte  $\rho_0$  von  $1025 \text{ kg/m}^3$  und eine Schallwellengeschwindigkeit  $c_0$  von  $1521 \text{ m/s}$ . Die Angaben beziehen sich auf eine Temperatur von  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  und einer Salinität von  $35 \text{ ‰}$  (Siedler & Peters, 1982). Das Parasound System strahlt eine Leistung von etwa  $61,5 \text{ kW/m}^2$  ab, das entspricht einer Amplitude der Schwingungsgeschwindigkeit der Wasserteilchen von  $0.28 \text{ m/s}$  und somit einer Machzahl von  $1.85 \cdot 10^{-4}$ . Die Machzahl erreicht also nicht den Grenzwert nach Clay & Medwin (1977).

Im nichtlinearen Fall wird das Differentialgleichungssystem aus der Zustands-, Bewegungs- und Kontinuitätsgleichung durch die Riemann Methode gelöst. Sie basiert auf der nach der Taylor Reihe entwickelten Zustands-

gleichung (Gl. 2.4 und 2.5). Die relativ geringe akustische Machzahl erlaubt es hier noch, sich mit ausreichender Genauigkeit auf die quadratischen Glieder der Reihe zu beschränken

$$p \approx \kappa \cdot s + (B/2) \cdot s^2 \quad 2.12$$

Bei einer harmonischen Schwingung der Quelle liefert die Riemann Methode die exakte Lösung (Sutilov, 1984)

$$v(x, t) = v_{\max} \cdot \sin \left[ \omega \cdot \left( t - \frac{x}{c+v} \right) \right] \quad 2.13$$

Sie unterscheidet sich von einer Welle infinitesimaler Amplitude (Gl. 2.9) nur durch die Ausbreitungsgeschwindigkeit.  $c' = c + v \cdot c'$  ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Phase der Welle, die durch einen bestimmten Wert der Schwingungsgeschwindigkeit  $v$  charakterisiert wird. Differenziert man die Gleichung 2.12 nach der Dichte, so erhält man auf der Basis von Gleichung 2.8

$$c = \left( \frac{dp}{d\rho} \right)^{1/2} = \left( \frac{\kappa}{\rho_0} + \frac{B \cdot s}{\rho_0} \right)^{1/2} = c_0 \cdot \left( 1 + \frac{B}{2 \cdot \kappa} \cdot s \right) \quad 2.14$$

Mit  $s = v/c_0$  (Gl. 2.10) und  $\varepsilon_0 = (B/\kappa + 2)/2$ , dem Nichtlinearitätskoeffizient, erhält man folgenden Ausdruck für die Ausbreitungsgeschwindigkeit

$$c' = c_0 + \varepsilon_0 \cdot v \quad 2.15$$

Die Berücksichtigung des quadratischen Gliedes in der Zustandsgleichung führt somit zu einer Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit von der veränderlichen Größe  $v$ . Diese Abhängigkeit ist nur durch die elastische Nichtlinearität des Mediums bedingt.

In Abbildung 2.3 sind für eine harmonische Verteilung der Schwingungsgeschwindigkeit  $v$  die Änderungen der Ausbreitungsgeschwindigkeit längs der  $x$ -Achse dargestellt, wie sie durch die Gleichungen 2.13 und 2.15 beschrieben werden. Entsprechend dieser Gleichungen bewegt sich jeder Punkt des Profils, der durch die Schwingungsgeschwindigkeit  $v$  charakterisiert wird, längs der  $x$ -Achse mit einer unterschiedlichen lokalen Ausbreitungsgeschwindigkeit. Punkt 1 entspricht der maximalen Kompression mit der Geschwindigkeit  $c' = c_0 + \varepsilon_0 \cdot v_{\max}$  ( $c' > c_0$ ) und Punkt 3 der Phase maximaler Ausdehnung mit der minimalen Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c' = c_0 - \varepsilon_0 \cdot v_{\max}$  ( $c' < c_0$ ), während Punkt 2 der Phase der Nullkompression mit der Schallgeschwindigkeit infinitesimaler Amplitude entspricht.

Im Ausbreitungsprozeß werden in einem Koordinatensystem, das sich längs der  $x$ -Achse mit der Geschwindigkeit  $c_0$  bewegt, alle Punkte des

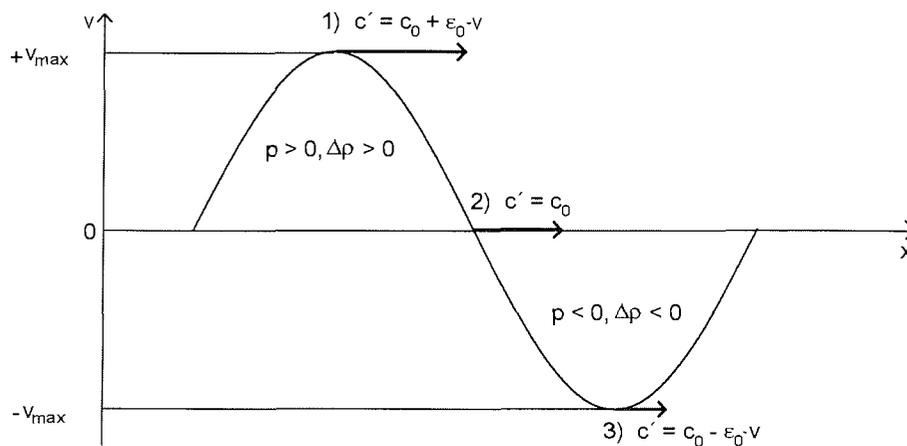


Abb. 2.3: Profil einer Welle mit harmonischen Verteilungen der Schwingungsgeschwindigkeit  $v$  längs der  $x$ -Achse und den lokalen Ausbreitungsgeschwindigkeiten nach Gleichung 2.13 und 2.15 (nach Sutilov, 1984).

Wellenprofile mit der Geschwindigkeit  $\pm \epsilon_0 \cdot v$  relativ zu den Knotenpunkten verschoben. Infolgedessen wird sich das Profil der Welle verzerren und nimmt im Grenzfall die Form eines Sägezahns vom Typ einer Stoßwelle an.

In der Lösung nach der Riemann Methode wird die innere Reibung nicht berücksichtigt. Bei der Verzerrung Welle infolge nichtlinearer Effekte wächst aber der Geschwindigkeitsgradient an ihrer Vorderfront. Die dadurch stark anwachsenden viskosen Verluste verzögern die Verzerrung der Wellenform. Im weiteren Verlauf des Ausbreitungsprozesses glätten die dissipativen Prozesse den Druckgradienten und verringern damit die Verzerrung bis die Welle wieder nahezu ihre Ausgangsform besitzt.

Zu den nichtlinearen Effekten, die sich als Folge der Wellenverzerrung einstellen, gehören unter anderem Änderungen der spektralen Zusammensetzung der Welle im Ausbreitungsprozeß sowie die nichtlineare Wechselwirkung von Ultraschallbündeln.

Nachdem der Ausbreitungsprozeß einer Welle finiter Amplitude dargestellt wurde, soll nachfolgend nun ein einfaches System diskutiert werden, das die Verzerrung einer Welle infolge nichtlinearer Effekte wiedergibt und das auf die nichtlineare Wechselwirkung zweier Wellen finiter Amplitude, also den parametrischen Effekt, übertragbar ist (Feynman et al., 1971). In diesem System sei die strikte Proportionalität der Reaktion  $x_{\text{aus}}$  auf eine Kraft  $x_{\text{ein}}$  (Hooke'sche Gesetz) gestört

$$x_{\text{aus}}(t) = L \cdot [x_{\text{ein}}(t) + \epsilon \cdot x_{\text{ein}}^2(t)] \quad 2.16$$

Dies entspricht der Taylor Reihen Entwicklung der Zustandsfunktion bis zur zweiten Ordnung. L ist eine von t und  $x_{\text{ein}}$  unabhängige Konstante. Sei  $x_{\text{ein}}(t) = \cos(\omega \cdot t)$ , so folgt für  $x_{\text{aus}}(t)$  unter Verwendung der Beziehung  $\cos^2(\omega \cdot t) = \frac{1}{2} \cdot [1 - \cos(2 \cdot \omega \cdot t)]$

$$x_{\text{aus}} = L \cdot [\cos(\omega \cdot t) + \varepsilon / 2 - \varepsilon / 2 \cdot (\cos(2 \cdot \omega \cdot t))] \quad 2.17$$

|— T1 —| |T2| |— T3 —|

Term T1 entspricht der Grundfrequenz, Term T2 einer Verschiebung des Mittelwertes (Gleichrichtung) und Term T3 der ersten Harmonischen (1. Oberschwingung). Mit diesem einfachen System wird also die Verzerrung und die damit verbundene Änderung der spektralen Zusammensetzung einer Welle finiter Amplitude wiedergegeben.

Seien nun zwei Eingangssignale mit den Frequenzen  $\omega_1$  und  $\omega_2$  vorhanden  $x_{\text{ein}} = A \cdot \cos(\omega_1 \cdot t) + A^* \cdot \cos(\omega_2 \cdot t)$ , so existiert zusätzlich zu dem linearen Term (der L mal die Eingangsgröße beträgt) am Ausgang folgende Komponente

$$L \cdot \varepsilon \cdot [A^2 \cdot \cos^2(\omega_1 \cdot t) + A^{*2} \cdot \cos^2(\omega_2 \cdot t) + 2 \cdot A \cdot A^* \cdot \cos(\omega_1 \cdot t) \cdot \cos(\omega_2 \cdot t)] \quad 2.18$$

Die ersten beiden Terme entsprechen wieder einer Gleichrichtung und den ersten Oberschwingungen zu den jeweiligen Frequenzen. Der Mischterm entspricht für den Spezialfall,  $\omega_1 \gg \omega_2$ , einer Modulation

$$A \cdot A^* \cdot \cos(\omega_1 \cdot t) \cdot \cos(\omega_2 \cdot t) = C(t) \cdot \cos(\omega_1 \cdot t) \quad \text{mit} \quad C(t) = A \cdot A^* \cdot \cos(\omega_2 \cdot t) \quad 2.19$$

Die Amplitude von  $\cos(\omega_1 \cdot t)$  wird mit der Frequenz  $\omega_2$  moduliert. Der Mischterm kann alternativ geschrieben werden als

$$A \cdot A^* \cdot \cos(\omega_1 \cdot t) \cdot \cos(\omega_2 \cdot t) = \frac{A \cdot A^*}{2} \cdot [\cos(\omega_1 + \omega_2) \cdot t + \cos(\omega_1 - \omega_2) \cdot t] \quad 2.20$$

Es entstehen demnach zwei neue Signalanteile, die Summen- und die Differenzfrequenz. Mit Gleichung 2.19 und 2.20 hat man zwei verschiedene, aber gleichwertige Beschreibungen für den Spezialfall  $\omega_1 \gg \omega_2$ . Das System beschreibt aber auch dann die nichtlineare Wechselwirkung zweier Wellen korrekt, wenn, wie im parametrischen Fall,  $\omega_1 \approx \omega_2$  ist (Muir, 1989). Im Ausbreitungsprozeß der Wellen werden die Amplitude A durch A\* moduliert und in der Modulationszone Oberschwingungen sowie die Summen- und Differenzfrequenz gebildet. Der parametrische Effekt kann bei hydrokustischen Verfahren zu einer extrem gerichteten Abstrahlcharakteristik genutzt werden, ohne Nebenkeulen zu erzeugen (Abb. 2.4).

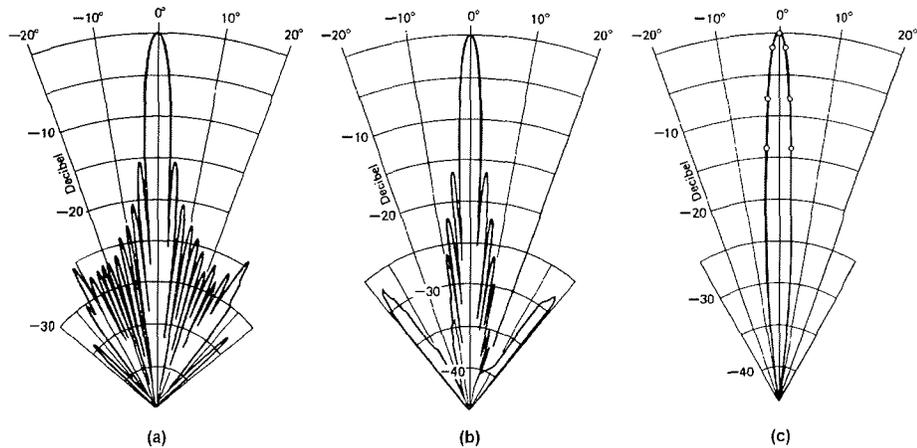


Abb. 2.4: Richtcharakteristik einer parametrischen Quelle mit den Primärfrequenzen 418 kHz (a) und 482 kHz (b) und der Differenzfrequenz 64 kHz (c) (aus Muir, 1974). Die Amplituden sind in dB relativ zum Maximum angegeben. Die Differenzfrequenz zeigt keine Nebenkeulen mit Amplituden größer -40 dB, während die Amplituden der Nebenkeulen in der Richtcharakteristik der Primärfrequenzen bis auf -15 dB anwachsen.

Dieser erhebliche Vorteil gegenüber konventionellen Echoloten wurde erstmals von Lighthill (1952) erkannt und von Westervelt (1963) und Berktaf (1965a, b) ausführlich diskutiert. Westervelt (1963) betrachtete das Problem der nicht-linearen Wechselwirkung von zwei ebenen, kollimierten und monochromatischen Primärwellen, die simultan von einem Schallwandler emittiert werden. Die Primärwellenwechselwirkung existiert dabei nur im Inneren einer Modulationszone, die durch die Absorption der Primärwellen begrenzt ist. Ihre Einheitsvolumina können als virtuelle Quellen der Summen- und Differenzfrequenz betrachtet und das resultierende Streufeld (Richtcharakteristik) in Fernfeld nach dem Prinzip von Huygens über das Kirchhoffintegral berechnet werden. Dieses Modell wird als "Parametric Array" oder "Virtual End-Fire Array" bezeichnet.

Die Richtcharakteristik  $D$  für eine parametrische Quelle muß nur für die Differenzfrequenz berechnet werden, da die Summenfrequenz keinen signifikanten Beitrag zur Druckamplitude im Fernfeld leistet (Muir & Blue, 1969)

$$D(\theta) = \left[ \alpha^2 / (\alpha^2 + k_d^2 \cdot \sin^4(\theta / 2)) \right] \quad 2.21$$

$k_d$  - Wellenzahl der Differenzfrequenz

Die Gleichung 2.21 besitzt nur ein Maximum, weshalb die Richtcharakteristik keine Nebenkeulen aufweist.

Ein Anwachsen der Bandbreite ist ein weiterer Vorteil, der sich durch die Anwendung des parametrischen Arrays ergibt. Die Primärfrequenzen der Quelle haben eine Bandbreite von  $\pm 5\%$ , in der sie sich ohne Energieänderung verschieben können. Die Differenzfrequenz besitzt die gleiche absolute Bandbreite. Wird beispielsweise die erste Primärfrequenz bei 18 kHz ( $\pm 5\% = 17.1 - 18.9$  kHz) und die zweite Primärfrequenz bei 22 kHz ( $\pm 5\% = 20.9 - 23.1$  kHz) abgestrahlt, so hat die Differenzfrequenz  $f_d$  von 4 kHz eine Bandbreite von  $\approx \pm 1$  kHz, entsprechend 25 % der Differenzfrequenz. Diese Bandbreite ist in diesem Frequenzbereich mit konventionellen Wandlern nicht erreichbar (Clay & Medwin, 1977).

Wie alle Systeme weist auch das parametrische Array einen Nachteil auf. Der Wirkungsgrad des Systems liegt bei weniger als 1 % der eingesetzten Gesamtleistung  $W$ . Der prozentuale Wirkungsgrad der Differenzkomponente berechnet sich nach Clay & Medwin (1977) aus

$$\% \text{ Wirkungsgrad} = \frac{\pi \cdot (1 + B/2 \cdot \kappa)^2 \cdot f_d^2 \cdot W}{2 \cdot \rho \cdot c_0^5 \cdot \theta_h^2} \cdot 100 \quad 2.22$$

Legt man die Kenndaten des Parasound Sedimentecholotes zugrunde,  $f_d = 4$  kHz,  $W = 70$  kW,  $\rho = 1025$  kg/m<sup>3</sup>,  $c_0 = 1521$  m/s,  $\theta_h = 2^\circ = 0.035$  rad, so ergibt sich ein theoretischer Wirkungsgrad von 0.2 %, entsprechend einer effektiven Leistung der Quelle von 140 Watt.

#### 2.4 Technische Konzeption des Parasound Echolotsystems

Das Parasound Sedimentecholot (STN Atlas Elektronik GmbH, Bremen) ist auf den Forschungsschiffen POLARSTERN, METEOR und SONNE fest installiert und kombiniert ein Tiefseevermessungsecholot (NBS, Narrow Beam System) zur Bestimmung der Wassertiefe mit einem Sedimentvermessungsecholot (SBP, Sub Bottom Profiler), das den parametrischen Effekt zur Erzeugung einer engen Abstrahlcharakteristik ausnutzt. Der Aufbau des Parasound Systems ist in Abbildung 2.5 skizziert.

Als Schallwandler dienen 128 piezokeramische Wandler, die auf einer rechteckigen Fläche von 0.9 x 1.2 m angeordnet sind. Die Wandler dienen sowohl als Quelle für das parametrische Signal als auch zum Empfang des Echosignals. Mit einer elektrischen Gesamtleistung von 70 kW werden die für den parametrischen Effekt notwendigen zwei Primärfrequenzen simultan angeregt. Während eine Primärfrequenz (Pilotfrequenz) von 18 kHz konstant abgestrahlt wird, kann die zweite Primärfrequenz in 0.5 kHz Schritten zwischen 20.5 und 23.5 kHz variiert werden. Entsprechend stellt sich eine Differenz-

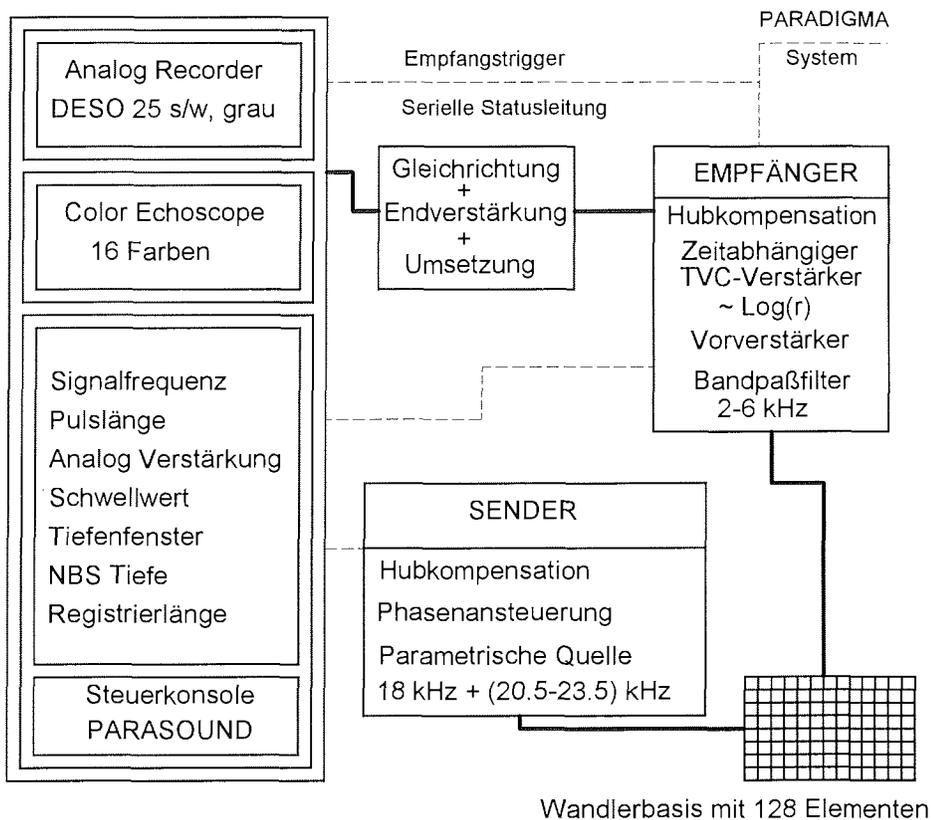


Abb. 2.5: Technische Konzeption und Gerätekomponenten der Parasound Anlage (nach Spieß, 1993).

frequenz (Nutzfrequenz) zwischen 2.5 und 5.5 kHz ein. Für eine typische Nutzfrequenz um 3.5 kHz, ergibt sich eine enge Abstrahlcharakteristik mit einem Öffnungswinkel um  $4^\circ$  (Gl. 2.21). Aufgrund dieses kleinen Öffnungswinkels können Reflexionselemente des Meeresbodens, die eine Neigung  $> 2^\circ$  aufweisen den Empfänger nicht mehr erreichen, da der Schall zur Seite reflektiert wird (Spieß, 1993). Diffuse Streuenergie wird aber weiterhin empfangen.

Meßfehler in der Laufzeitbestimmung der akustischen Welle, die durch die Schiffsbewegung bedingt sind, müssen kompensiert werden. Die Hubbewegung des Schiffes, die im Normalfall ein Vielfaches der Wellenlänge betragen kann, wird durch das eingebaute Hubkompensationssystem HECO-10 bis auf  $\sim 10$  cm korrigiert. Dazu errechnet das System eine Laufzeitkorrektur für Sende- und Empfangszeitpunkt auf ein konstantes Bezugsniveau.

Die hohe Richtwirkung des Systems benötigt im Gegensatz zu niederfrequenten Schallquellen größerer Streubreite zusätzlich eine Strahl-

stabilisierung, damit unabhängig von der Schiffsneigung die akustische Welle immer senkrecht nach unten gesendet wird. Wäre dies nicht der Fall, würde bei stärkeren Schiffsbewegungen das Signal zur Seite abgestrahlt und nur Streuenergie empfangen. Die Konzeption des Wandlers als Array ermöglicht die Strahlstabilisierung durch die unabhängige zeitliche Ansteuerung der 128 Einzelelemente. Aus der Kenntnis der Neigung des Schiffes von einem Kreiselschiff kann die Position der einzelnen Elemente relativ zu einer horizontalen Bezugsebene bestimmt und in Laufzeitdifferenzen umgerechnet werden. Bei entsprechend verzögerter oder vorverlegter Ansteuerung jedes Elementes (Phasenansteuerung) wird so eine ebene Welle parallel zur Flächennormalen der Bezugsebene abgestrahlt und die Roll- und Stampfbewegung des Schiffes kompensiert.

Neben den Nutzfrequenzen kann auch die Länge des Sendeimpulses der Parasound Anlage über die Zahl der Sinusschwingungen variiert werden. Mit längeren Sendeimpulsen wird aufgrund konstruktiver Interferenz eine erhöhte Eindringung in der Sedimentsäule erreicht (Rostek, 1991). Zur Optimierung der Eindringung können 1 bis 8 Sinusschwingungen gewählt werden.

Nach einer von der Laufzeit abhängigen logarithmischen Verstärkung, zur Kompensation der entfernungsabhängigen Amplitudenabnahme, werden die empfangenen Signale mit einem analogen Bandpaßfilter zwischen 2 und 6 kHz gefiltert. Die Darstellung der Seismogrammeinhüllenden erfolgt als schwellwertabhängige schwarz-weiß abgestufte Amplitudenverteilung auf dem Analogschreiber DESO 25 und farbig auf einen Farbbildschirm.

An einer Kontrollkonsole wird das Tiefenfenster eingeteilt, das die Verzögerung zwischen Sendezeitpunkt und dem Beginn der Seismogrammaufzeichnung definiert. Von diesem Zeitpunkt an erfolgt die Aufzeichnung und Darstellung der Seismogramme. Die Tiefe wird durch Multiplikation der Laufzeit mit einer Wasserschalldgeschwindigkeit von 1500 m/s berechnet.

Im Normalbetriebsmodus des Parasound Systems findet Signalerzeugung und die Registrierung der seismischen Echos als einfacher Zyklus (Triggerperiode) statt. Das Zeitintervall der Triggerperiode ist von der Wassertiefe und der Registriertiefe abhängig und muß größer als die doppelte Laufzeit sein, um alle Seismogramme vor dem Aussenden der nächsten Signalfolge vollständig zu registrieren. Die Bestimmung der Wassertiefe erfolgt in diesem Modus über die Laufzeit des gefilterten 18 kHz Signalanteils.

Die Überlappung der Echoflächen wird durch den von der Schiffsgeschwindigkeit abhängigen Sendeabstand und den Durchmesser der reflektierenden Fläche bestimmt. Um eine bessere laterale Auflösung mit zunehmender Wassertiefe zu erzielen, wird ab etwa 1000 m Wassertiefe vom Normalbetriebsmodus auf den Pilottonbetrieb umgeschaltet. In diesem Modus werden pro Triggerperiode eine Folge von Pulsen im Abstand von 400 ms

ausgesandt. Die Anzahl der aufeinanderfolgenden Pulse richtet sich nach der Wassertiefe und wird so berechnet, daß sie vor Ende der Triggerperiode alle wieder empfangen werden können. Zwischen Sendephase und Empfangsphase entsteht eine Datenlücke, die aber kleiner ist als im Normalbetriebsmodus. Damit das Parasound System eine optimale Pulsfolge berechnen kann, wird dem System eine maximal zu erwartende Wassertiefe, der sogenannte Tiefenbereich, vorgegeben. Dieser kann manuell zwischen 5000 m und 10000 m umgeschaltet werden. Eine ausführliche Diskussion der Betriebsmodi ist bei Spieß (1993) zu finden.

## **2.5 Digitale Aufzeichnung mit dem PARADIGMA System**

Zusätzlich zur analogen Aufzeichnung der echographischen Daten wurde auf dem Forschungsschiff POLARSTERN im November 1989 das neuentwickelte digitale Datenerfassungssystem PARADIGMA installiert und sukzessive weiterentwickelt (Spieß, 1993). Die Verfügbarkeit der digitalen Echogramme erlaubt die Archivierung, das seismische Prozessing von Einzelspuren und Profilschnitten sowie eine beliebig skalierbare graphische Ausgabe.

Die Digitalisierung der am Parasound System analog vorliegenden Echogramme erfolgt über eine multitaskingfähige Datenerfassungseinheit (Hewlett Packard 3852A) mit einem schnellen Digitalvoltmeter (100 kHz Abtastfrequenz). Die in der Datenerfassungseinheit temporär gespeicherten digitalen Seismogramme werden über ein HPIB-Interface (IEEE488) auf der Festplatte eines Personalcomputers (80386/87) zwischengespeichert und bei Erreichen der Kapazitätsgrenze der Festplatte auf einem 1/2 Zoll Magnetband archiviert. Neben der Steuerung des Digitalisierungsprozesses werden vom Programmpaket PARADIGMA die Navigationsdaten von der Bordnavigationsanlage (INDAS) und sämtliche Steuerungsparameter des Parasound Systems übernommen und im Seismogrammheader integriert, um das spätere seismische Prozessing von Einzelspuren und Profilschnitten ohne weitere Bearbeitungsschritte zu ermöglichen. Zur Kontrolle werden die Steuerungsparameter und Navigationsdaten mit einem Drucker protokolliert sowie zusammen mit den Seismogrammen auf einem Monitor on line dargestellt.

### 3 MESSUNGEN SEDIMENTPHYSIKALISCHER PARAMETER

#### 3.1 Bestimmung der Porosität und Naßdichte aus dem spezifischen elektrischen Widerstand

Messungen des spezifischen elektrischen Widerstandes bieten aufgrund der empirischen funktionalen Abhängigkeit von der Porosität die Möglichkeit, relativ schnell und stratigraphisch hochauflösend Informationen über den Porenraum im Sediment zu gewinnen (Gerland et al., 1993). Da der Porenraumanteil zusammen mit der Korndichte konstitutiv die Naßdichte des Sediments bestimmt, ist unter Verwendung einer angemessenen Korndichte zusätzlich die Naßdichte berechenbar. Porosität und Naßdichte sind wichtige Parameter für die Charakterisierung von Sedimenten, zum Beispiel bei der Analyse von Sedimentationsprozessen oder diagenetischen Vorgängen.

In diesem Kapitel werden nach Erläuterungen zu den theoretischen Grundlagen das Meßprinzip hochauflösender elektrischer Widerstandsmessungen an Sedimenten vorgestellt sowie die Ergebnisse im Vergleich mit der klassischen Wägemethode diskutiert.

##### 3.1.1 Allgemeine Grundlagen

Der spezifische elektrische Widerstand  $r$  ist definiert als das Produkt aus dem elektrischen Widerstand und den geometrischen Abmessungen eines Leiters

$$r = R \cdot Q \cdot l^{-1} \quad 3.1$$

$R$  - Ohmscher Widerstand  
 $Q$  - Querschnitt des Leiters  
 $l$  - Länge des Leiters

Der spezifische elektrische Widerstand  $r$  und die Dielektrizitätszahl  $\epsilon$  bestimmen die Stromdichte  $\mathbf{j}$  und den Verschiebungsstrom  $\mathbf{D}$ , die in einem Medium durch eine elektrische Feldstärke  $\mathbf{E}$  hervorgerufen werden

$$\mathbf{j} = \mathbf{E} / r \text{ und } \mathbf{D} = \epsilon_0 \cdot \epsilon_r \cdot \mathbf{E} \quad 3.2$$

Dabei ist  $\epsilon_0$  die Dielektrizitätskonstante des Vakuums und  $\epsilon_r$  die relative Dielektrizitätskonstante. Ein angelegtes elektrisches Wechselfeld führt sowohl zu einem Leitungsstrom als auch zu einem Verschiebungsstrom. Dies erfordert die Einführung eines komplexen elektrischen Widerstandes  $r_k$

$$r_k = r' + ir'' \quad 3.3$$

In diesem Kapitel wird eine Niederfrequenzmeßmethode vorgestellt, die auf quasi stationären Vorgängen beruht. Die Verschiebungsstromdichte kann

dabei gegenüber der Leitungsstromdichte und Induktionsvorgängen vernachlässigt werden (Militzer & Weber, 1985), so daß unter dem spezifischen elektrischen Widerstand hier immer der Realteil zu verstehen ist.

Aufgrund der relativ hohen spezifischen elektrischen Widerstände der meisten Minerale dominiert in marinen Sedimenten der elektrolytische Leitfähigkeitsanteil gegenüber dem elektronischen. Der spezifische elektrische Widerstand wäßriger Lösungen  $r_w$  hängt vor allem von der Art und Konzentration des gelösten Elektrolyten und von Temperatur und Druck ab. Nach Kohlrausch (1955) läßt sich allgemein folgende Proportionalität angeben

$$r_w \approx C \cdot \alpha_{\text{diss}} \cdot (u + v) \quad 3.4$$

Dabei bezeichnen C die Konzentration des Elektrolyten,  $\alpha_{\text{diss}}$  den Dissoziationsgrad und u, v die Ionenwanderungsgeschwindigkeiten. Die Temperaturabhängigkeit wird in der Regel empirisch in der Form

$$r_w(T) = r_{w(293\text{K})} \cdot [a \cdot \Delta T + b \cdot (\Delta T)^2]^{-1} \quad 3.5$$

erfaßt.  $r_w(T)$  ist der spezifische elektrische Widerstand bei der Temperatur T (in Kelvin),  $r_{w(293\text{K})}$  der spezifische elektrische Widerstand bei der Bezugstemperatur 293 K und  $\Delta T$  die Differenz zwischen beiden Temperaturen. Die Koeffizienten a und b sind von der Zusammensetzung des Elektrolyten abhängig.

### 3.1.2 Der spezifische elektrische Widerstand mariner Sedimente

Marine Sedimente sind poröse, wassergesättigte Gesteine mit einer meist im Vergleich zur Leitfähigkeit des Porenfluids vernachlässigbaren Leitfähigkeit der Matrixsubstanzen. Allerdings führt ein hoher Tonanteil durch seine elektrochemischen Eigenschaften zu einem zusätzlichen, signifikanten Leitfähigkeitsanteil der Matrix, der Oberflächenleitfähigkeit.

Tonminerale bilden aufgrund ihrer Kristallstruktur elektrische Doppelschichten, die aus den Kationen der im Porenwasser enthaltenen Salze aufgebaut sind. Dieser Kationenüberschuß an der Oberfläche der Tonminerale liefert einen zum Tongehalt proportionalen zusätzlichen Leitfähigkeitsbeitrag, der sich um so stärker bemerkbar macht, je geringer die Leitfähigkeit des Porenwassers selbst ist (Winsauer & McCardell, 1953; Schön, 1983). Einen Überblick über die elektrischen Eigenschaften kohäsiver Sedimente (Ton-Wasser Elektrolytsysteme) gibt Raudkivi (1982). Auf der Basis detaillierter Untersuchungen einer Reihe von Autoren (Wyllie & Gregory, 1953; Wyllie & Southwick, 1954; Waxman & Smits, 1968; Clavier et al., 1977; Bussian, 1983) wurden Modelle erstellt, die solche Leitfähigkeitsanteile der Gesteinsmatrix berücksichtigen. Sie gelten für Sande mit Porositäten bis zu 40 % und nur

geringen Konzentrationen an Elektrolyten im Porenwasser. Marine Sedimente weisen jedoch eine hohe Konzentration an gelöstem NaCl in der Porenlösung auf. Diese hohe Elektrolytkonzentration verringert den relativen Kationenüberschuß, und der Oberflächenleitfähigkeitsanteil wird vernachlässigbar klein gegenüber dem der Porenlösung (Schopper, 1982).

### 3.1.3 Das Gesetz von Archie

Unter den in Kapitel 3.1.2 gemachten Annahmen formulierte Archie (1942) für vollständig wassergesättigte Gesteine eine empirische Beziehung zwischen Porosität  $\phi$  und spezifischem elektrischem Widerstand

$$\frac{r_s}{r_w} = F = \phi^{-m} \quad 3.6$$

- $r_s$  - spezifischer elektrischer Widerstand des Gesteins
- $F$  - Formationsfaktor
- $\phi$  - Porosität als Bruchteil des Gesamtvolumens
- $m$  - Zementationsexponent

Der Formationsfaktor ist abhängig von der inneren geometrischen Struktur des Gesteins. Die Bezeichnung Formationsfaktor wird für alle Widerstandseigenschaften des Gesteins gegenüber Transportprozessen im Porenraum (Diffusionsvorgänge) verwendet, die proportional sind zum Verhältnis Querschnittsfläche/Länge der zur Verfügung stehenden Bahnen (Schopper, 1982). Der Zementationsfaktor  $m$  wächst mit zunehmender Packungsdichte und Kompaktion der Gesteine und ist eine Größe, die nicht direkt gemessen werden kann.

Um eine bessere Anpassung der empirischen Relation an gemessene elektrische Widerstände zu erhalten, wurde die Archie Gleichung unter anderem von Winsauer et al. (1952) modifiziert

$$F = a \cdot \phi^{-m} \quad 3.7$$

Die sogenannte "zweite Gleichung von Archie" berücksichtigt einen nur teilweise gefüllten Porenraum mit Hilfe der Wassersättigung  $S_w$  des Gesteins

$$r_s = r_w \cdot a \cdot \phi^{-m} \cdot S_w^{-n} \quad 3.8$$

- $n$  - Sättigungsexponent

Als Sättigungsexponent wird häufig ein Wert von 2 angegeben (Schlumberger, 1972). Für Widerstandsmessungen an marinen Sedimenten kann für die ersten Meter der Sedimentsäule von einer vollständigen Wassersättigung ausgegangen werden ( $S_w = 1$ ).

Für siltigen, diatomeenreichen Ton bis siltigen Sand in unkonsolidierten marinen Sedimenten aus der Bering See wurde von Boyce (1968) die folgende Relation abgeleitet

$$F = 1,3 \cdot \phi^{-1,45} \quad 3.9$$

Diese empirische Beziehung ist nach Kim & Manghnani (1992) universell auf unkonsolidierte, hochporöse marine Ablagerungen anwendbar, so auch auf karbonatreiche Sedimente. Dementsprechend wurden die Porositätswerte in dieser Arbeit nach Boyce (1968) berechnet.

Die Modellierung der elektrischen Eigenschaften von Sedimenten führte auch zu befriedigenden theoretischen Grundlagen bezüglich  $m$  und  $a$  (Sheng, 1991).

### 3.1.4 Naßdichte mariner Sedimente

Ziel der elektrischen Widerstandsmessungen ist sowohl die Bestimmung der Porosität als auch die Berechnung der Naßdichte. Die Dichte  $\rho$  ist als Quotient von Masse  $m$  und Volumen  $V$  definiert  $\rho = m \cdot V^{-1}$ . Demnach ergibt sich (Boyce, 1976) für die Naßdichte  $\rho_{na\beta}$  vollständig wassergesättigter mariner Sedimente

$$\rho_{na\beta} = \rho_w \cdot \phi + (1 - \phi) \cdot \rho_s \quad 3.10$$

$\rho_w$  - Dichte der Porenlösung

$\rho_s$  - Korndichte des Sediments (Matrixdichte)

Die Korndichte des Sediments muß je nach Sedimentzusammensetzung gewählt werden (Tabelle 3.1).

Tabelle 3.1: Korndichten verschiedener Minerale nach Serra et al. (1984).

Mineral	Korndichte (kg/m <sup>3</sup> )
Opal	2100 - 2300
Quarz	2650
Kalzit	2710
Ton	2900

Für diese Arbeit wurde entsprechend des terrigenen Ursprungs der Sedimente der östlichen Arktis eine mittlere Korndichte von 2670 kg/m<sup>3</sup> (Morgan, 1969; Boyce, 1976) und eine Dichte der Porenlösung von 1024 kg/m<sup>3</sup> (T = 20° C) gewählt.

### 3.2 Meßprinzip des elektrischen Widerstandes

Die elektrischen Widerstandsmessungen wurden mit einer miniaturisierten Wenner Anordnung durchgeführt, wie sie bei Andrews & Bennett (1981) beschrieben und schematisch in Abbildung 3.1 dargestellt ist. Sie besteht aus vier äquidistant (4 mm) angeordneten Platinelektroden (Durchmesser 0.6 mm). Die Elektroden sind in einem Polyvinylchloridstab eingelassen (200 x 16 x 2.1 mm), der in eine Keilform ausläuft, um die Eindringung in das Sediment zu erleichtern.

Über die äußeren Elektroden wird ein Rechteckwechselstrom (168 Hz) von 0.5 mA eingespeist, um Polarisierungseffekte zu minimieren. Zwischen den beiden inneren Potentialelektroden erfolgt der Abgriff der Spannungsänderung, den der Widerstand des Sediments hervorruft. Nach zehnfacher Verstärkung mit einem Differentialverstärker wird die alternierende Spannung gleichgerichtet. Sie ist direkt proportional zum elektrischen Widerstand des Sediments. Dieser muß als gemittelter Widerstand interpretiert werden, da über das gesamte, vom elektrischen Feld erfaßte Volumen integriert wird. Die Elektronik ist im wesentlichen baugleich mit der von Andrews & Bennett (1981). Eine Schaltplan des Gerätes wurde von R. Groenewegen NIOZ, Texel zur Verfügung gestellt.

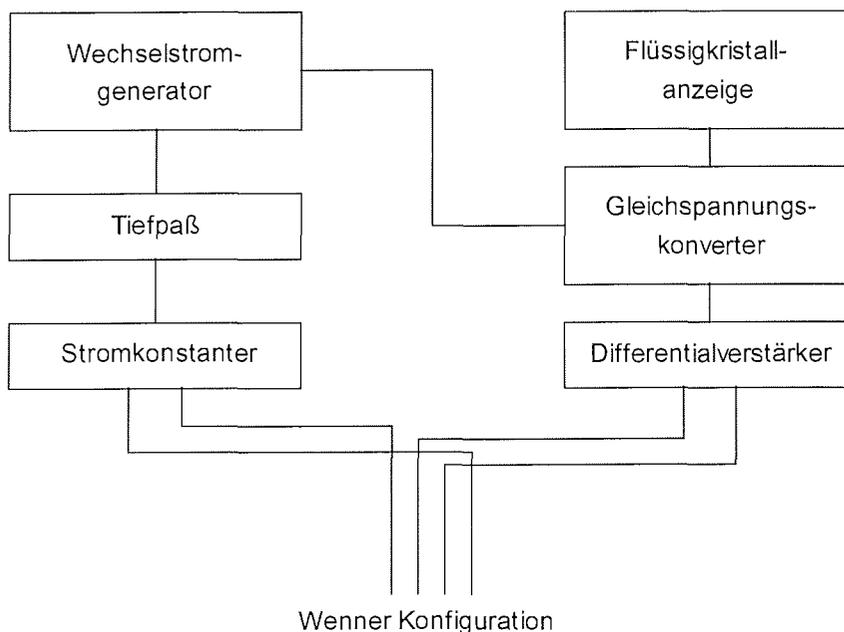


Abb. 3.1: Blockdiagramm der Meßelektronik und der Wenner Anordnung zur Messung des elektrischen Widerstandes.

Der elektrische Widerstand der Porenlösung  $R_w$  ist temperatur- und konzentrationsabhängig. Änderungen der Salinität und somit des für den elektrischen Widerstand bestimmenden Elektrolytanteils im Porenwasser sind in arktischen Sedimenten nicht nachweisbar (Jan Backman, pers. Mitt.). Die Salinität der Porenlösung ist mit der des Seewassers identisch. Für die elektrische Widerstandsbestimmung der Porenlösung ist daher nur eine Temperaturkorrektur anzubringen, die experimentell nach der Methode von Manheim & Waterman (1974) bestimmt wurde. Der elektrische Widerstand des Seewassers (Salinität 34,5 ‰) wird als Funktion der Temperatur aufgetragen und gemäß Siedler & Peters (1982) mit einem Polynom vierter Ordnung approximiert (Abb. 3.2).

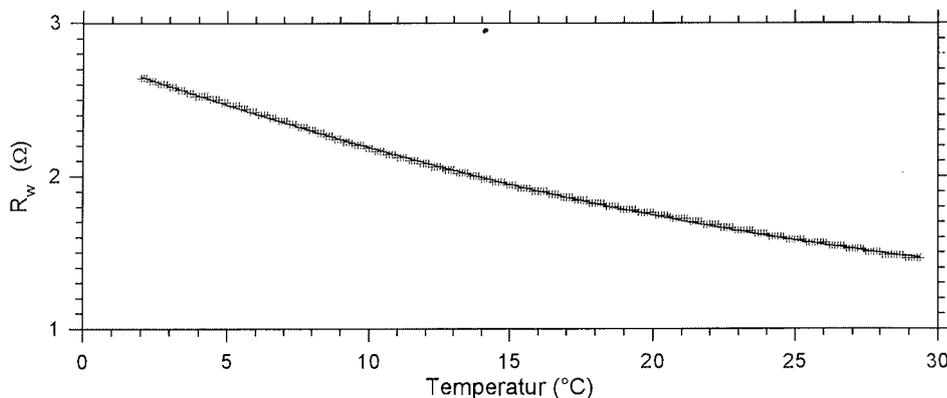


Abb. 3.2: Elektrischer Widerstand von Seewasser (Salinität 34,5 ‰) als Funktion der Temperatur.

Der elektrische Widerstand der Sedimente wurde mit der Elektrodenanordnung parallel zur Kernachse und damit senkrecht zur Schichtung sowohl an geöffneten Kastenlotkernen als auch an Kolbenlothalschalen gemessen. Gleichzeitig ist die Temperatur örtlich etwas versetzt mit einem externen Meßsystem bestimmt worden.

Um einen repräsentativen Widerstandswert des Sediments zu ermitteln und die Reproduzierbarkeit der Messungen überprüfen zu können, wurden in jeder Kerntiefe zwei bis drei Messungen vorgenommen. Danach sind die Elektrode und der Temperaturfühler gesäubert und um etwa fünf Zentimeter entlang der Kernachse versetzt worden. Messungen an erkennbaren Grenzschichten zwischen lithologischen Einheiten wurden vermieden.

### 3.3 Fehlerabschätzung

Die Ergebnisse der neuen Meßmethode zur indirekten Bestimmung der Porosität und Naßdichte mariner Sedimente wurden systematisch mit Daten der Wägemethode verglichen. Aus der direkten Messung von Trockengewicht  $M_t$  (in g) und Gesamtvolumen  $V$  (in  $\text{cm}^3$ ) der Probe wird mit dieser geologischen Standardmethode die Porosität berechnet (Kassens, 1990)

$$\phi = \frac{e}{1+e} \cdot 100 \text{ (\%)} \quad 3.11$$

$e$  ist die Porenziffer (in  $\text{g/cm}^3$ ) und wird wie folgt bestimmt

$$e = \frac{\rho_s \cdot \rho_w \cdot V}{M_t}$$

Für die Korndichte  $\rho_s$  und die Dichte der Porenlösung  $\rho_w$  wurden die gleichen Konstanten gewählt, wie bei der Berechnung der Naßdichte aus den elektrischen Widerstandsmessungen (Gl. 3.10),  $\rho_s = 2.67 \text{ g/cm}^3$  und  $\rho_w = 1.024 \text{ g/cm}^3$ .

Nachfolgend werden zunächst exemplarisch die Ergebnisse des Kastenlotes PS 2178-5 KAL aus dem Makarov Becken analysiert (Abb. 3.3). Weitere vier Kerne (PS 2185-6 KAL, PS 2187-4 KAL, PS 2200-5 KAL und PS 2212-3 KAL) stehen für detaillierte Vergleiche zur Verfügung (Abb. 3.4 bis 3.7). Diese aus unterschiedlichen Bereichen des östlichen Arktischen Ozeans stammenden Kerne werden in ihrer Gesamtheit zur Beurteilung der elektrischen Widerstandsmethode herangezogen.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß Ursachen möglicher Fehlerquellen hier zwar nur anhand der Porositätswerte erläutert werden, diese generell aber auch auf die Naßdichten zu beziehen sind.

Die Proben für die Standardmethode wurden in Abständen zwischen 5 oder 10 cm aus Unterkernen der Kastenlotkerne gezogen, während die elektrischen Widerstandsmessungen direkt am Kastenlotkern in Abständen von 5 cm erfolgten. In die Diskussion der Differenzen zwischen beiden Meßmethoden werden nur Wertepaare aus übereinstimmenden Kerntiefen einbezogen, in den Abbildungen sind jedoch jeweils alle Meßwerte dargestellt. Bei der Berechnung von Differenzen  $\phi_{\text{Diff}}$  wurden die Werte der Standardmethode stets als Minuend verwendet.



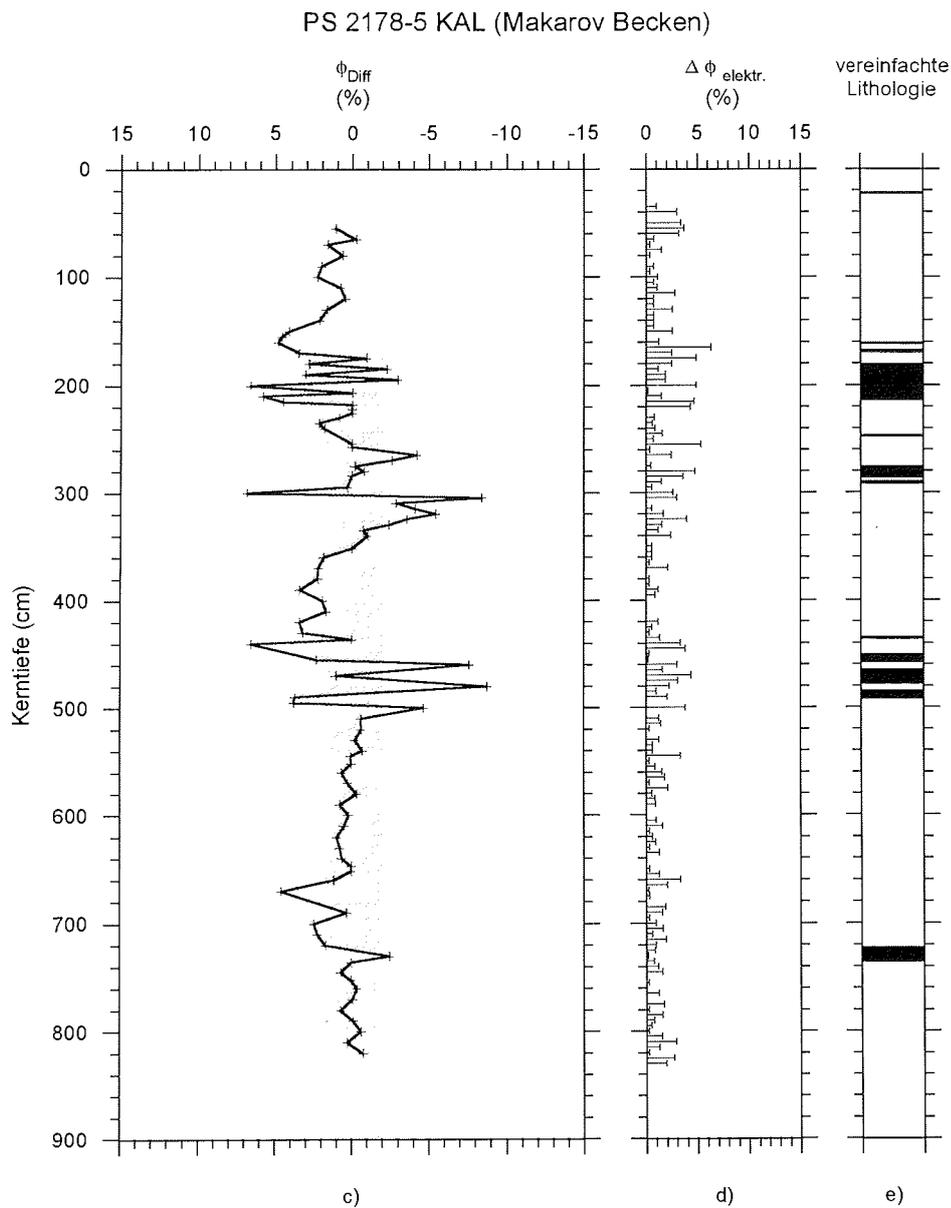


Abb. 3.3: Fortsetzung c) Differenz zwischen den Porositäten nach der Standardmethode und aus elektrischen Widerstandsmessungen. Grauschattiert: Standardabweichung der mittleren Differenz.

d) Maximale Differenz mehrerer Einzelmessungen der Porosität nach der elektrischen Widerstandsmethode in einer Kerntiefe.

e) Vereinfachte Lithologie.

Zu den Abweichungen zwischen beiden Meßmethoden tragen unterschiedliche Ursachen bei. Die elektrischen Widerstandsmessungen wurden direkt nach dem Öffnen des Kastenlotes ausgeführt, so daß eine Beeinträchtigung der Sedimentstrukturen durch starke Vibrationen des Schiffes von geringer Bedeutung sind. Die Probennahme und Messungen nach der Standardmethode erfolgten dagegen häufig erst einige Tage später. Relativ gravierende Differenzen zwischen Messungen nach der Standardmethode und der elektrischen Widerstandsmethode entstanden offensichtlich durch nicht identische Tiefenpositionen der Meßpunkte, die insbesondere daraus resultierten, daß für die Messungen nach der Standardmethode Unterkern aus den Kastenloten entnommen wurden. So dürften die auffallend großen Unterschiede an abrupten Lithologiewechseln in erster Linie auf solche Fehlerquellen zurückzuführen sein (Abb. 3.3 bis 3.7). Außerdem können in siltigen und sandigen Lagen Drainageeffekte bei beiden Meßmethoden eine Rolle spielen.

In den Abbildungen 3.3d und 3.4b bis 3.7b wird die Variabilität der elektrischen Widerstandsmessungen als maximalen Differenz mehrerer Einzelmessungen pro Kerntiefe  $\Delta\phi_{\text{elektr.}}$  dargestellt. Zwar ist die Anzahl von 2 - 3 Meßwerten für die Angabe eines statistischen Fehlers pro Meßposition zu klein, doch kann für die maximalen Differenzen der fünf Kerne ein Mittelwert für alle Meßwerte angegeben werden. Er ist ein Maß für die Genauigkeit der aus den elektrischen Widerstandsmessungen bestimmten Porositäten (Tabelle 3.2). Für die Differenzen zwischen den Porositäten nach der Standardmethode und aus den elektrischen Widerstandsmessungen abgeleiteten Porositäten kann eine einfache Standardabweichung vom Mittelwert der fünf Kerne bestimmt werden (Tabelle 3.3), dabei werden zwei Differenzwertepaare des Kerns PS 2187-4 KAL (22 % und 23 %), die eindeutig auf nicht identische Tiefenpositionen der Meßpunkte zurückzuführen sind, nicht berücksichtigt.

Tabelle 3.2: Mittelwerte der maximalen Differenz der Porosität nach der elektrischen Widerstandsmethode für die fünf Kastenlotkerne sowie für alle Datenpaare in Porositätsintervalle von 5 %.

Kernnummer	PS 2178-5	PS 2185-6	PS 2187-4	PS 2200-5	PS 2212-3	Gesamt		
$\Delta\phi_{\text{elektr.}}$ (%)	2	2	2	2	2	2		
alle Datenpaare								
Porositätsintervall (%)	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	60 - 65	65 - 70	70 - 75	75 - 80
$\Delta\phi_{\text{elektr.}}$ (%)	2	2	2	2	2	2	2	2

PS 2185-6 KAL (Lomonosov Rücken)

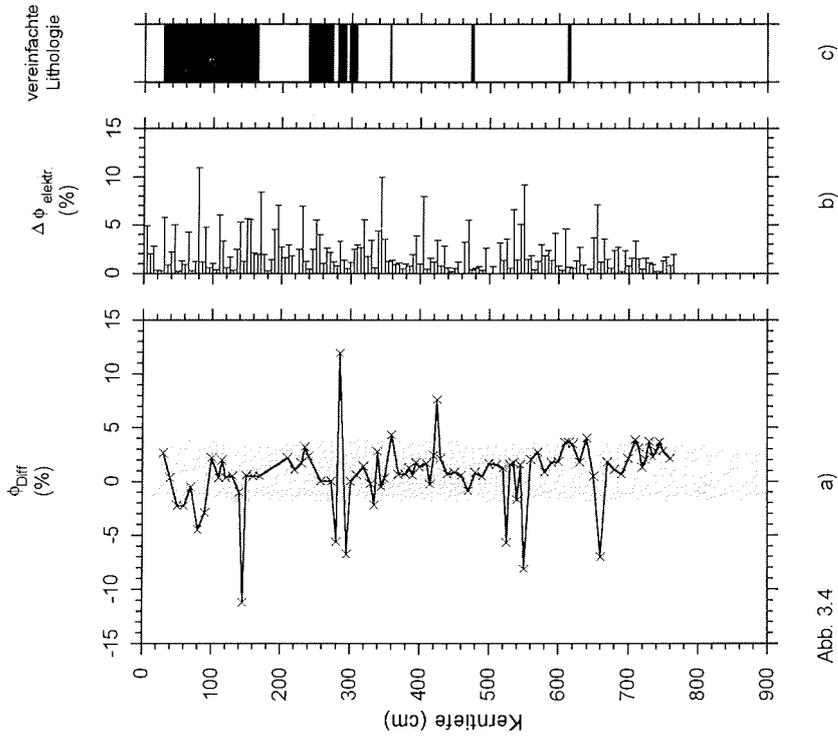


Abb. 3.4

PS 2187-4 KAL (Lomonosov Rücken)

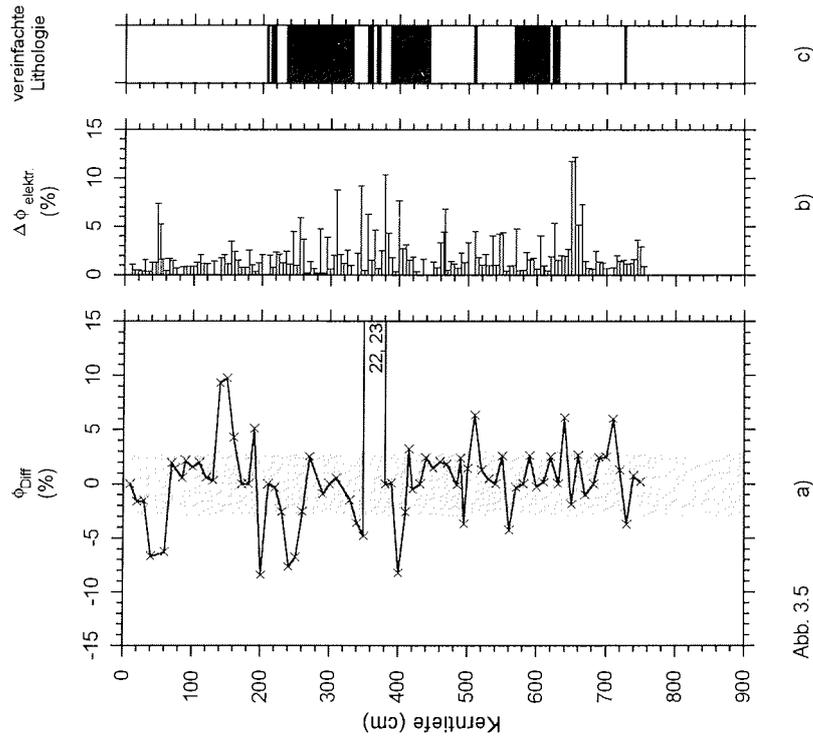


Abb. 3.5

PS 2200-5 KAL (Morris Jesup Schwelle)

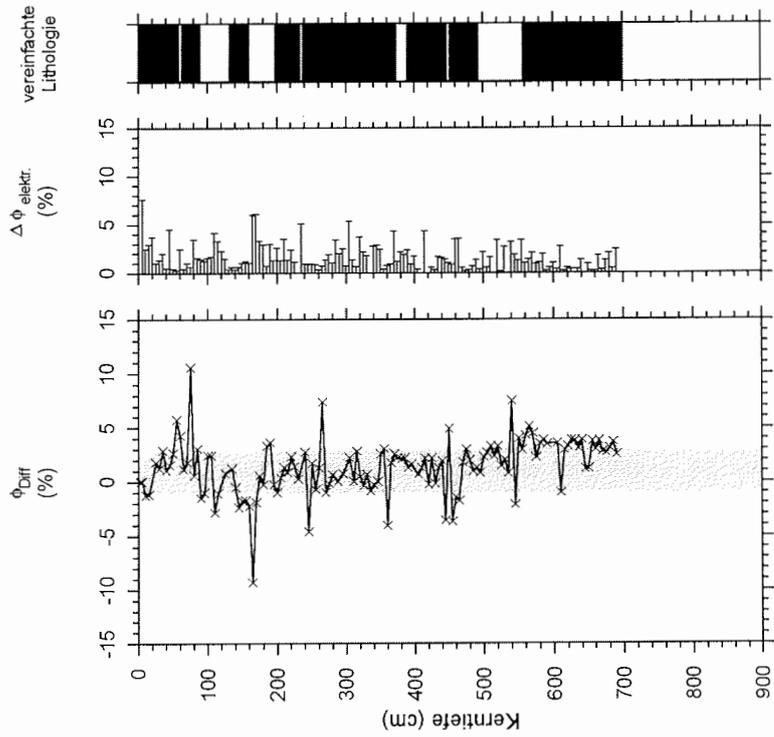


Abb. 3.6

PS 2212-3 KAL (Yermak Plateau)

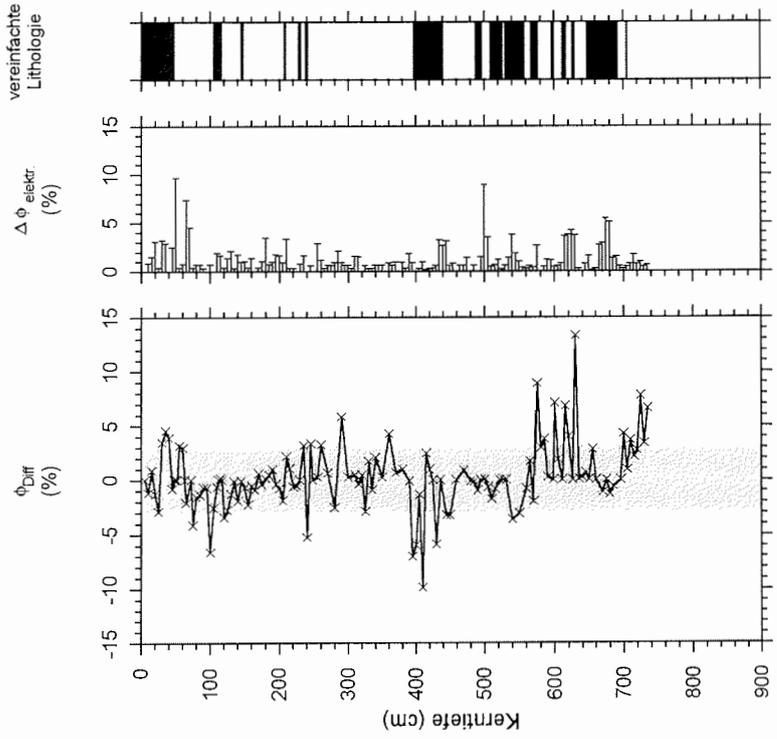


Abb. 3.7

Die Mittelwerte für die maximalen Differenzen der Porositäten nach der elektrischen Widerstandsmethode sind für die einzelnen Kerne wie für die Gesamtheit aller Porositätswerte gleich. Die Genauigkeit der aus den elektrischen Widerstandsmessungen abgeleiteten Porositäten kann deshalb mit etwa 2 % angegeben werden. Abbildung 3.8 zeigt die maximalen Differenzen der Porositäten in einem Überblick.

Tabelle 3.2 ist zu entnehmen, daß die Standardabweichungen der in Porositätsintervalle von 5 % gemittelten maximalen Differenzen einheitlich 2 % betragen. In dem Porositätsintervall von 80 bis 85 % lagen nur 4 Datenpaare vor, so daß für dieses Intervall keine Standardabweichung berechnet wurde. Es sind somit keine systematischen Unterschiede in den Porositätsintervallen festzustellen. Drainageeffekte spielen offensichtlich eine untergeordnete Rolle. Die Streuung der Datenpaare in Abbildung 3.8 ist eher auf unterschiedliche Ankopplungen der Elektrode an die Sedimente sowie auf geringfügige Variationen der Lithologie pro Meßposition zurückzuführen.

