# BERICHTE aus dem Fachbereich Geowissenschaften

der Universität Bremen

Nr. 13 Rostek, F.: PHYSIKALISCHE STRUKTUREN VON TIEFSEESEDIMENTEN DES SÜDATLANTIKS UND IHRE ERFASSUNG IN ECHOLOTREGISTRIERUNGEN

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 13, 209 S., 123 Abb., 11 Tab., Bremen 1991.

ISSN 0931-0800



# Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen

> vorgelegt von Frauke Rostek Bremen 1991

# Summary

In this thesis geophysical data from two RV METEOR cruises M 6-6 (1988) and M 9-4 (1989) in the Equatorial South Atlantic was used to investigate the genesis of reflections in analogue and digital echosounder records.

Analogue black-white paper records of the PARASOUND echosounder system (Krupp Atlas Elektronik) enable a qualitative description of sedimentation- and erosion processes. Three profiles from the Western African continental rise show a decreasing sharpness of the reflection pattern with increasing biogenic productivity and sedimentation rate. Echosounder records from pelagic regions like Walfish Ridge, Angola and Guinea Basin, Mid-Atlantic Ridge and Brasil Basin show clearly stratified reflection patterns, interrupted by topographic highs.

Measurements of sediment physical properties on gravity cores allow to calculate synthetic seismogramms and to compare them with analogue PARASOUND echograms and digital PARASOUND seismograms. Detailled core descriptions enable to evaluate the influence of lithologic variations on the reflection patterns in the echosounder records. Acoustic properties like acoustic impedance and reflectivity are mainly controlled by P-wave velocity and wet bulk density. Therefore the dependance of these two parameters on porosity, carbonate and sand content was investigated. Physical properties allow to distinguish between five types of sediment from different depositional environments (continental rise, oceanic highs, deep-sea basins).

Terrigeneous turbidite layers produce strong reflection horizons in synthetic seismograms. Smaller variations of the acoustic impedance are caused by carbonate, silt or sand content. Since the carbonate content is linked to glacial/interglacial cycles, acoustic impedance and reflection patterns can contain paleoclimatic signals.

Generally there is a good correlation between the synthetic seismograms and analogue and digital PARASOUND records. Additionally, synthetic seismograms and digital echosounder signals provide some semi-quantitative information relating to the amplitudes of reflections, whereas the PARASOUND paper records alone merely shows the energy distribution with depth above a certain threshold level.

The use of variable frequencies for synthetic and digital seismograms illustrate the influence of interference phenomena leading to different reflection patterns. Nevertheless simplified impedance models for synthetic seismograms show that primary reflection patterns are characterised by the strongest lithologic contrasts in the sediment column.

#### Résumé

Dans cette thèse j'ai utilisé les données géophysiques obtenues lors de deux campagne du navire de recherche METEOR dans l'ocean Atlantique Equatorial sud (M 6-6 en 1988 et M 9-4 en 1989) dans le but d'étudier la génèse des réflecteurs détectés par l'échosondeur, à la fois dans les enregistrements analogiques et digitaux.

Grâce aux enregistrements analogiques sur papier, le système PARASOUND (Krupp Atlas Elektronik) permet de décrire qualitativement les processus de sédimentation et de l'érosion. Trois profiles provenant du talus continental ouest-africain, montrent que l'intensité des réflecteurs diminue lorsque la productivité biogénique et le taux de sédimentation augmentent. Les échogrammes mesurés dans des domaines pélagiques, comme la ride de Walfish, les bassins d'Angola, de Guinée, et du Brésil et la ride médioatlantique, montrent clairement des séries stratifiées interrompues par des remontées de la topographie.

Les mesures des propriétés physiques du sédiments effectuées sur des carottes m'ont permis de calculer des sismogrammes synthétiques et de les comparer avec les échogrammes analogiques et digitaux mesurés grâce au PARASOUND. Des descriptions détaillées des carottes permettent d'évaluer l'influence des variations lithologiques sur les réflections obtenues de l'échosondeur. Les propriétés acoustiques comme l'impédance acoustique et la réflectivité sont très liées à la vitesse des ondes P et à la densité du sédiment brut. C'est pourquoi j'ai étudié la dépendance de ces deux paramètres avec la porosité, et les teneurs en carbonates et sables. Grâce aux propriétés physiques on peut distinguer cinq types de sédiments charactéristiques de milieux de dépôts différents (talus continentaux, hauts fonds océaniques, bassins profonds).

Les turbidites terrigènes produisent des réflections très marquées dans les sismogrammes synthétiques. Les variations occasionnées par des changements du taux de carbonate et des teneurs en silt et sables ont des amplitudes un peu plus faibles. Les taux de carbonate étant étroitement liés aux cycles glaciaire/interglaciaire, on peut s'attendre à ce que les profiles d'impédance acoustique et de réflection soient utilisés comme des indicateurs paléoclimatiques. .

En général la corrélation est satisfaisante entre les sismogrammes synthétiques, et les enregistrements analogiques et digitaux du PARASOUND. De plus, les sismogrammes synthétiques et les échogrammes digitaux permettent une quantification préliminaire de l'amplitude des réflections sismiques tandis que les enregistrements analogiques sur papier ne donnent que la répartition en énergie au dessus d'un certain seuil.

L'étude en fréquence variable des sismogrammes synthétiques et digitaux illustre bien l'influence des phénomène d'interférence qui peuvent donner naissance à des réflections. Cependant des modèles simplifiés de calcul de sismogrammes synthétiques montrent que les réflecteurs les plus importants caractérisent les changements lithologiques de la colonne sédimentaire.



| Inhalt       |  | Seite |
|--------------|--|-------|
| 1.           | Einleitung   | 1     |
| 1.1          | Zielsetzung  | 3     |
| 1.2          | Das Arbeitsgebiet im östlichen Südatlantik   | 5     |
| 1.3          | Ozeanographie und Paläoozeanographie des Südatlantiks  | 7     |
| 2.           | Meßmethodik  | 12    |
| 2.1          | Das PARASOUND Sedimentecholot  | 12    |
| 2.2          | Digitalisierung von PARASOUND Signalen   | 16    |
| 2.3          | Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit  | 17    |
| 2.4          | Messung sedimentologischer Parameter   | 20    |
| 3.           | Sedimentechographie  | 21    |
| 3.1<br>3.1.1 | Sedimente und Sedimentstrukturen in Echolotaufzeichnungen<br>Sedimentstrukturen vor der Kongomündung (Profil A | 21    |
| 01111        | M 6-6)   | 25    |
| 3.1.2        | Sedimentstrukturen vor Angola (Profil B. M 6-6)  | 33    |
| 3.1.3        | Sedimentstrukturen vor Namibia (Profil C. M 6-6)   | 44    |
| 3.1.4        | Sedimentstrukturen des Walfisch Rückens (Profil D. M 6-6)  | 50    |
| 3.1.5        | Sedimentstrukturen des Angola Beckens (M 6-6)  | 55    |
| 3.1.6        | Sedimentstrukturen am Mittelatlantischen Rücken  |       |
|              | (Profil C, M 9-4)  | 58    |
| 3.2          | Resümee  | 63    |
| 4.           | Physikalische und sedimentologische  |       |
|              | Parameter mariner Sedimente  | 65    |
| 4.1          | Grundlagen und Stand der Forschung   | 65    |
| 4.1.1        | Sedimentphysik und Sedimentologie, Kongomündung  |       |
|              | (Profil A, M 6-6)  | 72    |
| 4.1.2        | Sedimentphysik und Sedimentologie, Angolanischer   |       |
|              | Kontinentalrand (Profil B, M 6-6)  | 74    |
| 4.1.3        | Sedimentphysik und Sedimentologie, Namibischer   |       |
|              | Kontinentalrand (Profil C, M 6-6)  | 81    |
| 4.1.4        | Sedimentphysik und Sedimentologie, Walfisch Rücken   |       |
|              | (Profil D, M 6-6)  | 86    |
| 4.1.5        | Sedimentphysik und Sedimentologie, Angola- und   |       |
|              | westliches Guinea Becken (M 6-6)   | 99    |

| 4.1.6 | Sedimentphysik und Sedimentologie, Mittelatlantischer       |     |  |
|-------|---|-----|--|
|       | Rücken - Brasil Becken (Profil C, M 9-4)                    | 104 |  |
| 4.2   | Resümee   | 113 |  |
| 5.    | Synthetische und digitale Seismogramme                      | 120 |  |
| 5.1   | Berechnung synthetischer Seismogramme                       | 120 |  |
| 5.2   | Digitale Seismogramme                                       | 123 |  |
| 5.3   | Schichtauflösung dünner Schichten und Entstehung von        |     |  |
|       | Interferenzen   | 125 |  |
| 5.4   | Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen          |     |  |
|       | PARASOUND Registrierungen und analogen PARASOUND            |     |  |
|       | Echogrammen   | 127 |  |
| 5.4.1 | Kongomündung (Profil A, M 6-6)                              | 128 |  |
| 5.4.2 | Angolanischer Kontinentalrand (Profil B, M 6-6)             | 128 |  |
| 5.4.3 | Namibischer Kontinentalrand (Profil C, M 6-6)               | 136 |  |
| 5.4.4 | Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6)                           | 145 |  |
| 5.4.5 | Angola- und westliches Guinea Becken (M 6-6)                | 161 |  |
| 5.4.6 | Mittelatlantischer Rücken - Brasil Becken (Profil C, M 9-4) | 166 |  |
| 5.5   | Impedanzmodelle und Diskretisierung                         | 189 |  |
| 5.6   | Resümee und Diskussion                                      | 195 |  |
| 6.    | Zusammenfassung   | 200 |  |
| 7.    | Literatur   | 203 |  |

Seite

Danksagung

.

·

#### 1. Einleitung

Die im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 261 "Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen" während der METEOR Expeditionen M 6-6 und M 9-4 durchgeführten geophysikalischen Arbeiten umfassen hochauflösende seismische und sedimentphysikalische Messungen. Ziel der Untersuchungen ist physikalische Strukturen in der Sedimentsäule als Abbild von variierenden klimatischen und ozeanographischen Umweltfaktoren zu verstehen.

Der Einsatz marin-seismischer Systeme dient der Untersuchung der ozeanischen Kruste und ihrer Sedimentbedeckung, aber auch der Erkundung mariner Kohlenwasserstofflagerstätten. Die in der Regel digitalen seismischen Registrierungen werden nach einer speziellen Datenbearbeitung analysiert und interpretiert. Die verschiedenen seismischen Systeme umfassen ein Frequenzspektrum von einigen Hertz bis zu wenigen Kilohertz und liefern entsprechend Signaleindringungen von mehreren Zehnerkilometern bis einigen Metern.

Hochfrequente Echolotsysteme (2 bis 12 kHz) sind seit den fünziger Jahren für bathymetrische, marin-geologische und -geophysikalische Fragestellungen von Bedeutung (Luskin et al., 1954; Knott & Hursey, 1956). Ihr Einsatz erfolgt seitdem vielfach routinemäßig. Echolotaufzeichnungen dienen bisher einer vorwiegend qualitativen Beschreibung von Sedimentstrukturen und der Interpretation von Sedimentations-, Erosions- und Strömungsprozessen (Jacobi, 1976; Embley, 1980; Flood & Shor, 1983; Flood & Shor, 1988; Manley & Flood, 1988; Manley & Flood, 1989; Manley, 1989; Mienert, 1986). Es werden ferner großräumige Kartierungen des Meeresbodens nach einer Klassifizierung von verschiedenen Echotypen durchgeführt (Damuth, 1975; Damuth & Hayes, 1977; Embley & Langseth, 1977; Damuth, 1980). Die zumeist fest auf dem Schiff installierten Echolotsysteme erfordern gegenüber geschleppten, tieffrequenteren marin-seismischen Systemen einen wesentlich geringeren Aufwand und liefern eine höhere Auflösung der hier erfaßten Tiefenbereiche von maximal 100 m. Echolotdaten liegen jedoch üblicherweise nur als analoge schwarz-weiß Papieraufzeichnungen vor, so daß keine anschließende Datenbearbeitung möglich ist.

Das auf dem Forschungsschiff METEOR verfügbare PARASOUND Echolotsystem (Krupp Atlas Elektronik) bietet im Vergleich zu herkömmlich eingesetzten 3.5 kHz Echoloten einige technische Besonderheiten, die häufig eine besseren Auflösung der Sedimentstrukturen liefern (Heinrich, 1986). Das parametrische Funktionsprinzip der Anlage ermöglicht sowohl eine Variation der Sendefrequenz und der Pulslänge, als auch eine Bündelung der Schallenergie auf nur 4°, wodurch Verluste durch sphärische Divergenz und Streuung bedeutend verringert werden. Zusätzlich besteht seit einiger Zeit die Möglichkeit einer digitalen Signalregistrierung und somit einer effektiveren Nutzung des Informationsgehalts der akustischen Daten.

Die Entstehung seismischer Reflexionen ist an geologische Grenzflächen mit Kontrasten der physikalischen Parameter gebunden. Die Untersuchung dieser Parameter ist in der marinen Geophysik und Geologie für die Lösung zahlreicher wissenschaftlicher und technischer Fragestellungen von Bedeutung (Hamilton, 1956; 1970; 1971a; 1971b; 1979; Horn et al., 1968; Schreiber, 1968; Mayer, 1980; Schön, 1984). Die Bestimmung physikalischer und sedimentologischer Parameter kann (quasi-) kontinuierlich und somit hochauflösend an Sedimentkernen durchgeführt werden. Tiefenprofile dieser Parameter können die Variationen klimatischer und ozeanographischer Umweltsignale abbilden (Mayer, 1980; Mienert, 1986; Mienert & Schultheiss, 1989). So wird beispielsweise die Dichte von Tiefseesedimenten häufig durch den Karbonatgehalt geprägt. Zyklisch variierende Karbonatgehalte in den oberen Metern der Sedimentsäule sind eng an globale Glazial-/ Interglazialzyklen der letzten 2 Millionen Jahre gekoppelt (Berger & Mayer, 1978; Mayer, 1979a; 1979b; 1980; Balsam & McCoy, 1987). Klimatische und ozeanographische Umweltfaktoren bilden sich somit unter bestimmten Voraussetzungen in Karbonat- und Dichtevariationen ab.

Der Untersuchung der Kompressionswellengeschwindigkeit (P-Wellengeschwindigkeit) und Dichte im Sediment gilt bei der seismischen Erkundung besonderes Interesse, da sie die Bestimmung akustischer Parameter ermöglichen. Die Berechnung synthetischer Seismogramme aus Bohrlochdaten zum Vergleich mit seismischen Registrierungen liefert in der tieffrequenteren Reflexionsseismik eine Verbindung zwischen Reflexionen und geologischen Ereignissen (Sheriff, 1977). In mit herkömmlicher Reflexionsseismik erfaßten Tiefenbereichen stellt die seismische Geschwindigkeit des Gesteins den wichtigsten Parameter bei der Entstehung von Reflexionshorizonten dar, während die Variationen der Gesteinsdichte eine unwesentliche Rolle spielen In unverfestigten, Stegena, 1977). (Meissner & relativ homogenen Tiefseesedimenten dominieren dagegen die Dichtevariationen und fließen stärker in die Bestimmung akustischer Gesteinsparameter ein. Da die Dichte,

häufig durch den Karbonatgehalt gesteuert, einen wichtigen Einfluß auf die akustischen Eigenschaften eines Sediments besitzt, enthalten Reflexionsmuster in diesen Sedimenten ebenfalls ein wichtiges paläoklimatisches Signal (Mayer, 1979b; 1980).

## **1.1 Zielsetzung**

Arbeit behandelt Die vorliegende den Einfluß physikalischer und Strukturen quartären sedimentologischer von Tiefseesedimenten des Südatlantiks auf die Entstehung von Reflexionen in hochauflösenden Echolotregistrierungen (2.5 bis 5.5 kHz). Das auf dem Forschungsschiff METEOR installierte PARASOUND Echolotsystem (Krupp Atlas Elektronik) liefert aufgrund seines parametrischen Funktionsprinzips qualitativ hochwertige analoge Aufzeichnungen der oberen 100 m Sedimentsäule. Echolotprofile von den METEOR Expeditionen M 6-6 (1988) und M 9-4 (1989) im äquatorialen Südatlantik weisen sehr vielfältige Reflexionsmuster und Sedimentstrukturen vom westafrikanischen Kontinentalrand, Walfisch Rücken, Angola und Guinea Becken, Mittelatlantischen Rücken und Brasil Becken auf. Mit der Untersuchung dieser analogen, akustischen Profile wird eine Beschreibung und qualitative Interpretation von lokalen Sedimentations-, Erosions- und Strömungsprozessen angestrebt.

Aus den Untersuchungsgebieten im Südatlantik liegen Schwerelotkerne vor, an denen (quasi-) kontinuierlich sedimentphysikalische Parameter, wie Kompressions-Wellengeschwindigkeit (P-Wellengeschwindigkeit), Feuchtraumgewicht (Naßdichte), Porosität, Karbonat- und Sandgehalt bestimmt wurden. Da seismische Reflexionen an geologischen Grenzflächen entstehen, die im allgemeinen mit Kontrasten der physikalischen Parameter verbunden sind, sollen die Abhängigkeiten zwischen diesen Parametern an ausgewählten Schwerelotkernen unter Betrachtung der Kernlithologie analysiert werden. Besondere Aufmerksamkeit wird dabei den Parametern P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte zukommen, da sie direkt in die Berechnung akustischer Parameter, wie der akustischen Impedanz und Reflexionskoeffizienten einfließen. Es gilt weiterhin zu untersuchen, inwiefern die physikalischen Parameter charakteristisch für verschiedener Sedimenttypen und Sedimentationsmilieus sind. Physikalische und sedimentologische Parameter stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit klimatischen und ozeanographischen Variationen. Es soll deshalb untersucht werden, ob und wie sie sich als Signale quartärer Umweltbedingungen abbilden.

Die **P-**Berechnung synthetischer Seismogramme aus den Wellengeschwindigkeiten und Naßdichten der Sedimentkerne erlaubt einen direkten Vergleich der sedimentphysikalischen Parameter mit den analogen PARASOUND Aufzeichnungen der Kernstationen. Dieser Vergleich sollte es ermöglichen, bestimmte lithologische Variationen charakteristischen Reflexionsmustern zuzuordnen. Bei einer Analyse des Vergleichs synthetischer Seismogramme mit Echolotaufzeichnungen müssen gerätespezifische Eigenschaften und physikalische Effekte, wie spärische Divergenz und Streuung der Schallsignale berücksichtigt werden.

Auf der METEOR Expedition M 9-4 wurde erstmals eine Datenerfassungsanlage zur digitalen Registrierung der PARASOUND Echolotsignale eingesetzt. Der Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen Seismogrammen erlaubt eine Betrachtung der Phasen und Amplituden. Die Frequenzvariabilität des PARASOUND Echolotes von 2.5 bis 5.5 kHz, entsprechend Wellenlängen von etwa 60 bis 30 cm, ermöglicht die Durchführung synthetischer und digitaler Frequenztests, die es erlauben sollen den Einfluß von Interferenzen auf Reflexionsmuster abzuschätzen. Synthetische Seismogramme von vereinfachten Schichtmodellen sollen die Auswirkung hochfrequenter Variationen der physikalischen Eigenschaften auf die Entstehung von Reflexionen untersuchen.

## 1.2 Das Arbeitsgebiet im östlichen Südatlantik

Die vorliegenden geoakustischen Untersuchungen umfassen die Arbeitsgebiete der METEOR Expeditionen M 6-6 (1988) und M 9-4 (1989) im äquatorialen Südatlantik. Es wurden drei Bereiche des westafrikanischen Kontinentalrandes zwischen 5°S und 17°S, der östliche Walfischrücken, das Angola Becken und das Gebiet vom Guinea Becken im östlichen Südatlantik über den Mittelatlantischen Rücken bis in das Brasil Becken im westlichen Südatlantik bearbeitet (Abb. 1.1). Tabelle 1 gibt die geographischen Positionen, die Wassertiefen und die Längen der für detaillierte Studien ausgewählten Kerne an.

**Tabelle 1:** Kernnummern mit geographischen Positionen, Wassertiefen undKernlängen.

| Kern-  | geograph. Position    | Wassertiefe | Kernlänge |
|--------|-----------------------|-------------|-----------|
| nummer |                       | (m)         | (cm)      |
|        |                       |             |           |
| 1008-3 | 06°34.9'S / 10°19.1'E | 3124        | 1205      |
| 1016-3 | 11°46.2'S / 11°40.9'E | 3411        | 1241      |
| 1017-2 | 11°44.4'S / 10°33.0'E | 3810        | 974       |
| 1018-5 | 11°43.4'S / 08°54.4'E | 4528        | 730       |
| 1023-5 | 17°09.4'S / 11°00.7'E | 1978        | 950       |
| 1024-2 | 17°09.8'S / 10°41.8'E | 2799        | 1693      |
| 1026-2 | 17°09.0'S / 08°53.8'E | 4616        | 1642      |
| 1028-5 | 20°06.2'S / 09°11.2'E | 2209        | 1079      |
| 1031-4 | 21°52.8'S / 07°06.1'E | 3105        | 1078      |
| 1032-3 | 22°54.9'S / 06°02.2'E | 2505        | 524       |
| 1035-4 | 21°35.2'S / 05°01.7'E | 4453        | 1067      |
| 1036-1 | 21°10.4'S / 03°19.3'E | 5073        | 1076      |
| 1037-5 | 13°09.2'S / 00°08.7'E | 5632        | 540       |
| 1040-1 | 05°34.6'S / 01°48.5'W | 4829        | 1079      |
| 1041-3 | 03°28.5'S / 07°36.0'W | 4033        | 1153      |
| 1116-2 | 03°37.4'S / 13°11.2'W | 3472        | 1490      |
| 1117-2 | 03°48.9'S / 14°53.8'W | 3984        | 530       |
| 1118-3 | 03°33.6'S / 16°25.7'W | 4671        | 1220      |
| 1119-1 | 02°59.1'S / 18°23.4'W | 5164        | 950       |



Abb. 1.1: Arbeitsgebiete der METEOR Expeditionen M 6-6 und M 9-4 im äquatorialen Südatlantik mit den bearbeiteten Echolotprofilen und Kernstationen.

Der östliche Südatlantik wird durch den Mittelatlantischen Rücken (MAR), der seit der frühen Kreide eine tektonisch aktive Spreizungszone bildet, und den heute tektonisch inaktiven Walfisch Rücken geographisch in das Kap Becken und das Angola Becken unterteilt. Das Angola Becken wird im Norden durch die Guinea Schwelle vom Guinea Becken getrennt. Die Topographie des westlichen Angola Beckens ist durch zahlreiche E-W streichenden Transform Störungen und ihre vulkanischen Strukturen charakterisiert. wie Die großen topographischen Erhebungen, der Mittelatlantische Rücken und der Walfisch Rücken, stellen seit dem Entwicklungsbeginn des Südatlantiks in der frühen Kreide effektive Barrieren für Bodenwasserströme und den damit verbundenen Sedimenttransport dar (Kennett, 1982).

Seit dem Beginn des Känozoikums vor etwa 65 Millionen Jahren ist die Sedimentationsgeschichte des Südatlantiks eng mit der des Weltmeeres verbunden. Globale Prozesse steuern beispielsweise die Lage der Karbonatkompensationstiefe (Carbonate Compensation Depth, CCD) und der Lysokline, die Bioproduktivität des Oberflächenwassers, sowie Erosions- und Lösungsprozesse durch Bodenwasser im Bereich des gesamten Atlantiks (Kennett, 1982).

## 1.3 Ozeanographie und Paläoozeanographie des Südatlantiks

Die antizyklonische Zirkulation des Oberflächenwassers im Südatlantik wird vorwiegend durch die Winde der SE-Passate zwischen dem Äquator und 30°S angetrieben. Die SE-Passate erzeugen den Südäquatorialstrom, der nach Westen auf die südamerikanische Seite des Südatlantiks fließt und dort, entlang des südamerikanischen Kontinents, als Brasil Strom nach Süden gelenkt wird. Auf der geographischen Breite der Subtropischen Konvergenz bei etwa 40°S strömt der Brasil Strom als Teil des Antarktischen Zirkumpolarstromes nach Osten und an der südafrikanischen Küste mit Zufluß aus dem Indischen Ozean (Agulhas Strom) als Benguela Strom nach Norden. Am Äquator besitzt der südatlantische Oberflächenstrom im Bereich des Südäquatorialstroms eine Mächtigkeit von ungefähr 200 m; im Bereich der Subtropischen Konvergenz ist er etwa 800 m mächtig (Pickard & Emery, 1982). Abbildung 1.2 zeigt die vereinfachte Bathymetrie und Oberflächenzirkulation im Südatlantik.

Während der Brasil Strom eine hohe Temperatur und Salinität besitzt, ist der Benguela Strom durch die Vermischung mit subantarktischem Wasser kühl



Abb. 1.2: Vereinfachte Bathymetrie und Oberflächenzirkulation im Südatlantik (aus Pickard & Emery, 1982)

und weniger salin (Pickard & Emery, 1982). Die Temperatur des Benguela 8 °C die durchschnittlichen Stroms ist um etwa geringer als Wassertemperaturen auf dieser Breite im Südatlantik (Darbyshire, 1966). Der Benguela Strom erzeugt vor der westafrikanischen Küste ein 180 km breites Auftriebsgebiet, das sich von etwa 35°S bis 15°S erstreckt. Das durch die vorherrschenden SE-Passate nach N-NW fließende Oberflächenwasser des Benguela Stroms wird rasch durch noch kühleres (10 bis 16 °C) und weniger salzreiches (34.6 bis 35.0 °/00) Wasser aus 100 bis 200 m Tiefe ersetzt. Bei den aufsteigenden Wassermassen handelt es sich um Südatlantisches Zentralwasser, das sich vermutlich durch eine Mischung aus abkühlendem Subtropischem Oberflächenwasser und Antarktischem Zwischenwasser bildet (Darbyshire, 1966; van Leeuwen, 1989). Die entstehende nährstoffreiche Zone mit hoher Bioproduktivität reicht bis 23°S, wo der Hauptarm des Benguela Stroms allmählich nach W-NW von der afrikanischen Küste abbiegt (Embley & Morley, 1980). Ein Teil des Benguela Stroms fließt küstenparallel weiter bis 13°S in das Angola Becken.

Etwa 20% des Bodenwassers im Angola und Guinea Becken stammt aus dem Antarktischen Ozean (van Bennekom & Berger, 1984). Das dort produzierte kalte Antarktische Bodenwasser (AABW) sinkt auf Grund seiner größeren Dichte ab und dringt auf der westlichen Seite des Südatlantiks bis in den Nordatlantik vor. Ein kleiner Teil dieses Tiefenwassers fließt durch das Argentinien Becken, das Brasil Becken und über den Mittelatlantischen Rücken, die Romanche Bruchzone in das Guinea Becken und nach Süden in das Angola Becken. Im Bereich des östlichen Südatlantiks wird nur das Kap Becken bis zum Walfisch Rücken durch einen direkten Zufluß mit AABW versorgt. Ein weiterer Zufluß von AABW in das Angola Becken erfolgt durch die Walfisch Passage im südwestlichen Bereich des Walfisch Rückens bei 36°S/7°W (Connary & Ewing, 1974). Die Schwellentiefe der Walfisch Passage liegt bei 4200 m Wassertiefe. Das Tiefenwasser aus dem Angola Becken und das AABW aus dem Kap Becken sind bereits auf einer Breite von 30°S vollständig durchmischt (Connary & Ewing, 1974).

Der Hauptanteil des Tiefenwassers im Guinea- und Angola Becken ist als Nordatlantisches Tiefen- und Bodenwasser (NADW) nach Süden eingeflossen. Diese Wassermassen werden von Anarktischem Zwischenwasser und Südatlantischem Zentralwasser überlagert. Da der östliche Südatlantik mit Ausnahme des Kap Beckens keinem direkten Zufluß von kaltem, erosivem Bodenwasser unterliegt und die physikalischen Eigenschaften der tiefen Wassermassen keine starken Kontraste besitzen, ist der Einfluß thermohaliner Strömungen auf die Bildung von Sedimentstrukturen eher gering.

Die Vereisung der Polkappen während der pleistozänen Glazialzeiten beeinflußte die ozeanographischen Verhältnisse im Südatlantik der niedrigen Breiten. Die Ausdehnung der Polarfronten im Glazial wirkte sich sowohl auf den Verlauf der regionalen Oberflächenwasserströmungen als auch auf die Verteilung der Tiefenwassermassen aus. Der Zufluß an AABW in den Südatlantik war während der Glazialzeiten vermutlich höher als während der Interglazialzeiten. Durch die Verschiebung der Südpolarfont nach Norden wurde die Wärmezufuhr in den Nordatlantik reduziert, was vermutlich zu einer Verringerung der Produktion an NADW führte, jedoch eine Erhöhung der Produktion an Nordatlantischem Zwischenwasser bedingte (Boyle & Keigwin, 1987). Der küstenparallele Benguela Strom intensivierte sich und verlagerte sich während der Glazialzeiten weiter nach Norden. Dies zieht eine nordwärtige Verschiebung des küstennahen Auftriebsgebietes nach sich, dessen Einfluß sich bis in das Gebiet der Kongomündung erstreckte (Bornhold, 1973; Jansen et al. 1984; Jansen 1985; Diester-Haas, 1985).

Inwiefern sich die Tiefenlage der CCD und der Lysokline im Südatlantik während der Kaltzeiten veränderte wird konträr diskutiert. Kennett (1982) und Bornhold (1973) gehen von einer Verlagerung der CCD und der Lysokline in den Glazialen aus, wobei die Lage während der Interglaziale der heutigen in 5600 m und 4800 m Wassertiefe entspricht. Während der Glazialzeiten soll die CCD im Südatlantik bei etwa 3000 m Wassertiefe gelegen haben. Jansen (1985) beschreibt dagegen ein konstantes Tiefenniveau der CCD und der Lysokline im Angola Becken während der Glazial- und Interglazialzeiten. Danach lag die CCD etwa zwischen 4300 und 4500 m und die Lysokline etwa zwischen 3800 und 4000 m Wassertiefe. Weiterhin bezweifelt Jansen (1985) einen verstärkten Zufluß an korrosivem AABW im Angola Becken während der Glazialzeiten. Er geht davon aus, daß die Lösung von Karbonat erst postsedimentär mit regionalen Veränderungen der Chemie des Tiefenwassers einsetzte.

Die für die Sedimente des äquatorialen Südatlantiks häufug beobachteten Variationen des Karbonatgehalts mit Karbonatmaxima im Holozän und den Interglazialzeiten entstehen offensichtlich durch die Änderungen der Akkumulationsraten von Karbonat. Diese Variationen werden durch eine Verdünnung mit nichtkarbonatischem, terrigenem Material während der Glazialzeiten verstärkt (Jansen, 1985; Balsam & McCoy, 1987). Dean & Gardner (1985) untersuchten an Sedimentproben vom Walfisch Rücken die zyklischen Variationen von Karbonatgehalten, die mit hellen und dunklen Sedimentpartien korrelieren. Die hellen, karbonatreichen Lagen wurden in den Interglazialstadien und die dunklen, karbonatärmeren Lagen in den Glazialstadien abgelagert. Die Entstehung dieser Zyklen durch Lösung des Karbonats in den Glazialen wird ausgeschlossen, vielmehr auf einen Verdünnungseffekt mit terrigenem Material vom nahen Schelfgebiet zurückgeführt. Globale Meeresspiegelschwankungen, verursacht durch die Vergrößerung des Eisvolumens an den Polkappen, führten in den pleistozänen Glazialzeiten zur Freilegung der Schelfregion und zu einem verstärkten Eintrag terrigener Sedimente.

#### 2. Meßmethodik

## 2.1 Das PARASOUND Sedimentecholot

Das Funktionsprinzip von Echolotsystemen, die in der marinen Sedimentechographie eingesetzt werden, besteht in der mechanischen oder elektrischen Anregung von Schwingern, sogenannten Wandlerbasen, zur eines näherungsweise kegelförmigen Schallsignals. Die Aussendung Wandlerbasen dienen in der Regel auch als Empfänger für die am Meeresboden und in der Sedimentsäule reflektierte Schallenergie.

Die auf FS METEOR installierte PARASOUND Echolotanlage (Krupp Bremen) kombiniert ein Tiefseevermessungsecholot Atlas Elektronik, (NBS = Narrow Beam System) zur Bestimmung der Wassertiefe mit einem Sedimentvermessungsecholot (SBP = Sub-Bottom Profiler). Die Anlage besteht aus einer Sende- und Empfangselektronik, einer Wandlerbasis mit 128 Einzelschwingern, die als Sende- und Empfangselemente dienen, der Kontrolkonsole mit Farbbildschirm 'Echoscope Color', dem Vermessungsecholot DESO 25 mit analoger Aufzeichnung und dem Hub- und Rollkompensator HECO 10 (Abb. 2.1). Das Funktionsprinzip des PARASOUND Systems beruht auf der Aussendung von Schallwellen im Frequenzbereich von 18 bis 23.5 kHz. Signale mit einer Primärfrequenz von 18 kHz werden von Schallwellen einer zweiten Primärfrequenz überlagert, die in Schritten von 0.5 kHz zwischen 21.5 und 23.5 kHz wählbar ist. Aus der beiden geringen Überlagerung der Primärfrequenzen mit relativ Frequenzunterschieden und der nichtlinearen akustischen Kennlinie der Wassersäule resultiert der sogenannte parametrische Effekt (z. B. Berktay, 1965; Bjørnø, 1976). Er führt zur Bildung von Differenzfrequenzen der Primärfrequenzen zwischen 2.5 und 5.5 kHz. Neben den Frequenzen sind auch die Längen der Sendeimpulse der PARASOUND Anlage variabel. Es können zur Optimierung der gewünschten Eindringung 1 bis 8 Schwingungen gewählt werden. Bei einer Frequenz von 4 kHz beträgt eine Pulslänge 0.25 ms.

Für den Einsatz als Sedimentecholot stehen zwei Betriebsarten zur Verfügung; bis zu einer Wassertiefe von etwa 1000 m ein rein parametrischer Betrieb, für größere Wassertiefen ein sogenannter parametrischer Pilottonbetrieb. Die Bestimmung der Wassertiefe erfolgt im normalen parametrischen Betrieb, bei abwechselndem Senden und Empfangen der parametrischen Signale, über das Herausfiltern der Schallaufzeit des 18 kHz



Wandlerbasis mit 128 Schwingerelementen

Abb. 2.1: Betriebselemente des PARASOUND Echolotes (Krupp Atlas Elektronik).

