BERICHTE
aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Nr. 35

Volkhard Spieß

DIGITALE SEDIMENTECHOGRAPHIE - NEUE WEGE ZU EINER HOCHAUFLÖSENDEN AKUSTOSTRATIGRAPHIE

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 35,
199 S., 101 Abb., 6 Tab., Bremen 1993.

ISSN 0931-0800

Die "Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften" werden in unregelmäßigen Abständen vom Fachbereich 5, Universität Bremen, herausgegeben.

Sie dienen der Veröffentlichung von Forschungsarbeiten, Doktorarbeiten und wissenschaftlichen Beiträgen, die im Fachbereich angefertigt wurden.

Die Berichte können beim:

Fachbereich 5 Geowissenschaften

Universität Bremen

Klagenfurterstr.

2800 BREMEN 33

Telefon: (0421) 218-4124

Telefax: (0421) 218-3116

angefordert werden.

Zitat:

Spieß, V.

Digitale Sedimentechographie - Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 35, 199 S., 101 Abb., 6 Tab., Bremen 1993.

ISSN 0931-0800

Digitale Sedimentechographie -

Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie

Habilitationsschrift,

eingereicht

am Fachbereich Geowissenschaften

der Universität Bremen

von

Volkhard Spieß

im März 1992

INHALTSVERZEICHNIS

1.	**Einleitung**	**1**
1.1	Die Vermessung der Tiefsee	2
1.2	Akustische Sondierung der Tiefsee - Entwicklung der Echolote	4
1.3	Moderne Sedimentechographie - Stand der Forschung und Perspektiven	7
2.	**Grundlagen der Hydroakustik**	**13**
2.1	Erzeugung und Ausbreitung von Schallwellen	13
2.2	Nichtlineare Akustik und der parametrische Effekt	17
3.	**Das PARASOUND-Sedimentecholot**	**25**
3.1	Die technische Konzeption des PARASOUND-Echolotsystems	25
3.2	Betriebsarten und Kenndaten des PARASOUND-Echolotes	28
3.3	Die analoge Darstellung von Echogrammen	32
4.	**Interpretation von Echolotaufzeichnungen**	**36**
4.1	Analoge Sedimentechographie mit 3.5 kHz Systemen	36
4.2	Echocharakter und Mikrotopographie	51
4.3	Echoprofile bei enger Schallbündelung	55
4.4	Charakterisierung von analogen PARASOUND-Aufzeichnungen	62
5.	**Das Paradigma-System zur Registrierung digitaler Echogramme**	**76**
5.1	Digitale Datenerfassung in der hochauflösenden Seismik	76
5.2	Das digitale PARASOUND-Interface	78
5.3	Das PARADIGMA-System	80
6.	**Die seismische Signatur des PARASOUND-Systems und die Reflexionsantwort von Oberflächensedimenten**	**86**
6.1	Kenndaten seismischer und echographischer Meßverfahren	86
6.2	Seismische Modellierung mit Synthetischen Seismogrammen	89
6.3	Das PARASOUND-Quellsignal	90
6.4	Akustische Impedanz und Reflektivität von Sedimenten	99
6.5	Modelle akustischer Impedanzprofile	107

7.	**Auswertung digitaler Echolotdaten**	**124**
7.1	Stand der Forschung	124
7.2	Physikalische Eigenschaften von Oberflächensedimenten im Vergleich mit digitalen Stationsregistrierungen	126
7.3	Das Prozessing digitaler PARASOUND-Profile	136
7.4	Fallbeispiel: **Digitale PARASOUND-Vermessung auf der Maudkuppe, Antarktis**	148
7.4.1	Einsatz sedimentechographischer Verfahren auf ODP-Bohrstationen	148
7.4.2	Die ODP-Bohrungen 689 und 690 auf der Maudkuppe	149
7.4.3	Seismo- und Akustostratigraphie der ODP Sites 689 und 690	151
7.4.4	Physikalische Eigenschaften der Sedimente der Maudkuppe	156
7.4.5	Vergleich analoger und digitaler Echolotregistrierungen mit akustischen Impedanzmodellen	163
7.4.6	PARASOUND Vermessung in der Umgebung der ODP Sites 689 und 690	173
8.	**Zusammenfassung**	**192**
9.	**Literatur**	**195**
	Danksagung	

Paradigma:

" . . . ein aus der Geschichte von wirklichen Ereignissen entlehntes Beispiel, das zur Vergleichung angeführt wird."

Meyer's Großes Konversationslexikon, 1908

1. EINLEITUNG

Wird in der Seismik ganz allgemein die Ausbreitung elastischer Wellen im Raum betrachtet, so definiert sich das Teilgebiet der **Akustik** durch die Einschränkung auf Schallwellen, die sich durch Druck- und Volumenänderungen fortpflanzen. Die akustische Methode beruht auf der Ausbreitung von Schallwellen in Trägermedien, die alleine durch ihre Schallhärte, dem Produkt aus Dichte und Schallgeschwindigkeit, vollständig charakterisiert sind. Entscheidend für den Einsatz als Meßverfahren ist die Tatsache, daß eine Schallwelle überall dort reflektiert oder in ihrer Laufrichtung beeinflußt wird, wo sich das Ausbreitungsmedium verändert. Wird kurzzeitig ein Schallsignal erzeugt und seine Ausbreitung im Raum mit Meßsystemen verfolgt, so können aus den gesammelten Informationen Rückschlüsse auf die räumliche Struktur des Schallmediums gezogen werden. Ändert sich die Schallhärte punktuell oder an Grenzflächen, so werden an diesen Stellen neue Schallwellen generiert, die von einem akustischen Empfänger registiert werden können. Werden Sende- und Empfangssysteme miteinander kombiniert, gezielt im Raum bewegt und die empfangenen Echos systematisch aufgezeichnet, so läßt sich daraus ein detailliertes Bild der Umgebung erstellen.

Welche räumlichen Strukturen der Schallhärte- oder Impedanzverteilung überhaupt rekonstruiert werden können, hängt entscheidend von den spezifischen Eigenschaften der ausgesendeten Schallsignale, und damit in erster Linie von Frequenz und Wellenlänge ab. Je niedriger die Signalfrequenz ist, desto größer muß die Ausdehnung von Anomalien der akustischen Impedanz sein, um ein meßbares Echo zu erzeugen. Die Einordnung der akustischen Methode in das breite Spektrum seismischer Meßverfahren ergibt, wenn Signalfrequenzen im Hörbereich von einigen Kilohertz verwendet werden, als Mindestgröße für akustisch erfaßbare Strukturen Objekte in der Größenordnung einiger Zentimeter. Aus der Kombination mit der Dämpfungswirkung der Ausbreitungsmedien, die proportional zur eingesetzten Signalfrequenz anwächst, resultiert eine günstige oder optimale Wahl der Signalcharakteristika, um eine vorgegebene Meßaufgabe zu erfüllen.

Da in Wasser eine nahezu verlustfreie Schallausbreitung stattfindet, kann dort eine besonders große Reichweite mit hydroakustischen Verfahren erzielt werden. Auch Objekte in großen Entfernungen von mehreren Kilometern lassen sich aufgrund der reflektierten Wellen nachweisen. So bietet sich diese Methode besonders für den Einsatz in den Ozeanen an, wo sich nur wenige und zumeist nur sehr aufwendige Möglichkeiten einer detaillierten Untersuchung des Meeresbodens bieten.

In der Meeresforschung finden seismoakustische Systeme für Ortungs- und Sondierungsaufgaben bereits seit Anfang diesen Jahrhunderts weite Verwendung. In dieser Tradition stehen auch die Expeditionen des deutschen Forschungsschiffes METEOR zur detaillierten Vermessung der Ozeanböden in den zwanziger und dreißiger Jahren. Auf den Reisen wird erstmals systematisch und über einen langen Zeitraum ein geoakustischer Datensatz gesammelt, mit dem wesentliche Beiträge zum Verständnis der Ozeane geleistet

werden. Nach diesen schwerpunktmäßig mit Vermessungsaufgaben der Oberflächentopographie betrauten Forschungsreisen wächst insbesondere nach dem zweiten Weltkrieg das Interesse am internen Aufbau der Meeresböden.

Mit der sukzessiven Verbesserung der technischen Rahmenbedingungen entwickeln sich auch die Anforderungen hinsichtlich des Auflösungsvermögens der Methode und der Qualität und Verfügbarkeit der akustischen Daten. Untersuchungen von Kernproben vom Meeresboden offenbaren feinskalige Variationen, die im Prinzip direkt mit den Beobachtungen hochfrequenter Echos verknüpfbar sind. Es beginnen systematische Arbeiten über die Beziehung zwischen dem geologischen Aufbau der Ozeanböden, den physikalischen Strukturen im Sediment und den akustischen Beobachtungen. Dieser schwerpunktmäßig phänomenologische Ansatz blieb lange Zeit ausschließlich auf analoge Papieraufzeichnungen beschränkt, wie sie mit standardisierten Meßsystemen seit den fünfziger Jahren in großem Umfang gesammelt wurden.

Dominierte anfangs die analoge Registriertechnik bei den akustischen wie auch den seismischen Meßsystemen, so führte bald das kommerzielle Interesse an den seismischen Ergebnissen zu einem Übergang zu digitalen Aufzeichnungstechniken. Dieser logische Schritt ist allerdings in der akustischen Vermessung der Meeresböden bis heute nicht vollzogen worden. An dieser Stelle setzt nun die hier vorliegende Arbeit an, um die Vorteile der Digitalseismik auch für dieses Arbeitsgebiet der Sedimentechographie nutzbar zu machen. Die Entwicklung eines entsprechenden digitalen Erfassungssystems für extrem hochfrequente akustische Daten und seine Einbindung in den Kontext akustostratigraphischer Analysen ist die Hauptzielsetzung dieser Arbeit. Mit der Begründung der **digitalen Sedimentechographie** sind zunächst vor allem Aufgaben der technischen Realisierung, der Definition neuer Forschungsziele und Entwicklung von Konzepten zur Datenanalyse in Verbindung mit ihrer exemplarischen Anwendung verbunden.

1.1 Die Vermessung der Tiefsee

Ozeane und Meeresgebiete mit einem Anteil von mehr als zwei Dritteln der gesamten Erdoberfläche haben sich lange Zeit der direkten Erforschung entzogen. Bei der nun folgenden Einführung in ihre Geschichte, die lediglich einen kurzen Überblick über die frühen, meereskundlichen Aktivitäten liefern soll und keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt, wird dazu vor allem auf ein Buch von Proujan (1971) Bezug genommen.

Mit dem Meer waren zwar die Seefahrer von frühester Zeit an vertraut, doch hielten sie die Dunkelheit der Tiefsee und Vorstellungen von Meeresungeheuern von einer genaueren Untersuchung ab. Über den von Tauchern erforschbaren Tiefenbereich von 25 bis 30 Metern hinaus sind aus dem Altertum oder dem Mittelalter kaum Angaben über die Messung größerer Wassertiefen bekannt.

Für die sichere Navigation von Schiffen war es zunächst von Interesse, geringe Wassertiefen und Untiefen kartenmäßig zu erfassen, vor allem also in den Schelf- und Küstengebieten durch systematische Lotungen Schiffahrtswege auszukartieren. Bei der Vermessung mußten zwei Probleme gelöst werden: die **exakte Positionsbestimmung** und die **Messung der Wassertiefe**. Lange Zeit wurden beide Meßaufgaben mit verhältnismäßig einfachen Mitteln gelöst, wie dem Sextanten für die Navigation und Lotschnüren mit Bleigewichten für die Tiefenmessung.

Die Hinwendung zu den in der Vorstellung zunächst 'bodenlosen' Tiefseegebieten kam erst mit den wissenschaftlichen Schiffs-Expeditionen im 18. und 19. Jahrhundert. Im Jahre 1773 wurde mit einer Lotung von 1250 Metern Wassertiefe zwischen Island und Norwegen die neuzeitliche Vermessung größerer Wassertiefen begonnen. In Verbindung mit Temperaturmessungen, die eine stetige Abnahme mit zunehmender Tiefe zeigten, stand vor allem die Frage im Mittelpunkt, ob der Meeresboden mit 'ewigem Eis' bedeckt war und bis in welche Tiefen Leben existieren könne. Mit der Entwicklung von Geräten zur Probennahme, vor allem Dredgen, wurde diese Frage geklärt und es ließen sich erste Erkenntnisse über den Aufbau des Meeresbodens gewinnen.

Eine wesentliche Unterstützung der Vermessung der Ozeanböden ergab sich aus der Absicht, Telegraphenkabel zwischen dem amerikanischen und europäischen Kontinent quer durch den Atlantik zu verlegen. Dazu wurden in der Mitte des 19. Jahrhunderts systematische Untersuchungen vorgenommen, die das Wissen über die Morphologie des Meeresbodens ganz erheblich vermehrten. In diesem Zusammenhang ist neben vielen anderen vor allem der Name von *Matthew Fontaine Maury* zu nennen, der als amerikanischer Marineoffizier durch die systematische Sammlung von Beobachtungen der Wind- und Meeresströmungen einen wesentlichen Beitrag zur Begründung der modernen Ozeanographie leistete. Zusammen mit *John M. Brooke*, einem weiteren amerikanischen Schiffsoffizier, sorgte er für die Verbreitung eines neuartigen Lotgerätes. Es bestand aus einem zylindrischen Stechrohr, und einer Kanonenkugel und man konnte sowohl die Meerestiefe messen als auch gleichzeitig eine Bodenprobe gewinnen.

Einen großen Fortschritt zur systematischen Meereserkundung erbrachte die Expedition des britischen Kriegsschiffes CHALLENGER, die im Jahre 1872 auf Initiative der Royal Society in London begann und über die folgenden dreieinhalb Jahre zu einer der längsten und erfolgreichsten wissenschaftlichen Expeditionsreisen wurde. Die aus Hanf gefertigten Meßleinen zur Tiefenbestimmung waren mit einem 90 kg schweren Bleigewicht beschwert und auf eine 3 m dicke Trommel aufgewickelt. Mit seiner Dampfmaschine konnte das Schiff bei der Messung gegen Wind und Strömung besser auf Position gehalten werden, so daß die Meßfehler durch die Neigung der Meßlinie reduziert wurden. Ein grundsätzliches Problem der Lotmethode in größeren Wassertiefen resultierte aus dem Eigengewicht der langen Leine, das auch nach Auftreffen des Gewichts auf dem Meeresboden noch ein Nachlaufen verursachte und die genaue Messung nachhaltig beeinträchtigte. Ein von *Hooke* im 17. Jahrhundert nach Ideen von *Nicolaus Cusanus* (15. Jh.) übernommenes Prinzip schuf Abhilfe, indem an das Fallgewicht ein hölzerner Auftriebskörper angebracht wurde, der beim Bodenkontakt ausgelöst wurde und auftauchte. Die Längenmessung der Leine wurde durch eine Zeitmessung ersetzt, da die Zeit zwischen dem Eintauchen der Gewichte und dem Auftauchen der Holzkugel direkt proportional zur Wassertiefe war. Die Messung nahm in der Regel viele Stunden Zeit in Anspruch, so daß die Dichte der Meßpunkte bei der riesigen Fläche der Ozeane gering bleiben mußte. Die größte, so bestimmte Tiefe während der CHALLENGER-Reise wurde im Marianen Graben mit 8055 m vermessen.

Bei der Beschäftigung mit den Bodenproben konnte *John Murray*, ein Wissenschaftler der CHALLENGER-Expedition, eine erste Klassifizierung von Tiefseesedimenten vornehmen, die noch heute Gültigkeit besitzt. Er unterschied pelagische Sedimente aus feinem, im Wasser schwebenden Material anorganischen wie organischen Ursprungs von den terrigenen Sedimenten, deren Komponenten unterschiedlicher Größe ihren Ursprung auf Kontinenten und Inseln haben. Im Rahmen der von vielen Nationen durchgeführten Expeditionen konnte

im 19. Jahrhundert die Datenbasis systematisch vergrößert werden und mit der Zeit auch eine gleichmäßige Überdeckung beinahe aller Meeresgebiete erreicht werden.

1.2 AKUSTISCHE SONDIERUNG DER TIEFSEE - ENTWICKLUNG DER ECHOLOTE

Im Jahre 1912 berichteten Murray & Hjort von etwa 6000 Lotungen mit mehr als 2000 m Wassertiefe, die bis dahin weltweit bekannt waren und in Karten von *Murray* und *Bartholomew* eingetragen worden waren. Von den zeitaufwendigen Leinen- und Drahtlotungsmethoden zu moderneren und effizienteren Verfahren der Tiefenmessung und Sedimentdurchschallung war ein weiter Weg zurückzulegen. Er nahm mit der Entwicklung eines akustischen Schwingers durch *R.A. Fessenden* im Jahre 1911 und des Echolotprinzips von *A. Behm* im Jahre 1913 seinen Anfang. Die technische Weiterentwicklung auf diesem Gebiet wurde forciert durch das Schiffsunglück der TITANIC, das einen dringenden Bedarf nach akustischen 'Frühwarnsystemen' für die Eisbergortung entstehen ließ und in Nordamerika und Europa in kurzer Zeit zur Anmeldung zahlreicher Patente auf dem Gebiet des Wasserschalls führte.

Akustisch läßt sich die Aufgabe der Tiefenbestimmung durch die Messung von Schallaufzeiten für den direkten Weg vom Schiff zum Meeresboden und zurück lösen. Da das Echo des Schallsignals bei einer Wassertiefe von 6000 Metern lediglich 8 Sekunden benötigt, kann die Zahl und Dichte der Lotungen deutlich erhöht werden. Daß der routinemäßige Einsatz von Echoloten hier gleich eine Potenzierung der Datenmenge erbrachte, zeigen die Vorgaben für die Expedition des deutschen Forschungsschiffes "METEOR" von 1925 bis 1927 (Maurer, 1933). Neben etwa 650 Drahtlotungen und 300 Lotungen mit dem Freilot sollten zusätzlich 30'000 Tiefenbestimmungen mit den Echoloten vorgenommen werden. Für diesen Zweck standen verschiedene, zum Teil erst unmittelbar vor Beginn der Reise installierte Systeme an Bord des "METEOR" zur Verfügung.

Eine Zwischenstellung zwischen rein akustischen Verfahren und dem System von *Brooke* nahm dabei das Freilot ein, bei dem es sich um ein freifallendes Lot handelte, das bei Bodenberührung eine Sprengpatrone auslöste. Die entstehende Schallwelle wurde im Schiff registriert und aus der Zeitdifferenz zum Aussetzen des Lotes konnte, da Freilote auf eine nahezu konstante Sinkgeschwindigkeit von 2 m/s getrimmt wurden, die Tiefe direkt errechnet werden. Allerdings funktionierte dieses System nur bis zu wenigen hundert Metern Wassertiefe.