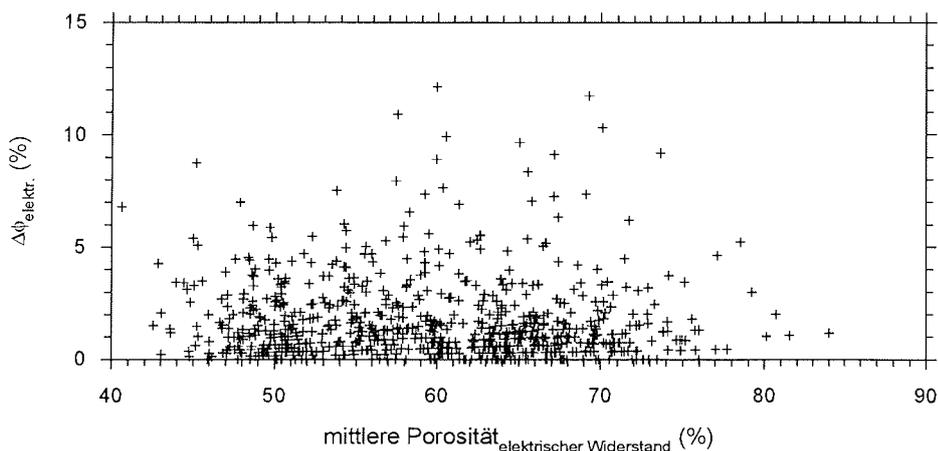


Abb. 3.8: Maximale Differenz mehrerer Einzelmessungen der Porosität nach der elektrischen Widerstandsmethode in einer Kerntiefe als Funktion der Mittelwerte der Porosität für alle Datenpaare.

Abb. 3.4 - 3.7: a) Differenz zwischen den Porositäten nach der Standardmethode und aus elektrischen Widerstandsmessung an den Kernen PS 2185-6 KAL, PS 2187-4 KAL, PS 2200-5 KAL und PS 2212-3 KAL. Grauschattiert: Standardabweichung der mittleren Differenz.

b) Maximale Differenz mehrerer Einzelmessungen der Porosität nach der elektrischen Widerstandsmethode in einer Kerntiefe an den Kernen PS 2185-6 KAL, PS 2187-4 KAL, PS 2200-5 KAL und PS 2212-3 KAL.

c) Vereinfachte Lithologie.

Tabelle 3.3: Mittelwerte und Standardabweichungen für die Differenzen zwischen den Porositäten beider Meßmethoden der fünf Kastenlotkerne sowie für alle Datenpaare in Porositätsintervalle von 5 %.

Kernnummer	PS 2178-5	PS 2185-6	PS 2187-4	PS 2200-5	PS 2212-3	Gesamt		
$\phi_{\text{Diff}}$ (%)	-1 ± 3	1 ± 3	0 ± 3	1 ± 2	0 ± 3	0 ± 3		
alle Datenpaare								
Porositätsintervall (%)	40 - 45	45 - 50	50 - 55	55 - 60	60 - 65	65 - 70	70 - 75	75 - 80
$\phi_{\text{Diff}}$ (%)	-1 ± 3	0 ± 2	1 ± 3	0 ± 3	1 ± 3	0 ± 2	0 ± 3	0 ± 4

Der Mittelwert und die Standardabweichung der Differenz zwischen den Porositäten beider Meßmethoden liegt für die einzelnen Kerne zwischen - 1 ± 3 % und + 1 ± 3 %, und für alle fünf Kerne bei 0 ± 3 % (Tabelle 3.3). Die gegenüber dem Mittelwert der maximalen Differenz der Porosität nach der elektrischen Widerstandsmethode geringfügig größere Standardabweichung ist sicherlich einerseits auf eine erhöhte Streuung der Wertepaare, die aus nicht identischen Tiefenpositionen der Meßpunkte beider Meßmethoden resultieren, zurückzuführen, andererseits aber auch auf die bis auf 2 % genau bestimmbaren Porositäten nach der elektrischen Widerstandsmethode. Zwar zeigt die Regression über alle Datenpaare einen leichten Trend (Abb. 3.9), dieser wird aber mit der Genauigkeit der aus den elektrischen Widerstandsmessungen abgeleiteten Porositäten vollständig erfaßt und ist somit nicht signifikant.

Die in Tabelle 3.3 aufgelisteten Mittelwerte und Standardabweichungen für die in Porositätsintervalle von 5 % gemittelten Differenzen zwischen beiden Meßmethoden lassen auf keine systematischen Unterschiede schließen. Variationen der Korndichte sind daher nicht zu erkennen. Zwar ist im Porositätsintervall zwischen 40 und 45 % der Mittelwert negativ, hier lagen allerdings nur sieben Datenpaare vor, so daß der Mittelwert in diesem Intervall nur bedingt repräsentativ ist.

Der nach Boyce (1968) gewählte Koeffizient  $a = 1.3$  und Exponent  $m = 1.45$  für die Archie Gleichung (Gl. 3.9) zur Berechnung der Porosität aus den elektrischen Widerstandsmessungen liefert daher eine gute Anpassung an die nach der Standardmethode berechneten Porositäten.

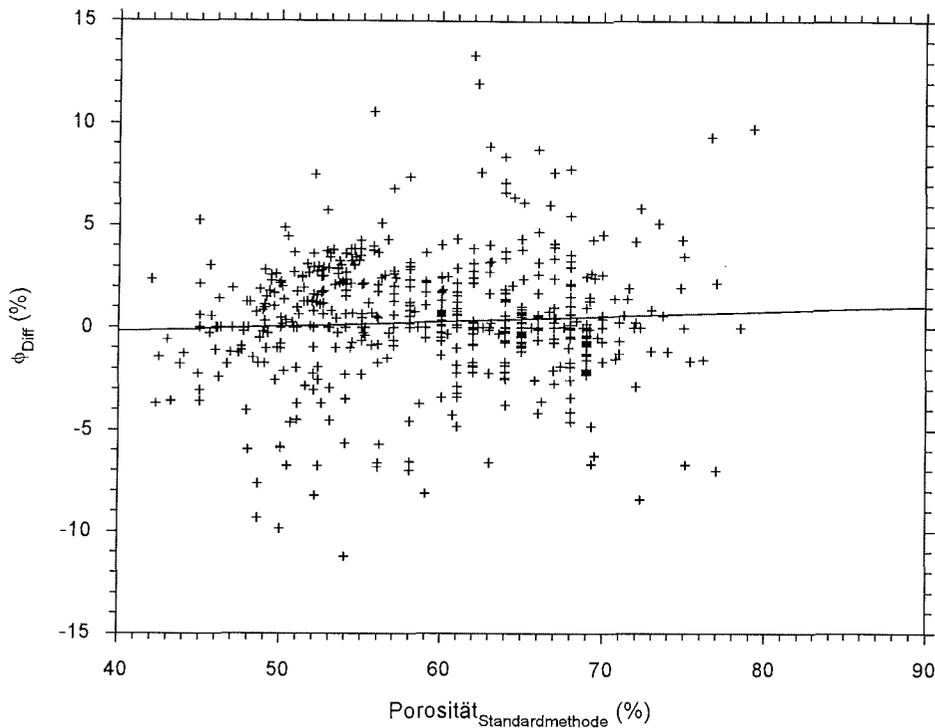


Abb. 3.9: Differenz zwischen den Porositäten nach der Standardmethode und aus elektrischen Widerstandsmessungen als Funktion der nach der Standardmethode berechneten Porositäten für 522 Werte. Die durchgezogene Linie kennzeichnet die Regressionsgerade über alle Datenpaare.

Die Bestimmung der Porosität nach der Standardmethode (Gl. 3.11) wurde mit den gleichen Konstanten durchgeführt wie für die Berechnung der Naßdichte nach der elektrischen Widerstandsmethode. Auch wurden keine signifikanten systematischen Abweichungen beim Vergleich der Porositäten beider Meßmethoden festgestellt. Die Fehlerabschätzung der Naßdichte kann demnach auf die Betrachtung der Fehlerfortpflanzung beschränkt werden.

Mit der Genauigkeit der nach der elektrischen Widerstandsmethode bestimmten Porositätswerte kann aus der Fehlerfortpflanzung der Porosität in Gleichung 3.10 der absolute Fehler für die aus den elektrischen Widerstandsmessungen abgeleitete Naßdichte  $\Delta\rho_{\text{elektr.}}$  berechnet werden

$$\Delta\rho_{\text{elektr.}} = \sqrt{(\rho_w - \rho_s)^2 \cdot \Delta\phi^2} = \sqrt{(1024 - 2670)^2 \cdot 0.02^2} = 33 \text{ kg/m}^3$$

Die Genauigkeit der aus den elektrischen Widerstandsmessungen abgeleiteten Naßdichte kann daher mit etwa  $30 \text{ kg/m}^3$  angegeben werden.

Die Standardabweichung für die Differenz der Porosität zwischen beiden Meßmethoden beträgt  $\pm 3 \%$ . Die Fehlerfortpflanzung ergibt mit diesem Wert für die absolute Differenz der Naßdichte

$$\Delta\rho_{\text{Diff}} = \sqrt{(\rho_w - \rho_s)^2 \cdot \Delta\phi^2} = \sqrt{(1024 - 2670)^2 \cdot 0.03^2} = \pm 49 \text{ kg/m}^3$$

Beide Angaben liegen damit deutlich über der Genauigkeit von  $\pm 2 \text{ kg/m}^3$  (Fütterer, 1992) für die Standardmethode. Dennoch ist die elektrische Widerstandsmethode geeignet, hochauflösend und schnell Porosität und Naßdichte mit hinreichender Genauigkeit zu bestimmen. In Tabelle 3.4 sind die Ergebnisse der Fehlerabschätzung zusammengefaßt.

Tabelle 3.4: Zusammenfassung der Ergebnisse der Fehlerabschätzung.

Genauigkeit der aus den elektrischen Widerstandsmessungen abgeleiteten Größen		Standardabweichung der Differenzen zwischen den jeweiligen Größen der beiden Meßmethoden	
Porosität (%)	Naßdichte (kg/m <sup>3</sup> )	Porosität (%)	Naßdichte (kg/m <sup>3</sup> )
2	30	$\pm 3$	$\pm 50$

### 3.4 Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit

Die Kompressionswellengeschwindigkeit der Sedimente wurde im Labor an den Unterkernen der Kastenlote bestimmt. Dazu wurde eine automatisierte Meßanlage eingesetzt, die Untersuchungen von ganzen und halbierten Sedimentkernen ermöglicht (Breitzke & Spieß, 1992).

Als Schallquelle und Empfänger wurde ein baugleiches Paar Ultraschallwandler mit einem Durchmesser von 8 cm (C.N.S. Electronics LTD) verwendet, die in einem beweglichen Rahmen montiert sind und mit Stahlfedern an den Unterkern gedrückt werden. Abbildung 3.10 zeigt ein Blockdiagramm der Gerätekonfiguration. Die im Quellenultraschallwandler enthaltene Piezokristallscheibe wird durch einen Hochspannungsrechteckpuls (1 kV, 1.5  $\mu$ s Pulsbreite, 5 - 20 Hz Repititionsrate) zur Dicken- und Längenresonanz angeregt, mit Hauptfrequenzen von 394 kHz und 100 kHz. Die so erzeugte Schallwelle durchläuft den Unterkern, wird vom Empfänger aufgenommen, von einem Verstärker (Eigenbau) vervielfacht und mit einem Speicheroszilloskop (NICOLET 320, 8 Bit Auflösung) und einer Abtastrate von 20 MHz über eine Signallänge von 200  $\mu$ s digital als Transmissionsseismogramm aufgezeichnet. Vom Steuerprogramm des Computers wird das Transmissionsseismogramm dann auf die Festplatte im DOS-Real Format übertragen. Alle Aufzeichnungen werden mit einem Header versehen, der alle physikalischen, geometrischen und die Steuerparameter des Meßprozesses, sowie Kernlokation und Wasser

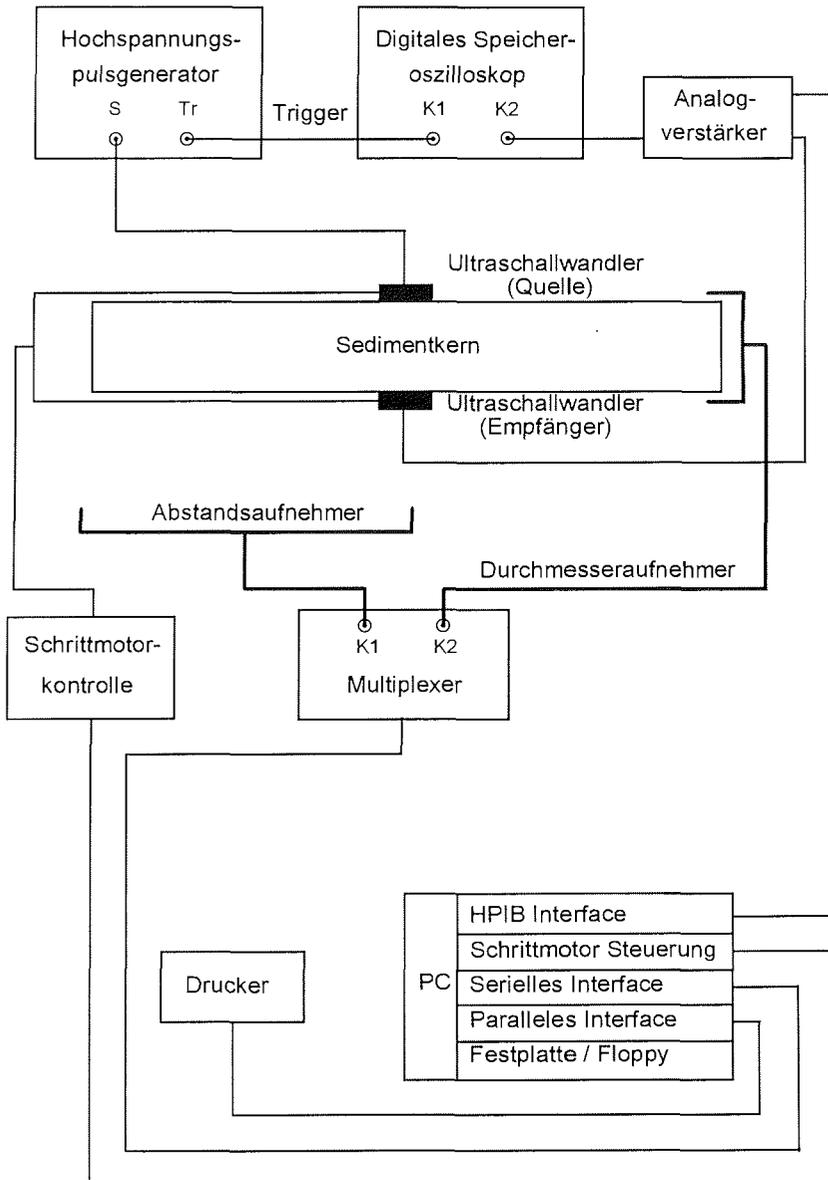


Abb. 3.10: Blockdiagramm der kompletten Gerätekonfiguration zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit (nach Breitzke & Spieß, 1993). K1, K2 Eingänge der jeweiligen Geräte; Tr Triggerausgang; S Ausgang Hochspannungsrechteckpuls (Signal).

tiefe des bearbeiteten Kernsegments enthält. Zusätzlich werden diese Daten auf einem Drucker dokumentiert. Der Abstand von Quelle und Empfänger sowie die Position der Ultraschallwandler zum Unterkern werden jeweils über einen kapazitiven Durchmesser- und Abstandsaufnehmer (MITUTOYO Digi-

matic Scale Unit 572 Series, 0.01 mm Meßgenauigkeit) an einen Steuerrechner (HEWLETT PACKARD VECTRA QS/16S) übermittelt, der auch den Schrittmotor zur Positionierung der Ultraschallwandler ansteuert. Die Automatisierung des Meßprozesses erlaubt einen beliebig, frei wählbaren Abstand zwischen den einzelnen Durchschallungsaufzeichnungen. Für diese Arbeit wurden die Messungen in äquidistanten Abständen von 3 cm an den Unterkernen durchgeführt.

Die Enden der Kernsegmente liegen auf zwei 2 cm breiten Haltevorrichtungen auf, so daß die ersten und letzten sechs Zentimeter des Kernsegments nicht von den Ultraschallwandlern erreicht werden können. Dadurch entstehen in den Darstellungen der P-Wellengeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Kerntiefe durch das Aneinanderreihen der einzelnen Segmente jeweils Datenlücken von 12 cm.

Vorteil der digitalen Aufzeichnung der vollständigen Transmissionsseismogramme ist die nachträgliche Bearbeitung der Datensätze mit verschiedensten seismischen Verfahren und die genaue Bestimmung der Ersteinsatzzeit im Seismogramm. Die Ersteinsatzzeiten wurden mit Hilfe einer Korrelationstechnik bestimmt (Breitzke & Spieß, 1993). Dazu wird vor Beginn der Meßreihen das Totzeitsignal (Quellsignal) aufgezeichnet, indem beide Ultraschallwandler in Kontakt gebracht werden. Die erste Periode des Quellsignals wird in den Transmissionsseismogrammen in einem frei vorwählbaren Fenster, in dem erwartungsgemäß maximale und minimale P-Wellengeschwindigkeiten liegen, kreuzkorreliert. Im Kreuzkorrelogramm wird durch die Überschreitung eines prozentualen Schwellwerts von 15 % des ersten signifikanten, positiven Maximums, die resultierende Ersteinsatzzeit ermittelt und um die Zeit, die die Schallwelle zum Durchlaufen des Liniermaterials benötigt, korrigiert. Aus dem Durchmesser des Segments, verringert um den Dickenanteil des Liniermaterials, kann so zusammen mit der Ersteinsatzzeit die P-Wellengeschwindigkeit berechnet werden.

Durch die Anwendung dieses Verfahrens konnte die Genauigkeit der Laufzeitmessung auf die Größenordnung von 100 ns reduziert werden. Das entspricht bei einer Laufweg von 7 cm und einer Gesamtlaufzeit von ungefähr 46 µs (Annahme  $v_p = 1500$  m/s) einer Genauigkeit von etwa 3 m/s.

Die Messung der Transmissionsseismogramme und die Auswertung der Kompressionswellengeschwindigkeiten erfolgte an den Unterkernen der Kastenlote, nachdem sich die Temperatur der Sedimente an die Umgebungstemperaturen angeglichen hatte. Um die temperaturabhängigen Kompressionswellengeschwindigkeiten untereinander vergleichen zu können, wurden sie nach Schultheiss & McPhail (1989) auf eine Temperatur von 20° C korrigiert

$$v_{20} = v_T + 3 \cdot (20 - T) \quad 3.12$$

$v_{20}$  (in m/s) ist die auf 20° C korrigierte Kompressionswellengeschwindigkeit,  $v_T$  (in m/s) die P-Wellengeschwindigkeit bei der Kerntemperatur zum Zeitpunkt der Messung und  $T$  (in ° C) die Kerntemperatur zum Zeitpunkt der Messung. Hier ist zu berücksichtigen, daß die Messungen in einem nicht klimatisierten Raum durchgeführt wurden, so daß der Aufbau eines Temperaturgradienten in den Sedimenten der Unterkerns während der Meßphase möglich war. Durch nachträgliche Temperaturmessungen an einem Unterkern konnte ein Temperaturgradient von 0.5° C (Meßgenauigkeit des Temperaturfühlers  $\pm 0.1^\circ$  C) in einem Zeitraum von 45 Minuten nachgewiesen werden. Entsprechend ist der absolute Fehler nach Gleichung 3.12 um 1.5 m/s auf 4.5 m/s zu erhöhen.

## 4 PHYSIKALISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER QUARTÄRER ABLAGERUNGEN IM ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEAN

Nachdem die Meßmethoden zur Bestimmung der aus geophysikalischer Sicht primär relevanten Parameter mariner Sedimente in den vorangegangenen Kapiteln erläutert worden sind, werden nun die zumeist semiempirischen Relationen zwischen Kompressionswellen und Porosität sowie Dichte und Grobkornfraktion diskutiert. Sie bilden die Grundlage für die anschließende Interpretation der an Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans gemessenen Parameter.

### 4.1 Elastische Sedimentmodelle

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Kompressionswelle im isotropen, homogenen Medium ist gegeben durch

$$v_p = \sqrt{\frac{\kappa + 4/3 \cdot \mu}{\rho}} \quad 4.1$$

$v_p$  - Kompressionswellengeschwindigkeit bzw. P-Wellengeschwindigkeit

$\kappa$  - Kompressionsmodul =  $1/\beta$

$\beta$  - Kompressibilität

$\mu$  - Schermodul

$\rho$  - Dichte

Kompressionsmodul und Schermodul sind materialspezifische Größen. Der Kompressionsmodul gibt an, in welchem Maß ein elastisches Medium durch eine Veränderung seines Volumens  $\delta V$  auf eine Druckänderung  $\delta p$  reagiert

$$-\frac{\delta V}{V} \cdot \kappa = \delta p \quad 4.2$$

während der Schermodul angibt, in welchem Maß ein elastisches Medium auf eine Schubspannung  $\tau$  reagiert

$$\tau = \mu \cdot \gamma \quad 4.3$$

$\gamma$  - Scherwinkel im Bogenmaß

Betrachtet man ein isotropes und poröses Medium, so muß der Kompressionsmodul nach Gassmann (1951), Biot (1956a, b) und Hamilton (1971) modifiziert werden. Das Medium besteht aus dem Festmaterial, den Poren und der Porenfüllung. Das Festmaterial bildet dabei das poröse Gerüst, die Matrix

des Systems. Die Ausbreitung elastischer Wellen wird durch die elastischen Eigenschaften der Matrix und der Systemkomponenten Festmaterial und Porenfüllung bestimmt. Besteht die Porenfüllung nur aus einer fluiden Komponente, so kann der Körper in bezug auf sein elastisches Verhalten als geschlossenes System betrachtet werden. Es findet keine Relativbewegung zwischen Porenflüssigkeit, Festmaterial und Matrix statt. Der Kompressionsmodul ergibt sich dann zu (Spencer et al., 1994)

$$\kappa = \kappa_f + \frac{\left(1 - \frac{\kappa_f}{\kappa_s}\right)^2}{\frac{\phi}{\kappa_w} + \frac{1-\phi}{\kappa_s} - \frac{\kappa_f}{\kappa_s^2}} \quad 4.4$$

- $\kappa$  - Kompressionsmodul des Gesamtsystems
- $\kappa_f$  - Kompressionsmodul der Matrix
- $\kappa_w$  - Kompressionsmodul des Porenwassers
- $\kappa_s$  - Kompressionsmodul des Festmaterials
- $\phi$  - Porosität

Da die Porenflüssigkeit eine ideale Flüssigkeit ist, die keine Scherspannung übertragen kann, entspricht der Schermodul des Gesamtsystems dem der Matrix:  $\mu = \mu_f$ . Der Beitrag des Kompressionsmoduls und Schermoduls der Matrix zum Gesamtsystem werden in Kapitel 4.2 diskutiert.

Die Kompressionswellengeschwindigkeit zeigt eine deutliche Korrelation mit den Parametern Porosität, Naßdichte und Korngröße (Hamilton, 1970; Bachmann, 1985). Diese Abhängigkeiten können, wie im folgendem Abschnitt gezeigt wird, durch einfache Modelle beschrieben werden.

Setzt man den Schermodul  $\mu$  gleich Null und betrachtet das Sediment als Suspension, so reduziert sich Gleichung 4.1 auf  $v_p = (\kappa/\rho)^{1/2} = [(1/\beta) \cdot \rho]^{1/2}$ . Mit der Definition der Dichte (Kapitel 3.1.4)  $\rho_{na\beta} = \rho_w \cdot \phi + (1 - \phi) \cdot \rho_s$  und einer entsprechenden Zerlegung der Kompressibilität in eine Kompressibilität der Porenlösung  $\beta_w$  und eine Kompressibilität der mineralischen Festsubstanz  $\beta_s$ ,  $\beta = \beta_w \cdot \phi + (1 - \phi) \cdot \beta_s$ , folgt für  $v_p$  unmittelbar

$$v_p = \sqrt{\frac{1}{[\phi \cdot \rho_w + (1-\phi) \cdot \rho_s] \cdot [\phi \cdot \beta_w + (1-\phi) \cdot \beta_s]}} \quad 4.5$$

Diese Gleichung ist als Wood Gleichung bekannt (Wood, 1941). Sie ist auf hochporöse, unkonsolidierte marine Sedimente anwendbar (Hamilton, 1971; Wilkens et al., 1990). Da marine Sedimente eine gewisse Scherfestigkeit aufweisen (Hamilton, 1971), stellt Gleichung 4.5 eine untere Grenze für die P-Wellengeschwindigkeiten bei gegebener Porosität dar.

Von Wyllie et al. (1956) wurde für Gesteine die "time-average" Gleichung aufgestellt. Sie berechnet sich aus dem gewichteten Mittel der Geschwindigkeiten in der Porenflüssigkeit und im Festmaterial

$$\frac{1}{v_p} = \frac{\phi}{v_w} + \frac{(1-\phi)}{v_s} \quad 4.6$$

$v_s$  - Kompressionswellengeschwindigkeit im Festmaterial  
 $v_w$  - Kompressionswellengeschwindigkeit in der Porenlösung

Diese Gleichung wird häufig in der Seismik angewandt, ist aber nach Domenico (1977) und Murphy et al. (1993) für unkonsolidierte Sedimente nicht geeignet.

Von Nafe & Drake (1957) wurde ein semiempirischer Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Porosität in Sedimenten postuliert, der den Grad ihrer Kompaktion berücksichtigt

$$v_p^2 = \phi \cdot v_w^2 \cdot \left( 1 + \frac{\rho_w}{\rho_{naß}} \cdot (1-\phi) \right) + \frac{\rho_s}{\rho_{naß}} \cdot (1-\phi)^n \cdot v_s^2 \quad 4.7$$

$n$  - Grad der Kompaktion

Der Potenzwert  $n$  muß experimentell bestimmt werden, wobei Nafe & Drake für Werte von  $n = 4$  und  $n = 5$  die beste Anpassung erzielten.

Eine weitere empirische Relation, die auf Bohrlochdaten basiert, wurde 1980 von Raymer et al. publiziert

$$v_p = \phi \cdot v_w + (1-\phi)^2 \cdot v_s \quad 4.8$$

Diese Gleichung wird als Alternative zur "time-average" Gleichung vorgeschlagen, ist jedoch ebenfalls nicht auf hochporöse marine Sedimente anwendbar (Wetzel et al., 1990).

Alle vier Gleichungen (Gl. 4.5 - 4.8) liefern für den Grenzfall  $\phi = 100\%$  die Geschwindigkeit in der Porenflüssigkeit (Abb. 4.1). Auch kommt in allen eine starke Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit von der Porosität zum Ausdruck.

Die Kompressionswellengeschwindigkeit ist nicht nur abhängig von der Porosität und der Porenflüssigkeit, sondern auch von der mineralischen Zusammensetzung der Matrix (Schön, 1983). Dieser Zusammenhang wird von Han et al. (1986) und Klimentos (1991) für Sandsteine diskutiert.

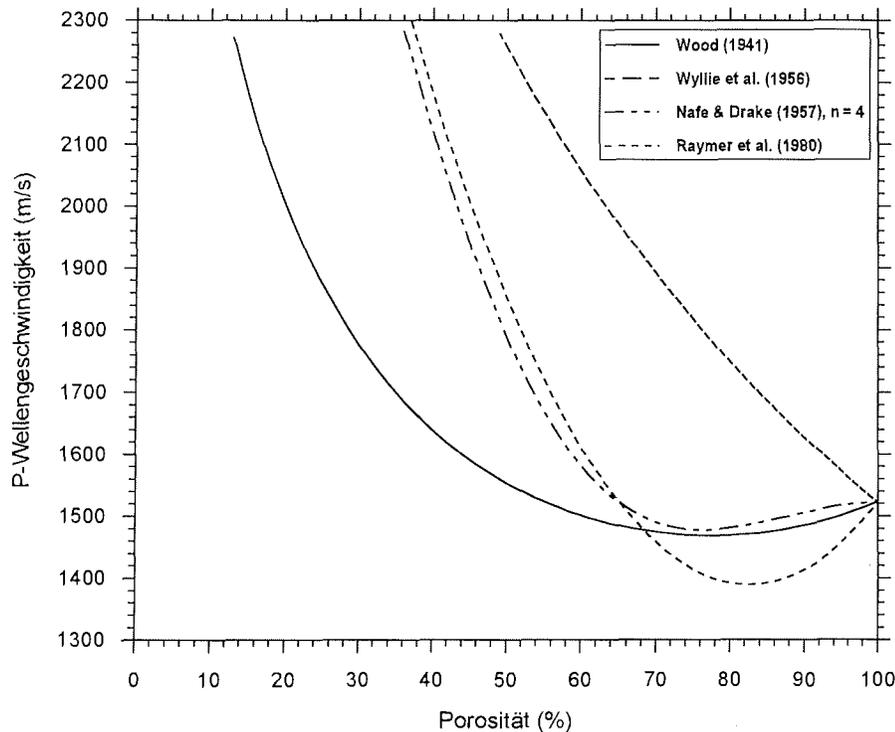


Abb. 4.1: Kompressionswellengeschwindigkeit in Sedimenten in Abhängigkeit von der Porosität nach Wood (1941), Wyllie et al. (1956), Nafe & Drake (1957) und Raymer et al. (1980). Für die Berechnungen wurden folgende Parameter eingesetzt:  $\beta_W = 4.21 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ ,  $\beta_S = 2.1 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{N}$  bezogen auf Tiefseeton einer Salinität von 35 ‰, einer Temperatur von 20° C und einem Tongehalt von 65 % (Smith, 1974);  $v_W = 1521 \text{ m/s}$  (Wille, 1982),  $\rho_W = 1.025 \text{ g/cm}^3$  (Siedler & Peters, 1982),  $v_S = 4370 \text{ m/s}$  (Tosaya & Nur, 1982),  $\rho_S = 2.67 \text{ g/cm}^3$  (Boyce, 1976).

Sie postulieren einen linearen Zusammenhang zwischen Tongehalt  $C$ , Porosität und P-Wellengeschwindigkeit

$$\frac{1}{v_p} = \frac{1}{v_s} - \left( \frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_w} \right) \cdot \phi - \left( \frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_c} \right) \cdot C \quad 4.9$$

$v_c$  - P-Wellengeschwindigkeit von Ton

Gleichung 4.9 entspricht der "time-average" Gleichung, modifiziert um den linearen Term, der den Tongehalt berücksichtigt. Mit zunehmendem Tongehalt verringert sich demnach die Geschwindigkeit. Eine ausführliche Diskussion über den Einfluß des Tongehalts auf die Scher- und P-Wellengeschwindigkeit in Sandsteinen ist Blangy et al. (1993) zu entnehmen. Gleichung 4.9 ist

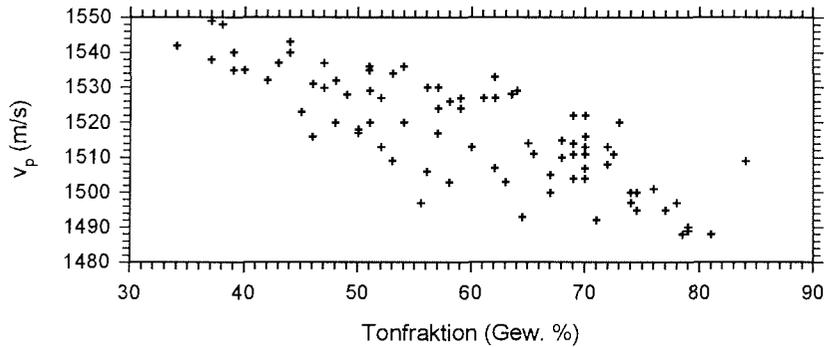


Abb. 4.2: Kompressionswellengeschwindigkeit in marinen wassergesättigten Sedimenten als Funktion des Tongehaltes (< 0.004 mm). Messungen an Oberflächensedimenten des Nordpazifiks (nach Hamilton, 1970).

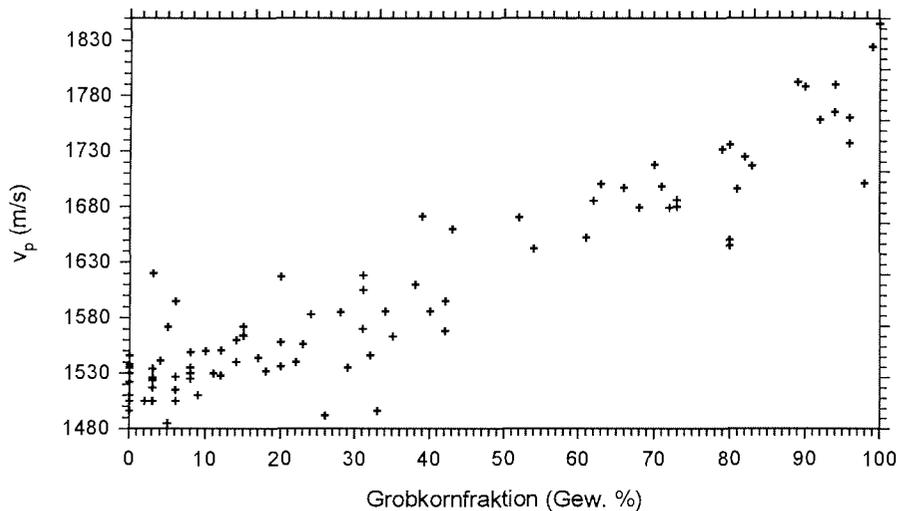


Abb. 4.3: Kompressionswellengeschwindigkeit in marinen wassergesättigten Sedimenten als Funktion der Grobkornfraktion (> 0.0625 mm). Messungen an Oberflächensedimenten vom kontinentalen Schelf des Nordpazifiks (nach Hamilton, 1970).

demnach dort nur für Porositäten bis zu 40 % bestätigt worden. Allerdings zeigt die P-Wellengeschwindigkeit in Oberflächensedimenten des Nordpazifiks (Hamilton, 1970) ebenfalls eine in erster Näherung inverse lineare Abhängigkeit vom Tongehalt (Abb. 4.2) wie auch eine positive Korrelation mit dem Sandgehalt (Abb. 4.3).

Sandkorngrößen sinken in der Wassersäule wesentlich schneller zu Boden als etwa Tonkorngrößen, wobei die Position der Partikel in der Wassersäule und am Boden durch Strömungen sowie im Sediment durch biologische, chemische und physikalische Prozesse beeinflusst wird (Bennett et al., 1991). Sandkorngrößen bilden im Sediment Matrixstrukturen aus, in der die

Porosität zwischen 35 und 50 % variiert und in der die großen Sandpartikel in direktem Kontakt miteinander stehen. Entsprechend dominieren die Kompressionsmoduli der Festsubstanz und Matrix sowie der Schermodul und führen zu einer erhöhten Geschwindigkeit. Tonpartikel adsorbieren, wie schon in Kapitel 3 beschrieben, aufgrund einer elektrochemischen Wechselwirkung Wasser und Ionen und bilden eine sogenannte "Kartenhaus" Struktur, eine lose, zusammenhängende Matrix aus zufällig orientierten Partikeln mit einer relativ hohen Porosität (Hamilton, 1970). Dementsprechend dominiert der Kompressionsmodul der Porenlösung und führt, wie Han et al. (1986) diskutieren, zu einer Abnahme der Geschwindigkeit mit zunehmenden Tongehalten. Diese beiden Einflüsse sind Ursache einer negativen Korrelation zwischen Korngröße und Porosität und einer positiven Korrelation zwischen Korngröße und P-Wellengeschwindigkeit.

Abweichungen davon können bei Sedimenten mit hohem Karbonatgehalt beobachtet werden (Schreiber, 1968; Hamilton et al., 1982). Setzen sie sich überwiegend aus Foraminiferen zusammen, so bilden diese eine starre Matrix, die auf Kompressionswellen wie ein Festkörper reagiert. Folglich ist die P-Wellengeschwindigkeit bei gegebener Korngröße und Porosität, die sich aus Intra- und Interporositäten zusammensetzt, höher als in klastischen Sedimenten. Im Gegensatz dazu werden die platten Schalen von Coccolithen bei der Sedimentation dichter gepackt und transmittieren Kompressionswellen wie klastische Sedimente.

Einen nicht zu vernachlässigenden Einfluß auf die Kompressionswellengeschwindigkeiten mariner Sedimente üben die Temperatur und der Salzgehalt des Porenwassers aus. Während die Kompressibilität der festen Sedimentbestandteile nur sehr gering von der Temperatur beeinflusst wird (Shumway, 1958), muß die Abhängigkeit der Kompressibilität des Porenwassers von Temperatur und Salzgehalt berücksichtigt werden (Kapitel 3.4). Ferner ändern sich die physikalischen und sedimentologischen Parameter mariner Sedimente mit wachsendem Überlagerungsdruck (Nobes et al., 1986). Diese Kompaktion verursacht eine Verdrängung des Porenwassers, also eine Abnahme des Porenvolumens, eine entsprechende Zunahme der Dichte und eine Veränderung der elastischen Eigenschaften im Bereich der Kornkontakte (Schön, 1983). Sie bewirken eine Zunahme der Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Überlagerungstiefe (Bachman, 1985).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Kompressionswellengeschwindigkeiten in marinen Sedimenten durch Mineralogie, Textur, Porosität und Naßdichte sowie durch die Porenfüllung bestimmt werden (Jarrard et al., 1989).

## 4.2 Porosität und P-Wellengeschwindigkeit

Tabelle 4.1 gibt eine vollständige Übersicht der in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne der POLARSTERN Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC'91" sowie daran gemessene physikalische Parameter. Abbildung 4.4 zeigt die Lokationen der Kernstationen.

Tabelle 4.1: Bearbeitete Sedimentkerne der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC'91". KAL = Kastenlot, GPC = Kolbenlot,  $v_p$  = P-Wellengeschwindigkeit,  $\phi$  = Porosität und  $\rho_{na\beta}$  = Naßdichte.

Kernnummer	Gerät	geographische		Wassertiefe [m]	Länge [cm]	$v_p$	$\phi$	$\rho_{na\beta}$
		Breite	Länge					
PS 2164 - 6	GPC	86°15.9'N	59°21.4'E	2111	238		x	x
PS 2165 - 1	GPC	86°26.8'N	59°57.6'E	2011	567		x	x
PS 2165 - 4	KAL	86°26.3'N	60°06.1'E	1835	227		x	x
PS 2170 - 3	GPC	87°35.7'N	60°52.2'E	4112	1151		x	x
PS 2171 - 4	KAL	87°36.1'N	69°22.8'E	4395	325	x	x	x
PS 2172 - 4	GPC	87°16.1'N	68°53.9'E	4481	951		x	x
PS 2173 - 1	KAL	87°18.4'N	69°19.3'E	4558	550	x	x	x
PS 2174 - 3	GPC	87°29.2'N	91°06.5'E	4394	1300		x	x
PS 2174 - 5	KAL	87°29.1'N	91°32.6'E	4427	960	x	x	x
PS 2175 - 5	GPC	87°39.8'N	104°04.9'E	4313	1692		x	x
PS 2176 - 1	GPC	87°46.0'N	108°44.8'E	4395	1400		x	x
PS 2176 - 3	KAL	87°46.3'N	108°23.6'E	4363	970	x	x	x
PS 2177 - 5	KAL	88°02.1'N	134°36.7'E	1400	694	x	x	x
PS 2178 - 3	GPC	88°00.3'N	159°10.1'E	4009	1372		x	x
PS 2178 - 5	KAL	88°01.5'N	159°42.2'E	4008	830	x	x	x
PS 2180 - 2	GPC	87°38.6'N	156°58.0'E	3991	1296		x	x
PS 2185 - 6	KAL	87°32.2'N	144°55.6'E	1052	820	x	x	x
PS 2185 - 7	GPC	87°32.3'N	145°25.1'E	1069	738		x	x
PS 2187 - 3	GPC	88°44.5'N	126°51.9'E	3820	907		x	x
PS 2187 - 4	KAL	88°45.3'N	127°02.4'E	3908	757		x	x
PS 2189 - 5	GPC	88°47.8'N	144°00.9'E	1001	1035		x	x
PS 2190 - 1	KAL	90°N		4275	427		x	x
PS 2195 - 3	GPC	86°14.2'N	09°41.0'E	3966	959		x	x
PS 2197 - 1	KAL	85°46.0'N	04°08.5'W	4154	890	x	x	x
PS 2200 - 5	KAL	85°19.4'N	14°00.0'W	1073	770	x	x	x
PS 2200 - 6	GPC	85°19.2'N	13°52.3'W	1087	585		x	x
PS 2202 - 7	GPC	85°06.0'N	14°25.2'W	1081	1043		x	x
PS 2212 - 3	KAL	82°04.2'N	15°51.2'E	2550	770	x	x	x
PS 2213 - 6	GPC	80°27.6'N	08°02.6'E	853	1309		x	x

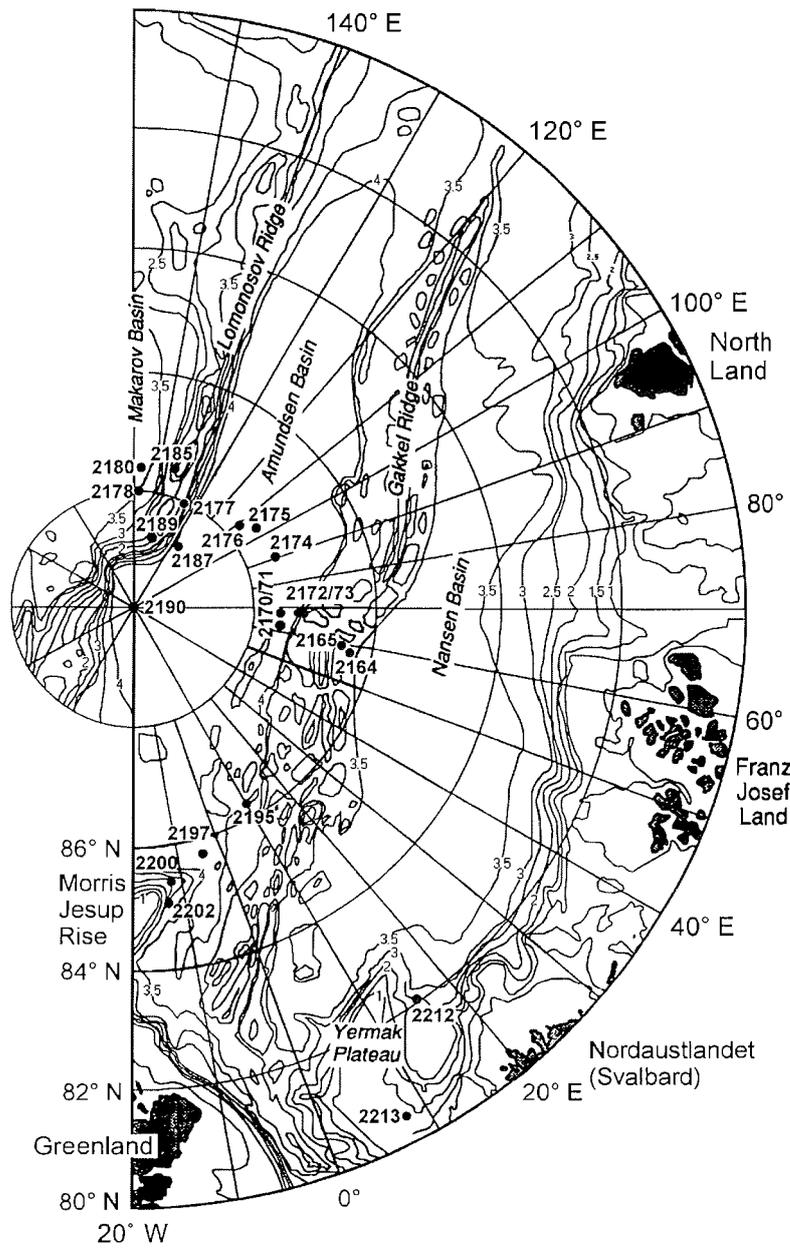


Abb. 4.4: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im östlichen Arktischen Ozean mit den Lokationen der Kernstationen, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden (aus Fütterer, 1992). Tiefenangaben in km nach Perry et al. (1986).

Die P-Wellengeschwindigkeit wurde an insgesamt 10 Kastenlotkernen aus der östlichen Arktis bestimmt (Tabelle 4.1 und Abb. 4.4), die hauptsächlich aus pelagischen, hemipelagischen und terrigenen Ablagerungen mit vernachlässigbaren biogenen Anteilen (Chr. Vogt, pers. Mitt.) bestehen. Der Zusammenhang zwischen Porosität und P-Wellengeschwindigkeit, wie er durch die Modelle von Wood (Gl. 4.5), Wyllie et al. (Gl. 4.6), Nafe & Drake (Gl. 4.7) und Raymer et al. (Gl. 4.8) beschrieben wird, ermöglicht eine erste Klassifizierung der Sedimente (Abb. 4.5).

Abbildung 4.5 zeigt, daß für Porositäten von 40 - 70 % die P-Wellengeschwindigkeit am besten durch die Gleichung 4.5 von Wood und ab 70 % Porosität durch die Gleichung 4.7 (n = 4) von Nafe & Drake approximiert wird. Die Modelle von Wyllie et al. und Raymer et al. lassen sich dagegen nicht auf die arktischen Sedimente anwenden. Demnach sind die Sedimente unkonsolidiert und entsprechen in guter Näherung einer Suspension. Die Ausbreitung der P-Wellen wird vorwiegend durch die elastischen Eigenschaften des Festmaterials und der Porenfüllung bestimmt. Ähnliche Ergebnisse sind auch

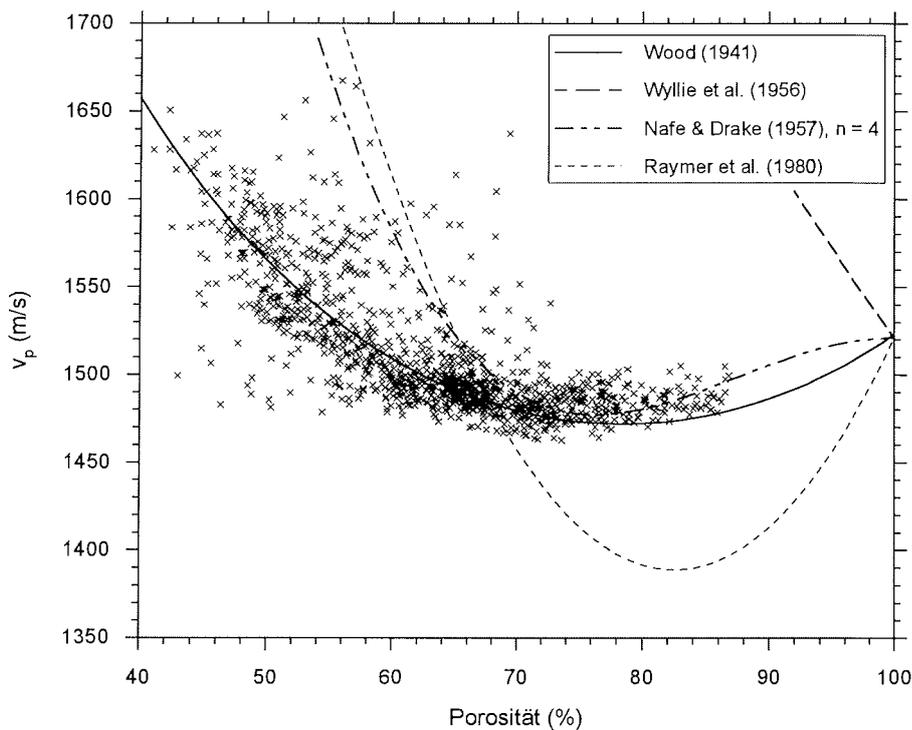


Abb. 4.5: An 10 Kastenlotkernen gemessene P-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit der Porosität nach Messungen des elektrischen Widerstandes sowie Modellkurven nach Wood (1941), Wyllie et al. (1956), Nafe & Drake (1957) und Raymer et al. (1980). Dargestellt sind 1285 Wertepaare.

von anderen Autoren (u.a. Hamilton, 1971; Nolen-Hoeksema, 1993) für Sedimente mit Porositäten > 40 % publiziert worden. Die Wood Gleichung wurde hier mit der Kompressibilität  $\beta_s = 2.1 \cdot 10^{-11}$  (m<sup>2</sup>/N) für Tiefseeton und einer mittleren Korndichte von 2670 kg/m<sup>3</sup> berechnet. Variationen der mittleren Korndichte spielen allerdings eine untergeordnete Rolle (Kapitel 3.3), so daß nur die Gültigkeit der Kompressibilität zu diskutieren bleibt.

Nach Gleichung 4.1 kann mit der gemessenen Naßdichte und P-Wellengeschwindigkeit die Summe des Kompressions- und Schermoduls ( $v_p^2 \cdot \rho_{na\beta}$ ) bestimmt werden. Beim Vergleich dieses Produktes mit dem für die Wood Kurve verwendeten Kompressionsmodul  $\kappa$  für  $\mu = 0$

$$\kappa = \frac{\kappa_w \cdot \kappa_s}{\phi \cdot (\kappa_s - \kappa_w) + \kappa_w} = \frac{1}{\beta}$$

muß nach Hamilton (1971) der Kompressionsmodul  $\kappa$  kleiner sein als die Summe der Module, da marine Sedimente immer auch einen gewissen Anteil an Scherfestigkeit besitzen. Abbildung 4.6 zeigt  $v_p^2 \cdot \rho_{na\beta}$  als Funktion des Kompressionsmoduls.

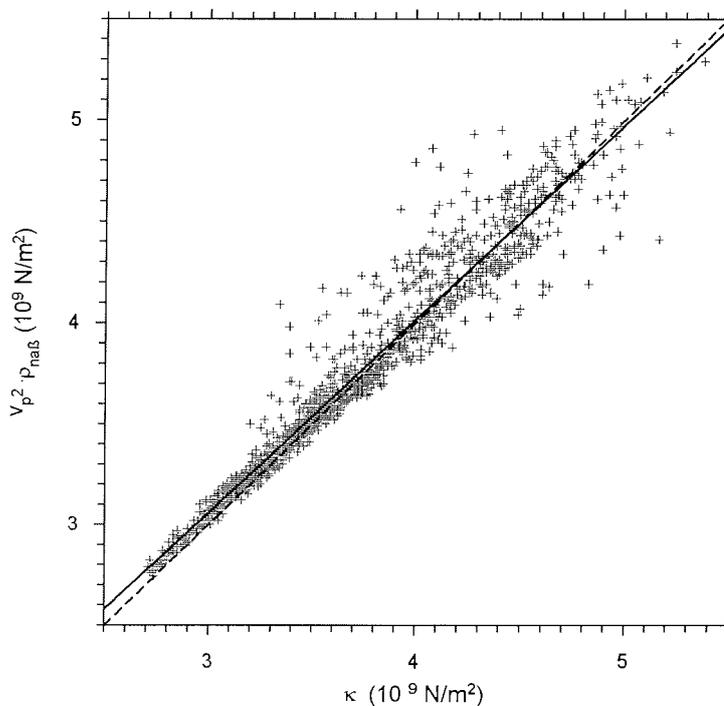


Abb. 4.6: Summe des Kompressions- und Schermoduls ( $v_p^2 \cdot \rho_{na\beta}$ ) als Funktion des Kompressionsmoduls  $\kappa$  nach Wood. Die durchgezogene Linie kennzeichnet eine lineare Regression für alle 1285 Datenpaare; die unterbrochene Linie markiert das Verhältnis 1:1.

Die Steigung (0.96) sowie der Ordinatenabschnitt ( $0.15 \cdot 10^9 \text{ N/m}^2$ ) einer linearen Regression ( $r = 0.94$ ) indizieren für zunehmende  $\kappa$  (abnehmende Porosität) ein Abnahme des Verhältnisses  $(v_p^2 \cdot \rho_{na\beta})/\kappa$  unter Eins. Der Wert für der Kompressionsmodul der Festsubstanz ist demnach zu groß gewählt worden. Er variiert je nach Sedimentzusammensetzung zwischen  $5.4 \cdot 10^{10}$  und  $3.6 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$ , wobei der letztere Wert von Stoll (1989) und Attenborough (1986) für Modellrechnungen aller Sedimenttypen verwendet wurde. Mit  $\kappa_s = 3.6 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$  liegen über 80 % der P-Wellengeschwindigkeiten oberhalb der Wood Kurve (Abb. 4.7) und Beiträge des Schermoduls sowie des Kompressionsmoduls der Matrix sind über den gesamten Porositätsbereich möglich. Sie nehmen mit im Mittel mit ansteigender Porosität ab.

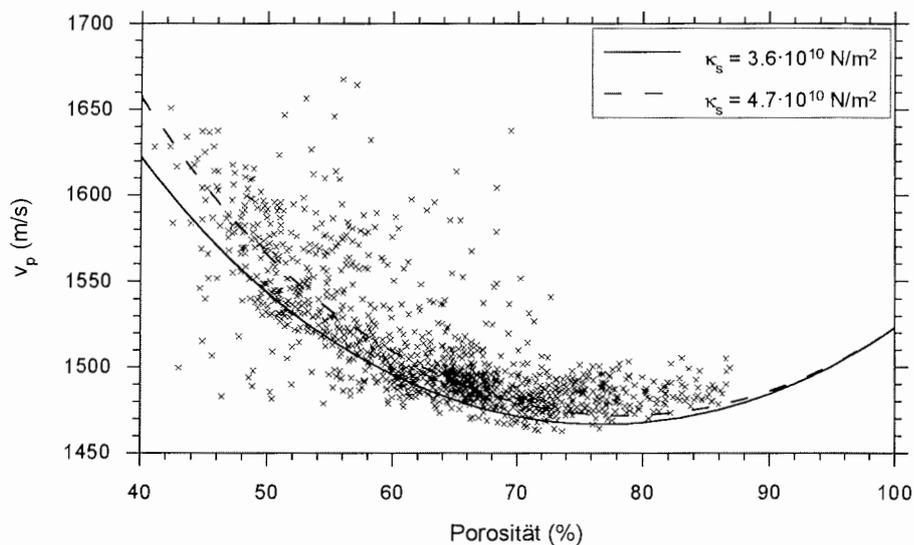


Abb. 4.7: An 10 Kastenlotkernen gemessenen P-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit der Porosität nach elektrischen Widerstandsmessungen sowie Modellkurven nach Wood (1941).

### 4.3 Korngrößen und P-Wellengeschwindigkeit

Konnte mit Hilfe der Wood Gleichung nachgewiesen werden, daß die Sedimente der östlichen Arktis sich in den ersten Teufenmetern ähnlich wie eine Suspension verhalten, ist der Zusammenhang zwischen dem Korngrößenspektrum und der Kompressionswellengeschwindigkeit nur ansatzweise zu evaluieren. Grobkornfraktionsanalysen standen für die Kerne PS 2178-5 KAL (Makarov Becken), PS 2185-6 KAL (Lomonosov Rücken) und PS 2200-5 KAL (Morris Jesup Schwelle) zur Verfügung (R. Spielhagen und M. Wahsner, pers. Mitt.) sowie für den Kern PS 2185-6 KAL zusätzlich die Silt- und Tonfraktionsanalyse (M. Wahsner, pers. Mitt.). Dagegen fehlen für die beiden anderen Kerne sedimentologische Analysen, um die Abhängigkeit zwischen Tongehalt und Kompressionswellengeschwindigkeit (Gl. 4.10) zu überprüfen. Die in den Sedimenten der drei Kerne bestimmten Grobkornfraktionen werden hier kurz vorgestellt. Vollständig beschrieben sind die Sedimentkerne in Fütterer (1992).

Die Kernstation PS 2178 im Makarov Becken liegt in unmittelbarer Nähe des Lomonosov Rückens. Es ist daher anzunehmen, daß die Lithologie des Kerns durch pelagische Sedimentation mit eingeschalteten Turbiditen vom Lomonosov Rücken geprägt wird. Turbidite sollten sich durch eine abrupte Abnahme der Grobkornfraktion mit der Teufe, wie sie für die Turbiditbasis typisch ist, von anderen Sedimentationsprozessen unterscheiden lassen.

Die Sedimente des Kerns bestehen überwiegend aus graubraunen bis olivfarbigen tonigen Sedimenten, in die siltige Sandschichten (155 - 325 cm, 435 - 505 cm und 725 - 745 cm) eingeschaltet sind. Die sandigen Abschnitte sind inhomogen und zeigen interne Farbwechsel. In den Teufenintervallen 198 - 212 cm sowie 229 - 247 cm finden sich "dropstones" (Fütterer, 1992). In Abbildung 4.8 werden der Grobkornfraktion (Sandfraktion), Kompressionswellengeschwindigkeit, Naßdichte und Porosität des Kerns PS 2178-5 KAL gegenübergestellt. Die Sand-Ton-Wechselfolgen sind in allen Parametern deutlich zu erkennen. Eine erhöhte Grobfraktion führt zu Anstiegen der P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte, während sich die Porosität invers verhält. Ferner zeigen, bis auf eine Ausnahme zwischen 290 - 325 cm, alle Sandlagen eine abrupte Abnahme der Grobkornfraktion an der Basis sowie ein analoges Verhalten in den assoziierten Parametern. Dies ist ein typisches Merkmal für Turbidite. Demnach könnten fast alle Sandlagen als Turbidite bezeichnet werden.

Makarov Becken, PS 2178 - 5 KAL

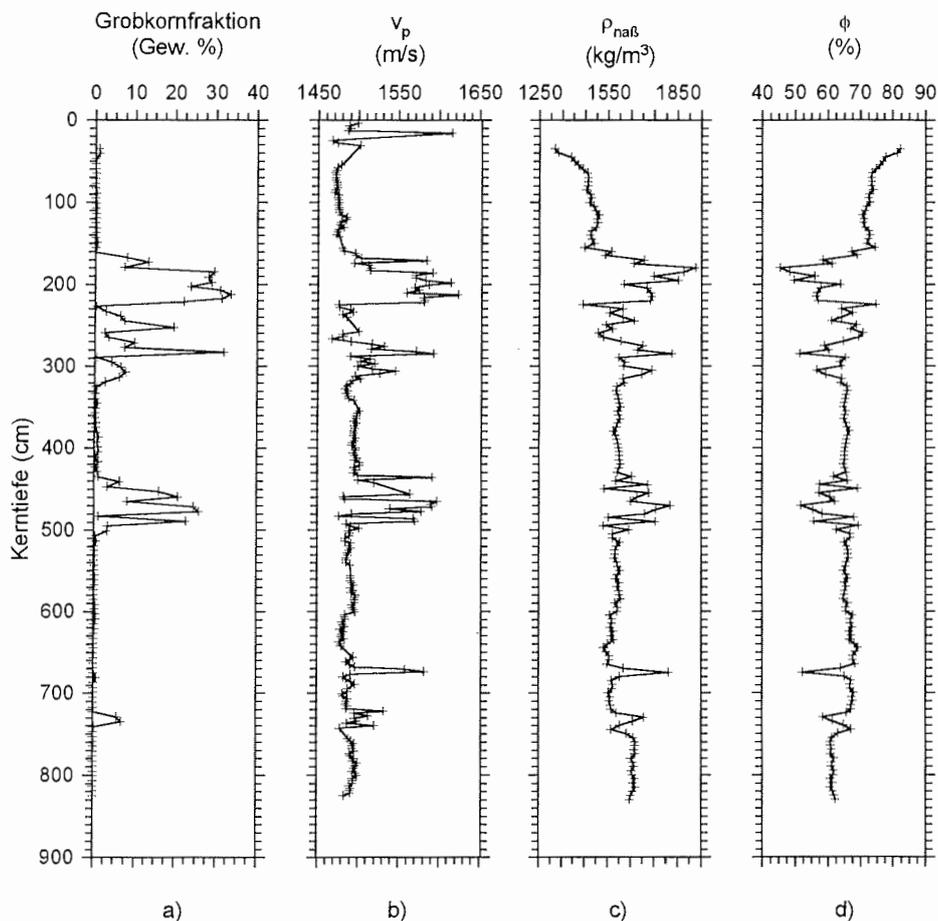


Abb. 4.8: a) Grobkornfraktion (> 63  $\mu\text{m}$  in Gew. %), b) P-Wellengeschwindigkeit, c) Naßdichte und d) Porosität als Funktion der Kerntiefe für Kern PS 2178-5 KAL aus dem Makarov Becken (Tabelle 4.1, Abb. 4.4).

Der Kern PS 2185-6 KAL vom Lomonosov Rücken (Wassertiefe 1052 m) wurde nach der bathymetrischen Karte des Arktischen Ozeans (Perry et al., 1986) in der Nähe einer Erhebung (bis auf 937 m unter die Meeresoberfläche aufsteigend) gewonnen. Für den Kern sind daher eingeschaltete Turbidite lokalen Ursprungs denkbar. In Abbildung 4.9 werden Ton-, Silt- und Sandfraktion den sedimentphysikalischen Parameter des Kerns gegenübergestellt. Auffallend ist der im Vergleich zum Kern PS 2178-5 KAL aus dem Makarov Becken im Mittel über die gesamte Kerntiefe höhere Grobkornanteil. Er wird als Hinweis auf eine strömungsbedingte Sortierung der Korngrößen gewertet, wie sie durch eine Konturströmung hervorgerufen werden kann (Fütterer, 1992). Die Verschiebung der Korngrößen finden auch in dem P-Wellengeschwindigkeits- und Naßdichtelog ihren Niederschlag. Die Tonfraktion zeigt

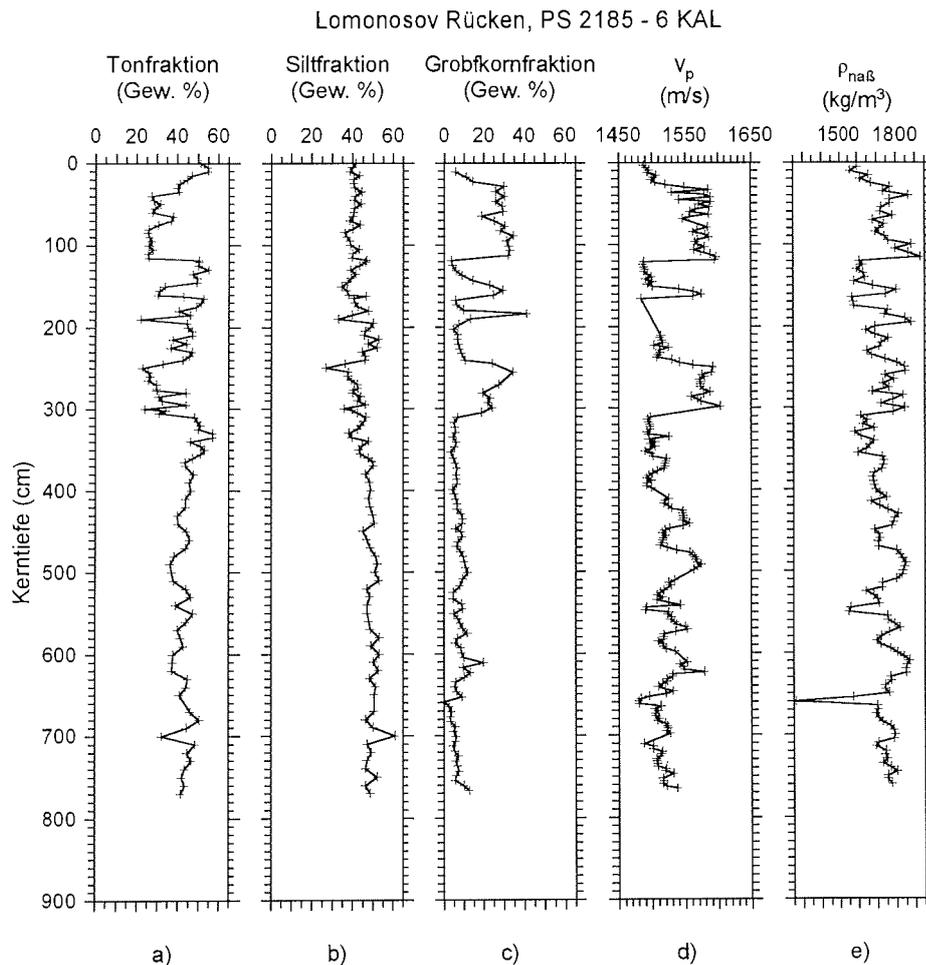


Abb. 4.9: a) Tonfraktion (< 4  $\mu\text{m}$  in Gew. %), b) Siltfraktion (> 4 < 63  $\mu\text{m}$  in Gew. %), c) Grobkornfraktion (> 63  $\mu\text{m}$  in Gew. %), d) P-Wellengeschwindigkeit, und e) Naßdichte als Funktion der Kerntiefe für Kern PS 2185-6 KAL vom Lomonosov Rücken (Tabelle 4.1, Abb. 4.4). Zwischen 165 und 205 cm konnte keine P-Wellengeschwindigkeit gemessen werden.

nahezu inverse Amplitudenvariationen gegenüber der Grobkornfraktion, während die Siltfraktion nur wenig schwankt und zu den anderen Parametern nicht eindeutig korrelierbar ist. Ferner weisen Ton- und Grobkornfraktion ab einer Teufe von etwa 310 cm bis zum Kernende eine stark verringerte Amplitude auf, die allerdings in der P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte kaum zu erkennen ist.