Signalanteils. Der parametrische Pilottonbetrieb stellt eine Kombination des NBS- und des SBP-Systems dar. Zur Ermittlung der Wassertiefe wird vor den parametrischen Signalen über 20 ms ein 18 kHz NBS-Signal ausgesandt. Anschließend erfolgt in Abhängigkeit von der ermittelten Wassertiefe die Aussendung einer Serie parametrischer Signale, die einen Abstand von 400 ms besitzen. Die Anzahl der jeweils abgesandten Signale ist von einem einzustellenden Tiefenbereich (5000 oder 10000 m) abhängig. Für einen zu erwartenden Tiefenbereich von 5000 m steht ein Zeitraum von 8.3 s und für einen Tiefenbereich von 10000 m 13.7 s für den Sende- und Empfangsvorgang zur Verfügung. Die Anzahl der abgesandten Signale errechnet sich nach der Gleichung:

n = (2 Wassertiefe/Wasserschallgeschwindigkeit/Signalabstand)-2

Dabei wird die Wassertiefe in Metern angegeben, die Wasserschallgeschwindigkeit beträgt 1500 m/s und der Signalabstand 0.4 s.

Bei einer aktuellen Wassertiefe von 3000 m und einem eingestellten Tiefenbereich von 5000 m werden somit 8 Signale in einem Zeitraum von 3.2 s abgesandt. Ein gleichlanges Zeitfenster wird für den Empfang benötigt. Ab einer Wassertiefe von etwa 4200 m und einem eingestellten Tiefenbereich von 5000 m werden 12 Signale über einen Zeitraum von 5.6 s abgesandt, es bleiben dann jedoch nur 2.7 s zum Empfang von 4 Signalen übrig. Zum Vergleich stehen bei derselben Wassertiefe im Tiefenbereich von 10000 m verbleiben für den Empfang der Signalfolgen 8.1 s, und es können alle 12 ausgesandten Signale auch empfangen werden. Der Wechsel des Tiefenbereiches von 5000 auf 10000 m sollte deshalb ab Wassertiefen zwischen 3500 und 4000 m vorgenommen werden. Auch der Papiervorschub des Echoschreibers DESO 25 wird über die Einstellung des Tiefenbereiches gesteuert. Bei 5000 m erfolgt der Papiervorschub mit einer Geschwindigkeit von 36 mm/Minute, bei 10000 m mit einer Geschwindigkeit von 18 mm/Minute. Da der Abstand der Signalfolgen im 10000 m Tiefenbereich größer ist, bleibt die Anzahl der aufgezeichneten Signale pro Zeitintervall fast konstant. Der parametrische Pilottonbetrieb des PARASOUND Echolotes ermöglicht es somit, auch in großen Wassertiefen eine hohe laterale Auflösung aufrecht zu erhalten.

Bereits in den 128 Wandlerbasen erfolgt eine Verstärkung und Stapelung der empfangenen Signale. Danach werden die Absolutwerte (Einhüllenden) von den phasentreuen Signalen berechnet, als kontinuierliche Echogramme auf dem Farbbildschirm des 'Echoscope Color' und als schwarz-weiß

Papieraufzeichnungen auf dem DESO 25 dargestellt. Die Einhüllenden werden nach Überschreiten einer wählbaren Amplitudenschwelle als Schwärzung auf thermosensitivem Papier aufgezeichnet. Das dargestellte Tiefenfenster beträgt wahlweise 20 m, 50 m, 100 m oder 500 m und muß bei variierender Während Topographie manuell nachgeführt werden. METEOR der Expeditionen M 6-6 und M 9-4 wurde ein Tiefenausschnitt von 100 m gewählt. In kurzen Zeitabständen erfolgen auf den Papierregistrierungen automatisch Annotierungen der Sendefrequenz, Impulslänge, Wassertiefe und des Aufzeichnungsbereiches, sowie stündlich des Datums und der Schiffsposition. Auf dem Farbbildschirm werden die Einhüllenden der Echogramme und ihre farbig abgestufte Amplitudenverteilung dargestellt. Sie liefern zusätzliche wertvolle Informationen, sowohl über laterale Energievariationen, als auch über die aktuelle Energieverteilung in der Sedimentsäule.

Der durch den parametrischen Effekt hervorgerufene, eng gebündelte Schallstrahl erfordert eine exakte Kompensation der Hub- und Rollbewegungen des Schiffes, die an Bord der METEOR durch das Peripheriegerät HECO 10 realisiert wird.

Der Vorteil des PARASOUND Systems gegenüber herkömmlichen 3.5 kHz Sedimentecholoten besteht, neben dem Einsatz des Pilottonbetriebes, in der Verwendung hoher Primärfrequenzen von 18 bis 23.5 kHz, die eine Fokussierung des Schallkegels auf einen Winkel von 4° ermöglichen. Die vom Schallstrahl überdeckte Meeresbodenoberfläche beträgt nur 7% der Wassertiefe, im Gegensatz zu 36% mit einem Öffnungswinkel von 20° bei herkömmlichen 3.5 kHz Echoloten. Die effektivere Energieverteilung auf dem Meeresboden bewirkt eine hohe vertikale und laterale Auflösung von Sedimentstrukturen. In den Sedimenten des östlichen Südatlantiks wurden Eindringtiefen der Schallsignale von maximal 100 m erreicht. Profile, die im nordöstlichen Atlantik sowohl mit dem PARASOUND Echolot als auch mit einem herkömmlichen 3.5 kHz Echolot registriert wurden, zeigen deutlich die Überlegenheit des PARASOUND Systems bezüglich der Eindringung und der Auflösung von Sedimentstrukturen (Heinrich, 1986).

Die Qualität der PARASOUND Aufzeichnungen ist in gewissem Maße von der Erfahrung des Benutzers abhängig. Häufiges Umschalten der Frequenzen und der Pulslängen und die Veränderung des analogen Amplitudenschwellenwertes für die Papierschwärzung erschweren häufig den qualitativen Vergleich von Registrierungen aus verschiedenen Gebieten. Ein zu niedrig gesetzter Schwellenwert führt insbesondere zu einer Zunahme von Rauschsignalen, die das Reflexionsmuster überdecken. Wurde ein zu hoher Schwellenwert gewählt, werden tieferliegende, schwächere Reflexionen unterdrückt. An topographischen Erhebungen mit Hangneigungen  $> 4^{\circ}$  wird das enggebündelte PARASOUND Signal stark gestreut, so daß teilweise keine Reflexionen empfangen und aufgezeichnet werden können. Ein weiteres, häufig zu beobachtendes Phänomen, das im Vergleich zu herkömmlichen 3.5 kHz Registrierungen jedoch in sehr viel geringerem Maße auftritt, sind Seitenechos (hyperbolische Echos), die durch kleinere, morphologische Strukturen hervorgerufen werden.

#### 2.2 Digitalisierung von PARASOUND Signalen

Aufgrund der während der METEOR Expedition M 6-6 im Frühjahr 1988 gesammelten, insgesamt positiven Erfahrungen mit dem PARASOUND Echolot wurden apparative Einrichtungen zur Digitalisierung der Seismogramme entwickelt. Die ersten digitalen Registrierungen konnten während der METEOR Expedition M 9-4 im Frühjahr 1989 registriert werden. Die Digitalisierung wurde über eine Datenerfassunganlage realisiert, die mit einem Voltmeter für den schnellen Datentransfer und einem Multiplexer für die Registrierung der verschiedenen Signale (Einhüllende, phasentreues Signal, 18 kHz Signal) ausgestattet ist. Das System wird über einen Steuerrechner mit einem 100 MByte Festplattenspeicher und einem Farbbildschirm bedient. Die phasentreuen Seismogramme werden über eine Aufzeichnungslänge von 133 ms (entsprechend einer P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s bei einer maximalen Signaleindringung von 100 m) mit einer Frequenz von 40 kHz abgetastet. Auf Kernstationen wurden Puls-Frequenz-Tests durchgeführt und systematisch 10 bis 15 Seismogramme jeder verfügbaren Frequenz zwischen 2.5 und 5.5 kHz mit verschiedenen Pulslängen registriert.

# 2.3 Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit

Die Kompressions- oder P-Wellengeschwindigkeiten der Sedimente wurden vorwiegend bereits an Bord während der Expeditionen an den noch ungeöffneten Schwerelotkernen bestimmt. Die Messungen erfolgten nachdem sich die Temperatur der Sedimente an herrschenden Umgebungstemperaturen von etwa 24 bis 28°C angeglichen hatte. Die erste, auf der METEOR Expedition M 6-6 eingesetzte Gerätekonfiguration zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit (Abb. 2.2) bestand aus einem Impulsgenerator (PUNDIT, CNS Electronics), einem Schallgeber und -aufnehmerpaar (Transducer) mit 5 mm Durchmesser und einer Hauptfrequenz von 500 kHz sowie einem digitalen Speicheroszilloskop (Nicolet 320). Der Impulsgenerator erzeugt einen Rechteckimpuls, der Sedimentkern im Durchmesser (etwa 120 mm) durchläuft. Die Signallaufzeiten und -formen werden mit dem Transientenrekorder registriert. Der Ersteinsatz des empfangenen Signals wurde visuell, der Laufweg mit einer mechanischen Schieblehre bestimmt. Um eine hochauflösende Verteilung der P-Wellengeschwindigkeit in der Sedimentsäule zu erreichen, erfolgte die Bestimmung des Parameters im Abstand von jeweils 3 cm. Die verfügbare Schallenergie reicht nicht aus, um die dicken Endkappen der Schwerelotkerne zu durchdringen, so daß an den Enden der Kernsegmente eine Datenlücke von etwa 7 cm entsteht. Der Schallgeber und -nehmer wurden für die Messungen über eine Kunststoffbrücke an gegenüberliegenden Seiten des Schwerelotkerns positioniert, an jedem Meßpunkt durch Schrauben fixiert und an das Sedimentrohr gedrückt. Zur Verbesserung der Schallübertragung auf die Kunststoffrohre der Schwerelotkerne wurde ein hochviskoses Ankopplungsmittel verwandt.

Die Meßapparatur zur Durchschallung der Schwerelotkerne wurde für die METEOR Expedition M 9-4 (1989) wesentlich modifiziert (Abb. 2.3). Als Schallquelle und Schallaufnehmer wurde ein Paar Rollentransducer mit einem Durchmesser von 8 cm und einer Hauptfrequenz von 370 kHz (CNS Electronics) verwendet, die auf einem beweglichen Rahmen angebracht sind und über einen Federzug an die Sedimentrohre gedrückt werden. Durch ihre Teflonbeschichtung wird eine zusätzliche, zeitaufwendige Ankopplung an die Kunststoffrohre überflüssig. Die relativ dicke Teflonummantelung absorbiert jedoch einen Teil der abgestrahlten Energie, so daß das Signal des Impulsgenerators verstärkt werden mußte. Die Seismogramme werden vom Speicheroszilloskop mit einer Abtastrate von  $0.1 \,\mu$ s über eine Signallänge von jeweils 130  $\mu$ s digitalisiert und mit einer Rechnereinheit gespeichert. Die Bestimmung des Ersteinsatzes des Signals erfolgte rechnergesteuert durch die



Abb. 2.2: Skizze der während der METEOR Expedition M 6-6 eingesetzten Gerätekonfiguration zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit.



Abb. 2.3: Skizze des während der METEOR Expedition M 9-4 eingesetzten Meßrahmens und der Gerätekonfiguration zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit. Überschreitung eines Amplitudenschwellenwertes. Der Laufweg wurde über einen induktiven Wegaufnehmer bestimmt, der zwischen Schallgeber und aufnehmer auf den, entlang des Kerns bewegten Rahmen montiert ist.

Die visuelle Bestimmung des Ersteinsatzes der Seismogramme auf dem Transientenrekorder kann zu einem nicht näher zu quantifizierenden Ablesefehler führen. Für hohe Amplituden mit einem steilen Flankenanstieg des ersten Wellenzuges ist dieser Fehler vernachlässigbar. Bei schwächeren Amplituden mit flachen Flankenanstiegen wird der Ersteinsatz vermutlich häufig nach einer größeren Laufzeit bestimmt. Dieser Effekt führt zu Differenzen in der Laufzeit von maximal 1  $\mu$ s und Unterschieden in den Geschwindigkeitswerten von 1 bis 2%. Die Geschwindigkeitswerte werden für die Verzögerungszeit der Impulse in den Transducern, die sogenannte Totzeit des Transducerpaares und für die Laufzeit des Impulses durch die durchschnittlich 2.25 mm dicke Kernrohrwandung korrigiert. Die Totzeit der auf der METEOR Expedition M 6-6 eingesetzten Knopftransducer beträgt 5.43  $\mu$ s; für die während der METEOR Expedition M 9-4 verwandten Rollentransducer wurde eine Totzeit von 26.4  $\mu$ s bestimmt. Die P-Wellengeschwindigkeit in den Kunststoffrohren beträgt 2300 m/s.

Um die Reproduzierbarkeit der Meßwerte zu überprüfen, wurden die Geschwindigkeitsmessungen an einigen Kernsegmenten wiederholt. Die Abweichungen der P-Wellengeschwindigkeit betragen weniger als 1%. Messungen die etwa ein Jahr später an geöffneten Kernen wiederholt wurden, ergaben teilweise erheblich größere Differenzen. Die längere Lagerung der Kerne führt zu einer Kompaktion des Sediments und möglicherweise zu einer Verringerung der Wassergehalte oder zu chemischen Veränderungen, die sich offensichtlich auf die Geschwindigkeitsmessungen auswirken.

Die im Transientenrekorder registrierten Seismogramme ermöglichen eine kontinuierliche Überprüfung der Empfangsqualität der Schallsignale. Bei ungenügendem Kontakt des Sediments an die Kerninnenwandung oder in gashaltigen Sedimenten sind die Amplituden häufig extrem niedrig, und die Ersteinsätze lassen sich nicht mehr sicher bestimmen. Solche Geschwindigkeitswerte wurden in den Kerntiefenprofilen nicht berücksichtigt.

#### 2.4 Messung sedimentologischer Parameter

Naßdichten und Porositäten der Schwerelotkerne werden als sedimentologische Routinemessungen in Abständen von 5 cm über die gesamte Kernlänge gemessen (Müller, unveröffentl. Daten). Dazu wird ein definiertes Sedimentvolumen von 10 ml als Spritzenprobe entnommen und die Naßdichte durch Auswiegen bestimmt. Durch anschließendes Gefriertrocknen der Probe und die Bestimmung des Differenzgewichtes kann der Wassergehalt berechnet werden. Dabei wird eine Salzgehaltskorrektur angebracht. Die Porosität berechnet sich aus dem Verhältnis des Wasservolumens zum Gesamtvolumen der Spritzenprobe; Porosität und Naßdichte verhalten sich demnach umgekehrt proportional zueinander. Die drei Parameter Naßdichte, Porosität und Wassergehalt sind insofern nicht unabhängig voneinander bestimmt worden. Zusätzlich wurden die Karbonatgehalte (Gew.%), Sandgehalte (> 63  $\mu$ m in Gew.%), Opalgehalte (Gew.%) und Analysen der Sauerstoffisotope (d<sup>18</sup> O-Stadien) an einigen ausgewählten Kernen durchgeführt (Bickert, Kretzmann, Meinecke, Müller, Schmidt, Schneider, unveröffentl. Daten).

Mögliche systematische Fehler, die durch die Entnahme der Spritzenproben entstehen sind unbekannt. Es ist ebenfalls ungeklärt, ob systematische Fehler aus dem Kernentnahmeprozess selbst resultieren. Manley (1989) beobachtete bei einem Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalisierten 3.5 kHz Seismogrammen eine Dehnung der Sedimentsäule in Kolbenlotkernen von bis zu 40%. In den untersuchten Kernen fanden sich hier große Risse in den Sedimenten. In den während der METEOR Expeditionen M 6-6 und M 9-4 genommenen Schwerlotkernen gibt es selten deutliche Hinweise auf Kernstörungen. Bei dieser Kernentnahmetechnik ist jedoch eine Stauchung der Sedimente nicht auszuschließen. Eine weitere systematische Fehlerquelle für die Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte (Porosität) liegt möglicherweise in Wasserverlusten, die durch die Kernentnahme und Zerlegung des Kerns in etwa 1m lange Kernsegmente hervorgerufen werden. In karbonatischen und grobkörnigen Sedimenten ist beim Halbieren der Kernsegmente der Wasserverlust besonders groß. Ein reduzierter Wassergehalt führt zur Bestimmung von zu geringen Naßdichten, da das fehlende Porenwasser durch Luft ersetzt wird.
# 3. Sedimentechographie

## 3.1 Sedimente und Sedimentstrukturen in Echolotaufzeichnungen

Ziel der geoakustischen Untersuchungen mariner Ablagerungen ist es ein möglichst detailliertes Bild der Sedimente aus seismischen Registrierungen zu gewinnen, wobei, falls verfügbar, Bohrungen zur "Eichung" hinzugezogen werden. Da lithologische Grenzflächen häufig mit Veränderungen der gesteinsphysikalischen Eigenschaften verbunden sind, erzeugen sie Reflexionen in seismischen Aufzeichnungen. Bereits Worzel (1959) und Ewing et al. (1970) konnten Asche- und Opallagen als ausgedehnte Reflexionshorizonte im Ostpazifik und Nordatlantik identifizieren und als stratigraphische Marker nutzen. Ähnlich sind diatomeenreiche, tertiäre Sedimente in der östlichen Norwegischen See durch die Abnahme der akustischen Impedanz als auffällige Reflexionshorizonte nachweisbar (Hempel, 1989; Hempel et al. 1989).

Echolotaufzeichnungen werden unter anderem mit Erfolg zur qualitativen Erfassung von Sedimentations-, Erosions- und Strömungsprozessen am Meeresboden eingesetzt. So wurde mit Hilfe von Echolotaufzeichnungen die am Entstehung migrierender Sedimentwellenfelder nordwestlichen Kontinentalhang von Südamerika und im zentralen Argentinien Becken 1988). Die untersucht (Embley & Langseth, 1977; Flood & Shor, Tiefenwasserzirkulation der letzten 3.5 Millionen Jahre im äquatorialen Ostatlantik wurde von Mienert (1986) anhand von Echolotaufzeichnungen und Sedimentkernen rekonstruiert. Manley & Flood (1989), Manley (1989) konnten methanhaltige Schichten in Kolbenlotkernen mit transparenten Bereichen in 3.5 kHz Aufzeichnungen an Sedimentwellen (mud waves) des Argentinien Beckens korrelieren. Die Analyse der Echolotregistrierungen ermöglichte eine Abschätzung Bewegungsrichtungen der der Sedimentwellen. Die morphologischen und sedimentologischen Strukturen des Amazonas Deltas und ihre Entwicklung wurden durch zahlreiche Echolot- und Sonarprofile (side-scan sonar) untersucht (Manley & Flood, 1988; Damuth et al., 1988; Manley, 1989).

Jacobi (1976) und Embley (1980) analysierten 3.5 kHz Aufzeichnungen um die Umverteilung von Sedimenten durch Rutschungsprozesse (mass-flow deposits) zu erfassen. Solche Ablagerungen können anhand der internen Schichtung und der Meeresbodenmorphologie erkannt werden. Rutschmassen, die nur über kurze Strecken transportiert wurden, zeigen häufig eine verzerrte oder diskontinuierliche interne Schichtung und/oder eine kantige Meeresbodenmorphologie. Über größere Strecken transportierte Rutschmassen erkennt man an fehlenden internen Reflexionen als akustisch transparente, linsenförmige Einschaltungen. Anders als Turbidite folgen Rutschmassen nicht nur topographischen Tiefen, sondern können auch kleine Erhöhungen bilden.

Die Eindringtiefe von Echolotsignalen ist in hohem Maße abhängig von der Sedimentbeschaffenheit. In grobkörnigem Sediment ist die Signaleindringung gering, und es treten keine Unterbodenreflexionen auf. Milliman (1988) untersuchte mit Hilfe der Eindringung von 3.5 kHz Signalen Ablagerungs- und Erosionsvorgänge im Argentinien Becken. Akustisch opake Gebiete korrelieren danach mit grobkörnigen pelagischen und turbiditischen Sedimenten, die durch stärkere Bodenwasserströmung geringere Akkumulationsraten aufweisen. Feinkörnige Sedimente, die mit hohen Sedimentationsraten abgelagert wurden, lassen dagegen große Eindringtiefen der Echolotsignale zu.

Großräumige, echostratigraphische Untersuchungen erfolgen als Kartierung des Meeresbodens nach seinem Echocharakter. Eine beschreibende Klassifizierung von verschiedenen Echotypen wird nach Damuth (1975), Embley & Langseth (1977), Damuth (1980) sowohl auf Grund der Schärfe und Kontinuität von Boden- und Unterbodenreflexionen als auch nach der Mikrotopographie und Morphologie des Meeresbodens durchgeführt.

Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977), deren Untersuchungsgebiet der westliche äquatoriale Atlantik und der ostbrasilianische Kontinentalrand waren, teilen Echotypen in zwei Hauptgruppen ein: (I) deutliche Echos und (II) undeutliche Echos. Die deutlichen Echos werden in Echos ohne (IA) und mit (IB) Unterbodenreflexionen unterteilt. Der Echotyp IA wurde vorwiegend auf dem Schelf registriert, wo die grobkörnigen, terrigenen Sedimente keine Eindringung des Signals zulassen. Damuth & Hayes (1977) beobachteten das Vorkommen des Echotyps IB sowohl am Kontinentalhang als auch am Kontinentalfuß und in der Tiefseebene. Die undeutlichen Echos können wiederum in vertikal gedehnte Echos mit (IIA) und ohne Unterbodenreflektoren (IIB) und sechs hyperbolische Echotypen (IIIA-F) unterteilt werden. Der Echotyp IIA tritt häufig am Kontinentalfuß und an der Basis des Kontinentalhanges auf. Echotyp IIB wurde örtlich am Kontinentalfuß und in der Nähe großer Tiefseekanäle beobachtet. Die hyperbolischen Echotypen sind vorwiegend im Bereich starker, bodennaher, thermohaliner Ströme, wie dem antarktischen Bodenwasserstrom zu finden (Damuth, 1980).

Da die Bodenströmungen im östlichen Südatlantik auf Grund einer wenig ausgeprägten thermohalinen Schichtung der Wassermassen schwächer sind als im westlichen Südatlantik, treten hier nur wenige der von Damuth beobachteten hyperbolischen Echotypen auf.

Die Entstehung der verschiedenen hyperbolischen Echotypen ist bei 3.5 kHz Echolotsystemen wesentlich auf die Registrierung von Seitenechos zurückzuführen, die durch den relativ großen Öffnungswinkel des Schallkegels von 20° bis 25° entstehen. Bei einer Wassertiefe von beispielsweise 2500 m überdeckt der Schallkegel bei einem Öffnungswinkel von 25° einen 1100 m breiten Bereich des Meeresbodens. Die Überdeckungsbreite des PARASOUND Schallkegels mit einem Öffnungswinkel von 4° beträgt dagegen in der gleichen Wassertiefe nur 350 m. Es ist offensichtlich, daß eine Echolotung mit einem schmalen Öffnungswinkel weit weniger oder geringer ausgeprägte Seitenechos erzeugt. Das Erscheinungsbild der Seitenechos (Schwärzung, Breite des Seitenechos) ist abhängig von der Wassertiefe, der Amplitude der Sedimentwelle oder der Tiefe des Sedimenttroges und deren Wellenlängen (Flood, 1980).

Eine Korrelation zwischen drei Typen von deutlichen und undeutlichen, sowie vertikal gedehnten Echos und der Präsenz von grobkörnigen, terrigenen Sedimentlagen (Silt, Sand, Kies) konnte in Sedimentkernen aus dem westlichen äquatorialen Atlantik nachgewiesen werden (Damuth, 1975, 1980). Die Häufigkeit und Mächtigkeit der grobkörnigen Lagen wurden in jedem Kolbenlot nach folgenden Parametern beurteilt: dem prozentualen Silt/Sand-Gehalt über die gesamte Kernlänge, der mächtigsten vorhandenen Silt/Sandlage, der Anzahl der Silt/Sandlagen pro 10 m Kernlänge und nach der mittleren Mächtigkeit der Silt/Sandlagen. Mit Hilfe eines 3.5 kHz Echolotprofilnetzes wurde die Verteilung groben terrigenen Materials vor dem ostbrasilianischen Kontinentalrand auskartiert. Deutliche Reflexionsmuster mit kontinuierlichen, parallelen Unterbodenreflexionen weisen danach kein oder nur sehr wenig grobkörniges terrigenes Material auf. Gebiete mit undeutlichen, vertikal stark gedehnten Reflexionen ohne Unterbodenreflexionen enthalten große Mengen an grobkörnigem Material, Regionen mit undeutlichen, leicht vertikal gedehnten Echos weisen mäßig viel grobkörniges Material auf. Hohe Konzentrationen an grobkörnigem Sediment liegen danach nur in begrenzten Arealen in der Nähe großer Tiefseekanäle vor, sehr geringe Konzentrationen wurden in distalen Gebieten wie dem untersten Kontinentalfuß und den angrenzenden Tiefseebenen beobachtet. Mittlere bis mäßige Mengen an grobem Sedimentmaterial sind fast am gesamten Kontinentalhang zu finden.

Aus Reflexionsmustern von hochfrequenten Echolotaufzeichnungen (2 kHz bis 12 kHz) lassen sich aufschlußreiche paläoozeanographische Informationen gewinnen. Besonders in kalkigen Tiefseesedimenten ist eine deutliche Veränderung der sedimentphysikalischen Eigenschaften während der pleistozänen Glazial- und Interglazialzeiten zu beobachten. Nach Berger & Mayer (1978) können drei Hauptfaktoren zu Veränderungen eines karbonatischen Sedimentationsmilieus führen; die Produktivität, die Karbonatlösung und die Sichtung (winnowing) der Sedimente. Eine Zunahme der Bioproduktivität kann zu einer Erhöhung des biogenen Opalgehalts führen, der wiederum die Zementation während der Diagenese begünstigt. Eine Zunahme der Karbonatlösung durch Veränderung der Lage der Lysokline und der CCD zerstört bevorzugt aragonithaltige und Mg-reiche Schalenbruchstücke, wodurch die diagenetische Reaktion im Sediment abnimmt. Auch die Korngröße nimmt ab. Die Sichtung, etwa durch verstärkte Bodenströmung, führt zu einer Anreicherung des Sandgehalts und somit auch zu einer Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit im Sediment. Solche durch paläoozeanographische Verhältnisse verursachten Variationen der sedimentphysikalischen Eigenschaften, verändern auch den Echocharakter des Meeresbodens. Nach Untersuchungen von Berger & Mayer (1978) sind die karbonathaltigen Sedimente des Ontong Java Plateaus im äquatorialen Pazifik, in Abhängigkeit von der Wassertiefe, durch verschiedene Reflexionsmuster dokumentiert. Grobkörnige Flachwasserkarbonate in Wassertiefen < 2800 m sind durch eine starke Oberflächenreflexion charakterisiert. Feinkörnigere Karbonatsedimente aus Wassertiefen von 2800 bis 5000 m zeichnen sich durch zahlreiche, engständige Reflexionen aus. Tiefseetone aus Wassertiefen > 5000 m zeigen einen akustisch transparenten Bereich unter einer schwachen Meeresbodenreflexion. Unterhalb des transparenten Bereichs treten wieder stärkere Reflexionen auf. Übergangsbereiche zwischen diesen Wassertiefen korrelieren etwa mit der rezenten Lage der Lysokline und CCD. Es wurde beobachtet, daß die Eindringung der Echolotsignale bis zur Tiefenlage der CCD mit der Wassertiefe zunimmt. In Tiefseetonen nimmt nach Berger & Mayer (1978) die Signaleindringung auf Grund erhöhter akustischer Dämpfung wieder ab.

In Kapitel 5 kann gezeigt werden, daß multiple Reflexionen offensichtlich keinen entscheidenen Einfluß auf die Reflexionsmuster von Echolotaufzeichnungen besitzen.

Der Kongofluß ist einer der großen Frischwasser- und Sedimentlieferanten des Südatlantiks. Die Sedimentfracht des Kongos wird durch einen bis zu 30 km tief in die Flußmündung einschneidenen, submarinen Canyon direkt über den Schelf hinaus in die Tiefsee transportiert. Dadurch wurde die Bildung eines breiten, flachen Deltas verhindert (Bornhold, 1973; Kennett, 1982). Das Canyonsystem besitzt eine Länge von circa 800 km und fächert sich in einer Wassertiefe von 3500 m in acht bis zehn Canvonarme auf (Bornhold, 1973; Emery et al., 1974). Die Hauptausbreitung des Kongowassers im Südatlantik folgt dem Verlauf des Kongo Canyons in nordwestliche Richtung. Bei etwa 11°E verbreitert sich diese Süßwasserzunge und bewegt sich in süd- bis südwestliche Richtung bis etwa 9°E, wo sich das Flußwasser mit dem 350/00 Meerwasser auf eine Salinität von etwa vermischt hat. Salinitätsmessungen deuten darauf hin, daß das Wasser des Kongos in viele schmale Ströme mit geringerer Salinität unterteilt ist, die durch Bereiche höherer Salinität voneinander getrennt sind (Bornhold, 1973). Die Ausbreitung der Sedimentfracht folgt ungefähr dem Verlauf der Salinität. Die Konzentration an Sediment beträgt 150 bis 200 km vor der Kongomündung noch 1.0 mg/l. Aufgrund der starken Verdünnung mit terrigenem Material beträgt der Karbonatgehalt in Sedimenten des Kongodeltas weniger als 15% (Bornhold, 1973).

Während der METEOR Expedition M 6-6 im Frühjahr 1988 wurde ein südlich der Kongomündung gelegenes PARASOUND Profil vom Schelf nach Westen bis in die Tiefsee vermessen und mit Schwerelotkernen beprobt. Die PARASOUND Aufzeichnungen im Schelfbereich zeigen einen kräftigen Meeresbodenreflektor. Darunter befindet sich eine etwa 5 m mächtige, akustisch transparente Schicht, die im Liegenden von einer undeutlichen Reflexionssequenz begrenzt wird. Diese tieferen Reflexionen weisen zum Teil einfallende Reflexionselemente und Rinnenstrukturen auf (Abb. 3.1). Jansen et al. (1984) beobachteten ähnliche Strukturen in 3.5 kHz Registrierungen nördlich der Kongomündung auf dem Kongo-Gabun Schelf. Die untere Reflexionseinheit wird als verfestigter mariner Ton interpretiert, der während der letzten Vereisung vor etwa 18.000 Jahren (Sauerstoffisotopen Stadium 2) abgelagert wurde. Bei den Oberflächensedimenten handelt es sich um braunen, terrigenen Grobsand, der durch seine relativ hohe akustische Impedanz eine größere Signaleindringung verhindert.



Abb. 3.1: Analoge PARASOUND Aufzeichnungen vom Schelf vor der Kongomündung (Profil A, M 6-6). Frequenz = 3.5 kHz, Pulslänge = 4.

In einer Küstenentfernung von ungefähr 60 km wird in 130 m Wassertiefe die Schelfkante als kräftige Bodenreflexion beobachtet. Die fehlende Eindringung läßt auf grobkörniges Sediment mit hoher akustischer Impedanz schließen. Ab einer Wassertiefe von 300 m werden Unterbodenreflexionen sichtbar. die in 400 m Wassertiefe in kontinuierlich geschichtete Reflexionsfolgen übergehen (Abb. 3.2). Die Signaleindringung beträgt in diesen vermutlich feinkörnigen Sedimente zwischen 30 und 40 m. Oberflächenproben von Großkastengreifern enthielten grüngraue bis dunkelgraue Tonschlämme und Tone.

Die geschichtete Reflexionssequenz setzt sich bis zur Station 1008 (Position 06°35'S / 10°19'E, Abb. 1.1) in einer Wassertiefe von 3120 m fort. Die Eindringung beträgt hier 20 bis 30 m. Das Sedimentmaterial besteht aus dunkel grau-grünem, homogenem, diatomeenführendem Ton mit wenigen Foraminiferen. In größeren Wassertiefen ab 3600 m lassen sich in den Schichten PARASOUND Aufzeichnungen drei unterschiedlichen Reflexionscharakters unterscheiden. Die obere, etwa 10 m mächtige Schicht ist abschnittsweise akustisch transparent mit Anzeichen für Slumping-Prozesse; zum Teil treten drei bis vier kräftige, parallele Reflexionen auf. Darunter folgt eine 10 bis 20 m mächtige Schicht, die ein diffuses Reflexionsbild mit nur teilweise erkennbaren internen Strukturen aufweist und bei der es sich möglicherweise um eine Rutschmasse handelt. Im Liegenden dieser diffus reflektierenden Schicht sind stärkere, zum Teil geschichtete Reflexionen erkennbar (Abb. 3.3). In Wassertiefen > 4190 m sind mehrere, 20 bis 50 m tiefe Erosionsrinnen erkennbar (Abb. 3.4). Trübeströme erzeugen an Kontinentalrändern häufig Erosionsrinnen oder Erosionskanäle (Kennett, 1982), die in der Tiefsee offensichtlich mäandrieren, sich auffächern und örtlich parallel zum Kontinentalhang verlaufen. In einer Wassertiefe zwischen 4400 und 4500 m treten interne Reflexionsstrukturen zurück, und es ist nur noch eine 10 bis 20 m mächtige, diffuse Oberflächenreflexion zu sehen. Auch hier deuten 10 m tiefe Erosionsrinnen auf lateralen Sedimenttransport hin (Abb. 3.5). Sedimentkerne aus einer Tiefe von 4500 m weisen turbiditische Lagen auf. In dieser Wassertiefe auf der Position 7°27'S/07°25'E wurde das Profil A beendet, und die Anfahrt auf das Profil B vor Angola wird entlang des westafrikanischen Kontinentalrands aufgenommen. Bei etwa gleichbleibender Wassertiefe um 4500 bis 4600 m erscheinen in den oberen 10 m der PARASOUND Registrierung geschichtete Reflexionen, die von einer 10 m mächtigen diffusen Reflexion unterlagert werden. Die diffuse Reflexion wird möglicherweise an einer alten Erosionsoberfläche erzeugt (Abb. 3.6). Nach Süden nimmt die







Abb. 3.3: Analoge PARASOUND Aufzeichnungen vom Kontinentalfuß mit Rutschmassen (Pfeile) vor der Kongomündung (Profil A, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.