Ein rein akustisches System für geringe Wassertiefen bis 750 m war das **Behm-Echolot**, für das die Schallwellen mit Sprengpatronen angeregt wurden, die einen außerordentlich kurzen, scharfen Schallimpuls erzeugen. Die im hörbaren Bereich liegenden Frequenzen des reflektierten Echos wurden mit Mikrophonen empfangen. Als Registriereinheit diente der Behm-Kurzzeitmesser, der durch den Abgang der Schallwelle in Gang gesetzt und bei Empfang des Echos automatisch gestoppt wurde. An der Skala eines Meßrades ließ sich eine zur Wassertiefe proportionale Meßzahl ablesen. Allerdings waren die Erfahrungen der "METEOR"-Expedition mit diesem Instrument unbefriedigend wegen einer starken Streuung der Meßwerte und vieler, mit dem Abschießen der Patronen verbundenen Probleme.

Zu dieser Zeit waren allerdings bereits Tonsender auf amerikanischen Schiffen im Gebrauch, die ihre Wirksamkeit bis in 5800 m Wassertiefe unter Beweis gestellt hatten. Der auf dem "METEOR" eingebaute Elektromagnetsender, mit dem eine Schallmembran im

Schiffsboden angeregt wurde, besaß bei einer Frequenz von 1050 Hz eine Leistung von 125 Watt, die durch den Einbau eines zweiten Systems später noch vergrößert wurde. Die Tiefenmessung erfolgte beim **Signallot** über einen Kopfhörer, in dem das Echo dann hörbar wurde, wenn mit einem Stellrad die korrekte Zeitverzögerung zum Sendezeitpunkt eingestellt worden ist.

Die Tatsache, daß bereits 1922 auf amerikanischen Schiffen mit Erfolg ozeanische Echolot-Profile aufgezeichnet worden waren, veranlaßte die Organisatoren der "METEOR"-Expedition, einen dort verwendeten *'Sonic depth finder'* für die Expeditionsreise zu beschaffen. Dieses schließlich unmittelbar vor der Abreise unter dem Namen **Atlaslot** installierte System arbeitete nach einem ähnlichen Prinzip wie das Signallot, jedoch mit einer optischen Festlegung des Meßwertes. Dazu wurde eine entlang einer Skala rotierende Lampe genau dann kurzzeitig angeschaltet, wenn das, zuvor zusätzlich verstärkte Echo am Empfänger eintraf. Aufgrund der schnellen Rotation der Lampe erschien bei einem Meßbereich von 185 Metern die Anzeige quasi-permanent und konnte daher leicht abgelesen werden. Für größere Wassertiefen stand ein Meßbereich von 1120 Metern zur Verfügung mit einer separaten Ablesung der Gesamtlaufzeit zwischen Sendeimpuls und Echoempfang.

Mit diesen Instrumenten, die während der Jahre 1925 bis 1927 auf dem "METEOR" routinemäßig und erfolgreich betrieben wurden, waren die Grundlagen für eine dichte, profilierende Echolotung geschaffen worden. In den folgenden Jahren wurden diese Systeme zunehmend verfeinert und mit elektronischen Elementen empfindlicher und komfortabler gemacht. Allerdings war die tabellarische Erfassung der Daten, die viele rechnerische Korrekturen enthielt und in großer Dichte erfolgte, immer noch äußerst aufwendig. Erst die Entwicklung fortgeschrittener Geräte zur Datenaufzeichnung schuf hier Abhilfe.

Der Bedarf nach einem **höchstauflösenden seismischen** System wurde bereits in den fünfziger Jahren formuliert (Luskin et al., 1954; Knott & Hersey, 1956), nachdem mit der beginnenden systematischen Beprobung der obersten Sedimentschichten mit Kerngeräten und umfassenden Studien der Topographie des Meeresbodens eine große Zahl von Fragen aufgeworfen wurde, die nur mit einer flächenhaften Vermessung des Meeresbodens beantwortet werden konnten. Dabei wurde insbesondere auf das Fehlen eines präzisen Aufzeichnungsinstrumentes hingewiesen, mit dem die bereits verfügbaren Daten von Echoloten in einer Weise dokumentiert werden, die einen Vergleich von Profilen verschiedener Expeditionen, verschiedener Schiffe und Instrumente erlaubten.

Luskin et al. (1954) stellten ein Instrumentarium vor, den **'Precision Depth Recorder'** (=**PDR**), das sie für eine präzise Bestimmung der Wassertiefe und die Aufzeichnung sedimentärer Reflexionen zusammengestellt hatten. Abbildung 1-1 zeigt ein typisches Beispiel einer von Ihnen gewonnenen analogen Trommelregistrierung, jedoch mit einer nach heutigen Maßstäben wenig befriedigenden Qualität und Auflösung. Diese vor mehr als 30 Jahren vorgestellten Systeme standen am Beginn einer technischen Entwicklung von Geräten (Knott & Hersey, 1956), die mit dem Einsatz moderner Elektronik, neuen Echolotsystemen und Schreibertechnologien zunehmend perfektioniert worden sind.

In den sechziger Jahren war die Ausstattung der Meeresforschungsschiffe mit modernen Echolotsystemen von 3.5 und 12 kHz Grundfrequenz so weit fortgeschritten, daß eine

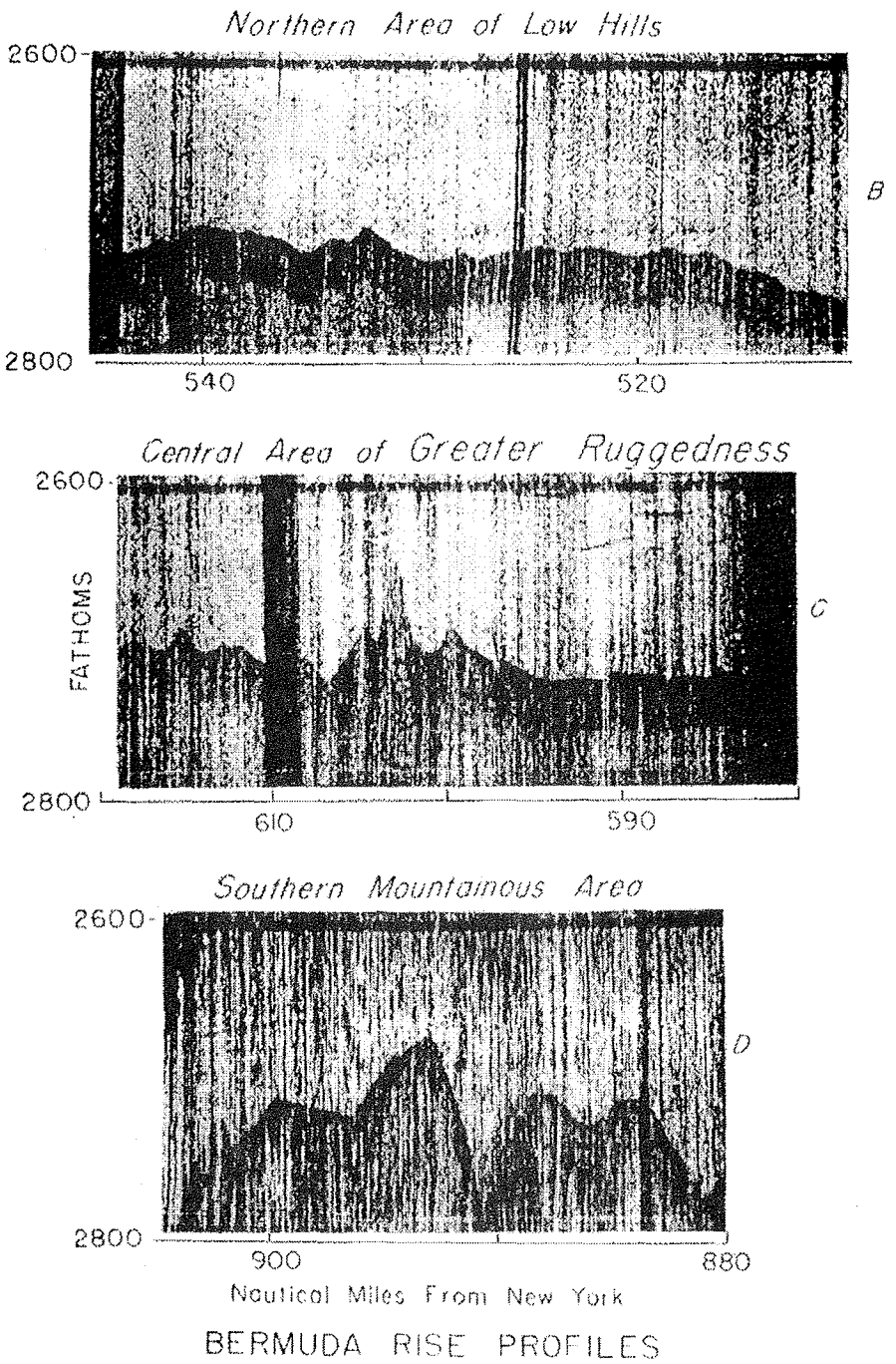


Abbildung 1-1: Eines der ersten Beispiele einer Analogregistrierung mit einem 3.5 kHz-Echolot, aufgezeichnet auf einem Trommelschreiber von Luskin et al. (1954) im Nordatlantik. Das dargestellte Tiefenintervall beträgt 200 Faden (=365,7 m), die Entfernungen sind in nautischen Meilen angegeben. Während das Echo des Meeresbodens klar zu identifizieren ist, sind tiefere Reflektoren nur in wenigen kurzen Abschnitten erkennbar.

systematische Aufzeichnung während aller Fahrtstrecken erfolgen konnte und die Menge hochqualitativer, analoger seismischer Daten sehr schnell akkumulierte. Mit dieser Datenbasis, die auch regional in Schwerpunktarealen bald eine genügende, nahezu flächenhafte Überdeckung erreichte, wurde die moderne Sedimentechographie begründet und eine Vielzahl herausragender marin-geologischer Studien zu Ablagerungs- und Sedimenttransportprozessen ermöglicht.

1.3 Moderne Sedimentechographie - Stand der Forschung und Perspektiven

Die systematische akustische Sondierung der ozeanischen Oberflächensedimente erlebte in den siebziger Jahren einen deutlichen Aufschwung. Die sedimentechographischen Untersuchungen begannen zunächst schwerpunktmäßig mit einer generellen Charakterisierung und Klassifizierung der analogen Echolotaufzeichnungen. Für die Bewertung der Papieraufzeichnungen wurden rein phänomenologische Kriterien angewendet, wie die Häufigkeit und Ausprägung hyperbolischer Signale (vgl. Abb. 1-2) oder die Ausbildung deutlicher Sedimentstrukturen und -schichtungen. Hier waren vor allem die Arbeiten von Damuth (1975, 1978, 1980) richtungweisend für eine Definition von **Echocharaktertypen**, aus denen sich prinzipiell Rückschlüsse auf die dominierenden Ablagerungs- und Transportprozesse in einem Arbeitsgebiet ziehen ließen. Dieses Konzept wurde systematisch überall dort angewandt, wo aufgrund einer hinreichenden Profildichte die räumlichen Verteilungsmuster der Oberflächensedimente erkennbar wurden. Unter bestimmten Annahmen und Bedingungen kann so zwischen pelagischer Sedimentation, subsequentem Hangtransport, Turbiditsequenzen oder mit intensiven Bodenströmungen assoziierten Sedimentwellen als dominierenden Ablagerungsprozessen unterschieden werden. In Verbindung damit standen sedimentologische Studien an Oberflächensedimenten oder photographische Dokumentation der Oberflächenstrukturen, die Aufschluß über die Verbindung zwischen Morphologie, Lithologie und dem akustischen Abbild gaben.

Über diese oft am Beginn eines größeren Projektes stehenden deskriptiven Studien hinaus verfolgte Flood (1980) einen ersten semi-quantitativen Ansatz, indem er die geometrischen Parameter einer welligen Morphologie mit ihrem Erscheinungsbild im Echogramm verglich. Flood (1988) modellierte Prozesse der Sedimentwellenbildung, um den Zusammenhang zwischen der Geometrie von Sedimentwellen und dem Strömungsregime zu quantifizieren.

Eine wesentliche Erweiterung fand das Arbeitsgebiet der Sedimentechographie in den akustischen Vermessungen mit einem tiefgeschleppten System (Tyce, 1976, 1977), das die Möglichkeit der Digitalisierung von Seismogrammen bot und durch die Nähe der seismischen Quelle zum Meeresboden interessante Einblicke in die Feinstruktur von Echogrammen lieferte. Damit waren erstmals quantitative seismische Auswertungen möglich, die Mayer (1979a,b, 1980) für Detailarbeiten über Tiefseekarbonate nutzte. Er wies die außergewöhnliche Bedeutung von Interferenzphänomenen für den Reflexionscharakter von Echogrammen in bestimmten Sedimenttypen nach, indem er die Registrierungen mit synthetischen Seismogrammen verglich, die aus den Messungen physikalischer Sedimenteigenschaften abgeleitet wurden.

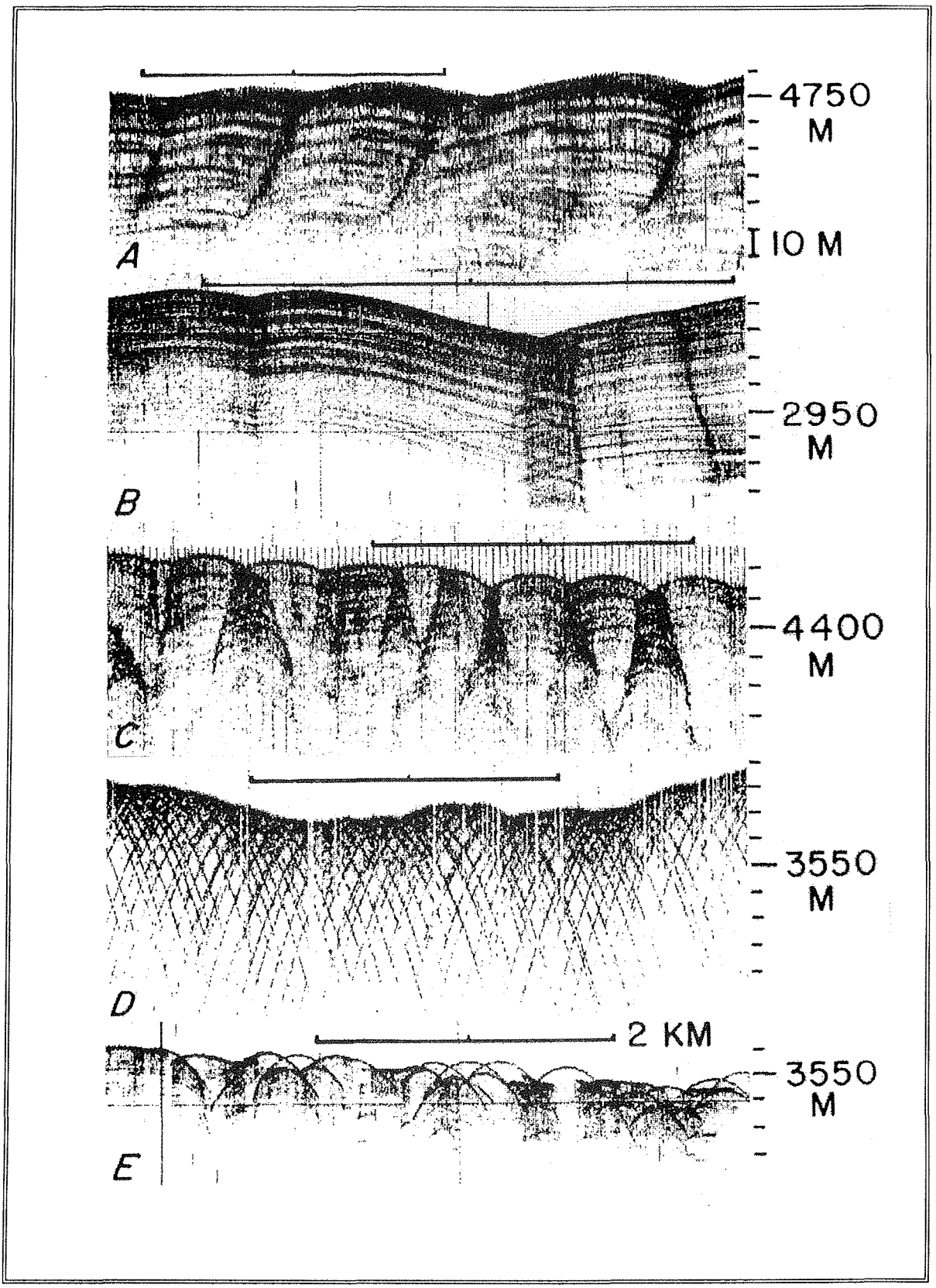


Abbildung 1-2: Typische Beispiele für Analogaufzeichnungen mit 3.5 kHz-Echoloten in morphologisch gegliederten Arealen (nach Flood, 1980). Die einzelnen Profilabschnitte A-E in Wassertiefen zwischen 2900 (B) und 4750 m (A) lassen sich durch die unterschiedliche Ausprägung von Hyperbelechos charakterisieren und verschiedenen Echocharaktertypen zuordnen.

Die von Mayer gewählte Methodik entspricht dem Ansatz der **seismostratigraphischen Analyse**, wenn Daten einer Bohrung oder Logging-Informationen für eine seismische Modellierung zur Verfügung stehen. Direkte Messungen der Dichte und Schallgeschwindigkeit können in ein Impedanzmodell des Untergrundes umgesetzt werden. Daraus lassen sich synthetische Seismogramme berechnen, die nun direkt mit den digitalseismischen Registrierungen verglichen werden können. Im Idealfall sollte eine Identität beider Datensätze beobachtet werden. Auch marin-seismische Registrierungen in der Umgebung von DSDP- und ODP-Bohrungen wurden auf diese Weise analysiert, um das seismische Erscheinungsbild im Detail mit der Lithologie zu vergleichen und die Bohrungsdaten zu regionalisieren.

Zahlreiche Messungen der Naßdichte und p-Wellengeschwindigkeit an Sedimentkernen haben hinreichende Erkenntnisse geliefert über **sedimentphysikalische Einordnung** und charakteristische Wertebereiche verschiedener Sedimenttypen (z.B. Hamilton, 1971a,b, 1973), doch wurden direkte Vergleiche zwischen hochfrequenten seismischen Registrierungen und Sedimentkernen nur vereinzelt und nicht systematisch durchgeführt (Mayer, 1979a,b, 1980; Flood & Shor, 1984).

In Gegenwart einer unruhigen Morphologie erzeugen herkömmliche **seismische Quellen** aufgrund des breiten Abstrahlkegels in erheblichem Maß hyperbolische Seitenechos in den Aufzeichnungen. Nur mit größerem Bearbeitungsaufwand können diese in mehrkanaligen Registrierungen durch Anwendung von Migrationsverfahren unterdrückt werden. Bei einkanaligen Systemen verhilft nur die Bündelung der Schallenergie zur verbesserten Wiedergabe des Meeresbodens. Selbst Echolotquellen besitzen bei einer Hauptfrequenz von 3.5 kHz noch einen Schallkegel mit einem Öffnungswinkel von 20-40°, so daß eine Meeresbodenfläche von mehreren Kilometern Durchmesser beschallt wird.