P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte zeigen in den vier dominanten Sandlagen (10 - 115, 115 - 165, 165 - 200 und 240 - 310 cm) einen für

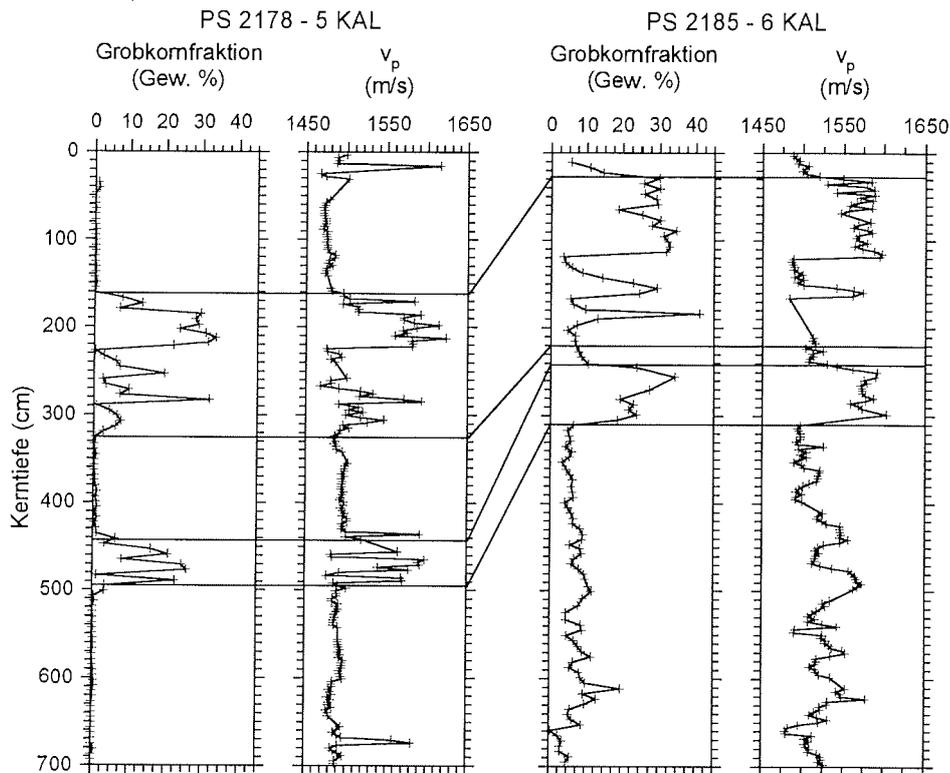


Abb. 4.10: Stratigraphische Zuordnung der Sandfraktion und P-Wellengeschwindigkeit der Kerne 2178-5 KAL (links) und PS 2185-6 KAL (rechts) nach Schäper 1994. Die Berylliummessungen wurden für den Kern PS 2178-5 KAL nur bis zu einer Teufe von 640 cm und für Kern PS 2185-6 KAL bis 500 cm durchgeführt.

Turbidite typischen Verlauf mit einer abrupten Abnahme an der Basis. Andererseits werden die hohen Grobkornanteile bis zu einer Kerntiefe von 310 cm von Schäper (1994) als von Seeis und Eisbergen stammender Sedimenteintrag interpretiert. Diese Hypothese wird von Schäper anhand eines stratigraphischen Vergleichs mit dem etwa 80 km entfernten Kern PS 2178-5 KAL aufgestellt, der durch Berylliummessungen und Analysen der Grobkornfraktionen (Abb. 4.9 im Vergleich mit der P-Wellengeschwindigkeit) gestützt ist. Die Messungen wurden an dem Kern PS 2185-6 KAL bis zu einer Teufe von 500 cm und an Kern PS 2178-5 KAL bis 640 cm durchgeführt. Nach diesem Vergleich sind die sandigen Abschnitte in beiden Kernen zu korrelieren, so daß (lokale) Turbidite eigentlich auszuschließen sind.

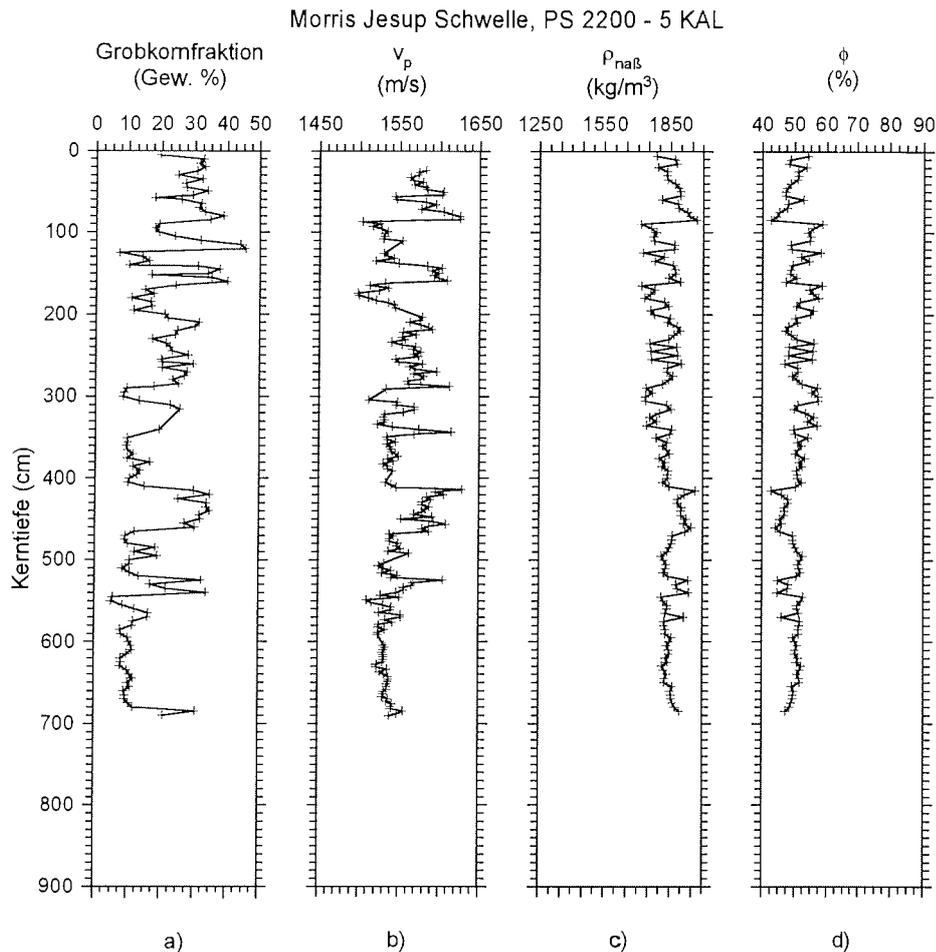


Abb. 4.11: a) Grobkornfraktion ( $> 63 \mu\text{m}$  in Gew. %), b) P-Wellengeschwindigkeit, c) Naßdichte und d) Porosität als Funktion der Kerntiefe für den Kern PS 2200-5 KAL von der Morris Jesup Schwelle (Tabelle 4.1, Abb. 4.4).

Die Sedimente des Kerns PS 2200-5 KAL von der Morris Jesup Schwelle (Wassertiefe 1073 m) bestehen vorwiegend aus olivbraunen bis braunen siltigen bis sandigen Lagen und graubraunen bis braunen Tonlagen. Sie setzen sich überwiegend aus siliklastischen Komponenten zusammen, so aus Tonmineralen, Quarz, aber auch aus glaziogenen Gesteinsfragmenten (Fütterer, 1992). Der Kern weist nicht nur durchgehend relativ hohe Sandanteile auf, sondern auch signifikante Anteile an terrigenem Karbonat und gut erhaltenen Foraminiferen (Wollenburg, pers. Mitt.).

Die Meßkurven für P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte des Kern PS 2200-5 KAL (Abb. 4.11) zeigen ähnliche Variationen wie die Grobkorn-

fraktion. Bis zu einer Teufe von 545 cm lassen sich mehrere Sandlagen anhand der zum Teil schlagartigen Abnahme der Grobkornfraktion als Turbidite interpretieren. Dafür könnte auch der Anstieg des Terrains auf der Morris Jesup Schwelle in SW-Richtung sprechen. Nach der Kernbeschreibung und der Diskussion bei Fütterer (1992) werden die Variationen im Sandgehalt für den Kern PS 2200-5 KAL aber primär auf Paläoklima bedingte Schwankungen zurückgeführt und nur zwei Teufenbereiche (133 - 161 cm und 390 - 429 cm) als mögliche Turbidite bezeichnet.

Bei den drei vorgestellten Kernen zeigen Grobkornfraktion, P-Wellengeschwindigkeit sowie die Naßdichte sehr ähnliche Variationen mit der Kerntiefe. Offensichtlich steuert der wechselnde Anteil der Grobkornfraktion die P-Wellengeschwindigkeit, Naßdichte und Porosität. Abbildung 4.12a zeigt, daß die P-Wellengeschwindigkeit der drei Kerne mit der Grobkornfraktion positiv korreliert ist und Gleichung 4.9 indirekt bestätigt wird.

Der Zusammenhang zwischen Grobkornfraktion, Porosität, den elastischen Eigenschaften und der P-Wellengeschwindigkeit von Sedimenten wurde bereits in Kapitel 4.1 diskutiert. Primär resultiert die Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit aus der Dominanz des Kompressionsmoduls der Festsubstanz aber auch aus direkten Partikelkontakten und einem dadurch bedingten signifikanten Beitrag des Kompressionsmoduls der Matrix und des Schermoduls. Da keine vollständigen sedimentologischen Analysen für die Überprüfung von Gleichung 4.10 vorliegen, werden hier in erster Näherungen lineare Regressionen zur Erfassung der generellen Trends vorgestellt (Tabelle 4.2).

Tabelle 4.2: Koeffizienten und Korrelationskoeffizient (r) der linearen Regressionen zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Sandfraktion (in Gew. %) sowie zwischen Porosität und Sandfraktion für die Kerne PS 2178-5 KAL und PS 2200 KAL. Für den Kern PS 2185-6 KAL wurden diese unterteilt in die Teufenabschnitte 35 - 310 cm und 315 - 760 cm sowie zusätzliche Regressionen für die Tonfraktion (Gew. %) berechnet.

PS 2178 - 5 KAL, Makarov Becken	PS 2200-5 KAL, Morris Jesup Schwelle
$v_p = 1489 + 3.2 \cdot (\text{Sand}), r = 0.84$	$v_p = 1513 + 2.0 \cdot (\text{Sand}), r = 0.73$
$\phi = 65 - 0.4 \cdot (\text{Sand}), r = -0.63$	$\phi = 54 - 0.1 \cdot (\text{Sand}), r = -0.46$
PS 2185 -6 KAL, Lomonosov Rücken	
Kerntiefe 35 - 310 cm	Kerntiefe 315 - 760 cm
$v_p = 1481 + 3.1 \cdot (\text{Sand}), r = 0.86$	$v_p = 1479 + 5.6 \cdot (\text{Sand}), r = 0.76$
$\phi = 64 - 0.3 \cdot (\text{Sand}), r = -0.72$	$\phi = 65 - 1.1 \cdot (\text{Sand}), r = -0.67$
$v_p = 1643 - 2.6 \cdot (\text{Ton}), r = -0.74$	$v_p = 1656 - 2.9 \cdot (\text{Ton}), r = -0.79$
$\phi = 43 + 0.4 \cdot (\text{Ton}), r = 0.78$	$\phi = 27 + 0.7 \cdot (\text{Ton}), r = 0.84$

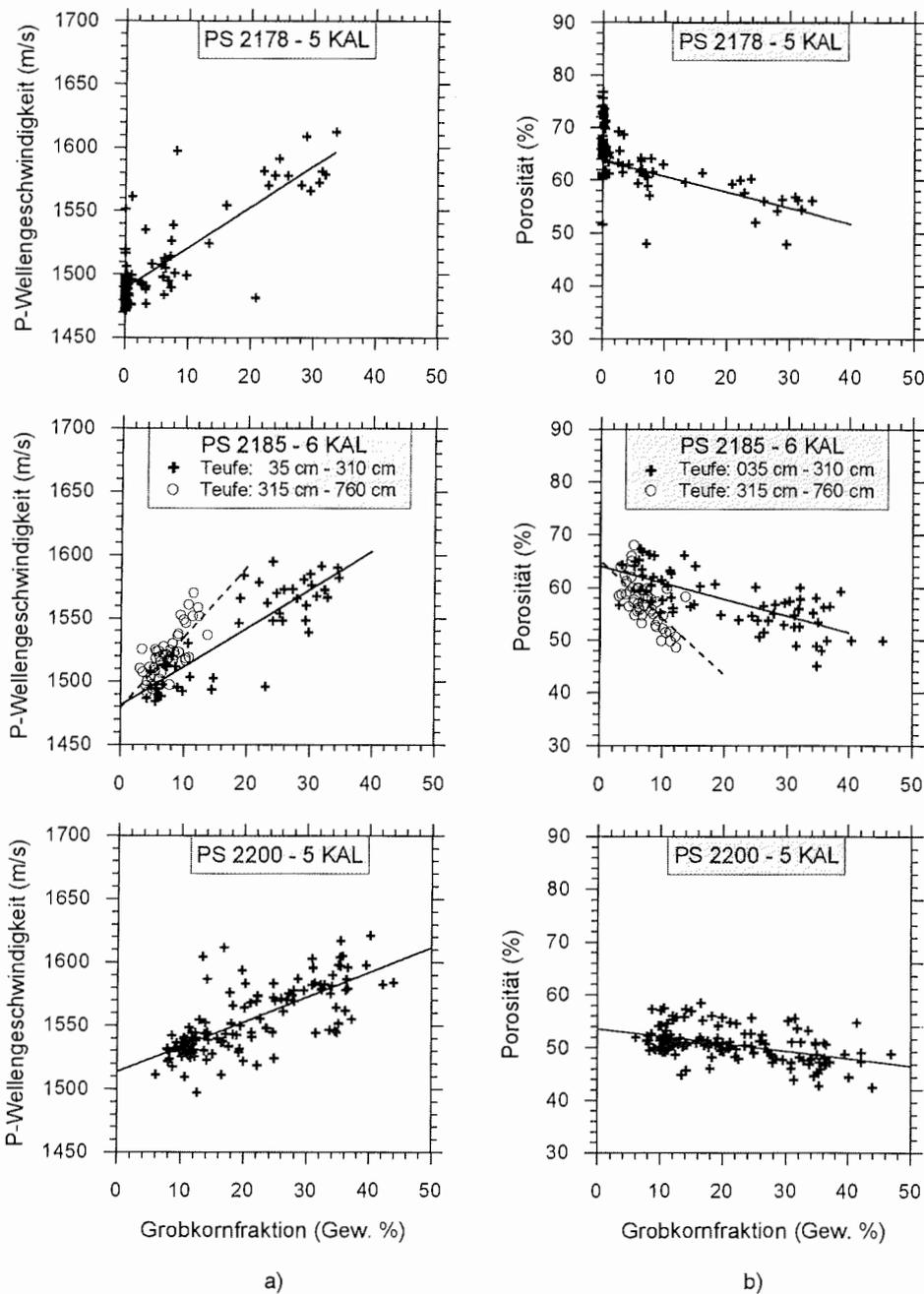


Abb. 4.12: a) Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Grobkornfraktion (> 63  $\mu\text{m}$  in Gew. %) sowie b) zwischen Porosität und Grobkornfraktion für die Kerne PS 2178-5 KAL, PS 2185-6 KAL und PS 2200-5 KAL. Die durchgezogenen und unterbrochenen Linien bezeichnen jeweils lineare Regressionen und sind für Kern PS 2185-6 KAL unterteilt in die Teufenabschnitte 35 - 310 und 315 - 760 cm.

PS 2185-6 KAL, Lomonosov Rücken

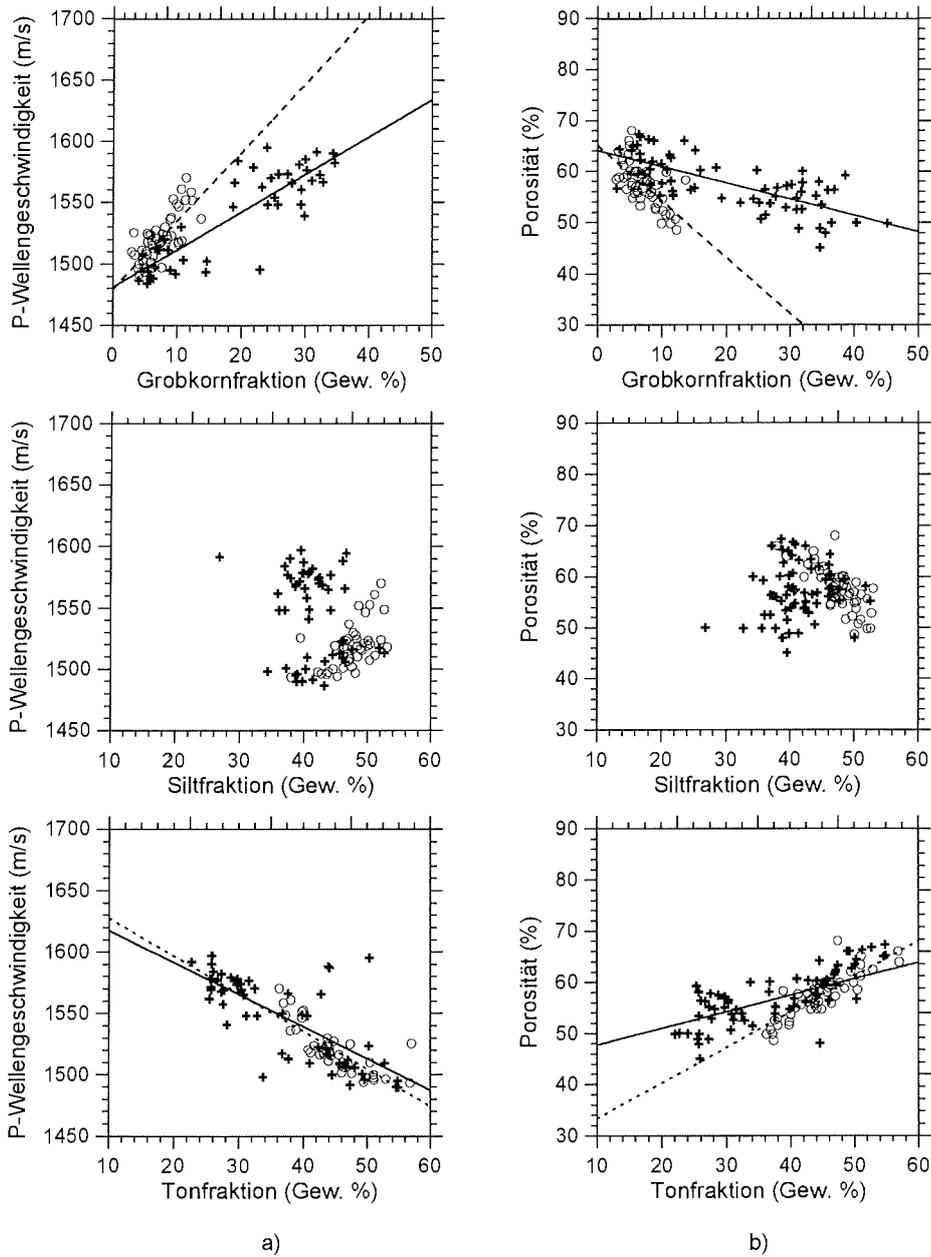


Abb. 4.13: a) Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Grobkornfraktion (> 63  $\mu\text{m}$  in Gew. %), Siltfraktion (> 4 und < 63  $\mu\text{m}$  in Gew. %), sowie Tonfraktion (< 4  $\mu\text{m}$  in Gew. %), wie auch b) zwischen Porosität und Grobkornfraktion, Siltfraktion sowie Tonfraktion für den Kern PS 2185-6 KAL. Die durchgezogenen und unterbrochenen Linien bezeichnen jeweils lineare Regressionen und sind unterteilt in die Teufenabschnitte 35 - 310 und 315 - 760 cm.

Der Kastenlotkern PS 2185-6 KAL vom Lomonosov Rücken zeigt die nach Gleichung 4.9 postulierte negative Korrelation der P-Wellengeschwindigkeit mit zunehmender Tonfraktion, während für die Siltfraktion keine eindeutige Abhängigkeit zu verzeichnen ist (Abb. 4.13a). Die an Abbildung 4.9 zu erkennende starke Abnahme der Grobkornvariationen ab einer Kerntiefe von 310 cm, wird von einer allgemeinen Verringerung der mittleren Korngröße begleitet. In diesem Kernabschnitt ändern sich deutlich die Relationen zwischen Porosität und den Korngrößen im Vergleich zum oberen Kernabschnitt (Abb. 4.13). Nach einer Chronostratigraphie von Schäper (1994) und Frederichs (1995) zeigen die Sedimente eine kontinuierliche Sedimentation, so daß die Änderungen in den Relationen nicht durch einen Hiatus verursacht sein können. Die Verringerung der mittleren Korngröße führt offensichtlich zu einer sich vom oberen Kernabschnitt unterscheidenden Matrixstruktur. Sie ist kompakter, da sie eine Abnahme der Porosität bei vergleichbaren Gewichtsanteilen der Korngrößen hervorruft. Über die Ursachen kann nur spekuliert werden. Da unterschiedliche Kompaktion und Diagenese auszuschließen sind (M. Wahsner, pers. Mitt.), scheint die Verschiebung des Korngrößenspektrums auf Änderungen des Eintrags aufgrund veränderter ozeanographischer Verhältnisse zu basieren. So kann ein Wechsel in der Strömungsgeschwindigkeit zu einer besseren oder schlechteren Sortierung der Korngrößen führen. Variationen der Wassermassenzirkulation könnten eine Verlagerung der Transportwege von Eismassen zur Folge haben und damit den Rückgang des Anteils der Sandfraktion erklären.

Im Teufenbereich zwischen 35 cm und 310 cm ist die Steigung der Regressionsgeraden ( $v_p$  als Funktion der Grobkornfraktion) für den Kern PS 2185-6 KAL vom Lomonosov Rücken ähnlich wie die für den Kern PS 2178-5 KAL aus dem Makarov Becken (Abb. 4.12). Dies unterstützt die Hypothese, daß die beiden Kerne stratigraphisch vergleichbar sind (Abb. 4.10).

Die für den Kern PS 2200-5 KAL berechneten Regressionsgeraden unterscheidet sich allerdings von den beiden anderen Kernen. Auch ist die berechnete Regressionsgerade für die Porosität in Abhängigkeit von der Grobkornfraktion für diesen Kern statistisch nicht signifikant. Die Ursache hierfür ist sicherlich in der durchgehend relativ hohen Grobkornfraktion und dadurch bedingten geringen Variation der Porosität zu suchen. Die Grobkornfraktion und das unterschiedliche Korngrößenspektrum führt zu vermehrten Partikelkontakten und somit zu einer im Mittel leicht höheren P-Wellengeschwindigkeit. Für den Kern PS 2200-5 KAL ergibt sich ein im Mittel signifikanter Gewichtsanteil der Grobkornfraktion  $> 500 \mu\text{m}$ , der in den Sedimenten der Kerne PS 2178-5 KAL und PS 2185-6 KAL vernachlässigbar klein ist (Tabelle 4.3). Zudem setzen sich die Korngrößen  $> 500 \mu\text{m}$  im Kern PS 2200-5 KAL zum größten Teil aus glazigenen Gesteinsfragmenten  $> 1000 \mu\text{m}$  zusammen, die in den beiden anderen Kernen nicht nachweisbar.

Tabelle 4.3: Mittelwerte und Maximalwerte der Kornfraktion > 500 und > 1000 µm (in Gew. %) in den Sedimenten der Kerne PS 2178-5, PS 2185-6 KAL und PS 2200-5 KAL.

	PS 2178-5 KAL	PS 2185-6 KAL	PS 2200-5 KAL
Mittelwert > 500 µm (Gew. %)	0.12	0.23	1.46
Maximalwert > 500 µm (Gew. %)	1.72	1.49	16.28
Mittelwert > 1000 µm (Gew. %)	0.0	0.0	1.05
Maximalwert > 1000 µm (Gew. %)	0.0	0.0	14.2

Der sich von den beiden Kernen PS 2178-5 KAL und PS 2185-6 KAL unterscheidende Karbonatanteil kann ebenfalls Ursache der erhöhten P-Wellengeschwindigkeiten sein. Beträgt der mittlere Karbonatanteil im Kern PS 2185-6 KAL 0.36 Gew. % und erreicht maximal 4.1 Gew. %, so weist Kern PS 2200-5 KAL einen mittleren Karbonatanteil von 3.4 Gew. % und maximal 27 Gew. % auf. Nach Wollenburg (pers. Mitt.) setzt sich der Karbonatanteil teilweise aus gut erhaltenen Foraminiferen zusammen, die, wie in Kapitel 4.1 beschrieben, zu einer erhöhten P-Wellengeschwindigkeit führen. Leider liegen hier keine Gewichtsangaben vor, so daß Korrelationen zwischen Foraminiferengehalt und Porosität sowie zwischen Foraminiferengehalt und P-Wellengeschwindigkeit nicht möglich sind.

Die Annahme einer positiven Korrelation zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Grobkornfraktion ist für die drei Kernen statistisch signifikant. Sie zeigen aber unterschiedliche Steigungen und Ordinatenabschnitte der Regressionsparameter. Ein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen Porosität und Grobkornfraktion konnte darüber hinaus nur an zwei Kernen festgestellt werden. Eine allgemeine Relation anzugeben, die den linearen Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit, Porosität und Sandgehalt der drei Kerne beschreibt, wie es Han et al. (1986) für die Tonfraktion vorgeschlagen haben, ist aus diesen Gründen nicht sinnvoll.

#### 4.4 Sedimentphysikalische Variationen in Abhängigkeit von der Wassertiefe

Auffallend gegenüber dem Kern aus dem Makarov Becken sind die durchgehend relativ hohen Sandgehalte in den Sedimenten der Kerne vom Lomonosov Rücken (Abb. 4.8) und der Morris Jesup Schwelle (Abb. 4.9). Beide Kerne wurden in Wassertiefen um 1000 m gewonnen, während der Kern aus dem Makarov Becken aus einer Wassertiefe von 4008 m stammt. Ein derartiger, das Sedimentationsmilieu als Funktion der Wassertiefe charakterisierender Trend (Anderson, 1974; Hamilton et al., 1982) sollte nach dem zuvor beschriebenen funktionalen Zusammenhang auch für die P-Wellengeschwindigkeit und Porosität (Naßdichte) nachzuweisen sein.

Dazu wurden die hier bearbeiteten Kerne nach Wassertiefen in Beckenlagen und Hochlagen eingeteilt (Tabelle 4.4). Der Kern PS 2212-5 KAL von der Flanke des Yermak Plateaus ist in einer Wassertiefe von 2550 m gewonnen worden und war deshalb nicht in dieses Schema einzuordnen. Aus den Daten der so klassifizierten Kerne wurden Histogramme der P-Wellengeschwindigkeit, Porosität und Naßdichte berechnet, die in den Abbildungen 4.14 und 4.15 dargestellt sind.

Die Histogramme der Kerne aus Beckenlagen zeigen (Abb. 4.14) sowohl in der P-Wellengeschwindigkeit als auch in der Porosität und Naßdichte signifikante Unterschiede zu den Kernen aus Hochlagen.

Tabelle 4.4: Klassifikation der bearbeiteten Sedimentkerne in Beckenlagen und Hochlagen.

Beckenlagen			
Kernnummer	Region	Wassertiefe (m)	Kernlänge (m)
PS 2178 - 5 KAL	Makarov Becken	4008	7.70
PS 2197 - 1 KAL	Amundsen Becken	4154	8.96
PS 2176 - 3 KAL	Amundsen Becken	4363	9.76
PS 2171 - 4 KAL	Amundsen Becken	4395	3.25
PS 2174 - 5 KAL	Amundsen Becken	4427	9.60
PS 2173 - 1 KAL	Amundsen Becken	4558	5.50
Hochlagen			
Kernnummer	Region	Wassertiefe (m)	Kernlänge (m)
PS 2185 - 6 KAL	Lomonosov Rücken	1052 m	8.20
PS 2200 - 5 KAL	Morris Jesup Schwelle	1073 m	7.70
PS 2177 - 5 KAL	Lomonosov Rücken	1400 m	6.94

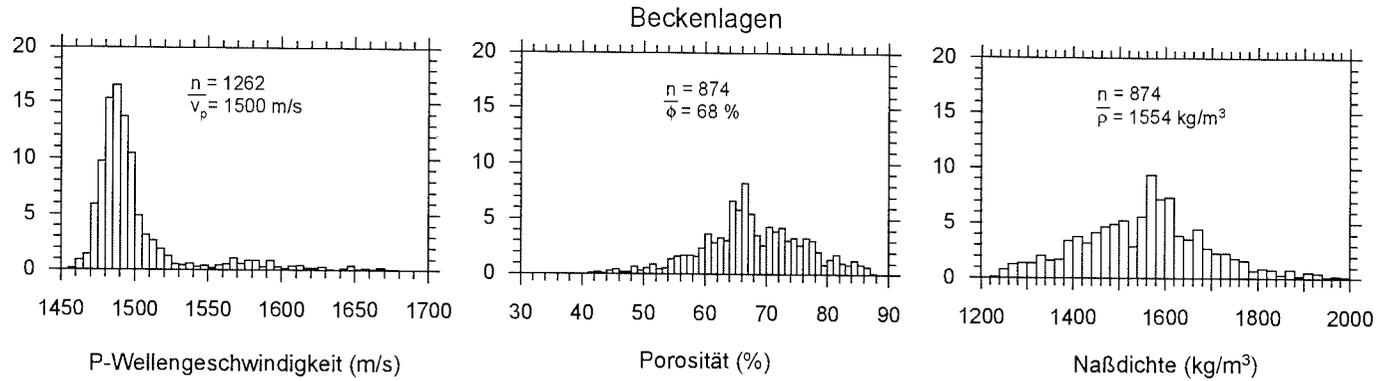


Abb. 4.14: Relative Häufigkeiten der P-Wellengeschwindigkeiten, Porositäten und Naßdichten für Kerne aus Beckenlagen (vergl. Tabelle 4.4).

61

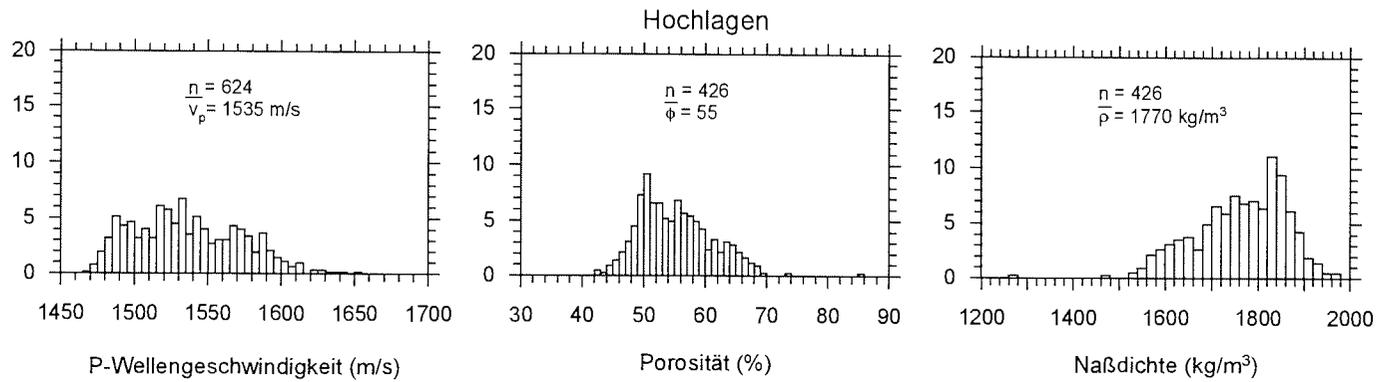


Abb. 4.15: Relative Häufigkeiten der P-Wellengeschwindigkeiten, Porositäten und Naßdichten für Kerne aus Hochlagen (vergl. Tabelle 4.4).

Für die Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten ergibt sich ein ausgeprägtes Maximum von 16.7 % zwischen 1480 und 1490 m/s (Mittelwert  $1500 \pm 36$  m/s) und nur geringe Anteile an P-Wellengeschwindigkeiten größer 1530 m/s. Die im Vergleich wesentlich breitere Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten in Kernen aus Hochlagen (Abb. 4.15) zeigt dagegen kein klar definiertes Maximum. (Mittelwert  $1535 \pm 36$  m/s). Das Histogramm weist signifikante Anteile im P-Wellengeschwindigkeitsbereich zwischen 1530 und 1615 m/s auf.

Analog zu der negativen Korrelation zwischen Porosität und P-Wellengeschwindigkeit (vergl. Abb. 4.5) zeigt das Histogramm der Porosität der Kerne aus Beckenlagen ein Maximum bei relativ hohen Porositäten (66 %, Mittelwert  $68 \pm 8$  %) und liegt damit deutlich höher als das Maximum der Kerne aus Hochlagen (50 %, Mittelwert  $55 \pm 6$  %). Für die aus der Porosität berechnete Naßdichte zeigt das Histogramm der Beckenlagen in guter Näherung eine Normalverteilung mit einem Mittelwert von  $1554 \pm 139$  kg/m<sup>3</sup> und einem Maximum zwischen 1560 und 1580 kg/m<sup>3</sup>. Das Naßdichtehistogramm der Hochlagen ist eindeutig durch relativ hohe Naßdichten mit signifikanten Anteilen zwischen 1800 und 1940 kg/m<sup>3</sup> gewichtet. Es zeichnet sich durch ein deutliches Maximum zwischen 1820 und 1840 kg/m<sup>3</sup> aus und wird durch einen Mittelwert von  $1763 \pm 98$  kg/m<sup>3</sup> charakterisiert.

Die ausgeprägten Unterschiede der in Abhängigkeit von der Wassertiefe zusammengefaßten Histogramme von P-Wellengeschwindigkeiten, Porositäten und Naßdichte erlauben eine klare Klassifizierung der arktischen Sedimente in Becken- und Hochlagen.

#### 4.4.1 Charakterisierung der Sedimente verschiedener Regionen im östlichen Arktischen Ozean durch Porosität und Naßdichte

Die eindeutige Differenzierung der Sedimente aus Becken- und Hochlagen anhand der Porosität und Naßdichte eröffnet die Möglichkeit, auch solches Kernmaterial in eine Charakterisierung der Ablagerungen einzelner Gebiete im östlichen Arktischen Ozean mit einzubeziehen, an dem keine P-Wellengeschwindigkeiten gemessen wurden. Diese Sedimente sind mit einem Kolbenlot (GPC, Giant Piston Corer) gewonnen worden, das seine Funktion allerdings nicht immer einwandfrei erfüllte (Fütterer, 1992; Buckley et al., 1994).

Bei der Kernnahme wurde das Kernmaterial entweder gestaucht oder gestreckt, zum Teil aber auch gestört, so daß es sich nicht für detaillierte stratigraphische Vergleiche eignet. Es zeigte sich jedoch, daß die Absolutwerte der Porosität und der Naßdichte des Kolbenlotkernmaterials konsistent sind mit den Daten der Kastenlotkerne, die an den jeweiligen Lokationen genommen wurden (Abb. 4.16).

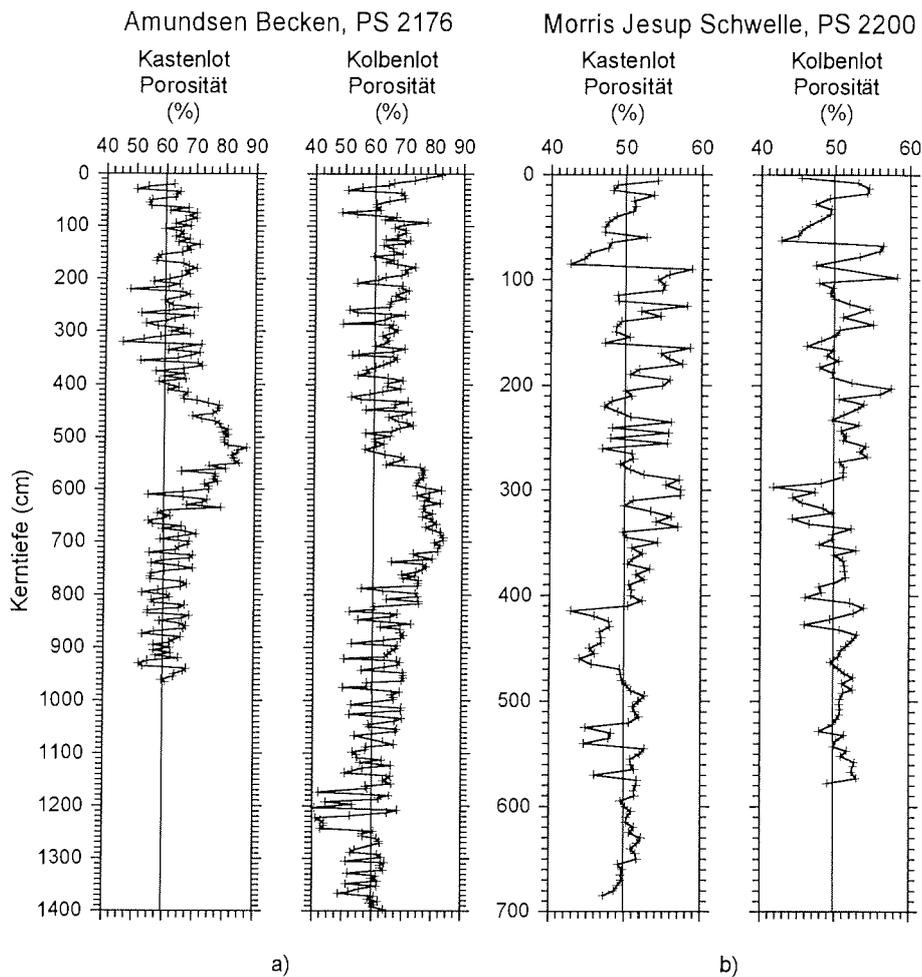


Abb. 4.16: Vergleich der an Kastenlotsedimenten und Kolbenlotsedimenten bestimmten Porositätswerte der Kernstationen PS 2176 (a) und PS 2200 (b). Die durchgezogene Linie bei 60 % (a) und 50 % Porosität (b) dient zur Vergleichbarkeit der Porositätsvariationen.

Die für die Histogramme in Abbildung 4.17, 4.18 und 4.19 verwendeten Kerne sind in Tabelle 4.5 aufgelistet und regional dem Gakkel Rücken, Lomonosov Rücken, der Morris Jesup Schwelle, dem Yermak Plateau, Amundsen Becken und Makarov Becken zugeordnet. Der Kern PS 2173-1 KAL aus dem Amundsen Becken besteht aus zwei Oberflächensedimentabschnitten, da das Kastenlot bei der Kernnahme zweimal in den Meeresboden eingedrungen ist. Der Kern wird aus diesem Grund im weiteren Verlauf dieser Arbeit nicht mehr berücksichtigt. Die an der Station PS 2187 am Lomonosov Rücken gewonnen Sedimentkerne stammen aus einer Wassertiefe von 3820 (GPC) respektive 3908 m (KAL) und wurden deshalb weder dem Sattelpbereich des Rückens noch dem Amundsen Becken zugeordnet.

Tabelle 4.5: Regionale Gruppierung des Kernmaterials, für die Messungen der Porosität und Naßdichte durchgeführt wurden.

Gakkel Rücken			Amundsen Becken		
Kernnummer	Wassertiefe (m)	Anzahl der Messungen	Kernnummer	Wassertiefe (m)	Anzahl der Messungen
PS 2165 - 4 KAL	1835	44	PS 2195 - 3 GPC	3966	187
PS 2165 - 1 GPC	2011	111	PS 2170 - 3 GPC	4112	230
PS 2164 - 6 GPC	2111	47	PS 2197 - 1 KAL	4154	173
Lomonosov Rücken			PS 2190 - 1 KAL	4275	82
PS 2189 - 5 GPC	1001	202	PS 2175 - 5 GPC	4313	320
PS 2185 - 6 KAL	1052	153	PS 2176 - 3 KAL	4363	190
PS 2185 - 7 GPC	1069	148	PS 2174 - 3 GPC	4394	256
PS 2177 - 5 KAL	1400	134	PS 2176 - 1 GPC	4395	283
Morris Jesup Schwelle			PS 2171 - 4 KAL	4395	62
PS 2200 - 5 KAL	1073	138	PS 2174 - 5 KAL	4427	186
PS 2202 - 7 GPC	1081	196	PS 2172 - 4 GPC	4481	194
PS 2200 - 6 GPC	1087	115	Makarov Becken		
Yermak Plateau			PS 2180 - 2 GPC	3991	259
PS 2213 - 6 GPC	853	258	PS 2178 - 5 KAL	4008	160
			PS 2178 - 3 GPC	4009	267

In den Abbildungen 4.17 und 4.18 sind die relativen Häufigkeiten der Naßdichten von Kernen aus verschiedenen Arealen des Arbeitsgebietes dargestellt, die in Abbildung 4.19 zu regionalen Porositäts- und Naßdichtehistogrammen zusammengefaßt sind. Die Histogramme der Porositäten und Naßdichten in Abbildung 4.19 bestätigen im Vergleich mit den Abbildungen 4.14 und 4.15 prinzipiell die Unterscheidung in Becken- und Hochlagen. Die relativen Häufigkeiten der Porositäten der Sedimente vom Gakkel Rücken, Lomonosov Rücken und von der Morris Jesup Schwelle bilden Maxima im Bereich von 50 %, während im Amundsen und Makarov Becken die Maxima über der 60 % Marke liegen. Dementsprechend zeigen die Histogramme der Naßdichten vom Gakkel Rücken, Lomonosov Rücken und von der Morris Jesup Schwelle Extrema zwischen etwa 1700 und 1900 kg/m<sup>3</sup>, im Amundsen und Makarov Becken um 1600 kg/m<sup>3</sup>.

Eine Ausnahme bilden die Häufigkeitsverteilungen der Naßdichten und Porositäten vom Yermak Plateau. Sie lassen sich nicht der Kategorie von Hochlagen zuordnen. Sie entsprechen eher denen des Makarov und Amundsen Beckens. Dies wird in den Mittelwerten und Standardabweichungen für Porosität und Naßdichte besonders deutlich (Tabelle 4.6).

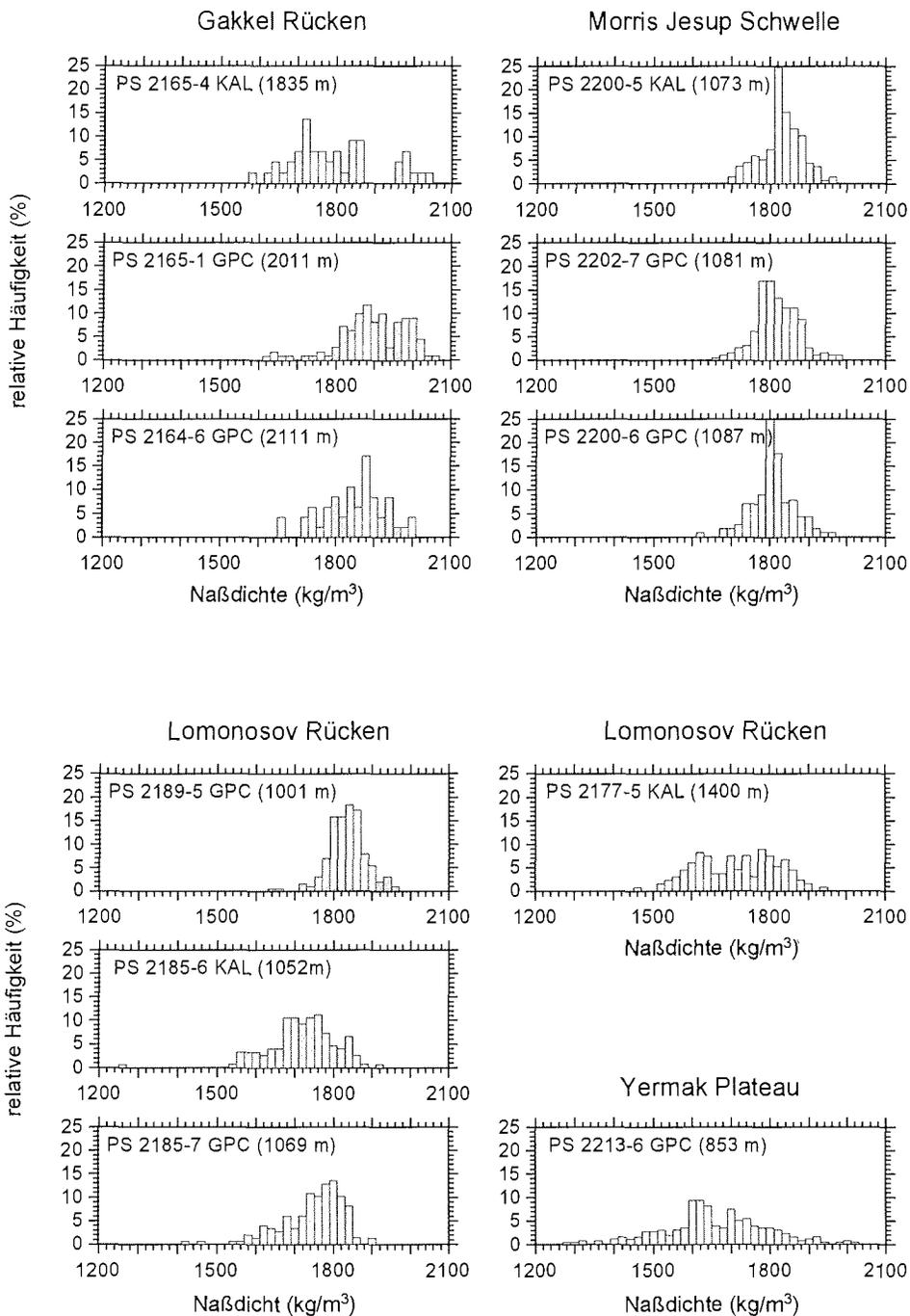


Abb. 4.17: Relative Häufigkeiten der Naßdichten in Sedimenten vom Gakkel und Lomonosov Rücken, von der Morris Jesup Schwelle sowie vom Yermak Plateau (vergl. Tabelle 4.5).

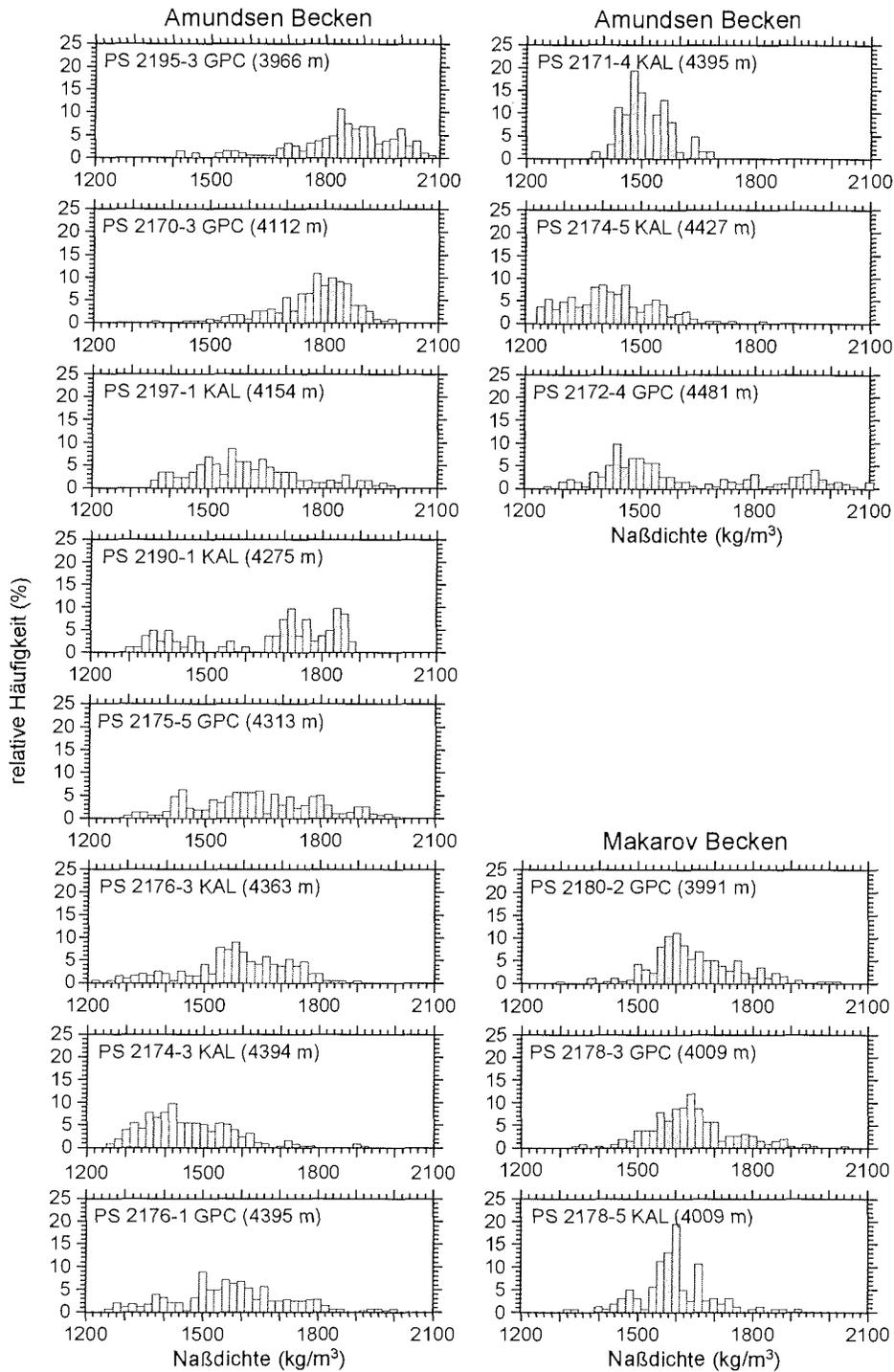


Abb. 4.18: Relative Häufigkeiten der Naßdichten in Sedimenten aus dem Amundsen und Makarov Becken (vergl. Tabelle 4.5).

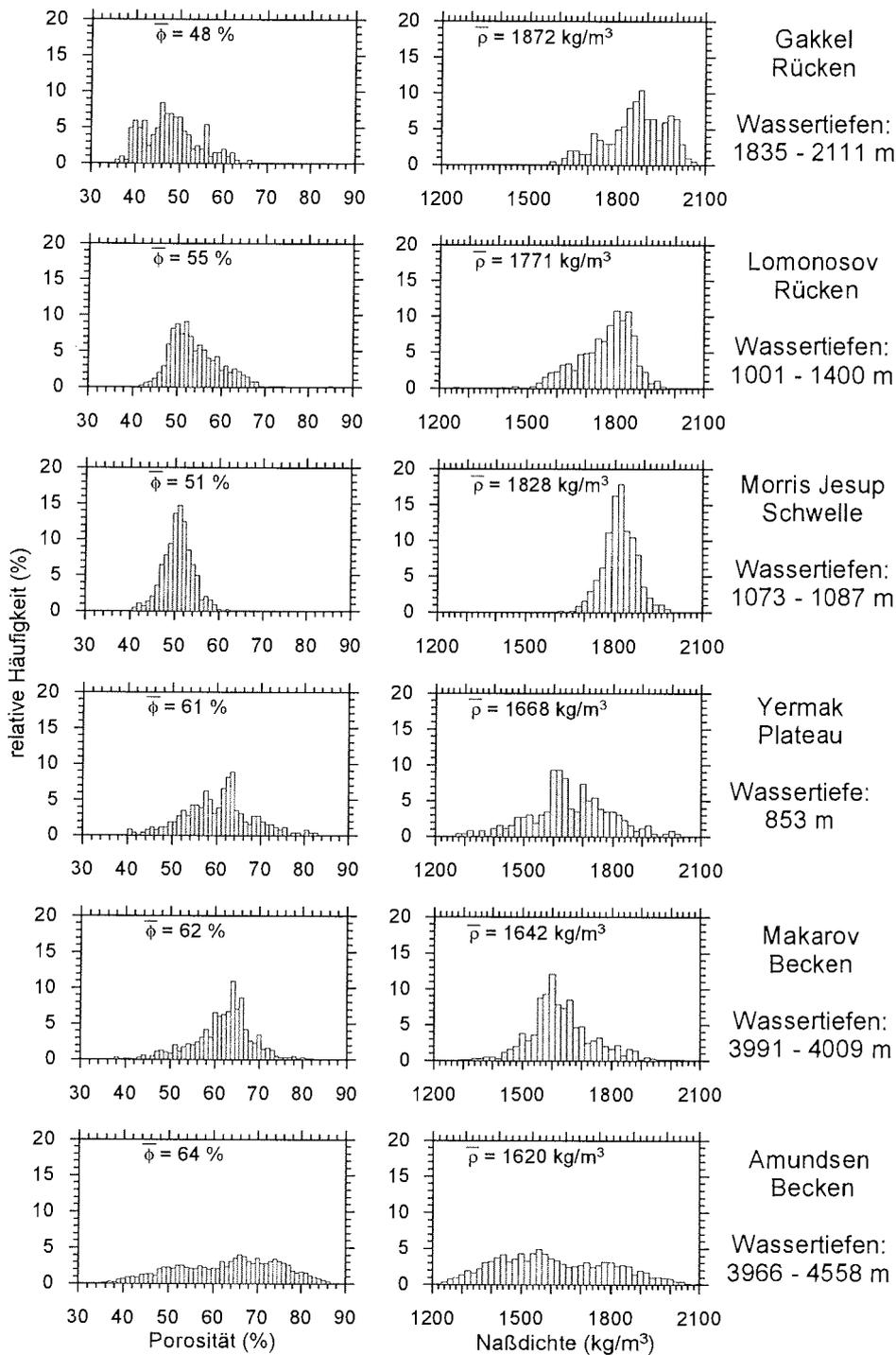


Abb. 4.19: Regional zusammengefaßte relative Häufigkeiten der Porositäten und Naßdichten in Sedimenten der östlichen Arktis (vergl. Tabelle 4.5).

Tabelle 4.6: Mittelwerte und Standardabweichungen der Porosität und Naßdichte für einzelne Regionen der östlichen Arktis (siehe Abb. 4.19).

Region	Porosität (%)	Naßdichte (kg/m <sup>3</sup> )	Anzahl der Messungen
Gakkel Rücken	48 ± 6	1872 ± 102	202
Lomonosov Rücken	55 ± 6	1771 ± 94	637
Morris Jesup Schwelle	51 ± 3	1828 ± 54	449
Yermak Plateau	61 ± 7	1668 ± 133	258
Makarov Becken	62 ± 7	1642 ± 108	686
Amundsen Becken	64 ± 11	1620 ± 186	2163

Der Kern vom Yermak Plateau ist offensichtlich nicht wie die Kerne vom Lomonosov Rücken, von der Morris Jesup Schwelle und vom Gakkel Rücken durch einen mehr oder weniger durchgehend erhöhten Grobkornfraktionsanteil gekennzeichnet. Als mögliche Ursache hierfür wurde zuvor eine strömungsbedingte Selektion der Korngrößen angenommen. Am Yermak Plateau scheint demnach eine ungestörte pelagische Sedimentation vorzuherrschen.

Auffallend ist beim Vergleich der Regionen die sehr hohe Standardabweichung der Naßdichte und Porosität im Amundsen Becken. Sie dürfte zum Teil auf die große Anzahl von Turbiditlagen in den dortigen Sedimenten zurückzuführen sein, die in den Histogrammen von Abbildungen 4.18 teilweise bimodale Verteilungen der Porositäten und Naßdichten verursachen.

An dieser Stelle ist darauf hinzuweisen, daß zwar Porositäten kleiner 60 % (Naßdichten über etwa 1700 kg/m<sup>3</sup>) mit einem signifikanten Grobkornfraktionsanteil zu assoziieren sind (Kapitel 4.3), dies jedoch nicht notwendigerweise Turbidite anzeigt, da sie von Einträgen durch Seeis oder Eisberge nicht ohne zusätzliche Untersuchungen sicher zu unterscheiden sind. So ist nach Fütterer (1992) der hohe Mittelwert der Naßdichte in den Sedimenten vom Gakkel Rücken sowohl auf klastisches Material aus Seeis und Eisbergen zurückzuführen, als auch auf Turbidite, die durch gradierte Sand-/Siltlagen dokumentiert sind.

Der Mittelwert und die Standardabweichung der Porosität sowie der Naßdichte (Tabelle 4.6) am Lomonosov Rücken unterscheiden sich kaum von denen der Morris Jesup Schwelle. Ebenso sind die Verteilungsmuster ähnlich wie die von der Morris Jesup Schwelle (Abb. 4.17). Dies ist in beiden Arealen in erster Linie auf eine Selektion der abgelagerten Kornfraktionen durch Konturströmungen zurückzuführen. Mit zunehmender Wassertiefe sollte ein solcher Auswaschungseffekt an Intensität verlieren und die resultierende Zunahme der feinkörnigen Anteile in abnehmender Naßdichte nachweisbar sein. Für sechs Kerne vom Lomonosov Rücken zeigt Abbildung 4.20 und Tabelle 4.7 eine insgesamt signifikante, allerdings nicht kontinuierliche Abnahme der mittleren Naßdichte mit zunehmender Wassertiefe.

Lomonosov Rücken

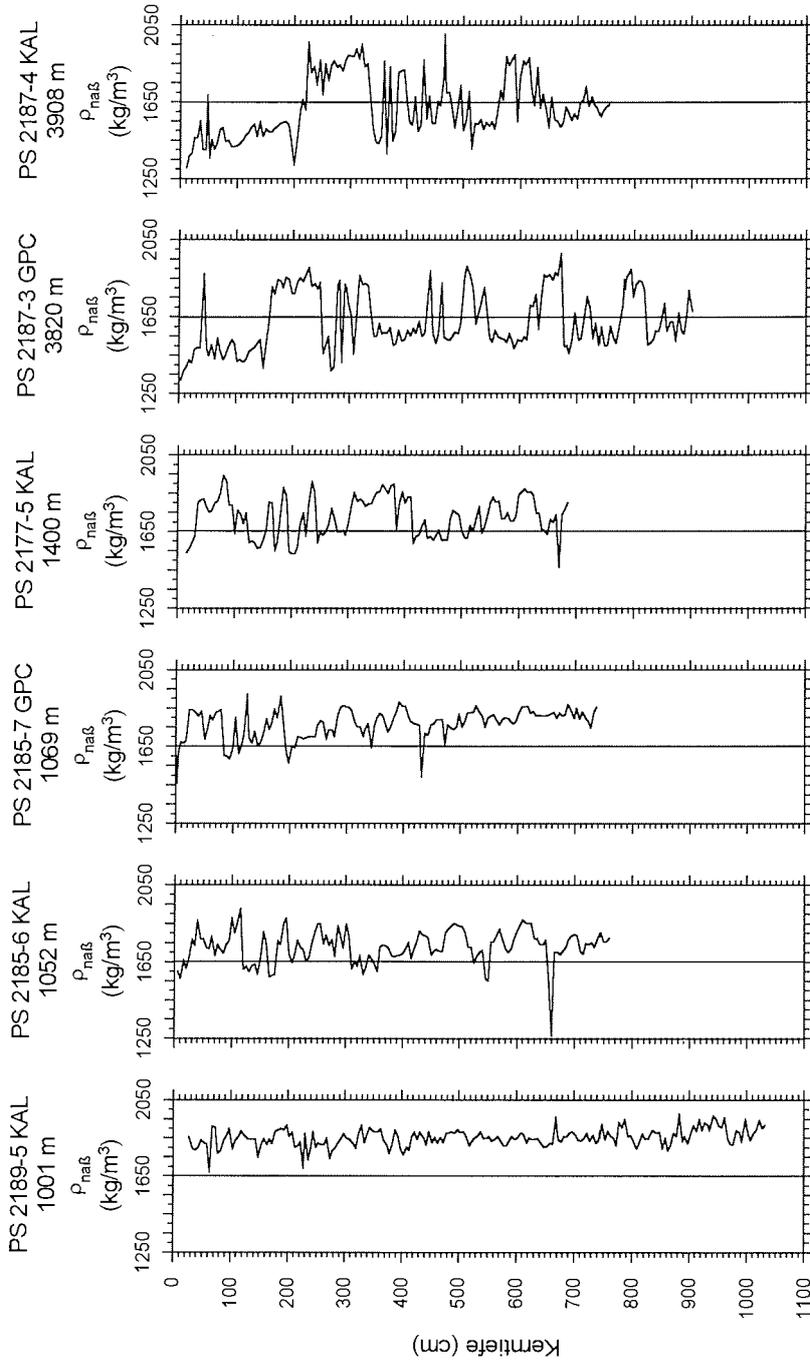


Abb. 4.20: Na&shlig;ichtlogs der Sedimente vom Lomonosov Rücken, geordnet nach Wassertiefen in der sie abgelagert wurden. Die durchgezogene Linie bei 1650 kg/m<sup>3</sup> dient zur Vergleichbarkeit der Na&shlig;ichtevierungen in den Kernen.