Abb. 3.4: AnalogePARASOUNDAufzeichnungenvomunterenKontinentalfuß vor der Kongomündung (Profil A, M 6-6) mit bis zu50 m tiefen Erosionsrinnen. Frequenz = 4.5 kHz, Pulslänge = 4.



Abb. 3.5: Analoge PARASOUND Aufzeichnungen vor der Kongomündung mit vertikal gedehnten Reflexionen und Erosionsrinnen (Profil A, M 6-6). (Der untere Bildausschnitt ist die Fortsetzung des oberen.)
Frequenz = 4.5 kHz, Pulslänge = 4.



Abb. 3.6: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vor der westafrikanischen Küste (Anfahrt zu Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.



Abb. 3.7: Schematische Darstellung der oberflächennahen Sedimentstrukturen auf Profil A vor der Kongomündung mit Kernstation.

Mächtigkeit der geschichteten Reflexionsserie auf 40 m zu, und die diffuse Reflexion im Untergrund verschwindet.

Abbildung 3.7 skizziert die wichtigsten beobachteten Sedimentstrukturen vor der Kongomündung. Einfallende Reflexionen und kleinere Erosionsrinnen in verfestigten marinen Tonen deuten auf verstärkte Erosion des Schelfs während der Glazialzeiten hin (Jansen et al., 1984). Die Reflexionsmuster entsprechen nach Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977) dem Echotyp IB. Der Abbruch der Schelfkante erfolgt in 120 m Wassertiefe. Vom oberen Kontinentalhang bis in eine Wassertiefe von etwa 3500 m gibt es in den Reflexionsabfolgen (Echotyp IB) keine Hinweise auf Rutschungsprozesse. In größeren Wassertiefen zeigen wellige Meeresbodenreflexionen und undeutliche oder fehlende interne Reflexionsstrukturen das Abrutschen kleinerer Sedimentmassen an (Echotyp IB, IIB). Die pauschalen Sedimentationsraten betragen in diesem Gebiet ungefähr 7 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988). Vertikal ausgedehnte Bodenreflexionen ohne Unterbodenreflexionen und bis zu 10 m tiefe Erosionrinnen in etwa 4500 m Wassertiefe lassen eine verstärkte Erosion durch großräumige turbiditische Umlagerungsprozesse erkennen (Echotyp IIB).

### 3.1.2 Sedimentstrukturen vor Angola (Profil B, M 6-6)

Der Kontinentalrand vor Angola wurde während der METEOR Expedition M 6-6 mit zwei parallelen Profilen (Profil B, Abb. 1.1) von der Tiefsee auf den Schelf (W-E Profil) und in Gegenrichtung vom Schelf in die Tiefsee (E-W Profil), echographisch vermessen. Die beiden Profile haben einen Abstand zwischen 0.9 und 1.8 km. Die W-E Profilfahrt verläuft von 11°43'S/10°10'E in einer Wassertiefe von 4000 m in östliche Richtung zur angolanischen Küste bis zur Position 11°47'S/13°01'E. Auf dem E-W Parallelprofil wurden drei Schwerelotkerne im Bereich des unteren Kontinentalfußes bearbeitet (1016-3, 1017-2, 1018-5; Rostek et al., 1991). Das E-W Profil endet mit der Station 1018 (Position  $11^{\circ}43^{\circ}S / 08^{\circ}54^{\circ}E$ ) in einer Wassertiefe von 4500 m. Der Kontinentalrand vor Angola, außerhalb des Einflußbereiches des Kongo Flusses und des Auftriebsgebietes vor Namibia, repräsentiert einen "normalen" Sedimentationsraum mit niedriger bis mittlerer Bioproduktivität (Bornhold, 1973; Berger et al., 1988). Die Sedimentstrukturen der beiden parallel verlaufenden Echolotprofile lassen sich gut miteinander korrelieren. Bei den Sedimenten handelt es sich vorwiegend um terrigene Tonschlämme mit Sedimentationsraten um 4 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988).

Die PARASOUND Aufzeichnungen beginnen auf dem unteren Schelf in einer Wassertiefe von 245 m mit einer 5 m mächtigen Reflexionssequenz, die aus engständigen, diskontinuierlichen Reflexionshorizonten besteht (Abb. 3.8). Der steile morphologische Abbruch der Schelfkante liegt in einer Wassertiefe von 260 m. Bis in eine Wassertiefe von 1280 m treten 20 m mächtige, parallele, deutliche Reflexionen auf, die stellenweise durch Ab- und Aufschiebungen versetzt werden (Abb. 3.9). Auf beiden Profilen sind ab dieser Wassertiefe morphologische Erhebungen mit Amplituden von 2 bis 5 m und Wellenlängen von 300 m bis 600 m zu beobachten. Hier scheinen die Sedimentpakete durch Abschiebungen versetzt worden zu sein. Dieses Reflexionsmuster erstreckt sich bis in eine Wassertiefe von 1700 m (Abb. 3.10). Ab einer Wassertiefe von 1700 m werden morphologische Erhebungen mit Wellenlängen von bis zu 3.5 km und Amplituden bis zu 80 m sichtbar. Die Signaleindringung beträgt abschnittsweise ebenfalls 80 m. Nach reflexionsseismischen Untersuchungen bei 9°S von Baumgartner & van Andel (1971) und von Herzen et al. (1972) befindet sich vor der angolanischen Küste ein Salzdiapirfeld, das sich vom Schelfrand bis zum Kontinentalfuß erstreckt. Es wird vermutlich vom Kongo Canyon im Norden und vom Walfisch Rücken im Süden begrenzt. Das Salz stammt aus der oberen Unterkreide (Alb, Abt), aus dem Zeitraum der einsetzenden Öffnung des Südatlantiks. In den reflexionsseismischen Profilen erreichen die Diapire eine Höhe von bis zu 1000 m. Die Eindringtiefe des Echolotsignals reicht naturgemäß nicht aus, die in 1000 bis 3500 m Sedimenttiefe liegenden Diapire zu erfassen, doch scheint sich ihre Morphologie bis in die jüngsten Sedimente durchzupausen (Abb. 3.11). Das Diapirfeld wird zur Tiefsee hin von dem steilen Angola Escarpment begrenzt (Emery et al., 1974). Das Angola Escarpment wird auf dem W-E-Profil als abrupter, morphologischer Anstieg in Wassertiefen von 3400 bis 2400 m erkennbar. Die steile Morphologie verhinderte hier detaillierte echographische Aufzeichnungen. Auf dem E-W Profil ist das Angola Escarpment dagegen nicht zu sehen. Hinweise auf größere Sedimentrutschungen, die den steilen Abhang begraben könnten, wurden nicht beobachtet. Da die beiden PARASOUND Profile einen geringen Abstand voneinander besitzen, flacht das Escarpment vermutlich sehr rasch nach Süden ab.

Auf dem E-W Profil erstreckt sich das durch die Diapire verursachte Wellenfeld bis zur Station 1016 in einer Wassertiefe von 3410 m. Hier wird eine Signaleindringung von bis zu 50 m registriert. Um 3500 m Wassertiefe sind die Reflexionen kontinuierlich und parallel geschichtet (Abb. 3.12). In 20 m Sedimenttiefe ist eine Erosionsfläche mit kleinen Rinnen sichtbar, die sich



Abb. 3.8: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom unteren Schelf vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 3.



Abb. 3.9: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom oberen Kontinentalhang vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 3.



Abb. 3.10: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom Kontinentalhang vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 3.

W



Abb. 3.11: Analoge PARASOUND Aufzeichnung im Bereich des Diapirfeldes vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.12: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom unteren Kontinentalfuß mit einer Erosionsfläche (Pfeil) vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.

durch eine Folge undeutlicher Reflexionen andeutet. Ab 3570 m Wassertiefe wird eine weitere Erosionsfläche beobachtet, bei der zunächst nur eine Bodenreflexion mit sehr flachen, schmalen Erosionsrinnen erkennbar ist. Dieser Echocharakter erstreckt sich über eine Distanz von 10 km. Dann setzt sehr abrupt eine 10 m mächtige verschwommene Reflexion unterhalb einer etwa 10 m mächtigen, fast transparenten Schicht ein (Abb. 3.13). Nach Westen wird diese Echostruktur durch eine 45 m tiefe und 1.2 km breite Erosionsrinne begrenzt. Der harte Reflektor am Rinnenboden deutet auf die Erosion des feinkörnigen Materials hin. Westlich der Rinne treten Schichtsequenzen mit parallelen, kontinuierlichen Reflexionen und gelegentlichen Anzeichen für Rutschungsprozesse auf, wie eingeschaltete Sedimentlinsen und Schichtverdickungen (Abb. 3.14). Westlich von Station 1017 in 3810 m Wassertiefe liegen 35 m mächtige geschichtete, kontinuierliche Reflexionen vor, die von einer 35 m mächtigen, transparenten Schicht und einer geringmächtigen, diskontinuierlichen Reflexionsgruppe in 70 m Sedimenttiefe unterlagert werden (Abb. 3.15). In Wassertiefen zwischen 4150 m bis 4265 m sind kleine, unregelmäßige Sedimentwellen zu beobachten (Abb. 3.16). Ab 4265 m Wassertiefe treten wieder parallele, kontinuierliche Reflexionen auf, die von einer 15 m mächtigen, akustisch transparenten Schicht unterlagert werden. Bis Station 1018 sind kontinuierliche, parallele Reflexionen zu sehen.

Abbildung 3.17 gibt eine vereinfachte, zusammenfassende Übersicht der Sedimentstrukturen vor der angolanischen Küste. Die Sedimente des oberen Kontinentalhanges sind durch Abschiebungen gekennzeichnet. Die Reflexionsmuster entsprechen dem Echotyp IB nach Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977). Am unteren Kontinentalhang treten großräumige Sedimentwellen auf, die das Diapirfeld vor der westafrikanischen Küste überlagern (Echotyp IB). Bis in eine Wassertiefe von etwa 3500 m gibt es keine größerer Hinweise auf lateralen Transport Sedimentmassen. Die Sedimentationsrate beträgt etwa 5 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988). Am unteren Kontinentalfuß weisen geringe Signaleindringung und Erosionsrinnen auf turbiditische Erosionsprozesse hin (Echotyp IIA). Geschichtete Reflexionsmuster mit akustisch transparenten Linsen und Turbidite, die in Schwerelotkernen gefunden wurden, deuten in größeren Wassertiefen ebenfalls auf lateralen Sedimenttransport in die Tiefsee hin. Die Echostrukturen dieses Profils sind aufgrund der normalen Sedimentationsbedingungen mit gemäßigten Sedimentationsraten insgesamt deutlicher geschichtet als die des Profils vor der Kongomündung.



Abb. 3.13: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom unteren Kontinentalfuß vor Angola mit Erosionsrinnen (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 3.



Abb. 3.14: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom unteren Kontinentalfuß mit eingeschalteter Sedimentlinse (Pfeil) vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.15: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom unteren Kontinentalfuß vor Angola (Profil B, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.





Abb. 3.17: Schematische Darstellung der oberflächennahen Sedimentstrukturen auf Profil B vor Angola mit den Kernstationen.

#### 3.1.3 Sedimentstrukturen vor Namibia (Profil C, M 6-6)

Das Profil C der METEOR Expedition M 6-6 wurde ebenfalls in zwei Richtungen befahren; zunächst von Westen nach Osten auf den Schelf (Profilbeginn bei 16°57'S/09°50'E, Profilende bei 17°10'S/11°38'E) und dann in Gegenrichtung vom Schelf in die Tiefsee (Profilbeginn bei 17°10'S/11°38'E, Profilende bei 17°09'S/08°53'E). Auf dem E-W Profil wurden drei Schwerelotkerne auf den Stationen 1023, 1024 und 1026 genommen. Die Sedimentation wird vom durch den Benguela Strom verursachten, küstennahen Auftrieb ebenso beeinflußt wie durch den terrigenen Eintrag des Kunene Flusses. Der Benguela Strom teilt sich zwischen 15°S und 20°S in zwei Strömungsarme auf, von denen der Hauptstrom nach Westen abbiegt, während der zweite Stromarm entlang der Küste weiter nach Norden fließt. Das Hauptauftriebsgebiet befindet sich bei 23°S, und die Produktivität nimmt allmählich nach Norden ab (Bornhold, 1973; Embley & Morley, 1980). Südlich des Profils C zwischen 20°S und 26°S enthalten rezente Oberflächensedimente des inneren und äußeren Schelfgebietes auf Grund des heutigen Auftriebs bis zu 80% biogene Komponenten, wie Karbonat, Opal und organische Substanz (Embley & Morley, 1980). Das Sediment des Profils C vor Namibia besteht vorwiegend aus grünem, H<sub>2</sub>S-haltigem und quarzführendem Tonschlamm.

Das W-E PARASOUND Profil beginnt in einer Wassertiefe von 4000 m. Bis zu einer Wassertiefe von 3500 m sind die Echogramme durch eine sehr undeutliche, 10 m mächtige Bodenreflexion mit einer diffusen, welligen Oberfläche charakterisiert (Abb. 3.18). Hangaufwärts nimmt die Signaleindringung kurzzeitig abrupt auf 60 m zu. Unterhalb der undeutlichen Bodenreflexion folgt eine 10 m mächtige, akustisch transparente Schicht, die von einer diskontinuierlich geschichteten Reflexionssequenz unterlagert wird (Abb. 3.19). In einer Wassertiefe von 3220 m bis 2700 m erscheint wiederum eine nur 20 m mächtige Reflexion, die eine wellige Oberflächenstruktur und interne Reflexionshyperbeln, aber keine Schichtung erkennen läßt. In einer Wassertiefe von 2700 m erfolgt ein steiler Anstieg mit akustisch klar geschichteten, 25 m mächtigen Sedimenten (Abb. 3.20). Auf dem Schelf werden zeitweilig 15 bis 20 m Eindringung erreicht (Abb. 3.21). Das E-W verlaufende Parallelprofil zeigt ganz ähnliche, vorwiegend undeutliche Echostrukturen.

Abbildung 3.22 zeigt die vereinfachten Sedimentstrukturen des Profils C vor der namibischen Küste. Der obere, sehr steile Kontinentalhang zeigt geringe Anzeichen für Rutschungsprozesse. Die Reflexionsmuster entsprechen hier dem Echotyp IB nach Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977). Vom



Abb. 3.18: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom unteren Kontinentalfuß vor Namibia (Profil C, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.19: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom mittleren Kontinentalhang vor Namibia (Profil C, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.20: Analoge PARASOUND Aufzeichnung mit allochtoner Rutschmasse (Pfeil) vom oberen Kontinentalhang vor Namibia (Profil C, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.





Abb. 3.21: Analoge PARASOUND Aufzeichnung vom Schelf vor der namibischen Küste (Profil C, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.



Abb. 3.22: Schematische Darstellung der oberflächennahen Sedimentstrukturen von Profil C vor Namibia mit den Kernstationen. unteren Kontinentalhang bis in die Tiefsee liegen sehr diffuse Reflexionsmuster mit vorwiegend geringer Signaleindringung vor (Echotyp IIA). Die Sedimente, der auf Profil C genommenen Schwerelote, bestehen vorwiegend aus olivgrünem, quarzführendem Tonschlamm und sind stark H<sub>2</sub>S-haltig. Die stratigraphische Untersuchung des Schwerelotkerns 1023-5 aus 1980 m Wassertiefe ergibt Sedimentationsraten von 20 cm/1000 Jahre für das Holozän und möglicherweise noch höhere Akkumulationsraten für die Glazialzeiten (Schneider, pers. Mitteilung). Das Fehlen von kontinuierlichen, internen Reflexionsstrukturen in weiten Bereichen des namibischen Kontinentalrandes läßt sich somit wahrscheinlich auf die hohen Sedimentationsraten und Gasgehalte des Sediments zurückführen.

#### 3.1.4 Sedimentstrukturen des Walfisch Rückens (Profil D, M 6-6)

Die Echostrukturen des Walfisch Rückens sind durch das vulkanische Basement charakterisiert, dessen Morphologie sich bis in die oberen 100 m der Sedimentsäule durchpaust. Das hier beschriebene Profil beginnt nördlich der Station 1028 auf der Position 20°06'S/09°11'E (Abb. 1.1). Es führt über die Station 1028 nach Osten bis zur Station 1032 (22°54'S/06°02'E), knickt dann nach Nordwesten ab und endet auf der Station 1036 (21°10'S/03°19'E). Bei den Sedimenten des Walfisch Rückens handelt es sich nahezu ausschließlich um hemipelagische Karbonate.

Station 1028 befindet sich südlich eines Gebietes, das in 2200 m Wassertiefe geschichtete, engständige Reflexionshorizonte aufweist (Abb. 3.23). Die Signaleindringung beträgt hier 50 m. Die Reflexionen der oberen 10 m lassen sich nicht auflösen, wenn wie im Beispiel der Abbildung 3.23 ein sehr niedriger Schwellenwert für die Papierschwärzung gewählt wird, um die tieferen Strukturen noch erfassen zu können. Westlich von Station 1028 ist das Profil durch eine steile Morphologie gekennzeichnet, die zeitweilig eine Registrierung unmöglich machte. Stellenweise ist lediglich eine 5 m mächtige Bodenreflexion erkennbar (Abb. 3.24). Eine allochtone Rutschmasse wird auf der Position 20°19'S/08°49'E in einer Wassertiefe von 1920 m identifiziert. Sie besitzt keine interne Schichtung, sondern weist diffuse Reflexionen auf, die im Kontrast zu den geschichteten Reflexionen der Umgebung stehen (Abb. 3.25).

Auf der Position 21°31'S/07°23'E wird in 3110 m Wassertiefe eine Karbonatbank beobachtet, die von geschichteten Reflexionssequenzen umgeben ist (Abb. 3.26). Die leicht über die Umgebung erhöhte Bank wird



Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.24: Analoge PARASOUND Aufzeichnung der steilen Morphologie westlich der Station 1028 (Profil D, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.25: Analoge PARASOUND Aufzeichnung mit einer akustisch transparenten Rutschmasse (Pfeil) vom Walfisch Rücken (Position 20°20'S / 08°05'E, Profil D, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 3.



Abb. 3.26: Analoge PARASOUND Aufzeichnung einer Karbonatbank auf dem Walfisch Rücken (Position 20°20'S / 08°05'E, Profil D, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4. offensichtlich von schallharten Sedimenten gebildet. Sie zeigt lediglich eine rauhe, etwa 3 m mächtige Oberflächenreflexion, die auf strömungsbedingte Erosion schließen läßt. Am Fuß einer morphologischen Erhebung in 3150 m Wassertiefe ist ein weiteres allochtones, intern kaum geschichtetes Sedimentpaket auf flach lagernden, geschichteten Sedimenten zu erkennen (Abb. 3.27).

Es folgt ein Abschnitt mit morphologisch unregelmäßigen, hügeligen Strukturen, die von Sediment überdeckt sind und auf denen eine Signaleindringung von nur 15 m erreicht wird. Auf dem weiteren Verlauf des Profils D nach Nordwesten erscheinen in etwa 2500 m Wassertiefe bis zu 60 m hohe morphologische Erhebungen mit Wellenlängen von mehreren Kilometern (Abb. 3.28). Diese Sedimente überlagern vermutlich vulkanische Strukturen, die jedoch in zu großen Tiefen liegen, um mit hochfrequenten Echolotsignalen erfaßt zu werden. Die Nordwest Flanke des Walfisch Rückens fällt bis zur Station 1035 in 4550 m Wassertiefe flach in langwelligen Hügeln ab. Bei 20 bis 30 m Eindringung sind die Reflexionen deutlich geschichtet (Abb. 3.29). Das Profil D endet nach der Überquerung weiterer, rauher vulkanischer Strukturen nach einem steilem Abhang mit geringen Eindringtiefen der seismischen Signale auf der Station 1036 in 5070 m Wassertiefe.

Die Echolotaufzeichnungen vom Walfisch Rücken zeigen vielfältige, zumeist lokal begrenzte Sedimentstrukturen. Mit Ausnahme der topographischen Erhebungen sind die Sedimente überwiegend deutlich geschichtet und entsprechen somit dem Echotyp IB nach Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977). Sedimentrutschungen sind örtlich an steilen Hängen zu beobachten. Die Sedimentationsraten betragen in diesem Gebiet zwischen 2 und 3 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988).

### 3.1.5 Sedimentstrukturen des Angola Beckens (M 6-6)

Die hier beschriebenen PARASOUND Aufzeichnungen aus dem Angola Becken beschränken sich auf das Gebiet zwischen Station 1036 nördlich des Walfisch Rückens (21°10'S/03°19'E) und Station 1037 (13°09'S/00°08'E) im westlichen zentralen Angola Becken (Abb. 1.1). Die pleistozäne Sedimentation im südlichen Angola Becken wird vorwiegend durch ausgedehnte Turbidite und Sedimente aus der Fracht des Kunene Flusses geprägt, die weit in den Beckenbereich hineinreichen. Die Sedimente des zentralen Angola Beckens sind durch vorwiegend tonige Ablagerungen mit karbonatischen und



Abb. 3.27: Analoge PARASOUND Aufzeichnung mit allochtoner Rutschmasse (Pfeil) auf dem Walfisch Rücken (Position 21°39'S / 07°16'E, Profil D, M 6-6). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.




Pulslänge = 4.

turbiditischen Einschaltungen charakterisiert (Embley & Morley, 1980). Die Sedimentationsraten betragen weniger als 1 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988).

Nördlich der Station 1036 fällt die Morphologie steil bis auf eine Wassertiefe von 5370 m ab. Anschließend wurde bis zur Position 16°03'S/01°15'E über eine Länge von ungefähr 650 km eine Serie von kontinuierlichen, geschichteten Reflexionen registriert, die dem Echotyp IB nach Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977) entsprechen (Abb. 3.30, Abb. 3.31). Eine Signaleindringung bis zu 100 m läßt feinkörnige Sedimente vermuten. Die kräftigen, kontinuierlichen Reflexionen werden vermutlich von distalen Turbiditen erzeugt, die in den flachen Becken abgelagert wurden. Morphologische Erhebungen werden von den Sedimenten mit geringerer Mächtigkeit überlagert. An steileren Hängen ist der Energieverlust der empfangenen Signale durch Streuung jedoch zu groß, um eine Sedimentauflage nachzuweisen. Die Topographie wird im wesentlichen durch die aus dem Bereich des Mittelatlantischen Rückens (MAR) WSW-ENE streichenden Transformstörungen erzeugt. Nördlich der Position 16°03'S/01°15'E, in größerer Nähe zum MAR, wird die Morphologie so steil und unruhig, daß keine kontinuierlichen Aufzeichnungen durchgeführt werden konnten.

#### 3.1.6 Sedimentstrukturen am Mittelatlantischen Rücken (Profil C, M 9-4)

Die Echostrukturen im Bereich des Mittelatlantischen Rückens werden durch das vulkanische Basement geprägt, das sich in die Sedimente des Hangenden durchpaust. Die Sedimente bestehen vorwiegend aus Karbonatschlamm-Tonschlamm Wechsellagerungen, in die sandige, karbonatische Turbidite eingeschaltet sind. Die Sedimentationsraten liegen ungefähr bei 2 bis 3 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1989).

Die PARASOUND Aufzeichnungen des Profils C der METEOR Expedition M 9-4 beginnen auf der Station 1116 am Westhang des Mittelatlantischen Rückens (MAR) in einer Wassertiefe von 3460 m (Abb. 1.1). Die Echogramme zeigen kontinuierliche, geschichtete Reflexionshorizonte des Echotyps IB (Damuth, 1975; Damuth & Hayes, 1977) bis in eine Sedimenttiefe von 30 m (Abb. 3.32). Diese Reflexionsserie wird unterbrochen von steilen, morphologischen Erhebungen, an denen keine kontinuierliche Aufzeichnung der Signale möglich war. Auf Station 1117 in 4000 m Wassertiefe zeigt sich ein ähnlicher Reflexionscharakter wie auf Station 1116 und in den kleinen





Abb. 3.30: Analoge PARASOUND Aufzeichnung aus dem Angola Becken (Position 20°53'S / 03°13'E, M 6-6). Die kontinuierlichen, kräftigen Reflexionen werden durch distale Turbidite erzeugt. Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2.



Abb. 3.31: Analoge PARASOUND Aufzeichnung aus dem Angola Becken bei etwa 20°00'S / 02°50'E (M 6-6). (Der untere Bildausschnitt ist die Fortsetzung des oberen.) Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 3.



Abb. 3.32: Analoge PARASOUND Aufzeichnung im Bereich des Mittelatlantischen Rückens (Position 03°37'S / 13°11'W, Profil C, M 9-4). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.



Abb. 3.33: Analoge PARASOUND Aufzeichnung im Bereich des Mittelatlantischen Rückens (Position 03°47'S / 14°54'W, Profil C, M 9-4). Tieferliegende, geschichtete Reflexionsserien gehen abrupt in einen akustisch transparenten Bereich über (Pfeil). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.

61



Abb. 3.34: Analoge PARASOUND Aufzeichnung mit rauher Topographie im Bereich des Mittelatlantischen Rückens (Position 03°34'S / 16°27'W, Profil C, M 9-4). Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4.

Muldenstrukturen zwischen diesen beiden Stationen. Die einzelnen Reflexionshorizonte verlaufen kontinuierlich und parallel bei einer Eindringung von 20 m. In westliche Richtung ändert sich der auf Station 1117 vorherrschende Reflexionscharakter abrupt: es sind lediglich drei undeutliche Reflexionen in den oberen 8 m Sediment vorhanden (Abb. 3.33). An steilen Hängen ist nur eine diffuse Bodenreflexion erkennbar. Abbildung 3.36 veranschaulicht die rauhe Morphologie westlich von Station 1118. Das Profil endet in 5170 m Wassertiefe auf der Station 1119.

## 3.2 Resümee

Das Ziel der Untersuchung von PARASOUND Echolotaufzeichnungen aus den verschiedenen Sedimentationsmilieus des Südatlantiks besteht in der Beschreibung und Interpretation von lokalen Sedimentations-, Erosions- und Strömungsprozessen.

Die drei E-W verlaufenden PARASOUND Echolotprofile, die vor dem westafrikanischen Kontinentalrand aufgezeichnet wurden, sind besonders am Kontinentalfuß durch markante Reflexionsmuster für die verschiedenen Sedimentationmilieus charakterisiert. Profil A vor der Kongomündung, mit einer relativ hohen Bioproduktivität und Sedimentationsraten von etwa 7 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988), weist dort sowohl deutlich geschichtete als auch diffuse Reflexionsmuster auf. Profil B vor Angola zeigt normaler Bioproduktivität und Sedimentationsraten bei von etwa 5 cm/1000 Jahren am Kontinentalfuß vorwiegend deutliche, kontinuierliche Reflexionen. Die sehr hohe Bioproduktivität und Sedimentationsraten von bis zu 20 cm/1000 Jahre auf Profil C im Auftriebsgebiet vor Namibia erzeugen vorwiegend undeutliche, diffuse Reflexionen. Die Reflexionsmuster werden also mit zunehmender Sedimentationsrate undeutlicher. Geringe oder fehlende Signaleindringung auf den Schelfgebieten ist auf erhöhte Anteile grobkörnigen Materials zurückzuführen, das einen großen Teil der Schallenergie absorbiert. Am unteren Kontinentalfuß der Profile A und B weisen geringe Signaleindringung und Erosionsrinnen auf verstärkten turbiditischen Sedimenttransport und grobkörniges Sediment hin. Hier deuten auch eingeschaltete Sedimentlinsen auf Rutschungsprozesse hin.

Die PARASOUND Aufzeichnungen in den hemipelagischen und pelagischen Sedimentationsgebieten des Walfisch Rückens, Angola Beckens und Mittelatlantischen Rückens zeigen vorwiegend klar geschichtete Reflexionsmuster, die örtlich von steilen topographischen Erhebungen unterbrochen werden. Rutschmassen auf oder in den geschichteten Reflexionsserien sind in der Regel deutlich erkennbar.

Die derzeit noch geringe Profildichte ermöglicht bislang keine Interpretation von weiträumigen Sedimentations- und Erosionsprozessen in diesen Gebieten, sondern läßt lediglich Aussagen über einzelne, eng begrenzte Areale zu. 4. Physikalische und sedimentologische Parameter mariner Sedimente

In Echolotaufzeichnungen beobachtete Reflexionsmuster werden durch geologische Grenzflächen erzeugt, die in der Regel mit Veränderungen physikalischer Parameter verbunden sind. Die Variation der Reflexionsmuster in verschiedenen Sedimentationsmilieus (s. Kapitel 3) sollte sich entsprechend in physikalischen und sedimentologischen Parameter dokumentieren. In diesem werden die einiger Kapitel Abhängigkeiten physikalischer und sedimentologischer Parameter unter Betrachtung der Lithologie von Schwerelotkernen analysiert. Den Parametern P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte gilt dabei besonderes Interesse, da sie direkt in akustische Parameter wie akustische Impedanz und Reflexionskoeffizient einfließen (s. Kapitel 5).

#### 4.1 Grundlagen und Stand der Forschung

Die P-Wellengeschwindigkeit  $(v_p)$  in einem homogenen Medium ist durch folgende Gleichung mit den elastischen Materialeigenschaften verknüpft:

$$v_p = ((k+4/3\mu)/\rho)^{1/2}$$

mit

 $k = Kompressionsmodul oder Inkompressibilität (1/<math>\beta$ )

 $\mu$  = Schermodul oder Rigidität

 $\rho = \text{Dichte}$ 

B = Kompressibilität

Die elastischen Konstanten von Sedimenten werden, neben den physikalischen Zustandsgrößen Temperatur und Druck, durch zahlreiche sedimentologische Parameter, wie die mineralogische Zusammensetzung, Porenvolumen und Porenform, Korngröße, Textur und Zementation sowie Ankopplungseffekte zwischen Gesteinsgerüst und durch Porenfüllung beeinflußt. Einen dominierenden Einfluß auf die elastischen Konstanten besitzt nach Wood (1941) die Porosität. Wood (1941) führte dazu experimentelle Untersuchungen zur Schallausbreitung in Emulsionen durch, die von Wyllie et al. (1956) durch Messungen an künstlichen und natürlichen porösen wurden. Außer der P-Materialien ergänzt der Abhängigkeit Wellengeschwindigkeit der auch die Porosität werden von Matrixzusammensetzung, die Kornverteilung und Kornform sowie die Porenflüssigkeit als Einflußgrößen herausgestellt. Abbildung 4.1 zeigt den Zusammenhang von P-Wellengeschwindigkeit und Porosität nach der Wood'schen Gleichung (Wood, 1941):

$$v_{p} = 1 / (n\beta_{W} + (1-n)\beta_{S})(n\rho_{W} + (1-n)\rho_{S})$$

Dabei ist:

n = mit Wasser gefüllter Porenraum (Porosität)  $\beta_{W} = Kompressibilität des Porenwassers$   $\beta_{S} = Kompressibilität der mineralischen Festsubstanz$   $\rho_{W} = Dichte des Porenwassers$  $\rho_{S} = Dichte der mineralischen Festsubstanz$ 

Die Porosität ist ein Maß für den mit Gas oder Flüssigkeit gefüllten Porenraum in einem Gestein. Sie ist als das Verhältnis des Porenvolumens zum Gesamtvolumen einer Sedimentprobe definiert. Die Porosität wird hauptsächlich von der Größe, der Form, der Verteilung, der Packung und damit in gewissem Umfang auch von der Mineralogie der Körner bestimmt (Hamilton, 1970). Es wird zwischen Inter- und Intraporosität unterschieden, wobei erstere den Porenraum zwischen einzelnen Körnern und letztere den Hohlraum innerhalb der Körner beschreibt. In marinen Sedimenten werden beispielweise Intraporositäten durch hohle Foraminiferengehäuse hervorgerufen.

Nach Laboruntersuchungen von Shumway (1960) an verschiedenen marinen Sedimenten können Variationen der P-Wellengeschwindigkeit von 1474 m/s in roten Tiefseetonen bis 1785 m/s in Mittelsanden im wesentlichen auf Änderungen der Porosität zurückgeführt werden. Aufgrund der relativ hohen Porositäten in wassergesättigten, marinen Sedimenten wird die Pdurch Wellengeschwindigkeit in weiten Bereichen stärker den Kompressionsmodul (Inkompressibilität) des Porenwassers als den Kompressionsmodul der Mineralkörner beeinflußt. Erst bei Porositäten < 50% wird der Kompressionsmodul (Inkompressibilität) des elastischen Gesamtsystems deutlich größer und die P-Wellengeschwindigkeit nimmt zu (Hamilton, 1970; 1971a; 1971b).

Die Naßdichte ist für die hochfrequente, marine Seismik, neben der P-Wellengeschwindigkeit, der wichtigste Parameter für die Berechnung der akustischen Impedanzen und Reflexionskoeffizienten (s. Kapitel 5). Sie setzt sich aus zwei Komponenten, der Dichte der mineralischen Festsubstanz und



Abb. 4.1: Zusammenhang zwischen Porosität und P-Wellengeschwindigkeit nach der Wood'schen Gleichung.

der Dichte des Porenwassers zusammen. Da die Dichte der mineralischen Festsubstanz in marinen Sedimenten nur relativ geringe Variationen aufweist, läßt sich die Beziehung zwischen der P-Wellengeschwindigkeit und der Porosität in guter Näherung auch als Beziehung zwischen der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte darstellen (Hamilton, 1970; Schön, 1984).

Mit Korngrößenanalysen werden die Prozentgehalte der Sand-, Silt- und Tonfraktionen sowie Durchschnittskorngrößen von Mineralkörnern und andere statistische Parameter bestimmt. Nach Schreiber (1968), Hamilton (1970) und Schön (1983) handelt es sich bei dem Einfluß der Korngrößen auf die P-Wellengeschwindigkeit um einen Sekundäreffekt, da sie über Größen wie Porenvolumen, Porenform und Porenfüllung primär die Porosität beeinflussen.