Daß die Aktivitäten in der marinen Geophysik auf dem Gebiet **höchstauflösender seismischer Untersuchungen** in der Tiefsee bislang vergleichsweise gering waren, hatte verschiedene Gründe. Der Einsatz und die Weiterentwicklung seismischer Methoden konzentrierte sich lange Zeit auf solche Arbeitsgebiete, aus denen einerseits ein bedeutender wirtschaftlicher Nutzen zu ziehen war, andererseits die wissenschaftlichen Fragestellungen eine hohe Signaleindringung mit mehrkanaliger Aufzeichnung erforderlich machten. Die Schwerpunkte der Forschungstätigkeit auf dem Lande wie auch bei seismischen Untersuchungen in den Ozeanen bestanden überwiegend in der Erkundung der mehrere Kilometer mächtigen sedimentären, metamorphen und magmatischen Erdkruste.

Erst mit dem wachsenden Interesse an hochauflösenden Studien von Oberflächensedimenten, detaillierten Klimarekonstruktionen oder den wissenschaftlichen Tiefbohrungen in den Ozeanen, durchgeführt im Rahmen des '*Deep Sea Drilling Program*' (DSDP) und '*Ocean Drilling Program*' (ODP) seit dem Ende der sechziger Jahre, wurden zunehmend Sedimente in Tiefenschritten weniger Zentimeter bis in Teufen von mehreren zehn bis hundert Metern analysiert und datiert. Im Zuge der Veränderung der Forschungsschwerpunkte und der instrumentellen Weiterentwicklung ist ein Bedarf an seismischen Meßverfahren mit einer äquivalenten Auflösung entstanden, die einen quantitativen Vergleich mit hochauflösenden sedimentphysikalischen, sedimentologischen und anderen stratigraphischen Untersuchungen zulassen.

Echolotdaten besitzen prinzipiell die für derartige quantitative Analysen gewünschten Signalcharakteristika, stehen aber traditionell nur in analoger Form auf Papier zur Verfügung. Mit einem neuentwickelten parametrischen Echolot (**PARASOUND**) sind grundlegende Verbesserungen erzielt und die Voraussetzungen geschaffen worden, es routinemäßig als marin-geophysikalisches Meßsystem zu betreiben. Das Prinzip der Schallerzeugung basiert auf der Überlagerung zweier hochfrequenter Druckwellen finiter Amplitude, aus der eine akustische Signalkomponente mit der Differenzfrequenz entsteht. Eine besonders vorteilhafte Eigenschaft des neuen Signalanteils ist die Konzentration der Schallenergie auf einen Kegel mit nur noch 4° Öffnungswinkel. Die scharfe Bündelung erhöht die laterale wie auch vertikale Auflösung und unterdrückt hyperbolische Echoformen (Abb. 1-3).

An dieser Stelle setzt nun die hier vorliegende Arbeit an. Sie stellt ein neues Spezialgebiet der Seismik, die **digitale Sedimentechographie** vor. Die Hauptaufgabe bestand in den vergangenen dreieinhalb Jahren zunächst in der **Neuentwicklung eines digitalen Datenerfassungssystems (PARADIGMA)** für Echolotdaten. Da keine geeigneten kommerziellen Systeme für die in mancher Hinsicht sehr anspruchsvolle Meßaufgabe verfügbar waren, wurde dies gleichzeitig zur Umsetzung eines **modernen integrierten Datenerfassungskonzepts** genutzt, in dem Rechner viele traditionelle Aufgaben von Meßgeräten übernehmen. Freie Kapazitäten konnten auf diese Weise für den Meßbetrieb genutzt werden, um zusätzliche Informationsquellen zu erschließen, die unmittelbare Systemsteuerung zu ermöglichen und bereits erste Vorauswertungsschritte zuzulassen. Nach der sukzessiven Optimierung dieses Systems ist heute ein Ausbaustand erreicht, der die komplette Erfassung der akustischen Information erlaubt.

Der zweite Schritt auf dem Weg zu einer quantitativen Methode resultiert aus der Verfügbarkeit digitaler Echogramme. Alle Vorteile einer Digitalseismik gegenüber analogen Meßverfahren schlagen hier in gleicher Weise zu Buche. Zu den entstehenden Möglichkeiten zählen vor allem die **Archivierung**, das **seismische Prozessing** von Einzelspuren und Profilsektionen und die beliebig skalierbare **graphische Ausgabe**. Im Rahmen eines für diese Arbeit entwickelten umfangreichen und spezifisch auf die PARASOUND-Seismogramme zugeschnittenen Programmpakets konnte dieser Schritt im Laufe der vergangenen zweieinhalb Jahre ausgeführt werden.

Die dritte Phase nach Erfüllung der technischen Voraussetzungen für Registrierung und Auswertung der Daten besteht nun in der **Definition der primären Forschungsziele** und einer exemplarischen Demonstration der Durchführbarkeit und ist Hauptbestandteil dieser Arbeit. Nach einer Einführung in das Gebiet der Hydroakustik und in die Funktionsweise des erstmalig als digitalseismisches System verwendeten PARASOUND-Echolotes folgt die Beschäftigung mit den Eigenschaften analoger Echogramme, die derzeit immer noch die Grundlage der meisten sedimentechographischen Analysen darstellen. Die spezifischen **Eigenschaften engbündelnder Schallquellen** werden herausgearbeitet und den etablierten Auswerteverfahren für 3.5 kHz Daten gegenübergestellt.

Nach einer kurzen Einführung in das PARADIGMA-System zur Erfassung der digitalen Echolotdaten wird ausführlich die **seismische Charakteristik der Echolotsignale** diskutiert. Meßmethoden zur **Bestimmung der akustischen Sedimenteigenschaften** werden vorgestellt und im Hinblick auf ihre Verwendung in seismischen Modellen bewertet. Einfache **Modelle** für typische akustische Impedanzverläufe werden im Hinblick auf die primären

Schallsignale, das Auflösungsvermögen des Verfahrens und die Relevanz einer geologisch-geophysikalischen Interpretation analysiert.

Die Durchführung der oben beschriebenen **quantitativen Vergleiche** zwischen digitalen Registrierungen und sedimentphysikalischen Messungen an Kernproben liefert erste Einblicke in die Entstehung von Seismogrammen für bestimmte Sedimenttypen und Sedimentationsräume. Es werden neue Methoden vorgestellt, um den Vorteil des festen Einbaus im Schiff für die Detailanalyse der obersten Meter der Sedimentbedeckung auf Probennahmestationen optimal zu nutzen, und Perspektiven für weiterführende Arbeiten aufgezeigt. Ebenso wird im Rahmen mehr grundsätzlicher Betrachtungen auf einige charakteristische Seismogramm- und Signaleigenschaften anhand ausgewählter Prozessingverfahren hingewiesen. Zuletzt wird mit dem Vergleich von detaillierten PARASOUND-Vermessungen mit Ergebnissen von zwei ODP Bohrungen auf der Maudkuppe (Antarktis) die Vorgehensweise innerhalb einer typischen sedimentechographischen Studie mit digitalen Daten illustriert. Gleichzeitig ergeben sich wichtige Erkenntnisse über die Grenzen der Methode und die Anforderungen an die komplementären sedimentphysikalischen Datensätze.

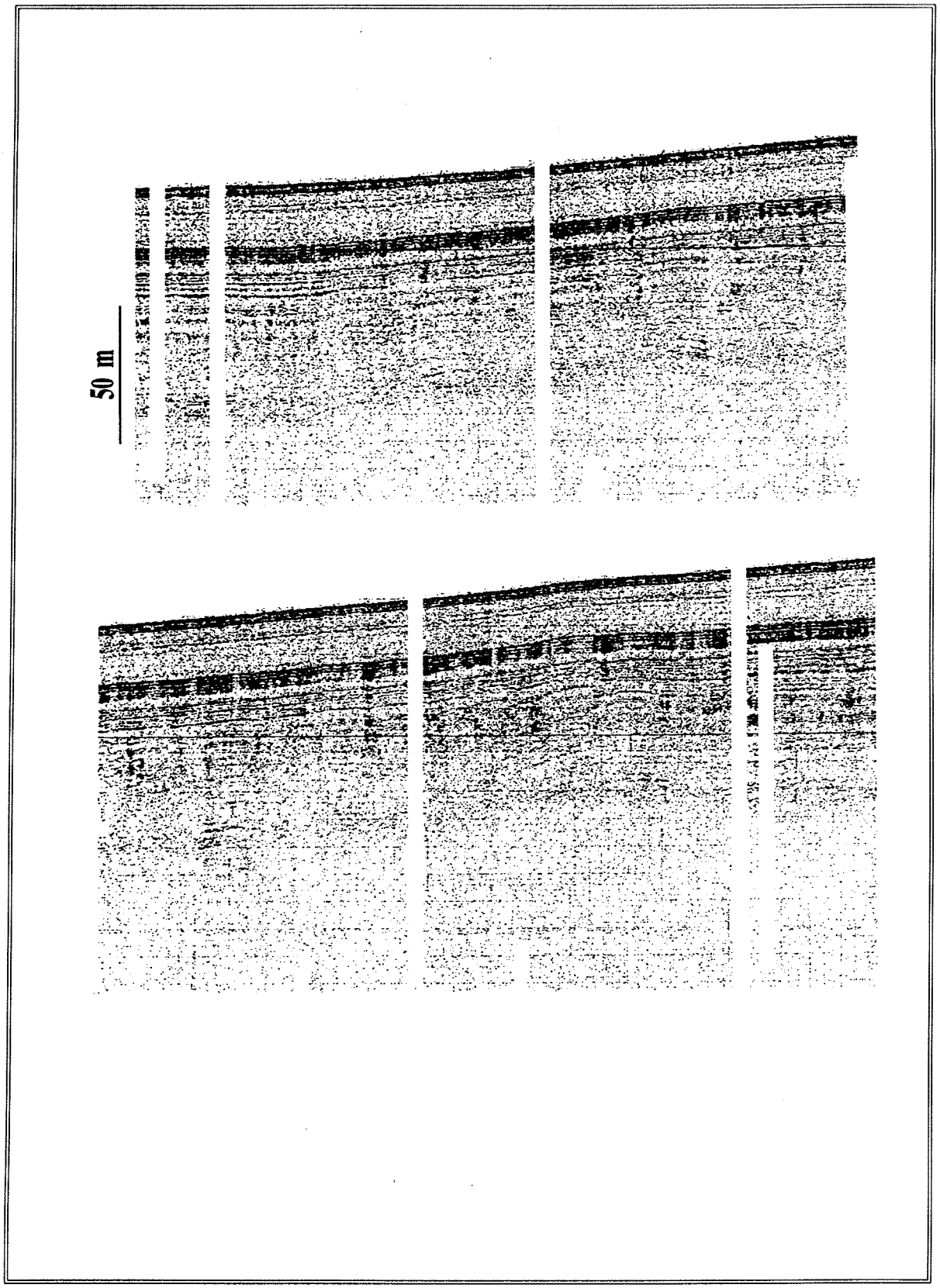


Abbildung 1-3: Beispiel einer analogen PARASOUND-Registrierung vom Maud-Rücken (Antarktis). Der vertikale Maßstab ist identisch mit Abbildung 1-2.

2. GRUNDLAGEN DER HYDROAKUSTIK

In der Hydroakustik wird die Ausbreitung von Schallwellen in Flüssigkeiten, speziell im Wasserkörper der Meere, behandelt. Dieses Arbeitsgebiet ist eng mit der physikalischen Ozeanographie verknüpft und berührt in diesem Rahmen viele Aspekte der Sedimentechographie. Sie reichen von der akustischen Signalerzeugung über die räumliche Ausbreitung von Schallwellen in homogenen und inhomogenen Flüssigkeiten bis zu ihrer Reflexion, Brechung und Diffraktion an Grenzflächen. In einer ganzen Reihe von Monographien sind die Grundlagen der Hydroakustik umfassend behandelt (z.B. Urick, 1967; Tolstoy & Clay, 1966; Clay & Medwin, 1977). Hier werden schwerpunktmäßig vor allem solche Aspekte angesprochen, die für die Betrachtung von Echolotsystemen von Bedeutung sind.

2.1 ERZEUGUNG UND AUSBREITUNG VON SCHALLWELLEN

Schall breitet sich in gasförmigen, flüssigen oder festen Medien wellenförmig als Dichtestörung durch Druck- und Volumenänderungen aus. In Gasen und Flüssigkeiten führen die Materieteilchen longitudinale Schwingungen um ihre Ruhelage parallel zur Ausbreitungsrichtung aus. Die Störungen nehmen ihren Ausgang an einer Schallquelle, die im hier betrachteten, hydroakustischen Fall impulsartig oder nur für kurze Zeit die Dichte in der Umgebung kontrolliert verändert. Ist das Medium isotrop, so breiten sich die Störungen von dort mit konstanter Geschwindigkeit kugelförmig aus. Qualitativ läßt sich der Verlauf der **Wellenfront** nach dem *Huygens*'schen Prinzip beschreiben: die Orte gleicher Phase (Wellenfront) und speziell des Ersteinsatzes lassen sich bestimmen, indem zunächst jeder Punkt einer früheren Wellenfront als Ausgangspunkt einer neuen Elementarwelle betrachtet wird. Die neue Wellenfront kann dann als Einhüllende dieser Elementarwellen konstruiert werden (Abb. 2-1).

Wellenfronten einer singulären **Schallquelle** liegen auf Kugeloberflächen mit der Quelle im Zentrum. Die durch eine solche Fläche abgestrahlte Gesamtleistung ist in jeder Entfernung und zu jeder Zeit konstant, solange keine Energieverluste im Medium auftreten. Die mittlere Schalldruckamplitude P_o

$$P_o = \left[\frac{\Pi \rho_o c_o}{4 \pi R_o^2} \right]^{1/2} \qquad (2\text{-}1)$$

in einer Referenzentfernung R_o hängt von der abgestrahlten Leistung Π, der Dichte ρ_o und der Schallgeschwindigkeit c_o des Ausbreitungsmediums ab. Bei Erhaltung der Gesamtenergie auf der Oberfläche der Wellenfront nimmt die Schalldruckamplitude P mit der Zeit ab. Sie ist umgekehrt proportional zum Abstand R vom Zentrum

$$P = \frac{P_o R_o}{R} \qquad (2\text{-}2)$$

In der Akustik werden Druckamplituden häufig nicht als Absolutwerte angegeben, sondern auf einen Referenzwert bezogen. Als Bezugswerte für den Druck dienen 1 Pa oder 1 μPa, die Referenzentfernung beträgt in der Regel 1 m. Die durch **sphärische Divergenz**

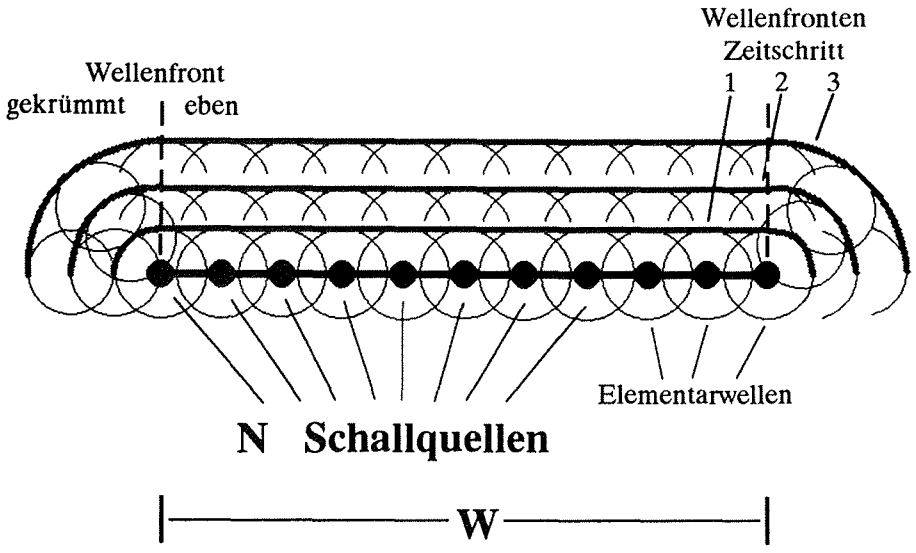


Abbildung 2-1: Aufbau von Wellenfronten nach dem *Huygens*'schen Prinzip. N Schallquellen sind entlang einer Linie über einen Abstand W äquidistant angeordnet. Aus den Elementarwellen von drei Zeitschritten lassen sich die neuen Wellenfronten als Einhüllende konstruieren. Während im Zentralbereich die Länge der ebenen Wellenfront und der Schalldruck im Idealfall konstant bleiben, nimmt die Länge im Außenbereich zu und damit auch die Signalamplitude mit der Zeit ab. In der Praxis wird im Fernfeld von einem solchen Schallgeber im wesentlichen eine gekrümmte Kugelwelle in einem Kegelausschnitt abgestrahlt.

bedingten **Transmissionsverluste** TL im Abstand R werden dann auf einer logarithmischen Skala in dB angegeben und errechnen sich durch Differenzbildung zwischen dem aktuellen Druckwert P_r und der Quellstärke P_o

$$TL = \underbrace{20 \log_{10} \frac{P_o}{P_r}}_{\text{Quellstärke}} - 20 \log_{10} \frac{R}{R_o} \quad [\text{in dB}] \qquad (2\text{-}3)$$

Bei einer Verdopplung der Entfernung nimmt also die Schallstärke um etwa 6 dB ab. Beispielsweise ist in einer Entfernung von 100 m die Amplitude um 40 dB, bei 1000 m um 60 dB und bei 5000 m um 74 dB geringer als in der Referenzentfernung 1 m.

Neben der geometrischen Amplitudenabnahme bewirkt vor allem die mit der Viskosität des Ausbreitungsmediums assoziierte **Absorption** eine zusätzliche Verringerung der Amplituden. Der Beitrag der Scherviskosität ist gering, während die mit der Volumenviskosität verbundenen molekularen Strukturänderungen einen größeren Einfluß besitzen. Die Relaxationszeit, die für Umstrukturierungsprozesse auf Molekülebene benötigt wird, und ihr Verhältnis zur Periode der Schallwelle bestimmen die Verluste pro Schwingungszyklus. Besitzen sie die gleiche Größenordnung, sind die Verluste maximal.

Für Frischwasser liegt der frequenzabhängige Absorptionskoeffizient für ein Echolot in der Größenordnung von 10^{-5} bis 10^{-6} dB/m, wobei die Werte nur geringfügig mit der Temperatur variieren. In Seewasser spielen vor allem die Gehalte an Magnesiumsulfat und

Borsäure eine wichtige Rolle. Die durch den Anteil von Magnesiumsulfat verursachte Absorption ist temperatur-, druck- und salinitätsabhängig und unter Normalbedigungen etwa um den Faktor 25 größer als in Süßwasser. Abschätzungen von Clay & Medwin (1977) für die Gesamtabsorption zeigen deutlich, daß die Schallabsorption im Wasser um mehrere Größenordnungen geringer ist als die Verluste durch die sphärische Divergenz der Welle. Speziell beträgt für eine Echolotfrequenz f=4 kHz bei 14°C und 35‰ Salinität die Gesamtabsorption $\alpha \approx 2.4 \times 10^{-4}$ dB/m, führt also in 100 m Entfernung zur Abnahme der Amplitude um 0.02 dB, in 1000 m um 0.2 dB und in 5000 m um 1.2 dB. Für ein Hochfrequenzlot mit 18 kHz wächst die Absorption um eine Zehnerpotenz auf $\alpha \approx 2.3 \times 10^{-3}$ dB/m, so daß die Amplitudenabnahme entsprechend 0.2 dB, 2.3 dB und 12 dB beträgt.