Die Mittelwerte der Naßdichte, der an den rund 135 km voneinander entfernten Stationen 2185 und 2189 gewonnenen Kerne zeigen bei einer Wassertiefendifferenz von nur etwa 50 m einen großen Unterschied. Der etwa zwischen den beiden Stationen gewonnene Kern PS 2177-5 KAL läßt dagegen keine signifikante Abweichung des Mittelwertes zu denen an Station PS 2185 gewonnenen Kernen erkennen, obwohl die Wassertiefendifferenz nahezu 350 m beträgt. Allerdings ist beim Vergleich der Histogramme der Kerne beider Stationen festzustellen (Abb. 4.17), daß die Verteilung der Naßdichten des Kerns PS 2177-5 KAL höhere Anteile um  $1600 \text{ kg/m}^3$  besitzt als die der Kerne an Station PS 2185, wie auch beim Vergleich der Naßdichtelogs an den Minima zu erkennen ist. Die Anteile geringerer Naßdichten lassen auf einen erhöhten Feinkornanteil in den Sedimenten des Kerns PS 2177-5 KAL schließen, die auf eine Abnahme der Geschwindigkeit der Konturströmung zurückzuführen ist.

Tabelle 4.7: Naßdichtemittelwerte der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken, geordnet nach der Wassertiefe.

Kernnummer	Wassertiefe (m)	Naßdichte ( $\text{kg/m}^3$ )
2189 - 5 KAL	1001	1852
2185 - 6 KAL	1052	1736
2185 - 7 GPC	1069	1756
2177 - 5 KAL	1400	1725
2187 - 3 GPC	3820	1621
2187 - 4 KAL	3908	1629

Der vergleichsweise große Naßdichtemittelwert der Sedimente des Kerns an Station PS 2189 könnte auf ein exponiertes Ablagerungsmilieu hindeuten, an der eine verhältnismäßig hohe Strömungsgeschwindigkeit vorherrscht. In Kapitel 6.3 wird zudem mit Hilfe von einzelnen Seismogrammen aus Parasound Profilen und von Stationen gezeigt, daß die Mächtigkeit der Sedimentlagen auf den ersten Teufenmetern mit der Wassertiefe zunimmt und belegen somit einen Auswaschungseffekt am Lomonosov Rücken.

Die in den Sedimenten aus dem Makarov Becken dokumentierten hohen Konzentrationen an feinkörnigem Material und die im Vergleich zum Lomonosov Rücken im Mittel höhere Sedimentationsraten (Schäper, 1994) lassen zudem auf einen Schwebstoffeintrag vom Lomonosov Rücken schließen. Diese Vorstellung wird durch Ergebnisse von Aagaard (1981) gestützt, dessen ozeanographische Untersuchungen am Lomonosov Rücken zeigten, daß kaltes Wasser aus dem Amundsen Beckens über den Rücken strömt und ins Makarov Becken absinkt.

Die Histogramme der Porosität und Naßdichte ergeben in einzelnen Regionen der östlichen Arktis spezifische Verteilungsmuster, die Sedimentationsräume charakterisieren. Während am Yermak Plateau eine für Hochlagen der östlichen Arktis atypische, ungestörte pelagische Sedimentation vorherrscht, sind der Lomonosov Rücken und die Morris Jesup Schwelle durch Auswaschungseffekte geprägt. Die erhöhte Grobkornfraktion auf dem Gakkel Rücken läßt sich dagegen durch Turbidite und Einträge eistransportiertem Materials erklären. Von turbiditischen Lagen im Amundsen Becken und von eistransportiertem Material eingetragene grobkörnige Lagen im Makarov Becken abgesehen werden die Sedimente in diesen Becken durch feinkörnige Fraktionen dominiert.

## 5 INTERPRETATION DIGITALER PARASOUND SEISMOGRAMME

Für die Interpretation der Parasound Seismogramme sind die an den Kernen gemessenen Naßdichten und Kompressionswellengeschwindigkeiten von primärem Interesse. Das Produkt dieser Parameter bestimmt das akustische Impedanzprofil und ist in Abhängigkeit vom Auflösungsvermögen des angewandten Echolotsystems (Kapitel 2) im Reflexionsmuster der Echolotaufzeichnungen dokumentiert.

Aus den Kerndaten werden Impedanzprofile berechnet, die eine Modellierung mit synthetischen Seismogrammen ermöglichen. Durch Gegenüberstellung der digital registrierten Parasound Seismogramme und der synthetischen Seismogramme wird eine graphische Korrelation der Seismogramme angestrebt, die mit den in Kapitel 4 aufgezeigten Korrelationen der physikalischen und sedimentologischen Parameter eine Interpretation der Echolotaufzeichnungen und einen Aufschluß über die Deformation durch die Kernnahme erlauben sollte.

Die Durchführung der quantitativen Vergleiche zwischen digitalen Registrierungen und sedimentphysikalischen Messungen soll so einen Einblick in die Entstehung von Seismogrammen liefern.

### 5.1 Akustische Impedanz und Reflektivität

Die akustische Impedanz, auch als Schallwiderstand bezeichnet, ist das Produkt aus Naßdichte  $\rho_{na\beta}$  und P-Wellengeschwindigkeit  $v_p$ . Ändert sich an einer Grenzschicht die akustische Impedanz, so werden die Phänomene der akustischen Reflexion, Transmission, Brechung und Beugung einer auftretenden Kompressionswelle beobachtet.

Im allgemeinen Fall muß bei der Berechnung von Reflexion und Transmission der Einfallswinkel der Schallwelle berücksichtigt werden. Aufgrund des geringen Öffnungswinkels und der Strahlstabilisierung des Parasound Systems (Kapitel 2) kann die theoretische Behandlung der Echolotdaten jedoch prinzipiell auf die senkrechte Abstrahlung und den senkrechten Einfall ("normal incidence") einer ebenen Welle beschränkt bleiben (Rostek, 1991). Der Reflexionskoeffizient R für den senkrechten Einfall einer Welle auf eine ebene Grenzfläche wird aus dem Impedanzkontrast J der Schicht 1 zur Schicht 2 berechnet (Spieß, 1993)

$$R = \frac{\rho_{na\beta_1} \cdot v_{p_1} - \rho_{na\beta_2} \cdot v_{p_2}}{\rho_{na\beta_1} \cdot v_{p_1} + \rho_{na\beta_2} \cdot v_{p_2}} = \frac{1 - J_2 / J_1}{1 + J_2 / J_1} \quad 5.1$$

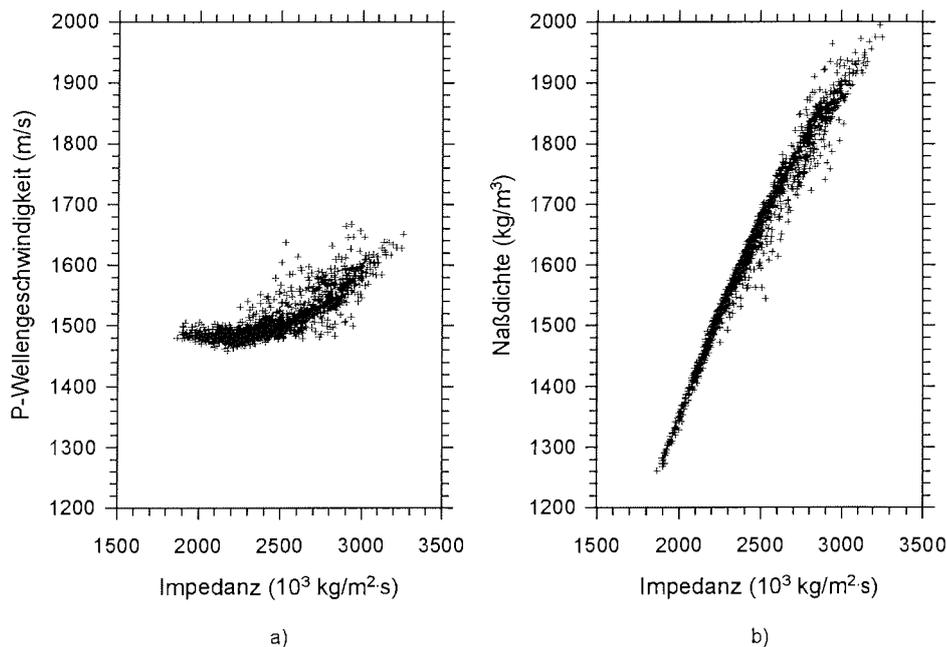


Abb. 5.1: (a) P-Wellengeschwindigkeit und (b) Naßdichte als Funktion der akustischen Impedanz. Dargestellt sind die jeweils 1285 Datenpaare der zehn Kerne, an denen diese physikalischen Parameter gemessen wurden.

Der Transmissionskoeffizient  $T$  ist dementsprechend definiert als

$$T = 1 - R = \frac{2 \cdot \rho_{na\beta_1} \cdot v_{p_1}}{\rho_{na\beta_1} \cdot v_{p_1} + \rho_{na\beta_2} \cdot v_{p_2}} = \frac{2 \cdot J_1}{J_1 + J_2} \quad 5.2$$

Die Messung der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte (Kapitel 3) am Kernmaterial ermöglichen die Berechnung der akustischen Impedanzprofile und der Reflexionskoeffizienten. Dabei werden die Impedanzen und somit auch die Reflexionskoeffizienten stärker durch die Naßdichte des Sedimentes als durch die P-Wellengeschwindigkeit beeinflusst. Abbildungen 5.1 zeigt, daß der Wertebereich der Naßdichte signifikant größer ist als der der P-Wellengeschwindigkeit. Die Naßdichte variiert zwischen minimal 1259 und maximal 1994 kg/m<sup>3</sup>, die P-Wellengeschwindigkeit dagegen nur zwischen minimal 1462 und maximal 1671 m/s. Bezogen auf die jeweiligen Maximalwerte beträgt die Variation der Naßdichte in den unkonsolidierten Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans 37 % (735 kg/m<sup>3</sup>), die der P-Wellengeschwindigkeit 12 % (209 m/s). Infolgedessen ergibt sich für die Impedanz eine wesentlich stärkere Abhängigkeit von der Naßdichte als von der P-Wellengeschwindigkeit.

Die unterschiedlichen Abstände der Meßpunkte von Naßdichte und P-Wellengeschwindigkeit erforderte vor der Berechnung der akustischen Impe-

danzlogs eine Interpolation. Aufgrund ihrer wesentlich geringeren Variabilität erfolgte eine lineare Interpolation der P-Wellengeschwindigkeit auf die Stützstellen der Naßdichte.

## 5.2 Synthetische Seismogramme

Die in dieser Arbeit verwendete Methode zur Modellierung der Fortpflanzung seismischer Wellen in geschichteten Medien basiert auf der Zustands-Raum-Methode im Zeitbereich nach Mendel et al. (1979). Bei der Berechnung der synthetischen Seismogramme wird der auf den Dichte- und P-Wellengeschwindigkeitskontrasten beruhende Impedanzunterschied zwischen zwei Meßpunkten einer Grenzfläche zugeordnet (Gl. 5.1). Um die Wellenfortpflanzung im Zeitbereich zu simulieren, müssen die räumlichen Abstände (m Schichten) zwischen Grenzflächen in zeitliche umgerechnet werden. Dazu wird der Grenzflächenabstand durch die P-Wellengeschwindigkeit dividiert. Das Ergebnis entspricht der Einweglaufzeit der nach unten laufenden Welle in der Schicht. Diese Umrechnung wird sukzessive für alle Schichten durchgeführt. Die Wellenbewegung wird zudem in jeder Schicht in ein nach unten und oben laufendes Signal (Zustand) zerlegt, so daß die Zweiweglaufzeit für die Schichten berechnet werden muß. Die Zustände des Schichtmodells werden demnach durch eine finite Anzahl von  $2m$  Variablen beschrieben. Der Zustand des Systems zur Zeit  $t$  wird dann durch  $2m$  Gleichungen als Punkt in einem  $2m$ -dimensionalen Zustandsraum dargestellt.

Zur numerischen Berechnung werden die Zustandsgleichungen durch eine Diskretisierung in der Zeit in Finite-Differenzen-Gleichungen überführt. Für die Anwendung dieser Gleichungen werden konstante Einweglaufzeiten benötigt. Da das für die Laufzeiten der Welle in den einzelnen Schichten nicht zutrifft, wird jede Schicht in Unterschichten zerlegt, in denen die Einweglaufzeit (Abtastintervall) konstant ist. Daraufhin wird die Reflektivitätsfunktion (Impulsantwortfunktion) des Untergrundmodells mit  $m$  Schichten berechnet, welche die Ausbreitung eines Dirac Pulses beschreibt. Dabei werden alle reflektierten und transmittierten Komponenten in einem gegebenen Laufzeitfenster, das abhängig von der Kernlänge ist, einschließlich interner Multipler berücksichtigt. Die anschließende Faltung mit einem beliebigen Quellsignal erzeugt das synthetische Seismogramm.

Die Methode nach Mendel et al. (1979) berücksichtigt keine Absorption der Welle. Auch muß bei der graphischen Korrelation der Seismogramme (Kapitel 5.3) beachtet werden, daß die Polarität der Welle durch die Impedanz bestimmt wird. Bei Reflexion an einer Schicht mit größerer akustischer Impedanz liegt an der Grenzfläche stets ein Knoten der Druckwelle vor, die Phase springt um eine halbe Wellenlänge, während bei Reflexion an einer Schicht geringerer Impedanz kein Phasensprung auftritt (Gerlach, 1971). Da die Naßdichte in konstanten Abständen von 5 cm bestimmt worden ist, fehlen

unter Umständen einzelne Reflektoren im Schichtmodell. Phase und Amplitude der synthetischen Seismogramme können deshalb im Vergleich zu Parasound Seismogrammen von Kernstationen starke Unterschiede aufweisen.

### 5.2.1 Modellparameter

Für die zeitliche Diskretisierung sollte ein Abtastintervall gewählt werden, das dem größten gemeinsamen Teiler aller Einweglaufzeiten entspricht (Mendel et al., 1979). Unter Berücksichtigung von Bandbreite und Grundfrequenz des Parasound Systems ist nach Spieß (1993) für eine Optimierung der Rechenzeit ohne Qualitätseinbuße ein Diskretisierungsabstand von 5  $\mu$ s geeignet, der auch hier für alle Modelle verwendet wurde.

Die Meßpunktabstände der Naßdichte bestimmen den Diskretisierungsabstand der Impedanzfunktion. Liegen die Meßwerte in Abständen von 10 cm vor, so wird die seismische Charakteristik wegen der komplexen Wechselwirkung der hochfrequenten Signale vielfach nicht hinreichend vollständig abgebildet. Erst bei einem Diskretisierungsabstand von um 5 cm, der auch in dieser Arbeit eingehalten wurde, werden die Seismogramme in der Regel annähernd korrekt berechnet (Rostek, 1991; Spieß, 1993).

Spieß (1993) hat durch Modellierungen von Gradientenzonen, dünnen Hochimpedanzschichten und Turbiditlagen mit graduellm Impedanzanstieg und scharfer Grenzfläche an der Basis, gezeigt, daß solche Strukturen mit einer Frequenz von 5.5 kHz und einer Pulslänge von 1 weitgehend korrekt abgebildet werden. Bei längeren Quellsignalen findet zum Teil eine Überlagerung der Reflexionseinsätze statt. Bei bestimmten Verhältnissen von Mächtigkeit zur Wellenlänge findet konstruktive oder destruktive Interferenz statt. Grundsätzlich ist vollständige konstruktive ( $n \cdot \lambda$ ) oder destruktive  $[(2 \cdot n - 1) \cdot \lambda / 2]$  Interferenz bei der Modellierung synthetischer Seismogramme möglich. Das Interferenzmuster, das durch die einfallende mit der reflektierten Wellengruppe oder durch Multiple gebildet wird, muß aufgrund der nur quasikontinuierlich berechneten Reflexionskoeffizienten (alle 5 cm) allerdings nicht exakt mit dem vom Parasound Signal gebildeten Interferenzmuster übereinstimmen.

### 5.2.2 Parasound Quellsignal

Das Parasound Quellsignal ist im Fernfeld unbekannt, wird aber nach Spieß (1993) in sehr guter Näherung als Sinusoid erzeugt, mit einstellbaren Pulslängen von 1 bis 8 Perioden und Frequenzen, die in Schritten zwischen 2.5 und 5.5 kHz wählbar sind. Die Bandbreite ist dabei abhängig von der verwendeten Pulslänge und Frequenz. Die Signalspektren zeigen eine zunehmende Bandbreite mit abnehmender Pulslänge und zunehmender Frequenz (Spieß, 1993). Sie ist daher optimal bei einer Pulslänge von 1 und einer Frequenz von

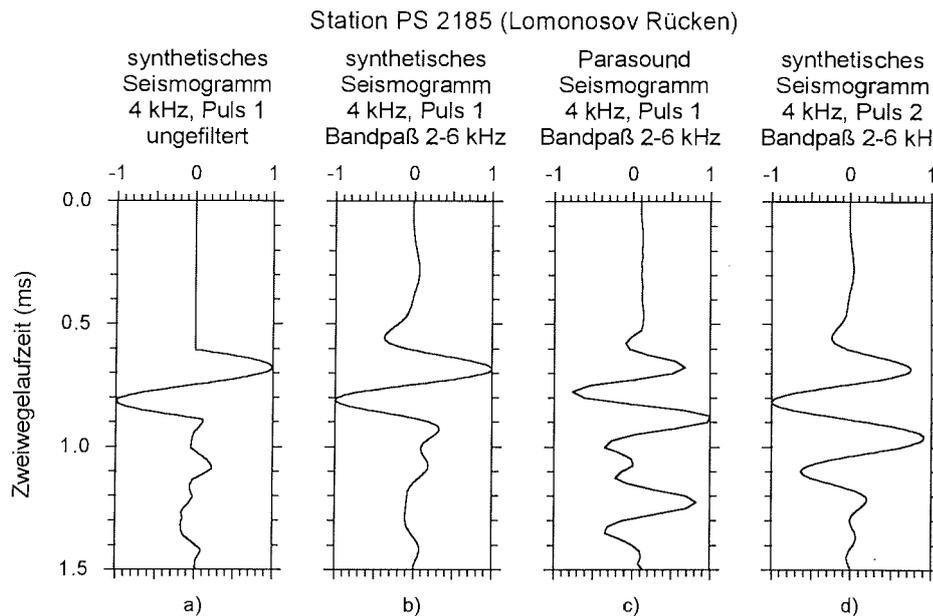


Abb. 5.2: Vergleich der Meeresbodenechos synthetischer Seismogramme, modelliert mit den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2185-6 KAL, mit dem Meeresbodenecho eines Parasound Seismogramms an Station 2185 (Lomonosov Rücken). a) Ungefiltertes Seismogramm und b, d) von 2 - 6 kHz bandpaßgefilterte synthetische Seismogramme mit einer Quellsignalfrequenz von 4 kHz und den Pulslängen 1 und 2. c) Meeresbodenecho aus einem 4 kHz Parasound Seismogramm der Pulslänge 1. Um die Vorläuferminima darzustellen, beginnen die Seismogrammausschnitte 0.6 ms vor dem Meeresbodenecho. Alle Seismogramme sind auf den Maximalwert normiert.

5.5 kHz, wird aber durch einen Bandpaßfilter von 2 bis 6 kHz im Empfangssystem der Parasound Anlage aus technischen Gründen begrenzt. Daraus resultiert ein längeres Signal mit einem Vorläuferminimum, das eine Identifikation des Ersteinsatzes erschwert, und Nachschwingungen.

In Abbildung 5.2 ist das Meeresbodenecho eines ungefilterten und eines Butterworth Bandpaß (2 - 6 kHz) gefilterten synthetischen Seismogramms dem Ausschnitt des entsprechenden Parasound Seismogramms an der Station PS 2185 (Lomonosov Rücken) gegenübergestellt. Die Quellsignalfrequenz beträgt bei allen Seismogrammen 4 kHz. Die Pulslängen der synthetischen Seismogramme variieren zwischen einer Pulslänge und zwei Pulslängen, das Parasound Seismogramm wurde mit einer Pulslänge registriert. Alle synthetischen Seismogramme sind mit einem Sinusoid modelliert, das mit der Phase Null beginnt. Beim Vergleich des ungefilterten mit dem gefilterten synthetischen Seismogramm ist in letzterem deutlich ein Vorläuferminimum und ein Nachläufermaximum zu erkennen. Die Bandpaßfilterung bewirkt eine Verlängerung des Signals.

Spieß (1993) konnte mit Hilfe der Autokorrelation der Signale zeigen, daß bei der elektronischen Umsetzung der Parasound Signale mit Pulslängen größer 3 eine ganze zusätzliche Schwingungsperiode generiert wird. Die Seismogramme in Abbildung 5.2 zeigen, daß dieses Ergebnis ähnlich auch auf die Pulslänge 1 erweitert werden kann. Das Parasound Seismogramm ist eindeutig besser mit dem synthetischen Seismogramm der Pulslänge 2 zu korrelieren als mit dem synthetischen Seismogramm der Pulslänge 1. Diese Beobachtung könnte in diesem Fall allerdings auch auf die Feinstruktur der obersten 20 cm der Sedimente zurückzuführen sein, wenn dort anstatt einer scharfen Grenzfläche ein Gradient der akustischen Impedanz existiert. Das Bodenecho würde dann durch eine Überlagerung zweier Kantenreflexionen gebildet. Der Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen Parasound Seismogrammen in Kapitel 5.3 zeigt aber, daß eine Signalverlängerung um eine weitere Periode in allen Parasound Seismogrammen der Pulslänge 1 beobachtet wird.

Um diesem Phänomen Rechnung zu tragen, werden in Abschnitt 5.3 zur optimalen graphischen Korrelation zwei synthetische Seismogramme bereitgestellt. Zu dem mit den jeweiligen Parasound Parametern berechneten synthetischen Seismogramm ist ein synthetisches Seismogramm mit einer um 1 erhöhten Pulslänge dargestellt. Die synthetischen Seismogramme können dabei unabhängig von der Pulslänge und möglichen Interferenzmustern über die Reflektivitätsfunktion korreliert werden.

Anzumerken ist, daß die digitalen Parasound Registrierungen erstmals während der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC '91" auf fast allen Stationen durchgehend mit der Pulslänge 1 und einer Frequenz von 4 kHz durchgeführt wurden, um eine hohe Bandbreite und Strukturauflösung zu erzielen. Diese Einstellungen ermöglichen, wie gezeigt werden soll, eine graphische Korrelation der Parasound Seismogramme mit den synthetischen Seismogrammen. Erst nach Beendigung der jeweiligen Station wurde die Anlage auf die üblichen 4 Pulslängen und 4 kHz der Profifahrten umgestellt.

### 5.3 Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen Parasound Seismogrammen

Der Vergleich von synthetischen Seismogrammen und Parasound Seismogrammen soll zeigen, daß eine wechselseitige graphische Zuordnung einzelner Wellengruppen und damit eine Interpretation der Parasound Seismogramme in Bezug auf Intensität und Lage von Reflexionen möglich ist. Darüber hinaus wird angestrebt, Aufschluß über die Deformation der Sedimente durch die Kernnahme zu erhalten, um über entsprechend korrigierte Kerntiefen realistische Sedimentationsraten berechnen zu können.

#### 5.3.1 Kernstationen im Amundsen Becken

##### 5.3.1.1 Station PS 2174

Abbildung 5.3 zeigt die P-Wellengeschwindigkeit, die Naßdichte, die akustische Impedanz, die Reflektivitätsfunktion und die synthetischen Seismogramme für den im Amundsen Becken gewonnenen Kern PS 2174-5 KAL im Vergleich mit einem an der Kernstation aufgezeichneten Parasound Seismogramm.

Zur optimalen graphischen Korrelation sind die synthetischen Seismogramme der Pulslänge 1 und 2 dargestellt. Alle Seismogramme sind normiert und gefiltert (Butterworth Bandpaß 2 - 6 kHz), die Reflektivitätsfunktionen ist ebenfalls normiert. Die Graphik wurde, wie auch die folgenden, auf eine Zweiwegelaufzeit von 13.3 ms ausgelegt, so daß alle Kernparameter und Seismogramme in einem einheitlichen Maßstab gezeigt werden.

Auffallend ist in Abbildung 5.3 das Fehlen sedimentphysikalischer Daten für die ersten etwa 0.45 ms. Dies ist ein generelles Problem. Es gelang in der Regel zwar die Oberflächensedimente der Kastenlote vollständig zu bergen, diese lösten sich aber bedingt durch die waagerechte Lagerung der Kastenlote fast immer von dem Rest der Sedimentsäule und kippten seitlich um, so daß sedimentphysikalische Messungen nicht möglich waren. Um die synthetischen Seismogramme korrekt am Kernanfang beginnen zu lassen, wird als Meeresbodenreflektor die aus den ersten gemessenen physikalischen Parametern berechnete Impedanz eingesetzt. In der Berechnung der synthetischen Seismogramme wird die Schicht zwischen diesem Meeresbodenreflektor und dem ersten gemessenen Wert als eine Schicht modelliert. Das synthetische Seismogramm hat dann die richtige Kernlänge ist ansonsten aber am Kernanfang falsch berechnet. Beim Vergleich der Parasound Seismogrammen mit den synthetischen Seismogramme ist dies zu berücksichtigen.

Amundsen Becken, Station PS 2174

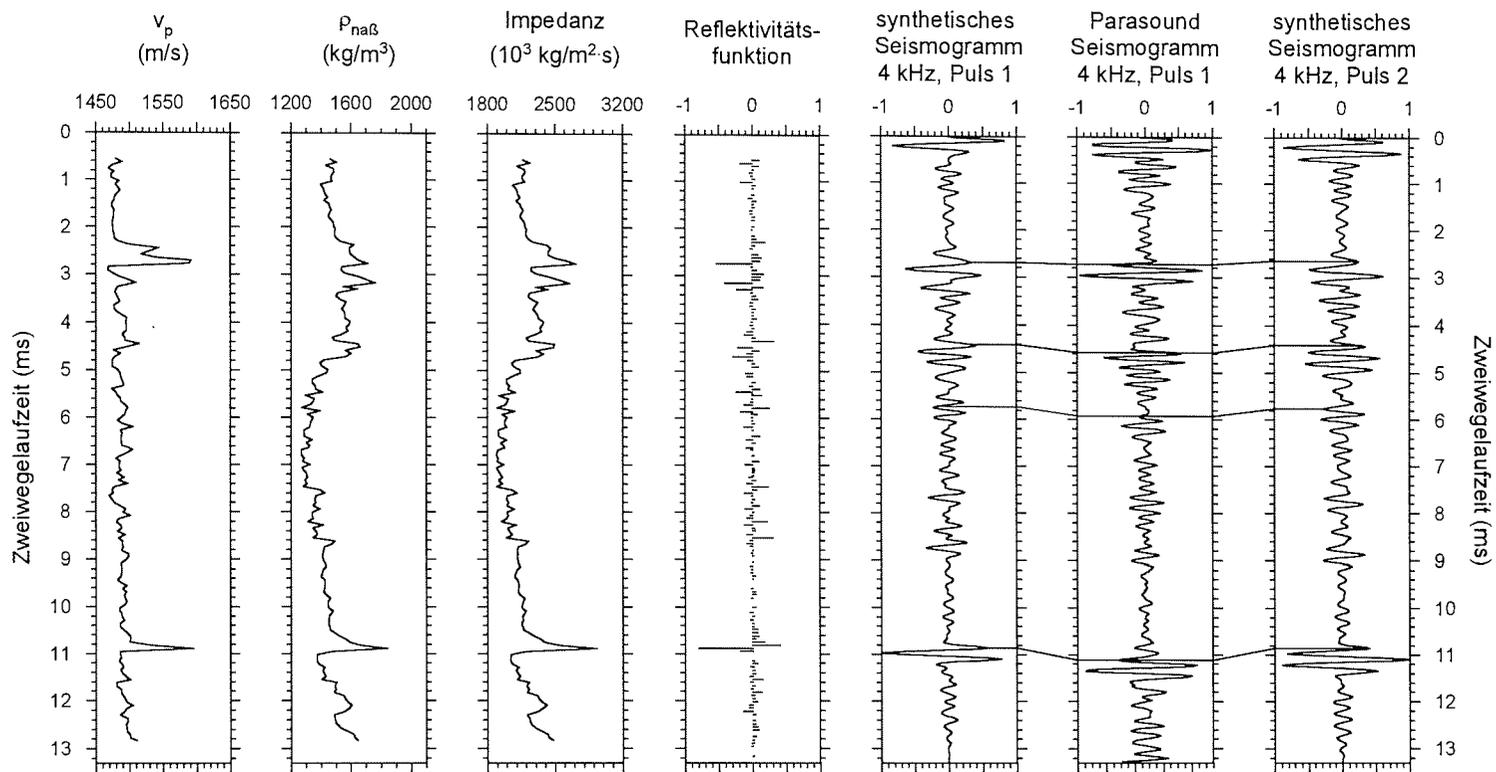


Abb. 5.3: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2174 - 5 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2174. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

Die Sedimente des in 4427 m gewonnenen Kastenlotkerns PS 2174-5 KAL bestehen vorwiegend aus Ton mit zwei eingeschalteten Silt- und Sandlagen (Fütterer, 1992) zwischen 2.3 und 2.8 ms und zwischen 10.7 und 10.9 ms (Abb. 5.3). Die in Kapitel 4.3 an drei Kernen nachgewiesene Abhängigkeit zwischen Grobkornfraktion und Porosität (Naßdichte) sowie P-Wellengeschwindigkeit ist auch an diesem Kern belegbar. Der Zweiwegelaufzeitbereich zwischen 10.7 und 10.9 ms entspricht wahrscheinlich einem Turbidit, wie eine mit der Tiefe über acht Meßpunkte nachgewiesene kontinuierliche Zunahme der Naßdichte zeigt, die an der Basis abrupt endet. Beide Silt-, Sandlagen bilden starke Impedanzkontraste. Sie sind Ursache für die deutlichen Variationen der Amplitude in den synthetischen Seismogramme und im Parasound Seismogramm (Abb. 5.3). Drei weitere weniger ausgeprägte, aber in den Amplitudenvariationen der Seismogrammen gut zu erkennenden Impedanzkontraste sind bei 4.5, 7.4 und 8.55 ms zu lokalisieren. Sie werden im Sediment auch durch abrupte Wechsel in der Farbe (bei 7.4 und 8.55 ms) oder durch einen gradierten Farbwechsel (4.4 ms) angezeigt (Fütterer, 1992).

Das Parasound Seismogramm ist mit Hilfe dieser klaren Amplitudenvariationen sehr gut mit den synthetischen Seismogrammen zu korrelieren. Der graphischen Korrelation ist zu entnehmen, daß der Kern leicht komprimiert worden ist. Im Vergleich des Parasound Seismogramms mit den synthetischen Seismogrammen ist der Kern bis zur ersten durchgezogenen Linie in Abbildung 5.3 um 0.12 ms und bis zur vierten Linie um 0.31 ms gestaucht worden. Die Komprimierung des Sediments nimmt demnach mit der Zweiwegelaufzeit leicht zu.

Bei der Beurteilung einer möglichen Kompression der Kerne ist das Parasound Signal auf seine zeitliche Variabilität in Phase, Amplitude und auf Lageänderungen markanter Reflexionshorizonte zu untersuchen. Dazu zeigt Abbildung 5.4 einen Ausschnitt der digitalen Parasound Aufzeichnungen an der Station PS 2174 im Vergleich mit einem Bandpaß (2 - 6 kHz) gefilterten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1). Der Ersteinsatz des synthetische Seismogramms wurde, wie bei allen noch folgenden graphischen Korrelationen, am Ersteinsatz des benachbarten Parasound Seismogramms ausgerichtet. Die Sequenz wurde eine Stunde nach der Kernnahme auf der Station aufgezeichnet. Die Einzelseismogramme zeigen nur leichte Variationen in Amplitude und Phase. Da das Schiff während der Stationsarbeiten mit dem Eis verdriftet, dürften sie durch geringe laterale Veränderungen im Sediment verursacht sein. Markante Reflektoren zeigen keine nachweisbaren Lageänderungen in der Zweiwegelaufzeit. Eine Analyse einer möglichen Kompression der Sedimente bei der Kernnahme sollte an dieser Kernstation demnach zu einem zuverlässigen Ergebnis führen.

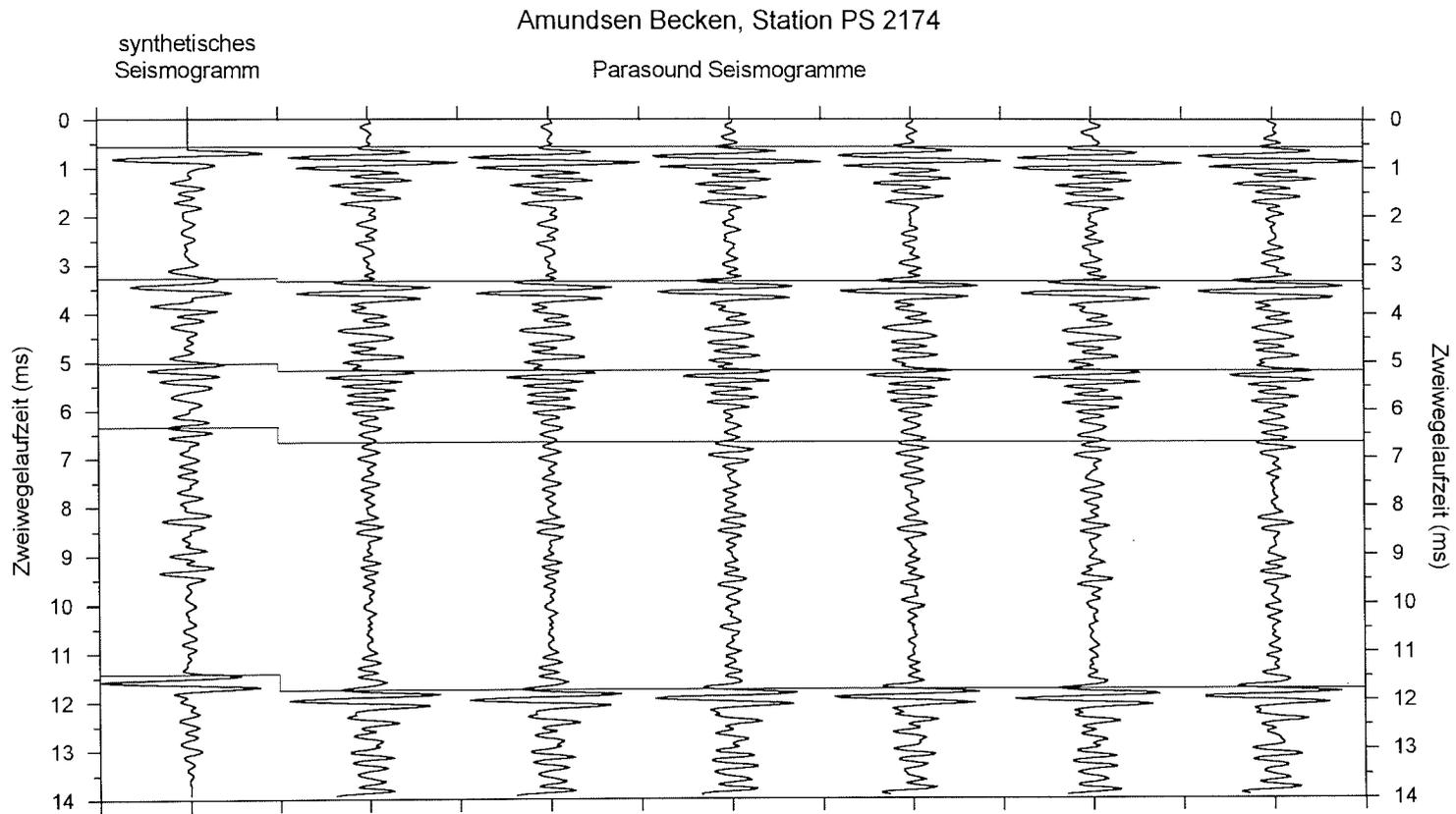


Abb. 5.4: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2174 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2174 - 5 KAL. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

Abbildung 5.5 und 5.6 zeigen Vergleiche zwischen Aufzeichnungen mit den sieben verfügbaren Parasound Frequenzen bei Pulslängen von 1 und 4 mit synthetischen Seismogrammen gleicher Frequenz und Pulslänge. Das 4 kHz Parasound Seismogramm der Pulslänge 1 wurde zum Zeitpunkt der Kernnahme aufgezeichnet, alle weiteren Parasound Seismogramme 4½ Stunden später während des Frequenztests.

Die Seismogramme der sieben Frequenzen mit Pulslänge 1 variieren nur geringfügig in Amplitude und Phase. Die markanten Reflexionshorizonte, die zur Korrelation der Seismogramme in Abbildung 5.3 verwendet wurden, sind in allen Seismogrammen unabhängig von der Frequenz bei annähernd gleichen Zweiwegelaufzeiten zu erkennen. Dies zeigt, daß die Wahl der Frequenz der synthetischen Seismogramme keinen Einfluß auf die Korrelation mit dem Parasound Seismogramm hat und insbesondere, daß Interferenzeffekte keine erkennbare Rolle spielen.

Die synthetischen und die Parasound Seismogramme mit der Pulslänge 4 zeigen dagegen starke Variationen in Abhängigkeit von der Frequenz. Lassen sich die beiden oben beschriebenen Sandlagen in allen Seismogrammen unabhängig von der Pulslänge und Frequenz noch gut erkennen, so sind die dichter beieinanderliegenden und weniger stark ausgeprägten Impedanzkontraste zwischen 4.5 und 8.55 ms in den synthetischen Seismogrammen und den Parasound Seismogrammen nicht mehr eindeutig zu identifizieren. Hier werden die Reflexionsmuster vorwiegend durch Interferenzen in Abhängigkeit von der verwendeten Wellenlänge erzeugt. Bei diesen Frequenzen fallen besonders die in den Parasound Seismogrammen auftretenden Phasensprünge auf, die in den synthetischen Seismogrammen nicht vorhanden sind.

Um Artefaktbildungen in den synthetischen Seismogrammen durch den Butterworthfilter und die Abtastrate auszuschließen, wurden diese mit unterschiedlichen Abtastraten (1, 2  $\mu$ s) modelliert und gefiltert (1 - 6 kHz, 24 db/Oktave) sowie ungefiltert mit Seismogrammen der Standardeinstellung (Abtastrate = 5  $\mu$ s, Bandpaß = 2 - 6 kHz, 24 db/Oktave) verglichen. Es konnten keine signifikanten Unterschiede festgestellt werden.

Die Parasound Seismogramme der Pulslänge 1 zeigen einen signifikanten Unterschied im Vergleich zu den synthetischen Seismogrammen der gleichen Pulslänge. Sie erscheinen bis zu einer Frequenz von 5 kHz stets hochfrequenter. In der Gegenüberstellung der synthetischen Seismogramme der Pulslänge 4 mit Parasound Seismogrammen der gleichen Pulslänge ist dies nicht mehr erkennbar.

Amundsen Becken, Station PS 2174

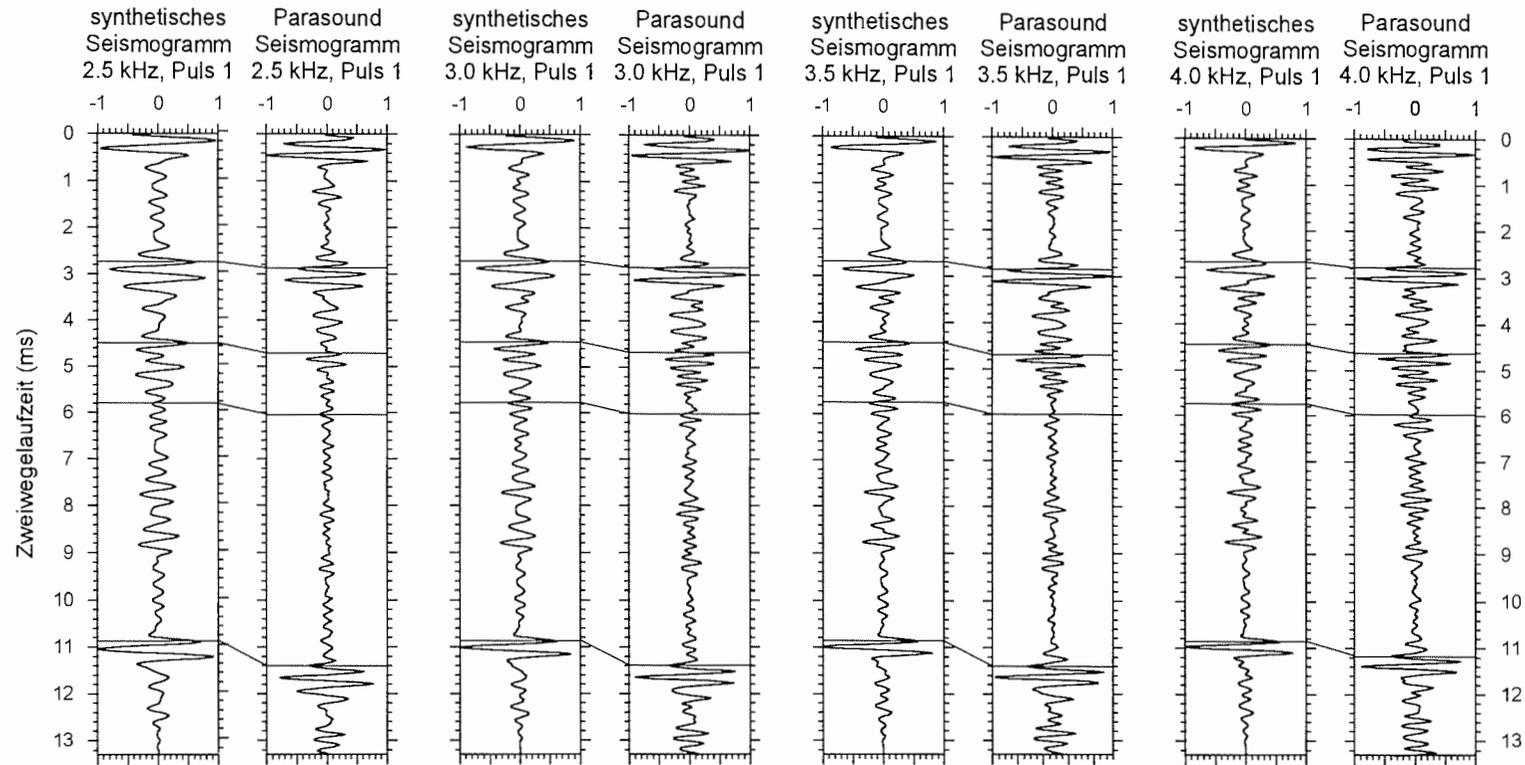


Abb. 5.5: Zweiwegelauzeitprofile synthetischer Seismogramme im Vergleich mit digitalen Aufzeichnungen des Parasound Frequenztests an der Station PS 2174 (Amundsen Becken). Nur das 4 kHz Parasound Seismogramm wurde zum Zeitpunkt der Kernnahme aufgezeichnet, die übrigen Seismogramme 4½ Stunden danach. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Puls = Pulslänge.

Amundsen Becken, Station PS 2174

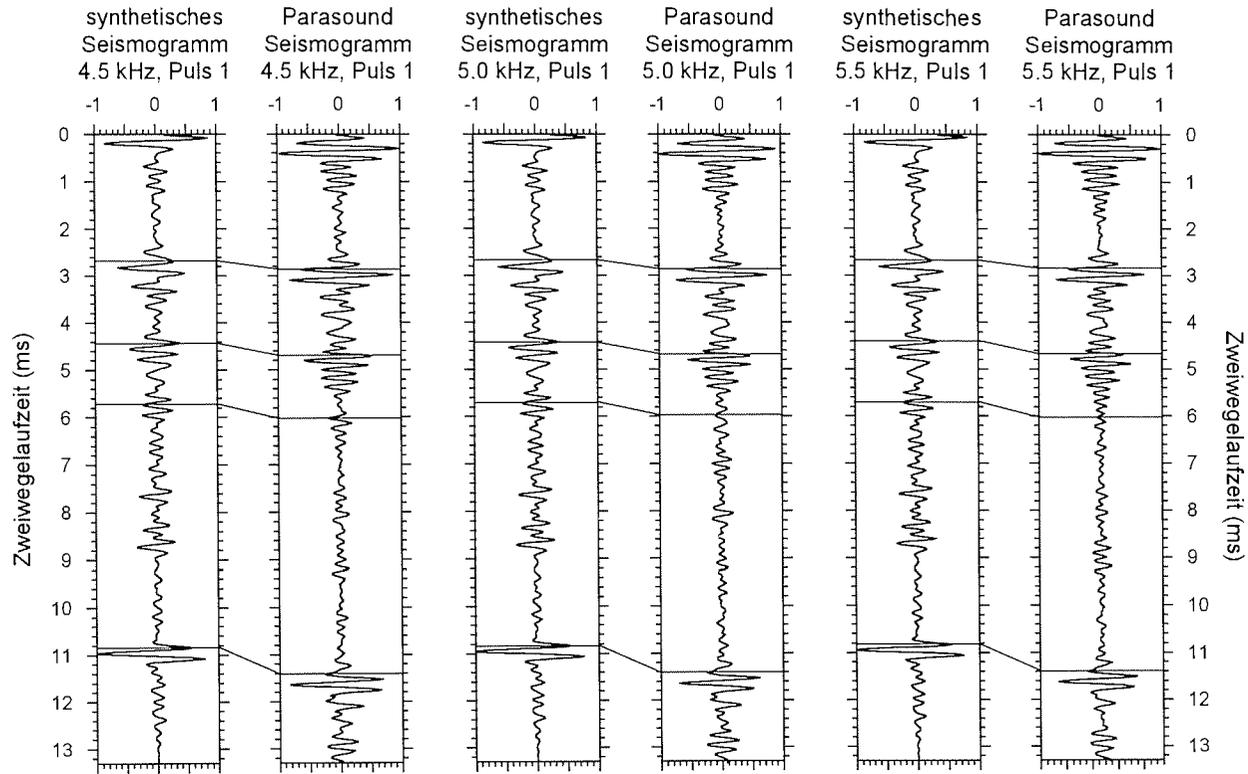


Abb. 5.5 (Forts.): Zweiwegelaufzeitprofile synthetischer Seismogramme im Vergleich mit digitalen Aufzeichnungen des Parasound Frequenztests an der Station PS 2174 (Amundsen Becken). Alle Parasound Seismogramme wurden 4½ Stunden nach der Kernnahme aufgezeichnet. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Puls = Pulslänge.

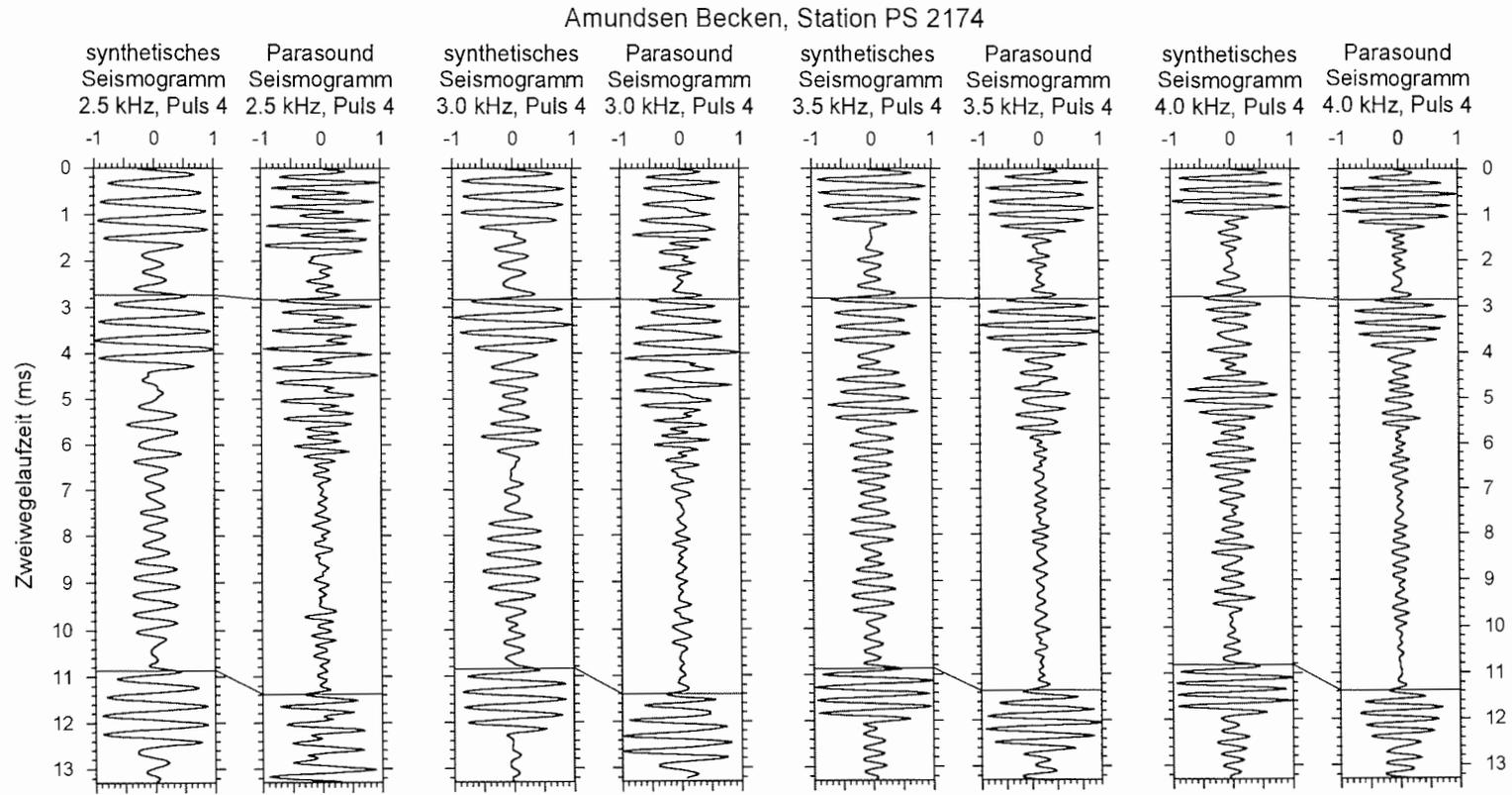


Abb. 5.6: Zweigegezeitprofile synthetischer Seismogramme im Vergleich mit digitalen Aufzeichnungen des Parasound Frequenztests an der Station PS 2174 (Amundsen Becken). Die Parasound Seismogramme wurden 4½ Stunden nach der Kernnahme aufgezeichnet. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Puls = Pulslänge.

Amundsen Becken, Station PS 2174

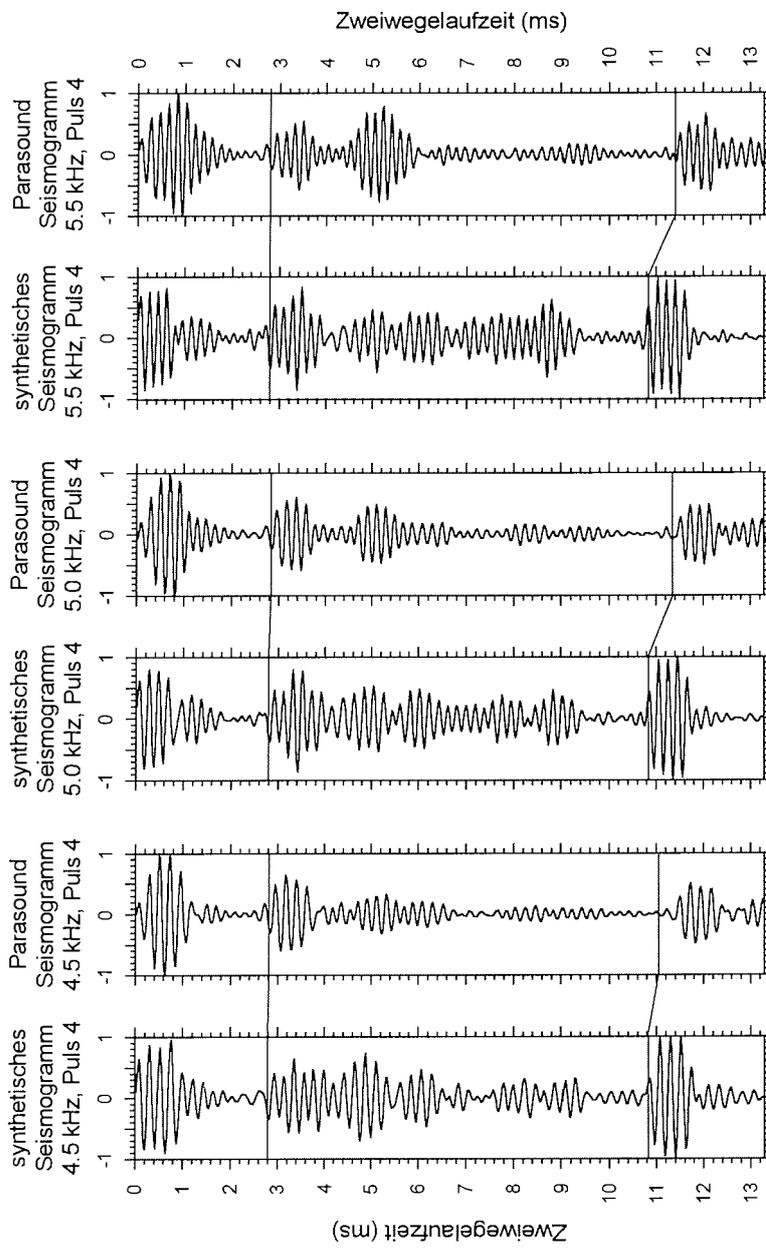


Abb. 5.6 (Forts.): Zweiwegelaufzeitprofile synthetischer Seismogramme im Vergleich mit digitalen Aufzeichnungen des Parasound Frequenztests an der Station PS 2174 (Amundsen Becken). Die Parasound Seismogramme wurden 4½ Stunden nach der Kernnachte aufgezeichnet. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Puls = Pulslänge.

Der Vergleich der Seismogramme größerer Pulslänge belegt, daß ihre Reflexionsmuster offensichtlich durch Interferenzen geprägt sind (Kapitel 5.2.1), er zeigt aber auch, daß hohe Impedanzkontraste bei genügend großem Abstand der Reflektoren auch in diesen Seismogrammen noch identifiziert werden können.

#### 5.3.1.2 Station PS 2176

Der Kern PS 2176-3 KAL aus dem Amundsen Becken wurde in einer Wassertiefe von 4363 m gewonnen, ungefähr 40 km vor dem Fuß des Lomonosov Rückens. Im Gegensatz zum Kern PS 2178-5 KAL aus dem Makarov Becken, östlich des Lomonosov Rückens, enthalten diese Sedimente zahlreiche Turbiditlagen, die durch eine positive Gradierung im Sandgehalt zu identifizieren sind (Fütterer, 1992). Zwischen den Sandlagen sind Tonlagen eingeschaltet, so daß die Turbidite an starken Kontrasten der P-Wellengeschwindigkeit, der Naßdichte und Impedanz zu erkennen sind (Abb. 5.7). Die dichte Abfolge der Turbidite erzeugt in den synthetischen Seismogrammen zahlreiche Phasensprünge. Im Bereich zwischen 0.7 und 1.6 ms konnte keine P-Wellengeschwindigkeit gemessen werden, da das Segment bei den Messungen im Labor fehlte. In Kapitel 5.1 wurde gezeigt, daß die Impedanz wesentlich stärker durch die Naßdichte als durch die P-Wellengeschwindigkeit gewichtet wird. Man kann deshalb annehmen, daß die in diesem Bereich linear interpolierten P-Wellengeschwindigkeitswerte keine signifikanten Fehler in der Modellierung der synthetischen Seismogramme hervorrufen.

Die starke, aber nahezu kontinuierliche Abnahme der Naßdichte zwischen 5.7 und 7.3 ms ist Ursache für die niedrigen Amplituden der synthetischen Seismogrammen in diesem Bereich. Sie werden auch sehr gut im Parasound Seismogramm abgebildet. Die Abschnitte oberhalb von 5.7 ms und unterhalb von 7.3 ms weisen einige charakteristische Impedanzkontraste auf, die sich ebenfalls im Parasound Seismogramm identifizieren lassen. Die synthetischen Seismogramme sind dementsprechend eindeutig mit dem Parasound Seismogramm zu korrelieren.

Die graphische Korrelation zeigt eine nach unten leicht zunehmende Kompression der Sedimente von 0.21 ms bis zu einer Zweiwegelaufzeit von ungefähr 4.2 ms. Zwischen 4.2 und 8.1 ms ist keine eindeutige Korrelation mit dem Parasound Signal möglich. Bei 8.1 ms ist der Kern um 0.39 ms gestaucht. Die Kompression steigt darunter weiter bis auf 0.59 ms bei 11.2 ms. Diese relativ ausgeprägte Kompression dürfte auf den durchgehend signifikanten Sandgehalt des Sediments zurückzuführen sein, der beim Eindringen des Kastenlotes eine vergleichsweise starke Reibung zur Folge hat.

Amundsen Becken, Station PS 2176

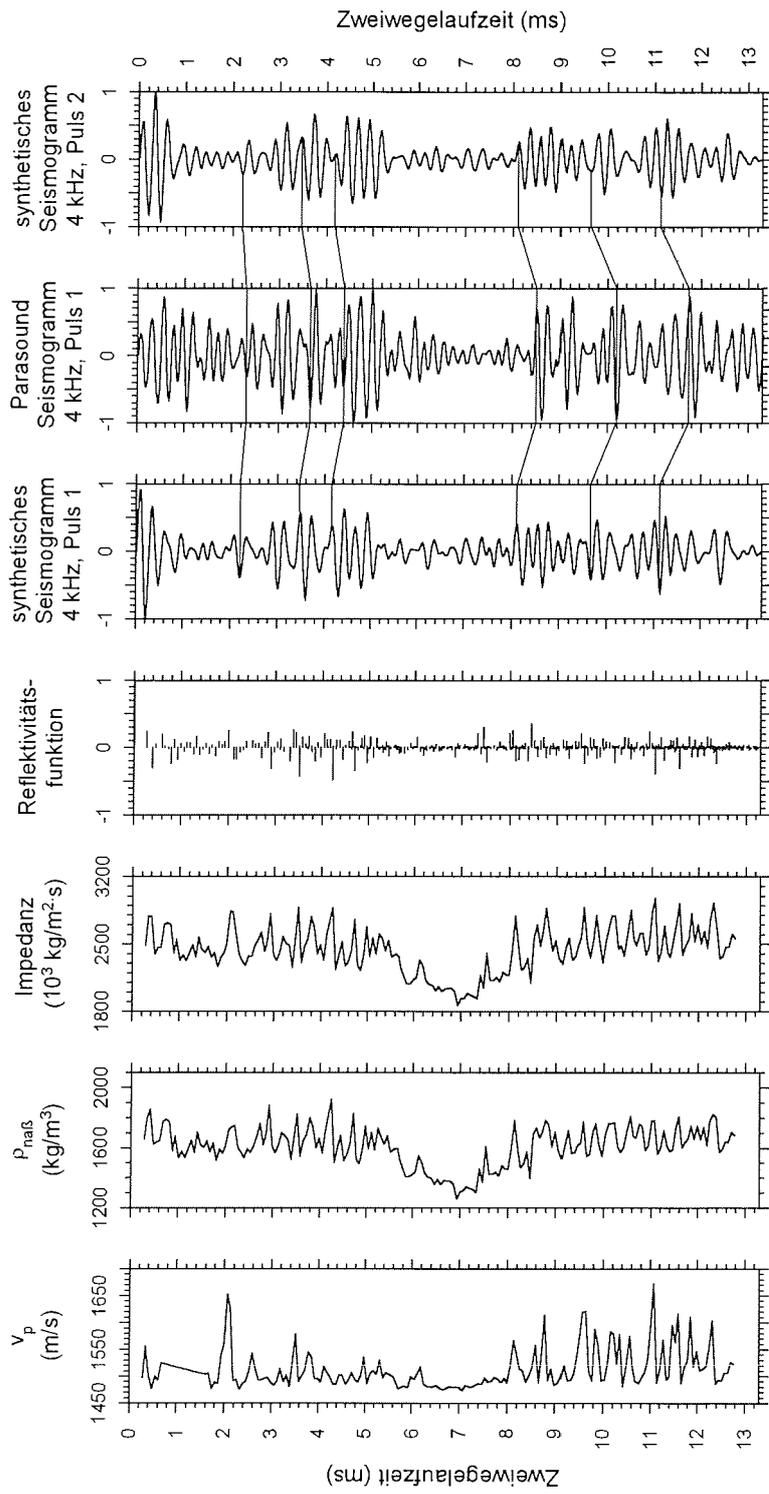


Abb. 5.7: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2176 - 3 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2176. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

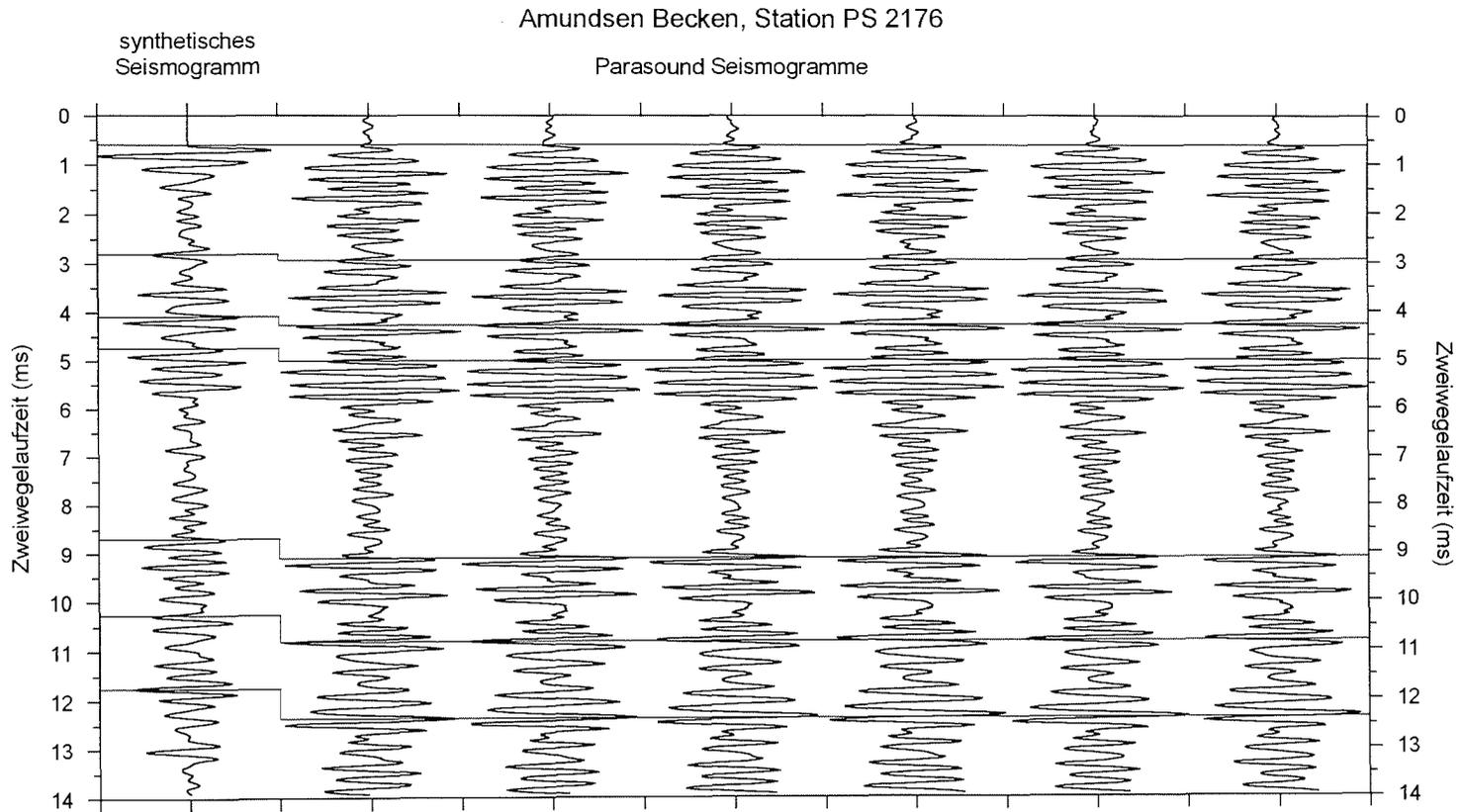


Abb. 5.8: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1) an Station PS 2176 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2176 - KAL. Die durchgezogenen Linie markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

Abbildung 5.8 zeigt eine Sequenz von Parasound Seismogrammen an der Station PS 2176 im Vergleich mit einem synthetischen Seismogramm. Zwischen der Kernnahme und diesen Registrierungen lag eine Zeitspanne von einer Stunde. Die zeitliche sowie die räumliche Variabilität der digitalen Parasound Aufzeichnungen ist auch hier erstaunlich klein. Die graphische Korrelation und die daraus abgeleitete Kompression des Sedimentkerns wird durch die konstante Lage identifizierter Reflektoren in dieser Sequenz weiter gestützt. Zum Zeitpunkt des Frequenztest, 18 Stunden nach der Kernnahme, waren die lateralen Variation jedoch signifikant, so daß ein Vergleich der synthetischen Seismogramme mit Parasound Seismogrammen vom Frequenztest nicht sinnvoll ist.