P-Schreiber (1968)untersuchte die Beziehung zwischen Wellengeschwindigkeiten, Porositäten und mittleren Korngrößen in Sedimenten des Nordatlantiks und der Karibik. Diese Studie verifiziert prinzipiell die Gültigkeit der Wood'schen Gleichung für den Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Porosität in marinen Sedimenten. Abweichungen treten jedoch bei Sedimenten mit hohen Karbonatgehalten auf. Diese Sedimente weisen in einem breiten Porositätsbereich zwischen 80% und 50% ansteigende, aber im Vergleich zu klastischen Sedimenten geringfügige Variationen der P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 1500 m/s und 1600 m/s auf. Ebenso liegen in einem breiten Korngrößenbereich von der Tonfraktion bis zur Sandfraktion die Geschwindigkeiten von Karbonatsedimenten unterhalb der Geschwindigkeiten von klastischen Sedimenten. Schreiber (1968) führt dieses Phänomen auf Intraporositäten hohler Foraminiferengehäuse zurück, die hohe Porositäten und Wassergehalte über ein breites Korngrößenspektrum besitzen. Die regelmäßige Form der Gehäuse ist in der Lage ein mehr oder weniger regelmäßiges Korngefüge mit einer mäßig dichten Packung aufzubauen, die trotz der hohen Porosität eine gute Transmission der Schallwellen ermöglicht. Im Gegensatz dazu werden die kalkigen, platten Schalen von Coccolithen bei der Sedimentation dichter gepackt. Daraus resultieren Porositäten und Geschwindigkeiten, die im Bereich von klastischen Sedimenten liegen. In dieser Studie wird ferner der Zusammenhang zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Sortierung untersucht. Gut sortierte Sedimente besitzen hohe Porositäten. Umgekehrt weisen schlecht sortierte Sedimente geringere Porositäten auf und sollten daher höhere P-Wellengeschwindigkeiten zeigen. Teilweise wurde aber das Gegenteil beobachtet, was auf schlechte oder fehlende Kontakte zwischen den großen Körnern zurückzuführen ist, so daß die transmittierte Welle vorwiegend in der Tonfraktion verläuft.

Hamilton (1970) untersuchte die Zusammenhänge zwischen einigen physikalischen Sedimenteigenschaften, wie der Korngröße, Naßdichte, drei verschiedenen Porosität und **P-Wellengeschwindigkeit** in zwischen Sedimenten Sedimentationsmilieus. Er unterscheidet der Kontinentalterrasse (Schelf und Kontinentalhang), der Tiefseebene mit überwiegend turbiditischer Sedimentation und der Tiefseehügel-Region mit pelagischer Sedimentation (roter Tiefseeton). Die Untersuchungen schließen keine Karbonatsedimente ein. Die Variationen der Porosität in den verschiedenen Sedimenttypen werden auf dichte Kornkontakte in der Sandund Siltfraktion gegenüber lockeren und offenen, zufälligen Strukturen in der Tonfraktion zurückgeführt. Daraus resultieren zunehmende Porositäten bei abnehmenden Korngrößen. Abbildung 4.2 zeigt einige Sedimentgefüge, die den Einfluß von Korngröße, Kornform und Kornverteilung auf die Porosität P-Wellengeschwindigkeiten verdeutlichen. Erhöhte in hochporösen Tiefseesedimenten führt Hamilton (1970) auf interpartikuläre Bindungskräfte und geochemische Alteration (Zementation, Authigenese) zurück.

Horn et al. (1968) korrelieren Messungen verschiedener physikalischer Parameter mit der P-Wellengeschwindigkeit von Kernproben aus dem Norwegischen Becken und dem Mittelmeer. Die Untersuchungen zeigen, daß erhöhte Naßdichten und grobe Korngrößen zu einer erhöhten P-Wellengeschwindigkeit führen. Dagegen scheint der Karbonatgehalt über ein breites Spektrum untersuchter Proben keinen Einfluß auf die Geschwindigkeit zu besitzen. Da die Korngröße sowohl die Masseneigenschaften, wie Naßdichte und Porosität steuert, als auch die Textur des Sediments bestimmt, halten Horn et al. (1968) sie, im Gegensatz zu Hamilton (1970), für den wichtigsten Parameter, der die P-Wellengeschwindigkeit von unverfestigten marinen Sedimenten beeinflußt. Einen starken Einfluß auf die P-Wellengeschwindigkeit hat der Gasgehalt der Porenflüssigkeit (Brandt, 1960). Schon geringe Gasmengen von wenigen Prozent in der Porenflüssigkeit, erniedrigen die P-Wellengeschwindigkeit beträchtlich (Tokzök et al., 1976).

Johnson et al. (1977) führten Untersuchungen der Korngröße, Porosität, Naß- und Trockendichte, P-Wellengeschwindigkeit, Scherfestigkeit und des Karbonatgehalts an pelagischen Oberflächensedimenten des Ontong Java Plateaus im äquatorialen Pazifik durch. Es wurde eine Abhängigkeit dieser Parameter von der Intensität der Karbonatlösung festgestellt. Bei abnehmender



(c)







Abb. 4.2: Sedimentgefüge nach Hamilton (1970) (a) Einzelkorn Struktur, (b) Mischkorn Struktur, (c) Brückeneffekt von platten Mineralen, (d) Kartenhaus Struktur, mariner Ton, (e) Kartenhaus Struktur, Süßwasserton, (f) Kartenhaus Struktur, mariner siltiger Ton.

Größe der Foraminiferenschalen durch Lösung und Zerbrechen nehmen insbesondere die P-Wellengeschwindigkeit und die Scherfestigkeit ab. Morton (1975) hat ebenfalls die P-Wellengeschwindigkeiten karbonatischer Sedimente des Whiting Beckens südöstlich von Puerto Rico untersucht und konnte wie Schreiber (1968) keine eindeutigen Beziehungen mit der Korngröße oder Porosität beobachten, da die hohlen Foraminiferenschalen und -bruchstücke unabhängig von der Korngröße eine hohe Porosität verursachen. In einem Vergleich feinsandigen mit grobkörnigeren Turbiditen eckiger von Korallenbruchstücken weisen letztere eine erhöhte P-Wellengeschwindigkeit außerhalb des Bereiches der Wood'schen Gleichung und erhöhte Scherfestigkeiten auf. Die Scherfestigkeit wird in dieser Studie als der entscheidende Faktor für die P-Wellengeschwindigkeit angesehen.

Mienert & Schultheiss (1989) vergleichen physikalische Parameter von Sedimenten benachbarter ODP (Ocean Drilling Project) Kernlokationen, von denen sich eine in einer Auftriebszelle vor Nordwest-Afrika befindet, während die andere außerhalb des Auftriebsgebietes liegt. Erhöhte Werte an organischem Kohlenstoff im Sediment des Auftriebsgebietes haben nach diesen Untersuchungen keine Auswirkung auf die physikalischen Eigenschaften. Dagegen beeinflußt die Erhöhung des Gehalts an biogenem Silikat im Auftriebsgebiet die Naßdichte, und hier beobachtetes Gas führt zu erniedrigten P-Wellengeschwindigkeiten.

Baldwin et al. (1985) analysierten 3.5 kHz Echolotsignale mit verschiedenen statistischen Methoden, um eine Beziehung zwischen dem Reflexionsprozess und sedimentphysikalischen Parametern (P-Wellengeschwindigkeit, Porosität, Naßdichte, Wassergehalt und akustische Impedanz) nachzuweisen. Akustische Reflexionen entstehen demnach in erster Linie durch lokal reduzierte Wassergehalte und Porositäten sowie durch erhöhte mittlere Korngrößen.

Tyce (1976) und Tyce et al. (1980) führten quantitative Untersuchungen zur Dämpfung und zum Reflexionsverhalten des Meeresbodens mit Hilfe von Registrierungen eines 4 kHz Tiefschleppsystems durch. Danach ist die Dämpfung akustischer Signale in Karbonatschlamm geringer als in anderen marinen Sedimenten der gleichen Porosität. Die P-Wellengeschwindigkeit in Karbonatschlamm wird vermutlich durch einsetzende Lithifizierung erhöht, die zu einer beginnenden intergranularen Zementation führt (Tyce, 1976).

Labormessungen der P-Wellengeschwindigkeiten sollten bei konstanten oder durchgeführt bekannten Temperaturen werden. Temperaturschwankungen im Bereich von Zimmertemperaturen können Geschwindigkeitsdifferenzen von 20 bis 30 m/s hervorrufen (Brandt, 1960; Hamilton, 1970). Untersuchungen an in dieser Arbeit bearbeitetem Kernmaterial bestätigen eine solche Temperaturabhängigkeit der **P**-Wellengeschwindigkeit (Sobiesiak, in Vorb.). In einem Temperaturbereich zwischen 5 und 20 °C erfolgt ein nahezu linearer Geschwindigkeitsanstieg von 1487 m/s auf 1518 m/s in tonigem, terrigenem Material.

Die Schallgeschwindigkeit im Meerwasser wird von der Temperatur und dem hydrostatischen Druck und nur in sehr geringem Maße durch den Salzgehalt beeinflußt. In den Ozeanen niedriger und mittlerer Breite existiert eine ausgeprägte thermische Schichtung der Wassersäule. Unterhalb einer relativ warmen Deckschicht setzt zwischen 700 und 1300 m Wassertiefe eine Temperaturerniedrigung ein, die zu einer sprunghaften Geschwindigkeitserniedrigung führt. Mit zunehmender Wassertiefe nimmt der Einfluß des steigenden Druckes zu und führt zur nahezu linearen Erhöhung der Schallgeschwindigkeit. Im Atlantik liegt die Zone der Temperaturerniedrigung in etwa 700 m Tiefe (Dietrich et al., 1975).

#### 4.1.1 Sedimentphysik und Sedimentologie, Kongomündung (Profil A, M 6-6)

Die Sedimentation im Einflußbereich der Kongomündung ist durch einen hohen Eintrag an terrigenem Material und hohe Bioproduktivität gekennzeichnet, die durch den Nährstoffgehalt der Flußfracht hervorgerufen wird. Der Schwerelotkern 1008-3 wurde etwas südlich des Hauptausstromes auf der Position 06°34.9'S/10°19.1'E in einer Wassertiefe von 3124 m genommen (Abb. 1.1). Das Sediment des 1205 cm langen Kerns besteht aus dunkelgrauem bis dunkelolivgrünem homogenem Tonschlamm, der diatomeenführend ist und unverfüllte Wühlgänge aufweist. Diatomeen gelten als Indikator für Gebiete erhöhter biogener Produktivität und küstennahen Auftriebs (Kennett, 1982).

Abbildung 4.3 zeigt die am Kern 1008-3 gemessenen physikalischen und sedimentologischen Parameter. Die P-Wellengeschwindigkeit variiert im Bereich zwischen 1480 und 1530 m/s, die Naßdichte zwischen 1.16 und  $1.28 \text{ kg/m}^3 10^3$ . Der Karbonatgehalt des Sediments ist mit durchschnittlich 3.3% sehr gering. Die Sandfraktion erreicht in 30 cm Kerntiefe maximal 12%, ansonsten bleiben die Gehalte auf 0 bis 4% beschränkt. Der durch die



Abb. 4.3: Schwerelotkern 1008-3 vor der Kongomündung (Profil A, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schneider, pers. Mitteilung).

Diatomeenvorkommen gesteuerte Opalgehalt des Sediments nimmt in den Interglazialen gegenüber den Glazialen ab (Schneider, pers. Mitteilung).

Auf Grund des homogenen Sediments weisen die physikalischen und sedimentologischen Parameter nur geringe Variationen auf. Die unabhängig P-Wellengeschwindigkeiten voneinander bestimmten und Naßdichten (Porositäten) zeigen keine deutlichen Abhängigkeiten voneinander. Naßdichte und Porosität sind in eingeschränktem Maße durch den Opalgehalt des Sediments, der durchschnittlich 12% beträgt, beeinflußt. Offensichtlich führen die 10 bis 100 µm großen, meist sphärischen oder zylindrischen Gehäuse der Diatomeen zur Erhöhung der Porosität im Tonschlamm. Die auffälligen kurzwelligen Variationen der Naßdichte und der Porosität in Kerntiefen zwischen 480 cm und 670 cm sind nach der Kernbeschreibung auf Gasbläschen zurückführbar. Die Sedimentationsraten werden nach einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie auf 11 cm/1000 Jahre im Holozän, 7 bis 8 cm/1000 Jahre in Interglazialen und 6 cm/1000 Jahre in Glazialen geschätzt (Schneider, pers. Mitteilung).

**Tabelle 2:** Schwerelotkern 1008-3; Mittelwerte (Standardabweichungen)physikalischer und sedimentologischer Parameter.

| v <sub>p</sub> | Naßdichte                            | Porosität | CaCO <sub>3</sub> | Sand | Opal |  |
|----------------|--------------------------------------|-----------|-------------------|------|------|--|
| (m/s)          | (kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | (%)       | (%)               | (%)  | (%)  |  |
| 1501           | 1.22                                 | 86        | 3                 | 1    | 12   |  |
| (9)            | (0.03)                               | (2)       | (6)               | (1)  | (5)  |  |

## 4.1.2 Sedimentphysik und Sedimentologie, Angolanischer Kontinentalrand (Profil B, M 6-6)

Bei den Sedimenten des angolanischen Kontinentalhanges handelt es sich hauptsächlich um terrigene Ablagerungen. Das Gebiet ist durch eine niedrige bis mittlere Bioproduktivität gekennzeichnet (Bornhold, 1973; Berger et al., 1988).

Der 1241 cm lange Schwerelotkern 1016-3 wurde in einer Wassertiefe von 3411 m am angolanischen Kontinentalfuß genommen. Das Sedimentmaterial

setzt sich aus dunkelgrauem, homogenem, teilweise nannoplanktonführendem Tonschlamm zusammen, der stellenweise organische Reste und Wühlgänge aufweist. Die physikalischen und sedimentologischen Parameter des Schwerelotkerns 1016-3 sind in Abbildung 4.4 dargestellt. Der Verlauf der Geschwindigkeits-, Dichte- und Porositätsmeßkurve weist in dem homogenen Sediment nur geringe Variationen auf. Die Erhöhung der Dichte auf einen maximalen Werte von  $1.48 \text{ kg/m}^3 10^3$  in einer Kerntiefe von 900 cm korreliert mächtigen, siltigen Tonschlammlage, mit einer 5 cm die in der Kernbeschreibung dokumentiert ist. Eine Schicht mit einem maximalen Karbonatgehalt von 32% befindet sich in den oberen 50 cm des Kernes, der mittlere Karbonatgehalt beträgt jedoch nur 6.8%.

Die Gültigkeit des von Wood (1941) postulierten und von Shumway (1960) und Schreiber (1968) verifizierten Zusammenhangs zwischen P-Wellengeschwindigkeit und Porosität kann mit diesem Datensatz nicht überprüft werden. Ebensowenig sind in den Sedimenten des Kerns 1016-3 mögliche Abhängigkeiten der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte von den Konzentrationen der Sandfraktion oder des Karbonats nachweisbar. Die Sedimentationsraten betragen nach Ergebnissen einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie etwa 5 cm/1000 Jahre (Schneider, pers. Mitteilung).

Der 974 cm lange Schwerelotkern 1017-2 wurde in einer Wassertiefe von 3810 m genommen. Das Sediment besteht aus dunkelgrauem bis olivgrünem, homogenem Tonschlamm, der teilweise Nannofossilien und Foraminiferen enthält. Für diesen Kern liegen Messungen der P-Wellengeschwindigkeit, der Naßdichte, der Porosität und bis zu einer Kerntiefe von 548 cm des Sandgehalts vor (Abb. 4.5). Ergebnisse von Smear Slide Analysen wurden zur Abschätzung des Quarz- und Karbonatgehalts hinzugezogen. Im Quarzsand der Turbiditlage steigt die P-Wellengeschwindigkeit auf über 1800 m/s und die Naßdichte auf 1.99 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> an. In 210 bis 225 cm Kerntiefe ist eine gradierte Turbiditlage eingeschaltet. Die geringe Porosität in der turbiditischen Lage dürfte durch schlechte Sortierung der Quarzkörner hervorgerufen werden, bei der die Porenräume zwischen den größeren mit kleineren Körnern gefüllt sind. Die hohen Geschwindigkeiten erklären sich in diesem Sinne durch Kornkontakte zwischen den Quarzkörner, die eine schnelle Transmission des seismischen Signals ermöglichen.

Auf der tiefsten Kernstation des Profils B wurde der 730 cm lange Schwerelotkern 1018-5 in 4528 m Wassertiefe genommen. In den dunkelgrauen, foraminiferen- und nannofossilführenden Tonschlamm sind zwei sandig-siltige,



Abb. 4.4: Schwerelotkern 1016-3 vor Angola (Profil B, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schneider, pers. Mitteilung).

76



Abb. 4.5: Schwerelotkern 1017-2 vor Angola (Profil B, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. In 210 bis 225 cm Kerntiefe liegt ein Turbidit vor.

turbiditische Sequenzen in Kerntiefen von 130 bis 150 cm und 645 bis 665 cm eingeschaltet. Eine Erosionsfläche und eine 5 cm mächtige Sandlage befinden sich in Kerntiefen von 295 und 405 cm. Von diesem Kern liegen Messungen der P-Wellengeschwindigkeit, der Naßdichte und der Porosität vor. An Bord durchgeführte Smear Slide Analysen ermöglichen die Abschätzung des Karbonat- und Quarzgehalts (Abb. 4.6). In den turbiditischen und sandigen Lagen steigt die mittlere P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte auf 1620 m/s und 1.65 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$  an. Die Variationen der physikalischen Parameter sind im Kern 1018-5 durch die vielfältigere Lithologie größer als in den Kernen 1016-3 und 1017-2. Der in allen untersuchten Kernen bestehende Zusammenhang von Naßdichte und Porosität ist in Abbildung 4.7a dargestellt. Da sich Porosität und Naßdichte mariner Sedimente umgekehrt proportional zueinander verhalten, würde sich bei einem größeren Wertebereich ein hyperbolischer Kurvenverlauf abbilden. Auch in den noch folgenden Funktionen kann, innerhalb der untersuchten, begrenzten Wertebereiche, nicht von linearen Beziehungen der Parameter ausgegangen und somit kein Korrelationskoeffizient berechnet werden. Die von Wood (1941) postulierte Abhängigkeit Pder Wellengeschwindigkeit von der Porosität wird in Abbildung 4.7b bei Geschwindigkeiten > 1540 m/s und Porositäten < 75% deutlich. Die Geschwindigkeit im Sediment ist generell höher als in den von Wood (1941) untersuchten Emulsionen. Da diese Parameter in die Berechnung der akustischen Impedanz und der synthetischen Seismogramme einfließen (Kapitel 5) ist in Abbildung 4.7c die P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Naßdichte dargestelltt. Auch hier ist eine Abhängigkeit bei Geschwindigkeiten > 1540 m/s und Dichten > 1.45 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$  erkennbar. Die aufgezeigten offensichtlich Zusammenhänge sind der mineralogischen von Zusammensetzung, insbesondere dem Quarzgehalt der Turbidite abhängig, der sowohl zur Erhöhung der Dichte als auch zur Erhöhung der Geschwindigkeit durch Korn zu Korn Kontakte führt.

| Tabelle  | 3:   | Schwerelotkerne     | 1016-3,    | 1017-2   | und    | 1018-5;    | Mittelwerte |
|----------|------|---------------------|------------|----------|--------|------------|-------------|
| (Standar | dabv | veichungen) physika | alischer u | nd sedim | entolo | gischer Pa | arameter.   |

| Kernnr. | v <sub>p</sub><br>(m/s) | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) | CaCO <sub>3</sub><br>(%) | Sand<br>(%) |  |
|---------|-------------------------|---|------------------|--------------------------|-------------|--|
| 1016-3  | 1490 (9)                | 1.33 (0.04)                                       | 81 (2)           | 7 (6)                    | 1 (2)       |  |
| 1017-2  | 1493 (26)               | 1.28 (0.08)                                       | 83 (5)           | -                        | 4 (13)      |  |
| 1018-5  | 1518 (40)               | 1.27 (0.16)                                       | 84 (10)          | -                        | -           |  |



Abb. 4.6: Schwerelotkern 1018-5 vor Angola (Profil B, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. In 130 bis 150 cm und 645 bis 665 cm Kerntiefe liegen Turbidite vor.



Abb. 4.7: Schwerelotkern 1018-5: a) Darstellung der Porosität als Funktion der Naßdichte (75 Werte). b) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Porosität (75 Werte). c) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Naßdichte (75 Werte).

Auch mit Hilfe der vorhandenen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie für Kern 1016-3 und einer vorläufigen, biostratigraphischen Einordnung der Kerne 1017-2 und 1018-5 nach Faunenanalysen (Foraminiferen-Vergesellschaftungen der Gattung *Globigerina*), ist eine laterale Korrelation der drei Kerne anhand der Variationen ihrer physikalischen Parameter nicht möglich. Nach den Faunenanalysen konnten die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen 1/2 und 5/6 im Kern 1017-2 in 25 und 450 cm Tiefe, in 1018-5 in 25 und 550 cm Tiefe identifiziert werden (Berger & Oberhänsli, 1988).

# 4.1.3 Sedimentphysik und Sedimentologie, Namibischer Kontinentalrand (Profil C, M 6-6)

Das Profil C der METEOR Expedition M 6-6 am namibischen Kontinentalrand befindet sich im Einfluß des Auftriebsgebietes, das durch das kühle Oberflächenwasser des Benguela Stroms und die Zufuhr des Kunene Flusses hervorgerufen wird. Die Sedimentation ist in großem Umfang von hoher Bioproduktivität und Umlagerungsprozessen geprägt (Berger et al., 1988).

Der 950 cm lange Schwerelotkern 1023-5 wurde auf der Position 17°09.4'S/11°00.7'E in einer Wassertiefe von 1978 m genommen (Abb. 1.1). Er besteht aus diatomeenund nannofossilführendem, sandig-siltigem Tonschlamm, der zahlreiche Entgasungslöcher (H<sub>2</sub>S) enthält. Der hohe Gasgehalt des Sediments ermöglichte Messungen der P-Wellengeschwindigkeit lediglich bis in eine Kerntiefe von 630 cm. Darunter war die Ankopplung des Sediments an die Kernrohrwandung zu schlecht, um ein Schallsignal registrieren zu können. In einem zweiten Kern, der auf der gleichen Station genommen wurde (Schwerelotkern 1023-3), zeigen Analysen des Porenwassers, daß die Sedimentation in anoxischem Milieu (Sulfatreduktionszone) erfolgte. Beginn gestörter Geschwindigkeitsmessungen liegt danach Der im Tiefenbereich des zunehmenden Sulfatabbaus und der deshalb steigenden Sulfidkonzentration, die zu erhöhten H2S-Gehalten im Sediment führt (Dahmke et al., 1988).

In Abbildung 4.8 sind die Meßkurven der physikalischen und sedimentologischen Parameter des Kerns 1023-5 dargestellt. Die P-Wellengeschwindigkeit der oberen 630 cm variiert zwischen 1470 m/s und maximal 1530 m/s. Die Dichtekurve steigt zunächst bis in eine Tiefe von



Abb. 4.8: Schwerelotkern 1023-5 vor Namibia (Profil C, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schneider, pers. Mitteilung).

150 cm kontinuierlich auf Werte von etwa 1.4 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$  und fällt dann in einer Tiefe von 270 cm abrupt auf eine mittlere Dichte von rund 1.3 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$  ab. In einer Kerntiefe von 630 cm steigt die Dichte wieder sprunghaft auf etwa 1.4 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$  an. Der Trend des Karbonatgehalts stimmt mit seinen Minima und Maxima gut mit der Naßdichte überein.

Der Zerfall organischer Substanz führt zu einer erhöhten Produktion von  $CO_2$ . Liegen im Porenwasser freie  $Ca^{2+}$  -Ionen vor, kann bei genügend hohem pH-Wert CaCO<sub>3</sub> ausfallen (Manley, 1989). Im Porenwasser des Kerns 1023-3 (Parallelkern zu 1023-5) wurde mit einsetzender Sulfatreduktion, eine Zunahme der Alkalität, des Phosphat- und Ammoniumgehalts festgestellt (Dahmke et al., 1988). In einer Kerntiefe von etwa 630 cm liegen somit die chemischen Bedingungen für eine authigene Karbonatbildung vor. Die Karbonatkonzentration steigt in dieser Kerntiefe leicht von etwa 16% auf 20% an (Abb.4.8). Die P-Wellengeschwindigkeit variiert bis zur gemessenen Tiefe von 630 cm im wesentlichen gleichsinnig mit der Porosität. Eine ergibt für diesen Kern Sauerstoffisotopen-Stratigraphie eine Sedimentationsrate von 40 cm/1000 Jahre im Glazial und 20 cm/1000 Jahre im Interglazial (Schneider, pers. Mitteilung).

Der Schwerelotkern 1024-2 ist 1693 cm lang und wurde in einer Wassertiefe von 2799 m genommen. Der olivgrüne Tonschlamm ist quarzführend, teilweise siltig-sandig und weist, wie der Kern 1023-5, zahlreiche Entgasungslöcher ( $H_2S$ ) auf. Ab einer Kerntiefe von 1230 cm liegen stark quarzführender Tonschlamm und Lagen mit Tongeröllen vor, die hohe Dichteund teilweise hohe Geschwindigkeitswerte hervorrufen (Abb. 4.9). Die mittlere Sedimentationsrate wird nach Faunenanalysen auf 6 cm/1000 Jahre in Interglazialzeiten und 18 cm/1000 Jahre in Glazialzeiten geschätzt (Berger & Oberhänsli, 1988), jedoch kann lediglich Sauerstoffisotopen-Stadiengrenze 1 in etwa 80 cm Kerntiefe sicher nachgewiesen werden.

Der Schwerelotkern 1026-2 wurde in einer Wassertiefe von 4616 m auf der Position 17°09.0'S/08°53.8'E genommen (Abb. 1.1). Der Kerngewinn beträgt 1642 cm. Das Sediment besteht aus olivgrauem, quarzhaltigem Tonschlamm mit zahlreichen, geringmächtigen (cm-Bereich), turbiditschen Einschaltungen. Eine mächtige Turbiditsequenz ist zwischen 450 und 900 cm Kerntiefe eingeschaltet. Die turbiditischen Lagen sind quarzund **p**glimmerhaltig. Abbildung 4.10 die zeigt Variationen der Wellengeschwindigkeit, Naßdichte, Porosität und der nach Smear Slide Analysen abgeschätzten Quarz- und Karbonatgehalte. Naßdichte- und



Abb. 4.9: Schwerelotkern 1024-2 vor Namibia (Profil C, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



Abb. 4.10: Schwerelotkern 1026-2 vor Namibia (Profil C, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.

85

Porositätsmessungen liegen nur bis in eine Kerntiefe von 1106 cm vor. Die Meßkurven sind durch die extremen Werte in den turbiditischen Ablagerungen charakterisiert, die hohe Geschwindigkeits- und Dichtewerte von maximal 1720 m/s und  $1.9 \text{ kg/m}^3 10^3$  erreichen. Nach einer ersten vorläufigen Biostratigraphie konnten die Sauerstoffisotopen Stadiengrenzen 1/2 in 70 cm und 5/6 in 1000 cm Kerntiefe nachgewiesen werden. Daraus ergibt sich eine Sedimentationsrate von 8 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988).

**Tabelle 4:**Schwerelotkerne 1023-5, 1024-2, 1026-2;Mittelwerte(Standardabweichungen) physikalischer und sedimentologischer Parameter.

| Kernnr. | v <sub>p</sub><br>(m/s) | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) | CaCO <sub>3</sub><br>(%) | Sand<br>(%) |  |
|---------|-------------------------|---|------------------|--------------------------|-------------|--|
| 1023-5  | 1499 (10)               | 1.36 (0.05)                                       | 77 (3)           | 15 (3)                   | 1 (1)       |  |
| 1024-2  | 1508 (19)               | 1.32 (0.09)                                       | 79 (6)           | -                        | -           |  |
| 1026-2  | 1526 (40)               | 1.35 (0.16)                                       | 77 (9)           | -                        | -           |  |

Auch auf dem Profil C der METEOR Expedition M 6-6 ist eine laterale Korrelation zwischen den Schwerelotkernen 1023-5, 1024-2 und 1026-2 auf der Basis der physikalischen Parameter nicht möglich. Die großen Unterschiede in den Wassertiefen und Sedimentationsraten, sowie die relativ homogenen Sedimente lassen eine optische Korrelation nicht zu. Möglicherweise können die in 1024-2 und 1026-2 eingeschalteten Turbiditserien als gleichzeitige Ereignisse angesehen werden.

## 4.1.4 Sedimentphysik und Sedimentologie, Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6)

Die Schwerelotkerne des Profils D wurden auf dem Walfisch Rücken in dominierend biogenen, karbonatischen Sedimenten genommen. Das E-W verlaufende Profil befindet sich in dem durch den Benguela Strom verursachten Auftriebsgebiet, dessen Auswirkungen auf die Bioproduktivität nach Westen, mit wachsender Entfernung von der afrikanischen Küste, abnehmen (Schmidt, pers. Mitteilung).

Der Schwerelotkern 1028-5 wurde in einer Wassertiefe von 2209 m als kontinentnächster Kern des Profils D auf dem Walfisch Rücken genommen.



Abb. 4.11: Schwerelotkern 1028-5 auf dem Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schmidt, pers. Mitteilung).

**L**8



Abb. 4.12: Schwerelotkern 1028-5: a) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Porosität (213 Werte). b) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion des Sandgehalts (213 Werte).
c) Darstellung des Karbonatgehalts als Funktion der Naßdichte (213 Werte). d) Darstellung des Sandgehalts als Funktion der Naßdichte (213 Werte).

Das Sedimentmaterial sich vorwiegend weißem, setzt aus nannoplanktonreichem Foraminiferenschlamm zusammen. Einige Schichten des Sediments sind leicht tonig oder sandig. In Abbildung 4.11 sind die gewonnenen physikalischen und sedimentologischen Parameter des Kerns dargestellt. Die P-Wellengeschwindigkeit liegt mit einem Mittelwert von 1511 m/s im Bereich der Geschwindigkeit terrigener Sedimente, dagegen ist der Mittelwert der Naßdichte mit 1.53 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> vergleichsweise höher. Eine Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit von der Porosität (Wood, 1941), sowie vom Sandgehalt wird in den homogenen Sedimenten nicht erkennbar (Abb. 4.12a,b). Die Naßdichte zeigt bei einem gleichsinnigen Kurvenverlauf eine deutliche Abhängigkeit vom Karbonatgehalt (Abb. 4.12c); sie nimmt dagegen bei zunehmendem Gehalt der Sandfraktion ab (Abb. 4.12d). Der Karbonatgehalt variiert zwischen 77% und 94%, wobei die Minima, wie auch die Dichteminima, bedingt durch Verdünnung mit terrigenem Material und/oder verstärkter Karbonatlösung, vorwiegend in den Glazialzeiten der Sauerstoffisotopen-Stadien liegen. Die Sedimentationsrate des Kerns 1028-5 beträgt nach einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie im Mittel 2.5 cm/1000 (Schmidt, pers. Mitteilung).

Der 1078 cm lange Schwerelotkern 1031-4 wurde in einer Wassertiefe von genommen. weißem bis hellbraunem 3105 m Er setzt sich aus Foraminiferensand mit Einschaltungen geringmächtigen von Foraminiferenschlammlagen zusammen. Abbildung 4.13 zeigt die physikalischen und sedimentologischen Parameter des Kerns. Die Variationen der P-Wellengeschwindigkeit sind hochfrequent zeigen keine und charakteristischen Zyklen. Die Meßkurven der Naßdichte, der Porosität und des Karbonatgehalts weisen dagegen auch deutlich tieffrequentere Anteile auf. Da in diesem Kern die P-Wellengeschwindigkeit über einen vergleichsweise breiten Bereich zwischen 1550 und 1660 m/s variiert, kann eine Abhängigkeit von der Porosität (Abb. 4.14a) und der Naßdichte (Abb. 4.14b) nachgewiesen werden. Die Geschwindigkeit im karbonatischen Sediment ist um etwa 50 m/s höher, als in den von Wood (1941) untersuchten Emulsionen. Die Naßdichte zeigt nur einen geringen Zusammenhang mit dem Karbonatgehalt (Abb. 4.14c), der in einem sehr engen Bereich zwischen 85 und 97% variiert, wohl aber mit dem Sandgehalt (Abb. 4.14d). Die Sedimentationsraten betragen nach einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie im Mittel etwa 1.4 cm/1000 Jahre (Schmidt, pers. Mitteilung).

Schwerelotkern 1032-3 wurde in einer Wassertiefe von 2505 m genommen. Der Kern ist 524 cm lang und besteht aus weißem



Abb. 4.13: Schwerelotkern 1031-4 vom Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schmidt, pers. Mitteilung).



Abb. 4.14: Schwerelotkern 1031-4: a) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Porosität (195 Werte). b) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Naßdichte (195 Werte).
c) Darstellung des Karbonatgehalts als Funktion der Naßdichte (195 Werte). d) Darstellung der Sandfraktion als Funktion der Naßdichte (195 Werte).

Karbonatschlamm mit wenigen organischen Resten. In Abbildung 4.15 sind die sedimentphysikalischen Parameter des Kerns dargestellt. In den geringen Variationen der Parameter läßt sich lediglich eine Abhängigkeiten der Naßdichte (Porosität) vom Sandgehalt erkennen. Die Karbonatmaxima liegen näherungsweise in den Interglazialstadien. Nach einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie ergibt sich eine mittlere Sedimentationsrate von 1.4 cm/1000 Jahre in den Interglazialen und 1 cm/1000 Jahre in den Glazialen (Schmidt, pers. Mitteilung).

Der Schwerelotkern 1035-4 wurde im nördlichen Bereich des Walfisch Rückens in einer Wassertiefe von 4453 m genommen. Der Kern ist 1067 cm lang und besteht aus tonigem, hellbraunem bis weißem Karbonatschlamm, der einige sandige Partien, organische Reste und Wühlgänge enthält. Die Variationen der P-Wellengeschwindigkeit sind mit Werten zwischen 1490 und 1640 m/s relativ groß (Abb. 4.16), wobei die auffälligen Erhöhungen der P-Wellengeschwindigkeit zwischen 590 und 620 cm sowie 730 und etwa 900 cm mit Lagen festeren Karbonatsands übereinstimmen. Naßdichte und Porosität zeigen ausgeprägte zyklische Variationen. In Abbildung 4.17a ist die Porosität als Funktion der P-Wellengeschwindigkeit aufgetragen. Im Geschwindigkeitsbereich zwischen 1490 und 1550 m/s wird eine Abnahme der Porosität von etwa 80 auf 60%, analog zur Wood'schen Gleichung (Wood, 1941), deutlich. Geschwindigkeitswerte > 1600 m/s entsprechen dagegen erhöhten Porositäten von 65 bis 70%. Die Naßdichtewerte verhalten sich entgegengesetzt: die erhöhten Geschwindigkeitswerte stimmen mit etwas niedrigeren Dichtewerten überein (Abb. 4.17b). Diese Werte wurden im festen Karbonatsand gemessen, in dem die Foraminiferengehäuse offensichtlich eine intrapartikuläre Porosität besitzen und damit eine Erhöhung der Gesamtporosität hervorrufen. Die erhöhte Geschwindigkeit im Karbonatsand weist nach Schreiber (1968) auf eine dichte Packung der Körner mit guten Korn zu Korn Kontakten hin. Nach einer vorläufigen Biostratigraphie konnte die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenze 4/5 in 130 cm und die Grenze 5/6 in 584 cm Kerntiefe nachgewiesen werden. Daraus ergeben sich für den Kern 1035-4 Sedimentationsraten von 2 bis 5 cm/1000 Jahre (Berger & Oberhänsli, 1988).