Wie die Energieabsorption ist auch die Geschwindigkeit der Schallwelle direkt mit den akustischen Eigenschaften des Wassers verknüpft, die in kurzen Zeitskalen variieren und lokale Gradienten aufbauen können. Aus vielen Experimenten konnte in einer vereinfachten empirischen Gleichung die Abhängigkeit der **Schallgeschwindigkeit** von der Wassertiefe z (in m), der Temperatur T (in °C) und der Salinität S (in ‰) abgeleitet werden (nach Clay & Medwin, 1977)

$$c = 1449.2 + 4.6\,T - 0.055\,T^2 + 0.00029\,T^3 + (1.34 - 0.010\,T)(S-35) + 0.016\,z \qquad (2\text{-}4)$$

Die Parameter Temperatur und Salinität weisen neben der lokalen und regionalen auch noch eine ausgeprägte saisonale und kurzzeitigere Variabilität auf. Bei akustischen Sondierungen im Ozean kann daher die Schallgeschwindigkeit nicht flächendeckend bekannt sein. Für die Umrechnung von Laufzeiten in Entfernungen werden daher empirische Formeln und Datensätze wie die Matthews-Tabellen (Matthews, 1939) verwendet. Allein bei Zunahme der Wassertiefe von 0 auf 5000 m ergibt sich eine Erhöhung der Schallgeschwindigkeit um etwa 80 m/s. Eine Zunahme ähnlicher Größenordnung bewirkt ein Temperaturanstieg von 0°C auf 30°C, während die Salinität nur geringen Einfluß besitzt. Da bei der profilierenden Vermessung mit Echoloten eine kontinuierliche Geschwindigkeitsinformation über die gesamte Wassersäule nicht erhältlich ist, werden in der Regel alle Laufzeiten von Lotungen standardmäßig auf die mittlere Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s bezogen.

Die Amplitude einer von einer einzelnen Schallquelle kugelsymmetrisch abgestrahlten Welle ist unabhängig vom Azimuth. Liegen mehrere Quellen gleicher Amplitude und Phase nahe beieinander, so überlagern sich die Elementarwellen jedes Zeitschrittes. Sind im Grenzfall viele Quellen auf einer geraden Linie oder ebenen Fläche angeordnet, so werden durch Überlagerung zylindrische oder ebene Wellenfronten abgestrahlt (Abb. 2-1). Die **Direktivitätsfunktion** D beschreibt die Winkelabhängigkeit der Amplitude. Für N identische Quellen auf einer Länge L ist für die Wellenzahl k ($=2\pi/\lambda$; λ=Wellenlänge) einer monofrequenten Welle die Funktion D gegeben durch (vgl. z.B. Clay & Medwin, 1977)

$$D = \frac{\sin\left[\frac{N}{N-1}\,\frac{k\,L}{2}\,\sin\Phi\right]}{N\,\sin\left[\frac{1}{N-1}\,\frac{k\,L}{2}\,\sin\Phi\right]} \qquad (2\text{-}5)$$

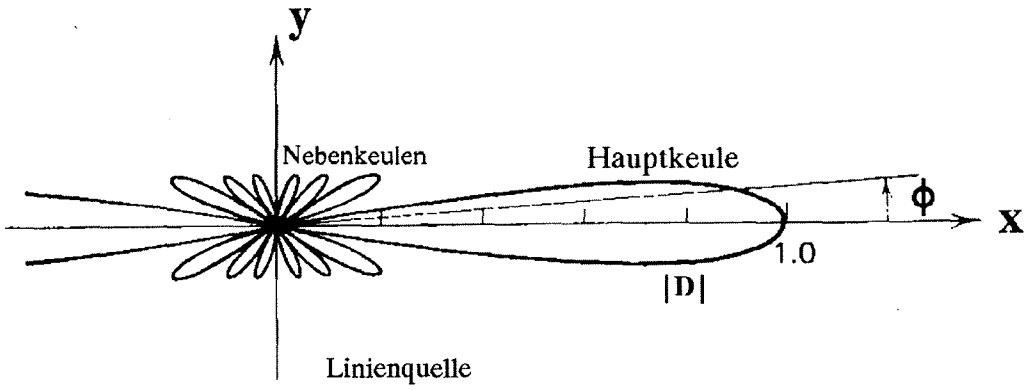


Abbildung 2-2: Abstrahlcharakteristik einer linienhaften Schallquelle. Ihre Ausdehnung entlang der y-Achse beträgt 4 Wellenlängen. Der Betrag der Direktivitätsfunktion ist gegen den azimuthalen Winkel Φ aufgetragen und auf den Maximalwert der Hauptkeule normiert. Aus Clay & Medwin (1977).

Der Winkel Φ wird gegen die Lotrichtung der Transducerfläche gemessen. Diese Funktion nimmt für großes N, also für eine dichte Folge von Quellen, die Form

$$\frac{\sin x}{x} \qquad \text{mit} \qquad x = \lambda L \sin \Phi / 2 \tag{2-6}$$

an. Sie beschreibt die **Abstrahlcharakteristik** eines rechteckigen Schallgebers (Transducer). Die Funktion oszilliert mit einer periodischen Folge von Extrema, deren absolute Amplitude mit der Funktion 1/x abnimmt. Die Maxima sind gegeben durch $x_{mi} = 2i\pi$ (i=0,1,2,...), die Nullstellen liegen entsprechend bei $x_{ni} = (2i+1)\pi/2$ (i=0,1,2,...). Das Polardiagramm in Abbildung 2-2 zeigt beispielhaft die Amplitudencharakterisitik einer Linienquelle mit einer Ausdehnung von vier Wellenlängen. Die Amplitude ist gegen den azimuthalen Winkel Φ aufgetragen und auf das absolute Maximum für $\Phi = 0$ normiert.

Die Lage der ersten Nullstelle x_{n0} definiert gleichzeitig die Breite der Hauptkeule, die von der Wellenlänge wie auch der Ausdehnung der Schallquellen abhängt. Der **Öffnungswinkel** Φ_h der Hauptkeule bis zur ersten Nullstelle $x_{n0} = \pi/2$ ist gegeben durch

$$\Phi_h = \sin^{-1} \left[\frac{\pi}{k L} \right] \tag{2-7}$$

Ausgehend von einer (Seiten-)Länge von 1 m für den Schallgeber lassen sich aus dieser Formel die Öffnungswinkel (Nulldurchgänge) für gängige Echolotfrequenzen von 3.5, 12 oder 18 kHz zu 25°, 7.1° oder 4.7° errechnen. Die Winkel, bei denen die Amplitude auf 70% des Maximalwertes oder um 3 dB abgefallen ist, liegen bei 21°, 6.1° und 4.1°. Sie werden häufig als Angabe für den Öffnungswinkel verwendet. Die Amplitude der ersten Nebenkeule beträgt etwa 22% der Amplitude in der Hauptkeule. Die Zahl der Nebenkeulen nimmt mit kürzerer Wellenlänge zu. Ist die Wellenlänge klein gegen die Ausdehnung der schallerzeu-

genden Fläche, so werden im Zentralbereich der Transducerfläche theoretisch nahezu verlustfreie ebene Wellenfronten abgestrahlt (vgl. Abb. 2-1).

Besteht der Schallgeber aus einer Gruppe von Elementen, von denen jedes getrennt angesteuert werden kann, so läßt sich nicht nur die Amplitude, sondern auch die Phasenlage der ausgesandten Signale individuell für jedes Element kontrollieren. Durch gezielte Verzögerung des Sendeimpulses in den einzelnen Elementen kann erreicht werden, daß die Ebene gleicher Phase (=Wellenfront) einen Winkel $\Phi \neq 0$ mit der Transducerfläche bildet. Bei Erzeugung von Schallsignalen kann auf diese Weise eine Ausrichtung der Energie erreicht werden. Sie wird als Strahlstabilisierung bezeichnet.

2.2 NICHTLINEARE AKUSTIK UND DER PARAMETRISCHE EFFEKT

Die Ausbreitung von Druckwellen in flüssigen Medien wird mit den Grundgleichungen der Hydrodynamik beschrieben. Die Bewegungsgleichung (*Navier-Stokes*-Gleichung), welche die momentane Dichte ρ, den momentanen Druck p und den Strömungs-(Bewegungs-)Vektor $\underline{v}(\underline{r},t)$ miteinander verknüpft, lautet in ihrer reibungs- und wirbelfreien Form als *Euler*-Gleichung

$$- \text{grad } p = \rho \left(d\underline{\mathbf{v}}/dt \right) = \rho \left(\partial \underline{\mathbf{v}}/\partial t \right) + \left(\underline{\mathbf{v}} \cdot \text{grad} \right) \underline{\mathbf{v}} \qquad (2\text{-}8)$$

Zusätzlich gilt die Kontinuitätsgleichung, welche den Massenfluß durch eine Oberfläche mit der Änderung der Dichte verknüpft

$$d\rho/dt + \text{div} \left(\rho \, \underline{\mathbf{v}} \right) = 0 \qquad (2\text{-}9)$$

Mit diesen beiden fundamentalen Gleichungen läßt sich die Wellenausbreitung in Flüssigkeiten theoretisch behandeln, wobei der seismische Ansatz in der Regel von infinitesimal kleinen Anregungsamplituden ausgeht und daher eine weitgehende Linearisierung erlaubt. Die beiden Basisparameter sind der Druck und die Dichte, deren Beziehung zueinander als akustische **Zustandsgleichung** bezeichnet und aus experimentellen Befunden für jedes Ausbreitungsmedium abgeleitet wird. Die linearisierte Form entspricht dem *Hooke*'schen Gesetz der elastischen Verformung

$$p = K \, s \qquad (2\text{-}10)$$

das die Spannung p (hier: mittlere Druckabweichung Δp) als Funktion (kleiner) Deformationen s (hier: relative Dichteänderung $\Delta\rho/\rho$) darstellt

$$\Delta p \simeq \frac{K}{\rho} \Delta\rho \qquad (2\text{-}11)$$

Die Proportionalitätskonstante ist der Kompressionsmodul K. Aus der Bewegungsgleichung, welche die raum-zeitliche Ausbreitung einer Dichtestörung beschreibt, ergibt sich die Verknüpfung der Schallgeschwindigkeit c mit den elastischen Eigenschaften des Mediums

$$c^2 = \frac{K}{\rho} \qquad (2\text{-}12)$$

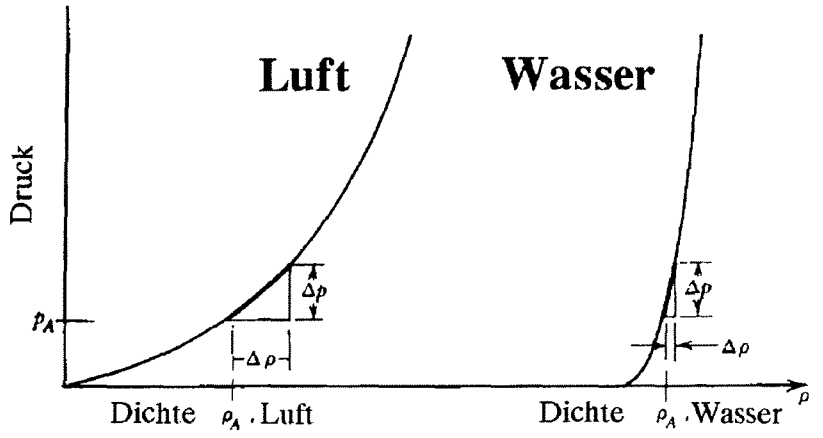


Abbildung 2-3: Skizzen der Zustandsgleichungen (Abhängigkeit des Druckes von der Dichte $p=p(\rho)$) für Luft und Wasser. Zu beachten ist, daß die Steigung der Kurve für Wasser etwa 20 mal größer ist als für Luft.

Dabei wird angenommen, daß eine plötzliche Änderung des Druckes unmittelbar eine proportionale Dichteänderung hervorruft. Dissipativ wirksame Relaxationsprozesse werden hier vernachlässigt. Die Kennlinien der Zustandsgleichungen für Luft und Wasser sind in Abbildung 2-3 skizziert. Sie zeigen eine deutliche Nichtlinearität in der dichteabhängigen Steigung der Kurve $\Delta p/\Delta\rho$, dem Quadrat der momentanen Schallgeschwindigkeit c_m. Bei einer großen Dichtestörung weicht daher die momentane Ausbreitungsgeschwindigkeit c_m von der mittleren Schallgeschwindigkeit c ab. Diese Tatsache spielt für die Ausbildung nichtlinearer akustischer Phänomene wie dem parametrischen Effekt die entscheidende Rolle. Besitzt die Schallwelle dagegen infinitesimal kleine Amplituden, so ist zu allen Zeiten $c_m = c$.

Für kleine Dichteänderungen kann die Zustandsgleichung $p(\rho)$ in eine *Taylor*-Reihe entwickelt werden

$$p = p_o + \left[\frac{dp}{d\rho}\right]_{\rho=\rho_o} \cdot \Delta\rho + \left[\frac{d^2p}{d\rho^2}\right]_{\rho=\rho_o} \cdot \Delta\rho^2 + \ldots \qquad (2\text{-}13)$$

Bezogen auf die mittlere Dichte ρ_o im Ausbreitungsmedium läßt sich Gleichung 2-13 unter Berücksichtigung des ersten nichtlinearen Gliedes umschreiben als

$$\Delta p = p - p_o = \rho_o \left[\frac{dp}{d\rho}\right]_{\rho=\rho_o} \cdot \frac{\Delta\rho}{\rho_o} + \frac{\rho_o^2}{2}\left[\frac{d^2p}{d\rho^2}\right]_{\rho=\rho_o} \cdot \left[\frac{\Delta\rho}{\rho_o}\right]^2 \qquad (2\text{-}14)$$

$$\underbrace{\qquad\qquad}_{K} \qquad\qquad \underbrace{\qquad\qquad}_{B/2}$$

Der erste Term K entspricht dem Kompressionsmodul aus dem *Hooke*'schen Gesetz. Die Größe B dagegen ist ein nichtlinearer Modul der Volumenelastizität, der nur dann ungleich Null ist, wenn die Zustandsgleichung nicht durch eine Gerade (mit konstanter Steigung) gegeben ist, sondern einen nichtlinearen Zusammenhang repräsentiert. Aus den

Gleichungen 2-12 und 2-14 kann durch Differentiation $dp/d\rho$ die momentane Geschwindigkeit bestimmt werden

$$c_m \simeq c_o \left[1 + \frac{B}{K} \frac{1}{2} \frac{\Delta\rho}{\rho_o} \right] \qquad (2\text{-}15)$$

Die Variation der momentanen Schallgeschwindigkeit und damit der Partikelgeschwindigkeit ($u=c_m-c_o$) relativ zur konstanten Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle c_o wird durch den Nichtlinearitätskoeffizienten B/K kontrolliert. Er ist temperaturabhängig und nimmt bei Temperaturen von 10°C bis 20°C Werte zwischen 4.6 und 5.0 (Clay & Medwin, 1977) an.

Ist die sogenannte Machzahl gegeben durch $Ma=u/c=\Delta\rho/\rho_o<1$, so ist eine Linearisierung des Problems möglich. Der Grenzwert für Flüssigkeiten von etwa 10^{-3} kann im hydroakustischen Fall überschritten werden, so daß die Terme höherer Ordnung bei hohen Druckamplituden, Dichteänderungen und Verschiebungsgeschwindigkeiten zu berücksichtigen sind.

Abbildung 2-4 illustriert die physikalische Ausbreitung einer Druckwelle endlicher Amplitude. Sie zeigt den Verlauf der Druckfunktion entlang der Ausbreitungsrichtung der Welle. Die Geschwindigkeitsfunktion verläuft parallel zum Druck, so daß jeweils in der Umgebung der Druckspitzen die Partikelgeschwindigkeit u maximal wird. Bei minimalem Druck ist die resultierende Geschwindigkeit geringer als die mittlere Schallgeschwindigkeit c_o. Die Teilchen in der Nähe der Druckspitzen bewegen sich schneller als die Welle selbst - sie werden durch die Druckerhöhung zusätzlich beschleunigt -, während die Druckminima hinter der Welle zurückbleiben. Die Extrema aufeinanderfolgender Wellenzüge nähern sich einander, die Wellenform wird zunehmend asymmetrisch und steiler. Sie nimmt im Grenzfall einer Schockwelle die Form eines Sägezahns an.

Eine Frequenzanalyse der in Abbildung 2-4 gezeigten Zeitfolge von Momentbildern der Welle würde ergeben, daß ausgehend vom monofrequenten Linienspektrum im ersten Fall (Abb. 2-4a) mit zunehmender Aufsteilung höherfrequente Harmonische im Spektrum erscheinen. Dieser kaskadierte Energietransfer im Energiespektrum reduziert gleichzeitig die Amplitude der Grundfrequenz. Die dissipativen Kräfte wachsen proportional zu den entstehenden Dichte- und Druckgradienten. Die Oberschwingungen werden im weiteren Verlauf stärker als die Grundfrequenz gedämpft. Diese Prozesse sowie die sphärische Divergenz bewirken eine sukzessive Amplitudenabnahme. Die Neubildung harmonischer Oberschwingungen wird zunehmend reduziert und ihre spektralen Amplituden werden abgeschwächt. Am Ende, wenn die Amplituden gering geworden und nichtlineare Effekte ohne Bedeutung sind, besitzt die Welle wieder nahezu ihre Ausgangsform.

Die phänomenologisch mit dem *Huygens*'schen Prinzip beschriebene Wellenausbreitung wird mathematisch mit der **Wellengleichung** erfaßt, welche die zeitliche Variation einer Störung an einem Ort mit der räumlichen Veränderung des Wellenfeldes zu einem festen Zeitpunkt verknüpft. In eindimensionaler Form lautet sie

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{1}{c_o^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \qquad (2\text{-}16)$$

mit c_o als der Schallgeschwindigkeit des Mediums.