#### 5.3.1.3 Station PS 2197

Der dritte Kern aus dem Amundsen Becken, an dem die zur Modellierung von synthetischen Seismogrammen notwendigen geophysikalischen Parameter gemessen wurden, stammt aus der Nähe der Morris Jesup Schwelle und wurde aus einer Wassertiefe von 4154 m gewonnen.

In den tonigen Sedimenten des Kerns sind über die ersten 6.5 ms zahlreiche, bis zu 300  $\mu$ s mächtige Silt- und Sandlagen eingeschaltet (Abb. 5.9). In der Schicht zwischen 6.7 und 8 ms dominieren Silt- und Sandlagen. Anschließend ist bis zum Kernende ein dunkler, graubrauner Ton vorherrschend, in den wiederum Silt- und Sandschichten eingeschaltet sind (Fütterer, 1992). Im Laufzeitintervall von 9.9 bis 10.25 ms befindet sich eine Turbiditlage. Die erhöhte P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte bei 11 ms sind wahrscheinlich auf Eisbergeinträge zurückzuführen, da an dieser Stelle ein "Dropstone" gefunden wurde (Fütterer, 1992).

Erhöhte P-Wellengeschwindigkeiten und Naßdichten stimmen mit den beschriebenen Silt- und Sandlagen des Kerns überein. Eine positive Korrelation zwischen Grobkornfraktion und P-Wellengeschwindigkeit sowie Naßdichte kann somit auch für diesen Kern angenommen werden. Die eingeschalteten Sand- und Siltlagen erzeugen die stärksten Impedanzkontraste und folglich auch die stärksten Reflexionsamplituden in den Seismogrammen. Sie sind jedoch in den synthetischen Seismogrammen und Parasound Seismogrammen nicht als einzelne Reflektoren zu erkennen, da das relativ lange Quellsignal (5.5 kHz, Pulslänge 2) Überlagerungen der Reflexionseinsätze verursacht, die zu mehreren markanten Wellengruppen führen (Abb. 5.9). Leider konnte auf der Station PS 2197 kein Parasound Frequenztest durchgeführt werden, da das Schiff während der Stationszeit zu stark verdriftete. Ein Vergleich synthetischer Seismogramme mit Parasound Seismogrammen der Pulslänge 1 ist deshalb nicht durchführbar.

Amundsen Becken, Station PS 2197

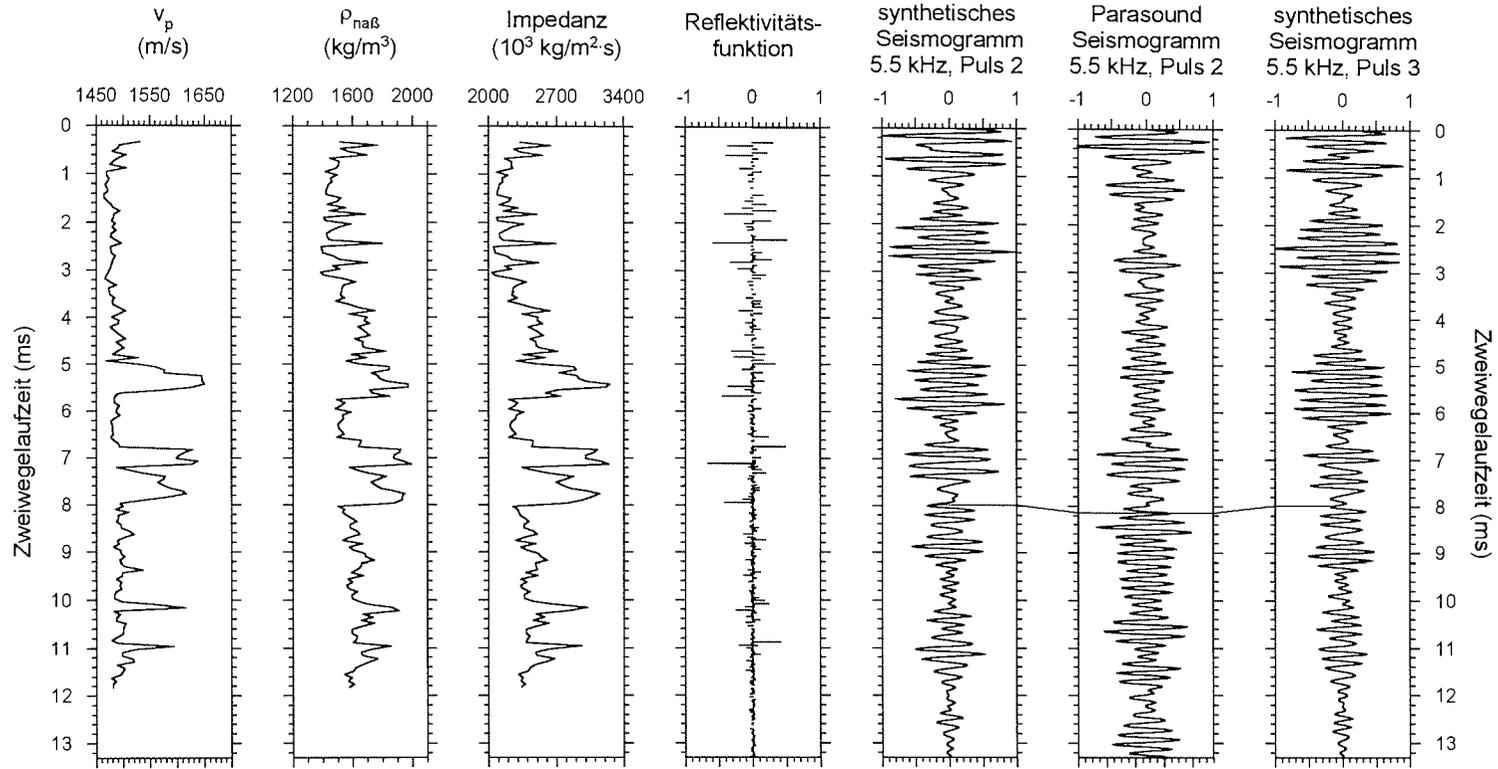


Abb. 5.9: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2197 - 1 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (5.5 kHz, Pulslänge 2 und 5.5 kHz, Pulslänge 3) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (5.5 kHz, Pulslänge 2) an der Station PS 2197. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogene Linie markiert eine mögliche Korrelation zwischen den Seismogrammen.

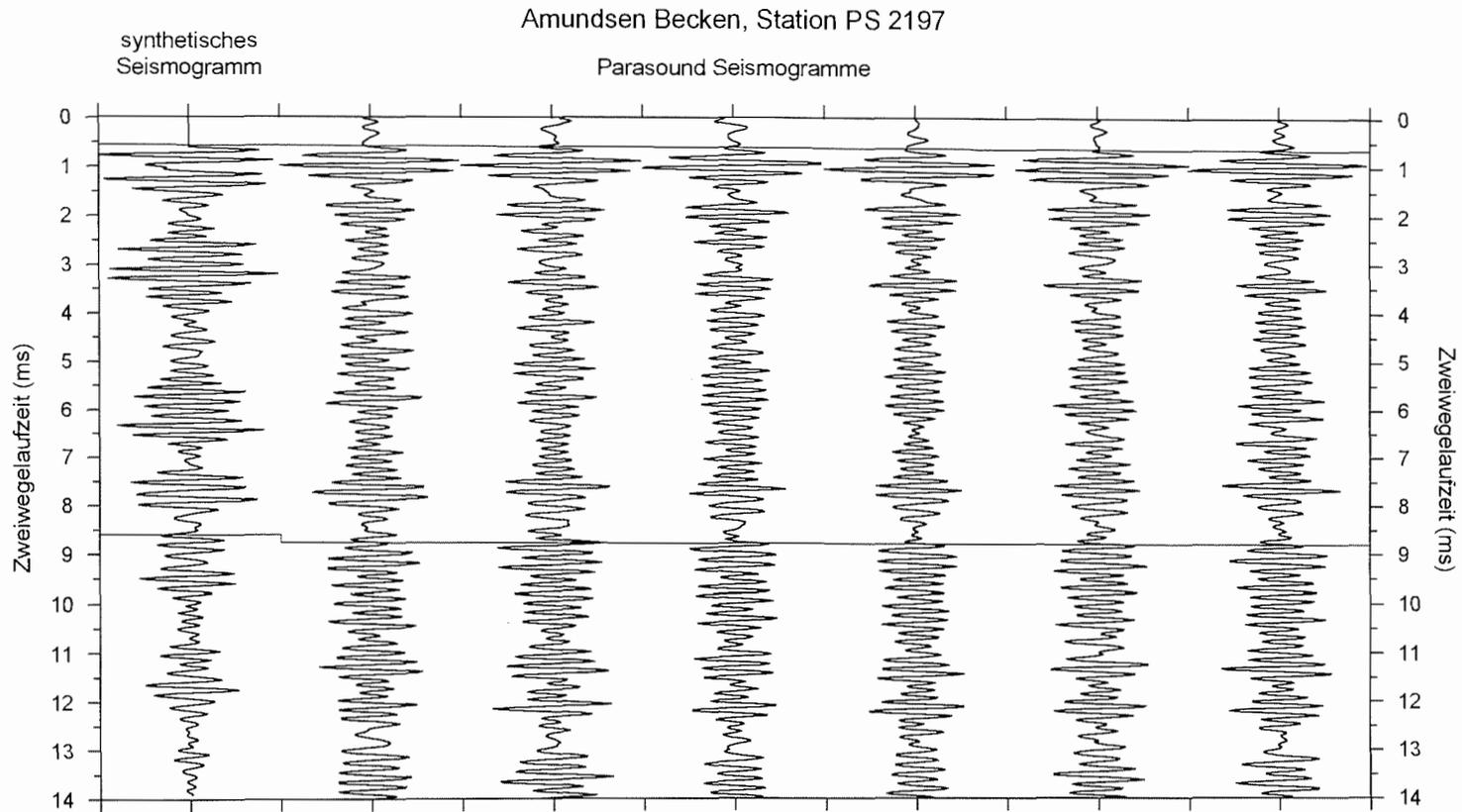


Abb. 5.10: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (5.5 kHz, Pulslänge 2) an der Station PS 2197 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (5.5 kHz, Pulslänge 2), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2197-1 KAL. Die durchgezogene Linie markiert eine mögliche Korrelation zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

Die Multiplen und Interferenzen sowie die starken Unterschiede in den Amplituden und Phasen machen eine graphische Korrelation zwischen den synthetischen Seismogrammen und dem Parasound Seismogramm fast unmöglich. Der einzige Reflektor, der sowohl im Parasound Signal als auch in den synthetischen Seismogrammen identifiziert werden kann, resultiert aus den starken Impedanzkontrasten zwischen den Sandschichten von 6.7 bis 7.9 ms und der anschließenden Tonlage bei 8 ms, die ein charakteristisches Interferenzmuster in den Seismogrammen verursacht (durchgezogene Linie in Abbildung 5.9). Nach dieser Korrelation ist der Kern PS 2197-1 KAL bis 8 ms Laufzeit um 0.14 ms gestaucht.

Abbildung 5.10 zeigt eine Abfolge von Parasound Einzelseismogrammen an der Station PS 2197, die unmittelbar nach der Kernnahme aufgezeichnet wurde. Alle der in Abstand von 1.5 Minuten registrierten Parasound Seismogramme zeigen ähnliche Reflexionsmuster, die im Detail aber voneinander abweichen. Dies ist besonders im dem Laufzeitfenster zwischen 3.5 und 7 ms auffällig. Hier variieren die Reflexionsmuster in Amplitude und Phase stark. Mögliche Ursachen könnten Seitenechos sein oder eine raue Meeresbodenoberfläche, die durch unterschiedliche Streuung des einfallenden Signals zu Reflexionen variierender Signalstärke führt.

#### 5.3.1.4 Station PS 2171

Abbildung 5.11 zeigt die P-Wellengeschwindigkeit, die Naßdichte, die akustische Impedanz, die Reflektivitätsfunktion und die synthetischen Seismogramme für den im Amundsen Becken in der Nähe des Gakkel Rückens gewonnenen Kern PS 2171-4 KAL im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm. Der Kern ist mit 3.2 m der kürzeste von den neun Kernen, die in diesem Kapitel vorgestellt werden.

Die graphische Korrelation der synthetischen Seismogramme mit dem Parasound Seismogramm von Station PS 2171 ist nur bedingt möglich und die Zuordnung der Amplituden bleibt eher spekulativ. Die tatsächlichen Variationen der Impedanz sind vermutlich teilweise stärker als die aus den sedimentphysikalischen Parametern berechneten (Laufzeitintervall 1.4 bis 2 ms), teilweise aber auch schwächer (Laufzeitintervall 3.4 bis 4.2 ms). Offensichtlich wurden markante Reflektoren bei den elektrischen Widerstandsmessungen nicht erfaßt. Die P-Wellengeschwindigkeit zeigt Peaks bei 1.3, 2.1 und 2.55 ms, die im Naßdichtelog nicht nachgewiesen sind, was auf die unterschiedlichen Meßpunktabstände zurückzuführen ist. Im Impedanzlog können der Peak bei 1.3 ms nicht, die Peaks bei 2.1 und 2.55 ms nur schwach identifiziert werden. Dementsprechend fehlt ein Peak bei 1.3 ms im synthetischen Seismogramm, während die Peaks bei 2.1 und 2.55 ms noch abgebildet werden. Aus dem Vergleich der synthetischen Seismogramme mit dem Parasound Seismogramm kann aus diesen Gründen nicht eindeutig auf eine Deformation der Sedimente bei der Kernnahme geschlossen werden.

Amundsen Becken, Station PS 2171

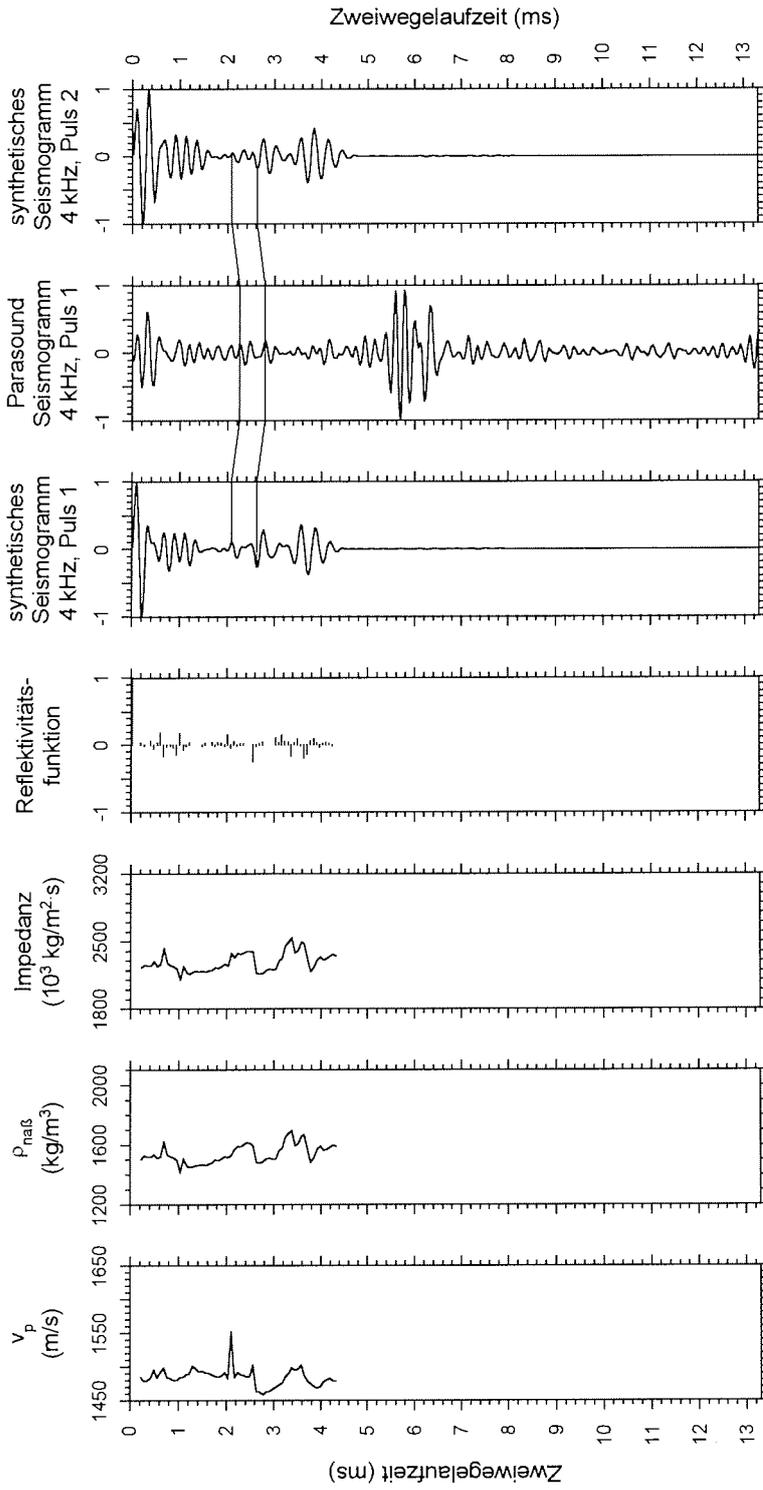


Abb. 5.11: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2171- 4 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2171. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

### 5.3.2 Kernstation PS 2178 im Makarov Becken

Von den drei Kernen aus dem Makarov Becken liegen nur für den Kern PS 2178-5 KAL die notwendigen sedimentphysikalischen Parameter zur Berechnung synthetischer Seismogramme vor. Nach der Korrelation der sedimentphysikalischen Parameter mit der Grobkornfraktion (Kapitel 4.3, Abb. 4.8 und Abb. 4.12), sind die erhöhten Impedanzen (Abb. 5.12) auf eingeschaltete Sandlagen zurückzuführen. Diese liegen so weit auseinander, daß sie als getrennte Reflexionen deutlich in den synthetischen Seismogrammen und im Parasound Seismogramm zu erkennen sind und dadurch eine überwiegend eindeutige Korrelation zwischen den Seismogrammen möglich ist (durchgezogenen Linien in Abb. 5.12). Die Stauchung des Kerns nimmt mit zunehmender Laufzeit zu. Ist bis 1.95 ms noch keine Kompression festzustellen, so steigt diese von 0.1 ms bei 5.75 ms auf 0.19 ms bei 8.8 ms. Zwischen 2.6 und 5.5 ms sind die Variationen der Amplitude und Phase in den Seismogrammen zu unterschiedlich, als daß in diesem Bereich eine exakte Korrelation möglich wäre.

In einer Sequenz von Parasound Seismogrammen (Abb. 5.13) sind in diesem Laufzeitintervall leichte Variationen in Amplitude und Phase festzustellen, jedoch finden sich alle graphisch korrelierten Reflexionen auch hier in der gleichen Zweiwegelaufzeit und lassen daher auf eine zutreffende Erfassung der Kernkompression schließen. Die in Abbildung 5.13 dargestellten Parasound Seismogramme wurden an der Station PS 2178 1½ Stunden vor der Kernnahme in einem Abstand von 1.5 Minuten aufgezeichnet.

Durch die Gegenüberstellung eines synthetischen Seismogramms (4 kHz, Pulslänge 5) und eines Parasound Seismogramms (4 kHz, Pulslänge 4) wird in Abbildung 5.14 die Möglichkeit untersucht, ob Interferenzen der Wellengruppe ähnlich wiedergegeben werden. Dieses Beispiel belegt, daß die oben bezeichneten Reflektoren auch bei einem Signal der Pulslänge 4 und 5 sehr gut zu erkennen sind. Ein deutlicher Unterschied ergibt sich nur im Laufzeitintervall zwischen 4.5 und 5 ms. In diesem Abschnitt zeigt das synthetische Seismogramm hohe Amplituden, während das Parasound Seismogramm eher durch ein destruktives Interferenzmuster geprägt ist.

Makarov Becken, Station PS 2178

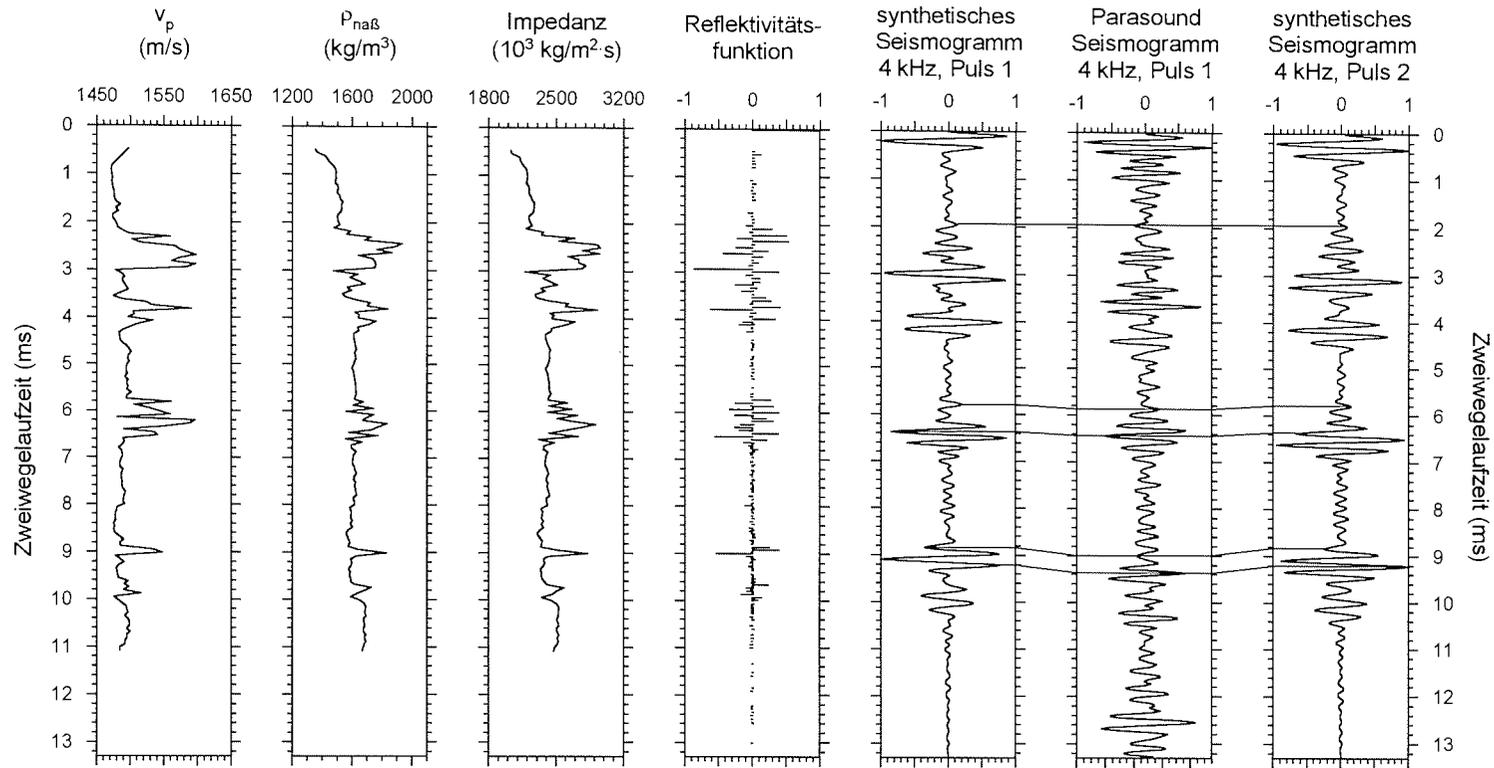


Abb. 5.12: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2178 - 5 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2178. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

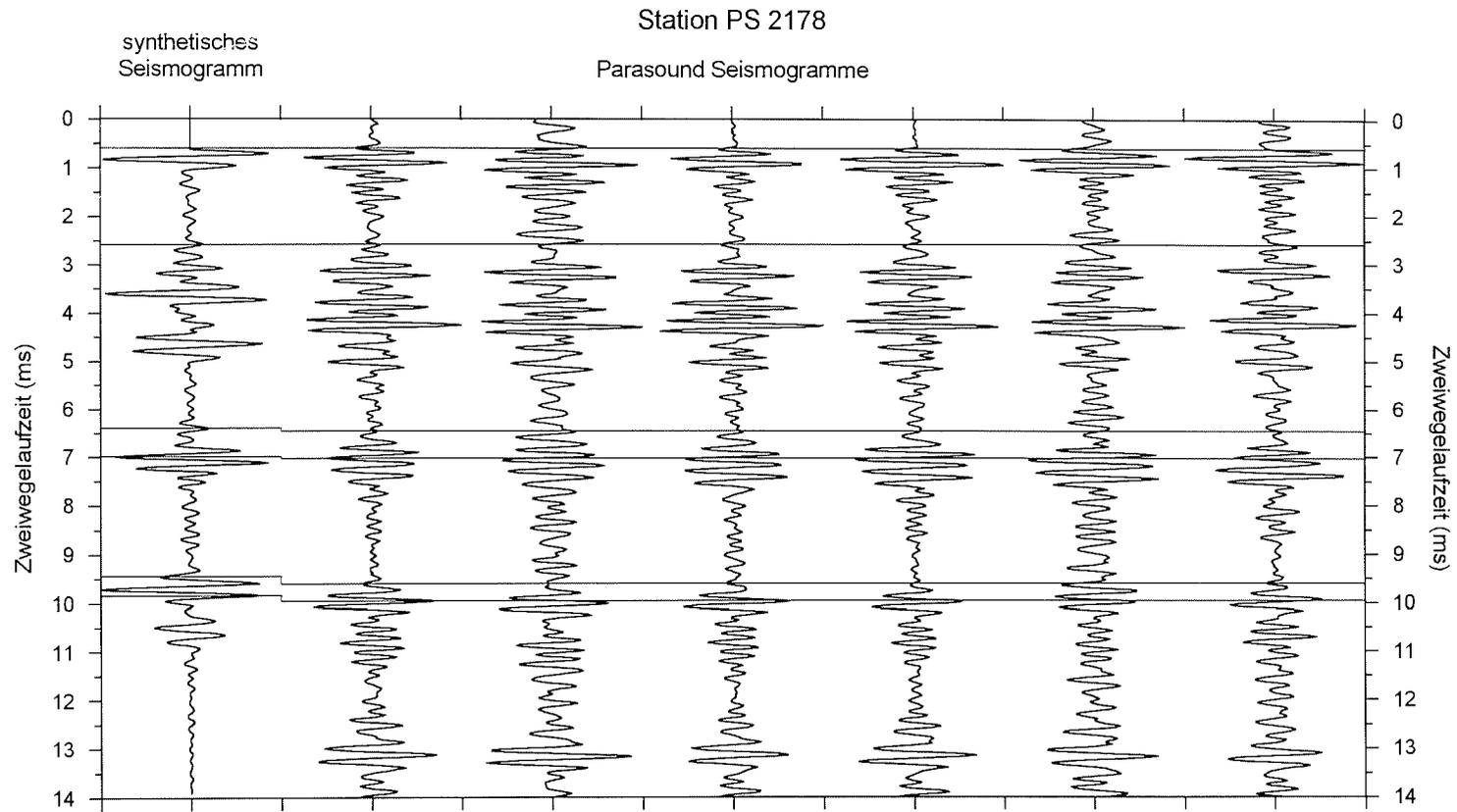


Abb. 5.13: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1) an Station PS 2178 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2178-5 KAL. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

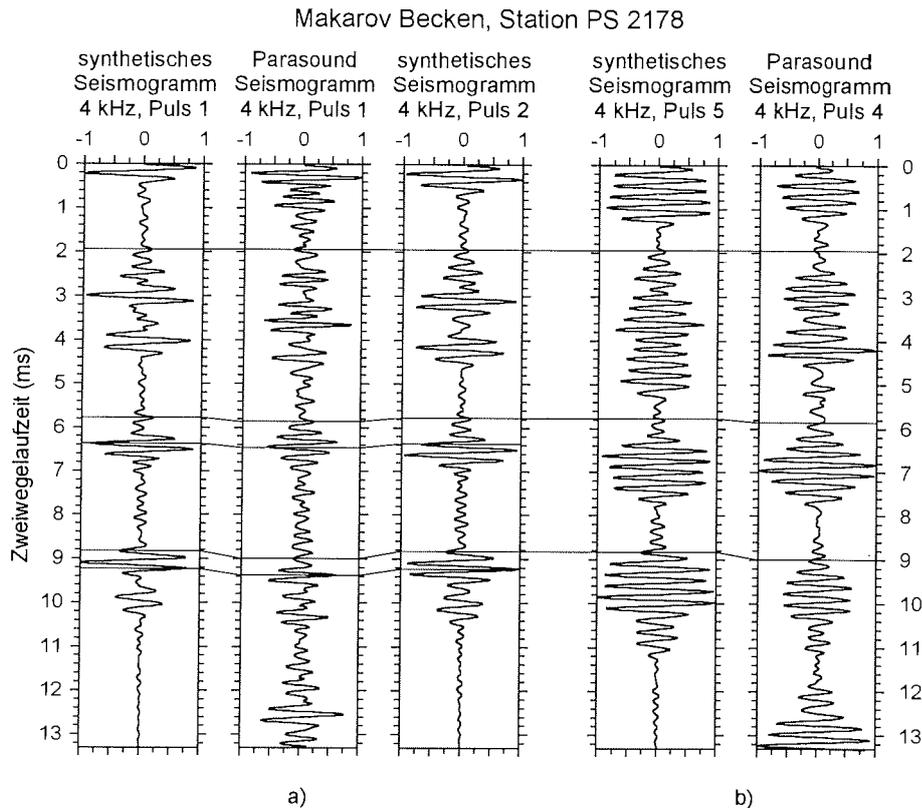


Abb. 5.14: a) Ausschnitt aus Abbildung 5.12 zur graphischen Korrelation eines b) synthetischen Seismogramms der Pulslänge 5 und eines Parasound Seismogramms Pulslänge 4 sowie zur Identifizierung möglicher Interferenzeffekte. Die Durchgezogenen Linien kennzeichnen mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

### 5.3.3 Kernstationen am Lomonosov Rücken

#### 5.3.3.1 Station PS 2177

Die Sedimente des Kerns PS 2177-5 KAL bestehen bis zu einer Laufzeit von 6.6 ms hauptsächlich aus Sand- und Siltlagen, in die nur wenige Tonlagen eingeschaltet sind. Ab 6.6 ms Laufzeit bis zum Kernende dominieren Tonlagen, die anhand von Farbänderungen unterschieden und durch eine Siltlage zwischen 7.8 und 7.9 ms getrennt werden (Fütterer, 1992). Die Wechsel zwischen Ton-, Sand- und Siltlagen verursachen starke Impedanzkontraste, die in den synthetischen Seismogrammen (Abb. 5.15) als Amplitudenvariationen zumeist gut zu erkennen sind. Diese Amplitudenvariationen lassen sich aber kaum mit dem Parasound Seismogramm korrelieren.

Lomonosov Rücken, Station PS 2177

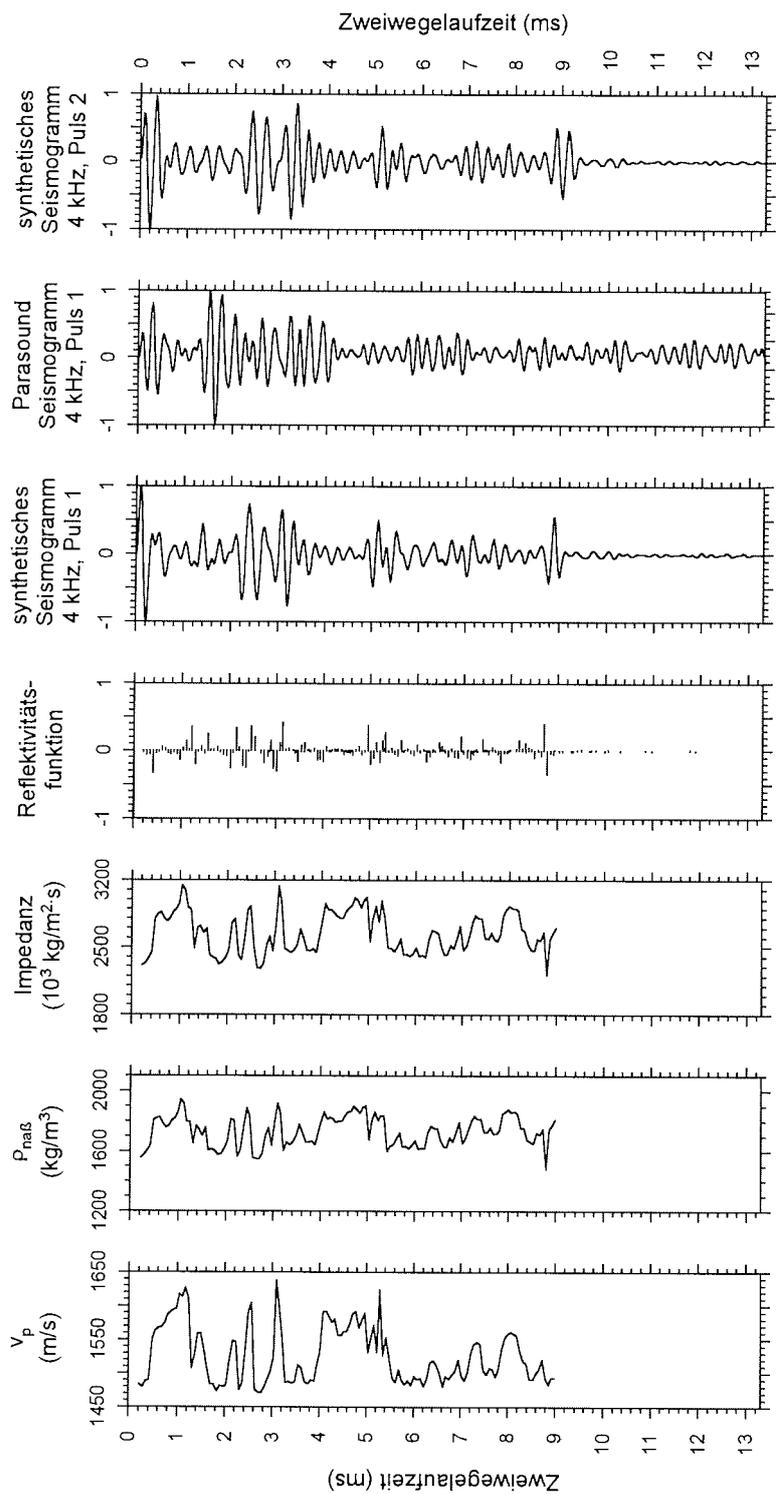


Abb. 5.15: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischer Parameter des Kerns PS 2177 - 5 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Paraseismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2177. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt.

Abbildung 5.16 zeigt, daß die Variationen der Pulslänge signifikante Änderungen in Lage und Phase der meisten Amplitudenmaxima der synthetischen Seismogramme hervorruft. Markante Reflexionen im synthetischen Seismogramm der Pulslänge 1 sind bei Pulslänge 5 nicht mehr zu identifizieren. Besonders deutlich wird das zwischen 1.3 und 2.1 ms sowie zwischen 4.8 und 5.5 ms Laufzeit. In diesen Bereichen werden die Reflexionen durch destruktive Interferenz im synthetischen Seismogramm der Pulslänge 5 nahezu aufgehoben. Ein Vergleich der Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 mit 4 kHz, Pulslänge 4) zeigt dagegen die markanten Wellengruppen in beiden Seismogrammen. Dies könnte als Hinweis darauf gewertet werden, daß der Meßpunktabstand zu groß war, um alle signifikanten Reflektoren und Gradienten in den sedimentphysikalischen Parametern zu erfassen oder alternativ das Sediment so stark komprimiert worden ist, daß aus diesem Grund die Interferenzmuster falsch wiedergegeben werden.

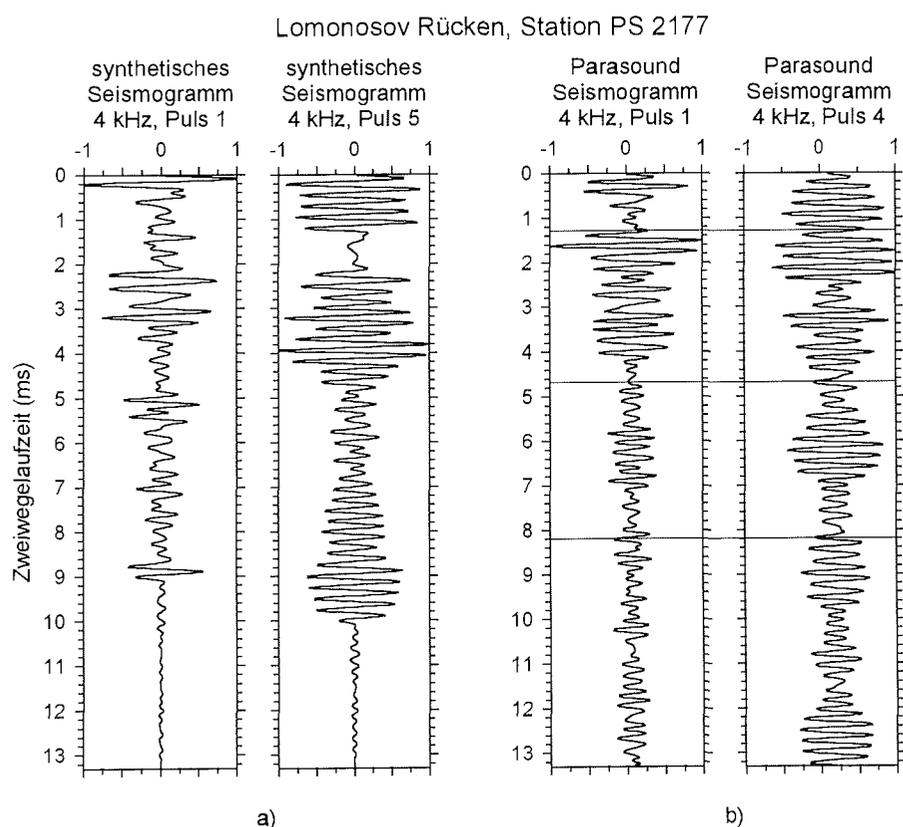


Abb. 5.16: a) Station PS 2177. Vergleich eines synthetischen Seismogramms der Pulslänge 1 mit einem synthetischen Seismogramm der Pulslänge 5 sowie b) eines Parasound Seismogramms der Pulslänge 1 und 4 zur Identifizierung möglicher Interferenzeffekte. Die durchgezogenen Linien kennzeichnen in Abbildung b mögliche Korrelationen zwischen beiden Parasound Seismogrammen.

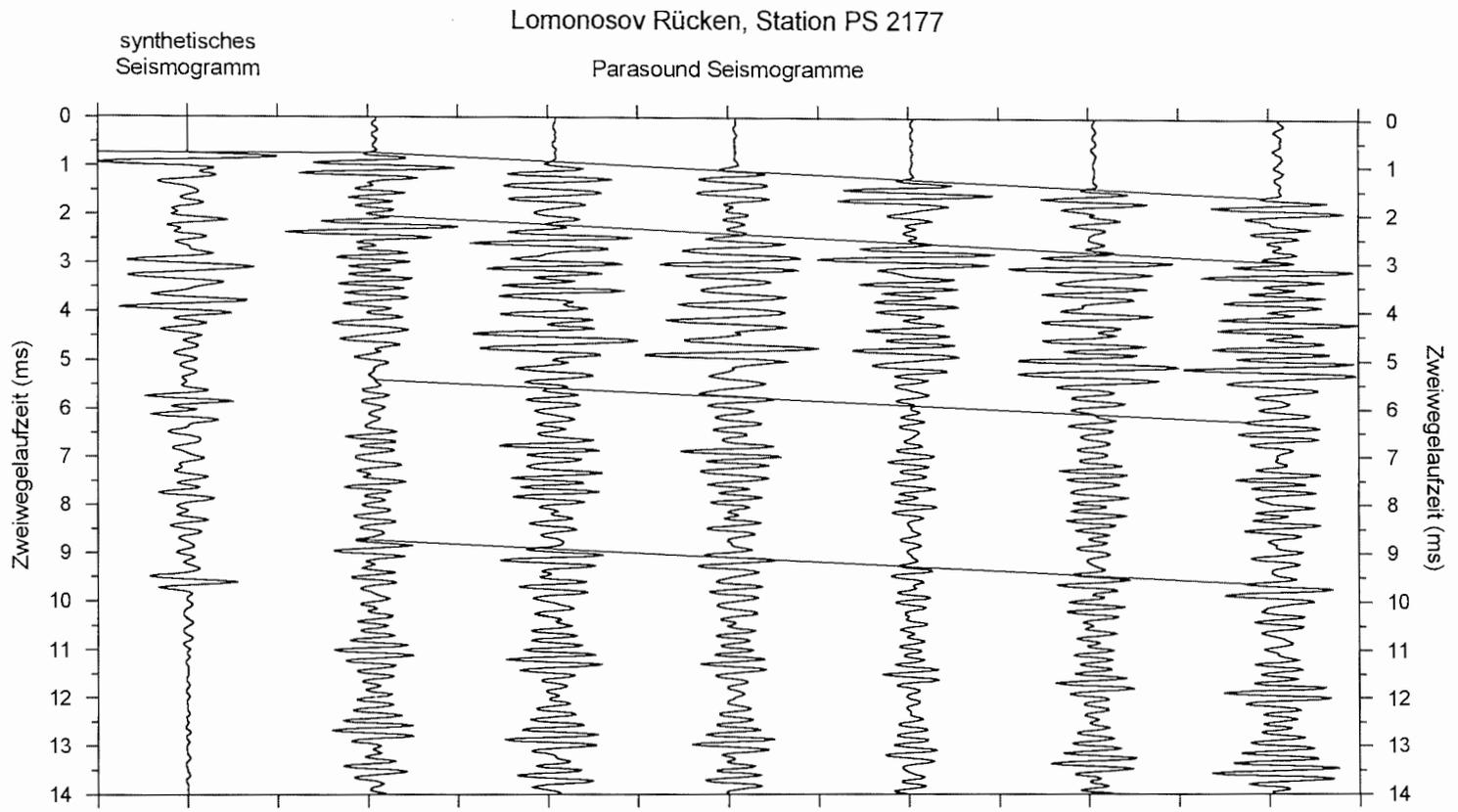


Abb. 5.17: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2177 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2177 - 5 KAL. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

Die zeitlichen Variationen der Parasound Seismogramme (Abb. 5.17) lassen erkennen, daß die Ersteinsatzzeit mit größer werdendem Abstand zur Kernlokation zunimmt, das Schiff demnach am Lomonosov Rücken langsam hangabwärts verdriftete. Die Neigung der Meeresbodenoberfläche verletzt die Bedingung des senkrechten Einfalls einer ebenen Welle bei der Modellierung der synthetischen Seismogramme. Folglich könnten, interne Multiplen und Interferenzen sowie Phasen und Amplituden der synthetischen Seismogramme nicht richtig berechnet worden sein.

Eine leichte Neigung der Meeresoberfläche verändert zudem das Streuverhalten der einfallenden Welle und dadurch die Amplituden der reflektierten Welle. Die Parasound Sequenz in Abbildung 5.17, die unmittelbar nach der Kernnahme aufgezeichnet wurde, zeigt tatsächlich starke Variationen in den Amplituden aber auch in den Phasen, die wiederum durch geringe laterale Änderungen der Sedimentstrukturen hervorgerufen werden können. Solche lateralen Änderungen im Sediment - die hier allerdings nur gering sind, weil die Parasound Seismogramme durch markante Reflexionen graphisch korrelierbar bleiben - könnten neben dem nicht ausreichenden Meßpunkt-abstand der Kernlogs oder einer möglicherweise starken Kompression des Kerns eine weitere Ursache dafür sein, daß die synthetischen Seismogramme und die Parasound Seismogramme nicht in Einklang zu bringen waren.

#### 5.3.3.2 Station PS 2185

Die Station PS 2185 ist rund 60 km von Station PS 2177 entfernt. Die sedimentphysikalischen Parameter der Kerne PS 2185-6 KAL und PS 2177-5 KAL weisen vergleichbare stratigraphische Abfolgen in P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte auf. Wie Kern PS 2177-5 KAL, besteht der Kern PS 2185-6 KAL im oberen Teil (0.03 - 4.1 ms) zum großen Teil aus Sand- und Siltlagen mit eingeschalteten Tonlagen. Bis zum Kernende schließen sich wiederum vorwiegend Tonlagen an, die durch Farbänderungen unterschieden werden können (Fütterer, 1992). Diese beiden stratigraphischen Einheiten konnten auch anhand der Korrelation zwischen Korngrößen und P-Wellengeschwindigkeit sowie zwischen Korngrößen und Porosität identifiziert werden (Kapitel 4.3). Die zum Teil erheblichen Variationen der sedimentphysikalischen Parameter - aufgrund wechselnder Anteile der Korngrößen - steuern offensichtlich die Impedanzkontraste und somit die Amplituden- und Phasenvariationen in den Seismogrammen (Abb. 5.18). So werden zum Beispiel auch die beiden markanten Reflexionen bei 6.9 und 8.5 ms durch Variationen im Sandgehalt hervorgerufen.

Die synthetischen Seismogramme sind gut mit dem Parasound Seismogramm graphisch zu korrelieren (durchgezogene Linien in Abbildung 5.18). Eine Parasound Sequenz an der Station zeigt über neun Minuten kaum Änderungen in der Lage markanter Amplituden- und Phasenvariationen und

unterstützt damit die graphische Korrelation (Abb. 5.19). Ihr ist zu entnehmen, daß der Kern schon bei 1.45 ms um 0.24 ms gestaucht ist. Die Kompression nimmt mit zunehmender Laufzeit bis auf 0.74 ms zu. Die starke Kompression steht, wie schon bei Kern PS 2176-5 KAL, wahrscheinlich in kausalem Zusammenhang mit dem Sandgehalt der Sedimente, der bei der Eindringung des Kastenlotes eine vergleichsweise hohe Reibung und dadurch eine relativ starke Kompression des Kerns verursacht.

Abbildung 5.20 zeigt einen Vergleich der Zweiwegelaufzeitprofile normierter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und Pulslänge 5) und normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und Pulslänge 4) mit Sauerstoffisotopenstadien sowie dem Naßdichtelog und dem Grobkornfraktionslog des Kerns PS 2185-6 KAL. Die Lage der  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenzen (nach Imbrie et al., 1984) wurde einer möglichen Alterstiefenkurve (Frederichs, 1995) entnommen und zur Korrelation mit den synthetischen Seismogrammen, der Naßdichte und der Grobkornfraktion in Zweiwegelaufzeiten umgerechnet. Für die Übertragung auf die Parasound Seismogramme wurden die Stadiengrenzen mit einer aus der in Abbildung 5.18 ermittelten linearen Kompressionsrate gestreckt. Zwischen der Kernnahme und dem Parasound Frequenztest, während dem das 4 kHz Parasound Seismogramm der Pulslänge 4 aufgezeichnet wurde, lag eine Zeitspanne von 4½ Stunden.

In den synthetischen Seismogrammen fallen bei 1.47, 3.98, 6.74 und 8.65 ms Grenzen von Sauerstoffisotopenstadien mit markanten Reflexionsamplituden und Phasen unabhängig von der Pulslänge zusammen. Diese charakteristischen Reflexionen können auch in den Parasound Seismogrammen identifiziert werden. Sie sind durch wechselnde Anteile der Grobkornfraktion und entsprechende Variationen der Naßdichte verursacht. Der Abstand dieser Impedanzkontraste ist auch in den Seismogrammen der Pulsängen 4 und 5 offensichtlich groß genug, um nicht durch destruktive Interferenzen oder durch die Länge des Quellsignals verwischt zu werden. Folgende  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenzen sind in den Seismogrammen zu identifizieren: 4/5, 6/7, 10/11 und 12/13.

Die Identifizierung von Sauerstoffisotopenstadien in den Parasound Seismogrammen der Pulslänge 4 ist für die in Kapitel 6 diskutierte Akustostratigraphie zweier Profile über den Lomonosov Rücken von Bedeutung, da diese mit der Frequenz von 4 kHz und einer Pulslänge von 4 aufgezeichnet wurden.

Lomonosov Rücken, Station PS 2185

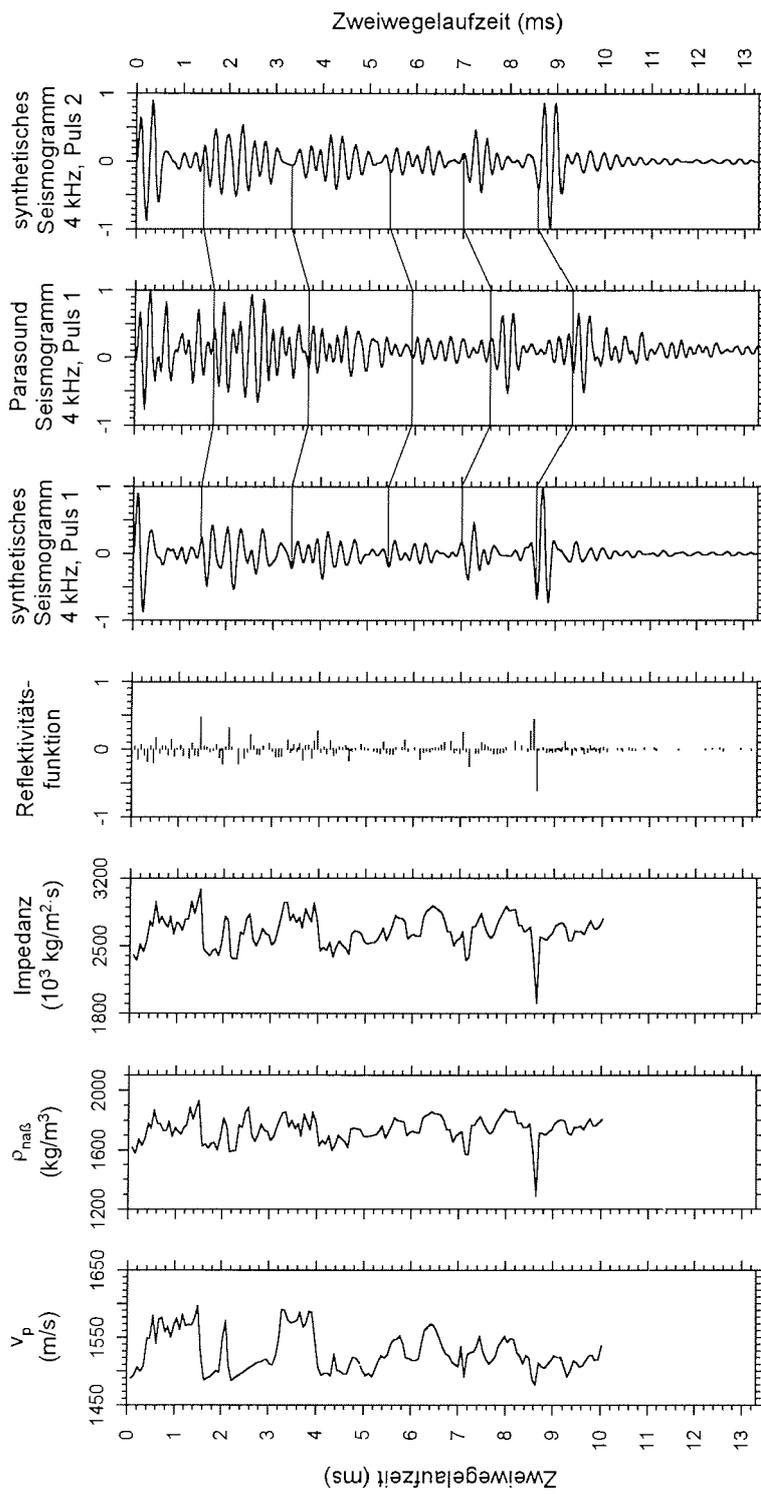


Abb. 5.18: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2185 - 6 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2185. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

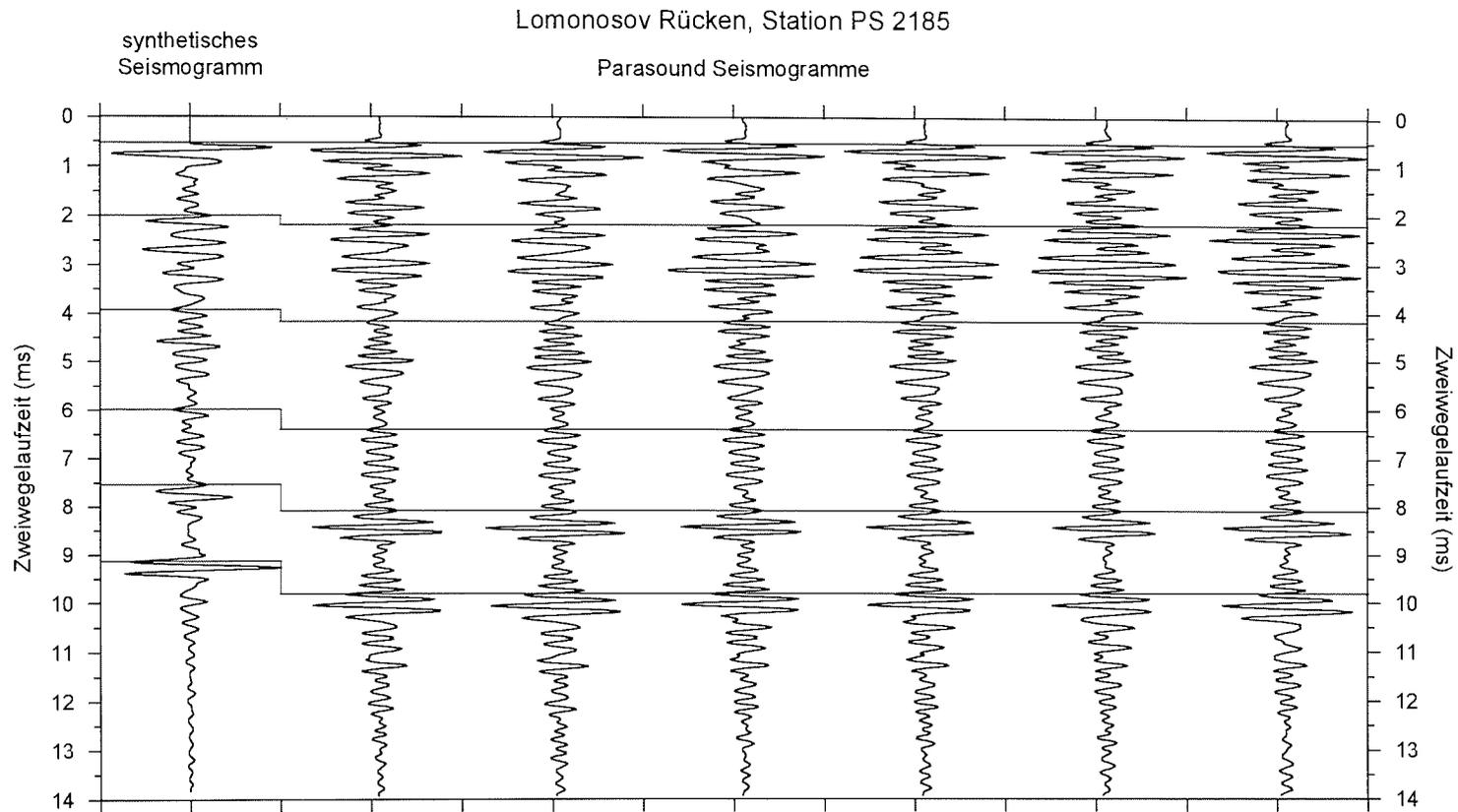


Abb. 5.19: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2185 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2185-6 KAL. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

Lomonosov Rücken, Station PS 2185

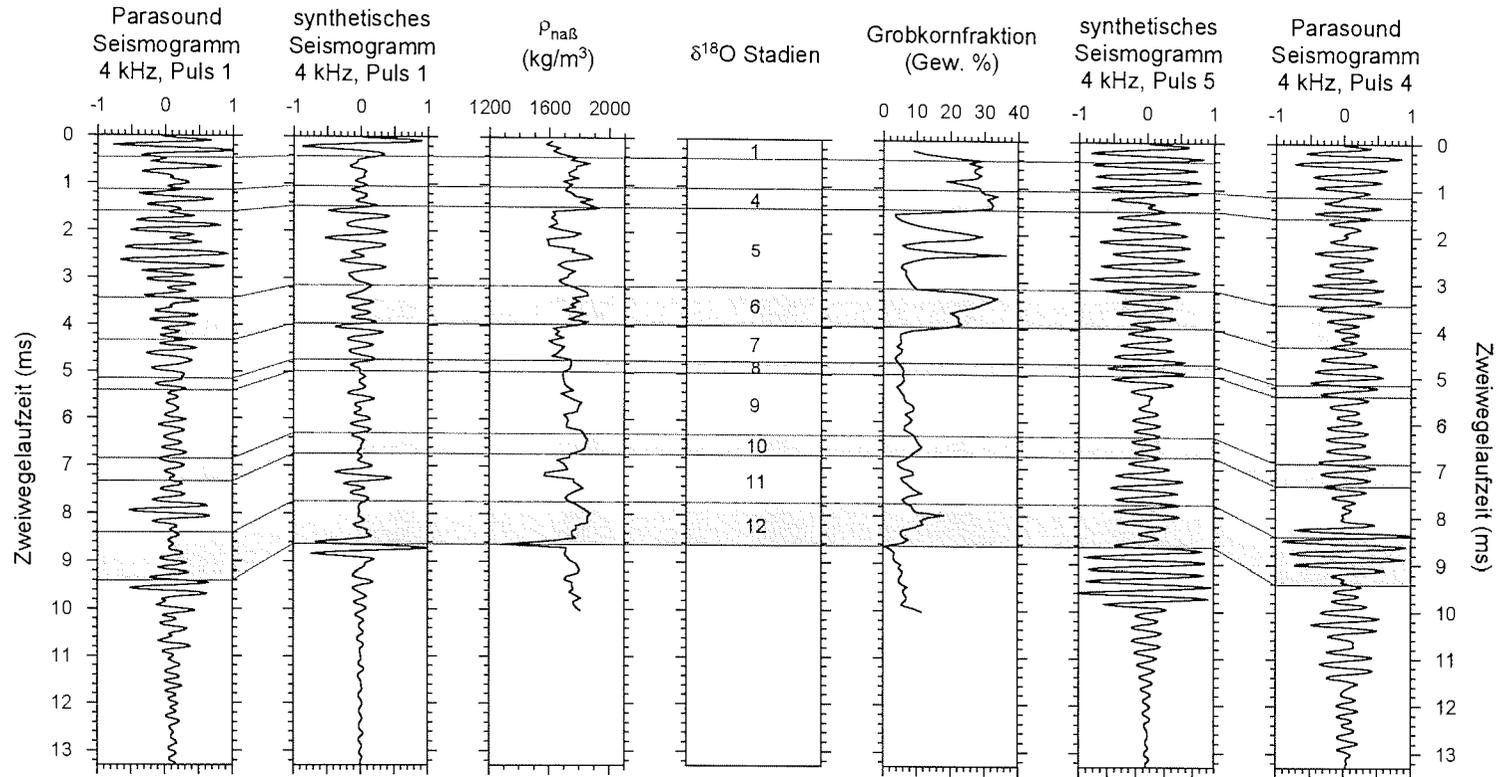


Abb. 5.20: Kernstation PS 2185 auf dem Lomonosov Rücken. Vergleich der Zweiwegelaufzeitprofile normierter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und Pulslänge 5) und normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und Pulslänge 4) mit Sauerstoffisotopenstadien (Frederichs, 1995) sowie Kernlogs der Naßdichte und Grobkornfraktion. Die Stadiengrenzen wurden mit Hilfe der für diesen Kern ermittelten Kompressionrate auf die Parasound Seismogramme übertragen. Glazialstadien sind schattiert.