Der 1076 cm lange Schwerelotkern 1036-1 wurde etwas nördlich des Walfisch Rückens bereits im Bereich des Angola Beckens in einer Wassertiefe von 5073 m genommen. Die Sedimentationsgeschichte des Kerns ist in Wechsellagen von teilweise feinsandigem, braunem Tonschlamm und hellgrauem Karbonatschlamm dokumentiert. Die Schichtgrenzen sind durch


Abb. 4.15: Schwerelotkern 1032-3 vom Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schmidt, pers. Mitteilung).



Abb. 4.16: Schwerelotkern 1035-4 vom Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



Abb. 4.17: Schwerelotkern 1035-4: a) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Porosität (210 Werte). b) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Naßdichte (210 Werte).



Abb. 4.18: Schwerelotkern 1036-1 am nördlichen Fuß des Walfisch Rückens (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



Abb. 4.19: Schwerelotkern 1036-1: a) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Porosität (211 Werte). b) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Naßdichte (211 Werte).

Bioturbation häufig undeutlich. Örtlich sind dunkelolive und grüngraue, lamellierte Tonschlammlagen eingeschaltet. In 68 cm Tiefe liegt über einem Erosionshorizont ein geringmächtiger Turbidit. Abbildung 4.18 zeigt die gemessenen physikalischen Parameter dieses Kerns. Sie lassen sich qualitativ nach ihrem Sandgehalt in zwei Sedimenttypen unterteilen: Tonschlamm / toniger Karbonatschlamm und feinsandiger Karbonatschlamm / sandiger Tonschlamm. P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte liegen in den feinkörnigen Sedimenten bei etwa 1501 m/s und  $1.48 \text{ kg/m}^3 10^3$ ; in den grobkörnigeren Sedimenten im Mittel um 1525 m/s und 1.6 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$ . In den inhomogenen Sedimenten des Kerns 1036-1 weisen die sedimentphysikalischen Parameter ein verhältnismäßig breites Wertespektrum auf. Es läßt sich deshalb ein relativ klarer Zusammenhang der P-Wellengeschwindigkeit mit der Porosität nachweisen (Abb. 4.19a), wobei auch hier die Geschwindigkeit um etwa 50 m/s höher liegt als in der Wood'schen Gleichung (Wood, 1941). Um den Zusammenhang der für die Berechnung der akustischen Impedanz relevanten Parameter (s. Kapitel 5) zu verdeutlichen, ist in Abbildung 4.19b die P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Naßdichte (4.19b) dargestellt.

In diesem Kern wurden mit paläomagnetischen Messungen der Brunhes/Matuyama Polaritätswechsel (0.73 Ma) in einer Kerntiefe von 343 cm gefunden. In Kerntiefen von 398 cm bis 450 cm wurde das Polaritätsereignis Jaramillo (0.91 bis 0.98 Ma) und ab 950 cm Kerntiefe das Polaritätsereignis Olduvai (1.66 bis 1.88 Ma) nachgewiesen (Bleil et al., 1988). Nach einer vorläufigen Biostratigraphie liegt die Grenze Pleistozän/Pliozän in einer Kerntiefe von 1060 cm. Für das Quartär ergibt sich danach insgesamt eine Sedimentationsrate von etwa 0.6 cm/1000 Jahre (Bleil et al., 1988).

**Tabelle 5**: Schwerelotkerne 1028-5, 1031-4, 1032-3, 1035-4 und 1036-1;Mittelwerte (Standardabweichungen) der physikalischen undsedimentologischen Parameter.

| Kernnr. | vp<br>(m/s) | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) | CaCO <sub>3</sub><br>(%) | Sandgehalt<br>(%) |
|---------|-------------|---|------------------|--------------------------|-------------------|
| 1028-5  | 1511 (11)   | 1.52 (0.05)                                       | 69 (3)           | 86 (3)                   | 30 (13)           |
| 1031-4  | 1586 (21)   | 1.63 (0.06)                                       | 63 (5)           | 91 (2)                   | 43 (11)           |
| 1032-3  | 1542 (11)   | 1.60 (0.04)                                       | 63 (2)           | 90 (4)                   | 31 (10)           |
| 1035-4  | 1532 (39)   | 1.52 (0.05)                                       | 67 (3)           | -                        | -                 |
| 1036-1  | 1505 (18)   | 1.50 (0.11)                                       | 70 (6)           | -                        | -                 |

## 4.1.5 Sedimentphysik und Sedimentologie, Angola- und westliches Guinea Becken (M 6-6)

Der Schwerelotkern **1037-5** stammt aus dem zentralen Angola Becken aus 5632 m Wassertiefe. Der Kern ist 540 cm lang und enthält homogenen, braunen Tiefseeton, der in den oberen 30 cm foraminiferenführend ist. Abbildung 4.20 zeigt die Meßkurven der P-Wellengeschwindigkeit, der Naßdichte und der Porosität. Die Messungen der Geschwindigkeit an diesem Kern wurde zum Teil durch fehlenden Kontakt des Sediments an die Rohrinnenwandung und durch Hohlräume und Risse stark beeinträchtigt. Deshalb liegt nur eine lückenhafte Meßkurve vor. Die erhöhten Geschwindigkeiten und Porositäten und niedrigen Naßdichten in den oberen 40 cm des Kerns werden offensichtlich durch den Gehalt an Foraminiferen hervorgerufen. In 320 bis 370 cm Kerntiefe sind trotz auffälliger Variationen der physikalischen Parameter keine lithologischen Veränderungen in der Kernbeschreibung dokumentiert.

Schwerelotkern 1040-1 wurde in einer Wassertiefe von 4829 m im westlichen Guinea Becken genommen. Die Kernlänge beträgt 1079 cm. Das Sedimentmaterial besteht aus Wechsellagen von grauem Tonschlamm und hellem Karbonatschlamm in die foraminiferenreiche Partien und turbiditische Karbonatsandlagen (von 375 bis 390 cm und 613 bis 640 cm Kerntiefe) eingeschaltet sind. Abbildung 4.21 zeigt ausgeprägte Variationen der physikalischen Parameter. Außer in den Turbiditen ist jedoch keine deutliche Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit von der Naßdichte oder Porosität erkennbar. Die weißen, karbonatreichen Lagen stimmen nach der Kernbeschreibung mit hohen Dichtewerten von 1.3 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> bis 1.4 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> überein, während die tonreichen, dunklen Lagen niedrigeren Dichtewerten zwischen 1.16 und 1.3 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> entsprechen.

Der Schwerelotkern 1041-3 wurde ebenfalls im westlichen Guinea Becken in einer Wassertiefe von 4033 m genommen. Das Sediment dieses Kerns besteht aus Wechsellagen von olivgrauem Tonschlamm, grauem und weißem Karbonatschlamm und Karbonatsand. Abbildung 4.22 zeigt die physikalischen und sedimentologischen Parameter des Kerns. Außer den Standardmessungen P-Wellengeschwindigkeit, Naßdichte und Porosität steht der Karbonatgehalt, der Sandgehalt und eine Sauerstoffisotopen-Stratigraphie zur Verfügung. Der Karbonatgehalt variiert zwischen 46% und 93%. Die Maxima von Naßdichte, Karbonat- und Sandgehalt liegen deutlich in den Interglazialstadien. Diese



Abb. 4.20: Schwerelotkern 1037-5, Angola Becken (M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



Abb. 4.21: Schwerelotkern 1040-1, Guinea Becken (M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



Abb. 4.22: Schwerelotkern 1041-3, Guinea Becken (M 6-6): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Meinecke, pers. Mitteilung).

102



Abb. 4.23: Schwerelotkern 1041-3: a) Darstellung der P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Porosität (208 Werte). b) Darstellung der Naßdichte als Funktion des Karbonatgehalts (208 Werte).
c) Darstellung der Sandfraktion als Funktion der Naßdichte (208 Werte).

Parameter sind hier offensichtlich klimatisch gesteuert; die Karbonaterhaltung (oder Karbonatproduktion) ist in den Interglazialstadien besser (oder höher) als in den Glazialstadien. Die Naßdichte wird durch die höhere Dichte der mineralischen Festsubstanz des Karbonats und der Sandgehalt durch vollständige Foraminiferengehäuse beeinflußt. Der Zusammenhang zwischen der P-Wellengeschwindigkeit und der Porosität analog zur Wood'schen Gleichung (Wood, 1941) wird in Abbildung 4.23a erkennbar. Auch hier sind die im Sediment gemessenen Geschwindigkeiten 30 bis 50 m/s höher als in der Wood'schen Gleichung. Abbildung 4.23b verdeutlicht den ausgeprägten, logarithmischen Zusammenhang Naßdichte offensichtlich von und Karbonatgehalt. Die Abhängigkeit der Naßdichte vom Sandgehalt ist weniger deutlich ausgeprägt (Abb. 4.23c). Für diesen Kern wurde auf der Basis einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie eine mittlere Sedimentationsrate von etwa 2 cm/1000 Jahre berechnet (Meinecke, pers. Mitteilung).

**Tabelle 6:** Schwerelotkerne 1037-5, 1040-2 und 1041-3; Mittelwerte (Standardabweichungen) der physikalischen und sedimentologischen Parameter.

| Kernnr. | vp<br>(m/s) | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) | CaCO <sub>3</sub><br>(%) | Sandgehalt<br>(%) |
|---------|-------------|---|------------------|--------------------------|-------------------|
| 1037-5  | 1501 (8)    | 1.30 (0.05)                                       | 83 (3)           | -                        | -                 |
| 1040-1  | 1524 (11)   | 1.25 (0.09)                                       | 85 (5)           | -                        | -                 |
| 1041-3  | 1515 (15)   | 1.39 (0.08)                                       | 76 (4)           | 83 (6)                   | 12 (8)            |

# 4.1.6 Sedimentphysik und Sedimentologie, Mittelatlantischer Rücken - Brasil Becken (Profil C, M 9-4)

Die im folgenden beschriebenen Schwerelotkerne wurden während der METEOR Expedition M 9-4 im äquatorialen Bereich des Mittelatlantischen Rückens (MAR) genommen. Das E-W Profil, das östlich des MAR in einer Wassertiefe von 3470 m beginnt, erstreckt sich nach Westen bis in das Brasil Becken in eine Wassertiefe von 5160 m. Das Gebiet ist durch eine unruhige Morphologie charakterisiert, die durch zahlreiche, senkrecht zum Rückenbereich E-W streichende Transformstörungen hervorgerufen wird. Bei den Sedimenten des MAR handelt es sich um pelagische karbonatische Sedimente, deren tonige Komponente mit steigender Wassertiefe zunimmt. Bentonitlagen weisen auf Vulkanismus im Rückenbereich hin. Durch die steile Topographie sind häufig turbiditische Ablagerungen zu beobachten.

Der 1490 cm lange Schwerelotkern 1116-2 wurde in einer Wassertiefe von 3472 m genommen. Das Sediment des Kerns setzt sich aus bioturbatem, grauem bis olivgrauem Tonschlamm und grauem bis weißem Karbonatschlamm zusammen. Teilweise sind feste, sandige Karbonatschlammlagen, grüne Bentonitlagen und geringmächtige blaßviolette Horizonte eingeschaltet. In Kerntiefen von 25 bis 44 cm, 272 bis 277 cm, 590 bis 630 cm, 840 bis 857 cm und 1153 bis 1165 cm liegen siltige bis grobsandige, turbiditische Foraminiferenlagen vor. Diese geringmächtigen Turbiditlagen bedingen erhöhte P-Wellengeschwindigkeiten und Naßdichten sowie niedrigerer Porositäten (Abb. 4.24). Erhöhte 1.37 Dichtewerte zwischen und  $1.45 \text{ kg/m}^3 10^3$  resultieren nach der Kernbeschreibung aus vorwiegend karbonatischen Schichten, niedrigere Dichtewerte von 1.32 bis  $1.37 \text{ kg/m}^3 10^3$ aus vorwiegend tonigen Lagen. Die Geschwindigkeitswerte zeigen ähnliche Trends, allerdings mit weniger ausgeprägten Variationen zwischen 1480 und 1580 m/s.

Der 1530 cm lange Schwerelotkern 1117-2 wurde in einer Wassertiefe von 3984 m genommen. Das Sediment des Kerns setzt sich aus sandigem, grauem bis olivgrauem Tonschlamm und weißem bis hellgrauem Karbonatschlamm zusammen. Bioturbation wird über die gesamte Kernlänge beobachtet. In Kerntiefen zwischen 515 und 585 cm, 683 und 710 cm, 1233 und 1335 cm und 1347 und 1410 cm sind sichtbar gradierte Turbidite aus weißem Karbonatsand, -silt und -schlamm eingeschaltet. Abbildung 4.25 zeigt die Meßkurven der P-Wellengeschwindigkeit, der Naßdichte, der Porosität, des Karbonatgehalts und die Stadiengrenzen einer Sauerstoffisotopen-Stratigraphie. In Kerntiefen zwischen 152 und 250 cm konnten auf Grund fehlenden Kontakts des Sediments mit der Rohrinnenwand keine Geschwindigkeitswerte bestimmt werden. Die Messung des Karbonatgehalts wurde an einem Parallelkern 1117-1 durchgeführt. Die physikalischen und sedimentologischen Parameter lassen sich gut mit lithologischen Grenzen korrelieren, wobei die vorwiegend tonigen Sedimente niedrigere Dichten und Geschwindigkeiten aufweisen als die karbonatischen Sedimente. Die karbonatischen Turbiditlagen zeigen nur geringfügig erhöhte Naßdichten (erniedrigte Porositäten). Möglicherweise führte die Öffnung des Kerns zu Wasserverlusten in dem grobkörnigen Sediment, so daß hier zu niedrige Dichten gemessen wurden. Die Karbonatgehaltskurve zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung mit der



Abb. 4.24: Schwerelotkern 1116-2 vom Mittelatlantischen Rücken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



 Abb. 4.25: Schwerelotkerns 1117-2 vom Mittelatlantischen Rücken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter. Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Bickert, pers. Mitteilung).

Naßdichte. Die Grenzen der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie fallen mit Minima des Karbonatgehalts und der Naßdichte zusammen. Die Sedimentationsrate beträgt nach der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie 2 bis 3 cm/1000 Jahre (Bickert, pers Mitteilung).

Der 1220 cm lange Schwerelotkern 1118-3 wurde in einer Wassertiefe von 4671 m genommen. Das Sediment besteht vorwiegend aus bioturbatem Tonschlamm in den Schichten von Karbonatschlamm und Karbonatsandlagen zwischengelagert sind. In einer Kerntiefe von 1120 bis 1126 cm ist ein karbonatischer Turbidit eingeschaltet. In diesem Kern wurden ab einer Kerntiefe von 850 cm Verschleppungen des Sediments an der Rohrwandung beobachtet. Die Meßkurven der physikalischen Parameter des Kerns sind in Abbildung 4.26 dargestellt. Die P-Wellengeschwindigkeit zeigt relativ geringe Variationen zwischen minimal 1475 und maximal 1545 m/s und zeigt keine Variationen oder charakteristischen zyklischen markante Geschwindigkeitssprünge. Die Variationen der Naßdichte liegen zwischen 1.16 und  $1.47 \text{ kg/m}^3 10^3$ , wobei die höheren Werten von Werte Kernabschnitten mit karbonatischer Sedimentation zugeordnet werden können. Die abrupten Dichtesprünge in größeren Kerntiefen korrelieren mit Karbonatsandlagen, die in der Kernbeschreibung dokumentiert sind.

Der Schwerelotkern 1119-1 ist 950 cm lang und wurde in einer Wassertiefe von 5164 m genommen. Das Sediment des Kerns setzt sich aus teilweise foraminiferenführendem, dunkelgrauem und olivgrauem Tonschlamm zusammen, in den wenige hellgraue Karbonatschlammlagen eingeschaltet sind. Die Variationen der P-Wellengeschwindigkeit (Abb. 4.27) lassen sich nicht mit lithologischen Veränderungen in der Kernbeschreibung korrelieren. Die Porositätskurve folgt mit ihren Minima (um 85%) und Maxima (um 92%) näherungsweise dem Verlauf der Geschwindigkeitskurve. Die Änderungen der Naßdichte mit der Kerntiefe sind annähernd gegenläufig. Der von Wood (1941) postulierte Zusammenhang zwischen p-Wellengeschwindigkeit und Porosität kann in diesen Sedimenten nicht nachgewiesen werden.



Abb. 4.26: Schwerelotkerns 1118-3 vom Mittelatlantischen Rücken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.



Abb. 4.27: Schwerelotkern 1119-1 aus dem Brasil Becken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile physikalischer und sedimentologischer Parameter.

| Kernnr.        | vp<br>(m/s) | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) | CaCO <sub>3</sub><br>(%) | Sand<br>(%) |   |
|----------------|-------------|---|------------------|--------------------------|-------------|---|
| 1116 <b>-2</b> | 1523 (19)   | 1.40 (0.04)                                       | 75 (3)           | -                        | -           |   |
| 1117-2         | 1523 (29)   | 1.38 (0.05)                                       | 77 (2)           | 83 (6)                   | -           |   |
| 1118-3         | 1500 (11)   | 1.30 (0.07)                                       | 83 (5)           | -                        | -           |   |
| 1119-1         | 1541 (16)   | 1.20 (0.03)                                       | 90 (2)           | -                        | -           | ~ |

**Tabelle 7**: Schwerelotkerne 1116-2, 1117-2, 1118-3 und 1119-1; Mittelwerte (Standardabweichungen) physikalischer und sedimentologischer Parameter.

Abbildung 4.28 zeigt die laterale stratigraphische Korrelation der vier Kerne 1116-2, 1117-2, 1118-3 und 1119-1, die auf dem E-W-Profil vom MAR in das Brasil Becken genommen wurden. Grundlage hierfür waren die P-Variationen der Naßdichten. Die übrigen Parameter wie Wellengeschwindigkeit und Porosität und die Lithologie nach den Kernbeschreibungen wurden insbesondere für die Kerne 1116-2 und 1117-2 zur Korrelation hinzugezogen. Bereiche mit vorwiegend karbonatischer oder vorwiegend toniger Sedimentation und auch einige turbiditische Lagen, etwa in 630 cm Tiefe in Kern 1116-2 und 585 cm Tiefe in Kern 1117-2 werden als zeitgleiche Ereignisse angesehen. Zur chronostratigraphischen Einordnung wurden vorläufige biostratigraphische Ergebnisse einer an Bord durchgeführten Analyse nach der Ericson & Wollin Zonierung (Oberhänsli & Pflaumann, 1989) und die Sauerstoffisotopen-Stratigraphie des Kerns 1117-2 (Bickert, pers. Mitteilung) verwendet. Auf der Basis der Faunenzonierung und der ausgeprägten Karbonatzyklen erscheint eine zeitliche Einordnung und Abschätzung der Sedimentationsraten für den Kern 1116-2 problemlos. In den Kernen 1118-3 und 1119-1 sind keine Karbonatzyklen ausgeprägt. Die Korrelation wird hier deshalb, besonders unter der Isotopenstadiengrenze 5/6, unsicherer. Die vorläufige stratigraphische Einordnung des gesamten Profils ergibt in allen vier Kernen etwa gleiche Sedimentationsraten von etwa 2 bis 3 cm/1000 Jahre bis zum Interglazialstadium 5.



Abb. 4.28: Stratigraphische Korrelation der Schwerelotkerne 1116-2, 1117-2, 1118-3 und 1119-1 vom Mittelatlantischen Rücken in das Brasil Becken (Profil C, M 9-4).

### 4.2 Resümee

Die an Schwerelotkernen der METEOR Expedition M 6-6 und M 9-4 bestimmten sedimentphysikalischen Parameter sind nach den verschiedenen Sedimentationsgebieten in Tabelle 8 zusammengefaßt.

**Tabelle 8:** Mittelwerte (Standardabweichungen) physikalischer undsedimentologischer Parameter aller bearbeiteten Schwerelotkerne.

## Afrikanischer Kontinentalrand

| Kernnr.   | vp<br>(m/s)  | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) | CaCO <sub>3</sub><br>(%) | Sand<br>(%) |
|-----------|--------------|---|------------------|--------------------------|-------------|
| 1008-3    | 1501 (9)     | 1.22 (0.03)                                       | 86 (2)           | 3 (6)                    | 1 (1)       |
| 1016-3    | 1490 (9)     | 1.33 (0.04)                                       | 81 (2)           | 7 (6)                    | 1 (2)       |
| 1017-2    | 1493 (26)    | 1.28 (0.08)                                       | 83 (5)           | -                        | 4 (13)      |
| 1018-5    | 1518(40)     | 1.27 (0.16)                                       | 84 (10)          | -                        | -           |
| 1023-5    | 1499 (10)    | 1.36 (0.05)                                       | 77 (3)           | 15 (3)                   | 1 (1)       |
| 1024-2    | 1508 (19)    | 1.32 (0.09)                                       | 79 (6)           | -                        | -           |
| 1026-2    | 1526 (40)    | 1.35 (0.16)                                       | 77 (9)           | -                        | -           |
| Walfisch  | Rücken       |   |                  |                          |             |
| 1028-5    | 1511 (11)    | 1.52 (0.05)                                       | 69 (3)           | 86 (3)                   | 30 (13)     |
| 1031-4    | 1586 (21)    | 1.63 (0.06)                                       | 63 (5)           | 91 (2)                   | 43 (11)     |
| 1032-3    | 1542 (11)    | 1.60 (0.04)                                       | 63 (2)           | 90 (4)                   | 31 (10)     |
| 1035-4    | 1532 (39)    | 1.52 (0.05)                                       | 67 (3)           | -                        | -           |
| 1036-1    | 1505 (18)    | 1.50 (0.11)                                       | 70 (6)           | -                        | -           |
| Tiefseebe | cken und MAR |   |                  |                          |             |
| 1037-5    | 1501 (8)     | 1.30 (0.05)                                       | 83 (3)           | -                        | -           |
| 1040-1    | 1524 (11)    | 1.25 (0.09)                                       | 85 (5)           | -                        | -           |
| 1041-3    | 1515 (15)    | 1.39 (0.08)                                       | 76 (4)           | 81 (8)                   | 12 (8)      |
| 1116-2    | 1523 (19)    | 1.40 (0.04)                                       | 75 (3)           | -                        | -           |
| 1117-2    | 1523 (29)    | 1.38 (0.05)                                       | 77 (2)           | 83 (6)                   |             |
| 1118-3    | 1500 (11)    | 1.30 (0.07)                                       | 83 (5)           | -                        | -           |
| 1119-1    | 1541 (16)    | 1.20 (0.03)                                       | 90 (2)           | *                        | -           |

Der in diesem Wertebereich nahezu linear erscheinende Zusammenhang von Naßdichte und Porosität läßt sich anhand der Mittelwerte aller bearbeiteten Schwerelotkerne darstellen (Abb. 4.29a). Obwohl die Mittelwerte P-Wellengeschwindigkeiten und Porositäten der bearbeiteten der Schwerelotkerne das von Wood (1941) bearbeitete Wertespektrum nicht vollständig abdecken, ist eine Beziehung dieser Parameter erkennbar (Abb. 4.29b). Eine Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit bei abnehmender Porosität wird für die karbonatischen Sedimenten des Walfisch Rückens bei Porositäten < 75% (vgl. Hamilton, 1970) hinreichend deutlich. Den Einfluß der mittleren Karbonatgehalte der Kerne auf die mittlere P-Wellengeschwindigkeit zeigt Abbildung 4.29c. Es liegen bislang jedoch nur Datenpunkte mit sehr niedrigen oder sehr hohen Karbonatgehalten vor, während Gehalte zwischen 20 und 70% fehlen. Auch für die Abhängigkeit der mittleren P-Wellengeschwindigkeit vom mittleren Sandgehalt liegen wenige Datenwerte vor, und es wird nur ein sehr schmales Wertespektrum erfaßt (Abb. 4.29d). Danach nimmt die Geschwindigkeit mit steigendem Karbonat- und Sandgehalt zu.

Die Zusammenhänge zwischen mittleren Naßdichten und mittleren Karbonat- und Sandgehalten sind in Abbildung 4.29e,f dargestellt. Die oberen vier Datenpunkte in Abbildung 4.29e zeigen bei Karbonatgehalten von 80 bis 91% einen linearen Anstieg der Naßdichte von 1.39 auf 1.63 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup>. In karbonatreichen Sedimenten des östlichen äquatorialen Pazifiks konnte bereits gezeigt werden, daß die Naßdichte nach einer empirischen Formel aus Karbonatgehalt und mittlerer Korngröße abgeschätzt und zur Berechnung von synthetischen Seismogrammen eingesetzt werden kann (Mayer, 1980). Dannach gilt die Regressionsgleichnung:

Naßdichte = 1.1578 + 0.517 (Karbonatgehalt, %) - 0.01575 (mittlere Korngröße, mm).

Um den von Mayer (1980) gezeigten Zusammenhang auch für Karbonatgehalte zwischen 80 und 40% zu bestätigen, sind weitere eigene Messungen erforderlich (Abb. 4.29e). Trotz der generellen Zunahme der mittleren Naßdichten mit den mittleren Sandgehalten (Abb. 4.29f) werden innerhalb der Kerne 1028-5, 1031-4 und 1032-3, bei steigenden Sandgehalten abnehmende Dichten beobachtet. Da sich die Sandfraktion in diesen vier Kernen offensichtlich aus kalkigen Foraminiferenschalen zusammensetzt,



Abb. 4.29: a) Mittlere Porositäten als Funktion der mittleren Naßdichten aller bearbeiteten Schwerelotkerne (19 Werte). b) Mittlere P-Wellengeschwindigkeiten als Funktion der mittleren Porositäten aller bearbeiteter Schwerelotkerne, eingekreist sind die Walfisch Rückens (19 Werte). karbonatischen Kerne des c) Mittlere P-Wellengeschwindigkeiten als Funktion der mittleren Karbonatgehalte (7 Werte). d) Mittlere P-Wellengeschwindigkeiten als Funktion der mittleren Sandgehalte (8 Werte).



Abb. 4.29: e) Mittlere Karbonatgehalte als Funktion der mittleren Naßdichten (7 Werte). f) Mittlere Sandgehalte als Funktion der mittleren Naßdichten (8 Werte). g) Mittlere Karbonatgehalte als Funktion der mittleren Porositäten (7 Werte). h) Mittlere Sandgehalte als Funktion der mittleren Porositäten (8 Werte).

scheint in diesem Fall der Einfluß der Karbonatgehalte auf die Naßdichten dominanter zu sein, als der Einfluß der Korngrößen. Umgekehrt nehmen die mittleren Porositäten mit steigenden mittleren Karbonat- und Sandgehalten ab (Abb. 4.29g,h).

Insgesamt lassen sich die Sedimente des westafrikanischen Kontinentalrandes, des Walfisch Rückens, der Tiefseebecken und des MAR Ablagerungsmilieu ihren physikalischen nach ihrem und und sedimentologischen Parametern in fünf Typen klassifizieren:

- Terrigener Tonschlamm weist mittlere P-Wellengeschwindigkeiten von 1502 m/s, mittlere Naßdichten von 1.3 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> und mittlere Porositäten von 81% auf (Schwerelotkerne 1008-3, 1016-3, 1017-2, 1018-5, 1023-5, 1024-2, 1026-2). Die Karbonatgehalte dieser Kerne sind geringer als 15%. Die Homogenität der Sedimente und ihrer sedimentphysikalischen Parameter wird lediglich in einzelnen Lagen turbiditischer Einschaltungen unterbrochen. Die hohen Tongehalte und die Porositäten sind auf die hohen starke Wasserbindungsfähigkeit sowie die lockere, zufällige Lagerung der Tonminerale (s. Abb. 4.2) zurückzuführen. Generell nimmt die P-Wellengeschwindigkeit mit zunehmendem Tongehalt ab (Hamilton, 1970). In den terrigenen Tonschlämmen ist sie niedriger als die Schallgeschwindigkeit in Meerwasser, die unter Laborbedingungen (Temperatur 23°C, Salinität 34.6°/<sub>00</sub>, Druck 1 Atm) 1530 m/s beträgt. Diese Beobachtung wird in der Literatur bestätigt (Schreiber, 1968; Hamilton, 1970; Schön, 1970). In diesen homogenen, hochporösen Sedimenten sind keine klaren Abhängigkeiten der physikalischen und sedimentologischen Parameter voneinander nachweisbar. Laterale Korrelationen zwischen den Kernstationen der Profile B und C sind wegen fehlender charakteristischer Variationen dieser Parameter sowie sehr unterschiedlicher Sedimentationsraten nicht möglich.

P-- Pelagischer Karbonatschlamm / Tonschlamm weist mittlere Wellengeschwindigkeiten von 1521 m/s, mittlere Naßdichten von 1.41 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> und mittlere Porositäten von 75% auf (Schwerelotkerne 1028-5, 1032-3, 1035-4, 1036-1, 1040-1, 1041-3, 1116-2, 1117-2). Die P-Wellengeschwindigkeiten und Naßdichten (Porositäten) in diesen Kernen sind etwas höher (niedriger) als in den terrigenen Sedimenten des Kontinentalhanges, was offensichtlich auf die höheren Karbonatgehalte zurückzuführen ist. Sie variieren in den Kernen 1028-5, 1031-4, 1032-3, 1041-3 und 1117-2 zwischen 45 und 100%. Für die übrigen Kerne lassen sich die Karbonatgehalte nur aus den Kernbeschreibungen abschätzen.

- Karbonatsilt - Karbonatsand weist mittlere P-Wellengeschwindigkeiten von 1586 m/s auf. Die Naßdichten betragen etwa  $1.63 \text{ kg/m}^3 10^3$  und die Porositäten durchschnittlich 63% (Kern 1031-4). Die physikalischen Parameter der karbonatischen Turbidite, die in die Kerne 1116-2 und 1117-2 am MAR eingeschaltet sind, zeigen mit Geschwindigkeiten von 1585 m/s, Naßdichten von  $1.51 \text{ kg/m}^3 10^3$  und Porositäten von 70% ähnliche Werte. Im Vergleich mit vorwiegend silikatischem Sand, etwa in terrigenen Turbiditen, sind die Geschwindigkeiten und die Naßdichten in Foraminiferensand geringer. Dieses Phänomen hängt mit der Packung der Karbonatkörner zusammen: während die kugeligen Gehäuse der Foraminiferen Korngrößen > 63  $\mu$ m besitzen und durch ihre Intraporosität die Naßdichten herabsetzen, ermöglichen die plattigen Coccolithengehäuse und zerbrochenen und/oder gelösten Foraminiferenschalen eine dichtere Packung der Körner und führen somit zur Erhöhung der Naßdichten.

- Rotbrauner Tiefseeton liegt als reiner Sedimenttyp nur in einem der untersuchten Kerne vor (1037-5). Die physikalischen Parameter entsprechen hier, mit Geschwindigkeiten von 1501 m/s, Naßdichten von 1.3 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> und Porositäten von 83%, denen terrigenen Tonschlammes. Auch die Meßwerte des Kerns 1118-3 fallen in diesen Wertebereich. Die physikalischen Parameter des Kerns 1119-1, der allerdings vorwiegend aus foraminiferenführendem Tonschlamm besteht, zeigen steigende P-Wellengeschwindigkeiten bei zunehmenden Porositäten und abnehmenden Naßdichten. In diesem Kern ist im Vergleich die mittlere Geschwindigkeit mit 1541 m/s hoch und die Naßdichte mit Werten um 1.2 kg/m<sup>3</sup> 10<sup>3</sup> niedrig. Die durch Foraminiferen gebildeten Siltkörner besitzen möglicherweise keinen ausgeprägten Korn zu Korn Kontakt, so daß die Tonminerale ein lockeres Gefüge aufbauen und eine hohe Porosität (niedrige Dichte) entsteht (s. Abb. 4.2).

- Terrigene, turbiditische Ablagerungen weisen P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 1650 und 1800 m/s, Naßdichten von 1.65 bis  $1.9 \text{ kg/m}^3 10^3$  und Porositäten zwischen 53 und 60% auf (in den Kernen 1017-2, 1018-5, 1026-2). Nach den Smear Slide Analysen setzen sich die turbiditischen Lagen vorwiegend aus Quarzsand zusammen. Die hohen P-Wellengeschwindigkeiten werden durch gute Kornkontakte der Quarze hervorgerufen. Porenräume zwischen den großen Körnern werden offensichtlich von kleineren Körnern ausgefüllt, so daß niedrige Porositäten und hohe Naßdichten resultieren.

Tabelle9:ZusammenfassungdermittlerenP-Wellengeschwindigkeit,Naßdichte und Porosität der fünf Sedimenttypen.

| Sedimenttyp                                 | vp<br>(m/s) | Naßdichte<br>(kg/m <sup>3</sup> 10 <sup>3</sup> ) | Porosität<br>(%) |  |
|---|-------------|---|------------------|--|
| terrigener<br>Tonschlamm                    | 1502        | 1.3   | 81               |  |
| pelagischer<br>Karbonat- bzw.<br>Tonschlamm | 1521        | 1.41  | 75               |  |
| Karbonatsand                                | 1586        | 1.63  | 63               |  |
| Tiefseeton                                  | 1501        | 1.3   | 83               |  |
| terrigene<br>Turbidite                      | 1650-1800   | 1.65-1.9  | 53-60            |  |

#### 5. Synthetische und digitale Seismogramme

#### 5.1 Berechnung synthetischer Seismogramme

Um an Schwerelotkernen durchgeführte sedimentphysikalische Messungen mit den akustischen Aufzeichnungen des PARASOUND Systems vergleichen zu können, wurden synthetische Seismogramme als Modellantwort der beprobten Sedimente berechnet. Für die Berechnung der synthetischen Seismogramme wird die Zustands-Raum Methode nach Mendel et al. (1979) verwendet.