Eine Lösung der Wellengleichung für eine monofrequente Anregung ist gegeben durch das Verschiebungspotential $\Phi=\Phi_{max}\sin(\omega t-kx)$ und die sich durch Ableitung ergebenden Funktionen für Druck $p=p_{max}\cos(\omega t-kx)$ und Verschiebungsgeschwindigkeit $u=u_{max}\cos(\omega t-kx)$ mit der Wellenzahl $k=\omega/c$. Druck und Geschwindigkeit sind über die Beziehung

$$p = \rho_o c_o u = u_{max} \rho_o c_o \cos(\omega t-kx) \qquad (2\text{-}17)$$

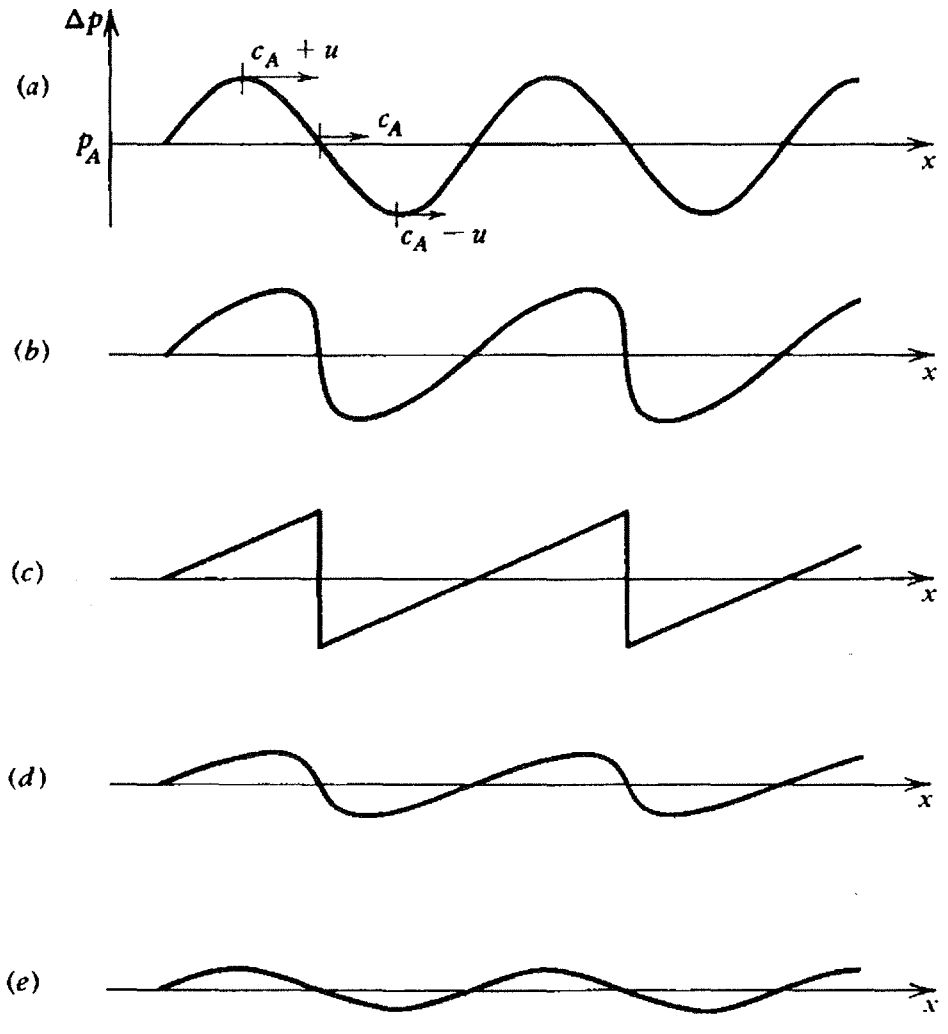


Abbildung 2-4: Effekte nichtlinearer Wechselwirkung bei der Ausbreitung einer monofrequenten, akustischen Welle. (a) Ausgangssituation unmittelbar nach der Anregung einer akustischen Welle mit finiter Amplitude, c_o Ausbreitungsgeschwindigkeit, u lokale Partikelgeschwindigkeit. (b) Aufsteilung der Welle durch nichtlineare Wechselwirkung und Relativbewegung der Extrema. (c) Grenzfall einer Schockwelle in Sägezahnform. (d) Auswirkung der Dissipation insbesondere hoher Frequenzen mit zunehmender Alterung der Welle. (e) Gealterte Welle infinitesimaler Amplitude.

miteinander verknüpft. Der spezifische Wellenwiderstand $\rho_o c_o$ steuert die Größe der lokalen Verschiebungsgeschwindigkeit bei gegebenem Druck. Er ist in Flüssigkeiten um 3-4 Größenordnungen höher als in Gasen.

Für ein nichtlineares Medium enthält das Argument der Sinus-/Cosinusfunktion eine zusätzliche Variable, die momentane Geschwindigkeit in der Wellenzahl k. Weicht diese nur wenig von der mittleren Geschwindigkeit ab

$$c_m = c_o + \varepsilon u \tag{2-18}$$

so hat die Gleichung der ebenen Wellen die Form

$$u(x,t) = u_{max} \sin \omega \left[t - \frac{x}{c_o} \left[1 + \frac{\varepsilon u}{c_o} \right]^{-1} \right] \tag{2-19}$$

Durch Reihenentwicklung und Anwendung trigonometrischer Sätze läßt sich die Bildung harmonischer Oberschwingungen am folgenden Beispiel bis zur zweiten Ordnung zeigen

$$u(x,t) = u_{max} \sin(\omega t - kx) + \left[\frac{u_{max}}{c_o} \right]^2 \frac{\omega \varepsilon x}{2} \sin 2(\omega t - kx) \tag{2-20}$$

Die Amplitude der ersten Oberschwingung ist proportional zur Grundfrequenz ω, der Entfernung x und dem Quadrat der Machzahl. Solange nichtlineare Effekte wirksam sind, wird kontinuierlich Energie vom Grundfrequenzband in höhere Harmonische transferiert, so daß deren Amplitude mit der Zeit und Entfernung anwächst. Die Spektralanalyse einer monofrequenten Welle infintesimaler Amplitude liefert zu allen Zeiten ein Linienspektrum. Durch den nichtlinearen Energietransfer entstehen bei finiten Amplituden zusätzliche Spektrallinien der oben beschriebenen Oberschwingungen, wobei durch den Energietransfer in höhere Frequenzbänder gleichzeitig die Amplitude der Grundfrequenz reduziert wird.

Die bislang beschriebenen Phänomene treten im Prinzip bei allen hydroakustischen Systemen auf, sofern über die Transducerflächen genügend Leistung abgestrahlt wird. Nichtlineare Effekte konnten bislang allerdings nicht für die prinzipielle Verbesserung von Meßgeräten ausgenutzt werden. Dies gelingt erst mit dem **parametrischen Effekt**, der durch die simultane Aussendung zweier benachbarter Frequenzen entsteht.

Dazu wird angenommen, daß eine Schallquelle gleichzeitig zwei monofrequente Schallwellen der Grundfrequenzen ω_1 und ω_2 abstrahlt. Ist deren Differenz klein, so entstehen Schwebungen als Interferenzmuster. Die Einhüllende moduliert die Amplitude der Summenfrequenz $\omega_1+\omega_2$ mit der Differenzfrequenz $\omega_1-\omega_2$.

$$p_1 \cos \omega_1 t + p_2 \cos \omega_2 t = 2\, p_1\, p_2 \cos(\omega_1+\omega_2)t \cdot \cos(\omega_1-\omega_2)t \tag{2-21}$$

Eine Spektralanalyse zeigt lediglich zwei Spektrallinien bei ω_1 und ω_2. Eine spektrale Komponente im Band der Differenzfrequenz existiert nicht. Besitzen beide Primärwellen eine hohe Amplitude, so ist zusätzlich die nichtlineare Wechselwirkung zu berücksichtigen. Dann wird die Amplitude p_1 durch p_2 moduliert, da die lokale Druckerhöhung durch die zweite Welle zugleich die Amplitude der ersten erhöht. Bei einer Modulationsamplitude $m(p_1,p_2)$ ist die Druckfunktion gegeben durch

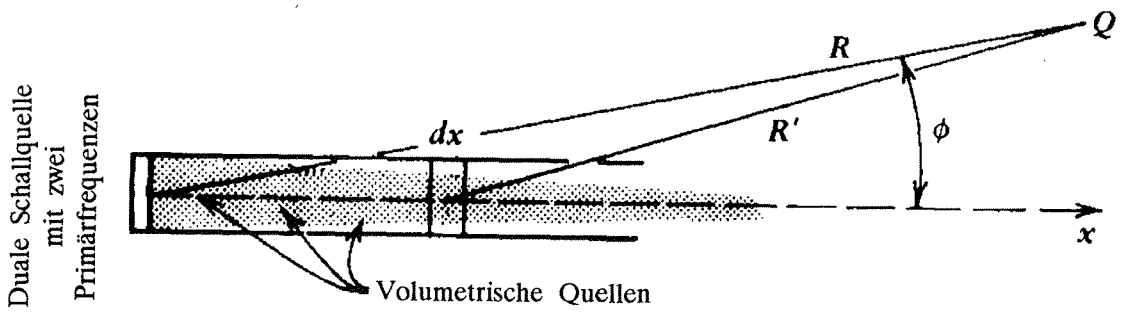


Abbildung 2-5: Verteilung sekundärer (volumetrischer) Schallquellen, entstanden durch den parametrischen Effekt. In der Zone finiter Amplitude und nichtlinearer Wechselwirkung (punktiert) wirken alle Volumina (dx) als Ausgangspunkt neuer Schallwellen der Summen- und Differenzfrequenz beider Primärfrequenzen.

$$p = p_1 \cos \omega_1 t + p_2 \cos \omega_2 t + p_1 \, m \cos \omega_1 t \cdot \cos \omega_2 t \qquad (2\text{-}22)$$

Die erneute Umrechnung der trigonometrischen Funktionen liefert als Gesamtdruck

$$p = p_1 \cos \omega_1 t + p_2 \cos \omega_2 t + p_1 \, m \, (\cos \omega_s t + \cos \omega_d t) / 2 \qquad (2\text{-}23)$$

mit der Summenfrequenz ω_s und der Differenzfrequenz ω_d. Die Gleichung 2-23 zeigt, daß im Gegensatz zur linearisierten Akustik spektrale Komponenten bei ω_s und ω_d entstanden sind, die allerdings im Vergleich zu p_1 und p_2 eine geringere Amplitude von $p_1 m$ besitzt. Dieser theoretisch zum ersten Male von Westervelt (1963) und Berktay (1965) behandelte Zusammenhang ist die Grundlage des 'parametrischen Arrays' oder 'Virtual End Fire Arrays', das auf den *Parametern* des Mediums (Zustandsgleichung) basiert. Alle Raumpunkte, an denen nichtlineare Wechselwirkung stattfindet, können als neue sekundäre Schallquellen für die Frequenzen ω_s und ω_d betrachtet werden (Abb. 2-5). Sie werden als volumetrische Quellen bezeichnet und generieren in jedem Elementarvolumen innerhalb des primären Strahlkegels eine Elementarwelle im Sinne des *Huygens*'schen Prinzips. Die neu entstandene Differenzfrequenzwelle unterliegt einer ihrer Frequenz entsprechenden Absorption und breitet sich im weiteren unabhängig von der Primärwelle aus.

Westervelt (1963) und Berktay (1965) zeigen, daß auch die niederfrequente Komponente eine sehr eng begrenzte Abstrahlcharakteristik besitzt, da die Wechselwirkung nur innerhalb des Schallkegels der Primärwellen stattfindet (Abb. 2-6). Nebenkeulen fehlen im Differenzfrequenzband vollkommen. Bemerkenswert ist, daß im Vergleich zu den Primärfrequenzen die Bandbreite des Signals deutlich erhöht wird. Der absolute Wert der Bandbreite des Primärsignals - in der Regel einige % der Grundfrequenz - ist direkt auf die Differenzfrequenz übertragbar. Vergleichbare Werte sind mit einer direkten Signalerzeugung über Transducer praktisch kaum erreichbar. Liegt beispielsweise die Bandbreite einer Frequenz von 18 kHz bei ±5% (17.1-18.9 kHz), und wird eine zweite Frequenz von 22 kHz (20.9-23.1 kHz) abgestrahlt, so hat die Differenzfrequenz von 4 kHz eine außerordentlich hohe Bandbreite von ±1 kHz, etwa ±25% der Referenzfrequenz. Aufgrund der großen Bandbreite ist mit parametrischen Quellen eine dementsprechend bessere Kontrolle über die

Form eines abgestrahlten Signals und seine Anstiegsflanken möglich. Nachschwingungen werden weitgehend unterdrückt, da die Transducer nicht im Resonanzbereich arbeiten.

Die erheblichen Vorteile dieser parametrischen Schallquelle müssen mit einem sehr geringen **Wirkungsgrad** erkauft werden. Ist Π die Gesamtleistung der beiden Primärsignale, f_d die Differenzfrequenz, β eine Nichtlinearitätskonstante ($=1+B/2K\approx3.4$) und Φ_d der Öffnungswinkel des Primärkegels, so ist die Leistung Π_d der Differenzkomponente der parametrischen Quelle gegeben durch

$$\Pi_d = \frac{\pi \beta^2 f_d^2 \Pi^2}{2 \rho c^5 \Phi_d} \qquad (2\text{-}24)$$

oder, bezogen auf die abgestrahlte Gesamtleistung, als prozentualer Wirkungsgrad

$$\%WG = \frac{\pi \beta^2 f_d^2 \Pi}{2 \rho c^5 \Phi_d} \times 100 \qquad (2\text{-}25)$$

(Clay & Medwin, 1977). Setzt man die Kenndaten des PARASOUND-Echolotes ein, $f_d=4$ kHz, $P=70$ kW, $\rho=1000$ kg/m^3, $c=1500$ m/s, $\Phi_d=2°=0.035$ rad, so ergibt sich ein theoretischer Wirkungsgrad von 0.2%, entsprechend einer effektiven Leistung der parametrischen Quelle von einigen 100 Watt.

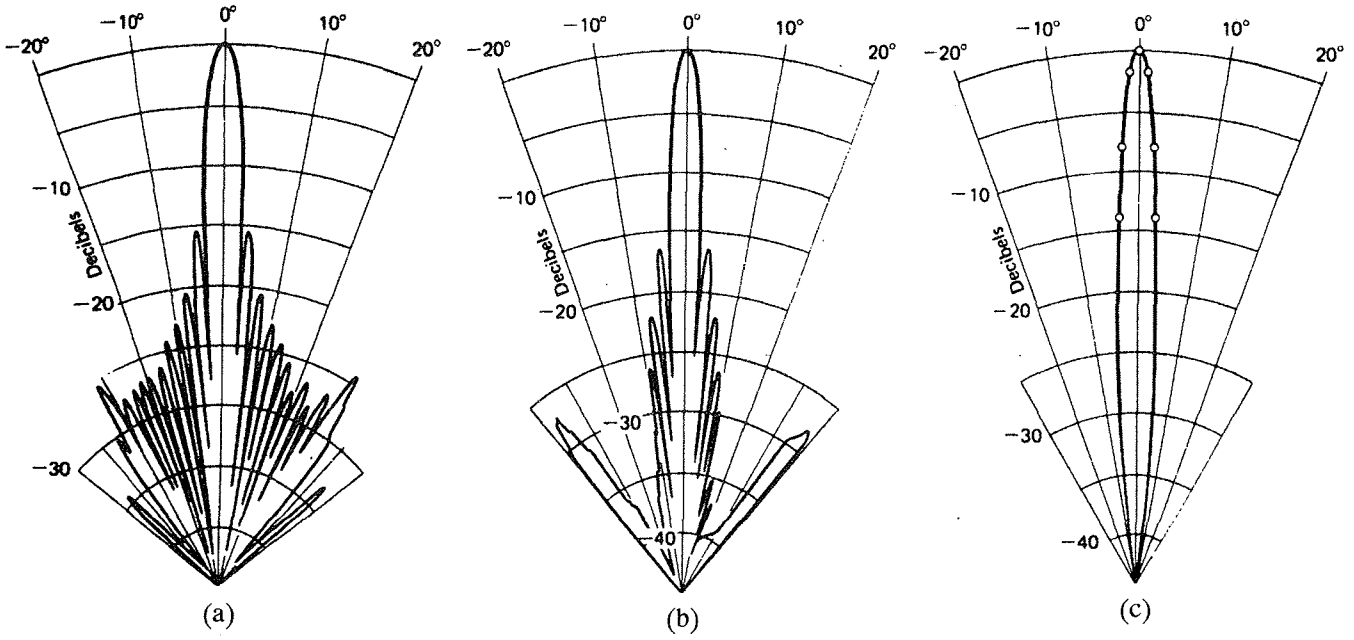


Abbildung 2-6: Abstrahlcharakteristik einer parametrischen Quelle mit den beiden Primärfrequenzen 418 kHz (a) und 482 kHz (b) und der Differenzfrequenz 64 kHz (c) (aus Clay & Medwin, 1977). Amplituden sind in dB relativ zum Maximum angegeben. Die Differenzfrequenz zeigt keine Nebenkeulen mit Amplituden größer -40 dB, während die Amplituden der Nebenkeulen in den Primärfrequenzen bis auf -15 dB anwachsen. Die Strahlbreite der parametrischen Quelle ist identisch mit der Hauptkeule der Primärstrahlen.

Zur Optimierung des Wirkungsgrades kann versucht werden, entweder die Differenzfrequenz oder die Gesamtleistung zu vergrößern oder den Abstrahlwinkel zu verringern. In allen drei Fällen stößt man an natürliche oder technische Grenzen. Die einzig erfolgversprechende Lösung, eine Erhöhung der Gesamtleistung, wird durch Sättigungseffekte, eine Strahlverbreiterung oder Kavitationseffekte eingeschränkt. Eine Sättigung wird erreicht, wenn die zusätzlich aufgewendete Energie bereits im Nahfeld überwiegend in die höheren Harmonischen transferiert und dort schnell absorbiert wird. Da die Absorption an der Strahlachse relativ zu den äußeren Bereichen am größten ist, ändert sich die azimuthale Energieverteilung, und es resultiert effektiv eine Strahlverbreiterung.

Bei Kavitation entstehen Gasblasen, die bereits bei normalen Druckamplituden im Resonanzbereich oder durch extrem hohe Drucke zu Oszillationen angeregt werden. Sie können extreme Verzerrungen und eine hohe Absorption der Signale bewirken. Die Kaviationsschwelle, die auch von der Pulslänge (=Sendedauer) abhängt, liegt nach Clay & Medwin (1977) bei etwa 6 W/cm^2 für Signalfrequenz 7 kHz und Pulslängen <75 ms. Mit den PARASOUND-Transducern von ca. 1 m^2 Fläche wird eine Leistung von 70 kW bei 18 kHz abgestrahlt, die unmittelbar an der Kavitationsschwelle liegt. Eine weitere Amplitudenerhöhung ist daher nicht möglich. Eine Verringerung des Abstrahlwinkels, die nur mit einer Vergrößerung der Transducerfläche im Schiffsboden erreicht werden könnte, stößt bei festem Einbau der Systeme an technische Grenzen.