#### 5.3.4 Station PS 2200 auf der Morris Jesup Schwelle

Der an Station PS 2200 gewonnene Sedimentkern PS 2200-5 KAL ist 7.70 m lang und stammt aus einer Wassertiefe von 1073 m. Er wurde bereits in Kapitel 4.3 ausführlich beschrieben. Nach der positiven Korrelation zwischen Grobkornfraktion und P-Wellengeschwindigkeit sind die Variationen der Impedanz auf wechselnde Anteile der Grobkornfraktion zurückzuführen (Abb. 5.21). Auch die im Vergleich zu den bisher vorgestellten Kernen hohen P-Wellengeschwindigkeiten und Naßdichten sind in den Sandgehalten der Sedimente (im Mittel 21 Gew. %) begründet.

Die Impedanzen, die Reflektivitäten und die Amplituden der synthetischen Seismogramme zeigen nur relativ geringe Variationen. Das Parasound Seismogramm an Station PS 2200 zeigt im Vergleich mit den synthetischen Seismogrammen durchgehend höhere Amplitudenänderungen. Besonders auffällig ist das im Zweiwegelaufzeitbereich zwischen 0 und 3 ms. Dies könnte ein Hinweis auf konstruktive Interferenzen im Parasound Seismogramm sein, die aufgrund nicht genügend dichter Meßpunktabstände der sedimentphysikalischen Parameter oder durch eine starke Kompression des Sedimentkerns in diesem Laufzeitfenster bei der Berechnung der synthetischen Seismogramme nicht auftreten.

Obwohl in den synthetischen Seismogrammen nur wenige markante Reflexionen zu erkennen sind, können sie gut mit dem Parasound Seismogramm korreliert werden (durchgezogene Linien in Abbildung 5.21). Die in Abbildung 5.22 dargestellte Sequenz von Parasound Seismogrammen zeigt nicht nur eine konstante Lage der zur Korrelation mit den synthetischen Seismogrammen verwendeten Reflexionen, sondern auch insgesamt nahezu gleiche Amplituden- und Phasenänderungen innerhalb aller Seismogramme. Für die Sedimente des Kerns ergibt sich eine recht starke Kompression, die mit der Laufzeit zunimmt. Unter Vorbehalt korrekter graphischer Korrelationen sind sie bis 2.5 ms um 0.4 ms bis 4.12 ms um 0.52 ms, bis 4.61 ms um 0.54 ms, bis 5.32 ms um 0.68 und bis 6.73 ms um 0.78 ms gestaucht worden.

Morris Jesup Schwelle, Station PS 2200

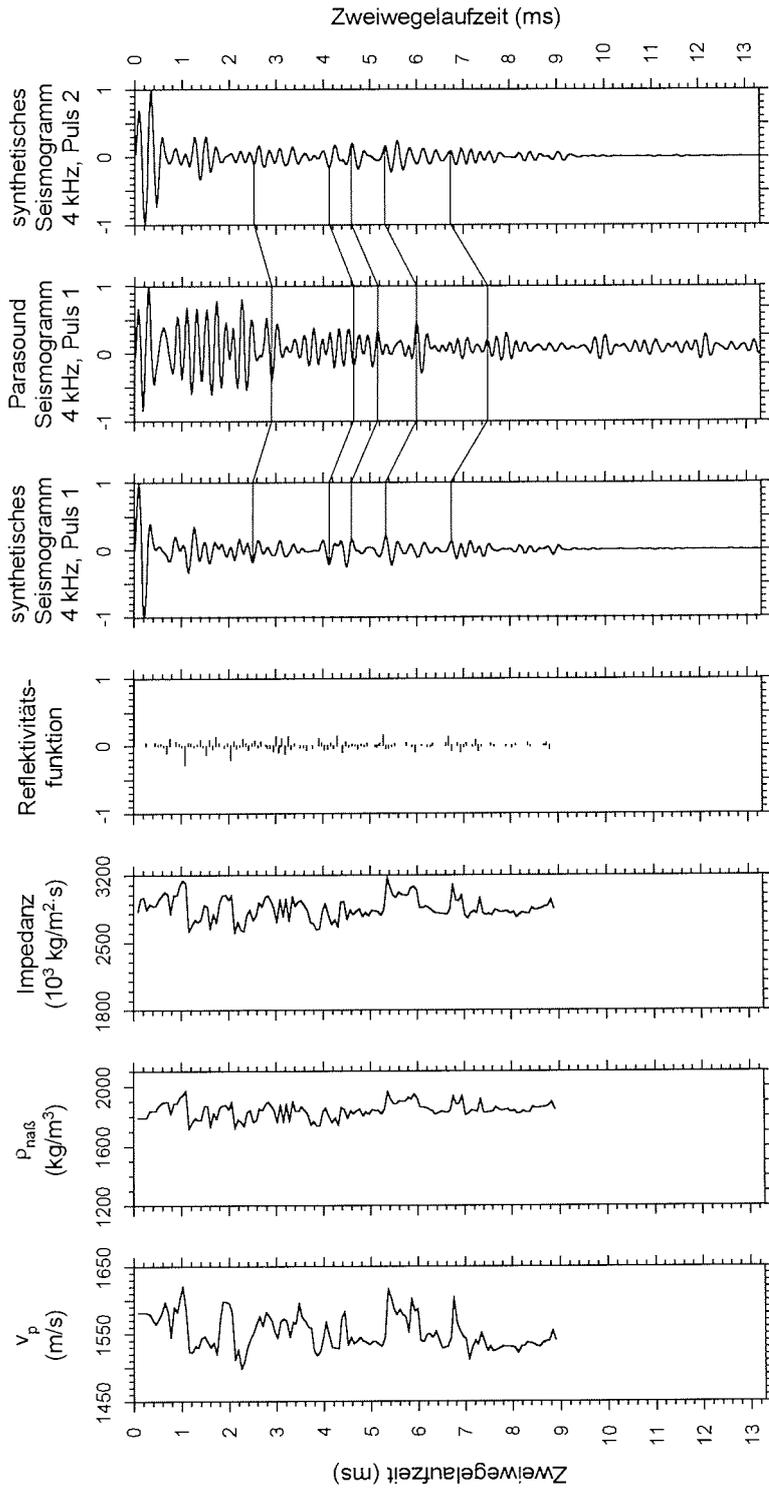


Abb. 5.21: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2200 - 5 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und 4 kHz, Pulslänge 2) im Vergleich mit einem Paraseismogramm (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2200. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelation zwischen den Seismogrammen.

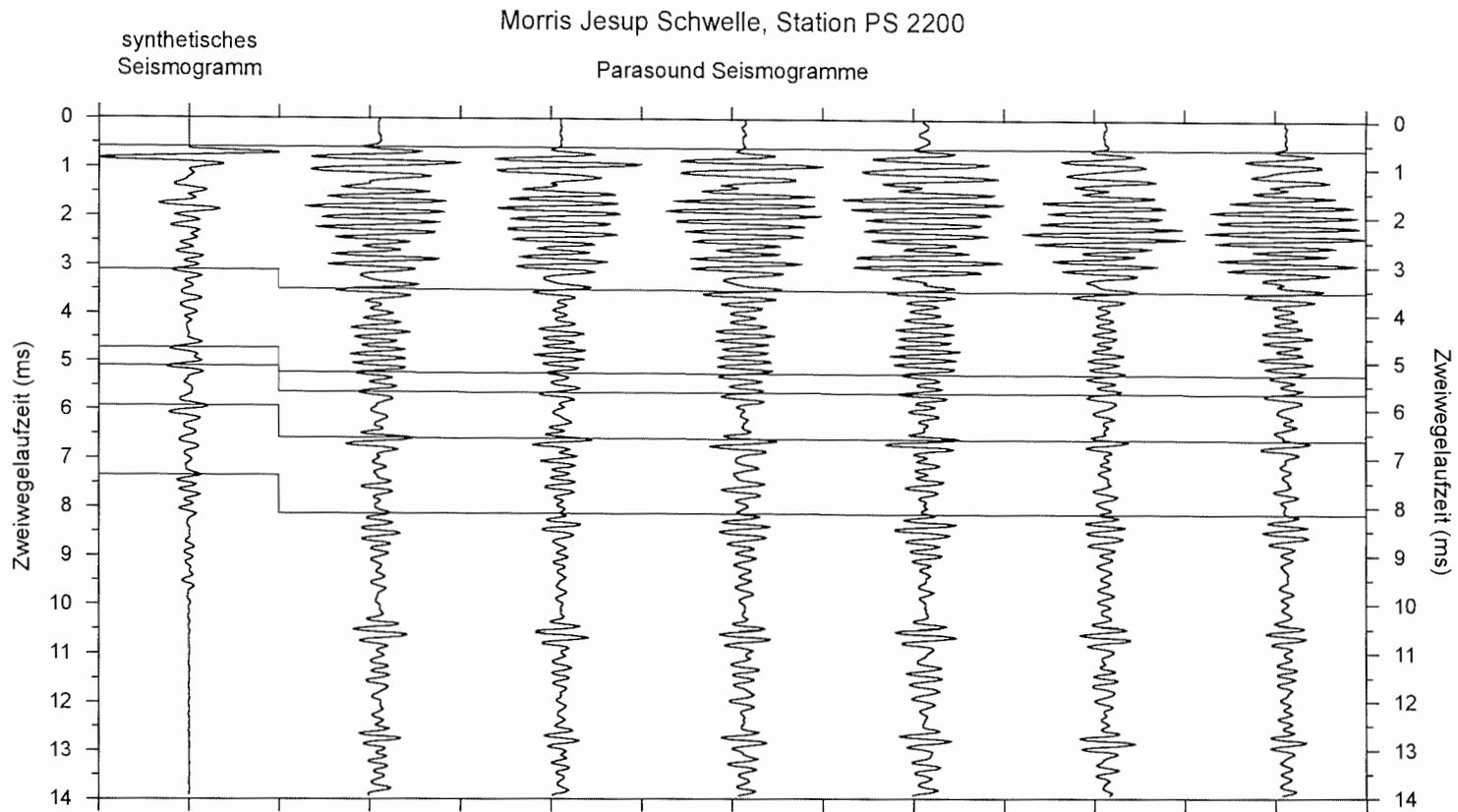


Abb. 5.22: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1) an der Station PS 2200 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 1), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2200 - 5 KAL. Die durchgezogenen Linien markieren mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 1.5 Minuten.

Die Pulslänge hat bei diesem Kern großen Einfluß auf die Korrelation der Seismogramme. Wie die Abbildung 5.23 verdeutlicht, ist zwischen dem synthetischen Seismogramm der Frequenz 4 kHz und der Pulslänge 5 und dem Parasound Seismogramm der gleichen Frequenz und der Pulslänge 4 vermutlich wegen der starken Kompression der Sedimente keine graphische Korrelation mehr möglich. Im Vergleich der synthetischen Seismogramme der Pulslänge 1 und 5 kann nur der charakteristische Reflexionshorizont bei 5.35 ms Laufzeit in beiden Seismogrammen identifizieren werden. Alle übrigen Reflexionen sind, bedingt durch das lange Quellsignal und Interferenzen, nicht zu korrelieren. Besonders auffällig ist die konstruktive Interferenz bei 3.3 ms und die destruktive Interferenz zwischen 4.7 und 5.1 ms im Seismogramm der Pulslänge 5. Das Parasound Seismogramm der Pulslänge 4 zeigt dagegen noch ein ähnliches Bild wie das Parasound Seismogramm der Pulslänge 1. Die Zuordnung markanter Amplitudenvariationen ist aber auch zwischen den beiden Parasound Seismogrammen nicht eindeutig möglich.

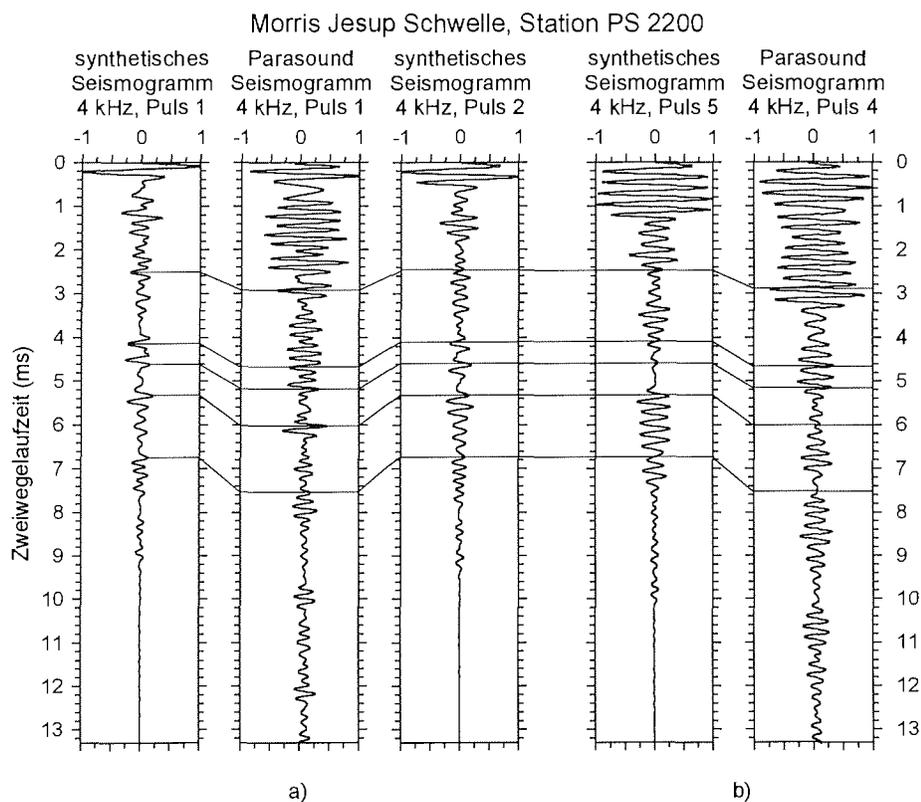
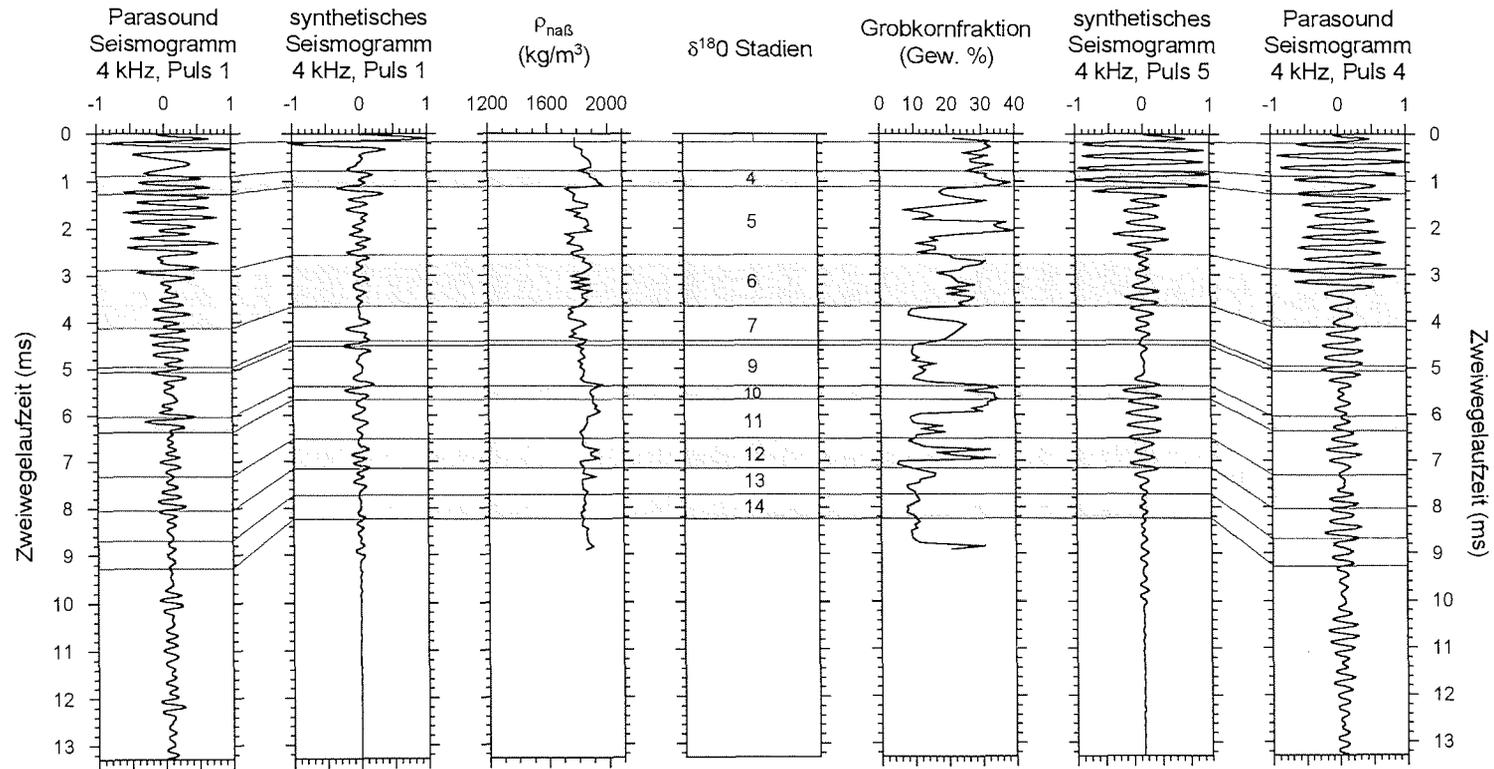


Abb. 5.23: a) Ausschnitt aus Abbildung 5.21 zur graphischen Korrelation eines b) synthetischen Seismogramms der Pulslänge 5 und eines Parasound Seismogramms der Pulslänge 4 sowie zur Identifizierung möglicher Interferenzeffekte. Die durchgezogenen Linien kennzeichnen mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

Morris Jesup Schwelle, Station PS 2200



111

Abb. 5.24: Kernstation PS 2200 auf der Morris Jesup Schwelle. Vergleich der Zweiwegelaufzeitprofile normierter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und Pulslänge 5) und normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 1 und Pulslänge 4) mit Sauerstoffisotopenstadien (Frederichs, 1995) sowie Kernlogs der Naßdichte und Grobkornfraktion. Die Stadiengrenzen wurden mit Hilfe der für diesen Kern ermittelten Kompressionrate auf die Parasound Seismogramme übertragen. Glazialstadien sind schattiert.

In Abbildung 5.24 wird die Möglichkeit überprüft, ob auf der Basis einer Alterstiefenkurve dieses Kerns (Frederichs, 1995) einzelne Sauerstoffisotopenstadien und Stadiengrenzen in den synthetischen Seismogrammen und Parasound Seismogrammen sowie den Kernlogs der Naßdichte und der Grobkornfraktion zu identifizieren sind. Die Stadiengrenzen (nach Imbrie et al., 1984) wurden in Zweiwegelaufzeiten umgerechnet und zur Korrelation mit den Parasound Seismogrammen mit der aus Abbildung 5.21 ermittelten Kompressionsrate gestreckt. In den Amplitudenvariationen der synthetischen Seismogramme mit Pulslänge 1 sind die Stadiengrenzen 3/4, 5/6, Stadium 7, Stadium 9 sowie die Stadiengrenze 11/12 erkennbar. Der Korrelation der Seismogramme folgend, finden sie sich auch im Parasound Seismogramm der Pulslänge 1. Die in den Seismogrammen identifizierten Stadien und Stadiengrenzen sind an Änderungen im Anteil der Grobkornfraktion und entsprechende Variationen in der Naßdichte gebunden. Im synthetischen Seismogramm der Pulslänge 5 sind die Stadiengrenzen 4/5, Stadium 5 sowie die Stadiengrenzen 5/6, 7/8 und 9/10 zu identifizieren, im Parasound Seismogramm der Pulslänge 4 die Stadiengrenzen 6/7, 10/11 und 11/12.

#### 5.3.5 Kernstation PS 2212 auf dem Yermak Plateau

Der 7.70 m lange Kern PS 2212-3 KAL ist am östlichen Hang des Yermak Plateaus in einer Wassertiefe von 2550 m gewonnen worden. Die stark gegliederte Morphologie des Meeresbodens verursachte in den digitalen Parasound Aufzeichnungen starke Seitenechos während der Stationszeit. Aus diesem Grund wurde kein Parasound Frequenztest durchgeführt, so daß von dieser Station ausschließlich Parasound Seismogramme der Pulslänge 4 und Frequenz 4 kHz vorliegen.

Die Methode der graphischen Korrelation zur Ermittlung der Kernkompression setzt eine exakte Ersteinsatzbestimmung der Parasound Seismogramme und markante Reflexionen in den Seismogrammen voraus. Die erste Bedingung wurde aufgrund der Seitenechos nur ungenügend erfüllt. Abbildung 5.25 zeigt eine Sequenz normierter Parasound Seismogramme, die unmittelbar nach der Kernnahme aufgezeichnet wurden. Demnach war keine genaue Festlegung des Ersteinsatzes möglich. Die zweite Bedingung ist in den Parasound Seismogrammen hinreichend gut erfüllt. Es können vier Wellengruppen unterschieden werden. Sie variieren in ihrer Lage leicht, in den Amplituden und Phasen stärker. Aus den genannten Gründen erscheint eine graphische Korrelation zur Bestimmung der Kompression der Kernsedimente nicht sinnvoll, wohl aber eine Charakterisierung der Wellengruppen. In Abbildung 5.26 sind einem ausgesuchten Parasound Seismogramm (4 kHz, Puls 4) synthetische Seismogramme (4 kHz) der Pulsängen 4 und 5 gegenübergestellt.

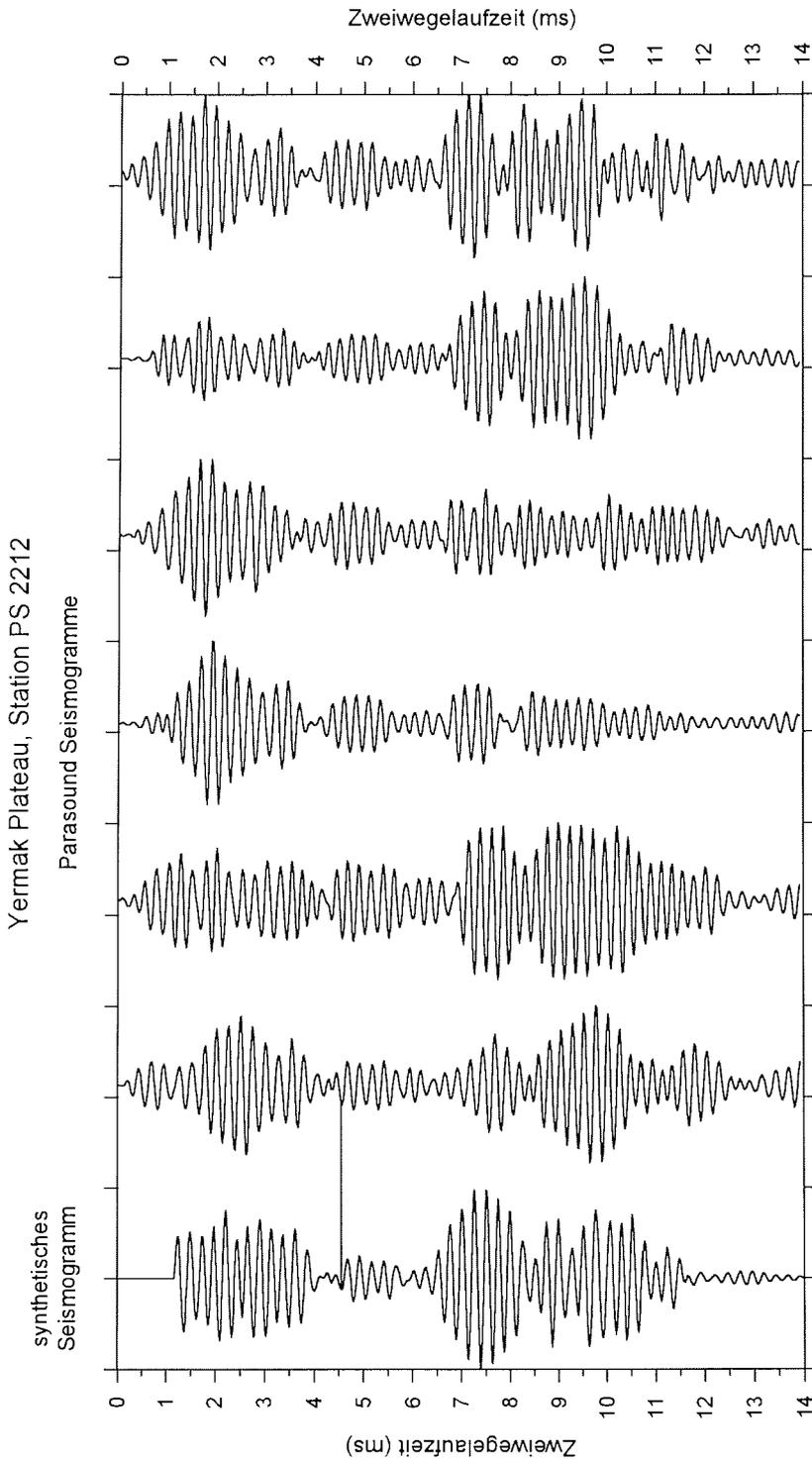


Abb. 5.25: Sequenz normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 4) an der Station PS 2212 im Vergleich zum normierten synthetischen Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 5), berechnet aus den sedimentphysikalischen Parametern des Kerns PS 2212 - 5 KAL. Das synthetische Seismogramm wurde an der zweiten Wellengruppe des benachbarten Parasound Seismogramms ausgerichtet. Zeitlicher Abstand der Parasound Seismogramme 30 Sekunden.

Yermak Plateau, Station PS 2212

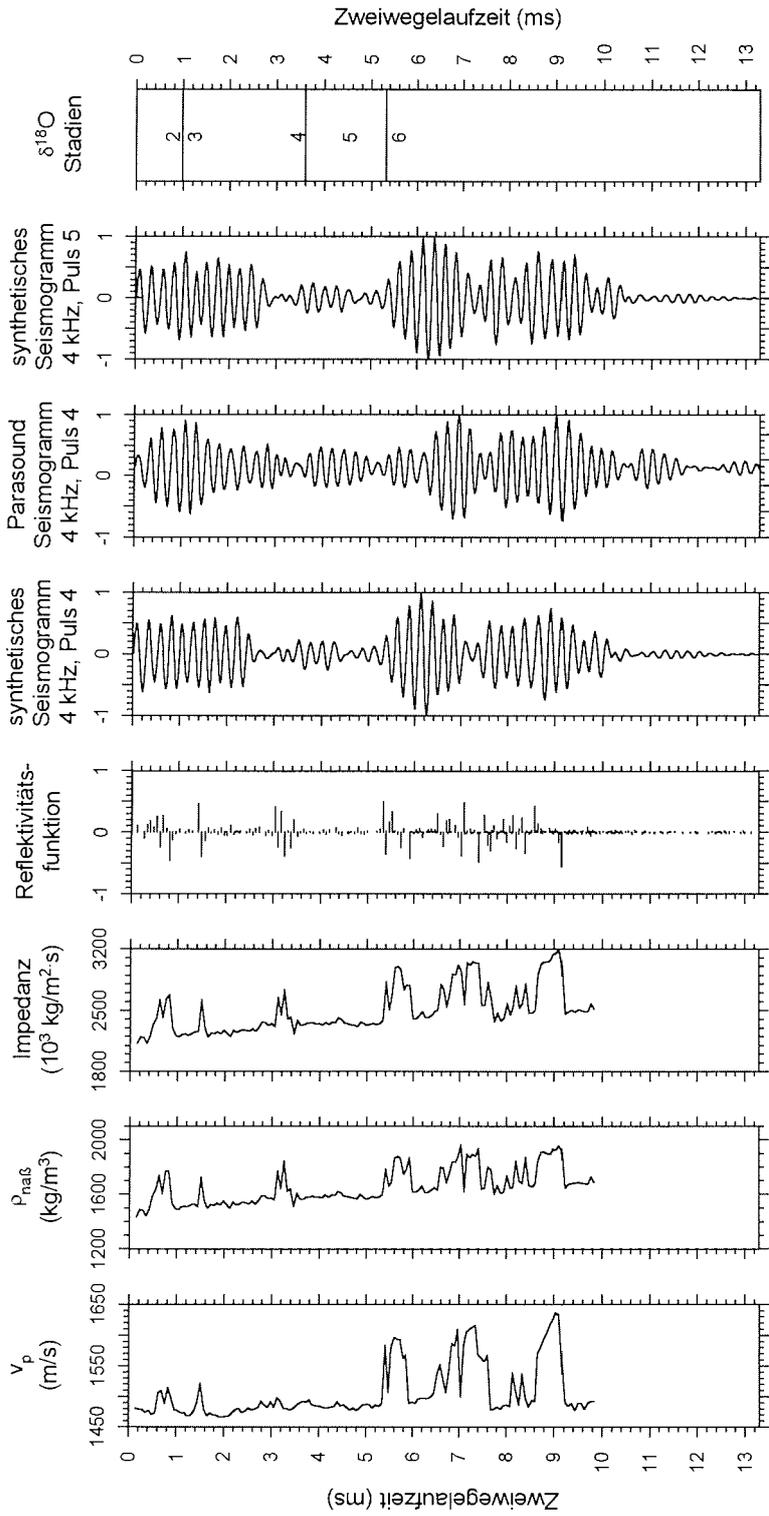


Abb. 5.26: Zweiwegelaufzeitprofile der sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2212 - 3 KAL und daraus berechneter synthetischer Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 4 und 4 kHz, Pulslänge 5) im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 4) an der Station PS 2212. Alle Seismogramme sind normiert dargestellt. Sauerstoffisotopenstadiengrenzen nach Nowaczyk et. al., 1994.

Die in allen Seismogrammen sehr gut zu erkennenden vier Wellengruppen werden durch starke Variationen in Naßdichte und P-Wellengeschwindigkeit hervorgerufen, die durch wechselnden Silt- und Tonlagen oder Sand- und Tonlagen bedingt sind (Fütterer, 1992). Daß die zweite Wellengruppe (im synthetischen Seismogramm zwischen 3.4 ms und 5.3 ms Zweiwegelaufzeit) gut identifizieren werden kann, ist auf geringe Impedanzkontraste einer Serie von Tonlagen unterhalb mehrerer Sandlagen (zwischen 3 und 3.4 ms) zurückzuführen, so daß das komplette Quellsignal abgebildet wird. Erst ab 5.35 ms Laufzeit werden im Sediment weitere Sandlagen beschrieben (Fütterer, 1992), die zu erhöhten Naßdichten und P-Wellengeschwindigkeiten führen. Dieser Impedanzkontrast aus dem Wechsel von Ton- zu Sandlagen charakterisiert den Beginn der dritten Wellengruppe. Die Differenzierung zwischen der dritten und vierten Wellengruppe bei 7.1 ms ist aufgrund des starken Impedanzkontrastes zwischen zwei Sandlagen und einer eingeschalteten Tonlage und dem daraus resultierenden Phasensprung in der Wellengruppe möglich.

Die zweite Wellengruppe zwischen 3.4 ms und 5.35 ms kennzeichnet das Sauerstoffisotopenstadium 5, deren Lage anhand einer Alterstiefenkurve von Nowaczyk et al. (1994) bestimmt wurde.

#### 5.3.6 Diskussion

Die Modellierung synthetischer Seismogramme mit an Kastenlotkernen bestimmten relevanten sedimentphysikalischen Parametern ermöglicht grundsätzlich eine hochauflösende graphische Korrelation der synthetischen Seismogramme mit an den Kernstationen digital registrierten Parasound Seismogrammen. Die Messungen der P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte (Porosität) sowie die Berechnung der synthetischen Seismogramme nach der Zustands-Raum-Methode (Mendel et al., 1979) bilden zusammen mit den Kernbeschreibungen und Grobkornfraktionsanalysen geeignete Grundlagen zur Interpretation der Reflexionsabfolgen in den Seismogrammen.

Für die Grobkornfraktion ergaben sich positive Korrelationen mit der P-Wellengeschwindigkeit und negative Korrelationen mit der Porosität (positive Korrelation mit der Naßdichte) in den Sedimenten der Kerne PS 2178-5 KAL, PS 2185-6 KAL und PS 2200-5 KAL (Kapitel 4.3). Die Übereinstimmung erhöhter P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte mit Sandlagen in den Kernbeschreibungen lassen auch für die übrigen hier vorgestellten Kerne entsprechende Abhängigkeiten erwarten. Da aus dem Produkt der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte die akustische Impedanz berechnet wird, bestimmen die wechselnden Anteile der Grobkornfraktion die Reflexionsstrukturen der Kernlogs. Die Impedanzkontraste an grobkörnigen, unter Umständen turbiditischen Schichten erzeugen daher die stärksten Reflexionen in den synthetischen Seismogrammen. Sie bilden oft markante Reflexions-

horizonte mit deren Hilfe an sechs von neun Kernstationen eine graphische Korrelation mit Parasound Seismogrammen möglich war.

Diese graphische Korrelation gibt Aufschluß über die Deformation der Sedimente bei der Kernnahme. An sechs Kernen wurde ausnahmslos eine Kompression festgestellt. Ihre Stärke ist abhängig vom Sandgehalt der Sedimente. Kerne mit erhöhten Sandanteilen (PS 2176-5 KAL, PS 2185-6 KAL und PS 2200-5 KAL) zeigen eine wesentlich stärkere Kompression als solche ohne signifikante Sandgehalte (PS 2174-5 KAL, PS 2178-5 KAL und PS 2197-1 KAL). Dies ist wahrscheinlich auf die erhöhte Reibung beim Eindringen der Lote in sandige Sedimentfolgen zurückzuführen.

Die Gegenüberstellung von synthetischen Seismogrammen und Parasound Seismogrammen unterschiedlicher Pulslängen zeigt, daß eine exakte Korrelation in der Regel nur mit Pulslängen 1 und 2 möglich ist. Synthetische Seismogramme der Pulslänge 5 können zwar häufig optisch anhand charakteristischer Wellengruppen mit Parasound Seismogrammen der Pulslänge 4 korreliert werden (Ausnahmen: PS 2177-5 KAL, PS 2200-5 KAL und PS 2212-3 KAL), sie eignen sich aber aufgrund der im Detail unterschiedlichen Interferenzmuster der Seismogramme nicht zu graphischen Korrelationen, aus denen eine Kompressionsrate abzuleiten wäre. Solche Unterschiede sind wahrscheinlich auf die Kompression der Sedimentkerne zurückzuführen und/oder auf den zu großen Meßpunktabstand der Naßdichte (5 cm). Um die Interferenzmuster in den synthetischen Seismogrammen richtig erfassen zu können, müßte ein kleinerer Meßpunktabstand von maximal 2 - 3 cm eingehalten werden.

Die Zeitspanne zwischen Kernnahme und den verwendeten Parasound Registrierungen (Frequenztests) betrug zwar bis zu 4.5 Stunden, die mit der Verdriftung des Schiffes während dieser Zeit zu erwartenden lateralen Veränderungen in den Sedimentstrukturen dokumentieren sich in den Seismogrammen in der Regel jedoch nur in Details von Phase und Amplitude. Charakteristische Reflexionshorizonte sind auch in später aufgezeichneten Parasound Sequenzen fast immer in der gleichen Zweiwegelaufzeit zu erkennen und rechtfertigen damit die durchgeführten graphischen Korrelationen. An der Kernstation PS 2212 zeigte sich, daß solche Ergebnisse nur unter optimalen Bedingungen erreicht werden können. Seitenechos hatten hier Phasen-, Amplituden- und Interferenzmusteränderungen zur Folge. An Kernstation PS 2177 war zu beobachten, daß schon eine leichte Neigung des Meeresbodens und geringe laterale Variationen in den Sedimentstrukturen genügen, um vergleichsweise starke Phasen- und Amplitudenänderungen zu bewirken, die eine gesicherte Korrelation der synthetischen mit dem Parasound Seismogramm unmöglich machen.

Grundsätzlich bestätigten die Ergebnisse dieser Arbeit die schon bei Rostek (1991) gemachte Aussage, "daß engständige, geringmächtige (minimal

5 cm) Schichten mit starken Impedanzkontrasten von einem seismischen Signal ab einer Frequenz von 4 kHz detektiert werden können". Die graphische Korrelation der normierten synthetischen und Parasound Seismogramme wird nicht nur durch markante Reflexionshorizonte, sondern auch durch nahezu gleiche Amplitudenvariationen erleichtert. Da das Programm zur Modellierung synthetischer Seismogramme keine Absorption und sphärische Divergenz berücksichtigt, kann eine entsprechende Energieabnahme der Welle in den maximal 13.3 ms langen Ausschnitten der Parasound Seismogramme offensichtlich vernachlässigt werden.

Die Identifizierung von Sauerstoffisotopenstadien und deren Grenzen in den Seismogrammen der Stationen PS 2185, PS 2200 und PS 2212 ist primär von markanten Amplituden und Phasenvariationen abhängig. Diese können jedoch nicht in allen Fällen als Indikatoren für Änderungen der paläoklimatischen Bedingungen interpretiert werden. Nicht jedes Maximum (Minimum) in der Grobkornfraktion repräsentiert eine Glazial- (Interglazial-) Periode. Es ist häufig nicht zu entscheiden, ob ein Maximum in der Grobkornfraktion auf einen Resedimentationsprozeß, auf Selektion der Korngrößen durch Bodenströmungen ("winnowing") oder tatsächlich auf einen paläoklimatisch gesteuerten variablen Eintrag zurückzuführen ist (Kapitel 4.3).

Nicht jeder Reflektor in den synthetischen Seismogrammen ist mit einer Reflexion im Parasound Seismogramm zu korrelieren. Um in jeder Zweiwegelaufzeit die Kompression des Kerns berücksichtigen zu können, wurde unter der Annahme einer mit der Eindringung des Kerngerätes linear zunehmenden Kompression der Sedimente, eine dimensionslose Kompressionsrate bestimmt (Tabelle 5.1). Dazu wurde eine Computergraphik erstellt, in der das Parasound Seismogramm (Pulslänge 1) und die synthetischen Seismogramme (Pulslänge 1 und 2) getrennt, nebeneinander abgebildet wurden. Daraufhin wurde die zuvor ermittelte graphische Korrelation eingezeichnet und der Maßstab der Zweiwegelaufzeitachsen der synthetischen Seismogramme so gestreckt, bis die Linien der Korrelation in den synthetischen Seismogramme mit denen im Parasound Seismogrammen übereinstimmten. Aus dem Maßstabsverhältnis wurde dann die Kompressionsrate für die Zweiwegelaufzeit berechnet.

Für die Kompressionsrate und die graphischen Korrelationen ist eine Fehlerbetrachtung notwendig. Die Interpolation der P-Wellengeschwindigkeit auf Stützstellen der Naßdichte verursacht einen Fehler bei der Berechnung der Impedanz, der aber aufgrund der weit höheren Gewichtung der Naßdichte offenbar vernachlässigbar ist. Die P-Wellengeschwindigkeit wird aber auch für die Berechnung der Zweiwegelaufzeitprofile benötigt. Da an den ersten und letzten 6 cm der Unterkerne (Kapitel 3.4) keine P-Wellengeschwindigkeiten gemessen werden konnten, entsteht eine Datenlücke von jeweils 12 cm. Dazwischen mußte linear interpoliert werden. Daraus resultiert ein Fehler in der Laufzeitbestimmung, der für die Kompressionsrate berücksichtigt werden muß. Die mittlere P-Wellengeschwindigkeit aller hier untersuchten Kernen beträgt

1512 ± 40 m/s. Das entspricht bei 12 cm Laufweg einer maximalen Laufzeitdifferenz von 4.2 µs oder einer Laufwegdifferenz von 0.7 cm. Daraus folgt, daß die Laufzeit bis zur Basis eines 10 m langen Kerns (zehn Unterkernen) auf ± 21 µs, die Kompression der Sedimente insgesamt auf ± 3.5 cm genau bestimmt werden kann. Zusätzlich ist der Fehler bei der Bestimmung des Ersteinsatzes in den Parasound Seismogrammen und der Fehler bei der graphischen Korrelation einzelner Reflexionen zu berücksichtigen. Kann beides auf ± 1 Digitalisierungseinheiten genau erfolgen, ergibt sich ein Fehler von ± 50 µs (± 7.5 cm). Bei der Bewertung der Kompressionsrate und der graphischen Korrelationen ist demnach ein Fehler von maximal ± 71 µs (± 11 cm) anzunehmen.

Die Laufzeit wird aus der Summe der Verhältnisse der Grenzflächenabstände zur P-Wellengeschwindigkeit berechnet. Ist die Annahme einer mit der Zweiwegelaufzeit linear zunehmenden Kompression der Sedimente richtig, so sollte die ermittelte Kompressionsrate also ebenfalls für die Kerntiefe gelten. Dies kann überprüft werden, indem zu den einzelnen graphischen Korrelationslinien zwischen den synthetischen Seismogrammen und dem Parasound Seismogramm an den jeweiligen Kernstationen die Zweiwegelaufzeitdifferenz bestimmt und diese gegen die Kerntiefe aufgetragen wird (Abb. 5.27). Eine anschließende lineare Regression über die Datenpaare soll zusammen mit den Fehlerangaben aus der obigen Diskussion eine Beurteilung der Annahme ermöglichen. Aus dem Meßpunktabstand der elektrischen Widerstandsmessungen (5 cm) ergibt sich ein Fehler für die Teufenangaben von ± 2.5 cm. Abbildung 5.27 zeigt, daß unter Berücksichtigung der Fehlerangaben alle Zweiwegelaufzeitdifferenzen zwischen den Seismogrammen auf den Regressionsgeraden liegen. Die Annahme einer linear mit der Kerntiefe zunehmenden Kompression ist für die fünf Kerne in erster Näherung richtig. Auf der Grundlage einer linearen Kompressionsrate kann für die einzelnen Kerne eine absolute Kompression sowie die korrigierte Kernlänge angegeben werden (Tabelle 5.1).

Tabelle 5.1: Mit der Methode einer graphischen Korrelation von synthetischen Seismogrammen mit Parasound Registrierungen bestimmte Kompressionsraten sowie absolute Kompressionen und korrigierte Kernlängen für Kastenlotkerne arktischer Sedimente.

Kernnummer	Kernlänge [m]	Kompressionsrate	absolute Kompression [m]	korrigierte Kernlänge [m]
PS 2174-5 KAL	9.6	1.041	0.4 ± 0.1	10.0 ± 0.1
PS 2176-3 KAL	9.7	1.054	0.5 ± 0.1	10.2 ± 0.1
PS 2178-5 KAL	8.3	1.016	0.1 ± 0.1	8.4 ± 0.1
PS 2185-6 KAL	8.2	1.088	0.7 ± 0.1	8.9 ± 0.1
PS 2197-1 KAL	8.9	1.015	0.1 ± 0.1	9.0 ± 0.1
PS 2200-5 KAL	7.7	1.124	1.0 ± 0.1	8.7 ± 0.1

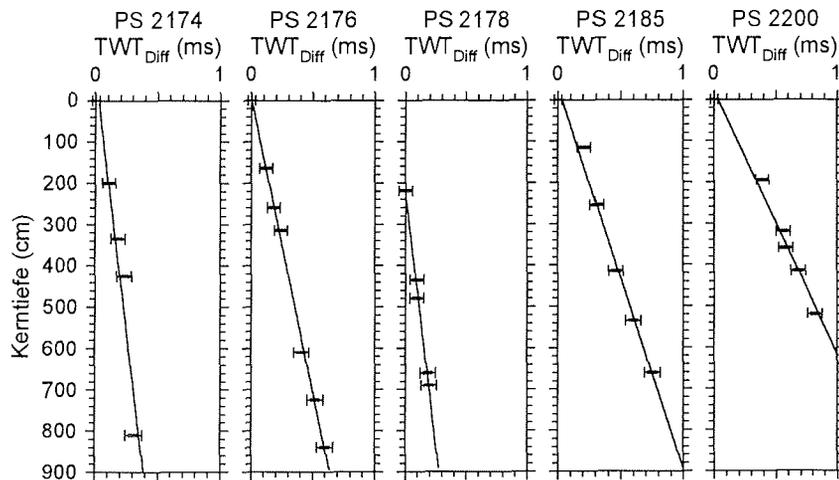


Abb. 5.27: Kerntiefe als Funktion der Zweiwegelaufzeitdifferenz zwischen den graphischen Korrelationen der synthetischen Seismogramme und dem Parasound Seismogramm ( $TWT_{Diff}$ ), ermittelt an den Kernen der Stationen PS 2174, PS 2176, PS 2178, PS 2185 und PS 2200. Die durchgezogenen Linien kennzeichnen Regressionsgeraden.

Nach Teufenkorrektur mittels der jeweiligen Kompressionsrate können die modifizierten P-Wellengeschwindigkeitslogs und Naßdichtelogs für eine erneute Berechnung synthetischer Seismogramme genutzt werden und damit die Annahme einer mit der Tiefe linear zunehmenden Kompression graphisch überprüft werden. In den Abbildungen 5.28 bis 5.33 werden neu berechnete synthetische Seismogramme den Parasound Seismogrammen an den Stationen gegenübergestellt. Zusätzlich sind in den Abbildungen die ursprünglichen synthetischen Seismogramme zum Vergleich dargestellt.

Alle neu modellierten Seismogramme zeigen nahezu die gleichen Amplituden- und Phasenvariationen wie die ursprünglichen synthetischen Seismogramme. Alle markanten Reflexionen bleiben erhalten und beim Vergleich mit den Parasound Seismogrammen sind die zuvor definierten graphischen Korrelationen jetzt in der gleichen Zweiwegelaufzeit zu erkennen. Die Annahme einer linear mit der Zweiwegelaufzeit (Kerntiefe) zunehmenden Kompression kann somit für die hier analysierten Kerne als bewiesen angesehen werden.

Die Interpretation digitaler Parasound Seismogramme ist auf der Grundlage synthetischer Seismogramme, der Korrelation sedimentologischer und physikalischer Parameter sowie der Kernbeschreibungen möglich. Sie kann aber nur bei einer Pulslänge von 1 relativ zuverlässig durchgeführt werden. Es ist deshalb für zukünftige Expeditionen zu fordern, daß zumindest auf den Stationen immer eine entsprechende Einstellung des Parasound Systems gewährleistet ist.

Station PS 2174 (Amundsen Becken)

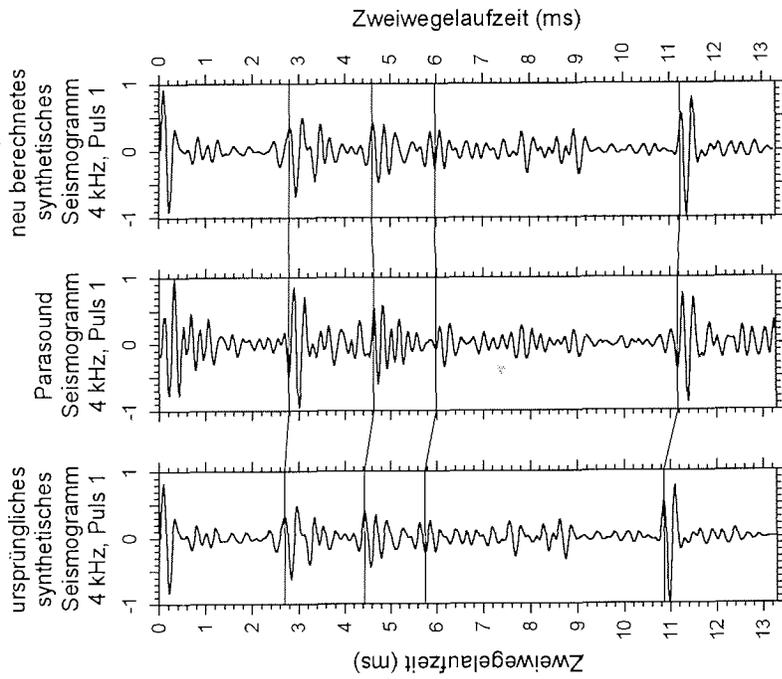


Abb. 5.28: Ursprüngliches (links) und nach Tiefenkorrektur neu berechnetes (rechts) synthetisches Seismogramm im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm an Station PS 2174. Durchgezogene Linien markieren mögliche Korrelationen.

Station PS 2176 (Amundsen Becken)

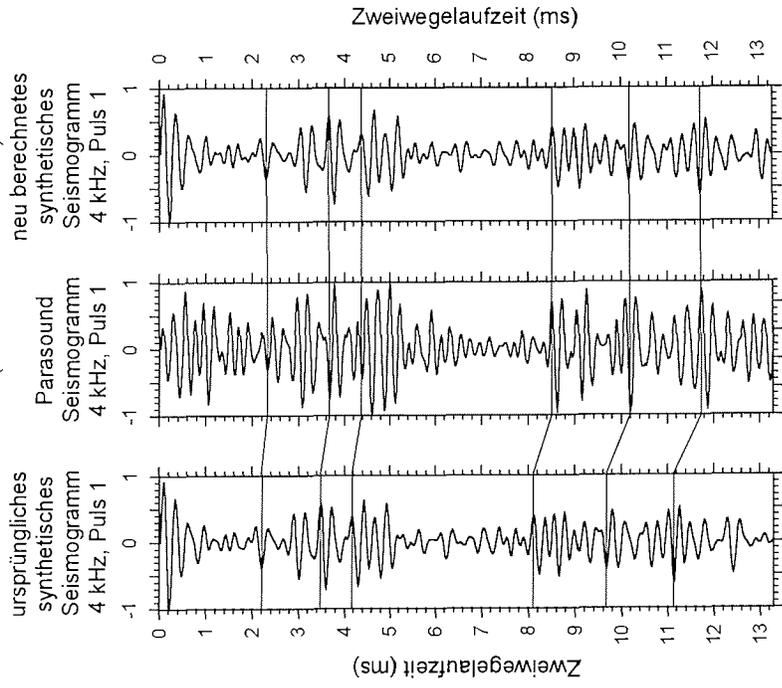


Abb. 5.29: Ursprüngliches (links) und nach Tiefenkorrektur neu berechnetes (rechts) synthetisches Seismogramm im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm an Station PS 2176. Durchgezogene Linien markieren mögliche Korrelationen.

Station PS 2197 (Amundsen Becken)

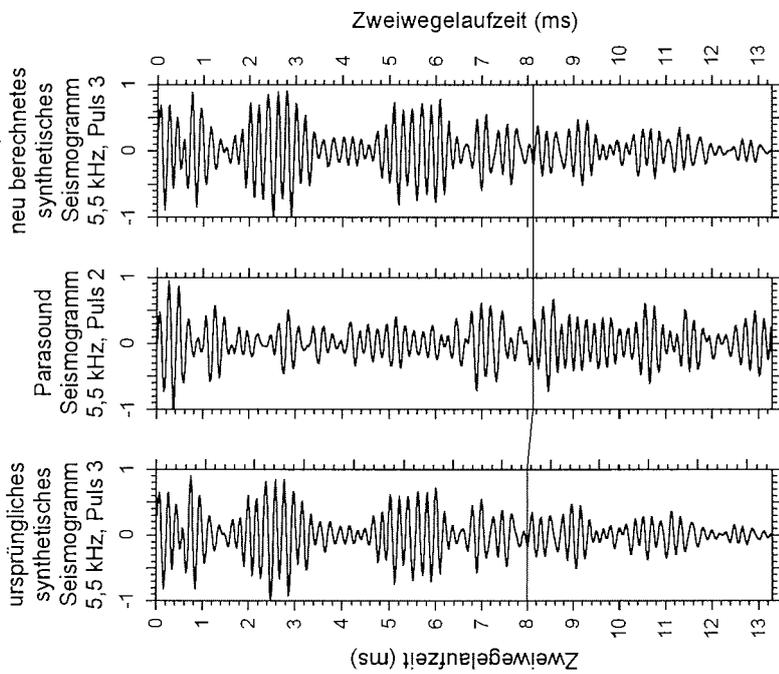


Abb. 5.30: Ursprüngliches (links) und nach Teufenkorrektur neu berechnetes (rechts) synthetisches Seismogramm im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm an Station PS 2197. Durchgezogene Linien markieren mögliche Korrelationen.

Station PS 2178 (Makarov Becken)

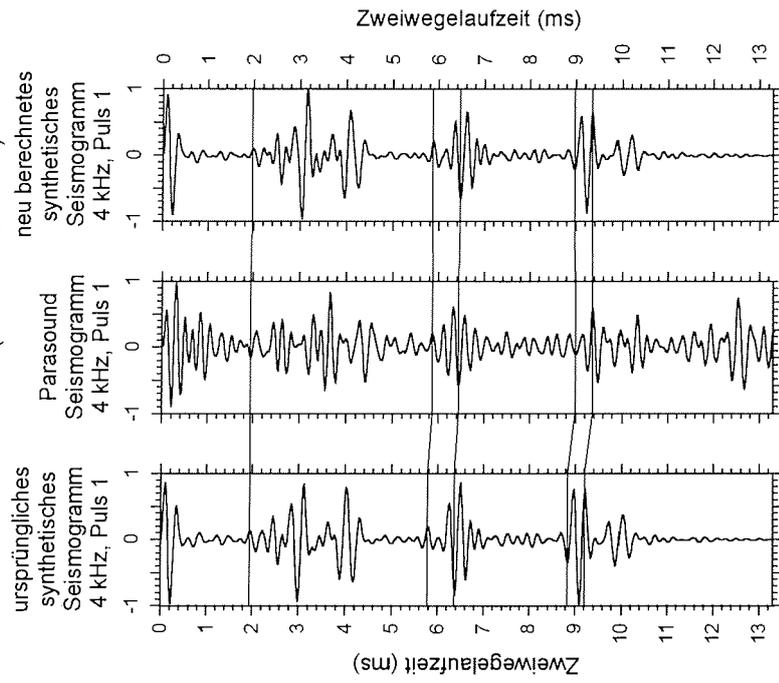


Abb. 5.31: Ursprüngliches (links) und nach Teufenkorrektur neu berechnetes (rechts) synthetisches Seismogramm im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm an Station PS 2178. Durchgezogene Linien markieren mögliche Korrelationen.

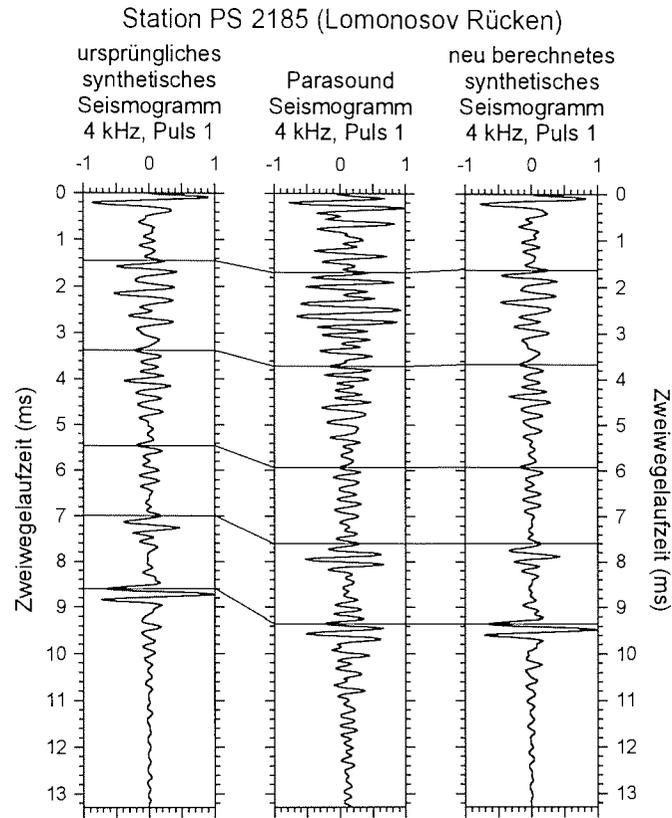


Abb. 5.32: Ursprüngliches (links) und nach Teufenkorrektur neu berechnetes (rechts) synthetisches Seismogramm im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm an Station PS 2185. Durchgezogene Linien markieren mögliche Korrelationen.

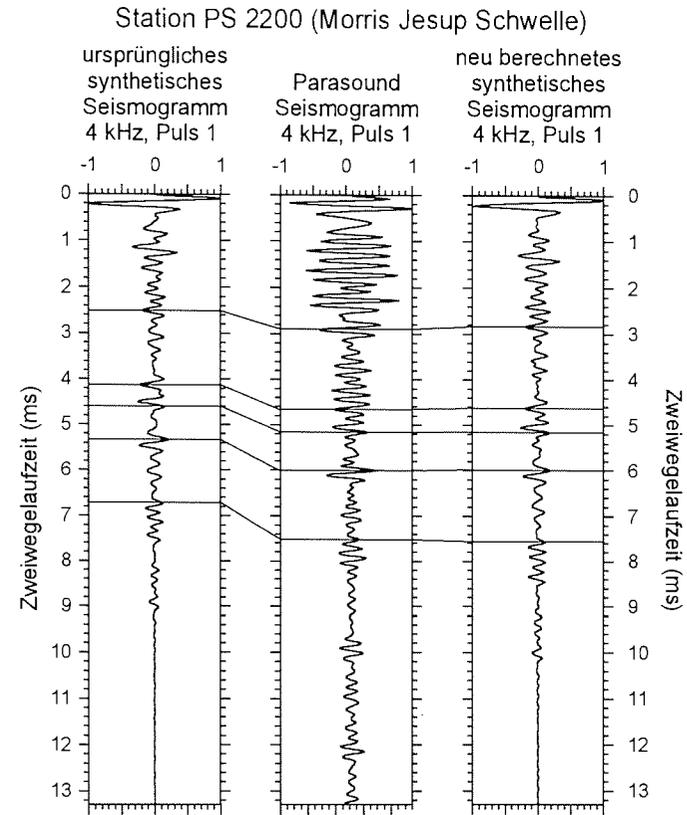


Abb. 5.33: Ursprüngliches (links) und nach Teufenkorrektur neu berechnetes (rechts) synthetisches Seismogramm im Vergleich mit einem Parasound Seismogramm an Station PS 2200. Durchgezogene Linien markieren mögliche Korrelationen.

## **6 SEDIMENTSTRUKTUREN IM ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEAN IN PARASOUND ECHOLOTAUFZEICHNUNGEN**

Die Parasound Aufzeichnungen enthalten Informationen über physikalische und lithologische Veränderungen im Sediment, die mittels an Kernmaterial bestimmten sedimentphysikalischen Parametern und den daraus modellierten synthetischen Seismogrammen einzelnen Schichtgrenzen zugeordnet werden können (Kapitel 5). Diese lokale Information der Sedimentkerne wird durch die kontinuierlichen Parasound Aufzeichnungen entlang der Schiffsroute auf Profile übertragen, die eine Interpretation in Hinblick auf Sedimentationsräume und -prozesse erlauben (Grant & Schreiber, 1990; Rostek, 1991; Rostek et al., 1991; Max et al., 1992; Melles & Kuhn, 1993; Spieß, 1993; Völker, 1993).

Richtungweisend für die Analyse und Interpretation von Echolotdaten konventioneller 3.5 kHz-Systeme sind vor allem Studien von Damuth (1975, 1980) und Damuth & Hayes (1977) an Sedimenten des südamerikanischen Kontinentalrandes und der angrenzenden Meeresbecken des Südatlantiks. Für bestimmte Ablagerungsräume gelang es Damuth & Hayes (1977), charakteristische Erscheinungsbilder zu identifizieren. Im Fall von Schelfsedimenten sind scharfe, kontinuierliche Bodenechos ohne interne Reflexionen auf einen wechselnden, aber hohen Silt-, Sand- und Kiesanteil zurückzuführen, während die deutlichen Reflexionsmuster mit kontinuierlichen internen Reflexionen in den Tiefseebenen auf einen feinkörnigen Eintrag hinweisen. Auch Milliman (1988) konnte im Argentinien Becken in Abhängigkeit von der Eindringtiefe des 3.5 kHz Signals zeigen, daß akustisch opake Gebiete (Schelf, Kontinentalhang und Kontinentalfuß) mit grobkörnigen pelagischen und turbiditischen Sedimenten korrelieren, während große Eindringtiefen des Signals nur in feinkörnigen pelagischen Sedimenten (Tiefseebene) mit wenigen Grobkornlagen erreicht werden können.

Die bei allen Echolotsystemen auftretenden hyperbolischen Echos sind direkt mit einer rauhen Morphologie verknüpft. Alle Diskontinuitäten der Oberfläche, wie die Spitze von Erhebungen oder Kanten linearer Strukturen, wirken als Quelle von Diffractionen. In topographisch weniger gegliedertem Gelände treten sie nur vereinzelt und in größeren Abständen in Erscheinung, können aber auch mehr oder weniger kontinuierlich durch Feinstrukturen der Oberfläche hervorgerufen werden, die durch spezifische Ablagerungs- und Erosionsprozesse entstanden sind (Spieß, 1993).

Die hyperbolischen Echos werden durch den engen Abstrahlkegel des Parasound Systems wesentlich schmaler und weniger steil abgebildet als bei konventionellen 3.5 kHz Systemen (Spieß, 1993), so daß eine verbesserte laterale und vertikale Auflösung erreicht wird. Der geringe Öffnungswinkel verhindert andererseits den Empfang von Reflexionen vom Meeresboden bei Neigungswinkeln  $> 2^\circ$  (Kapitel 2). Ein vollständiges Abbild der Topographie kann in steilem Gelände deshalb nicht erzeugt werden.

Die Echotypenklassifizierung nach Damuth & Hayes (1977) reicht für die Beschreibung von Massengravitationsprozessen nicht aus. Die Echotypen dieser Phänomene werden aber bei Jacobi (1976) und Klaus & Ledbetter (1988) ausführlich diskutiert. Zu diesen Prozessen zählen die schon diskutierten Turbidite aber auch Rutschungen und "debris flows". "Debris flows" sind großvolumige Sedimentpakete, die sich mit niedriger Geschwindigkeit in Bewegung setzen und dabei durch Fließvorgänge die interne Strukturierung und Schichtung verlieren. Sie sind im Vergleich zu Rutschungen hochmobil und legen bis zu vielen hundert Kilometern zurück. Rutschungen zeigen in Abhängigkeit von der Länge des Transportweges (Embley, 1980) entweder eine verzerrte oder diskontinuierliche interne Schichtung und/oder eine kantige Meeresbodenmorphologie (kurze Strecke) oder eine akustisch transparente linsenförmige Erhebung (lange Strecke).