Die Messung der P-Wellengeschwindigkeit erfolgt in der Regel in einem Abstand von 3 cm. Die Bestimmung der Naßdichte wird in Abständen von 5 cm durchgeführt. Vor der Berechnung der akustischen Impedanz, dem Produkt aus Geschwindigkeit und Dichte, werden die Werte der P-Wellengeschwindigkeit deshalb auf die Tiefen der Naßdichteproben interpoliert. Abbildung 5.1 zeigt am Beispiel des Schwerelotkerns 1016-3, daß in marinen Sedimenten die Naßdichte einen weit größeren Einfluß auf die akustische Impedanz besitzt als P-Wellengeschwindigkeit (vgl. auch die Mayer, 1979b). Der Korrelationskoeffizient zwischen Dichte und Impedanz beträgt in diesem Fall 0.99, zwischen Geschwindigkeit und Impedanz jedoch nur 0.55. Die Variationen der Dichte betragen in unverfestigten Tiefseesedimenten etwa 20%, die der Geschwindigkeiten dagegen nur etwa 3%. Es ist deshalb zweckmäßig den Aufbau eines akustischen Schichtmodells an die Folge der Naßdichteproben anzupassen. Bei der Berechnung der synthetischen Seismogramme wird die Kerntiefe zunächst mit Hilfe der P-Wellengeschwindigkeit des Schichtmodells in Zweiwegelaufzeiten umgerechnet. Aus den Impedanzänderungen werden dann die Reflexionskoeffizienten für jede Schichtgrenze berechnet. Der Reflexionskoeffizient R jeder Schichtgrenze, das Amplitudenverhältnis der reflektierten Welle zur einfallenden Welle, ergibt sich aus den Impedanzen I<sub>1</sub> und I<sub>2</sub> aufeinanderfolgender Schichten:

$$R = (I_2 - I_1) / (I_2 + I_1)$$

Der Transmissionskoeffizient einer Schicht ist definiert als:

$$T = 2 I_1 / I_1 + I_2.$$

Aus der zeitlichen Abfolge der Reflexionskoeffizienten wird die Impulsantwortfunktion berechnet. Ihre Berechnung nach der Zustands-Raum



Abb. 5.1: Schwerelotkern 1016-3 vor Angola (Profil B, M 6-6): a) Korrelation der Naßdichte (r = 0.99) und der P-Wellengeschwindigkeit mit der akustischen Impedanz (r = 0.55), jeweils 321 Werte.

Methode setzt ein kontinuierlich horizontal geschichtetes, nicht absorbierendes Medium sowie eine senkrecht einfallende Wellenfront voraus (Mendel et al., 1979). Zur Vermeidung von Zeit-Rundungsfehlern muß die Abtastrate an die mittleren Geschwindigkeitsverhältnisse im Sediment angepaßt werden. Die Impulsantwortfunktion wurde hier mit einer Abtastrate von 5.3  $\mu$ s bis 5.5  $\mu$ s bestimmt, entsprechend 6 Stützstellen in jeder 5 cm mächtigen Schicht. Bei der Berechnung der Impulsantwortfunktion wird sowohl der nach oben laufende, reflektierte Anteil, als auch der nach unten laufende, transmittierte Anteil des Signals unter Berücksichtigung der Reflexions- und Transmissionskoeffizienten an jeder Stützstelle betrachtet. Auch multiple Reflexionen bis zur dritten Ordnung werden bei der Berechnung berücksichtigt. Aus der Faltung der Impulsantwortfunktion mit einem Modellsignal ergibt sich das synthetische Seismogramm. Als Modellsignal wurde eine Sinusfunktion verwendet, wie sie nach Herstellerangaben von der PARASOUND Anlage abgestrahlt wird. Für die Berechnung der synthetischen Seismogramme wurden Frequenz und Pulslänge des Quellsignals entsprechend den Einstellungen der PARASOUND Anlage variiert. Um einen Vergleich der synthetischen Seismogramme mit den analogen Aufzeichnungen durchführen zu können, wird aus den synthetischen Seismogrammen zusätzlich eine Einhüllende berechnet.

Da die P-Wellengeschwindigkeit temperatur- und druckabhängig ist, wird sie vor der Berechnung der synthetischen Seismogramme auf *in situ* Bedingungen am Meeresboden korrigiert. Nach Hamilton (1970) gilt für die oberen Meter der Sedimentsäule:

$$v_{p(Sed,Lab)} / v_{p(Wasser,Lab)} = in situ v_{p(Sed)} / in situ v_{p(Wasser)}$$

mit:

 $v_{p(Sed,Lab)} = Labor p$ -Wellengeschwindigkeit im Sediment  $v_{p(Wasser,Lab)} = Labor P$ -Wellengeschwindigkeit im Meerwasser *in situ*  $v_{p(Sed)} = in situ$  P-Wellengeschwindigkeit im Sediment *in situ*  $v_{p(Wasser)} = in situ$  P-Wellengeschwindigkeit im Meerwasser

Die Schallgeschwindigkeit im Wasser des äquatorialen Südatlantiks nimmt auf Grund sinkender Wassertemperaturen von 1530 m/s an der Oberfläche auf 1475 m/s in etwa 750 m Wassertiefe ab. Unterhalb dieser Wassertiefe bewirkt der Einfluß des hydrostatischen Drucks zunehmende Schallgeschwindigkeiten (Dietrich et al., 1975). Dagegen ist der Einfluß des hydrostatischen Druckes auf die Naßdichtewerte so gering, daß für diesen Parameter auf eine Tiefenkorrektur verzichtet werden kann (Hamilton, 1970).

Darstellungen die Pallen graphischen sind In folgenden Wellengeschwindigkeit, Naßdichte, Impedanz, Reflexionskoeffizienten und synthetischen Seismogramme auf ihre jeweiligen Maximalwerte normiert. Die Skalenwerte der synthetischen Seismogramme geben dabei die Amplituden der Reflexionen im Verhältnis zur Amplitude des einfallenden Modellsignals an. Der größte Impedanzkontrast und somit der stärkste Reflektor im synthetischen Seismogramm befindet sich in der Regel an der Grenzschicht Wasser/Sediment, die bei der Berechnung der synthetischen Seismogramme berücksichtigt wird. Die P-Wellengeschwindigkeit für die Wasserschicht entspricht der in situ Wasserschallgeschwindigkeit (nach Dietrich et al., 1975) der jeweiligen Kernlokation. Als Dichtewert des Meerwassers wird 1 kg/m<sup>3</sup>  $10^3$ angenommen.

Für einen Ausschnitt des Schwerelotkerns 1118-3 wurde überprüft, in welchem Umfang die Abtastrate bei der Berechnung der Impulsantwortfunktion aufgrund von Rundungsfehlern einen Einfluß auf den Signalverlauf besitzt. Dazu wurde die Abtastrate bei einer Frequenz des Quellsignals von 4 kHz von 10.5  $\mu$ s (= 3 Stützstellen/Schicht) über 5.5  $\mu$ s (= 6 Stützstellen/Schicht) und 2.3  $\mu$ s (= 14 Stützstellen/Schicht) auf 1.6  $\mu$ s (= 20 Stützstellen/Schicht) verringert. Es zeigt sich (Abb. 5.2), daß die benutzte Abtastrate von 5.5  $\mu$ s eine ausreichende Auflösung sicherstellt. Der erhöhte Rechenaufwand bei geringeren Abtastraten von 2.3 und 1.3  $\mu$ s erscheint wegen der kaum sichtbaren und somit irrelevanten Veränderungen im Seismogramm nicht gerechtfertigt.

### **5.2 Digitale Seismogramme**

Für die Stationen 1116, 1117, 1118 und 1119 der METEOR Expedition M 9-4 am MAR und im Brasil Becken wurden zusätzlich zu den analogen Aufzeichnungen auch digitale PARASOUND Daten registriert. Die Station 1028 (M 6-6) auf dem östlichen Walfisch Rücken wurde während der METEOR Expedition M 12-1 im Frühjahr 1990 erneut beprobt, und es stehen digitale PARASOUND Daten inn der Stationsumgebung zur Verfügung.

Die Digitalisierung der phasentreuen PARASOUND Seismogramme erfolgt mit einer Abtastfrequenz von 40 kHz über einen Tiefenbereich von 100 m, wobei der Beginn der Digitalisierung durch den am Echoscope eingestellten Fensterbereich festgelegt ist. Etwa alle 13 s wird ein



Abb. 5.2: Ausschnitt von Schwerelotkern 1118-3 (Profil C, M 9-4): Beispiel von synthetischen Seismogrammen, die bei einer Frequenz von 4 kHz mit unterschiedlichen Abtastraten berechnet wurden. (a) Abtastrate =  $10.5 \ \mu$ s, 3 Stützstellen/Schicht. (b) Abtastrate =  $5.5 \ \mu$ s, 6 Stützstellen/Schicht. (c) Abtastrate =  $2.3 \ \mu$ s, 14 Stützstellen/Schicht. (d) Abtastrate =  $1.6 \ \mu$ s, 20 Stützstellen/Schicht.

Seismogramm vollständig digitalisiert und abgespeichert. Die Amplituden der digitalen Seismogramme sind auf ihre Maximalamplitude normiert. Die auf verschiedenen Stationen durchgeführten Frequenztests haben eine Reihe von Störfrequenzen identifiziert, die zusammen mit ihren Oberschwingungen deutlich im Frequenzspektrum erkennbar sind und von der eingestellten Sendefrequenz abhängen (Tabelle 10). Diese Störfrequenzen können weitestgehend durch Bandpassfilter eliminiert werden.

**Tabelle 10:** PARASOUND Frequenzen mit Störfrequenzen und gewähltenBandpassfiltergrenzen.

| Frequenz<br>(kHz) | Störfrequenz<br>(kHz) | Bandpassfilter-<br>grenzen<br>(kHz) |
|-------------------|-----------------------|-------------------------------------|
| 2.5               | 4.48                  | 3.5-4                               |
| 3.0               | 3.89                  | 0-1, 3.3-3.9                        |
| 3.5               | 3.48                  | 1-2, 3.8-4.5                        |
| 4.0               | 2.85                  | 3-3.5, 5-5.5                        |
| 4.5               | 2.47                  | 3-3.5, 5.5-6                        |
| 5.0               | 1.89                  | 3-4, 7-8                            |
| 5.5               | 1.20                  | 3-4, 7-8                            |

#### 5.3 Auflösung dünner Schichten und Entstehung von Interferenzen

Lithologische und physikalische Schichtgrenzen stellen nur einen der Faktoren dar, die Einfluß auf die Reflexionsantwort einer seismischen Welle besitzen. Da sich viele Reflexionen aus Interferenzen zusammensetzen, besteht in der Regel keine 1:1 Beziehung zwischen einer Folge seismischer Reflexionen und dem strukturellen Aufbau der durchschallten Formation. Dennoch hat, unter Vernachlässigung von Störsignalen, jede Veränderung der Wellenform eines seismischen Signals eine geologische Bedeutung (Sheriff, 1977). Gesicherte stratigraphische Aussagen aus seismischen Sektionen können im allgemeinen nur dann getroffen werden, wenn im Untersuchungsgebiet eine Bohrung zur Verfügung steht. Die Amplitude eines seismischen Signals wird nach O'Doherty & Anstey (1971) durch sphärische Divergenz, Absorption, Transmissionsverluste, Reflexionskoeffizienten der Schichtgrenzen und Effekte multipler Reflexionen beeinflußt.

Die Auflösung einer seismischen Welle bezeichnet den minimalen Abstand zweier Reflektoren, der sie noch als zwei getrennte Ereignisse im Seismogramm erkennen läßt. Sie ist von der Schichtmächtigkeit, der Wellenlänge und der Frequenz abhängig. Die Wellenlänge  $\lambda$  ist mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Mediums v<sub>p</sub> und der Frequenz f verknüpt durch:

$$\lambda = \mathbf{v}_{\mathbf{p}} \mathbf{P} = \mathbf{v}_{\mathbf{p}} / \mathbf{f}$$

P = Periode der Schwingung.

Entsprechend den hier vorliegenden Meßpunktabstände wurde für die Schichtgrenzen ein Minimalabstand von 5 cm definiert. In Tabelle 11 sind die Wellenlängen der sieben verfügbaren PARASOUND Frequenzen und ihr Verhältnis zur Schichtmächtigkeit bei einer angenommenen P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s aufgelistet.

**Tabelle 11:** Wellenlängen der sieben verfügbaren PARASOUND Frequenzen und ihr Verhältnis zur Schichtmächtigkeit von 5 cm bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s.

| Frequenz | Wellenlänge | Schichtmächtigkeit/ |
|----------|-------------|---------------------|
| (kHz)    | (cm)        | Wellenlängen        |
| 2.5      | 60          | 1/12                |
| 3.0      | 50          | 1/10                |
| 3.5      | 43          | 1/9                 |
| 4.0      | 38          | 1/8                 |
| 4.5      | 33          | 1/7                 |
| 5.0      | 30          | 1/6                 |
| 5.5      | 27          | 1/5                 |
|          |             |                     |

Für die Registrierungen mit dem PARASOUND Echolot wurden in der Regel größere Pulslängen von 2 bis 4 Sinusschwingungen gewählt. Da sich die Signalenergie proportional zur Summe der Amplitudenquadrate verhält, bewirken die größeren Pulslängen einerseits eine größere Eindringung, andererseits wird die Energie jedoch über einen größeren Tiefenbereich verteilt, so daß es optisch zum Verschmieren der Reflexionseinsätze kommt.

Durch die Reflexion der seismischen Welle an aufeinanderfolgenden Schichtgrenzen kommt es zur Überlagerung und Interferenz der reflektierten Wellen. Interferenzphänomene wie Auslöschung oder Verstärkung treten auf, sobald die Mächtigkeit einer Schicht geringer ist als die Wellenlänge  $\lambda$ . Ist die Schichtmächtigkeit größer als  $\lambda$ , können Ober- und Unterkante der Schicht als getrennte Reflexionen aufgelöst werden. Bei abnehmender Schichtmächtigkeit kommt es in zunehmendem Maße zur Überlagerung der Reflexionen von der Ober- und Unterkante der Schicht. Entspricht die Schichtmächtigkeit 1/8 der Wellenlänge, so ist nach Widess (1973) die Detektionsgrenze von dünnen Schichten erreicht. Die resultierende Reflexion ist dann nur noch eine Kombination der beiden reflektierten Wellen. Danach sind die PARASOUND Frequenzen von 4 bis 5.5 kHz in der Lage eine 5 cm mächtige Schicht als Reflexion zu erkennen (Tabelle 11).

Die Amplituden der Reflexionen an dünnen Schichten sind nach Widess (1973) umgekehrt proportional zur Wellenlänge und proportional zur Schichtmächtigkeit. Das resultierende Interferenzbild ist abhängig von der Phasendifferenz der reflektierten Wellen. Ist sie gleich Null, resultiert eine maximale Amplitude durch konstruktive Interferenz. Entspricht die Phasendifferenz der halben Wellenlänge, so wird die Welle durch destruktive Interferenz vollständig ausgelöscht.

Mayer (1979a; 1980) und Tyce et al. (1980) untersuchten Tiefseekarbonate mit sehr geringen Reflexionskoeffizienten zwischen  $10^{-3}$  und  $10^{-5}$ . Sie berechneten synthetische Seismogramme für Schwerelotkerne mit verschiedenen Frequenzen (2, 4 und 6 kHz), die mit registrierten Amplitudenvariationen eines 4 kHz Echolot-Schleppsystems verglichen wurden. Ihre Ergebnisse zeigen, daß Reflexionen in Tiefseekarbonaten überwiegend nicht durch einzelne identifizierbare geologische Horizonte erzeugt werden, sondern durch Interferenzen von vielen, an dicht aufeinanderfolgenden Grenzflächen reflektierten Signalen entstehen.

## 5.4 Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen PARASOUND Registrierungen und analogen PARASOUND Echogrammen

Nachdem in Kapitel 4 die für die akustischen Sedimenteigenschaften relevanten Parameter, Naßdichte und P-Wellengeschwindigkeit untersucht wurden, soll im folgenden ihr Einfluß auf das Erscheinungsbild synthetischer und digitaler Seismogramme im Detail analysiert werden. Der Vergleich synthetischer Seismogramme mit analogen PARASOUND Echogrammen und digitalen PARASOUND Registrierungen von den Kernstationen soll zeigen, ob und wie sich die variierenden Sedimenteigenschaften in diesen akustischen Schiffsmessungen abbilden. Die synthetischen Seismogramme wurden mit

denjenigen Frequenzen und Pulslängen berechnet, die auch bei der Aufzeichnung der PARASOUND Echogramme und digitalen PARASOUND wurden. Die Tiefenskalierung Registrierungen gewählt der analogen basiert einer PARASOUND Aufzeichnungen auf konstanten Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s (s. Kapitel 2.1). Der Tiefenmaßstab größerer analoger PARASOUND Aufzeichnungen wird deshalb in Metern angegeben. Die synthetischen und digitalen Seismogramme sind jedoch in Zweiwegelaufzeiten dargestellt, wobei gemessene und in situ **P**-Wellengeschwindigkeiten zugrunde liegen. Die Diskrepanzen, die durch Tiefen- und Laufzeitdarstellungen beim Vergleich synthetischer Seismogramme mit stark vergrößerten, analogen PARASOUND Echogrammen entstehen, liegen bei einer mittleren Geschwindigkeit von 1530 m/s unter 2%.

### 5.4.1 Kongomündung (Profil A, M 6-6)

Abbildung 5.3 zeigt die P-Wellengeschwindigkeit, die Naßdichte, die akustische Impedanz, die Reflexionskoeffizienten und das synthetische Seismogramm mit seiner Einhüllenden für den vor der Kongomündung genommenen Scherelotkern 1008-3 (Abb. 1.1) im Vergleich mit dem PARASOUND Echogramm. Im folgenden wird diese Form der Darstellung für alle übrigen bearbeiteten Schwerelotkerne beibehalten. Zusätzlich sind in Abbildung 5.3 die Grenzen von Interglazialstadien (Schneider, pers. Mitteilung) gekennzeichnet. Die geringen Variationen der P-Wellengeschwindigkeit, der Naßdichte und der Impedanz kommen in niedrigen Reflexionskoeffizienten um 0.02 zum Ausdruck. Durch die auf der Station eingestellte Pulslänge von 7 Schwingungen wird die Identifizierung getrennter Reflektoren deutlich erschwert. Das Echogramm zeigt diskontinuierliche, diffuse Reflexionen. Da die Schwärzung der Papieraufzeichnung, wie in Kapitel 2.1 erläutert, von der Wahl eines variablen, analogen Amplitudenschwellenwertes abhängig ist, werden hier auf Grund der niedrigen Einstellung auch schwache Reflexionen abgebildet. Zur Illustration der zeitlichen Variabilität zeigt Abbildung 5.4 einen größeren Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnungen von der Kernstation.

### 5.4.2 Angolanischer Kontinentalrand (Profil B, M 6-6)

Die drei Schwerelotkerne 1016-3, 1017-2 und 1018-5 des Profils B vom angolanischen Kontinentalfuß bestehen fast ausschließlich aus homogenem, terrigenem Tonschlamm. Für Kern 1016-3 verdeutlicht ein Vergleich von Dichte und akustischer Impedanz erneut den bereits in Abbildung 5.1


Abb. 5.3: Schwerelotkern 1008-3 vor der Kongomündung (Profil A, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 7). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schneider, pers. Mitteilung).



Abb. 5.4: Kernstation 1008: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 7).

dargestellten dominierenden Einfluß der Dichte auf das synthetische Seismogramm. Die geringen Variationen der akustischen Impedanz beschränken die Reflexionskoeffizienten im Sediment auf Werte um 0.01. Die Maximalamplitude im synthetischen Seismogramm wird durch die Grenzschicht Wasser/Sediment mit einem Reflexionskoeffizienten um 0.1 erzeugt. Mit Ausnahme einer stärkeren Reflexion bei 12 ms Zweiwegelaufzeit, die durch die erhöhte Dichte einer sandigen Lage verursacht wird, sind über die gesamte Kerntiefe nur diskontinuierliche und undeutliche Reflexionen mit geringen Amplituden zu beobachten (Rostek et al., 1991). Reflexionen zwischen 2 und 4 ms resultieren aus drei geringfügigen Erhöhungen der akustischen Impedanz. Eine allmähliche Zunahme der Impedanzwerte, wie sie zwischen 4 und 5 ms oder zwischen 10.5 und 11.5 ms erkennbar ist, erzeugt dagegen keine großen Amplituden, da die Impedanzkontraste zwischen den einzelnen Schichten des Modells zu gering sind. Das PARASOUND Echogramm an der Kernstation weist ebenfalls ein undeutliches Reflexionsmuster auf. In diesem Fall ist der gewählte Schwellenwert relativ niedrig, so daß er auch bei schwachen Amplituden überschritten wird. Abbildung 5.6 zeigt einen größeren Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnungen auf der Kernstation, auf der bis in eine Sedimenttiefe von etwa 25 m Reflexionshorizonte erkennbar sind. Die Variationen in der Papierschwärzung für die einzelnen Reflexionen deuten auf eine variable Energieverteilung relativ zum Schwellenwert.

Abbildung 5.7 zeigt die Ergebnisse vom Kern 1017-2 (Rostek et al., 1991). Der bei 3 ms Laufzeit eingeschaltete Turbidithorizont erzeugt hohe Reflexionskoeffizienten um 0.2 und damit im synthetischen Seismogramm die stärkste Amplitude. Auch im PARASOUND Echogramm erzeugt diese Schicht ein starkes und kohärentes Reflexionsband. Die Amplitude ist dreimal höher als an der Grenzschicht Wasser/Sediment. Der Vergleich des Echogramms mit dem synthetischen Seismogramm zeigt, daß der analoge Schwellenwert hier noch niedriger ist als auf der Kernstation 1016-3 und auch sehr schwache Reflexionen abgebildet werden. Diese sind als unterbrochene Reflexionshorizonte im Echogramm zu erkennen (etwa bei 5.5, 9.5 und 11.5 ms). Abbildung 5.8 gibt einen Überblick über PARASOUND Aufzeichnungen an der Kernstation. Das Reflexionsmuster zeigt besonders in 18 bis 25 m Tiefe sehr feingeschichtete, kontinuierliche Reflexionshorizonte. Bei den deutlichen Reflexionen in 14, 24 und 27 m Sedimenttiefe dürfte es sich um weitere turbiditische Einschaltungen handeln, da das Reflexionsmuster dem Abschnitt in 210 cm Tiefe (3 ms Laufzeit) in Abbildung 5.7 stark ähnelt.



Abb. 5.5: Schwerelotkern 1016-3 vor Angola (Profil B, M 6-6): Tiefenprofile sedimentpysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schneider, pers. Mitteilung).



Abb. 5.6: Kernstation 1016: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2).



Abb. 5.7: Schwerelotkern 1017-2 vor Angola (Profil B, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2). T = Turbidit.



Abb. 5.8: Kernstation 1017: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2).

Der dritte Kern des Profils B, Schwerelotkern 1018-5, weist zwei 20 bis 25 cm (= 0.5 ms Laufzeit) mächtige Turbiditlagen bei 1.5 und 8.5 ms Zweiwegelaufzeit auf, die deutlich erhöhte Werte der P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte zeigen (Rostek et al., 1991). Eine Erosionfläche bei 4 ms und eine Sandlage bei 5 ms erzeugen erhöhte Dichte- und Impedanzwerte, sind jedoch im Geschwindigkeits-Tiefenprofil nicht erkennbar (Abb. 5.9). Diese vier markanten Strukturelemente lassen sich eindeutig mit Reflexionen im synthetischen Seismogramm und im PARASOUND Echogramm korrelieren. Die Turbiditlagen erzeugen eine zweifach stärkere Reflexionsamplitude als die Grenzfläche Wasser/Sediment. Die durch die Sandlage bei 5 ms Laufzeit erzeugte Reflexion entspricht in ihrer Amplitude etwa der Stärke der Meeresbodenreflexion. Die Erosionsfläche bei 4 ms erzeugt im synthetischen Seismogramm eine vergleichsweise schwache Reflexion. Im PARASOUND Echogramm erscheint sie dagegen als diskontinuierlicher Reflexionshorizont. Weitere, geringe Änderungen der Impedanz zwischen 6.5 und 7.5 ms Laufzeit ergeben im synthetischen Seismogramm nur schwache Reflexionen, während PARASOUND sie im Echogramm als kräftiges, kontinuierliches Reflexionsband zu erkennen sind. Die Reflexionen im synthetischen Seismogramm unterhalb von 9.5 ms resultieren allein aus multiplen Reflexionen. Diese Multiplen werden durch die starken Impedanzkontraste zwischen dem Tonschlamm und den turbiditischen Einschaltungen verursacht. Die Multiple bei 11 ms Laufzeit wird durch Reflexion innerhalb des Turbidithorizontes bei 8.5 ms erzeugt. Die multiple Reflexion bei 12.5 ms entsteht zwischen der Sandlage bei 5 ms und dem Turbidit bei 8.5 ms Laufzeit. Selbst in diesem extremen Beispiel wird nur ein sehr geringer Teil der primären Signalenergie mehrfach zwischen zwei Schichtflächen reflektiert. Da Impedanzkontraste dieser Größenordnung nur selten in Tiefseesedimenten zu beobachten sind, kann der Einfluß multipler Reflexionen auf die Echolotregistrierungen aus dem Südatlantik in der Regel als vernachlässigbar klein angesehen werden. Abbildung 5.10 zeigt einen größeren Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnung von der Kernentnahmestelle. Die Amplituden vieler Reflexionen variieren zeitlich. Die beiden turbiditischen Lagen bilden sich jedoch als deutliche, kräftige Reflektoren in 1.3 und 6.5 m Tiefe (entsprechend 1.5 und 8.5 ms Laufzeit in Abbildung 5.9) ab.

## 5.4.3 Namibischer Kontinentalrand (Profil C, M 6-6)

Die im Auftriebsgebiet vor Namibia genommenen Schwerelotkerne 1023-5, 1024-2 und 1026-2 setzen sich vorwiegend aus terrigenem Tonschlamm



Abb. 5.9: Schwerelotkern 1018-5 vor Angola (M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2). T = Turbidit, E = Erosionshorizont, QS = Quarzsandlage.



Abb. 5.10: Kernstation 1018: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2). 138

zusammen. In die Kerne 1024-2 und 1026-2 sind sandige und turbiditische Lagen eingeschaltet.

Messungen der P-Wellengeschwindigkeit in Schwerelotkern 1023-5 waren wegen fehlender Ankopplung des Sediments an die Kernrohrwandung nur bis in eine Tiefe von 630 cm (8.3 ms Laufzeit) möglich. Da der Einfluß der Geschwindigkeit auf die Impedanz und das synthetische Seismogramm im Vergleich zur Naßdichte gering ist, wurde die mittlere P-Wellengeschwindigkeit des Kerns bis zum Kernende extrapoliert (Abb. 5.11). Die wenig ausgeprägten Variationen der physikalischen Parameter erzeugen nur sehr geringe Impedanzkontraste und im Vergleich zur Grenzfläche Wasser/Sediment nur schwache Reflexionen im synthetischen Seismogramm. Die stärkste Reflexion im unteren Teil der Sedimentsäule entsteht bei 8.3 ms Laufzeit durch einen kleinen aber abrupten Anstieg der Naßdichte. Aus der Neigung der Reflexionshorizonte im PARASOUND Echogramm wird deutlich, daß das Schiff während der Registrierungen hangaufwärts verdriftete. Das Echogramm zeigt undeutliche, diskontinuierliche Reflexionsmuster mit nur drei breiteren Reflexionsbändern an der Meeresbodenoberfläche, in 5.5 und 9 ms Tiefe. Abbildung 5.12 zeigt einen größeren Bildausschnitt der PARASOUND Aufzeichnungen an der Kernstation. Bei einer Signaleindringung bis in 35 m Tiefe und teilweise undeutlichen, teilweise aber auch feinstrukturierten Reflexionsmustern zeigt sich abschnittsweise ein stärker reflektierender Bereich in einer Tiefe von 6.3 bis 9.5 m. Dieser Bereich entspricht einem Kernabschnitt mit erhöhtem Karbonatgehalt (s. Kapitel 4.1.3, Abb. 4.8), aus zunehmende Impedanzkontraste dem Dichtewerte, und Reflexionskoeffizienten resultieren. Nach geochemischen Untersuchungen handelt es sich hierbei möglicherweise um authigenes Karbonat (Dahmke et al., 1988; Manley, 1989).

Die Ergebnisse für den Schwerelotkern 1024-2 sind in Abbildung 5.13 dargestellt. Für diese Kernstation steht kein auswertbares PARASOUND Echogramm zur Verfügung, da die Aufzeichnungen in starkem Maße durch Seitenechos gestört sind. In den relativ homogenen terrigenen Tonschlamm sind bei 16.2 ms Zweiwegelaufzeit Quarzsandlagen eingeschaltet, die zu einer sprunghaften Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte führen. Für die akustische Impedanz und die Reflexionskoeffizienten ergeben sich in dieser Tiefe dementsprechend große Kontraste. Das synthetische Seismogramm zeigt in den oberen 16.2 ms Reflexionen mit, im Vergleich zur Maximalamplitude im Bereich der Quarzsandlagen, relativ kleine Amplituden.



Abb. 5.11: Schwerelotkern 1023-5 vor Namibia (Profil C, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schneider, pers. Mitteilung),



Abb. 5.12: Kernstation 1023: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2).



Abb. 5.13: Schwerelotkern 1024-2 vor Namibia (Profil C, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 5 kHz, Pulslänge = 2), qTS = quarzführender Tonschlamm, G = Tongerölle.



Abb. 5.14: Schwerelotkern 1026-2 vor Namibia (Profil C, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2), T = Turbidit, QS = Quarzsandlage.



Abb. 5.15: Kernstation 1026: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2).

In Abbildung 5.14 sind das synthetische Seismogramm und die zugrundeliegenden physikalischen Parameter des Kerns 1026-2 dargestellt. Das Reflexionsmuster dieses Kerns ist durch zahlreiche eingeschaltete Quarzsandund Turbiditlagen charakterisiert, deren erhöhte Geschwindigkeits- und Dichtewerte hohe Impedanzkontraste und Reflexionskoeffizienten um 0.1 hervorrufen. Für diesen Kern wurde die Naßdichte lediglich bis in eine Kerntiefe von 1106 cm (14.5 ms) bestimmt. Daher konnte ein vollständiges synthetisches Seismogramm nur bis in diese Tiefe berechnet werden. Die Veränderungen in der Lithologie lassen sich in diesem Beispiel direkt mit den Reflexionen im synthetischen Seismogramm korrelieren. Das PARASOUND Echogramm zeigt undeutliche, diskontinuierliche Reflexionsmuster. Der analoge Schwellenwert ist offensichtlich so niedrig eingestellt, daß auch schwache Reflexionen zeitweise abgebildet werden und das Gesamtbild deshalb stark verrauschen. Ein größerer Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnungen an der Kernstation macht deutlich, daß dies zum Teil auf den Einfluß von Seitenechos zurückgeführt werden kann (Abb. 5.15). Die geringe Eindringung von nur etwa 20 m resultiert zudem vermutlich Energieverlusten durch hohe Reflexionskoeffizienten. Auch entsteht durch die Rauhigkeit der Meeresbodenoberfläche keine kohärente Wellenfront, und es wird insgesamt wenig Energie empfangen.

## 5.4.4 Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6)

Die auf Profil D auf dem Walfisch Rücken genommenen Schwerelotkerne 1028-5, 1031-4, 1032-3, 1035-4 und 1036-1 repräsentieren ein vorwiegend karbonatisches Sedimentationsmilieu (s. Kapitel 4.1.4). Für die Kerne 1028-5, 1031-4 und 1032-3 stehen Ergebnisse von Sauerstoffisotopen Analysen zur Verfügung (Schmidt, pers. Mitteilung). Die physikalischen Tiefenprofile und das synthetische Seismogramm des Schwerelotkerns 1028-5 sind in Abbildung 5.16 dargestellt. Während der METEOR Expedition M 12-1 im Frühjahr 1990 bestand die Möglichkeit einer digitalen PARASOUND Registrierung an dieser Station. Die Variationen der physikalischen Parameter des Kerns 1028-5 sind wegen der Homogenität des Karbonatsediments relativ gering. Die Reflexionskoeffizienten liegen bei 0.01 und erzeugen, im Vergleich mit der Maximalamplitude an der Grenzfläche Wasser/Sediment mit einem Reflexionskoeffizienten von 0.2, nur schwache Reflexionen im synthetischen Seismogramm. Die diffusen Reflexionsbänder im PARASOUND Echogramm deuten darauf hin, daß der Schwellenwert so niedrig liegt, daß auch schwache Reflexionen abgebildet werden. In einer Tiefe von 11 ms Laufzeit (= 830 cm)



Abb. 5.16: Schwerelotkern 1028-5 vom Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schmidt, pers. Mitteilung).



Abb. 5.17: Kernstation 1028: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.18: Kernstation 1028: Digitale PARASOUND Seismogramme der sieben verfügbaren Frequenzen (Pulslänge = 4).

148



Abb. 5.19: Schwerelotkern 1028-5: Synthetische Seismogramme der sieben verfügbaren Frequenzen (Pulslänge = 4).



Abb. 5.20: Schwerelotkern 1028-5: Vergleich der akustischen Impedanz und des synthetischen Seismogramms mit digitalen PARASOUND Seismogrammen von der Station 1028 (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).

nimmt die reflektierte Energie deutlich ab. Abbildung 5.17 zeigt einen Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnungen. Demnach ergibt sich eine auffällige Gliederung in drei Bereiche; in den oberen 9 m Sedimenttiefe treten sehr starke Reflexionen auf, darunter liegt bis in etwa 15 m Tiefe ein akustisch nahezu transparenter Bereich, der von fünf deutlichen Reflexionsbändern unterlagert wird.