3. DAS PARASOUND-SEDIMENTECHOLOT

Die technischen Eigenschaften von Echoloten unterscheiden sich grundlegend von traditionellen seismischen Sende- und Empfangssystemen. Da im Rahmen dieser Arbeit erstmals der Versuch unternommen wird, Echolote für digitalseismische Registrierungen zu nutzen, sollen die technischen Aspekte dieser Aufgabenstellung ausführlicher behandelt werden. Der Aufbau einer seismischen Registrierapparatur für Echolotdaten erfordert detaillierte Systemkenntnisse, um die seismische Charakteristik bei der Integration der Komponenten zur Signalerzeugung, zum Empfang der Echos und zur digitalen Datenerfassung zu optimieren. Die Verfügbarkeit eines modernen Echolotes mit enger, auf dem parametrischen Effekt beruhender Schallbündelung stellt in diesem Zusammenhang den entscheidenden Fortschritt auf dem Weg zu digitalseismischen Anwendungen dar.

3.1 DIE TECHNISCHE KONZEPTION DES PARASOUND-ECHOLOTSYSTEMS

Obwohl bereits in den sechziger Jahren die theoretischen Grundlagen der nichtlinearen (Hydro-)Akustik (Westervelt, 1963; Berktay, 1965) gelegt worden sind, hat die technische Umsetzung in modernen Echolotsystemen für den Bereich der marinen Geowissenschaften lange auf sich warten lassen. Mit der Entwicklung des PARASOUND-Echolotes (Krupp Atlas Elektronik GmbH, Bremen) wurde erstmals der nichtlineare, parametrische Effekt für die Schallerzeugung ausgenutzt. Die damit verbundene signifikante Verbesserung vieler Kenndaten des Echolotes konnte allerdings nur mit einem gegenüber herkömmlichen Systemen deutlich höheren technischen Aufwand erreicht werden.

Erst seit der Indienststellung des Forschungsschiffes METEOR im Jahre 1986 steht das neuentwickelte PARASOUND-Echolot einem größeren Kreis wissenschaftlicher Nutzer zur Verfügung. Da es bislang noch nicht Gegenstand einer detaillierten geophysikalischen Arbeit war, wird in diesem Abschnitt das technische Konzept vor allem im Hinblick auf seismisch relevante Besonderheiten näher erläutert. Beispielsweise wirken sich der feste Einbau in den Schiffsboden, die gleichzeitige Verwendung der Transducer zum Senden und Empfangen der Signale, die Art der elektronischen Signalerzeugung und der zeitliche Organisationsablauf auf den Meßbetrieb aus. Die folgenden Ausführungen beschreiben den derzeitigen Systemzustand auf den Forschungsschiffen METEOR und POLARSTERN. Durch intensive Gespräche über Entwicklungsmöglichkeiten und wissenschaftlichen Nutzen des Systems sind jedoch schon Modifikationen und Weiterentwicklungen des Echolotes in Vorbereitung oder bereits in das neue System auf FS SONNE aufgenommen worden.

Der Aufbau des PARASOUND-Systems ist in Abbildung 3-1 skizziert. Die **Schallerzeugung** geschieht mit einem Array piezoelektrischer Schallgeber (*Transducer*), die mit insgesamt 70 kW elektrischer Leistung angesteuert werden. Damit steht eine ausreichende Energiemenge zur Erzeugung hoher Druckamplituden für die nichtlineare Wechselwirkung zur Verfügung. Die fest im Schiffsboden installierte Schallquelle besteht aus insgesamt 128 unabhängigen Elementen auf einer Fläche von 0.90 m x 1.20 m. Sende- und Empfangskomponenten sind für Frequenzen um 18 kHz ausgelegt.

Bei der simultanen Aussendung von zwei Signalen ähnlicher Frequenz wird durch den parametrischen Effekt (vgl. Abschnitt 2.2) eine Komponente mit der Differenzfrequenz

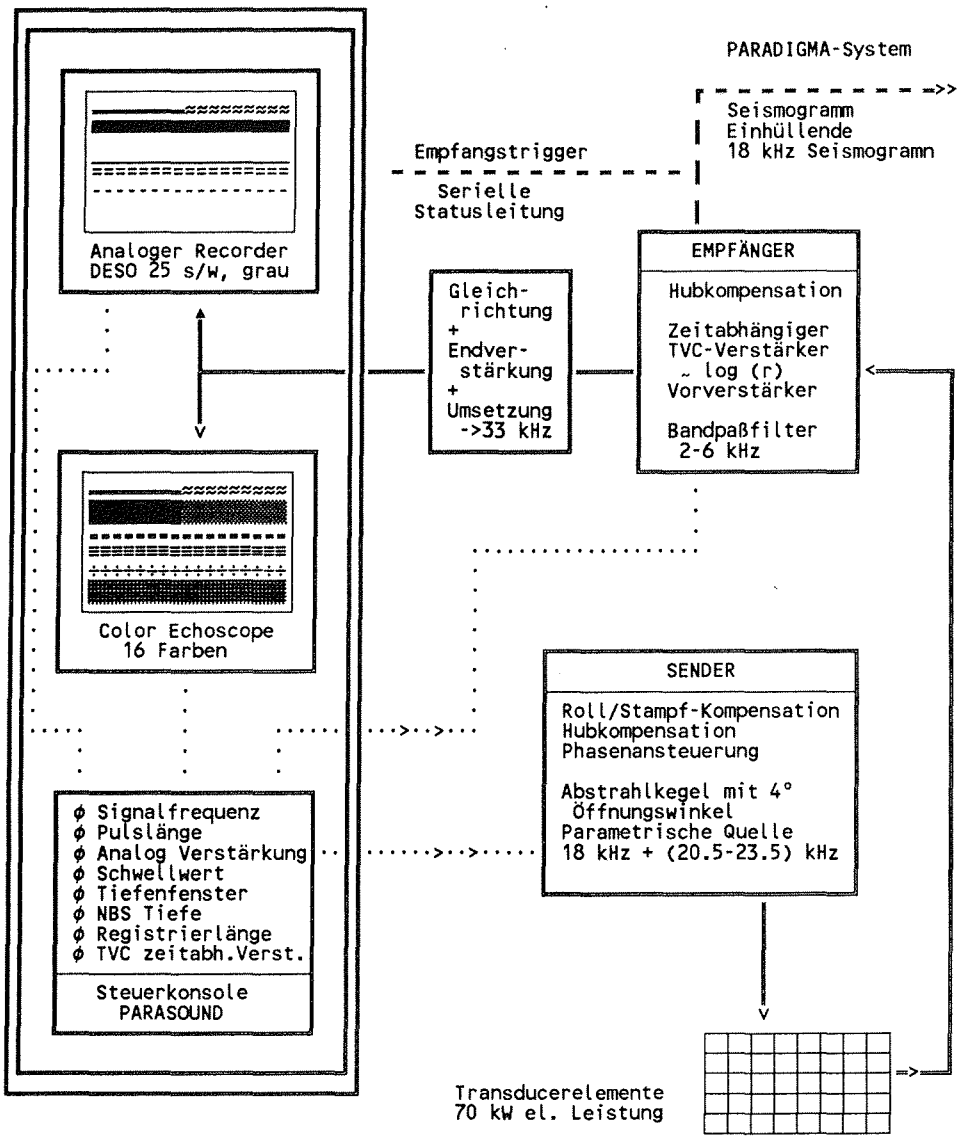


Abbildung 3-1: Technische Konzeption und Gerätekomponenten der PARASOUND-Anlage

angeregt. Während eine Komponente (Pilotfrequenz) von 18 kHz unverändert bleibt, kann die zweite Frequenz von 20.5 bis 23.5 kHz in Schritten von 0.5 kHz variiert werden. Die Differenz zur Pilotfrequenz entspricht **Sendefrequenzen** zwischen 2.5 und 5.5 kHz und kann in diesem Rahmen den speziellen Anforderungen der sedimentechographischen Untersuchungen angepaßt werden.

Für die Pilotfrequenz von 18 kHz wird eine Konzentration der Schallenergie auf einen Kegel von **4° Öffnungswinkel** erreicht, in dem eine nichtlineare Wechselwirkung stattfindet und die niederfrequente Schallkomponente erzeugt wird. Ein System mit einer derartig hohen Richtwirkung benötigt im Gegensatz zu niederfrequenteren Schallquellen größerer Streubreite eine zusätzliche **Strahlstabilisierung**, da die Bewegung des Schiffes nicht mehr vernachlässigt werden kann. Damit soll gewährleistet werden, daß unabhängig von der Schiffsneigung das akustische Signal immer senkrecht nach unten gesendet wird. Dies ist

erforderlich, damit von einem ebenen Meeresboden das Echo auch tatsächlich zurück zum Empfänger gelangt. Sonst wird bei stärkeren Schiffsbewegungen zumeist das Signal zur Seite reflektiert und lediglich Streuenergie empfangen.

Erreicht wird die Richtungssteuerung, die auch für die Reproduzierbarkeit der Echolotmessungen wichtig ist, durch die Aufteilung des Schallgebers in eine Vielzahl unabhängiger Elemente, die zeitlich getrennt voneinander getriggert werden können. Mit Kenntnis der Neigungen des Schiffes von einem Kreiseltisch (Roll- und Stampfwinkel) kann die Lage jedes Schallgeberelementes bestimmt werden. Aus den relativen Abständen von einer horizontalen Bezugsfläche wird die jeweilige Laufzeitdifferenz errechnet. Bei entsprechend verzögerter Ansteuerung jedes Elementes entsteht eine ebene, horizontale und vertikal nach unten abgestrahlte Wellenfront.

Die Hubbewegungen des Schiffes beeinflussen die Gesamtlaufzeit der seismischen Welle. Der Schiffshub zwischen Aussendung und Empfang der Signale liegt häufig in der Größenordnung mehrerer Wellenlängen des Quellsignals und beeinträchtigt dadurch die Kohärenz seismischer Einsätze bei der Datenaufzeichnung. Die **Hubkompensation**sanlage HECO liefert eine zusätzliche Laufzeitkorrektur für Sende- und Empfangszeitpunkt, mit der zwischen den einzelnen Echogrammen ein gemeinsames Bezugsniveau hergestellt wird. Auf diese Weise wird der Tiefenverlauf mit einer relativen Genauigkeit von ~10 cm abgebildet - eine erhebliche Verbesserung gegenüber herkömmlichen Anlagen zur Tiefenbestimmung. Diese Eigenschaft wirkt sich sehr vorteilhaft auf die Qualität und vertikale Auflösung analoger und digitaler Echolotaufzeichnungen aus.

Die akustischen Signale werden durch das gleiche Transducer-Array ausgesendet und empfangen. Mit dem Sendezeitpunkt wird ein linearer logarithmischer Verstärker aktiviert, der die sphärische Divergenz und die daraus resultierende entfernungsabhängige Amplitudenabnahme im Wasser kompensiert. Nach der technisch aufwendigen, breitbandigen Verstärkung aller Signalkomponenten wird das interessierende Frequenzband von 2 bis 6 kHz mit einem steilen analogen Bandpaßfilter isoliert. Zwar ist durch den maximal erreichbaren Wirkungsgrad von <1% die Amplitude der parametrischen Komponente wesentlich geringer als die der hochfrequenten Pilottonkomponente (18-23.5 kHz), doch leisten die eingebauten Filter eine vollständige Trennung beider Signalanteile.

Neben der Grundfrequenz, die zwischen 2.5 und 5.5 kHz variiert werden kann, läßt sich über die Zahl der Sinusschwingungen auch die Länge des Quellsignals kontrollieren. Bis zu 8 Perioden, bei 4 kHz (Periode 250 μs) entsprechend einer Gesamtzeit von 2 ms, können nacheinander gesendet werden. Mit längeren Signalen wird einerseits ohne Änderung der Frequenz mehr Energie abgestrahlt, andererseits eine deutliche Erhöhung der Reflexionsamplituden aufgrund konstruktiver Interferenz innerhalb der Sedimentsäule erzielt.

Wichtigste Steuergröße auf der Empfangsseite ist das Tiefenfenster, das die Verzögerung zwischen Sendezeitpunkt und dem Beginn der Seismogrammaufzeichnung definiert (*Delay*). Für eine Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s wird der eingestellte Tiefenwert in die Zweiwegelaufzeit umgerechnet. Von diesem Zeitpunkt an erfolgt für eine ebenfalls in Metern anzugebende Registrierdauer die Aufzeichnung und Darstellung des Seismogramms.

Als analoge Aufzeichnungsgeräte sind ein Farbbildschirm (Color Echoscope) und ein Analogschreiber (DESO 25) angeschlossen. Sie erhalten das gleichgerichtete, im übrigen aber völlig unbearbeitete Seismogramm als Eingangssignal. Die permanente

Papieraufzeichnung enthält keine Grauabstufungen, so daß eine Amplitudenauswertung der Daten ausgeschlossen ist.

3.2 BETRIEBSARTEN UND KENNDATEN DES PARASOUND-ECHOLOTES

Die Registrierung marin-seismischer Daten erfolgt in der Regel in festgelegten Zeitintervallen, deren Länge von der Wassertiefe, der Topographie und der gewünschten Registriertiefe abhängt. Dabei wird die Triggerfolge so eingestellt, daß alle Seismogramme vor dem Aussenden des nächsten Signals vollständig aufgezeichnet sind. Werte für den Tiefseebetrieb liegen zwischen 10 und 20 Sekunden, wobei bereits die Zweiwegelaufzeit durch eine mehrere 1000 Meter mächtige Wassersäule bis zu 8 Sekunden beträgt. Der aus einer Schiffsgeschwindigkeit von ~5 Knoten resultierende Schußpunktabstand von 25 bis 50 Metern erfüllt in der Regel die Anforderungen an das Auflösungsvermögen seismischer Messungen. Für hochfrequente Echolote ist dagegen eine zur vertikalen Auflösung von weniger als einem Meter äquivalente laterale Auflösung erwünscht. So wird bei herkömmlichen Echolotsystemem - mit rein analoger Aufzeichnung - häufig eine kürzere Triggerfolge gewählt. Durch geeignete Wahl der Registrierparameter wird dann dafür Sorge getragen, daß Sendezeitpunkt und das Eintreffen der seismischen Echos nicht zusammenfallen.

Zur Vereinfachung werden zunächst einige für das Verständis der Betriebsarten des PARASOUND-Echolotes notwendige grundlegende Begriffe definiert, die auch in nachfolgenden Kapiteln immer wieder Verwendung finden.

Signalfrequenz [kHz]
Die Signalfrequenz kann Werte zwischen 2.5 und 5.5 kHz annehmen.

Puls = Lotung
Ein Puls entspricht der Aussendung eines Quellsignals.

Pulslänge
Anzahl von Sinusschwingungen eines Quellsignals. Die Pulslänge kann Werte zwischen 1 und 8 annehmen.

Öffnungswinkel [°]
Aus der Pilotfrequenz von 18 kHz und den Dimensionen des *Transducers* ergibt sich die Abstrahlcharakteristik. Die Breite der ersten Hauptkeule (3 dB-Punkte) entspricht dem Öffnungswinkel.

Footprint
Der Footprint ist die sich aus dem Öffnungswinkel ergebende reflektierende Echofläche. Ihre Größe hängt von der Wassertiefe ab.

Durchmesser [m] des Footprint
Er errechnet sich bei gegebenem Öffnungswinkel zu ~7% der Wassertiefe (3 dB-Punkte) oder ~9% (Nullstelle der Hauptkeule).

Triggerperiode [s]
Der Echolotbetrieb ist in Zyklen organisiert, in denen sich alle Operationen ständig wiederholen. Der Zyklus des PARASOUND-Echolotes wird hier als Triggerperiode bezeichnet und mit dem Range-Schalter fest eingestellt.

Range [m]
Innerhalb eines Zyklus wird das Quellsignal ausgesendet und wieder empfangen. Dementsprechend kann die Zykluszeit an die aktuelle Wassertiefe angepaßt werden. Sie wird über den Range-Schalter in Metern eingestellt. Die möglichen Werte liegen

zwischen 10 und 15000 Metern. Aus der Range-Einstellung ergibt sich annähernd der maximal mit dieser Einstellung erfaßbare Wassertiefenbereich.

Normalbetrieb
Im Normalbetrieb wird pro Triggerperiode ein Puls ausgesendet und wieder empfangen.

Pilottonbetrieb
Im Pilottonbetrieb werden pro Triggerperiode mehrere Pulse im Abstand von 0.4 s ausgesendet. Die Zahl der Pulse wird so berechnet, daß sie vor Ende der Triggerperiode wieder empfangen werden können. Auf eine Phase der Aussendung mehrerer Pulse folgt die Empfangsphase. Während dieser Zeit entsteht eine Datenlücke.

Pulsfolge
Gruppe von nacheinander ausgesendeten und empfangenen Signalen im Pilottonbetrieb im Abstand von 0.4 s.

Pulsabstand [s]
Zeitabstand zwischen der Aussendung zweier aufeinanderfolgender Pulse. Im Normalbetrieb ist der Pulsabstand gleich der Triggerperiode, im Pilottonbetrieb entweder 0.4 s oder der Zeitraum bis zum Beginn der nächsten Triggerperiode.

Schußabstand [m]
Der Schußabstand im Normalbetrieb ergibt sich aus der Triggerperiode und der Schiffsgeschwindigkeit. Im Pilottonbetrieb errechnet er sich aus dem (variablen) Pulsabstand und der Schiffsgeschwindigkeit.

Überlappungszahl
Anzahl von Pulsen, deren Echofläche noch mit der eines gegebenen früher ausgesandten Pulses überlappt. Nur für Normalbetrieb.

Überdeckungsgrad [%]
Anteil der Triggerperiode, der im Pilottonbetrieb durch die Pulsfolge abgedeckt wird. Bei n Pulsen beträgt er n·0.4 s/Triggerperiode.

Länge der Pulsfolge [s]
Ergibt sich als Produkt aus dem Überdeckungsgrad und der Triggerperiode.

Überdeckungsbereich [m]
Länge des mit einer Pulsfolge überdeckten Entfernungsintervalls. Ergibt sich aus der Länge der Pulsfolge und der Schiffsgeschwindigkeit

Aus dieser Sammlung von Grundbegriffen lassen sich bereits wesentliche Systemeigenschaften entnehmen. Im folgenden sollen die beiden unterschiedlichen Betriebsmodi des PARASOUND-Echolotes näher erläutert werden: der Normalbetrieb und der Pilottonbetrieb.

Der **Normalbetrieb** entspricht dem seismischen Meßbetrieb. Die Triggerperiode wird über den Range-Schalter fest eingestellt und der aktuellen Wassertiefe angepaßt. Es wird jeweils ein Quellsignal zu Beginn der Triggerperiode ausgesendet. Tabelle 3-1 faßt die wesentlichen Parameter für diesen Betriebsmodus in Abhängigkeit von der Wassertiefe zusammen. Der von der Schiffsgeschwindigkeit abhängige Schußabstand gibt Auskunft über die laterale Auflösung der Registrierungen. Aus der Überlappungszahl läßt sich die Redundanz zwischen den Seismogrammen abschätzen. Es zeigt sich, daß für Wassertiefen größer als 1000 m der Schußabstand selbst bei niedrigen Schiffsgeschwindigkeiten schon sehr groß ist (>20 m) und den Anforderungen hinsichtlich der lateralen Auflösung nicht mehr gerecht wird.