Melles & Kuhn (1993) entwickelten eine Echotypencharakterisierung für Parasound Profile (südliche Weddelsee, Antarktis), die dem Auflösungsvermögen des Systems angepaßt ist, aber auch auf konventionelle 3.5 kHz-Systeme übertragbar ist. Anhand von spezifischen Merkmalen unterscheiden sie vier Hauptechotypen

Echotyp L, "Layers": Vielfach geschichtete Abfolge deutlicher und durchgehender, parallel zur Meeresbodenoberfläche verlaufender Reflektoren.

Echotyp P, "Prolonged": Durchgehend undeutlicher Bodenreflektor. Mit zunehmender Tiefe ist keine scharfe Abgrenzung des Bodenreflektors noch sind lateral korrelierbaren Reflektoren zu erkennen.

Echotyp W, "Wedging subbottoms": Scharfe, nicht gleichförmige interne Reflektoren, die kissen- oder keilförmige, akustisch transparente Sedimentpakete trennen.

Echotyp D, "Diffraction": Große, unregelmäßige, zum Teil überlappende Diffraktionshyperbeln unterschiedlicher Amplitude und Wellenlänge, die manchmal interne Reflektoren enthalten.

Aus diesen Hauptechotypen können weitere Echotypen abgeleitet werden. Völker (1993) erweiterte die Parasound Echotypen für die sedimentechographische Kartierung des Kapbeckens.

## 6.1 Aufzeichnungen von Parasound Profilen

Eine kontinuierliche Echotypenkartierung entlang der gesamten Fahrtroute der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC '91" ließ sich nicht durchführen. Aufgrund der steilen Topographie des unregelmäßigen Reliefs (Neigung  $> 2^\circ$ ) der Rückensysteme, konnten über lange Fahrtstrecken keine Parasound Signale ausreichender Qualität empfangen werden. Vom Gakkel Rücken existieren deshalb keine Profile. Vom Lomonosov Rücken sowie von der Morris Jesup Schwelle sind jeweils nur Aufzeichnungen vom Sattel vorhanden. Ferner konnten die digitalen Aufzeichnungen nur über wenige Stunden erfolgen, da die Daten in regelmäßigen Abständen auf Magnetband gesichert werden mußten (Kapitel 2.4). Während dieser Zeit konnten keine Aufzeichnungen erfolgen. Zudem kam es häufiger zu systembedingten Unterbrechungen, die zwischen fünf Minuten und einer Stunde dauerten. Es existieren deshalb nur wenige zusammenhängende Profile. Aus diesen Gründen liegen aus dem Makarov Becken nur Daten von den Kernstationen vor.

Während der Expedition im Sommer 1991 war das Eisschild des Arktischen Ozeans in zahlreiche Eisflöße zerbrochen und in den eisfreien Kanälen war teilweise über längere Strecken ein ungehinderter Empfang des Parasound Signals möglich. Der Schiffskurs orientierte sich, soweit möglich, an eisfreien Gebieten, so daß kein geradliniger Kurs gefahren wurde. Waren keine eisfreien Kanäle vorhanden, wurde das Eisschild gebrochen. Dadurch wurden Eisstücke unter die Schallwandler des Schiffes gedrückt und die Aussendung und/oder der Empfang des Signals verhindert. Die Folge waren stark verrauschte Abschnitte in den Aufzeichnungen. Darüber hinaus wurde durch das Brechen des Eises die Schiffsgeschwindigkeit teilweise bis zum Stillstand des Schiffes vermindert. Die Profile zeigen deshalb zahlreiche Artefakte, die durch die unterschiedliche Schiffsgeschwindigkeit bedingt sind. Sie können folglich auch nicht mit konstantem Maßstab dargestellt werden. Die Profile sind mit einem Entfernungsmaßstab unterlegt, der entsprechend der Schiffsgeschwindigkeit in seiner Länge variiert.

Die Parasound Aufzeichnungen werden grundsätzlich als Zeit-Tiefenprofile abgebildet. Die Bestimmung der Tiefe erfolgt durch die Multiplikation der Laufzeit der Signale mit der mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s. Der aus der Anwendung der konstanten Geschwindigkeit resultierende Fehler in der Tiefe, kann mittels der Kerndaten abgeschätzt werden. Mit den gemessenen P-Wellengeschwindigkeiten und der P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s sowie den Kerntiefen wurden Laufzeiten für die einzelnen Sedimentkerne berechnet. Bei Identischen Laufzeit wurde dann die Differenz der zugeordneten Kerntiefen ermittelt. Es ergab sich eine minimale Differenz von - 1 cm (PS 2178-5 KAL, Makarov Becken) und eine maximal von - 25 cm (PS 2200-5 KAL, Morris Jesup Schwelle). Die Reflektoren werden in den Parasound Profilen also im Mittel geringfügig zu tief abgebildet. Für siltig/sandige Sedimente der Hochlagen sind hohe P-Wellengeschwindigkeiten (Kapitel 4.3)

und entsprechende Abbildungsfehler in den Profilen von bis zu etwa 3 % anzunehmen.

## 6.2 Prozessing der Parasound Seismogramme

Das Prozessing der Parasound Seismogramme gliedert sich in drei Schritte:

### 1. Festwertnormierung:

Die Amplitude der Parasound Seismogramme wird auf einen individuell für jedes Profil festgelegten Wert normiert. Dieser Wert ist zumeist kleiner als der Maximalwert der Amplitude im Seismogramm. Seismogramme, die bedingt durch den Eisgang nur Rauschen enthalten, können dadurch in der Darstellung nahezu unterdrückt werden. Tiefe Reflektoren, die nur schwache Amplitudenvariationen aufweisen, lassen sich durch die Festwertnormierung hervorheben (Abb. 6.1a, b).

### 2. Amplitudenkodierung:

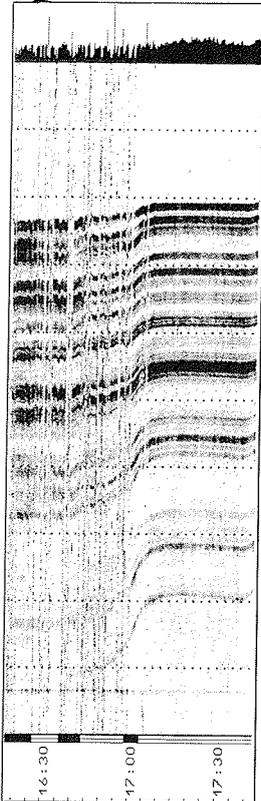
Die Amplituden der einzelnen Parasound Seismogramme werden in eine Schwarz-Weiß-Kodierung umgesetzt. Der Schwarzanteil richtet sich nach der Festwertnormierung und nimmt linear mit der Amplitude bis zum Normierungswert zu. Amplitudenanteile, die größer oder gleich diesem Wert sind, werden schwarz dargestellt. Über jedem Profil ist zu jedem Seismogramm der Maximalwert der Amplitude dargestellt (Skalierung 10 Volt).

Amplitude und Eindringtiefe korrelieren bei einer horizontal verlaufenden Meeresbodenstruktur oft negativ. Eine hohe maximale Reflexionsamplitude wird bei geringer Eindringtiefe (starker Meeresbodenreflektor oder/und Unterbodenreflektor), eine mittlere maximale Reflexionsamplitude bei relativ hoher Eindringtiefe empfangen. Kleine maximale Reflexionsamplituden sind zumeist auf große Neigungswinkel der Meeresbodenmorphologie oder auf eisbedingte Empfangsstörungen zurückzuführen.

### 3. Unterdrückung der negativen Flanke:

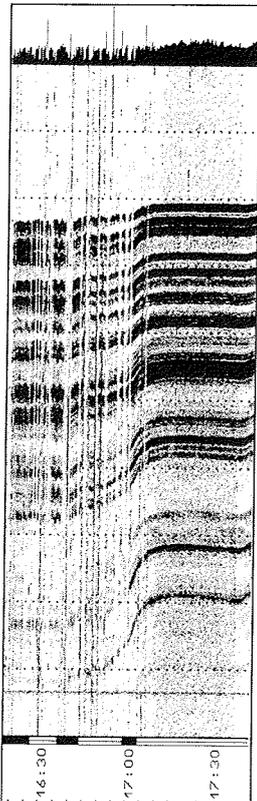
In der Darstellung der Parasound Seismogramme werden die negativen Flanken nicht abgebildet. Das entspricht einer quasi höheren Auflösung der Seismogramme (Abb. 6.1c). Der Informationsgehalt der Seismogramme wird dadurch nur dann verfälscht, wenn durch das lange Quellsignal von 4 Pulslängen (alle Profile sind mit einer Frequenz von 4 kHz und einer Pulslänge von 4 Pulsen aufgezeichnet worden) die einzelnen Pulse fälschlicherweise als individuelle Reflektoren identifiziert werden könnten. Beispiele solcher extrem hochaufgelösten Abschnitte finden sich in den hier diskutierten Profilen allerdings nicht. Eindeutiger Vorteil dieser Form der Darstellung ist die stark verbesserte Abbildungsqualität.

Auf Maximalwert  
normierte  
Parasound  
Seismogramme  
4 kHz, Puls 4



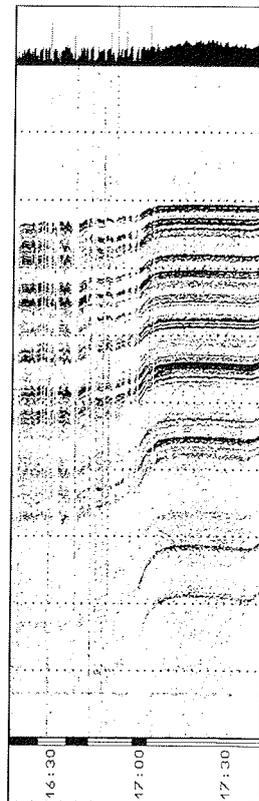
a)

Auf 2 Volt normierte  
Parasound  
Seismogramme  
4 kHz, Puls 4



b)

Auf 2 Volt normierte  
Parasound  
Seismogramme  
4 kHz, Puls 4,  
negative Flanken  
werden unterdrückt



c)

Abb. 6.1: Darstellung der unterschiedlichen Prozessingmethoden am Parasound Profilausschnitt A1 aus dem Amundsen Becken (Abb. 6.3). Der Profilausschnitt beginnt bei  $87^{\circ}28.5'N / 78^{\circ}29.3'E$  und endet bei  $87^{\circ}29.7'N / 79^{\circ}54.9'E$ .

- a) Individuell auf den Maximalwert der Seismogramme normierter Profilausschnitt,
- b) Festwertnormierung der Seismogramme auf 2 Volt,
- c) Festwertnormierung der Seismogramme auf 2 Volt und Unterdrückung der negativen Flanken.

### 6.3 Sedimentstrukturen des östlichen Arktischen Ozeans

Wie in den vorangegangenen Kapiteln sind die Profile nach den einzelnen Regionen geordnet. Die ersten Profile, die in diesem Abschnitt vorgestellt werden, wurden im Amundsen Becken aufgezeichnet. Weitere Profile folgen vom Lomonosov Rücken, von der Morris Jesup Schwelle und vom Yermak Plateau.

#### 6.3.1 Sedimentstrukturen im Amundsen Becken

Auf den Profildfahrten im Amundsen Becken wurde das Echolot in der Standard-einstellung (4 kHz, Puls 4) betrieben. Alle Parasound Profile stammen aus dem relativ ebenen zentralen Beckenbereich (Abb. 6.2).

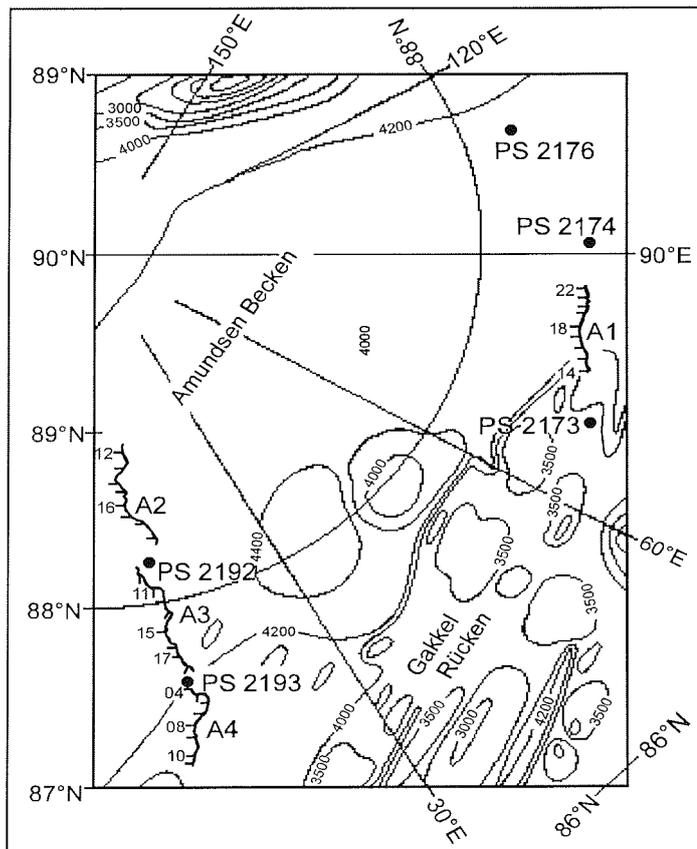
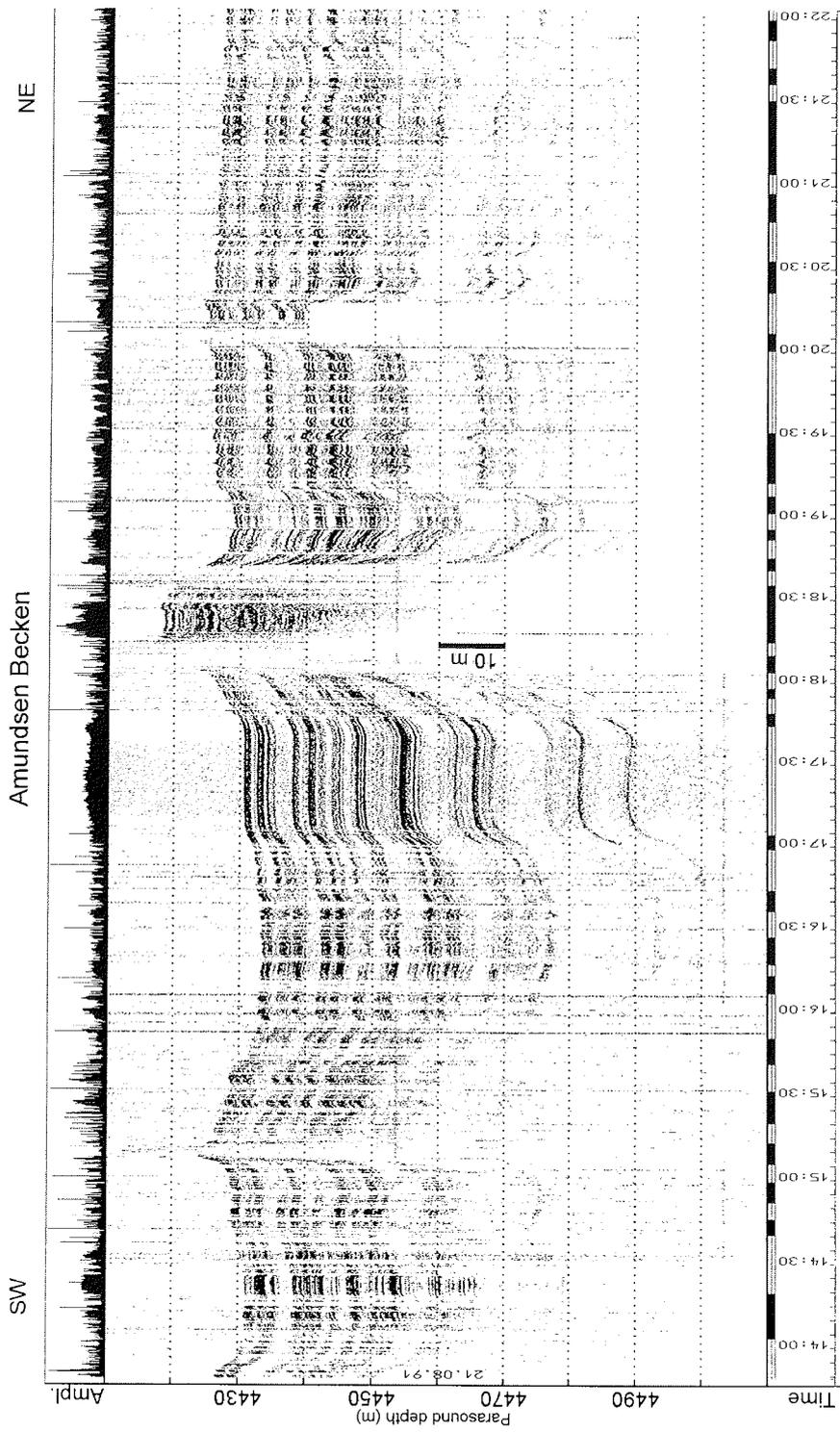


Abb. 6.2: Übersichtskarte für die Kurslinien der Profile A1, A2, A3 und A4 im Amundsen Beckens sowie für die Positionen der Stationen PS 2173, PS 2174, PS 2176, PS 2192 und PS 2193. Die Kurslinien sind jede Stunde markiert und zur Orientierung zum Teil mit Meßzeiten versehen.



87°23.8'N / 75°30.3'E  
 87°29.8'N / 85°54.3'E  
 Abb. 6.3: Parasound Aufnahme im Amundsen Becken vor Station PS 2174 (Profil A1, Abb. 6.2). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 210 : 1, Profillänge ~ 45 km.

Profil A1 (Abb. 6.3), das zwischen Station PS 2173 und PS 2174 aufgezeichnet worden ist, verläuft in SW-NE Richtung von  $87^{\circ}23.8'N / 75^{\circ}30.3'E$  bis zur Position  $87^{\circ}29.8'N / 85^{\circ}54.3'E$ . Das Profil enthält zum Teil verrauschte Abschnitte, die auf die Brechung des Eisschildes und den damit verbundenen Sende- und/oder Empfangstörungen zurückzuführen sind. Die Rippelstruktur ist durch mehrmaliges Vor- und Zurückfahren des Schiffes verursacht worden. Zwischen 17:10 und 17:40 Uhr lag das Schiff fest. Obwohl die Aufzeichnungsqualität insgesamt schlecht ist, zeigt Profil A1 eine Eindringtiefe von bis zu 70 m und starke, zur Meeresbodenoberfläche parallel verlaufende Unterbodenreflexionen (Echotyp L nach Melles & Kuhn, 1993). Die hohen Amplituden der Unterbodenreflexionen lassen auf starke Impedanzkontraste schließen, die vermutlich mit wechselnden Grobkornanteilen im Sediment korrelieren.

In Abbildung 6.4 sind die sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2174-5 KAL und ein dort aufgezeichnetes Seismogramm sowie ein Seismogramm aus dem Profil A1 (17:25 Uhr,  $87^{\circ}29.8'N / 79^{\circ}53.6'E$ ) gegenübergestellt.

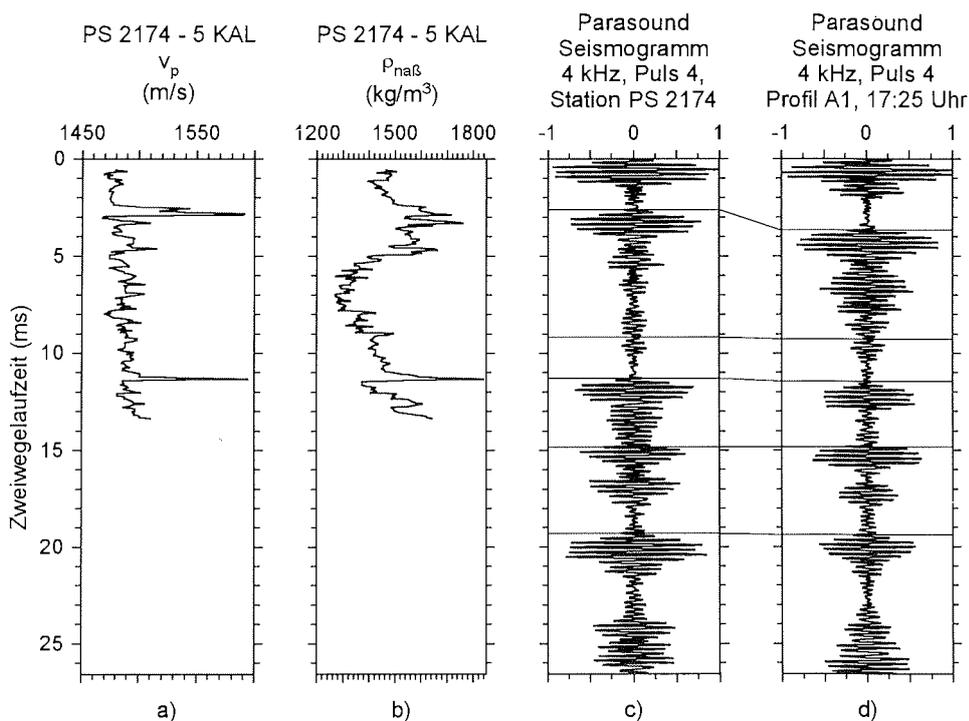
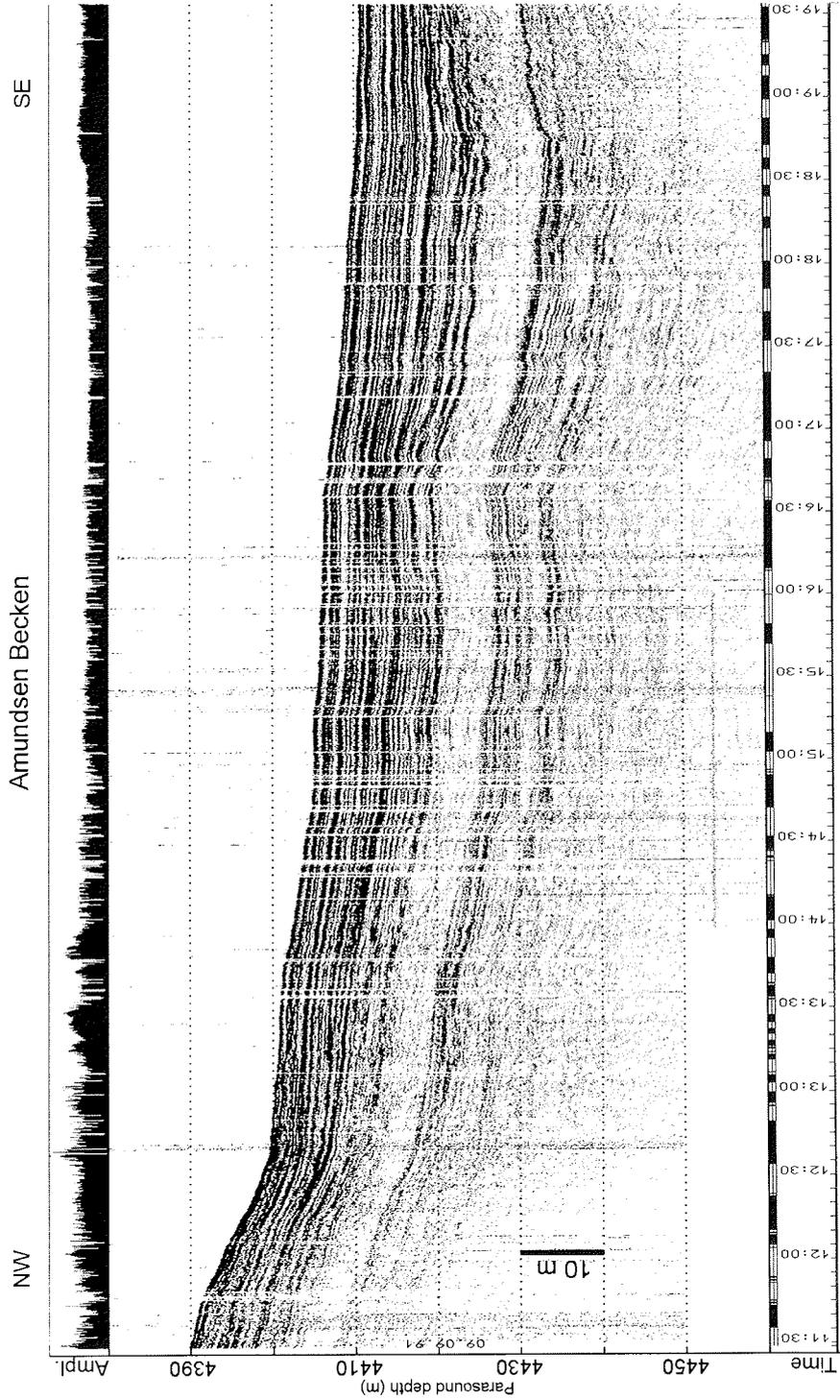


Abb. 6.4: P-Wellengeschwindigkeit (a) und Naßdichte (b) des Kerns PS 2174-5 KAL (Zweiwegelaufzeit mit der in Kapitel 5.3 ermittelten Kompressionsrate korrigiert) im Vergleich mit einem Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 4) aus dem Frequenztest an Station PS 2174 (c) und einem Seismogramm (4 kHz, Pulslänge 4) aus dem Profil A1 (17:25,  $87^{\circ}29.8'N / 79^{\circ}53.6'E$ ) (d). Die durchgezogenen Linien kennzeichnen mögliche Korrelationen zwischen den Seismogrammen.

Die Entfernung zwischen den Seismogrammen beträgt etwa 45 km. Die Lokation wurde gewählt, da das Schiff zu diesem Zeitpunkt festlag, so daß eine hohe Aufzeichnungsqualität gewährleistet war. Um einerseits die sedimentphysikalischen Parameter mit genügend hoher Auflösung darzustellen und andererseits zu unterstreichen, daß die Seismogramme sehr gut zu korrelieren sind, sind nur die ersten etwa 26 ms der Seismogramme abgebildet. Die markante Reflexionsamplitude bei etwa 11.3 ms (8.50 m) ist eindeutig in beiden Seismogrammen zu identifizieren. Sie wird durch den starken Impedanzkontrast zwischen einer Turbiditlage über einer Tonschicht verursacht (Kapitel 5.3.1.1.). Dieser Impedanzkontrast kann im gesamten Profil A1 verfolgt werden. Dies ist deshalb so gut möglich, weil über dem Reflektor eine etwa 3 ms (2.3 m) mächtige, nahezu akustisch transparente Schicht abgebildet wird.

Die graphische Korrelation zwischen beiden Seismogrammen zeigt, daß sich markante Reflexionen in Abstand und Lage ab etwa 11.3 ms nicht wesentlich ändern. Zwischen der Meeresbodenreflexion und den Reflexionen bis 11.3 ms sind bezüglich der Lage markanter Einsätze Unterschiede zu erkennen. Möglicherweise haben Ausläufer der zahlreichen Turbidite, die in den sedimentphysikalischen Parametern der weiter westlich gelegenen Station PS 2176 zu erkennen sind (Kapitel 5.3.1.2), das Profil A1 auf den ersten Teufenmetern beeinflusst.

Die Profile A2 - A4 (Abb. 6.5 - 6.7) sind einer über 200 km langen Parascound Registrierung entnommen, die durch die Stationen PS 2192 und PS 2193 unterbrochen wird (Abb. 6.2). Die Profile liegen südwestlich des Lomonosov Rückens im zentralen Bereich des Amundsen Beckens und erstrecken sich in NW - SE Richtung von  $88^{\circ}56'N / 7^{\circ}46.6'E$  nach  $87^{\circ}06'N / 10^{\circ}03.2'E$ . Profil A4 wird durch eine submarine Hochlage begrenzt. Für das Profil A2 kann leider kein exakter Maßstab angegeben werden, da die Expedition am 7. September 1991 den Nordpol überquerte. Am geographischen Nordpol wirkt keine Corioliskraft. Der Kreiselkompaß, der zur Positionsangabe unerlässlich ist, wurde deshalb instabil und ermöglichte bis Station PS 2192 keine hinreichend genauen Positionsangaben. Die Profillänge von A2 beträgt etwa 53 km. Es ist auch deshalb abgebildet, weil es im Zusammenhang mit den Profilen A3 und A4 eine Unterbodenreflexionsschicht zeigt, die über alle drei Profile verfolgt werden kann. Besonders auffällig ist eine akustisch fast transparente Schicht in Profil A2 bei einer Tiefe von 4404 m mit einer Mächtigkeit von etwa 6 m beginnt. Sie bleibt bis gegen 16:00 Uhr in Profil A3 in ihrer Mächtigkeit nahezu konstant und nimmt dann bis zum Ende des Profils A4 langsam bis auf rund 1 m ab. Auch alle oberhalb diese markanten Schicht erkennbaren Reflexionen verjüngen sich in SE Richtung bis zum Beginn der submarinen Erhebung. Alle Reflexionsbänder folgen weitestgehend der Meeresbodentopographie (Echotyp L nach Melles & Kuhn, 1993).



88°56'N / 7°45.7'E  
 88°17.7'N / 10°12.8'E  
 Abb. 6.5: Parasound Aufzeichnung im Amundsen Becken vor Station PS 2192 (Profil A2, Abb. 6.2). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Überhöhung ~ 240 : 1.  
 Profillänge ~ 53 km.

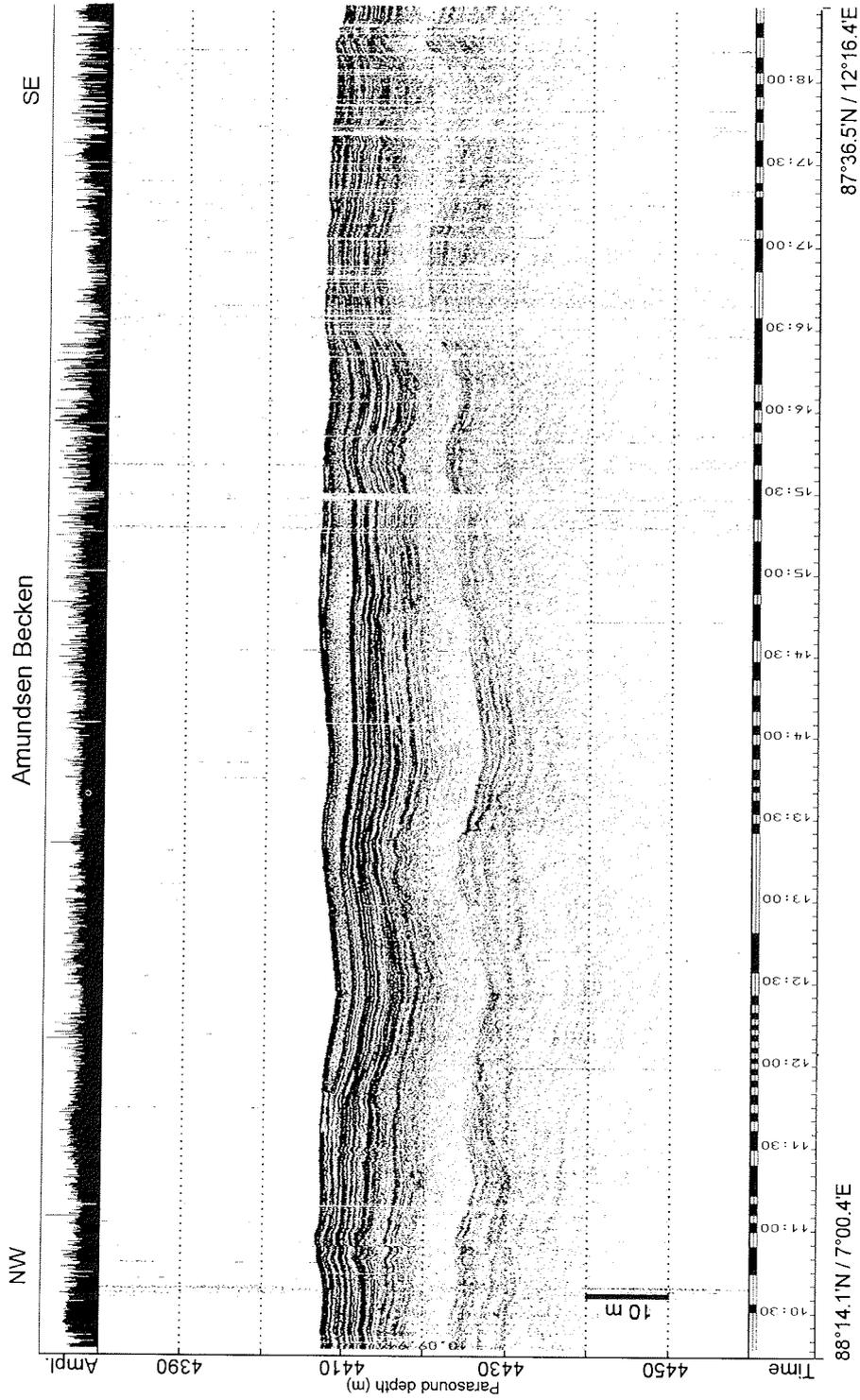
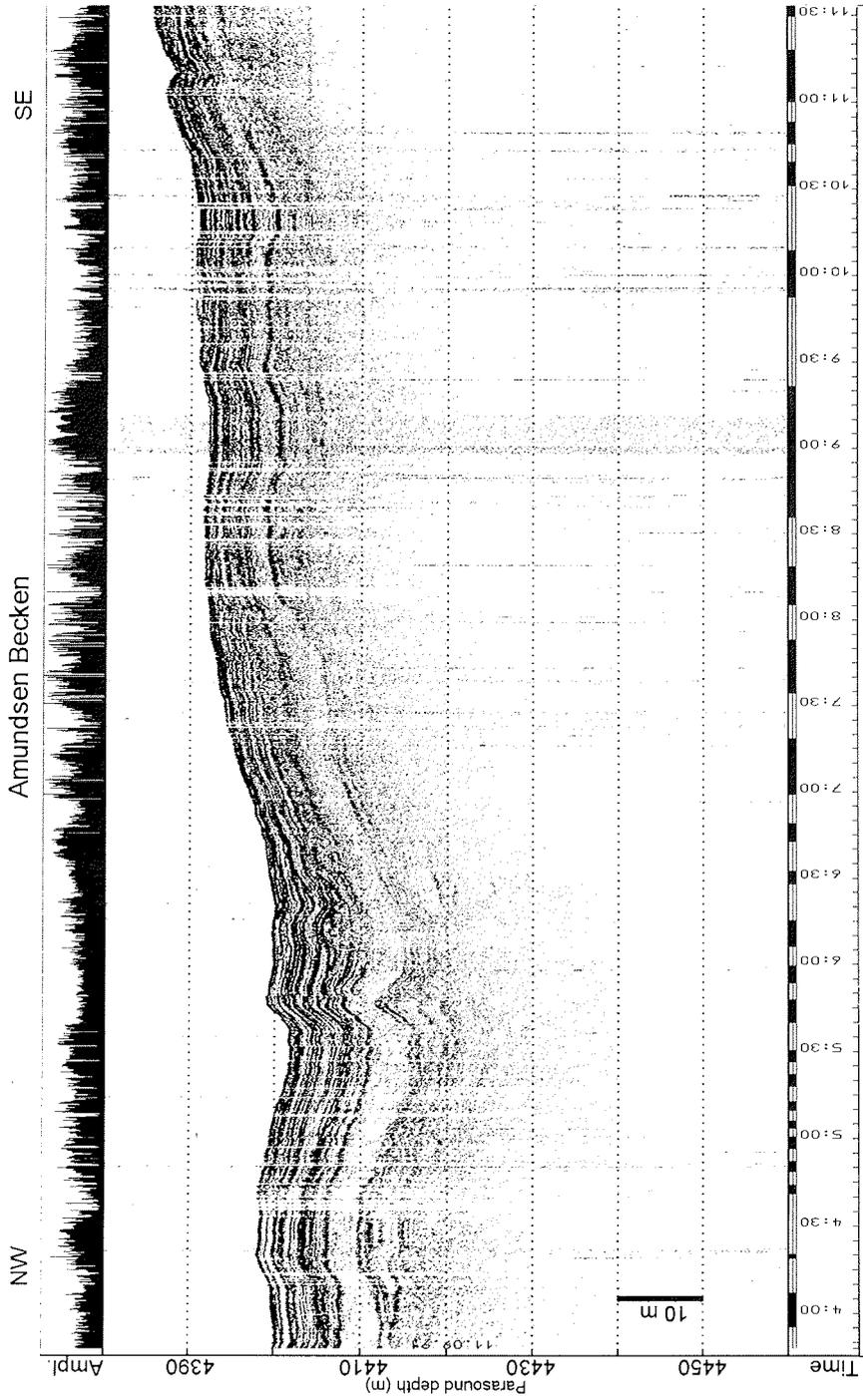


Abb. 6.6: Parasound Aufzeichnung im Amundsen Becken zwischen den Stationen PS 2192 und PS 2193 (Profil A3, Abb. 6.2). Frequenz 4 kHz, Puls-  
länge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 420 : 1, Profillänge ~ 71 km.



87°31.2'N / 11°18.9'E  
 87°06'N / 10°03.2'E  
 Abb. 6.7: Parasound Aufzeichnung im Amundsen Becken nach Station PS 2193 (Profil A4, Abb. 6.2). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1nm, Überhöhung ~ 340 : 1, Profillänge ~ 42 km.

Auffallend ist die mit den nach Südosten ausstreichenden Schichten einhergehende Abnahme der Signaleindringung von etwa 35 auf 15 m. Es ist deshalb anzunehmen, daß der Feinkornanteil entlang der Profile in süd-östlicher Richtung abnimmt. In Profil A3 ist zwischen 11:50 und 16:40 Uhr ( $88^{\circ}06.7'N / 8^{\circ}33.5'E - 87^{\circ}43.4'N / 10^{\circ}48.2'E$ ) eine Rutschmasse, die als akustisch transparente Linse unmittelbar unter der Meeresbodenoberfläche liegt, zu erkennen. Weitere Resedimentationsprozesse sind in den Profilen A2 - A4 nicht zu identifizieren. Auf den Stationen PS 2192 und PS 2193, die zwischen den Profilen liegen, sind keine langen Sedimentkerne gewonnen worden. Es besteht daher keine Möglichkeit, diese Profile mittels sedimentphysikalischer Parameter zu charakterisieren.

### 6.3.2 Sedimentstrukturen am Lomonosov Rücken

Am Lomonosov Rücken wurden zwei nahezu parallel verlaufende Profile über den Sattel etwa senkrecht zur Rückenachse aufgezeichnet (Abb. 6.8). Die Profile haben einen Abstand von rund 15 km.

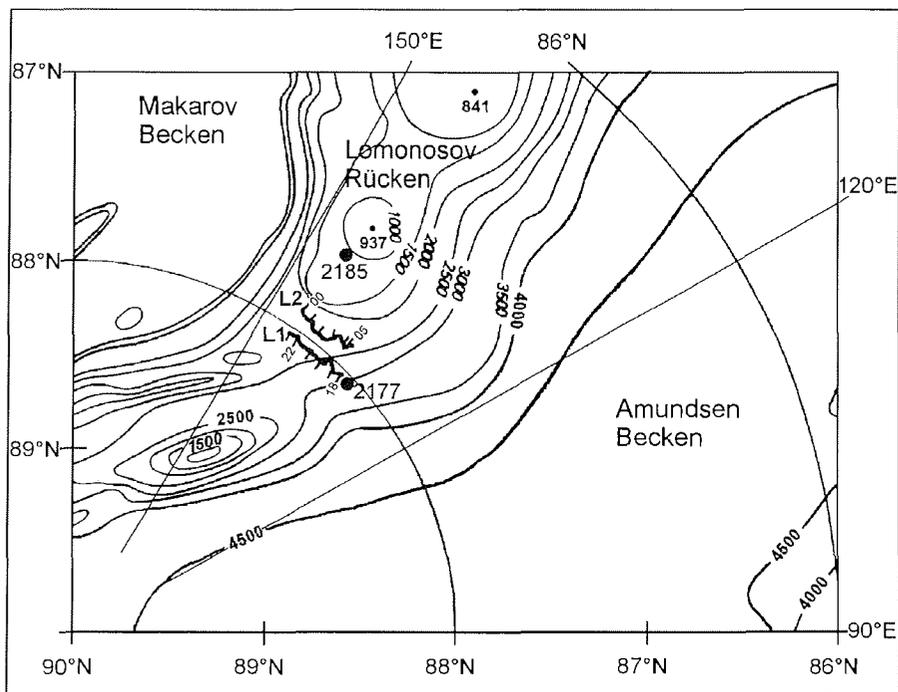


Abb. 6.8: Detailkarte des Lomonosov Rückens und der angrenzenden Tiefseebenen mit den Positionen der Kernstationen PS 2185 und PS 2177 sowie den Kurslinien der Profile L1 und L2. Die Kurslinien sind jede Stunde markiert und zur Orientierung zum Teil mit Meßzeiten versehen. Kartenausschnitt aus Perry et al. (1986).

Profil L1 (Abb. 6.9) beginnt unmittelbar nach Station PS 2177 in einer Wassertiefe von 1430 m, steigt in östlicher Richtung bis auf 1170 m an, um dann steil abzufallen (Neigungswinkel  $> 2^\circ$ ). Das Profil erstreckt sich in W - E Richtung von  $88^\circ 02.4'N / 134^\circ 17.3'E$  nach  $88^\circ 02.5'N / 145^\circ 18.6'E$  und hat eine Länge von etwa 42 km. Die zwischen 19:15 und 20:00 Uhr zu erkennende "Rinne" ist ein Artefakt, der durch Änderungen im Schiffskurs hervorgerufen wurde.

Profil L2 (Abb. 6.10), das in E - W Richtung von  $88^\circ 54'N / 145^\circ 31.6'E$  nach  $88^\circ 53'N / 136^\circ 36'E$  aufgezeichnet wurde (Profillänge annähernd 37 km), verdeutlicht wie Profil L1 die sehr steil ansteigende östliche und relativ flach abfallende westliche Flanke des Lomonosov Rückens. Der höchste Punkt des Sattels liegt etwa 1130 m unter der Wasseroberfläche.

Auf beiden Profilen können weder Diskordanzen noch Anzeichen für größere laterale Massentransporte oder Hinweise auf stärkere Bodenströmungen (Erosionsrinnen) erkannt werden. Die Profile zeigen dichtgestaffelte Reflexionsbänder zwischen den Sattelpunkten und Wassertiefen um 1250 m auf der westlichen Flanke des Rückens (Echotyp L nach Melles & Kuhn, 1993), die sich zwischen 1250 und 1300 m Wassertiefe im Detail nicht verfolgen lassen, aber unterhalb von 1300 m wieder deutlich getrennt sind.

Einzelne Seismogramme aus unterschiedlichen Wassertiefen der zwei Profile (Abb. 6.11a, b) zeigen über die graphische Korrelation einer markanten Wellengruppe eine zunehmende Mächtigkeit der obersten Schichten mit größerer Wassertiefe.

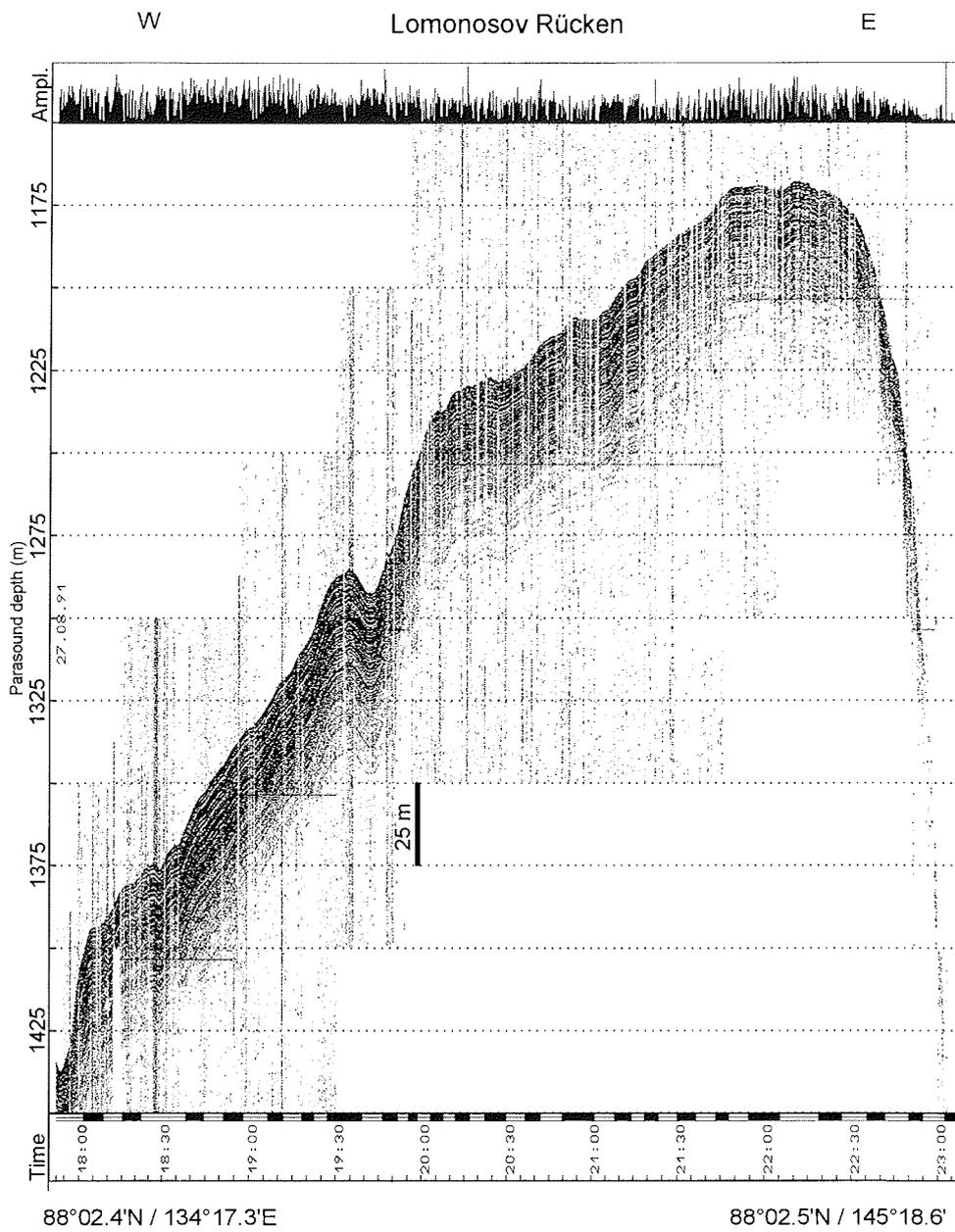


Abb. 6.9: Parasound Aufzeichnung über den Sattel des Lomonosov Rückens (Profil L1, Abb. 6.8). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 160 : 1, Profillänge ~ 42 km.

E

Lomonosov Rücken

W

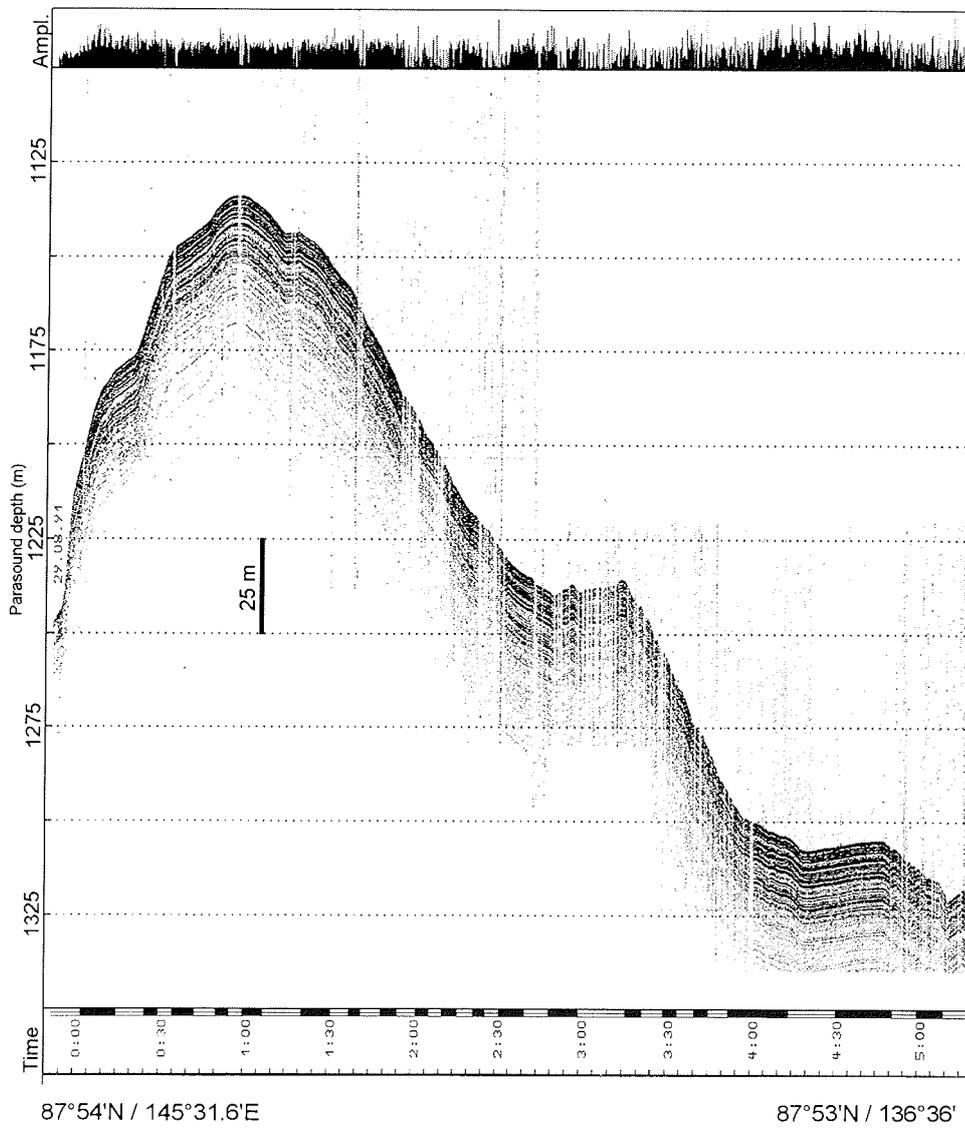


Abb. 6.10: Parasound Aufnahme über den Sattel des Lomonosov Rückens (Profil L2, Abb. 6.8). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 150 : 1, Profillänge ~ 36 km.

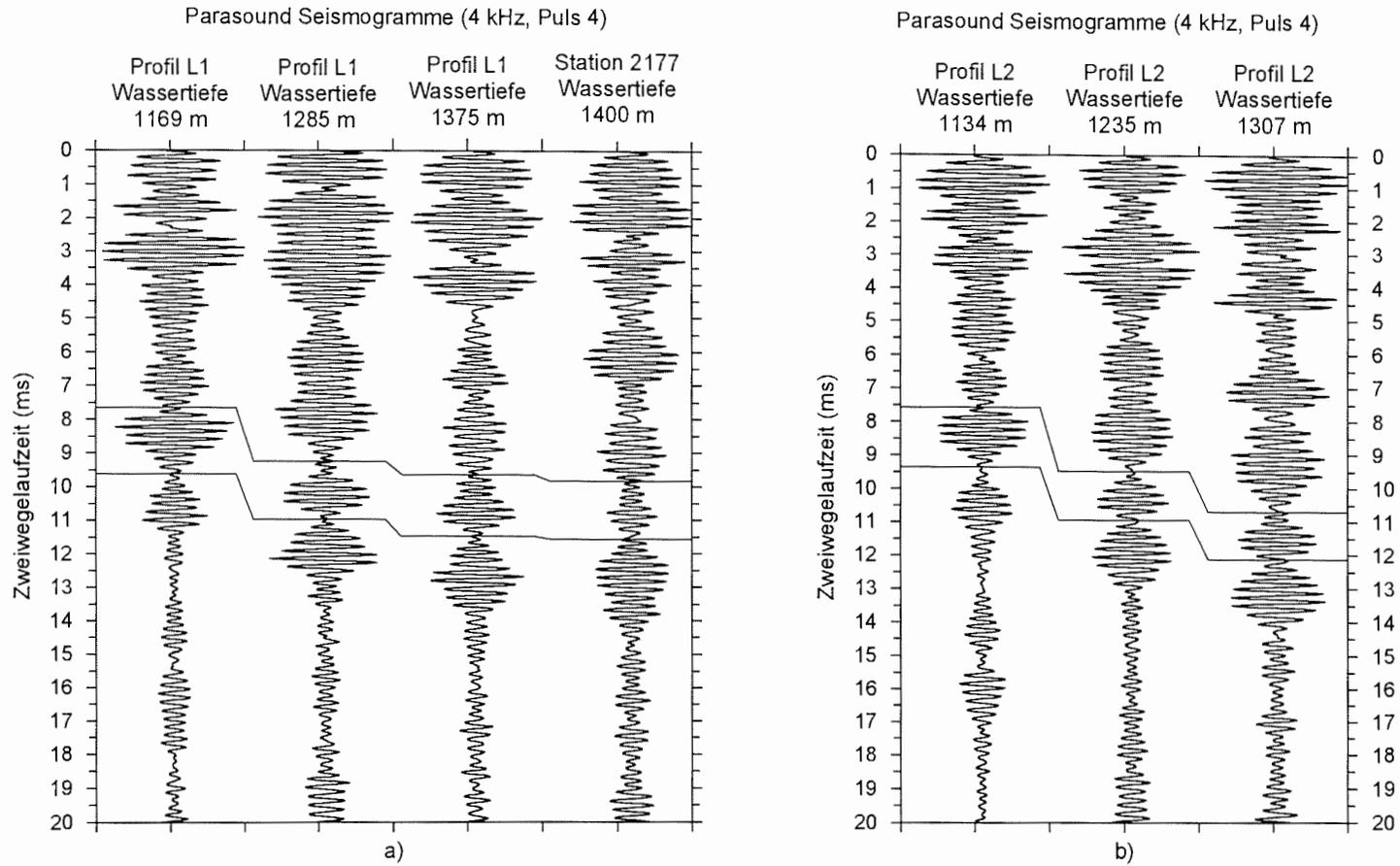


Abb. 6.11: Graphische Korrelation einzelner normierter Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 4) aus unterschiedlichen Wassertiefen von a) Profil L1 und von Station PS 2177 sowie b) von Profil L2 über den Sattel des Lomonosov Rückens.

Abbildung 6.12 verdeutlicht, daß das Seismogramm (4 kHz, Puls 4) von Kernstation PS 2185 mit den Seismogrammen vom Sattelpunkt beider Profile zu korrelieren ist, die Reflexionsmuster auf den Profilen L1 und L2 also durch die sedimentphysikalischen Parameter des Kerns PS 2185-6 KAL zu beschreiben sind. Ferner ist der Abbildung zu entnehmen, daß die Naßdichtelogs der Kerne PS 2185-6 KAL und PS 2177-5 KAL graphisch mit den Seismogrammen der Profile und Seismogrammen aus den Frequenztests der Stationen PS 2185 und PS 2177 zu korrelieren sind. Obwohl für den Kern PS 2177-5 KAL keine Kompressionsrate ermittelt werden konnte, zeigt auch das unkorrigierte Naßdichtelog eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit einzelner Schichten im Vergleich zum Naßdichtelog des Kerns PS 2185-6 KAL.

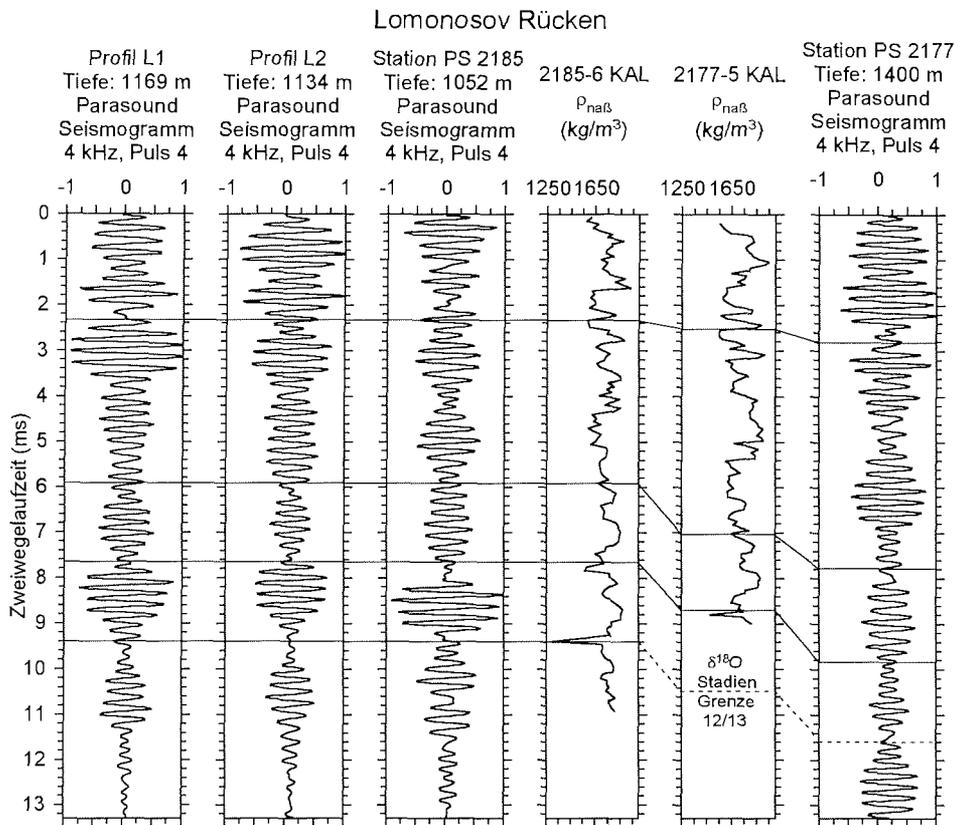


Abb. 6.12: Graphische Korrelation der Parasound Seismogramme (4 kHz, Pulslänge 4) von den Sattelpunkten der Profil L1 und L2 mit einem Parasound Seismogramm aus dem Frequenztest von Station PS 2185, den Naßdichtelogs der Kerne PS 2185-6 KAL (Zweigegezeit mit der in Kapitel 5.3 ermittelten Kompressionsrate korrigiert), PS 2177-5 KAL sowie mit einem Parasound Seismogramm aus dem Frequenztest von Station PS 2177. Die letzte durchgezogene und punktierte Linie ist identisch mit der in Kapitel 5.3.3.2 identifizierten  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenze 12/13.

Nach den graphischen Korrelationen der Naßdichtelogs beider Kerne (Abb. 6.12) und einer markanten Wellengruppe in den Profilen L1 und L2 (Abb. 6.11a, b) steigt mit zunehmender Wassertiefe die Mächtigkeit einzelner Schichten und damit auch die Sedimentationsrate innerhalb der ersten Teufenmeter auf dem Lomonosov Rücken an. Dies dürfte, wie schon in Kapitel 4.4 postuliert, auf Auswaschungseffekte zurückzuführen sein. In Profil L1 nimmt der Abstand der Meeresbodenreflexion bis zum Top der markanten Wellengruppe (erste durchgezogene Linie in Abbildung 6.11a) in der Zweiwegelaufzeit von  $\sim 7.6$  ms in 1169 m Wassertiefe auf  $\sim 9.5$  ms in 1375 m Wassertiefe zu. In Profil L2 nimmt der Abstand (erste durchgezogene Linie in Abbildung 6.11b) von  $\sim 7.5$  ms in 1134 m Wassertiefe auf  $\sim 10.3$  ms in 1307 m Wassertiefe zu. Aufgrund von Amplitudenschwankungen und Phasenvariationen in den Seismogrammen liegt der Fehler der Korrelationen in den Abbildungen 6.11a, b und 6.12 in der Größenordnung von etwa einer halben Wellenlänge (rund 0.26 ms). Eine ausreichend genaue Bestimmung der Mächtigkeitsänderungen einzelner Schichten ist deshalb ebenso wenig möglich, wie über die graphische Korrelation der Seismogramme aus den Frequenztests an den Stationen PS 2177 und PS 2185 eine genaue Kompressionsrate für den Kern PS 2177 KAL zu ermitteln ist. Die Kompression des gesamten Kerns beträgt zwischen 0.9 und 1.4 ms Zweiwegelaufzeit entsprechend rund 70 bis 110 cm.

Die Position von Kern PS 2185-6 KAL ist etwa 70 km von Profil L1 und etwa 55 km von Profil L2 entfernt. Die Korrelation zwischen den Seismogrammen vom Sattelpunkt des Lomonosov Rückens mit dem Seismogramm der Station PS 2185 (Abb. 6.12) lassen keine größeren lateralen Massentransporte auf einem Areal von rund 2500 km<sup>2</sup> erwarten. Der von den Profilen und der Kernstation PS 2185 überdeckte Bereich des Lomonosov Rückens ist demnach durch ein räumlich weitgehend einheitliches Sedimentationsmilieu charakterisiert.

Mit Hilfe der teufenkorrigierten sedimentphysikalischen Parameter und der Alterstiefenkurve (Frederichs, 1995) des Kerns PS 2185-6 KAL (Abb. 6.12) ist nach der Neuberechnung der Zweiwegelaufzeiten eine Charakterisierung der in Abbildung 6.11 zur graphischen Korrelation verwendeten markanten Wellengruppe möglich. Ihre eindeutig in allen Seismogrammen zu identifizierende Basis fällt mit der  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenze 12/13 zusammen, die durch eine markante Naßdichteänderung, bedingt durch eine starke Abnahme der Grobkornfraktion, charakterisiert wird.