Abbildung 5.18 zeigt mit den sieben verfügbaren Frequenzen zwischen 2.5 und 5.5 kHz an der Station 1028 registrierte digitale Einzelseismogramme. Ihre Amplituden und Phasen weisen sehr große Unterschiede auf, und keine der stärkeren Reflexion ist durchgehend bei allen Frequenzen klar zu erkennen. In dem homogenen, karbonatischen Sediment werden die Reflexionsmuster offensichtlich vorwiegend durch Interferenzen und nicht durch trennbare geologische Schichten erzeugt (vgl. Mayer, 1979a; 1980). Abbildung 5.19 zeigt synthetische Seismogramme, die für die gleichen sieben Frequenzen aus den sedimentphysikalischen Parametern des Schwerelotkerns 1028-5 berechnet wurden. Die Amplituden sind größer als in den digitalen Seismogrammen, und es gibt auch hier keine Reflexion, die bei allen Frequenzen sichtbar ist. Die zeitlichen Variationen der Amplituden und Phasen werden in Abbildung 5.20 am Beispiel von fünf mit der gleichen Frequenz an Station 1028 registrierten digitalen Seismogrammen verdeutlicht und mit dem Impedanzmodell und synthetischen Seismogramm verglichen. Im synthetischen Seismogramm ist bei 6 ms Laufzeit eine Reflexion erkennbar, die auch in den digitalen Seismogrammen mehr oder weniger deutlich wird. Diese Reflexion weist in den digitalen Spuren erhebliche Unterschiede in Amplitude und Form auf. Solche Variationen lassen sich auf geringfügige, laterale Veränderungen im Sediment oder auf Schiffsbewegungen zurückführen.

Das synthetische Seismogramm und die physikalischen Basisparameter des Kerns **1031-4** sind in Abbildung 5.21 dargestellt. Die breiten Reflexionsbänder mit interner Strukturierung in den oberen 5.7 ms Laufzeit entstehen durch geringe aber scharfe Impedanzkontraste. Auf dieser Kernstation wurde für die PARASOUND Aufzeichnngen eine Pulslänge von 4 Schwingungen gewählt, die eine Verteilung der Signalenergie über einen größeren Tiefenbereich bedingt und keine getrennten Reflexionseinsätze erkennen läßt. Von 5.7 bis 12.5 ms Laufzeit liegt ein akustisch nahezu transparenter Bereich mit geringeren Reflexionskoeffizienten vor, in dem sich lediglich diskontinuierliche Einsätze abbilden. Abbildung 5.22 zeigt einen längeren Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnunegn von der Kernstation. Unterhalb der transparenten Schicht folgen weitere eher kontinuierliche



Abb. 5.21: Schwerelotkern 1031-4 vom Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schmidt, pers. Mitteilung). 152



Abb. 5.22: Kernstation 1031: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4). Reflexionsbänder. Bei den welligen Strukturen handelt es sich vermutlich um einen kurzzeitigen Ausfall der Hubkompensation des Echolotes.

Das synthetische Seismogramm von Kern 1032-3 weist eine Serie klarer Reflexionen auf, die mit denen des PARASOUND Echogramms eindeutig korrelieren (Abb. 5.23). Die Variationen der akustischen Impedanz sind vergleichbar gering, und die maximalen Reflexionskoeffizienten liegen damit bei nur 0.03. Da auch die schwächeren Reflexionen des synthetischen Seismogramms im PARASOUND Echogramm als kräftige Reflexionshorizonte erscheinen, war der gewählte analoge Schwellenwert sehr niedrig. Abbildung 5.24 zeigt einen längeren Echogrammausschnitt der Kernstation. Auch hier dürfte die scheinbar wellige Bodentopographie durch zeitweilig fehlende Hubkompensation verursacht sein. Das Reflexionsmuster mit einer deutlichen und kontinuierlichen Schichtung setzt sich bis in eine Sedimenttiefe von etwa 20 m fort; in größeren Tiefen sind Strukturen nur andeutungsweise erkennbar.

Abbildung 5.25 zeigt die Ergebnisse für den Schwerelotkern 1035-4. Die zyklischen Variationen der sedimentphysikalischen Parameter führen zur Bildung von entsprechenden Reflexionszyklen annähernd konstanter Amplitude. Die starke Reflexion bei 12 ms Laufzeit entsteht offensichtlich durch konstruktive Interferenz an zahlreichen kleinen Impedanzsprüngen im Kernintervall von 11 bis 13 ms. Dieser im synthetischen Seismogramm dominierende Einsatz läßt sich jedoch im PARASOUND Echogramm nicht über längere Zeit in vergleichbarer Klarheit verfolgen. Im oberen Kernabschnitt werden drei deutlich abgrenzbare Reflexionen durch transparente Bereiche voneinander getrennt. Ab einer Kerntiefe von 7 ms wird das Reflexionsmuster undeutlich. Abbildung 5.26 gibt einen Überblick über die Sedimentstrukturen dieser Kernstation. Hier werden starke zeitliche Variationen in der Energieverteilung sichtbar, die einen Vergleich mit dem synthetischen Seismogramm erschweren.

Das synthetische Seismogramm und die sedimentphysikalischen Parameter von Schwerelotkern 1036-1 sind in Abbildung 5.27 dargestellt. Die durch wechselnden Karbonatgehalt ausgeprägten Variationen in der akustischen Impedanz führen zu zahlreichen starken Reflexionen mit annähernd gleichbleibenden Amplituden im synthetischen Seismogramm. Die Reflexionsmuster des synthetischen Seismogramms stimmen prinzipiell mit denen des PARASOUND Echogramms überein. Im Echogrammausschnitt (Abb. 5.28) ist erneut eine extreme Variabilität der Amplituden erkennbar;



Abb. 5.23: Schwerelotkern 1032-3 vom Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Schmidt, pers. Mitteilung).



Abb. 5.24: Kernstation 1032: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.25: Schwerelotkern 1035-4 vom nördlichen Walfisch Rücken (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4), KS = Karbonatsand.



~



Tiefe [m]

158



Abb. 5.27: Schwerelotkern 1036-1, nördlich des Walfisch Rückens (Profil D, M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2), Magneto- und Biostratigraphie: B/M = Brunhes/Matuyama Polaritätswechsel, J = Jaramillo Polaritätsereignis, O = Olduvai Polaritätsereignis, P/P = Pliozän/Pleistozän Grenze, T = Turbidit.

50



Abb. 5.28: Kernstation 1036: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2).

nahezu transparente Bereiche oder breite Reflexionsbänder gehen dabei in sehr fein geschichtete Reflexionshorizonte über.

## 5.4.5 Angola- und westliches Guinea Becken (M 6-6)

Die im zentralen Angola- und westlichen Guinea Becken genommenen Schwerelotkerne repräsentieren pelagische Tiefseesedimente aus dem Tiefenbereich der CCD bei etwa 5600 m Wassertiefe (1037-5), der Lysokline bei etwa 4800 m Wassertiefe (1040-1) und oberhalb der Lysokline (1041-3).

Die Geschwindigkeitsmessungen vom Schwerlotkern 1037-5 sind stark gestört (s. Kapitel 4.1.5). Die Variationen in der akustischen Impedanz lassen sich nicht mit makroskopisch erkennbaren lithologischen Änderungen erklären; die Reflexionskoeffizienten liegen im Größenbereich von maximal 0.02. Die Reflexionshorizonte des synthetischen Seismogramms stimmen lediglich bis 3 ms Laufzeit mit denen im PARASOUND Echogramm überein (Abb. 5.29). Hier sind beiden Darstellungen sind drei deutliche Einsätze erkennbar. Der längere Echogrammausschnitt in Abbildung 5.30 zeigt einen hohen Anteil an Störsignalen, der durch einen geringen analogen Amplitudenschwellenwert verursacht wird. In dem homogenen, braunen Tiefseeton beträgt die Signaleindringung rund 70 m. Die oberen 5 bis 10 m mit einer Serie von Reflexionen sind unterlagert von einem mächtigen akustisch transparenten Bereich, der erst in 55 m Tiefe erneut von einer Serie von 5 bis 6 diskontinuierlichen Reflexionen abgelöst wird.

Die Ergebnisse des Schwerelotkerns 1040-1 sind in Abbildung 5.31 dargestellt. Die ausgeprägten zyklischen Variationen der physikalischen Parameter erzeugen hohe Reflexionkoeffizienten von bis zu 0.1 und entsprechend starke Reflexionen zwischen 4 und 13 ms Laufzeit im synthetischen Seismogramm. Da die Variationen der Dichte und ebenso der Geschwindigkeit in großem Maße durch den klimatisch gesteuerten Karbonatgehalt bestimmt sind, spiegeln sich im Reflexionsmuster auch paläoklimatische Veränderungen wider. Das PARASOUND Echogramm der Kernstation 1040 zeigt allerdings nur zwei deutliche Reflexionen in den oberen 4.5 ms. Zwischen 4.5 ms und etwa 10 ms liegt ein akustisch transparenter Bereich, der von diffusen Reflexionen unterlagert wird. Ein längerer Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnungen von der Kernstation zeigt ein Reflexionmuster mit mehreren, durch akustisch transparente Bereiche getrennten Reflexionsgruppen (Abb. 5.32). Der Schwellenwert für die



Abb. 5.29: Schwerelotkern 1037-5, Angola Becken (M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4). 162



Abb. 5.30: Kernstation 1037: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).

Tiefe [m]



Abb. 5.31: Schwerelotkern 1040-1, Guinea Becken (M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2).


Abb. 5.32: Kernstation 1040: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 2). Papierschwärzung war hier offensichtlich relativ hoch gewählt, so daß er von einigen Reflexionen, die im synthetischen Seismogramm zu beobachten sind, nicht überschritten wird.

Abbildung 5.33 zeigt die physikalischen Parameter und das synthetische Seismogramm mit seiner Einhüllenden des Schwerelotkerns 1041-3 (Rostek et al., 1991). Zusätzlich sind die Grenzen der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie (Meinecke, pers. Mitteilung) dargestellt. Dieser Kern zeigt wiederum zyklische Impedanzvariationen, die über die Dichte und auch die Geschwindigkeit eng mit klimatisch gesteuerten Karbonatzyklen gekoppelt sind. Die Reflexionen im synthetischen Seismogramm lassen sich eindeutig im PARASOUND Echogramm identifizieren. Die Karbonatvariationen im äquatorialen Südatlantik sind einerseits durch zunehmende Karbonatproduktion in den Interglazialen, andererseits durch abnehmende Karbonatproduktion, verstärkte Karbonatlösung und/oder Verdünnungseffekte in den Glazialen charakterisiert (Bornhold, 1973; Balsam & McCoy, 1987). Die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen zeigen eine Übereinstimmung der Karbonatmaxima mit den Interglazialstadien und der Karbonatminima mit den Glazialstadien (Abb. 4.22). Dadurch stimmen auch die Amplitudenmaxima der Einhüllenden und des PARASOUND Echogramms mit den Interglazialzeiten der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie überein. Lediglich die Stadiumsgrenze 8/9 ist nicht durch ausgeprägte Karbonatvariationen und daraus entstehende Impedanzkontraste charakterisiert. Mayer (1979a; 1980) untersuchte die Beziehungen zwischen akustischen, stratigraphischen und physikalischen Parametern von Tiefseekarbonaten des äquatorialen Pazifiks. Er stellte ebenfalls fest, daß die akustischen Eigenschaften dieser Sedimente ein deutliches klimatisches Signal enthalten. Wie das Beispiel des Kerns 1041-3 verdeutlicht, sind demnach unter bestimmten Voraussetzungen unmittelbar aus den Reflexionsmustern der Echogramme Informationen über klimatische Veränderungen zu gewinnen. Abbildung 5.34 zeigt einen Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnung an der Kernstation. Bei einer Signaleindringung von 25 m sind die Reflexionshorizonte deutlich, aber nicht völlig kontinuierlich.

## 5.4.6 Mittelatlantischer Rücken - Brasil Becken (Profil C, M 9-4)

Die vier Schwerelotkerne 1116-2, 1117-2, 1118-3 und 1119-1, die auf einem Profil vom Mittelatlantischen Rücken (MAR) ins Brasil Becken (Profil C, M 9-4) genommen wurden, setzen sich vorwiegend aus Tonschlamm / Karbonatschlamm Wechsellagen zusammen, in denen der Karbonatgehalt mit



Abb. 5.33: Schwerelotkern 1041-3, Guinea Becken (M 6-6): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 3.5 kHz, Pulslänge = 2). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Meinecke, pers. Mitteilung). 167



Abb. 5.34: Kernstation 1041: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 3.5 kHz, Pulslänge = 2). steigender Wassertiefe abnimmt. Für diese Kernstationen liegen digitale PARASOUND Daten vor.

Ähnlich wie die Kerne 1040-1 und 1041-3 zeigt auch der Kern 1116-1 vom Mittelatlantischen Rücken ausgeprägte Variationen der physikalischen Parameter (Abb. 5.35). Hohe Impedanzwerte stimmen mit Kernabschnitten erhöhter Karbonatgehalte überein. Die stärkste Reflexionsamplitude des Kerns wird an der Basis einer turbiditischen Karbonatlage bei 8.5 ms erzeugt. Im Gegensatz zu terrigenen Turbiditlagen am westafrikanischen Kontinentalrand liegt die Amplitude des pelagischen, karbonatischen Turbiditreflektors annähernd in der gleichen Größenordnung wie die übrigen Reflexionen des synthetischen Seismogramms. Das PARASOUND Echogramm zeigt in den oberen 6.5 ms einen Bereich mit starken Reflexionen, die nicht als Einzelreflexionen aufgelöst werden. Darunter sind die Reflexionen deutlicher voneinander getrennt. Abbildung 5.36 zeigt einen längeren Ausschnitt der PARASOUND Aufzeichnung von dieser Kernstation. Es sind kräftige kontinuierliche Reflexionen bis zu einer Tiefe von 40 m erkennbar. In den erfaßten Sedimentsäule unteren 20 m der nimmt die Zahl der Reflexionshorizonte wesentlich ab, und das Reflexionsmuster ist durch breite, transparente Abschnitte charakterisiert.

Abbildung 5.37 zeigt den Vergleich von vier digitalen Seismogrammen gleicher Frequenz mit der akustischen Impedanz und dem synthetischen Seismogramm des Schwerelotkerns 1116-2. Sowohl die starke Reflexion zwischen 9 und 10 ms Laufzeit, als auch die schwächeren Einsätze bei etwa 4.5, 12.5 und 17.5 ms weisen in Amplitude und Phase einen Versatz von etwa 0.8 ms gegenüber dem synthetischen Seismogramm auf. Da diese Diskrepanzen möglicherweise durch die Kompression der Sedimentsäule bei der Kernentnahme erzeugt sein könnte, wurde die Schichtmächtigkeit des Impedanzmodells um 10% auf 5.5 cm vergrößert, woraus eine Verlängerung der Sedimentsäule um insgesamt 143 cm folgt. Eine Verkürzung durch Verlust des Kernanfangs bei der Probenahme kann ausgeschlossen werden, da die der sedimentphysikalischen Parameter mit denen Tiefenprofile des Schwerelotkerns 1117-2, für den eine Sauerstoffisotopen Stratigraphie zur Verfügung steht, korrelierbar sind (s. Kapitel 4.1.6, Abb. 4.28). Das synthetische Seismogramm des dermaßen gestreckten Kerns zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Reflexionen der digitalen Seismogramme bei 4.5, 9.5 und 17.5 ms Laufzeit. In Abbildung 5.38 sind für die vier Frequenzen 3, 3.5, 4 und 4.5 kHz jeweils ein digitales Seismogramm dem dazugehörigen gestreckten synthetischen Seismogramm gegenüberstellt. Die unterschiedlichen



Abb. 5.35: Schwerelotkern 1116-2, Mittelatlantischer Rücken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4), T = Turbidit.



Abb. 5.36: Kernstation 1116: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.37: Kernstation 1116: Vergleich der akustischen Impedanz und des synthetischen Seismogramms mit digitalen PARASOUND Seismogrammen von der Station. Das rechts dargestellte synthetische Seismogramm wurde für eine um 10% gestreckte Sedimentsäule (s. Text) berechnet (Frequenz = 4 kHz, Pulelänge = 4)





Wellenlängen ergeben in den synthetischen Seismogrammen nur geringfügig veränderte Einsatzzeiten der stärksten Reflexionen. In den digitalen Seismogrammen der Frequenzen 3 und 3.5 kHz erzeugt dagegen der Turbidit bei 8.5 ms Laufzeit (Abb. 5.35) keine eindeutigen Reflexionen. Bei diesen beiden Frequenzen wird zudem die Bestimmung des Ersteinsatzes der Meeresbodenreflexion durch den Gehalt an Störsignalen in der Wassersäule erschwert. Der Detailvergleich der Seismogramme verdeutlicht zusätzlich den variablen Einfluß von Interferenzen bei unterschiedlichen Frequenzen.

In Abbildung 5.39 ist das synthetische Seismogramm mit den zugrundeliegenden physikalischen Parametern für den Schwerelotkern 1117-2 dargestellt. Für diesen Kern steht eine Sauerstoffisotopen Stratigraphie zur Verfügung (Bickert, pers. Mitteilung). Größere Impedanzsprünge an karbonatischen Turbiditlagen bei 7.5 ms, 9 ms, 16.2 bis 17.5 ms und 18 bis 19 ms Laufzeit fallen im synthetischen Seismogramm nicht besonders auf. Der analoge Schwellenwert war so niedrig eingestellt, daß alle Reflexionen im synthetischen Seismogramm auch im PARASOUND Echogramm als kräftige Reflexionshorizonte abgebildet werden. Die verwendete Pulslänge von 4 Schwingungen (= 1 ms) führt allerdings zu einer vertikalen Verlängerung der Reflexionen, so daß die durch Karbonatgehalt und Dichte gesteuerten Variationen der akustische Impedanz nicht vollständig als trennbare Reflexionseinsätze im Seismogramm erkennbar werden. Abbildung 5.40 zeigt einen längeren Echogrammausschnitt von der Kernstation. Die Signaleindringung beträgt nur 20 m. Bei konstant bleibender Frequenz und Pulslänge wird eine relativ starke zeitliche Variation der Amplituden deutlich.

Abbildung 5.41 zeigt fünf digitale Seismogramme der Station 1117 im Vergleich mit dem Impedanzmodell und synthetischen Seismogramm. Die stärksten Reflexion im synthetischen Seismogramm werden durch turbiditische Karbonatlagen zwischen 7 und 10 ms erzeugt. In den digitalen Seismogrammen tritt die stärkste Reflexion etwa bei 10 ms auf. Während die Phasen der Reflexionen im synthetischen und den digitalen Seismogrammen noch recht gut übereinstimmen, zeigen die Amplituden besonders zwischen 7 und 10 ms Laufzeit große Differenzen. Im synthetischen Seismogramm wird die stärkste Reflexion durch die turbiditische Lage bei 7 ms erzeugt (Abb. 5.39), in den digitalen Seismogrammen offensichtlich durch den Turbidit bei 9 ms Laufzeit. Die mittleren Amplituden des synthetischen Seismogramms sind auch in diesem Beispiel größer als in den digitalen Seismogrammen. Die Amplituden der turbiditischen Lagen sind jedoch verhältnismäßig gering. Diese Beobachtung läßt sich vermutlich auf Wasserluste in grobkörnigen Lagen bei



Abb. 5.39: Schwerelotkern 1117-2, Mittelatlantischer Rücken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4). Interglazialstadien nach Sauerstoffisotopen Analysen (Bickert, pers. Mitteilung), T = Turbidit.



Abb. 5.40: Kernstation 1117: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.41: Schwerelotkern 1117-2: Vergleich der akustischen Impedanz und des synthetischen Seismogramms mit digitalen PARASOUND Seismogrammen von der Station (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.42: Kernstationen 1116 und 1117: Vergleich digitaler PARASOUND Seismogramme (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).

der Kernentnahme und Kernöffnung zurückführen. Der Ersatz von Wasser durch Luft führt dann zur Ermittlung niedriger Dichtewerte (s. Kapitel 2.4).

Die bereits in Kapitel 4.1.6 aufgezeigte stratigraphische Korrelation der Kerne 1116-2 und 1117-2 wird in Abbildung 5.42 anhand der digitalen Daten verdeutlicht. Obwohl die synthetischen Seismogramme der beiden Kerne auf Grund der zuvor diskutierten Probleme keine Ähnlichkeit aufweisen (vgl. Abb. 5.35 und Abb. 5.39), zeigen die digitalen Seismogramme ein nahezu identisches Reflexionsmuster mit einem markanten Reflexionspaket bei 9 bis 10 ms, einem deutlichen Reflektor turbiditischen Ursprungs bei 12 bis 13 ms und einer Reihe weiterer übereinstimmender Reflexionen. Die digitalen Registrierungen können in diesem Beispiel zur stratigraphischen Korrelation verwendet werden und ermöglichen auf der Basis der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie des Kerns 1117-2 quantitative Angaben über Veränderungen von Sedimentationsraten.

Abbildung 5.43 zeigt die physikalischen Parameter und das synthetische Seismogramm mit der Einhüllenden des Kerns **1118-3** im Vergleich mit dem PARASOUND Echogramm der Kernstation (Rostek et al., 1991). Auch hier sind die Impedanzvariationen auf wechselnde Karbonatgehalte und siltige bis sandige, teilweise turbiditische Lagen, besonders unterhalb von 9 ms Laufzeit, zurückzuführen. Diese lithologischen Veränderungen führen zu vergleichsweise hohen Reflexionskoeffizienten und hohen Amplituden im synthetischen Seismogramm. Im Echogramm sind einige Reflexionen des synthetischen Seismogramms kaum erkennbar. Offensichtlich war der analoge Schwellenwert zu hoch gewählt, um von kleineren Amplituden überschritten zu werden. In Abbildung 5.44 wird die stark variierende Energieverteilung auf der Kernstation deutlich. Die beiden oberen Reflexionshorizont über, teilen sich dann wieder in zwei Reflexionsbänder und verschwinden schließlich vollständig im rechten Bildbereich. Die Signaleindringung beträgt um 20 m.

Die kontrastreiche Lithologie auf der Station 1118 zeigt sich auch in hohen Amplituden der digitalen (Abb. 5.45) und synthetischen Seismogrammen (Abb. 5.46) bei allen sieben verfügbaren Frequenzen. Da die digitalen Seismogramme verschiedener Frequenz in zeitlicher Differenz von 5 bis 10 Minuten registriert wurden, sind hier die Variationen der Amplitudenmaxima, etwa bei 15 ms Laufzeit größer als in den synthetischen Seismogrammen. Solche Unterschiede zwischen den synthetischen und digitalen Seismogrammen entstehen vorallem dadurch, daß während der Stationsarbeiten das Schiff etwas verdriftete. Ein Vergleich der akustischen Impedanz und des synthetischen



Abb. 5.43: Schwerelotkern 1118-3, Mittelatlantischer Rücken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4), T = Turbidit, KS = Karbonatschlamm, sandiger Karbonatschlamm.

180







Abb. 5.45: Kernstation 1118: Digitale PARASOUND Seismogramme der sieben verfügbaren Frequenzen (Pulslänge = 4).

182



Abb. 5.46: Schwerelotkern 1118-3: Synthetische Seismogramme der sieben verfügbaren Frequenzen (Pulslänge = 4).

Seismogramms mit fünf, in direkter Folge registrierten digitalen PARASOUND Seismogrammen zeigt einerseits, daß die markanten Reflexionen an Schichtflächen mit großen Impedanzkontrasten gebunden sind (Abb. 5.47), andererseits auch starke Amplitudenvariationen der digitalen Seismogramme das analoge Echogramm charakterisieren. Diese sind vermutlich auf eine rauhe Meeresbodenoberfläche zurückzuführen, die durch unterschiedliche Streuung des einfallenden Signals zu Reflexionen variierender Signalstärke führt.

Der Einfluß von Interferenzphänomenen auf die Entstehung von Reflexionen soll im folgenden an einem Ausschnitt des Schwerelotkerns 1118-3 detaillierter untersucht werden. Abbildung 5.48 zeigt das Impedanzmodell der oberen 7 m dieses Kerns und synthetische Seismogramme für fünf verschiedene Frequenzen (2.5, 3.5, 4, 5, 5.5 kHz) und eine Pulslänge von 4 Schwingungen. Es wird deutlich, daß die drei nur etwa 5 cm mächtigen Intervalle hoher Impedanz, die in einer Zweiwegelaufzeit von 3.75 bis 4.25 ms durch Karbonatsandlagen hervorgerufen werden, bei Frequenzen von 2.5 und 3.5 kHz aufgrund von destruktiver Interferenz keine deutlichen Reflexionen erzeugen. Bei höheren Frequenzen von 4, 5 und 5.5 kHz wird dagegen ein deutliches Reflexionsband erzeugt. Der nochmals vergrößerte Kernausschnitt (entsprechend 2 bis 4 m Kerntiefe) mit den drei Intervallen hoher Impedanz ist in Abbildung 5.49 dargestellt. Die synthetischen Seismogramme sind hier ohne den Einfluß der Meeresbodenreflexion berechnet und deshalb nicht mit Abbildung 5.46 vergleichbar. Sie verdeutlichen aber eine Zunahme der Amplituden mit steigender Frequenz. Da an der Kernstation 1118 eine Pulslänge von vier Schwingungen die Länge des Quellsignals vervierfacht, werden die Reflexionen wie bereits in Kapitel 5.3 erläutert, vertikal verschmiert. Die Wellenlängen aller Frequenzen sind zu groß, um Oberund Unterkante dünner Karbonatsandlagen als getrennte Reflexionen aufzulösen. Die Schichtenfolge wird jedoch ab einer Frequenz von 4 kHz zumindest als geologische Struktur erkannt.

Abbildung 5.50 zeigt synthetische Seismogramme der oberen 7 m des Kerns 1118-3, die ebenfalls für die fünf Frequenzen 2.5, 3.5, 4, 5 und 5.5 kHz, aber einer Pulslänge von 2 Schwingungen berechnet wurden. Es wird deutlich, daß mit der kürzeren Pulslänge bereits ab einer Frequenz von 3.5 kHz die drei Karbonatsandlagen als deutliche Reflexion erkannt werden. Bei den höheren Frequenzen von 4, 5 und 5.5 kHz sind die Reflexionen, im Vergleich zu den mit größerer Pulslänge berechneten Seismogrammen (Abb. 5.48), kürzer und



Abb. 5.47: Schwerelotkern 1118-3: Vergleich der akustischen Impedanz und des synthetischen Seismogramms mit digitalen PARASOUND Seismogrammen von der Station (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.48: Schwerelotkern 1118-3: Akustische Impedanz und synthetische Seismogramme von fünf Frequenzen der oberen 7 m des Kerns. Bei Frequenzen von 2.5 und 3.5 kHz wird die Reflexion bei 3.5 bis 5 ms fast völlig durch destruktive Interferenz ausgelöscht (Pulslänge = 4).



Abb. 5.49: Schwerelotkern 1118-3: Akustische Impedanz und synthetische Seismogramme von fünf Frequenzen des Kernausschnitts von 2 bis 4 m Kerntiefe. Die Amplitude nimmt mit steigender Frequenz deutlich zu (Pulslänge = 4).



Abb. 5.50: Schwerelotkern 1118-3: Akustische Impedanz und synthetische Seismogramme von fünf Frequenzen der oberen 7 m des Kerns. Hier ist die Reflexion bereits bei einer Frequenz von 3.5 kHz deutlich erkennbar (Pulslänge = 2).

deutlicher abgegrenzt. Es deutet sich mit abnehmender Pulslänge auch eine Amplitudenabnahme an (vgl. Abb. 5.48 und Abb. 5.50).

Das synthetische Seismogramm und die physikalischen Parameter des Schwerelotkerns 1119-1 sind in Abbildung 5.51 dargestellt. Einige Impedanzsprünge, so bei Zweiwegelaufzeiten von 4.7 und 11.5 ms resultieren aus Karbonatlagen. Bei den hochfrequenten Impedanzvariationen zwischen 4 und 4.5 ms handelt es sich um siltige bis sandige Tonschlammlagen. Die fast gleichmäßige Energieverteilung im synthetischen Seismogramm spiegelt sich im PARASOUND Echogramm nicht wider. Ein größerer Bildausschnitt des PARASOUND Echogramms zeigt ein sehr undeutliches, offensichtlich durch Seitenechos verrauschtes Reflexionsmuster in Sedimenttiefen von 60 m (Abb. 5.52); etwa 10 m mächtige, diffuse Reflexionsgruppen wechseln sich mit akustisch transparenten Bereichen ab.

Digitale Seismogramme der Station 1119 sind in Abbildung 5.53 der Impedanz und dem synthetischen Seismogramm gegenübergestellt. Der Einfluß von Seitenechos zeigt sich auch in den digitalen Daten deutlich. So erscheint der Meeresboden überwiegend als Doppelreflektor. Die fünf digitalen Spuren weisen große Variationen in den Amplituden auf. Der Vergleich mit dem synthetischen Seismogramm zeigt eine relativ gute Übereinstimmung bezüglich der Phasen, jedoch sind fast alle Amplituden im synthetischen Seismogramm wesentlich kleiner. Durch die an der rauhen Bodentopographie entstehenden Seitenreflexionen geht offensichtlich ein stark variierender Anteil der Schallenergie verloren.

## 5.5 Diskretisierung von Impedanzmodellen

Da sich der durch die Probenahmetechniken verursachte Meßfehler der Dichtebestimmung nicht näher quantifizieren läßt, wurde versucht anhand einer Vereinfachung des Impedanzmodells den Einfluß hochfrequenter Dichtevariationen auf die synthetischen Seismogramme abzuschätzen. Für den Schwerelotkern 1118-3 wurde dazu das Impedanzmodell in drei Schritten durch Auf- und Abrunden der Impedanzwerte in Stufen von 20, 50 und 100 kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 10<sup>3</sup> diskretisiert. Dadurch werden kleine Variationen vernachlässigt und das Modell homogenisiert. Abbildung 5.54 zeigt das synthetische Seismogramm des ursprünglichen Impedanzmodells im Vergleich mit den drei vereinfachten Modellen und den dazugehörigen synthetischen Seismogrammen. Die Seismogramme aller drei Diskretisierungsstufen zeigen relativ geringe



Abb. 5.51: Schwerelotkern 1119-1, Brasil Becken (Profil C, M 9-4): Tiefenprofile sedimentphysikalischer Parameter und daraus berechnetes synthetisches Seismogramm mit Einhüllender im Vergleich mit dem analogen PARASOUND Echogramm von der Kernstation (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4), KS = Kalkschlamm,



Abb. 5.52: Kernstation 1119: Ausschnitt der analogen PARASOUND Aufzeichnung mit der Kernposition (Pfeil), (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Abb. 5.53: Schwerelotkern 1119-1: Vergleich der akustischen Impedanz und des synthetischen Seismogramms mit digitalen PARASOUND Seismogrammen von der Station (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



ursprünglichen mit 5 cm mächtigen Schichten berechneten Impedanzmodell im Vergleich zu in Stufen von 20, 50 und  $100 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} 10^3$  diskretisierten Impedanzmodellen und den daraus berechneten synthetischen Seismogrammen (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).



Diskretisierungsstufe 20

Diskretisierungsstufe 50

Diskretisierungsstufe 100

Abb. 5.55: Schwerelotkern 1119-1: Synthetisches Seismogramm nach dem ursprünglichen mit 5 cm mächtigen Schichten berechneten Impedanzmodell im Vergleich zu in Stufen von 20, 50 und 100 kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 10<sup>3</sup> diskretisierten Impedanzmodellen und den daraus berechneten synthetischen Seismogrammen (Frequenz = 4 kHz, Pulslänge = 4).

Differenzen in den Amplituden und Phasen der Reflexionen. Offensichtlich hochfrequenten Impedanzvariationen besitzen die kleinen, keinen entscheidenden Einfluß auf den generellen Aufbau der Seismogramme. Die Beispiele bestätigen gleichzeitig, daß der verwendete Probenabstand und die daraus resultierende Schichtmächtigkeit von 5 cm in den Impedanzmodellen ausreichend ist, um die für den Vergleich mit analogen oder digitalen Echolotaufzeichnungen relevanten, sedimentphysikalischen Veränderungen zu erfassen. Da der Kern 1118-3 durch die eingeschalteten Karbonatsandlagen sehr deutliche Impedanzkontraste aufweist. die ein markantes Reflexionsmuster hervorrufen, wurde eine Diskretisierung der Impedanzwerte ebenfalls für den Kern 1119-1 durchgeführt (Abb. 5.55). Die geringen Variationen der akustischen Impedanz in diesem Kern erzeugen im nicht diskretisierten synthetischen Seismogramm wenig markante Reflexionen. Der Vergleich mit dem mit Stufe 20 kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 10<sup>3</sup> diskretisierten Seismogramm zeigt nur sehr geringe Unterschiede in Amplitude und Phase. Dies gilt auch für das mit Stufe 50 kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>  $10^3$  diskretisierten Modell, jedoch treten hier bei 2.5 und 3.5 ms twt größere Differenzen in den Amplituden auf. Selbst das stark vereinfachte Impedanzmodell des Diskretisierungsfaktors 100 kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 10<sup>3</sup> zeigt noch eine generell gute Übereinstimmung mit dem ursprünglichen 5 cm Impedanzmodell. Das dominierende Reflexionsmuster wird demnach durch die stärksten lithologischen Veränderungen im Kern erzeugt. Die Bildung von Reflexionen durch konstruktive Interferenz an kleinen Impedanzkontrasten spielt dabei nur eine sekundäre Rolle.

## 5.6 Resümee und Diskussion

Durch die Gegenüberstellung von an Schwerelotkernen gemessenen sedimentphysikalischen Parametern und daraus berechneten synthetischen Seismogrammen mit analogen PARASOUND Aufzeichnungen und digitalen PARASOUND Registrierungen sollte quantitativ untersucht werden, wie sich lithologische Variationen in Echolotaufzeichnungen abbilden. Prinzipiell läßt sich eine gute Übereinstimmung der synthetischen Seismogramme und deren Einhüllenden mit den analogen PARASOUND Aufzeichnungen und digitalen PARASOUND Registrierungen feststellen. Sowohl die Meßmethodik für die P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte, als auch die Berechnung der synthetischen Seismogramme nach der Zustands-Raum Methode (Mendel et al., 1979) erweisen sich als geeignete Grundlagen, die Entstehung von Reflexionen in Tiefseesedimenten zu analysieren.

In erster Linie sind es Karbonat- und Sandgehalt der Sedimente, die über P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte direkt die akustische Impedanz und die Reflexionskoeffizienten bestimmen. Die Impedanzkontraste an der Meeresbodenoberfläche und an grobkörnigen oder turbiditischen Schichten erzeugen die stärksten Reflexionen in den synthetischen Seismogrammen und erscheinen auch als kräftige und kontinuierliche Reflexionen in den analogen PARASOUND Aufzeichnungen und digitalen PARASOUND Registrierungen. Ihre Reflexionskoeffizienten liegen in den Größenordnungen von 0.1 bis 0.2. Allmählich zunehmende Impedanzwerte, die etwa durch steigende Karbonat-, Sand-Siltgehalte oder hervorgerufen, ergeben dagegen niedrige Reflexionskoeffizienten zwischen 0.04 und 0.05 und in der Regel wenig markante Reflexionen in den synthetischen Seismogrammen.