Insbesondere für Vermessungsprofile in der Tiefsee ist es erforderlich, den im Normalbetrieb beispielsweise bei 10 Knoten Geschwindigkeit auf über 40 m angewachsenen Schußabstand zu verringern. Mit zunehmender Wassertiefe wird das Verhältnis zur

Tabelle 3-1: Registrierparameter der PARASOUND-Anlage im Normalbetrieb. Für gängige Wassertiefen zwischen 50 und 10000 m sind die wichtigsten Kenngrößen aufgelistet: Zweiwegelaufzeit, Triggerperiode, Durchmesser der Echofläche in Metern, Schußabstand in m für drei Schiffsgeschwindigkeiten 5, 10 und 15 Knoten, Überlappungszahl. Kursive Eintragungen bei Wassertiefen, für die keine direkte Range-Einstellung möglich ist.

Wasser-tiefe [m]	Zweiwege-laufzeit [s]	Trigger-periode [s]	Durch-messer [m]	Schußabstand/Überlappungszahl 5 [m]	10 [m]	15 kn [m]
50	0.07	0.21	3.5	0.5/07	1.0/3	1.5/2
100	0.13	0.42	7	1.0/07	2.0/3	3.0/2
200	0.27	0.83	14	2.0/07	4.0/3	8.0/2
500	0.67	1.33	35	3.3/10	6.6/5	10.0/3
1000	1.33	2.14	70	5.3/13	10.6/7	16.2/4
2000	*2.67*	*8.31*	*140*	*21.3/06*	*42.7/3*	*64.0/2*
3000	*4.00*	*8.31*	*210*	*21.3/10*	*42.7/5*	*64.0/3*
4000	*5.33*	*8.31*	*280*	*21.3/13*	*42.7/7*	*64.0/4*
5000	6.67	8.31	350	21.3/16	42.7/8	64.0/5
6000	*8.00*	*13.67*	*420*	*35.2/12*	*70.3/6*	*105./4*
10000	13.33	13.67	700	35.2/20	70.3/10	129./7

Registrierdauer eines Echolotes von maximal 0.3 Sekunden immer ungünstiger - die Instrumente sind die meiste Zeit inaktiv. Im **Pilottonbetrieb** wird die Triggerperiode effizienter ausgenutzt. Die Organisation eines Sende- und Empfangszyklus innerhalb der Triggerperiode wird in Abbildung 3-2 illustriert. Bis zum Empfang des Echos bleiben mehrere Sekunden Zeit, die durch das Aussenden weiterer Pulse in schneller Folge von 0.4 Sekunden genutzt werden. Während der anschließenden Sendepause wird das Echo der Pulsfolge empfangen. Um die maximal mögliche Zahl von Pulsen innerhalb der Triggerperiode zu berechnen, müssen Wassertiefe und damit die Zeit bis zur Rückkehr des ersten Echos bekannt sein. Die Zahl der Pulse ergibt sich für eine Zweiwegelaufzeit Z=2T/1500 (T=Tiefe, Schallgeschwindigkeit 1500 m/s), für die Triggerperiode TP und einen Pulsabstand von 0.4 s

$$n = \frac{\min (Z , TP-Z)}{0.4} - 2 \qquad (3\text{-}1)$$

Besonderes Merkmal des Pilottonbetriebes ist die ungleichmäßige **Datendichte**, da auf eine Serie von Pulsen in 0.4 s Abstand eine längere Datenlücke folgt. Das Verhältnis variiert mit der Wassertiefe und ist für gängige Wassertiefen in Tabelle 3-2 zusammengefaßt. Gegenüber dem Normalbetrieb können maximal etwa 40% der Triggerperiode mit der schnellen Lotfolge überdeckt werden, während mindestens 60% der Zeit keine Registrierung erfolgt.

Eine bedeutende Verbesserung stellt der Pilottonbetrieb vor allem für die Analogaufzeichnungen dar, bei der eine zum Teil erhebliche Verdichtung der Information erreicht wird. Der Schußabstand beträgt lediglich 1-3 Meter, so daß eine hohe Redundanz und hohe laterale Auflösung innerhalb der Pulsfolge erzielt werden kann. Kleinräumige

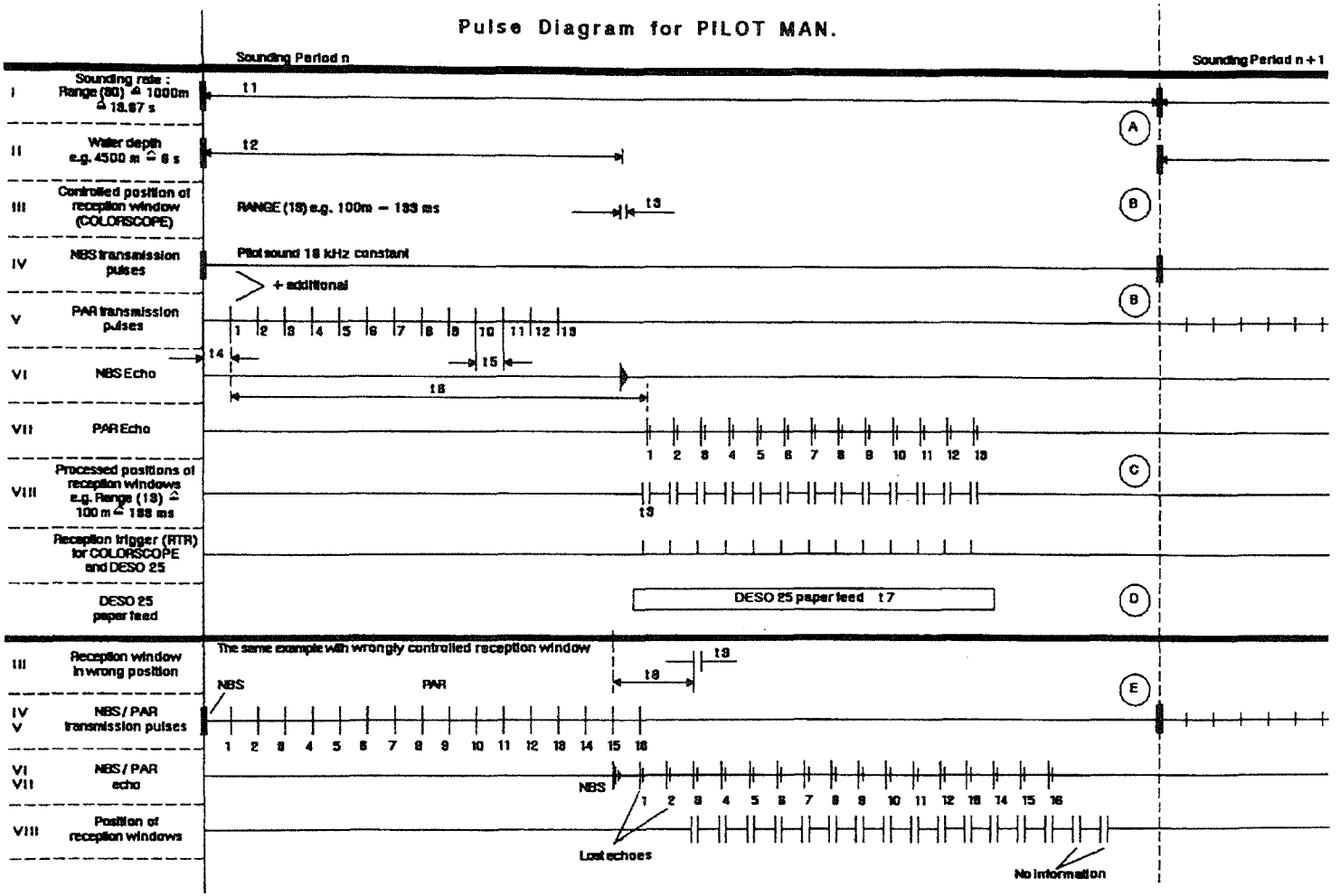


Abbildung 3-2: Triggerzyklus des PARASOUND-Echolotsystems (aus: Atlas PARASOUND, Operating Instructions, Krupp Atlas Elektronik, Bremen). Im Normalbetrieb wird jeweils zu Beginn einer Triggerperiode (I: Länge t_1) ein Signal ausgesandt und wieder empfangen. Im Pilottonbetrieb wird die Zweiwegelaufzeit (II: t_2) benutzt, um in dieser Zeit 13 Pulse im Abstand von 0.4 s (t_5) auszusenden (V). Nach der Zeit t_6 wird das erste der 13 Echos empfangen (VII) und über einen Zeitraum von t_3 registriert (VIII)) und aufgezeichnet, sofern das Empfangsfenster auf die korrekte Wassertiefe (t_2) eingestellt ist. Fehlerhafte Einstellung des Tiefenfensters kann zur Überlappung von Sendefolge und Rückkehr von Echos sowie dem Ausfall von Seismogrammspuren am Ende führen (siehe unteren Teil der Abbildung mit den Phasen III, IV, V, VI, VII, VIII).

Tabelle 3-2: Registrierparameter der PARASOUND-Anlage im Pilottonbetrieb. Für Wassertiefen zwischen 1000 und 6000 m sind die wichtigsten Kenngrößen aufgeführt: Zweiwegelaufzeit, Zahl der Pulse pro Triggerperiode, Länge der Pulsfolge in s, Überdeckungsgrad in %, Durchmesser der Echofläche in Metern, Überdeckungsbereich und Datenlücke in m für drei Schiffsgeschwindigkeiten von 5, 10 und 15 Knoten. Die Tabelle ist unterteilt für die Range-Einstellungen 5000 und 10000 Meter entsprechend Triggerperioden von 8.3 und 13.7 Sekunden.

Wasser-tiefe [m]	Zweiwege-laufzeit [s]	Anzahl Pulse	Länge Pulsfolge [s]	Über-deckung [%]	Durch-messer [m]	Überdeckungsbereich/Datenlücke 5 [m]	10 [m]	15 kn [m]
Range 5000 m: Triggerperiode 8.31 s								
1000	1.33	1	0.4	05	70	1.0/20.4	2.0/40.8	3.0/61.2
1500	2.00	3	1.2	14	105	3.1/18.3	6.2/36.6	9.3/54.9
2000	2.67	4	1.6	19	140	4.1/17.3	8.2/34.6	12.3/51.9
2500	3.33	6	2.4	29	175	6.2/15.2	12.4/30.4	18.6/45.6
3000	4.00	8	3.2	39	210	8.2/13.2	16.4/26.4	24.6/39.6
3500	4.67	7	2.8	34	245	7.2/14.2	14.4/28.4	21.6/42.6
4000	5.33	5	2.0	24	280	5.1/16.3	10.2/32.6	15.3/48.9
4250	5.67	4	1.6	19	297	4.1/17.3	8.2/34.6	12.3/51.9
4500	6.00	3	1.2	14	315	3.1/18.3	6.2/36.6	9.3/54.9
5000	6.67	1	0.4	05	350	1.0/20.4	2.0/40.8	3.0/61.2
Range 10000 m: Triggerperiode 13.67 s								
3500	4.67	9	3.6	26	245	09.3/81.1	18.6/162.2	27.9/243.3
4000	5.33	11	4.4	32	280	11.3/79.1	22.6/158.2	33.9/237.3
4250	5.67	12	4.8	35	297	12.3/78.1	24.6/156.2	36.9/234.3
4500	6.00	13	5.2	38	280	13.4/77.0	26.8/154.0	40.2/231.0
5000	6.67	14	5.6	41	350	14.4/76.0	28.8/152.0	43.2/228.0
5500	7.33	13	5.2	38	485	13.4/77.0	26.8/154.0	40.2/231.0
6000	8.00	12	4.8	35	420	12.3/78.1	24.6/156.2	36.9/234.3

Morphologie und räumliches Aliasing können so leichter erkannt werden. Potentiell ist durch die zu erwartende hohe Kohärenz dieser Seismogramme eine Stapelung innerhalb der Pulsfolgen besonders erfolgversprechend.

3.3 DIE ANALOGE DARSTELLUNG VON ECHOGRAMMEN

Die Ergebnisse seismischer Untersuchungen lassen sich am einfachsten als seismische Sektionen direkt auf Papier darstellen, indem die Seismogrammamplituden in ein Grauwert- oder Farbäquivalent oder Punkte eines Kurvenzuges umgesetzt werden. Die mit einem analogen EPC-Recorder erzeugte Folge von Grauwerten gibt einen guten Überblick über Lage, Verlauf und relative Stärke von reflektierenden Horizonten. Der horizontale Maßstab wird durch die Papiergeschwindigkeit des Schreibers bestimmt, der vertikale Maßstab durch die Geschwindigkeit des Schreibkopfes und eine entsprechende Ansteuerelektronik.

Prinzipiell wird bei der Erstellung analoger Echogramme eine möglichst hohe Lotungsdichte angestrebt, um die aufgrund der Überlappung der Echoflächen zu erwartende Kohärenz zwischen aufeinanderfolgenden Seismogrammen für eine

integrierende graphische Darstellung auszunutzen. Boden- und Untergrundstrukturen werden über die Gesamtheit der Seismogramme nachgezeichnet, indem eine optische Korrelation von Horizonten, durch langsame Verlagerung der Echofläche wiederholt abgebildet, hergestellt wird. Einzelspuren sind in diesem Zusammenhang nicht von Interesse.

Die gängige Technik der Papieraufzeichnung mit EPC-Recordern verwendet zwar 16 Graustufen, doch sind eine Unterscheidung zwischen benachbarten Grauwerten und eine gute Reproduktion schwierig und nur mit Einschränkungen für eine semiquantitative Analyse geeignet. Mit zunehmender Absorption der Schallwelle im Sediment werden Reflektoren in größerer Tiefe häufig nur noch hellgrau abgebildet. Wegen der natürlichen Amplitudenfluktuationen können sie außerdem entlang eines Profils abschnittsweise vollständig verschwinden. Die manuelle Nachführung eines Schwellwertes zur Anpassung an die aktuellen Reflexionsverhältnisse ist subjektiv und behindert detaillierte vergleichende Analysen verschiedener Profilabschnitte.

Abbildung 3-3 zeigt ein typisches Beispiel einer 3.5 kHz Aufzeichnung mit einem EPC-Recorder. Die Hubbewegung des Schiffes beträgt mehr als 2 Meter und beeinträchtigt die Kohärenz eng beeinander liegender Reflexionshorizonte. Mit zunehmender Teufe und Absorption werden die schwächeren Reflexionseinsätze nicht mehr als kontinuierliche Reflektoren dargestellt.

Das hier beschriebene Prinzip stellt das gängige Verfahren für sedimentechographische Aufzeichnungen dar. Als nachteilig erweist sich vor allem, daß die Grauwerte nicht optimal reproduziert werden können. Außerdem fehlen eine Kompensation der Absorptionsverluste und ein Ausgleich großer Dynamikunterschiede bei stark variierenden Reflexionsamplituden. Turbidite oder verfestigte Lagen besitzen sehr große Reflexionskoeffizienten, wie im gezeigten Beispiel (Abb. 3-3) ein Porzellanit-Horizont. Andererseits existieren viele schwächere Reflektoren, die durch geringfügige lithologische Wechsel verursacht werden. Beide zusammen lassen sich mit der linearen Umsetzung in Graustufen in der Regel nicht mehr optimal erfassen.

Daher ist für das analoge Ausgabegerät DESO 25 ein anderes Darstellungsprinzip gewählt worden. Statt Graustufen wird eine Baueinheit zur Reduzierung des Dynamikumfangs der Spuren verwendet. Nach elektronischer Erzeugung der Hüllkurve des Seismogramms erfolgt die Umsetzung der Amplitude oberhalb eines Schwellwertes in ein einheitliches Grau. Diese Abbildung unterliegt den bereits diskutierten Einflüssen einer subjektiven Schwellwerteinstellung und variabler Reflexionsamplituden. In den neueren Versionen des DESO 25-Gerätes wird zusätzlich auch das differenzierte Signal der Einhüllenden verwendet. Dazu wird in dem Gleichrichtermodul zwar jeder ansteigende Amplitudenwert direkt übernommen, eine Amplitudenabnahme jedoch nur um einen bestimmten Prozentsatz des vorherigen Wertes zugelassen. Die Form der Einhüllenden wird dadurch asymmetrisch mit einer steilen Anstiegsflanke und einem flachen Abfall. Nach Differenzierung ergeben sich Maxima jeweils an den steilen Anstiegsflanken, die im Echogramm als schwarze Linie dargestellt werden und den Reflexionseinsatz markieren. Das differenzierte Signal erzeugt auch für schwächere Echos noch einen deutlichen Einsatz im Echogramm. Abbildung 3-4 zeigt ein typisches PARASOUND-Beispiel, das die hohe Auflösung ebenso illustriert wie die klare und scharfe Abbildung von Reflektoren auch in größerer Teufe.

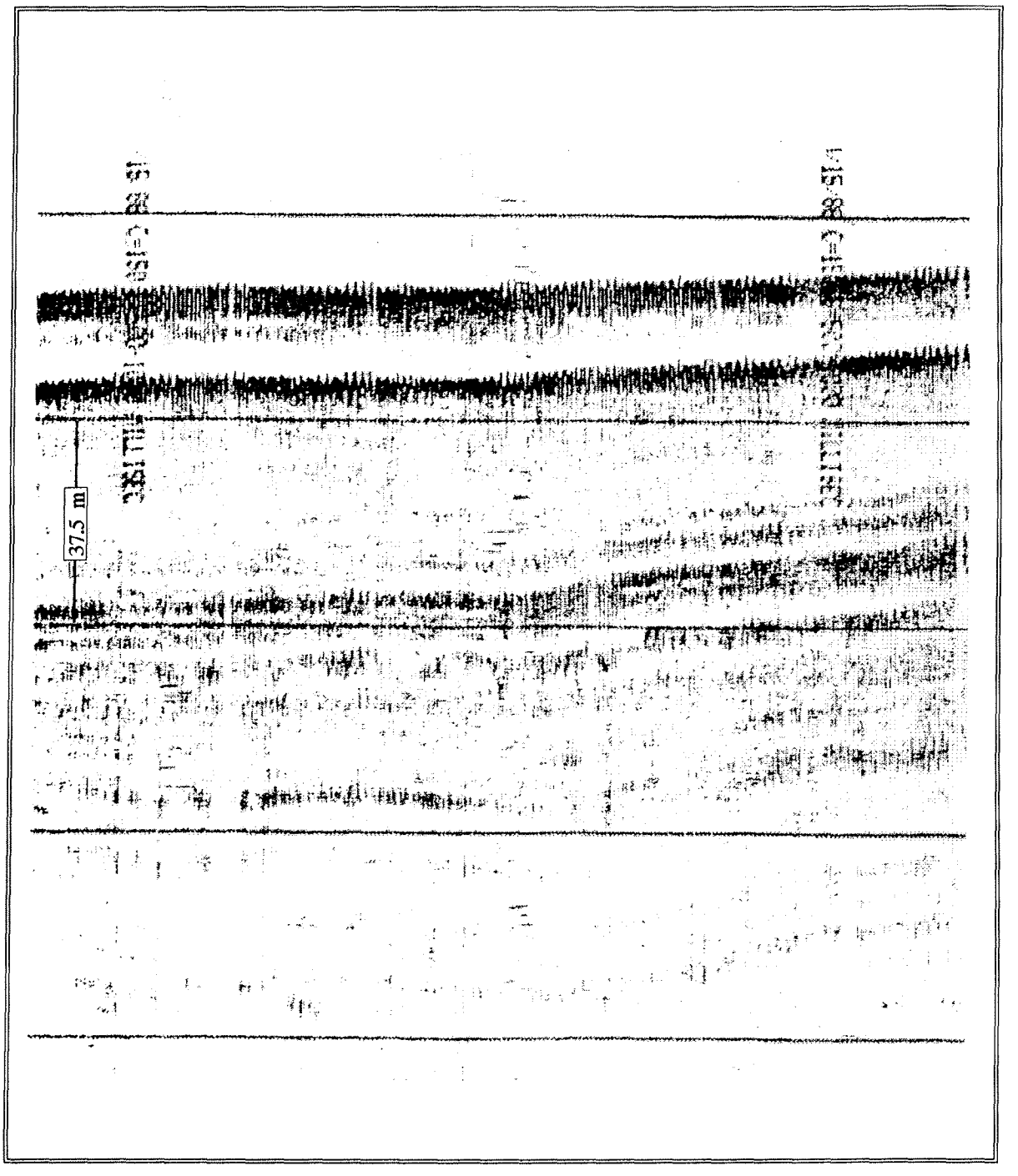


Abbildung 3-3: Analogaufzeichnung eines 3.5-kHz-Echolotes mit einem EPC-Recorder. Die Signalamplitude wurde in Grauwerte umgesetzt. Vertikaler Linienabstand 37.5 Meter. Die Signaleindringung beträgt etwa 130 Meter. Überlagert ist die Hubbewegung des Schiffes von mehr als 2 Metern, die bei herkömmlichen Systemen nicht kompensiert wird.