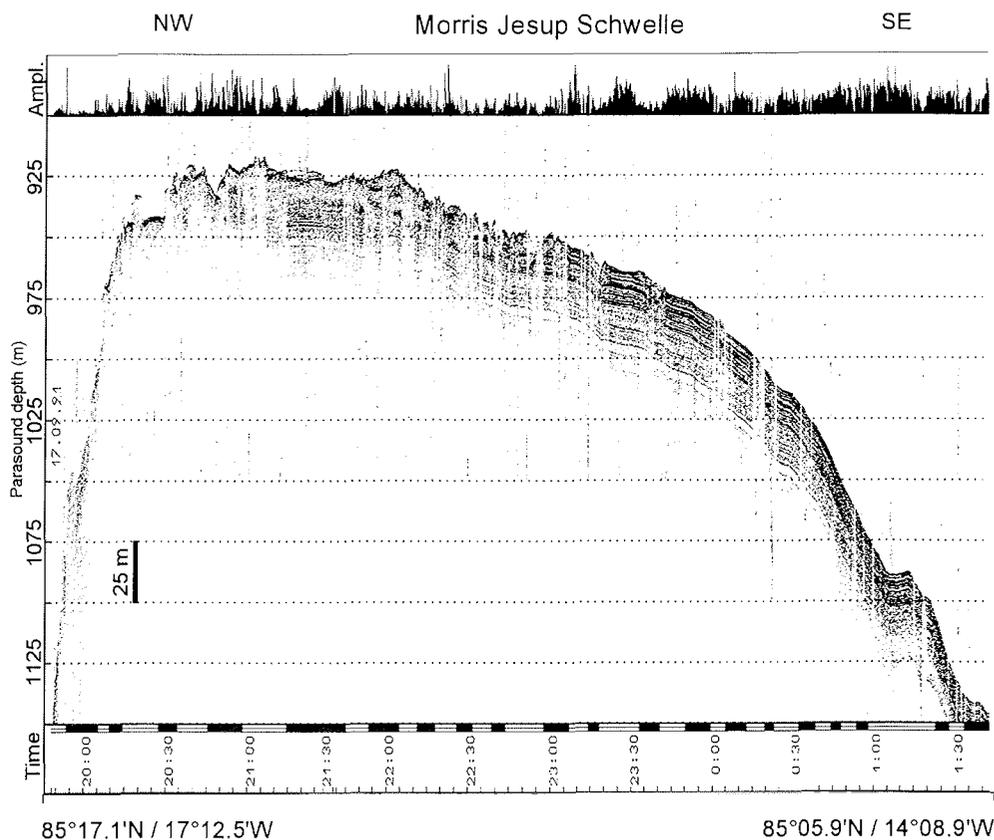
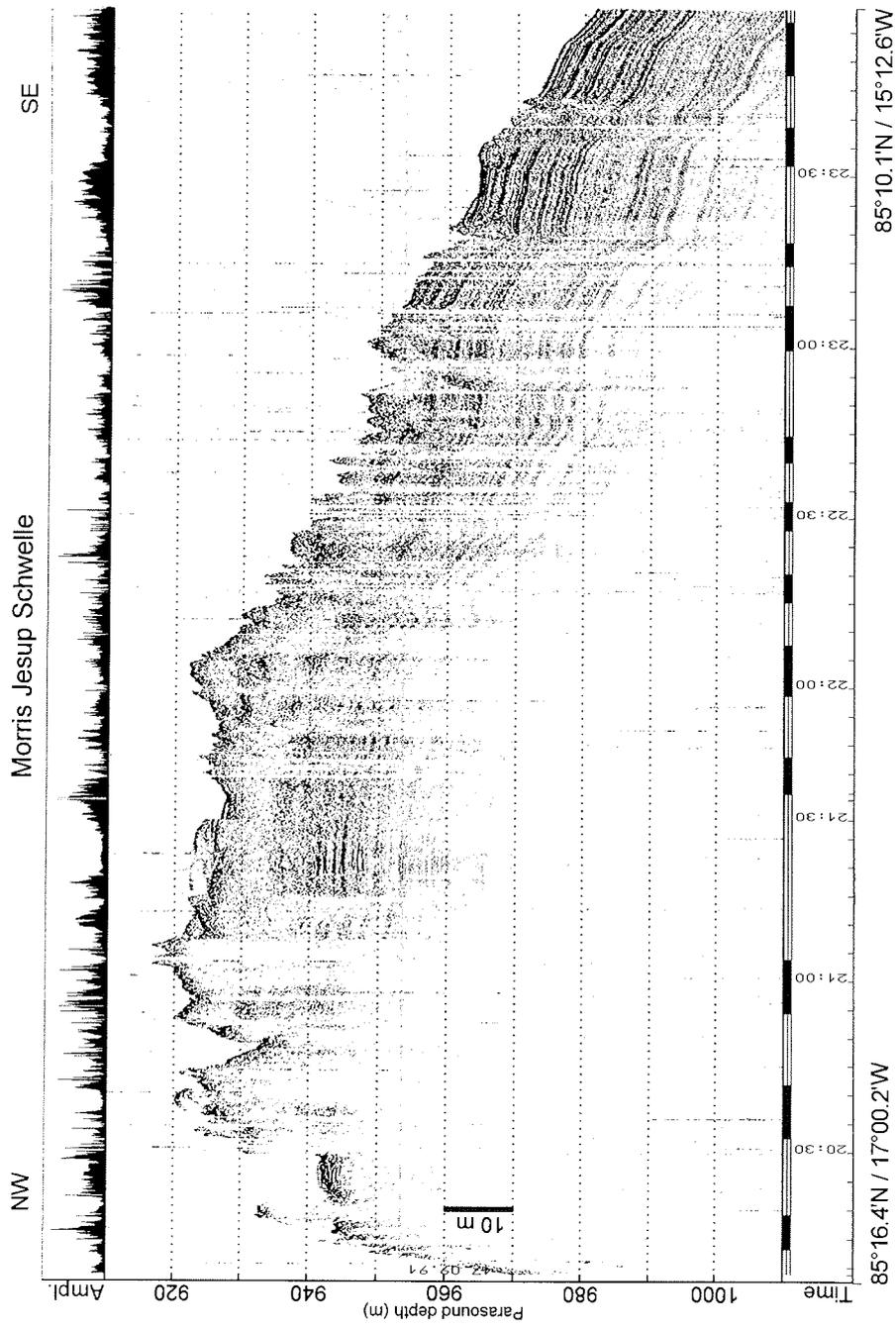


Abb. 6.14: Parasound Aufzeichnung über den Sattel der Morris Jesup Schwelle (Profil M1, Abb. 6.13). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 100 : 1, Profillänge ~ 37 km.

Ab 22:30 Uhr werden unter dem Meeresbodenreflektor deutliche Reflexionsbänder abgebildet (Übergang vom Echotyp D zum Echotyp L nach Melles & Kuhn, 1993), die in größere Tiefen bis 21:10 Uhr verfolgt werden können. Auf dem Scheitel wurden diese Reflexionsbänder offensichtlich durch die Strömung erodiert. Ab einer Tiefe von rund 10 m sind weitere schwächere, ungestörte Unterbodenreflexionen über das gesamte Profil zu verfolgen.

Profil M2 (Abb. 6.16), das in SW - NE Richtung von 85°16.5'N / 13°59.7'W bis 85°24.9'N / 11°59'W verläuft, ist etwa 22 km lang und erfasst ebenfalls den Sattel der Morris Jesup Schwelle. Es befindet sich in unmittelbarer Nähe der Kernstation PS 2200. Profil M2 zeigt bis in Wassertiefen um 1270 m kontinuierliche, parallel zum Meeresboden verlaufende, dichtgestaffelte Reflexionen (Echotyp L nach Melles & Kuhn, 1993). Darunter ist die Neigung des Meeresbodens zu groß, um die Reflexionsbänder eindeutig getrennt abbilden zu können.



85°16.4'N / 17°00.2'W  
 85°10.1'N / 15°12.6'W  
 Abb. 6.15: Parasound Aufzeichnung in der Sattelregion der Morris Jesup Schwelle (Profil M1, Abb. 6.13). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 115 : 1, Profillänge ~ 22 km.

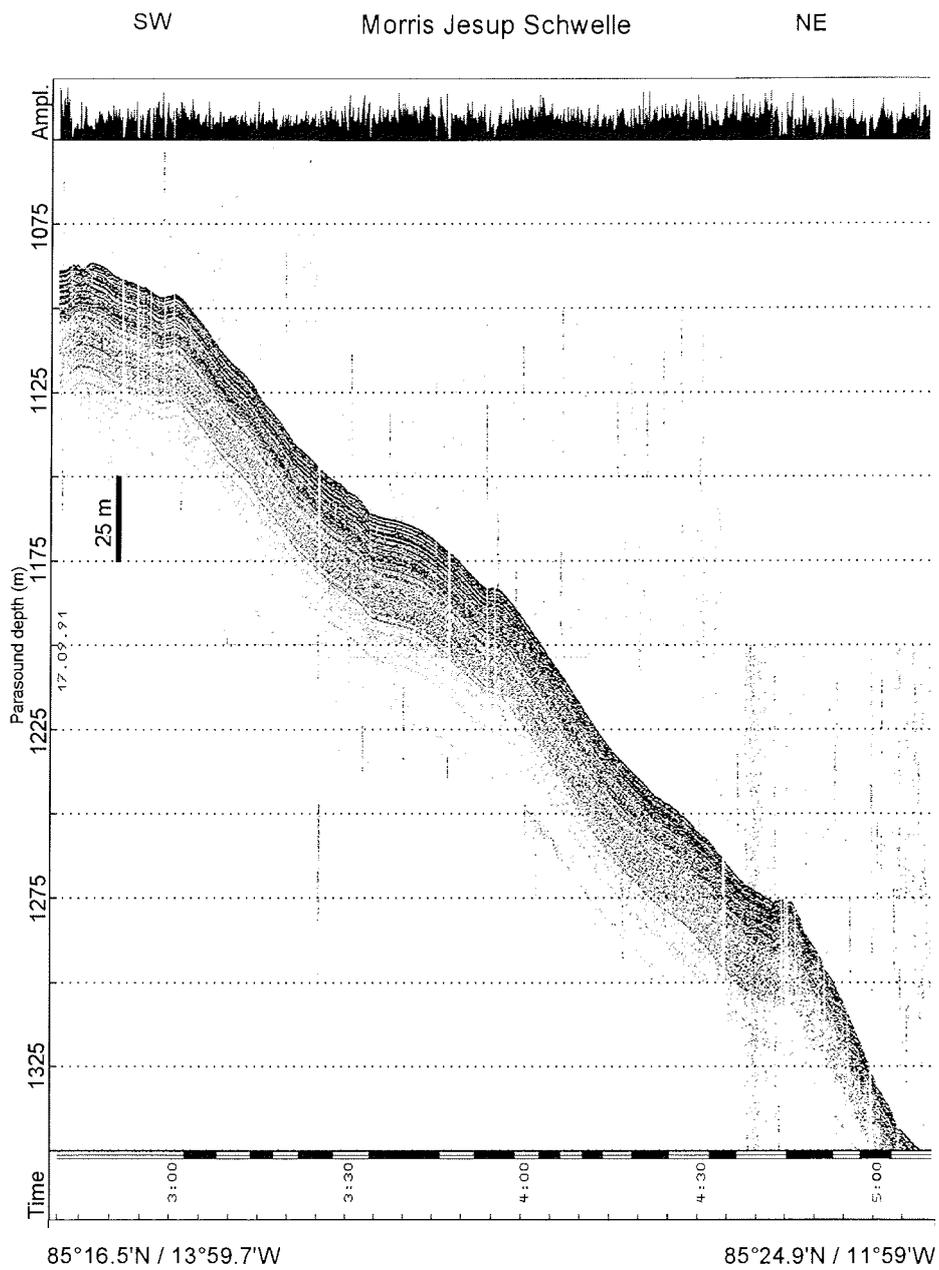


Abb. 6.16: Parasound Aufzeichnung über den Sattel der Morris Jesup Schwelle (Profil M2, Abb. 6.13). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 90 : 1, Profillänge ~ 22 km.

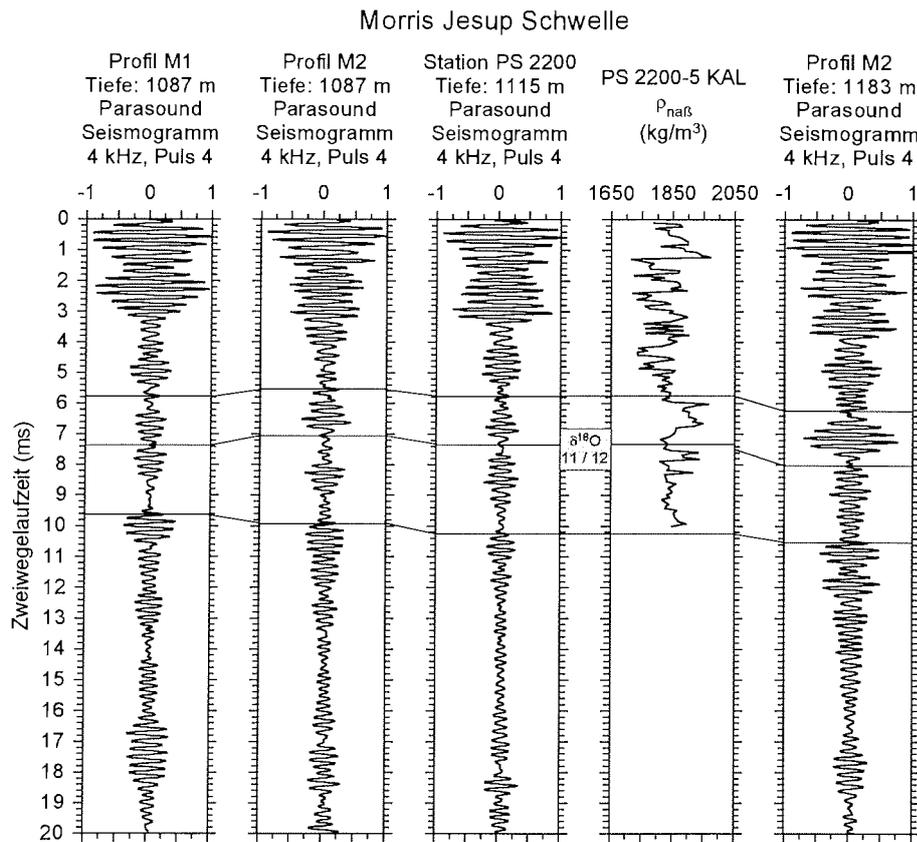


Abb. 6.17: Graphische Korrelation von Parasound Seismogrammen (4 kHz, Pulslänge 4) der Profile M1 und M2 um die Scheitelregion der Morris Jesup Schwelle mit einem Parasound Seismogramm aus dem Frequenztest an Station PS 2200 und dem Naßdichtelog des Kerns PS 2200-5 KAL (Zweiwegelaufzeit mit der in Kapitel 5.3.4 ermittelten Kompressionsrate korrigiert). Die zweite durchgezogene Linie ist mit der  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenze 11/12 identisch (Kapitel 5.3.4).

Die graphische Korrelation einzelner Parasound Seismogramme (Abb. 6.17) aus den Profilen M1 (Abb. 6.15), M2 (Abb. 6.16) und dem Frequenztest von Station PS 2200 mit dem Naßdichtelog des Kerns PS 2200-5 KAL zeigt, daß die sedimentphysikalischen Parameter problemlos auf die Profile zu übertragen sind. Sie läßt zumindest für das Profil M2 auf eine geringe Zunahme der Sedimentationsraten mit größerer Wassertiefe bis zu einer korrelierbaren Zweiwegelaufzeit von etwa 10.5 ms schließen. Wahrscheinlich nimmt mit zunehmender Wassertiefe die Strömungsgeschwindigkeit des Bodenwassers ab, so daß feinkörnigeres Material sedimentieren kann. Dies würde die schon in Kapitel 4.4 aufgestellte Hypothese eines auf der Morris Jesup Schwelle vorherrschenden Auswaschungseffektes bestätigen. Die in Abbildung 6.17 als zweite durchgezogene Linie dargestellte  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenze 11/12 kann an

einem charakteristischen Phasensprung identifiziert werden und als zeitlicher Leithorizont in beiden Profilen M1 und M2 verfolgt werden.

Die Eindringung des Parasound Signal beträgt auf der Morris Jesup Schwelle bis zu etwa 40 m (Abb. 6.15 und 6.16) und ist damit geringer als am Lomonosov Rücken (Abb. 6.9 und 6.10). Dies ist auf den im Mittel höheren Grobkornanteil in den Oberflächensedimente auf der Morris Jesup Schwelle zurückzuführen (Kapitel 4.3), das einen erhöhten Anteil der Schallenergie absorbiert (Milliman, 1988).

#### 6.3.4 Sedimentstrukturen auf dem Yermak Plateau

Auf dem Yermak Plateau existiert ein zusammenhängendes etwa 170 km langes Profil über den südlichen Teil, das nur durch die Kernstation PS 2213 unterbrochen ist (Abb. 6.18). Aus diesem Profil wurden drei Ausschnitte gewählt, die in Abbildung 6.19 (Profil Y1), 6.20 (Profil Y2) und 6.21 (Profil Y3) dargestellt sind. Alle Profile wurden mit einer Frequenz von 4 kHz und einer Pulslänge von 4 registriert.

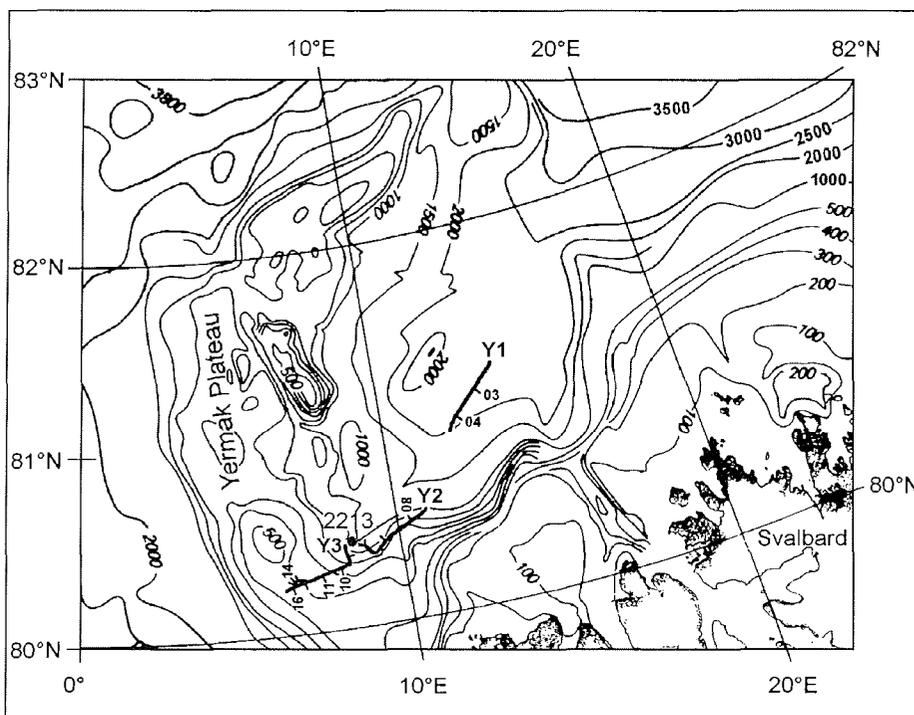


Abb. 6.18: Detailkarte des Yermak Plateaus mit der Position der Kernstation PS 2213 sowie den Kurslinien der Profile Y1, Y2 und Y3. Die Kurslinien sind jede Stunde markiert und zur Orientierung zum Teil mit Meßzeiten versehen. Kartenausschnitt aus Perry et al. (1986).

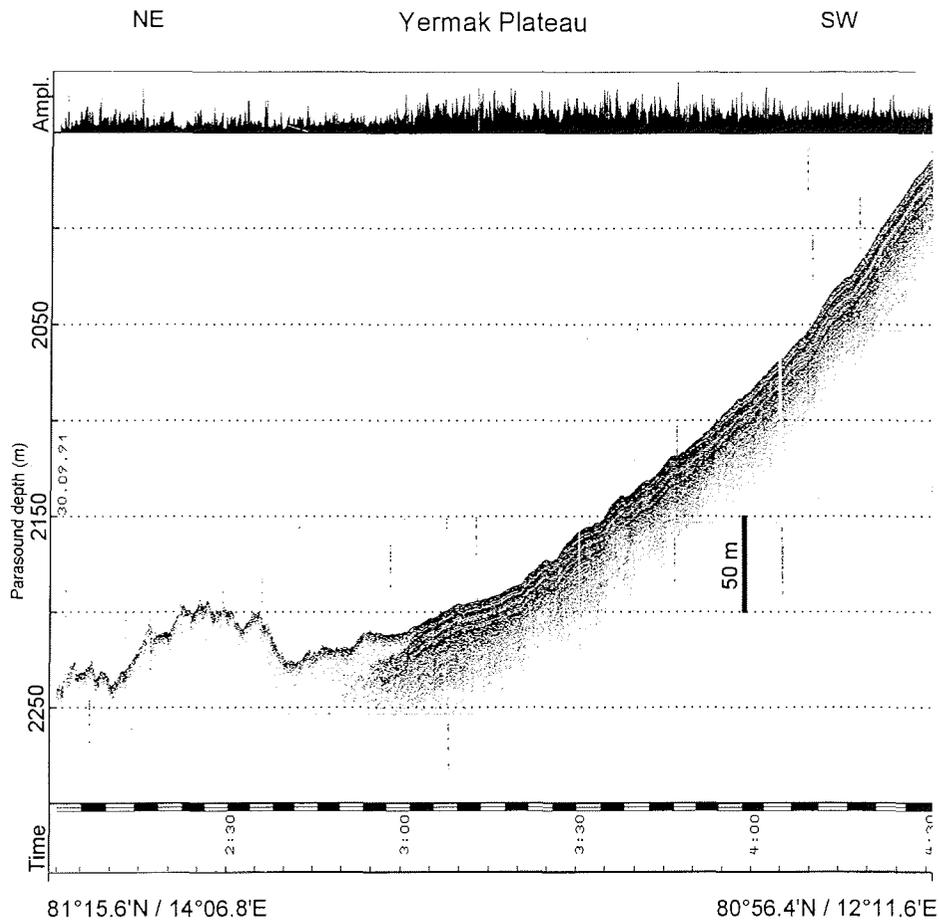
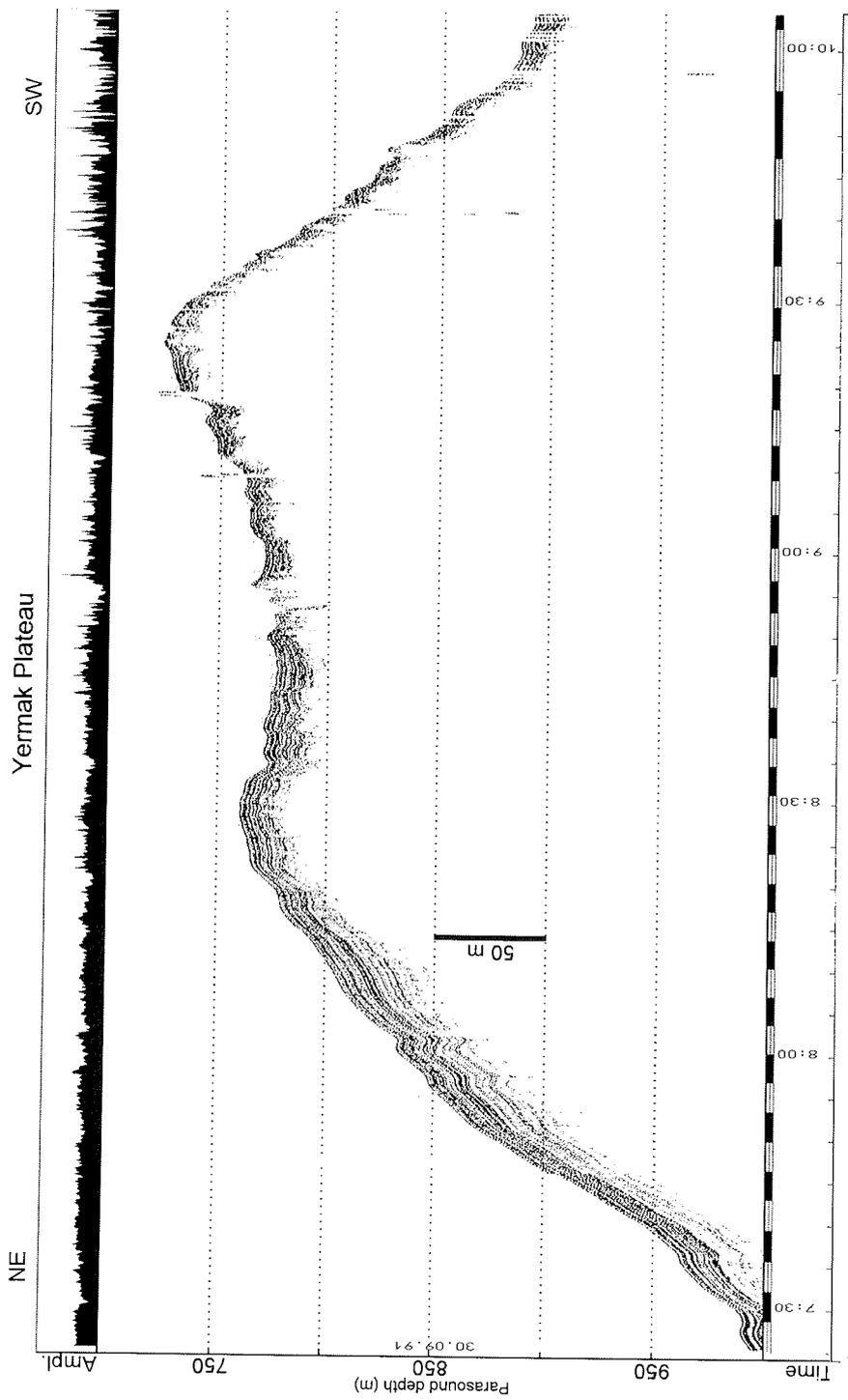


Abb. 6.19: Parasound Aufzeichnung auf der westlichen Flanke des Yermak Plateaus (Profil Y1, Abb. 6.18). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 75 : 1, Profillänge ~ 35 km.

Profil Y1 erstreckt sich in NE - SW Richtung von 81°15.6'N / 14°06.4'E nach 80°56.2'N / 12°11.4'E an der östlichen Flanke des Yermak Plateaus. In dem etwa 35 km langen Profil Y1 ist zu Beginn in einer Wassertiefe von etwa 2200 m wahrscheinlich ein "debris flow" zu erkennen. Eine Rutschmasse kann zwar ebenso wie ein "debris flow" die interne Struktur und Schichtungen verlieren, sollte dann aber als linsenförmige Erhebung vom Meeresboden abheben. Mit abnehmender Wassertiefe sind dichtgestaffelte, parallel zur Meeresbodenoberfläche verlaufende Reflexionsbänder zu erkennen (Übergang vom Echotyp P zum Echotyp L nach Melles & Kuhn, 1993), die sich ungestört bis in Profil Y2 verfolgen lassen.



80°34'N / 10°58.8'E  
 80°28'N / 08°32.9'E  
 Abb. 6.20: Parasound Aufzeichnung von der Flanke des Yermak Plateaus bis kurz vor der Station PS 2213 (Profil Y2, Abb. 6.18). Frequenz 4 kHz, Puls-  
 länge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 60 : 1, Profillänge ~ 36 km.

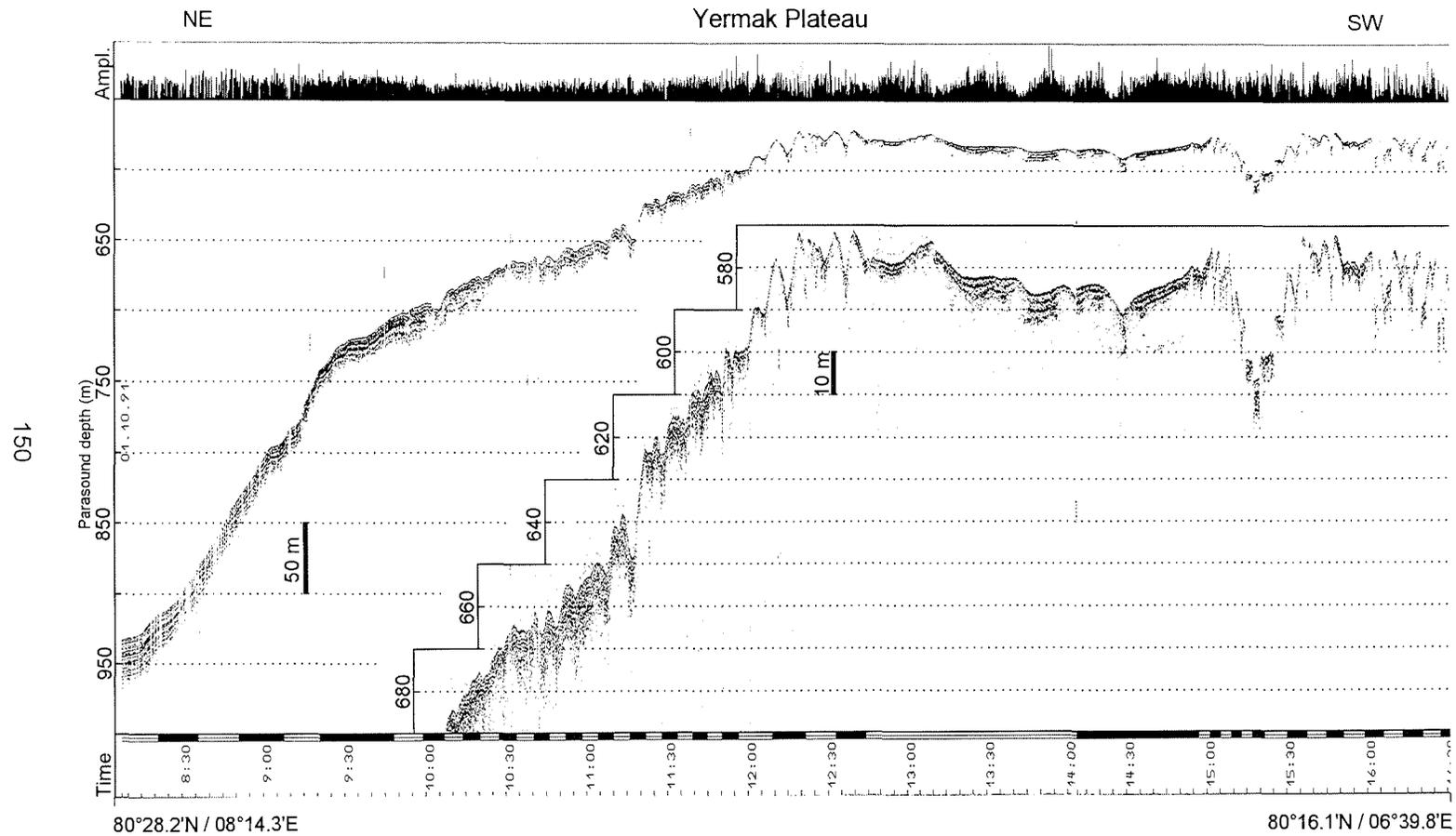


Abb. 6.21: Parasound Aufzeichnung über die Flanke und den Sattel des Yermak Plateaus (Profil Y3, Abb. 6.18). Frequenz 4 kHz, Pulslänge 4, Balkenlänge 1 nm, Überhöhung ~ 50 : 1, Profillänge ~ 44 km. Eingebildet ist eine 3 fache Vergrößerung des gleichen Profilausschnitts.

Das rund 39 km lange Profil Y2 wurde wie Profil Y1 in NE - SW Richtung von 80°34'N / 10°30.4'E nach 80°28'N / 08°32.9'E aufgezeichnet. Um etwa 9:30 Uhr erfolgte eine Kursänderung um nahezu 90° in NW Richtung, um Station PS 2213 anzulaufen. Ab der Kursänderung ist die Flanke des Plateaus zu steil, um die Reflexionsbänder eindeutig getrennt abbilden zu können. Vermutlich folgen aber die Unterbodenreflexionen im gesamten Profil Y2 der Meeresbodentopographie.

Nach Beendigung der Station PS 2213 liegt Profil Y3 (Abb. 6.20) bis etwa 9:30 Uhr fast parallel zum Anlaufkurs der Station in Profil Y2. Danach schwenkte das Schiff in den schon auf Profil Y2 bis 9:30 Uhr gefahrenen Kurs Richtung SW ein. Das ~ 44 km lange Profil Y3 wird von einem kurzen Stationsaufenthalt zwischen 13:00 und 15:00 Uhr unterbrochen, während dem das Schiff ~ 2 km verdriftet ist. Die während der Drift in einer Wassertiefe um 580 m aufgezeichneten Parasound Seismogramme zeigen ein vergleichsweise sehr geringe Eindringtiefe des Signals. Erreicht das Signal in einer Wassertiefe von ca. 1000 m noch eine Eindringtiefe von ~ 30 m, so ist diese oberhalb von 600 m auf ~ 5 m reduziert. Die starke Abnahme der Eindringtiefe auf dem Sattel des Yermak Plateaus und die rauhe, durch Erosionskanäle geprägte Meeresbodentopographie, lassen in der Gipfelregion des Yermak Plateaus auf einen strömungsbedingten Auswaschungseffekt schließen.

Von der westlichen Flanke des Plateaus sind keine zusammenhängenden Aufzeichnungen und kein Kernmaterial vorhanden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die digitalen Aufzeichnungen von Parasound Profilen und ihre Interpretation mit Seismogrammen von Kernstationen sowie mit an den Sedimentkernen bestimmten physikalischen Parameter eine flächenhafte Charakterisierung von Sedimentationsprozesse in verschiedenen Arealen des Arktischen Ozeans erlauben.

Die oberflächennahen Sedimente im Amundsen Becken zeigen deutliche Reflexionsbänder. Sie sind im Osten gut mit den Ergebnissen der Station PS 2174 zu korrelieren. So kann Turbidit in 8.50 m Teufe über das gesamte Profil A1 verfolgt werden. Im westlichen Teil fehlen Kernstationen. In einem über 200 km langen Parasound Profil läßt sich dort eine markante, akustisch nahezu transparente Schicht in 10 bis 15 m Teufe sicher identifizieren.

Die graphische Korrelation einzelner Seismogramme aus den beiden Parasound Profilen über dem Lomonosov Rücken ermöglicht zusammen mit den sedimentphysikalischen Parametern zweier Kerne vom Lomonosov Rücken den Nachweis, daß die Mächtigkeit einzelner Sedimentschichten als Ausdruck von Auswaschungseffekten in der Gipfelregion mit zunehmender Wassertiefe zunehmen.

Markante Wellengruppen in beiden Profilen und an der Kernstation PS 2185 erlauben eine flächenhafte Interpretation des Sattels (~ 2500 km<sup>2</sup>) des Lomonosov Rückens als ein räumlich weitestgehend ruhiges Sedimentationsmilieu. Mit der Identifizierung der  $\delta^{18}\text{O}$  Stadiengrenze 12/13 (478.000 Jahre) in den Seismogrammen steht zudem ein zeitlich einzuordnender Reflexionshorizont zur Verfügung, der über den beiden Profilen des Lomonosov Rückens verfolgt werden kann.

Aufgrund ähnlicher Verteilungsmuster der Naßdichten in den Kernen des Lomonosov Rückens und der Morris Jesup Schwelle wurde in Kapitel 4.4 ein Auswaschungseffekt auch für die Morris Jesup Schwelle postuliert. Diese Hypothese konnte auf zwei Parasound Profilen überprüft werden. Die beiden Profile über die Morris Jesup Schwelle zeigen in Wassertiefen über 950 m ein ruhiges Sedimentationsmilieu, während oberhalb Erosionskanäle zu erkennen sind. Sie lassen dort auf eine relativ hohe Strömungsgeschwindigkeit des Bodenwassers schließen, die mit der zunehmender Wassertiefe abnimmt. Mit Hilfe der graphischen Korrelation des Profils M2 mit einem Seismogramm an der Station PS 2200 konnte eine Vergrößerung der Abstände markanter Reflexionshorizonte mit zunehmender Wassertiefe dokumentiert werden. Dies wird, wie auf dem Sattel des Lomonosov Rückens, auf Auswaschungseffekte zurückgeführt.

Der Vergleich der Eindringtiefen des Parasound Signals auf dem Sattel und an der Flanke des Yermak Plateaus sowie die rauhe Meeresbodenmorphologie in der Scheitelregion, die als Erosionskanäle interpretiert werden, lassen auch für diese Region auf eine strömungsbedingte Korngrößen Selektion schließen. Die in Kapitel 4.4 anhand eines Kerns von der östlichen Flanke des Yermak Plateaus aufgestellte These einer weitgehend ungestörten pelagischen Sedimentation gilt mit Sicherheit nicht für die höchsten Areale des Plateaus.

## 7 ZUSAMMENFASSUNG

Während der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC '91" wurden elektrische Widerstandsmessungen an Sedimentkernen aus dem östlichen Arktischen Ozean mit einer neuartigen miniaturisierten Wenneranordnung und Meßelektronik durchgeführt. Aus diesen Messungen wurden auf der Basis von empirischen Zusammenhängen Porosität und Naßdichte abgeleitet. An fünf Kastenlotkernen der Expedition konnten die so bestimmten geophysikalischen Kenngrößen mit entsprechenden Werten einer Wägemethode verglichen werden. Mit einem Koeffizienten von 1.3 und Zementationsexponenten von 1.45 der Archie Gleichung (Boyce, 1968) wurde eine gute Übereinstimmung mit einer einfachen Standardabweichung von  $\pm 3$  zwischen den Porositäten beider Meßmethoden ermittelt. Die mit der Porosität als Variable und einer Korndichte von  $2670 \text{ kg/m}^3$  (Boyce, 1976) sowie einer Porenwasserdichte von  $1024 \text{ kg/m}^3$  als Koeffizienten berechneten Naßdichten ermöglichte ebenfalls eine gute Anpassung von  $\pm 50 \text{ kg/m}^3$  an die Naßdichten der Wägemethode. Die Genauigkeit der aus den elektrischen Widerstandsmethode abgeleiteten Größen kann für die hauptsächlich durch terrigenen Eintrag geprägten Sedimente mit 2 % für die Porosität und mit  $30 \text{ kg/m}^3$  für die Naßdichte angegeben werden. Nach den Ergebnissen dieses methodischen Vergleichs können mit dieser Apparatur schnell und hochauflösend Änderungen der geophysikalischen Kenngrößen in Sedimentkernen vermessen werden.

Ziel der hochauflösenden Messung dieser sedimentphysikalischen Parameter ist die Interpretation und Identifizierung von Reflektoren in digitalen Parasound Echolotregistrierungen, die während der Expedition ARK VIII/3 "ARCTIC '91" durchgehend digital aufgezeichnet wurden. Da Naßdichte und P-Wellengeschwindigkeit im wesentlichen die akustischen Eigenschaften der Sedimente bestimmen, wurden die Abhängigkeit von P-Wellengeschwindigkeit und Porosität sowie deren Abhängigkeiten von der Grobkornfraktion untersucht. An zehn Kernen des östlichen Arktischen Ozeans konnten diese sedimentphysikalischen Parameter gemessen werden. Der Zusammenhang zwischen Porosität (45 - 85 %) und P-Wellengeschwindigkeit (1470 - 1670 m/s) wird gut durch das Modell von Wood (1941) wiedergegeben. Demnach sind die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans unkonsolidiert und verhalten sich ähnlich wie eine Suspension.

Der an drei Kernen untersuchte Einfluß der Grobkornfraktion auf Porosität und P-Wellengeschwindigkeit korreliert in erster Näherung negativ mit der Porosität und positiv mit der P-Wellengeschwindigkeit. Offensichtlich werden die zum Teil markanten Variationen der Porosität und P-Wellengeschwindigkeit durch wechselnde Anteile der Grobkornfraktion hervorgerufen. Die mit diesen Parametern durchgeführten Regressionsanalysen zeigen allerdings unterschiedliche Steigungen und Ordinatenabschnitte, die bei dem Kern PS 2185-6 KAL vom Lomonosov Rücken sogar abhängig von der Kerntiefe sind. Die Tiefenabhängigkeit ist für diesen Kern auf eine Verschiebung des Korn-

größenspektrums (Ton- Silt- und Sandfraktion) zurückzuführen. Dies beruht auf der Variation des Eintrages in dieser Region aufgrund veränderter paläo-ozeanographischer Verhältnisse.

Die ausgeprägten Unterschiede der in Abhängigkeit von der Wassertiefe bestimmten Verteilungsmuster von Naßdichte, Porosität und P-Wellengeschwindigkeit erlauben eine eindeutige Klassifizierung der arktischen Sedimente in Beckenlagen und Hochlagen. Eine Zuordnung der Naßdichten und Porositäten von 25 Sedimentkernen in Hoch- und Beckenlagen der einzelnen Regionen des östlichen Arktischen Ozeans ergeben spezifische Verteilungsmuster, die die Ablagerungsräume charakterisieren. Am Lomonosov Rücken ist die Sedimentation in Wassertiefen zwischen rund 1000 und 1400 m und auf der Morris Jesup Schwelle in einer Wassertiefe bei etwa 1100 m durch Auswaschungseffekte geprägt, während am Yermak Plateau in einer Wassertiefe von etwa 850 m eine ungestörte pelagische Sedimentation vorherrscht. Die in den Sedimenten aus dem Makarov Becken dokumentierte hohe Eintrag an feinkörnigem Material läßt zudem auf einen Schwebstoffeintrag vom Lomonosov Rücken schließen. Der grobkörnigen Eintrag in den Oberflächensedimente des Gakkel Rückens wird im Gegensatz dazu durch eistransportiertes Material und Turbidite hervorgerufen. Im Amundsen Becken ist die pelagische Sedimentation vorherrschend, in der überwiegend die feinkörnige Fraktion, aber auch Turbidite abgelagert werden.

Die physikalischen Parameter bilden zusammen mit den Grobkornfraktionsanalysen und den Kernbeschreibungen eine geeignete Grundlage zur Interpretation der Reflexionsabfolge in den Seismogrammen. Es konnte eine Übereinstimmung erhöhter P-Wellengeschwindigkeiten und Naßdichten mit erhöhten Grobkornfraktionsanteilen und Sandlagen in den Kernbeschreibungen festgestellt werden. Die wechselnden Grobkornfraktionsanteile verursachen starke Impedanzkontraste und bestimmen dadurch die Reflexionsstrukturen in den Sedimenten. Graphische Korrelationen von Parasound Seismogrammen an den Stationen mit synthetischen Seismogrammen zeigen, daß die grobkörnigen, unter Umständen terrigenen turbiditischen Lagen starke Reflexionen erzeugen. An sechs von neun Kernen war eine signifikante graphische Korrelation zwischen Parasound und synthetischen Seismogrammen möglich. Für diese sechs Kastenlotkerne des östlichen Arktischen Ozeans konnte eine Kompression der Sedimente bei der Kernnahme festgestellt werden. Diese Korrelation konnte an Parasound Seismogrammen, die auf ein Quellsignal von einer Sinusschwingung beruhen, zuverlässig ermittelt werden. Zur Rekonstruktion des Prozesses wurde aus der graphischen Korrelation, unter der Annahme einer mit der Zweiwegelaufzeit linear zunehmenden Kompression, eine Kompressionsrate ermittelt. Angewandt auf die Teufenangaben der sedimentphysikalischen Parameter konnten so neue synthetische Seismogramme berechnet werden und diese erneut mit den Parasound Seismogrammen graphisch korreliert werden. Sie beweisen, daß die Annahme einer linearen mit der Teufe zunehmende Kompression bei der Kastenlotkernnahme richtig ist.

Der Anteil der Grobkornfraktion in den Sedimenten beeinflusst das Ausmaß der Kompression der Sedimentsäule bei der Kernnahme. Kerne mit relativ hohem Sandanteil zeigen aufgrund der erhöhten Reibung beim Eindringen der Kastenlote in die Sedimentsäule eine stärkere Kompression (etwa  $0.5 \pm 0.1$  m bis  $1.0 \pm 0.1$  m) als solche mit relativ geringem Sandanteil (etwa  $0.1 \pm 0.1$  m).

Graphische Korrelationen der Naßdichtelogs und digitaler Einzelseismogramme aus digitalen Aufzeichnungen des Parasound Echolots zeigen, daß mit zunehmender Wassertiefe die Mächtigkeit einzelner Schichtpakete in der Sedimentsäule zunehmen und bestätigen den Auswaschungseffekt auf dem Lomonosov Rücken und der Morris Jesup Schwelle. Darüber hinaus können die aus dem Kernmaterial gewonnenen Ergebnisse vom Sattel des Lomonosov Rückens mit Hilfe zweier Parasound Profile auf eine Areal von rund 2500 km<sup>2</sup> übertragen werden. Auf dem Sattel des Lomonosov Rückens ist ein weitgehend einheitliches Ablagerungsmilieu vorherrschend, das durch Auswaschungseffekte geprägt wird. Die profilhaften Parasound Echolotaufzeichnungen bestätigen die mittels der sedimentphysikalischen Parameter getroffenen Annahmen. Die einzige Ausnahme ist das Yermak Plateau. Dort zeigen die Aufzeichnungen auf dem Sattel eindeutig eine rauhe Meeresbodentopographie, die auf eine strömungsbedingte Erosion schließen läßt, während die Verteilungsmuster der physikalischen Parameter eines an der Flanke gewonnene Kerns auf eine ungestörte pelagische Sedimentation hinweist. In einem Parasound Profil im Osten des Amundsen Beckens kann ein Turbidit über das gesamte Profil anhand der Korrelation mit den sedimentphysikalischen Parametern verfolgt werden. Im westlichen Teil des Amundsen Beckens fehlen Kernstationen, dort kann aber in einem über 200 km langen Profil eine akustisch nahezu transparente Schicht verfolgt werden.

Durch die Identifizierung der Sauerstoffisotopenstadiumgrenze 12/13 (478.000 Jahre) in den beiden Profilen vom Lomonosov Rücken steht ein zeitlich einzuordnender Reflexionshorizont zur Verfügung. Die eindeutige Zuordnung der Sauerstoffisotopenstadiumgrenze 11/12 (423.000 Jahre) gelang auch in den beiden Profilen von der Morris Jesup Schwelle. Eine klare Identifizierung der Sauerstoffisotopenstadiengrenzen war in den Profilen nur möglich, weil die an den Sedimenten der Kerne bestimmten Alterstiefenkurven auf die Parasound Seismogramme mit der für die Kerne ermittelten Kompressionsrate übertragen werden konnten.

## 8 LITERATURVERZEICHNIS

- Aagard, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 28, 251-268.
- Aagard, K., Swift, J. H. & Carmack, E. C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *J. Geophys. Res.* 90, 4833-4846.
- Aagard, K. & Carmack, E. C. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *J. Geophys. Res.* 94, No. C10, 14485-14498.
- Anderson, R. S. (1974): Statistical correlation of physical properties and sound velocity in sediments. In: L. Hampton (Hrsg.), *Physics of sound in marine sediments*. 481-518, Plenum Press, New York.
- Anderson, L. G., Jones, E. P., Koltermann, K. P., Schlosser, P., Swift, J. H. & Wallace, D. W. R. (1989): The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.* 36, 475-482.
- Andrews, D. & Bennett, A. (1981): Measurements of diffusivity near the sediment-water interface with a fine-scale resistivity probe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 2169-2175.
- Archie, G. E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Petr. Eng.*, 146, 54-63.
- Attenborough, K. (1986): Pore shape and the Biot-Stoll model for saturated sediments. In: Akai, T. & Berkson J.M. (Hrsg), *Ocean seismo acoustics*. Plenum Press, New York, 435-444.
- Bachman, R. T. (1985): Acoustic and physical property relationships in marine sediment. *J. Acoust. Soc. Am.* 78, 616-621.
- Bennett, R. H., Bryant, W. R. & Hulbert, M. H. (1991): *Microstructure of fine-grained sediments. From mud to shale*. Springer Verlag, New York.
- Berktag, H. O. (1965a): Possible exploitation of non-linear acoustics in underwater transmitting applications. *J. Sound Vib.*, 2, 435-461.
- Berktag, H. O. (1965b): Parametric amplification by the use of acoustic nonlinearities and some possible applications. *J. Sound Vib.*, 2, 462-470.
- Biot, M. (1956a): Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 168-178.
- Biot, M. (1956b): Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 179-191.

- Blangy, J. P., Strandenes, S., Moos, D. & Nur, A. (1993): Ultrasonic velocities in sands-revisited. *Geophys.*, 58, 344-356.
- Bohrmann, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. *Ber. Polarforschung*, 95.
- Boyce, R. E. (1968): Electrical resistivity of modern marine sediments from the Bering Sea. *J. Geophys. Res.*, 73, 4759-4766.
- Boyce, R. E. (1976): Sound velocity-density parameters of sediment and rock from DSDP drill sites 315-318 on the line islands chain, Manihiki Plateau, and Tuamotu Ridge in the Pacific Ocean. *Init. Rpts. DSDP*, 33, 695-728.
- Breitzke, M. & Spieß, V. (1993): An automated full waveform logging system for high-resolution P-wave profiles in marine sediments. *Mar. Geophys. Res.*, 15, 297-321.
- Buckley, D. E., MacKinnon, W. G., Cranston, R. E. & Christian, H. A. (1994): Problems with piston core sampling: Mechanical and geochemical diagnosis. *Mar. Geol.*, 117, 95-106.
- Bussian, A. E. (1983): Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics*, 48, 1258-1268.
- Caruthers, J. W. (1977): *Fundamentals of marine acoustics*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York.
- Clavier, C., Coates, G. & Dumanoir, J. (1977): The theoretical and experimental bases for the "Dual Water" model for the interpretation of shaly sands. *Proc. Soc. Pet. Eng.*, 52 nd Annu. Fall Conf., Pap. SPE 6859. In: Serra, O. (1987) *Fundamentals of Well-Log Interpretation*, 2. The Interpretation of Logging Data. Elsevier, Amsterdam.
- Clay, C. S. & Medwin, H. (1977): *Acoustical oceanography: Principles and applications*. Wiley-Interscience, New York.
- Damuth, J. E. (1975): Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar. Geol.*, 18, 17-45.
- Damuth, J. E. (1980): Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. *Mar. Geol.*, 38, 51-75.
- Damuth, J. E. & Hayes, D. E. (1977): Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes, *Mar. Geol.*, 24, 73-95.

- Domenico, S. N. (1977): Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs. *Geophysics*, 42 (7), 1339-1368.
- Embley, R. W. (1980): The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. *Mar. Geol.*, 38, 23-50.
- Feynman, R. P., Leighton, R. B. & Sands, M. (1971): The Feynman lectures on physics. Vol I Part 2. Addison-Wesley Publishing Company.
- Frederichs, T. W. (1995): Regionale und altersabhängige Variationen gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis. *Ber. Polarforschung*, 164, 212 S.
- Fütterer, D. K. & ARK VIII/3 Scientific Party (1992): ARCTIC '91: The Expedition ARK VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. *Ber. Polarforschung*, 107.
- Gassmann, F. (1951): Über die Elastizität poröser Medien. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich*, Bd. 96.
- Gerlach, W. (1971): *Physik*. Fischer Bücherei, Frankfurt.
- Gerland, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. *Ber. Polarforschung*, 123, 130 S.
- Gerland, S., Richter, M., Villinger, H., Kuhn, G. (1993): Non-destructive porosity determination of Antarctic marine sediments derived from resistivity measurements with an inductive method. *Mar. Geophys. Res.*, 15, 201-218.
- Grant, J. A. & Schreiber, R. (1990): Modern swath sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: The Atlas Hydrosweep and Parasound Systems. *Mar. Geophys. Res.*, 12, 9-19.
- Hamilton, E. L. (1970): Sound velocity and related properties of marine sediments, North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 75, 4423-4446.
- Hamilton, E. L. (1971): Elastic properties of marine sediments. *J. Geophys. Res.*, 76, 579-604.
- Hamilton, E. L. (1972): Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophys.*, 37, 620-646.
- Hamilton, E. L., Bachman, R. T., Berger, W. H., Johnson, T. C. & Mayer L. A. (1982): Acoustic and related properties of calcareous deep-sea sediments. *J. Sed. Petr.*, 52, 733-753.

- Han, D.-H., Nur, A. & Morgan, D. (1986): Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophys.*, 51, 2093-2107.
- Imbrie, J., Hayes, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. & Shackleton, N. J. (1984): The orbital theory of pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In: Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukla, G. and Saltzman, B. (Hrsg.), *Milankovitch and climate*, NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences - Vol. 126 Part I, 269-305
- Jacobi, R. D. (1976): Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. *Mar. Geol.*, 22, 157-173.
- Jarrard, R. D., Dadey, K. A. & Busch, K. W. (1989): Velocity and density of sediments of Eirik Ridge, Labrador Sea: Control by porosity and mineralogy. In: Srivastava, S. P., Arthur, M. & Clement, B. et al.. *Proc. ODP, Scientific Results*, 105, 811-835.
- Johnson, G. L. (1990): Morphology and plate tectonics: The modern Polar Oceans. In: U. Bleil and J. Thiede (Hrg.), *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences - Vol. 308.
- Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. *Ber. SFB 313, Chr. Albr. Universität zu Kiel, Nr 24*, 117 S.
- Kim, D. C. & Manghnani, M. H. (1992): Influence of diagenesis on the electrical resistivity and the formation factor of deep-sea carbonate sediments. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 14-18.
- Klaus, A. & Ledbetter, M. T (1988): Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high-resolution seismic records (3.5 kHz echograms). *Deep-Sea Res.*, 35, 899-917.
- Klimentos, T. (1991): The effects of porosity-permeability-clay content on the velocity of compressional waves. *Geophysics*, 56, 1930-1939.
- Kohlrausch, F (1962): *Praktische Physik zum Gebrauch für Unterricht, Forschung und Technik*. In H. Ebert & E. Justi (Hrsg.), Band 2, Kapitel 6.61. B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart.
- Kristoffersen, Y. (1982): The Nansen Ridge, Arctic Ocean: Some geophysical observations of the rift valley at slow spreading rate. In: G.L. Johnson and J.F. Sweeney (Hrg.), *Structure of the Arctic*. *Tectonophysics*, 89, 161 - 172.

- Kristoffersen, Y. (1990): On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway. In U. Bleil and J. Thiede (Hrg.), Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences - Vol. 308
- Lawver, L. A., Müller, R. D., Srivastava, S. P., & Roest, W. (1990): The opening of the Arctic Ocean. In: U. Bleil and J. Thiede (Hrg.), Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences - Vol. 308.
- Lighthill, M. J. (1952): On sound generated aerodynamically, I. General theory. Proc. Roy. Soc. Ser. A, 211, 564-587.
- Manheim, F. T. & Waterman, L. S. (1974): Diffusimetry (diffusion constant estimation) on sediment cores by resistivity probe. Init. Repts. DSDP, 22, 663-670.
- Max, M. D., Schreiber, R. & Cherkis, N. Z. (1992): Geological control of shallow gas and pockmarks in the Norwegian Channel; High resolution shallow subbottom profiling of small scale features. Mar. Geol. Res., 14, 77-85.
- Melles, M. & Kuhn, G. (1993): Sub-bottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: Evidence for large-scale erosional / depositional processes. Deep-Sea Res. I, 40, 739-760.
- Mendel, J. M., Nahi, N. E. & Chan, M. (1979): Synthetic seismograms using the state-space approach. Geophys., 44, 880-895.
- Mienert, J. (1986): Akustostratigraphie im äquatorialen Ostatlantik: Zur Entwicklung der Tiefenwasserzirkulation der letzten 3,5 Millionen Jahre. "Meteor"-Forschungsergebnisse, 40 C, 19-86.
- Militzer & Weber (1985): Angewandte Geophysik, Geoelektrik - Geothermik - Radiometrie - Aerogeophysik, Band 2. Springer Verlag, Wien, NewYork.
- Milliman, J. D. (1988): Correlation of 3.5 kHz acoustic penetration and deposition / erosion in the Argentine Basin: A note. Deep-Sea Res., 35, 917-927.
- Morgan, N. A. (1969): Physical properties of marine sediments as related to seismic velocities. Geophys., 34, 529-545.
- Muir, T. G. (1974): Nonlinear acoustics and its role in the sedimentary geophysics of the sea. In L. L. Hampton (Hrsg.), Physics of sound in marine sediments, Plenum Press, New York, 241-291.

- Muir, T. G. (1989): Nonlinear acoustics and practical applications. Ultrasonics International 89 Conference Proceedings, 677-684, Butterworth & Co. (Publishers) Ltd.
- Muir, T. G. & Blue, J. E. (1969): Experiments on the acoustic modulation of large-amplitude waves, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 46, 227-232.
- Murphy, W., Reischer, A. & Hsu, K. (1993): Modulus decomposition of compressional and shear velocities in sand bodies. *Geophysics*, 58, 227-239.
- Nafe, J. E. & Drake, C. L. (1957): Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22, 523-552.
- Nobes, D. C., Villinger, H., Davis, E. E. & Law, L. K. (1986): Estimation of marine sediment bulk physical properties at depth from seafloor geophysical measurements. *J. Geophys. Res.*, 91, 14033-14043.
- Nolen-Hoeksema, R. C. (1993): Porosity and consolidation limits of sediments and Gassman's elastic -wave equation. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 847-850.
- Nowaczyk, N. R., Frederichs, T. W., Eisenhauer, A. & Gard, G. (1994): Magnetostratigraphic data from late quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: Evident for four geomagnetic polarity events within the last 170 ka of the Brunhes Chron. *Geophys. J. Int.*, 117, 453-471.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. & Thiede, J. (1994): Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. *Mar. Geol.*, 119, 185-214.
- Orsi, T. H. & Dunn, D. A. (1991): Correlations between sound velocity and related properties of glacio-marine sediments: Barent Sea. *Geo-Mar. Letters*, 11, 79-83
- Perry, R. K., Flemming, H. S., Weber, J. R., Kristoffersen, Y., Hall, J. K., Grantz, A., Johnson, G. L., Cherkis, N. Z. & Larsen, B. (1986): Bathymetry of the Arctic Ocean. Naval Research Laboratory - Acoustic Division. Printed by the Geological Society of America.
- Raudkivi, A. J. (1982): *Grundlagen des Sedimenttransports*. Springer Verlag, Berlin, 257 S.
- Raymer, L. L., Hunt, E. R. & Gardner, J.S. (1980): An improved sonic transit time to porosity transform. 21st Annu. Log. Symp. Trans., S.P.W.L.A., Pap. P.

- Rostek, F. (1991): Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen. Ber. FB Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr 13, 209 S.
- Rostek, F., Spieß, V. & Bleil, U. (1991) Parasound echosounding: Comparison of analogue and digital echosounder records and physical properties of sediments from the Equatorial South Atlantic, *Mar. Geol.*, 99, 1-18.
- Schäper, S. (1994): Quartäre Sedimentation im polnahen Arktischen Ozean. Unver. Diplomarbeit, Universität Heidelberg, Institut für Umweltphysik.
- Schlumberger Ltd. (1972): Log Interpretation, Vol. I - Prinziples: New York (Schlumberger Ltd.).
- Schön, J. (1984). Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. Enke Verlag, Stuttgart, 405 S.
- Schopper (1982): Electrical conductivity of rocks containing electrolytes. In: Landolt-Börnstein, New Series V / 1a, 276-281.
- Schreiber, B. C. (1968): Sound velocity in deep sea sediments. *J. Geophys. Res.*, 73, 1259-1268
- Schultheiss, P. J. & McPhail, S. D. (1989): An automated p-wave logger for recording fine-scale compressional wave velocity structures in sediments. *Proc. ODP, Scientific Results*, 108, 407-413.
- Serra, O. (1987) Fundamentals of Well-Log Interpretation. 2. The Interpretation of Logging Data. Elsevier, Amsterdam
- Sheng, P. (1991): Consistent modeling of the electrical and elastic properties of sedimentary rocks. *Geophys.*, 56, 1236-1243.
- Shumway, G. (1960): Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance methode. Part I, *Geophysics*, 25, 451-518. Part II, *Geophysics*, 25, 659-682.
- Siedler & Peters (1982): Properties of sea water. In: Landolt-Börnstein, New Series V / 3a, 233-265.
- Smith, D. T. (1974): Acoustic and mechanical loading of marine sediments. In: L. Hampton (Hrsg.), *Physics of sound in marine sediments*. 481-518, Plenum Press, New York.
- Spencer, J. W., Cates, M. E. & Thompson, D. D. (1994): Frame moduli of unconsolidated sands and sandstones. *Geophysics*, 59, 1259-1268
- Spielhagen, R. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. In: J. Thiede (Hrsg), *Geomar Report 4*, Kiel

- Spieß, V. (1993): Digitale Sedimentechographie - Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustotratigraphie. Berichte FB Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr 35, 199 S.
- Stoll, R. D. (1989): Sediment Acoustics. Lecture notes in earth sciences, Vol. 26. Springer - Verlag, Heidelberg.
- Sundvor, E. & Austegard, A. (1990): The evolution of the Svalbard Margins: Synthesis and new results. In: U. Bleil and J. Thiede (Hrg.), Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences - Vol. 308.
- Sutilov, V. A. (1984): Physik des Ultraschalls. Springer Verlag, Wien, New York.
- Tosaya, C. & Nur, A. (1982): Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. Geophys. Res. Lett., 9, 5-8.
- Urlick, R. J. (1967): Principles of underwater sound for engineers. McGraw-Hill Co., New York.
- Vogt, P. R., Taylor, P.T., Kovacs, L. C. & Johnson, G.L. (1979): Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin. J. Geophys. Res., 84, 1071-1089.
- Völker, D. (1993): Sedimentechographische Kartierung des Kapbeckens. Unver. Diplomarbeit, Universität Bremen, FB Geowissenschaften.
- Waxman, M. H. & Smits, L. J. M. (1968): Electrical conductivities in oil bearing shaly sandstones. Soc. Petroleum Eng. J., 8, 107-122.
- Weber, J. R. & Sweeney, J. F. (1985): Reinterpretation of morphology and crustal structure in the Central Arctic Ocean Basin. J. Geophys. Res., 90B, 663-677
- Wendt, G., Ehrke, G. & Wehner, K. (1990): Anwendung hydroakustischer Verfahren bei hydrografischen und geologischen Untersuchungen im flachmarinen Bereich. In: W. Kraak und G. Schommartz (Hrsg.), Angewandte Akustik, 5, 103-123.
- Westervelt, P. J. (1963): Parametric acoustic array. J. Acoust. Soc. Am., 35, 535-537.
- Wetzel, A., Williams, C., Kassens, H., Leger, G. & Auroux, C. (1990): Comparison between laboratory-determined physical properties and downhole measurements in outer Bengal fan deposits. Proc. ODP, Scientific Results, 116, 369-374.

- Wilkens, R., McLellan, P., Moran, K., Schoonmaker-Tribble, J., Taylor, E. & Verduzco, E (1990): Diagenesis and dewatering of clay-rich sediments, Barbados accretionary prism. Proc. ODP; Scientific Results, 110, 309-320.
- Wille (1982): Approximation formula of sound speed in sea water. In: Landolt-Börnstein, New Series V / 3a, 292-293.
- Wilson, W. D. (1960): Speed of sound in seawater as a function of temperature, pressure and salinity. J. Acoust. Soc. Am., 23, S. 1357.
- Winsauer, W. O., Shearin, H. M., Jr., Mason, P. H. & Williams, M. (1952): Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 36, 253-277.
- Winsauer, W. O. & Mc Cardell, W. M. (1953): Ionic double layer conductivity in reservoir rocks. Trans. AIME, 198, 129-134.
- Wood, A. B. (1941): A Textbook of Sound. Bell & Sons, London.
- Wyllie, M. R. J. & Gregory, A. R. (1953): Formation factors of unconsolidated porous media: Influence of particle shape and effect of cementation. J. Petr. Tech., 198, 103-110.
- Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R. & Gardner, L.W. (1956): Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics, 21, 41-70.