Die für pelagische Sedimente der Tiefseebecken charakteristischen zyklischen Variationen des Karbonatgehalts zeigen im allgemeinen ein geschichtetes Reflexionsmuster. Da in diesen Sedimenten in der Regel Karbonatmaxima mit Interglazialzeiten und Karbonatminima mit Glazialzeiten korrelieren, enthalten die Reflexionsmuster ein wichtiges paläoklimatisches Signal. Die von Berger & Mayer (1978) in Wassertiefen von 2800 bis 5000 m beobachteten zahlreichen, engständigen Reflexionen in karbonatreichen Sedimenten des Pazifiks entstehen durch Karbonatlösungszyklen. Da die Lysokline des Pazifiks mit einer Tiefe von ungefähr 3700 m etwa 1000 m höher liegt als im Südatlantik (Kennett, 1982), sollten geschichtete Reflexionsmuster hier in Wassertiefen von 3800 bis 5600 m (Lage der CCD) auftreten. Sie lassen sich tatsächlich mehr oder weniger stark ausgeprägt auf den Kernstationen des Walfisch Rückens (1028, 1031, 1032, 1035, 1036), des Guinea Beckens (1040, 1041) und des Mittelatlantischen Rückens (1116, 1117) identifizieren. Die Kernstationen 1028, 1031 und 1032 auf dem Walfisch Rücken befinden sich jedoch alle oberhalb der Lysokline und weisen keine ausgeprägten Karbonatlösungszyklen auf. Auch die vorwiegend terrigenen Sedimente am westafrikanischen Kontinentalrand erzeugen häufig durch Einschaltungen grobkörniger Sedimente, wie Sandlagen oder Turbidite geschichtete Reflexionen. Das Reflexionsmuster einer analogen Echolotaufzeichnung allein ermöglicht insofern noch keine gesicherte Aussage über den Sedimenttyp; bei bekanntem Sedimentationsmilieu kann jedoch eine Einordnung vorgenommen werden.

Frequenztests mit synthetischen und digitalen Seismogrammen zeigen, daß engständige, geringmächtige (minimal 5 cm) Schichten mit starken Impedanzkontrasten von einem seismischen Signal ab einer Frequenz von

4 kHz detektiert werden können. Eine Auflösung der einzelnen Schichtgrenzen ist jedoch aufgrund der verfügbaren Wellenlänge (minimal etwa 27 cm bei 5.5 kHz) nicht möglich. Die durch das PARASOUND System erfaßte Reflexion besteht vielmehr aus einer Kombination der Reflexionen an der Schichtoberund Unterkante, die zu konstruktiver Interferenz führen. Bei geringeren Frequenzen löschen sich die Reflexionen von Schichtober- und Unterkante durch destruktive Interferenz aus. Eine qualitative Verbesserung der Detektion (Amplitudenerhöhung) geringmächtiger Schichten wird durch kleinere Pulslängen erreicht. Dies hat jedoch eine schnellere Amplitudenabnahme und damit eine Verringerung der Signaleindringung in die Sedimente zur Folge. Frequenztests und die Diskretisierung von Impedanzmodellen zeigen darüber hinaus, daß das Reflexionsmuster eines Seismogramms primär durch lithologische Veränderungen, insbesondere durch die stärksten in der Sedimentsäule auftretenden Variationen der sedimentphysikalischen Parameter geprägt sind. Reflexionen die durch konstruktive Interferenz an Schichtfolgen mit geringen Impedanzkontrasten entstehen. besitzen demgegenüber nur geringe Amplituden.

Liegen stärkere lithologische Kontraste mit charakteristischen Reflexionshorizonten vor, können aus dem Vergleich synthetischer Seismogramme mit digitalen Seismogrammen quantitative Hinweise auf eine Stauchung der Sedimente bei der Kernnahme abgeleitet werden.

Die Signaleindringung auf den verschiedenen Kernstationen variiert nahezu unabhängig von Wassertiefe und Sedimenttyp zwischen 20 und 45 m. Lediglich in den größten Wassertiefen (5632 und 5164 m, Stationen 1037 und 1119) unterhalb der CCD wird eine Eindringung von 65 bis 70 m erreicht. Berger & Mayer (1978) beobachteten in Tiefseetonen des Pazifiks ähnliche Reflexionsmuster. Unter oberflächennahen Reflexionen relativ geringer Amplitude folgt eine akustisch transparente Zone, die von schwachen Reflexionen unterlagert wird. Die Energieabnahme ist in Tiefseetonen offensichtlich deutlich geringer als in terrigenen und karbonatischen die Reflexionskoeffizienten der Wasser / Sediment Sedimenten. Auch Grenzflächen zeigen gewisse Abhängigkeiten vom Sedimenttyp. Für die karbonatreichen Sedimente des Walfisch Rückens (1028-5, 1031-4, 1032-3) aus geringen Wassertiefen ergeben sich mit Werten zwischen 0.19 und 0.22 die höchsten Reflexionskoeffizienten am Meeresboden. Mit größerer Wassertiefe nehmen mit den Karbonatgehalten auch die Reflexionskoeffizienten der Sedimentoberflächen auf Werte bis Grenzflächen zu 0.15 ab.

Wasser / terrigener oder pelagischer Tonschlamm besitzten mit 0.08 bis 0.14 die geringsten Reflexionskoeffizienten.

Die an einzelnen Kernstationen beobachteten Unterschiede zwischen den Reflexionsmustern der synthetischen Seismogramme, der analogen PARASOUND PARASOUND Aufzeichnungen digitalen und der Registrierungen sind auf mehrere Ursachen zurückzuführen. Einmal kann die P-Kernentnahmetechnik systematischen Fehlern in der zu Wellengeschwindigkeit und Naßdichte (Kapitel 2.4) führen und dadurch das Reflexionsmuster der synthetischen Seismogramme verfälschen. Diskrepanzen entstehen auch durch die in Kapitel 5.4 erwähnte Tiefenkalierung der analogen PARASOUND Echogramme bei einer konstanten Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s einerseits und der Berechnung von Zweiwegelaufzeiten im synthetischen Seismogramm andererseits. Die Abhängigkeit der analogen PARASOUND Aufzeichnungen von dem nicht näher quantifizierbaren Amplitudenschwellenwert des Echolotschreibers erzeugt in einigen Fällen ebenfalls Differenzen zwischen den synthetischen Seismogrammen und den PARASOUND Echogrammen.

den analogen PARASOUND Im Gegensatz zu Echogrammen ermöglichen die digitalen Seismogramme über die Amplituden eine halbquantitative Aussage zur Energieverteilung der Schallwelle in den Sedimenten. Unterschiede zwischen den Amplituden synthetischer Seismogramme und auf Kernstationen registrierter, digitaler Einzelspuren entstehen dadurch, daß die Einflüsse der sphärischen Divergenz und der Absorption synthetischen bei der Berechnung der Seismogramme unberücksichtigt bleiben müssen. Unter sphärischer Divergenz wird die Verteilung der Energie entlang einer Wellenfront verstanden, wobei die Energie pro Fläche proportional zum Abstand der Energiequelle abnimmt (O'Doherty & Anstey, 1971). Die frequenzabhängige, spezifische Absorption der Sedimente bewirkt eine Umwandlung elastischer Energie in andere Energieformen und führt in den digitalen Seismogrammen mit zunehmender Sedimenteindringung zur Abnahme der Signalamplituden. Aus lateralen Variationen in der Energieverteilung durch Seitenechos oder Streuung resultieren vereinzelt rasche Veränderungen der Reflexionsmuster in den analogen PARASOUND Aufzeichnungen und digitalen PARASOUND Registrierungen. Tyce et al. (1980) beobachteten in Tiefseesedimenten Dämpfungsvariationen der reflektierten Energie von bis zu 10 dB über eine laterale Distanz von nur etwa 100 m. Sie schließen daraus, daß die sedimentphysikalischen Parameter durch lokale Prozesse wie Bioturbation und

Diagenese stark beeinflußt und verändert werden können. Da der Meeresboden außerdem selten völlig eben ist, wird ein Teil der Schallenergie an kleinen Unebenheiten gestreut, besonders wenn ihre Dimensionen vergleichbar mit der verwendeten Wellenlänge sind (Tyce, 1976). Diese Faktoren können zu geringen Phasendifferenzen und damit ZU Interferenzphänomenen führen, die unter Umständen auch ausgeprägte Variationen in Amplituden und Phasen erzeugen. Sie werden in den digitalen Seismogrammen besonders deutlich. Ein zusätzlicher Störfaktor sind geringe, unkompensierte Schiffsbewegungen. Dadurch überstrahlt der Schallkegel des PARASOUND Echolots unterschiedliche Meeresbodenausschnitte unter verschiedenen Winkeln, und die Energie wird ebenso unterschiedlich stark gestreut und reflektiert. Der Einfluß von Seitenechos (Diffraktionen) nimmt mit steigender Wassertiefe durch die Überdeckung einer größeren Meeresbodenoberfläche zu.

Die Stapelung der Einzelsignale der 128 Wandlerbasen der PARASOUND Anlage, die nach jeder Lotung durchgeführt wird, bewirkt eine Integration der Informationen vom beschallten Meeresboden. Dadurch kann, besonders bei rauher Topographie, ein Vergleich mit dem synthetischen Seismogramm, dessen Informationsgehalt auf die Kernentnahmestelle begrenzt ist, zusätzlich erschwert werden.

## 6. Zusammenfassung

Die während der METEOR Expeditionen M 6-6 (1988) und M 9-4 (1989) im äquatorialen Südatlantik durchgeführten hochauflösenden geophysikalischen Arbeiten haben zum Ziel, Reflexionsmuster analoger und digitaler Echolotregistrierungen als akustische Antwort sedimentphysikalischer Variationen zu verstehen.

Die mit dem PARASOUND Echolot (Krupp Atlas Elektronik, KAE) durchgeführten analogen Aufzeichnungen bieten die Möglichkeit einer qualitativen Beschreibung von Sedimentations- und Erosionsprozessen. Auf drei Profilen am westafrikanischen Kontinentalrand zwischen 5 und 17°S wird eine zunehmende Unschärfe der Reflexionsmuster mit steigenden Sedimentationsraten beobachtet. Am unteren Kontinentalfuß vor der Kongomündung und vor Angola deuten Erosionsrinnen und eine geringe Signaleindringung auf verstärkten lateralen Sedimenttransport hin. Vorwiegend undeutliche Reflexionsmuster vor Namibia lassen sich offensichtlich auf die hier vorliegenden hohen Sedimentationsraten zurückführen. Die Echolotaufzeichnungen Sedimentationsräumen in pelagischen mit vergleichsweise niedrigen Sedimentationsraten (Walfisch Rücken, Angola Becken, MAR, Brasil Becken) zeigen im allgemeinen deutlich geschichtete Reflexionsmuster, die durch topographische Erhebungen unterbrochen werden.

Über die Bestimmung sedimentphysikalischer Parameter an Schwerelotkernen und die Berechnung synthetischer Seismogramme kann unter Berücksichtigung detaillierter Kernbeschreibungen, der Einfluß lithologischer Variationen auf die Reflexionsmuster in Echolotaufzeichnungen quantifiziert werden. Da die akustischen Eigenschaften von Sedimenten, wie die Impedanz und die Reflexionskoeffizienten im wesentlichen durch die P-Wellengeschwindigkeit und die Naßdichte bestimmt sind, wurde deren Abhängigkeit von der Porosität sowie dem Karbonat- und Sandgehalt näher untersucht. Nur in den relativ wenigen Beispielen mit stärkeren lithologischen Variationen kann der von Wood (1941) postulierte Zusammenhang einer zunehmenden P-Wellengeschwindigkeit bei abnehmender Porosität sicher auf nachgewiesen werden. Der Einfluß der Grobfraktion P-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte zeigt sich besonders deutlich in hohen Geschwindigkeits- und Dichtewerten für terrigene, quarzführende turbiditische karbonatischen Sedimenten bilden Lagen. In zumeist hohle Foraminiferenschalen die Sandfraktion. Daraus resultieren zum Teil hohe
Porositäten, niedrige Dichten und, entgegen der Woodschen Gleichung, dennoch hohe Geschwindigkeiten.

Insgesamt sich die Sedimente der untersuchten lassen Sedimentationsräume (Kontinentalrand, Hochgebiete, ozeanische Tiefseebecken) nach ihrem Ablagerungsmilieu und ihren sedimentphysikalischen Eigenschaften in fünf Typen klassifizieren: terrigener Tonschlamm, pelagischer Karbonatschlamm / Tonschlamm, Karbonatsilt -Karbonatsand, rotbrauner Tiefseeton und terrigene Turbidite.

In den berechneten synthetischen Seismogrammen erzeugen die terrigenen turbiditischen Lagen besonders starke Reflexionshorizonte. Geringere Variationen der akustischen Impedanz werden durch Unterschiede im Karbonat-, Sand- oder Siltgehalt hervorgerufen. Da der Karbonatgehalt in der Regel klimatisch gesteuert ist, enthalten die Impedanzvariationen und damit die Reflexionsmuster unter bestimmten Voraussetzungen ein paläoklimatisches Signal. Einige schwächere Reflexionen, die sich nicht auf eindeutige lithologische Kontraste zurückführen lassen, werden durch konstruktive Interferenz an engständigen Folgen geringer Impedanzvariationen erzeugt. Die generell gute Übereinstimmung der synthetischen Seismogramme mit analogen PARASOUND Aufzeichnungen und digitalen PARASOUND Registrierungen zeigt, daß sowohl die Methoden zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit und der Naßdichte als auch die verwendete Methode zur Berechnung der synthetischen Seismogramme geeignet sind, in ein mit hochauflösenden akustischen Schiffsmessungen zu vergleichendes Modell einzufließen. Die normierten synthetischen und digitalen Seismogramme ermöglichen darüber hinaus eine halbquantitative Amplitudenabschätzung, während die analogen PARASOUND Echogramme lediglich eine qualitative, von der Wahl nicht objektivierbarer Aufzeichnungsparameter abhängige Beurteilung der Amplituden zulassen.

synthetischen und Frequenztests mit digitalen Seismogrammen verdeutlichen insbesondere den Einfluß von Interferenzen auf die Reflexionsmuster. Bei den sieben verfügbaren PARASOUND Frequenzen (2.5 bis 5.5 kHz) kommt es dadurch in eingeschränktem Umfang zur Bildung unterschiedlicher Reflexionsmuster. Diskretisierte, vereinfachte Impedanzmodelle für die synthetischen Seismogrammen zeigen, daß die Reflexionsmuster in erster Linie durch die stärksten lithologischen Kontraste im Sediment charakterisiert werden.

Die Registrierung digitaler PARASOUND Seismogramme ergibt eine in diesem Ausmaß nicht erwartete, starke Variabilität der Amplituden und Phasen auf Kernstationen. Sie entsteht durch die Mikrotopographie des Meeresbodens, unkompensierte Schiffsbewegungen und/oder lokale, laterale Veränderungen im Sediment.

Exakte diagnostische Aussagen über physikalische Strukturen mariner Sedimente aus analogen oder digitalen Echolotdaten sind bisher nur eingeschränkt möglich. Aus charakteristischen Phänomenen wie der Eindringtiefe lassen sich jedoch zusammen mit Basisinformationen über das Sedimentationsgebiet, etwa seiner Landnähe und/oder Wassertiefe die Korngrößen und der Sedimenttyp erkennen. Kontinuierliche, kräftige Reflexionshorizonte in Kontinentnähe deuten beispielsweise auf turbiditische Ablagerungen hin. Andererseits können geschichtete Reflexionsmuster jedoch nicht grundsätzlich einem bestimmten Sedimentationsraum zugeordnet werden. Sie sind sowohl am Kontinentalrand mit terrigener Sedimentation, auf den ozeanischen Hochlagen mit karbonatischer Sedimentation als auch in den pelagischen Sedimenten der Tiefseebecken zu beobachten.

Eine kontinuierliche digitale Registrierung von Echolotdaten wird in der Zukunft Möglichkeiten einer Datenbearbeitung bieten, wie sie in der Reflexionsseismik üblich ist. Damit sollte sich der Informationsgehalt der PARASOUND Registrierungen noch wesentlich effektiver nutzten lassen. Einerseits kann dann durch die Auflösung schwacher Reflexionshorizonte eine genauere qualitative Beschreibung von Sedimentations- und Erosionsprozessen, andererseits mit Hilfe der digitalen Registrierungen und einer quantitativen Analyse von Phasen und Amplituden, eine fundiertere Charakterisierung von verschiedenen Sedimenttypen erfolgen.

## 7. Literatur

- Baldwin, K. C., L. R. LeBlanc & A. J. Silva (1985). An analysis of 3,5 kHz acoustic reflection and sediment physical properties. Ocean. Engng., 12, 475-492.
- Balsam, W. L. & F. W. McCoy (1987). Atlantic sediments: Glacial / interglacial comparisons. Palaeoceanography, 2, 531-541.
- Baumgartner, T. R. & T. H. Van Andel (1971). Diapirs of the Continental Margin of Angola, Africa. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 793-803.
- Berger, W. H. & L. A. Mayer (1978). Deep-sea carbonates: Acoustic reflectors and lysocline fluctuations. Geology, 6, 11-15.
- Berger, W. H. & H. Oberhänsli (1988). Stratigraphie ausgewählter Schwerelotkern, in Wefer, G. et al. : Bericht über die Meteor-Fahrt M 9-4. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 7, 103 S.
- Berger, W. H., H. Oberhänsli & Duarte-Morais (1988). Paläoozeanographie, in Wefer, G. et al. : Bericht über die Meteor-Fahrt M 9-4. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 7, 103 S.
- Berktay, H. O. (1965). Possible exploitation of non-linear acoustics in underwater transmitting applications. J. Sound Vib., **2**, 435-461.
- Bjørnø, L. (1976). Parametric acoustic arrays, in: G. Tacconi (Hrsg.), Aspects of signal processing, Teil 1, Proc. NATO Adv. Studies, Dordrecht, pp. 34-58.
- Bleil U., L. Brück, F. Rostek, M. Sobiesiak & V. Spieß (1988). Sedimentphysik,
  Magnetik, in Wefer, G. et al. : Bericht über die Meteor-Fahrt M 9-4.
  Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität
  Bremen, 7, 103 S.
- Bornhold, B. D. (1973). Late Quaternary sedimentation in the Eastern Angola Basin. Techn. Rep. Woods Hole, unpubl. Manuskript, WHOI-73-80, 213 S.

- Boyle, E. A. & L. Keigwin (1987). North Atlantic thermohaline circulation during the past 20.000 years linked to high-latitude surface temperature. Nature, 330, 35-40.
- Brandt, H. (1960). Factors affecting compressional wave velocity in unconsolidated marine sand sediments. J. Acoust. Soc. Am., 32, 171-179.
- Connary, S. D. & M. Ewing (1974). Penetration of Antarctic Bottom Water from the Cape Basin into the Angola Basin. J. Geoph. Res., **79**, 463-469.
- Dahmke A., S. Hinrichs, A. Kölling, P. J. Müller & H. D. Schulz (1988). Porenwasserchemie, in Wefer, G. et al. : Bericht über die Meteor-Fahrt M 9-4. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 7, 103 S.
- Damuth, J. E. (1975). Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. Marine Geology, 18, 17-45.
- Damuth, J. E. & D. E. Hayes (1977). Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. Marine Geology, 24, 75-99.
- 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. Marine Geology, 38, 51-75.
- Damuth, J. E., R. D. Flood, R. O. Kowsmann, R. H. Belderson & M. A. Gorini (1988). Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (Gloria) and high-resolution seismic studies. AAPG Bull., 72, 885-911.
- Darbyshire, M. (1966). Benguela Current in: Fairbridge, The Encyclopedia of Oceanography, Stroudsburgh, Dowden, Hutchinson & Ross, 123-128.
- Dean W. & J. Gardner (1985). Cyclic variations in calcium carbonate and organic carbon in Miocene to Holocene sediments, Walvis Ridge, South Atlantic Ocean, in: K. J. Hsü & H. J. Weissert (Hrsg.), South Atlantic Paleoceanography, Cambridge University Press, 61-78.

- Diester-Haas, L. (1985). Late Quaternary upwelling history off southwest Africa (DSDP Leg 75, HPC 532), in: K. J. Hsü & H. J. Weissert (Hrsg.), South Atlantic Paleoceanography, Cambridge University Press, 47-56.
- Dietrich G., K. Kalle, W. Krauss & G. Siedler (1975). Allgemeine Meereskunde, Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, Berlin, 585 S.
- Embley, R. W. & M. G. Langseth (1977). Sedimentation processes on the Continental Rise of Northeastern South America. Marine Geology, 25, 279-297.
- Embley, R. W. (1980). The role of mass transport in the distribution and character of deep-sea sediments with special reference to the North Atlantic. Marine Geology, 38, 23-50.
- Embley, R. W. & J. J. Morley (1980). Quaternary sedimentation and paleoenvironmental studies off Namibia (South-West Africa). Marine Geology, 36, 183-204.
- Emery, K. O., E. Uchupi, J. Phillips, C: Bowin & J. Mascle (1974). The continental margin off western Africa: Angola to Sierra Leone. Techn. Rep. Woods Hole, unpubl. Manuskript, WHOI-74-99, 152 S.
- Flood, R. D. (1980). Deep-sea sediments morphology: Modelling and interpretation of echo-sounding profiles. Marine Geology, 38, 77-92.
- Flood, R. D. & A. S. Shor (1983). Synthetic seismogram generation from sediment composition data - an initial study in the southwest Brazil Basin. Marine Geology, 58, 263-274.
- Flood, R. D. & A. N. Shor (1988). Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. Deep-Sea Res., 35, 943-971.
- Hamilton, E. L. (1956). Acoustic and other physical properties of shallow-water sediments off San Diego. J. Acoust. Soc. Am., 28, 1-15.
- Hamilton, E. L. (1970). Sound velocity and related properties of marine sediments. J. Geoph. Res., 75, 4423-4446.

- Hamilton, E. L. (1971a). Elastic properties of marine sediments. J. Geoph. Res., 76, 579-604.
- Hamilton, E. L. (1971b). Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments. Geophysics, 36, 266-284
- Hamilton, E. L. (1972). Compressional-wave attenuation in marine sediments. Geophysics, 37, 620-646.
- Hamilton, E. L. (1979). Sound velocity gradients in marine sediments. J. Acoust. Soc. Am., 65, 909-922.
- Heinrich, H. (1986). A comparison of conventional ship-installed 3.5 kHz sub bottom profiler (SBP) and the new KAE "PARASOUND" illustrated by a mapping of a deep-sea meander. Dt. hydrogr. Z., **39**, 257-262.
- Hempel, P. (1989). Der Einfluß von biogenem Opal auf die Bildung seismischer Reflektoren und die Verbreitung opalreicher Sedimente auf dem Vøring Plateau. Berichte aus dem SFB 313, 14, 131 S.
- Hempel, P., L. A. Mayer, L. Taylor, G. Bohrmann & A. Pittenger. (1989). The influence of biogenic silica on seismic lithostratigraphy at ODP Sites 642 and 643, Eastern Norwegian Sea, in: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al., Proc. ODP, Scientific Results, 104, 941-951.
- Horn, D. R., B. M. Horn & M. N. Delach (1968). Correlation between acoustical and other physical properties of deep-sea cores. J. Geoph. Res., 73, 1939-1959.
- Jacobi, R. D. (1976). Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. Marine Geology, 22, 157-173.
- Jansen, J. H. F., P. Giresse & G. Moguedet (1984). Structural and sedimentary geology of the Congo and southern Gabon continental shelf; a seismic and acoustic reflection survey. Netherlands J. sea Res., 17, 364-384.
- Jansen, J. H. F. (1985). Middle and Late Quaternary carbonate production and dissolution and paleoceanography of the eastern Angola Basin, South Atlantic Ocean, in: K. J. Hsü und H. J. Weissert (Hrsg.), South Atlantic Paleoceanography, Cambridge University Press, 25-46.

- Johnson, T. C., E. L. Hamilton & W. H. Berger (1977). Physical properties of calcareous ooze: control by dissolution at depth. Marine Geology, 24, 259-277.
- Kennett, J. P. (1982). Marine Geology, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 814 S.
- Knott, S. T. & J. B. Hersey (1956). Interpretation of high-resolution echo-sounding techniques and their use in bathymetriy, marine geophysics, and geology. Deep-Sea Res., 14, 36-44.
- Luskin, B., B. C. Heezen, M. Ewing & M. Landisman (1954). Precision measurements of ocean depth. Deep-Sea Res., 1, 131-140.
- Manley, P. L. & R. D. Flood (1988). Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. AAPG Bull., 72, 912-925.
- Manley, P. L. & R. D. Flood (1989). Anomalous sound velocities in near-surface, organic-rich, gassy sediments in the central Argentine Basin. Deep-Sea Res., 36, 611-623.
- Manley, P. L. (1989). Deep-sea sedimentary processes, diagenesis and paleoflow histories determined from high-resolution seismic stratigraphy in the Amazon Fan and Argentine Basin. Ph. D. Thesis, Columbia University, 114 S.
- Mayer, L. A. (1979a). The origin of fine scale acoustic stratigraphy in deep-sea carbonates. J. Geophys. Res., 84, 6177-6184.
- Mayer, L. A. (1979b). Deep-sea carbonates: Acoustic, physical and stratigraphic properties. J. Sed. Petrology, **49**, 819-836.
- Mayer, L. A. (1980). Deep-sea carbonates: Physical property relationships and the origin of high frequency acoustic reflections. Marine Geology, **38**, 165-183.
- Meissner R. & L. Stegena (1977). Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung. Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 276 S.
- Mendel, J. M., N. E. Nahi & M. Chan (1979). Synthetic seismograms using the state-space approach. Geophysics, 44, 880-895.

- Mienert, J. (1986). Akustostratigraphie im äquatorialen Ostatlantik: Zur Entwicklung der Tiefenwasserzirkulation der letzten 3.5 Millionen Jahre. "Meteor"-Forschungsergebnisse, Reihe C, 40, 19-86.
- Mienert, J. & P. Schultheiss (1989). Physical properties of sedimentary environments in oceanic high (Site 658) and low (Site 659) productivity zones, in: Ruddiman, W., Sarnthein, M. et al., Proc.ODP, Scientific Results, 108, 397-406.
- Milliman, J. D. (1988). Correlation of 3,5 kHz acoustic penetration and deposition/erosion in the Argentine Basin: a note. Deep-Sea Res., 35, 919-927.
- Morton, R. W. (1975). Sound velocity in carbonate sediments from the Whiting Basin, Puerto Rico. Marine Geology, 19, 1-17.
- Oberhänsli H. & U. Pflaumann (1989). Stratigraphie, in Wefer et al.: Bericht über die Meteor-Fahrt M 6-6. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 3, 97 S.
- O'Doherty R. E. & N. A. Anstey (1971). Reflections on amplitudes, Geophys. Prosp., 19, 430-458.
- Pickard G. L. & Emery W. J. (1982). Descriptive Physical Oceanography: An Introduction, Pergamon Press, 249 S.
- Rostek, F., V. Spieß & U. Bleil (im Druck). PARASOUND echosounding: Comparison of analogue and digital echosounder records and physical properties of sediments from the Equatorial South Atlantic. Marine Geology.
- Schreiber, B. C. (1968). Sound velocity in deep sea sediments. J. Geoph. Res., 73, 1259-1268.
- Schön, J. (1984). Petrophysik: physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. Enke Verlag, Stuttgart, 405 S.

- Sheriff, R. E. (1977). Limitations on resolution of seismic reflections and geological detail derivable from them, in C. E. Peyton (ed.), Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, 26, 3-14.
- Shumway, G. (1960). Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. Geophysics, 25, 451-467.
- Töksoz, M. N., C. H. Cheng & A. Timur (1976). Velocities of seimic waves in porous rocks. Geophysics, 41, 621-645.
- Tyce R. C. (1976). Near-bottom observations of 4 kHz acoustic reflectivity and attenuation. Geophysics, 41, 673-699.
- Tyce R. C., L. A. Mayer & F. N. Spiess (1980). Near-bottom seismic profiling: High lateral variability, anomalous amplitudes, and estimates of attenuation. J. Acoust. Soc. Am., 65, 1391-1402.
- van Bennekom, A. J. & G. W. Berger (1984). Hydrography and silica budget of the Angola Basin. Netherlands J. Sea Res., 17, 149-200.
- von Herzen, R. P., H. Hoskin & T. H. van Andel (1972). Geophysical studies in the Angola diapir field. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1901-1910.
- van Leeuwen, R. J. W. (1989). Sea-floor distribution and late Quaternary faunal patterns of planctonic and benthic foraminifers in the Angola Basin. Utrecht Micropaleont. Bull., **38**, 286 S.
- Widess, M. B. (1973). How thin is a thin bed? Geophysics, 38, 1176-1180.
- Wood, A. B. (1941) A Textbook of Sound. Bell & Sons, London.
- Worzel, J. L. (1959). Extensive deep sea bottom reflections identified as a white ash. Proc. Nat. Acad. Sci., 45, 349-355.
- Wyllie, M. R. J., A. R. Gregory, L. W. Gardner (1956). Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics, 21, 1, 41-70.

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde in der Arbeitsgruppe *Geophysik* des Fachbereichs 5 der Universität Bremen angefertigt. Ich möchte allen, die durch ihre Zusammenarbeit, Diskussionsbereitschaft und auch durch ihre moralische Unterstützung zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, sehr herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Ulrich Bleil für die Anregung, Unterstützung und Betreuung während der vergangenen Jahre, sowie für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts.

Herrn Dr. Volkhard Spieß bin ich für seine zahlreichen Anregungen, ständige Diskussionsbereitschaft und Teilnahme am Fortgang der Arbeit, sowie für die Durchsicht des Entwurfs zu besonderem Dank verpflichtet. Frau Dr. Monika Breitzke danke ich für die hilfreichen Diskussionen und die freundliche Zusammenarbeit.

Für die stets gute Zusammenarbeit danke ich den Arbeitsgruppen *Meeresgeologie* und *Geochemie*, insbesondere Torsten Bickert, Franz Gingele, Uwe Kretzmann, Gerrit Meinecke, Herrn Dr. Peter J. Müller, Heike Schmidt und Ralph Schneider. Die von ihnen zur Verfügung gestellten Daten und Ergebnisse waren ein wichtiger Beitrag zur Realisierung der Arbeit.

Ein ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern, die meine Ausbildung ermöglicht und stets mit Interesse verfolgt haben.

Die Arbeit wurde finanziell vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 261 "Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen" unterstützt.

In dieser Reihe bereits erschienen:

Wefer, G., E. Suess und Fahrtteilnehmer Nr. 1 Bericht über die "Polarstern"-Fahrt ANT IV/2, Rio de Janiero - Punta Arenas, 6.11. - 1.12.1985. 60 Seiten, Bremen 1986. Nr. 2 Hoffmann, G. Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste. 173 Seiten, Bremen 1988. Nr. 3 Wefer, G., U. Bleil, P.J. Müller, H.D. Schulz, W.H. Berger, U. Brathauer, L. Brück, A. Dahmke, K. Dehning, M.L. Duarte-Morais, F. Fürsich, S. Hinrichs, K. Klockgeter, A. Kölling, C. Kothe, J.F. Makaya, H. Oberhänsli, W. Oschmann, J. Posny, F. Rostek, H. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, M. Sobiesiak, T. Soltwedel, V. Spieß Bericht über die Meteor-Fahrt M 6-6, Libreville - Las Palmas, 18.2.1988 - 23.3.1988. 97 Seiten, Bremen 1988. Nr. 4 Wefer, G., G.F. Lutze, T.J. Müller, O. Pfannkuche, W. Schenke, G. Siedler, W. Zenk Kurzbericht über die Meteor-Expedition Nr. 6, Hamburg - Hamburg, 28.10.1987 -19.5.1988. 29 Seiten, Bremen 1988. Nr. 5 Fischer, G. Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor). 161 Seiten, Bremen 1989. Nr. 6 Berger, W.H. & G. Wefer Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean. Bericht und Kurzfassungen über den Workshop vom 3.-4. Juli 1989 in Bremen. 57 Seiten, Bremen 1989.

Nr. 7 Wefer, G., U. Bleil, H.D. Schulz, W.H. Berger, T. Bickert, L. Brück, U. Claussen,
A. Dahmke, K. Dehning, Y.H. Djigo, S. Hinrichs, C. Kothe, M. Krämer, A. Lücke,
S. Matthias, G. Meinecke, H. Oberhänsli, J. Pätzold, U. Pflaumann, U. Probst,
A. Reimann, F. Rostek, H. Schmidt, R. Schneider, T. Soltwedel, V. Spieß
Bericht über die Meteor - Fahrt M 9-4, Dakar - Santa Cruz, 19.2. - 16.3.1989.
103 Seiten, Bremen 1989.

Nr. 8 Kölling, M.
 Modellierung geochemischer Prozesse im Sickerwasser und Grundwasser.
 135 Seiten, Bremen 1990.

Nr. 9 Heinze, P.-M.
Das Auftriebsgeschehen vor Peru im Spätquartär.
204 Seiten, Bremen 1990.

Nr. 10 Willems, H., G. Wefer, M. Rinski, B. Donner, H.-J. Bellmann, L. Eißmann. A. Müller,
B.W. Flemming, H.-C. Höfle, J. Merkt, H. Streif, G. Hertweck, H. Kuntze, J. Schwaar,
W. Schäfer, M.-G. Schulz, F. Grube, B. Menke
Beiträge zur Geologie und Paläontologie Norddeutschlands: Exkursionsführer.
202 Seiten, Bremen 1990.

Nr. 11 Wefer, G., N. Andersen, U. Bleil, M. Breitzke, K. Dehning, G. Fischer, C. Kothe,
G. Meinecke, P.J. Müller, F. Rostek, J. Sagemann, M. Scholz, M. Segl, W. Thiessen:
Bericht über die Meteor-Fahrt M 12/1, Kapstadt - Funchal, 13.3.1990 - 14.4.1990
Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 11, 66 S., 26 Abb.,
11 Tab., Bremen 1990.

Nr. 12 Dahmke, A., H.D. Schulz, A. Kölling, F. Kracht, A. Lücke
Schwermetallspuren und geochemische Gleichgewichte zwischen Porenlösung und
Sediment im Wesermündungsgebiet.
BMFT-Projekt MFU 0562, Abschlußbericht.
Bremen, Februar 1991.



Nr. 13 Rostek, F.

Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen. 209 Seiten, Bremen 1991.