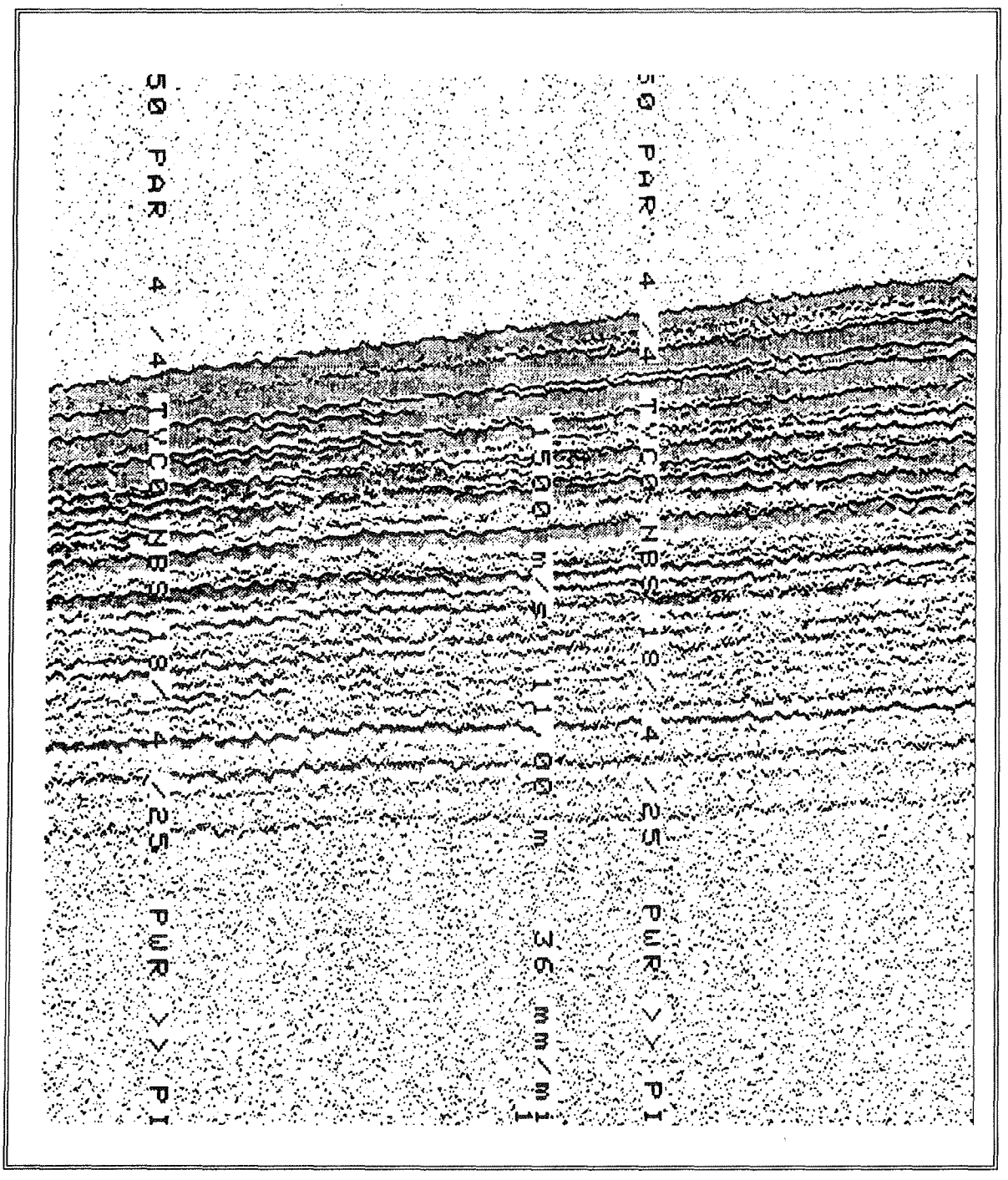


Abbildung 3-4: Analogaufzeichnung mit dem PARASOUND-Sedimentecholot. Amplituden oberhalb einer eingestellten Schwelle sind punktiert. Schwarze Linien werden durch die Maxima der differenzierten Einhüllenden erzeugt und bilden Reflektoren auch noch bei schwächeren Reflexionsamplituden ab. Vertikaler Maßstab wie in Abbildung 3-3.

4. INTERPRETATION VON ECHOLOTAUFZEICHNUNGEN

Seit dem Ende der sechziger Jahre sind während zahlreicher Schiffsexpeditionen routinemäßig Echolotdaten mit 3.5 kHz- und 12 kHz-Systemen gesammelt worden. Sie werden überwiegend in analoger Form aufgezeichnet, wobei die Reflexionsamplituden über manuell nachgeführte Verstärkungswerte in eine Grauskala umgesetzt werden. Ihre Auswertung und Interpretation erfolgt in Ermangelung quantifizierbarer Meßgrößen nahezu ausschließlich mit deskriptiven Methoden. Bei den sedimentechographischen Arbeiten der vergangenen 20 Jahre stand so vor allem die strukturelle, akustostratigraphische und mikrotopographische Interpretation von Profilsektionen im Vordergrund.

4.1 ANALOGE SEDIMENTECHOGRAPHIE MIT 3.5 KHZ SYSTEMEN

Mit der Vorstellung eines geeigneten Instrumentariums zur Papieraufzeichnung von Echogrammen durch Luskin et al. (1954) und Knott und Hersey (1956) war die Grundlage für eine weitergehende Interpretation der Echolotdaten von 3.5 bis 12 kHz Grundfrequenz und die Dokumentation der vielfältigen rezenten Sedimentstrukturen geschaffen worden. So begannen verschiedene Autoren (u.a. Heezen et al., 1959, 1966; Schneider et al., 1967) diese Daten für deskriptive Detailstudien der obersten zwanzig bis einhundert Meter der Sedimentbedeckung zu verwenden.

Die Aufzeichnungstechnik hat großen Einfluß auf das Erscheinungsbild analoger Echolotaufzeichnungen. Räumliche Darstellungsmaßstäbe werden primär durch Papier- und Schreibkopfgeschwindigkeit festgelegt, hängen aber zusätzlich noch von der Schiffsgeschwindigkeit und der Lotfolge ab. Manuelle Einstellungen der Schwell- und Verstärkungswerte für die Grauskalierung bestimmen die Umsetzung der Echostärken. Ihre nach teils subjektiven Kriterien erfolgende Nachführung beeinträchtigt allerdings eine weitergehende, auch semi-quantitative Auswertung der Amplituden. Thema vieler Arbeiten war daher schwerpunktmäßig die Analyse von Sedimentstrukturen, Mikrotopographie und ihr akustisches Abbild und die Rekonstruktion von Ablagerungs- und Transportprozessen in Verbindung mit dem Studium von Lithologie und Sedimentologie der Oberflächensedimente.

Die Arbeiten zur Reflektivität des Meeresbodens begannen mit dem Einsatz von 12 kHz-Echoloten, deren Signal kaum in den Boden eindringt, wegen der höheren Frequenz und besseren Bündelung aber ein genaueres Abbild der Oberflächenstrukturen liefert (z.B. Heezen et al.,1966; Hollister & Heezen, 1972; Rona et al., 1967; Schneider et al., 1967).

Mit der standardmäßigen Verwendung einer Echolotfrequenz von 3.5 kHz läßt sich eine deutlich höhere Signaleindringung erzielen und die Auflösung der obersten 10 bis 100 Meter der Sedimentbedeckung verbessern. Richtungweisend für die Analyse und Interpretation dieser Daten sind vor allem die Studien von Damuth (1975, 1978, 1980) an Sedimenten des südamerikanischen Kontinentalhanges und der angrenzenden Meeresbecken. Das Arbeitsgebiet ist über viele Jahre mit vergleichbaren akustischen Instrumenten in einem dichten Profilnetz vermessen worden. Nach einer detaillierten Klassifikation aller Echogramme sind so die beobachteten Echotypen in ihrer räumlichen Erstreckung erfaßt worden. Die Einordnung wird von Damuth nach rein phänomenologischen, effizient anwendbaren Kriterien anhand der originalen Analogschriebe vorgenommen. Die von ihm eingeführte Nomenklatur der Echotypen (Damuth, 1975: **Ia, Ib, IIa-1,-2, IIb-1 bis -5**) wird

Tabelle 4-1: Echotypen nach Damuth & Hayes (1977) (original-englische Definition)

Distinct Echoes

Ia Continuous sharp bottom echo with no apparent sub-bottom reflectors
Ib Continuous sharp bottom echo with numerous sharp parallel sub-bottom reflectors

Indistinct Continuous Prolonged Echoes

IIa Semi-prolonged (mushy) with intermittent parallel sub-bottoms
IIb Very-prolonged with no sub-bottoms

Indistinct Hyperbolic Echoes

IIIa Large irregular hyperbolae with varying vertex elevations (seamounts, etc.)
IIIb Regular single hyperbolae with varying vertices and conformable sub-bottoms
IIIc Regular overlapping hyperbolae with varying vertex elevations
IIId Regular overlapping hyperbolae with vertex tangent to the sea floor
IIIe Type **IIId** hyperbolae with intermittent zones of distinct (**Ib**) echoes
IIIf Irregular single hyperbolae with non-conformable sub-bottoms

später von Damuth & Hayes (1977) geringfügig modifiziert (**Ia, Ib, IIa, IIb, IIIa-f**; Tab. 4-1) und soll in dieser Form hier Verwendung finden.

In seiner ersten zusammenfassenden Arbeit unterscheidet Damuth (1975) dabei zunächst zwei Hauptklassen: die deutlichen ('**distinct**') und die undeutlichen ('**indistinct**') Echos. Eine weitere Unterteilung der ersten Klasse erfolgt nach der Existenz subparalleler Reflektoren unterhalb des Meeresbodenreflektors. Echotyp **Ia** (Abb. 4-1) steht für fehlende interne Reflexionen innerhalb der Sedimentsäule, Echotyp **Ib** (Abb. 4-2) dagegen für kontinuierliche, scharf abgegrenzte und über große Entfernungen zu verfolgende, subparallele sedimentäre Reflexionen. Echotyp **Ic** charakterisiert ebenfalls deutliche, großräumig zu beobachtende Reflexionshorizonte, die allerdings konvergieren oder divergieren. Dieser Echotyp wird in späteren Arbeiten in den Typ **Ib** integriert.

Bei den undeutlichen Echos der zweiten und dritten Hauptklasse wird zwischen kontinuierlichen, ausgedehnten ('verschmierten') Echos ('**prolonged**'; **II**) und hyperbolischen Echos ('**hyperbolic**'; **III**) differenziert. Die ausgedehnten Echos wiederum erfahren eine Unterteilung in diffuse Bodenechos ohne oder mit nur gelegentlichen subparallelen ausgedehnten Echos (**IIa**; Abb. 4-3) und in die weniger stark verschmierten Echos mit diffusen internen Reflexionen (**IIb**; Abb. 4-4).

Viele Erscheinungsbilder hyperbolischer Echos werden in Gebieten mit rauher Meeresbodenmorphologie beobachtet. Damuth bezieht sich bei der Klassifikation auf topographische Merkmale, die in der Tiefenlage der Hyperbelscheitelpunkte und der Wellenlänge dieser topographischen Variation zum Ausdruck kommen. Dazu gibt er den maximalen Unterschied in der Wassertiefe der Scheitelpunktspositionen und einen mittleren Abstand der Extrema an. Außerdem beschreibt er die Häufigkeit der Hyperbeln und das entstandene Reflexionsmuster. Mit der folgenden detaillierten Einteilung unterscheidet er insgesamt sechs Typen **IIIa** bis **f**.

(IIIa) Große, unregelmäßige, überlappende Hyperbeln bis Einzelhyperbeln mit stark variierenden Wassertiefen der Scheitelpunkte (Variabilität 10-200 m) und Wellenlängen von mehreren Kilometern (Abb. 4-5).

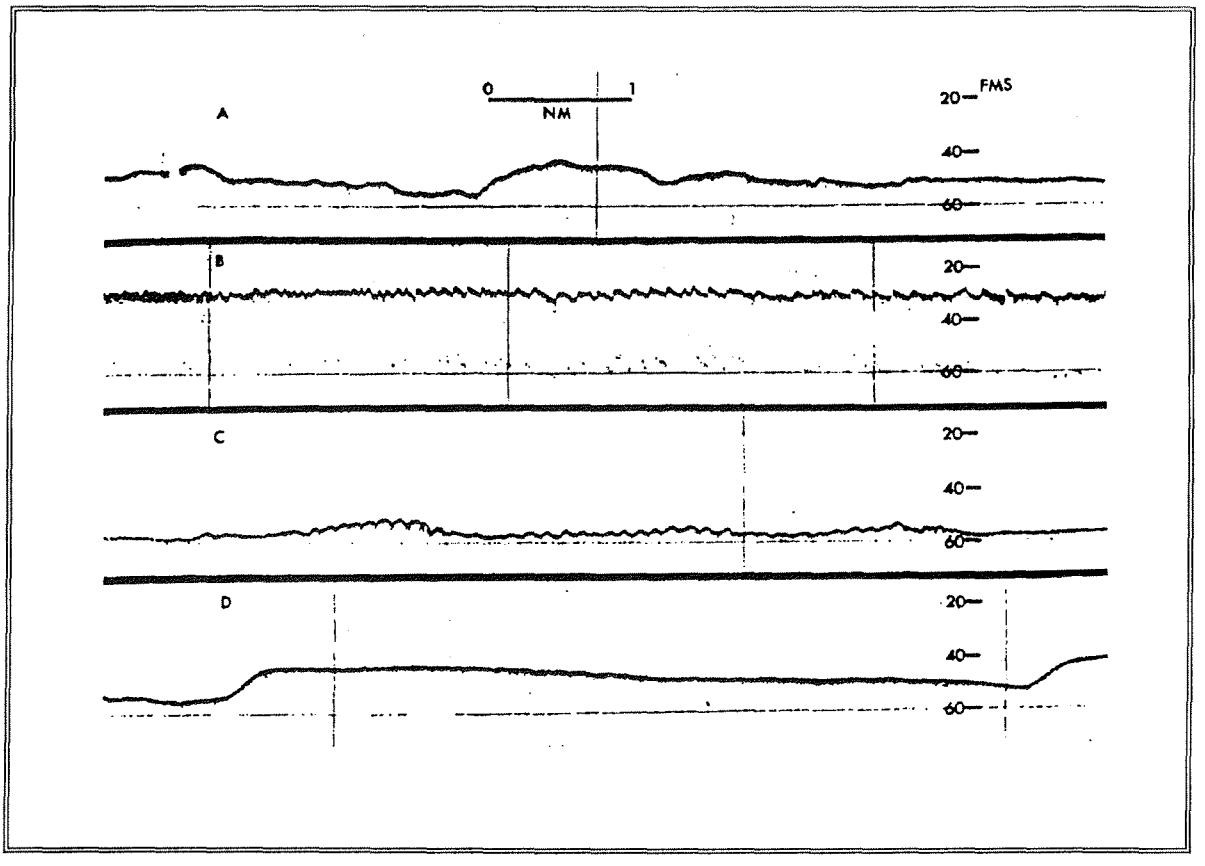


Abbildung 4-1: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **Ia** aus Damuth & Hayes (1977).

(IIIb) Regelmäßige, wenig überlappende Hyperbeln mit internen Reflexionen, variablen Scheitelpunktstiefen (Variabilität 20-100 m) und Wellenlängen von 500 bis 2000 Metern (Abb. 4-6). Entspricht Echotyp **IIb-4** von Damuth (1975).

(IIIc) Regelmäßige, überlappende Hyperbeln ohne subparallele Reflexionen mit variablen Scheitelpunktstiefen (Variabilität 10-100 m) und Wellenlängen <1000 Metern (Abb. 4-7). Entspricht Echotyp **IIb-2** von Damuth (1975).

(IIId) Regelmäßige, stark überlappende Hyperbeln mit geringfügig variierenden Scheitelpunkten (<50 m) und geringen Wellenlängen (Variabilität 100-500 m) (Abb. 4-8). Entspricht Echotyp **IIb-3** von Damuth (1975).

(IIIe) Sehr breite Einzelhyperbeln niedriger Amplitude mit subparallelen Reflektoren, die auskeilen, ausdünnen oder abbrechen durch laterale Wanderung von Reflexionshorizonten. Entspricht einem Wechsel zwischen Echotypen **IIId** und **Ib**. Ursache sind wahrscheinlich wandernde, dünenähnliche Sedimentwellen von 1-10 km Wellenlänge und geringer Amplitude (Variabilität 10-50 m) (Abb. 4-9).

(IIIf) Breite unregelmäßige Einzelhyperbeln mit unterbrochenen internen Reflexionen (Abb. 4-10).

In der Kompilation der räumlichen Verteilung einzelner Echocharaktertypen für den nordwestlichen äquatorialen Atlantik (Abb. 4-11) gelingt es Damuth, für bestimmte Ablagerungsräume charakteristische akustische Erscheinungsbilder zu identifizieren. So läßt sich der Typ **Ia** mit einem starken Bodenecho konsolidierten Schelfsedimenten mit wechselnden Silt-, Sand- und Kieskomponenten zuordnen. Echotyp **Ib** ist charakteristisch für

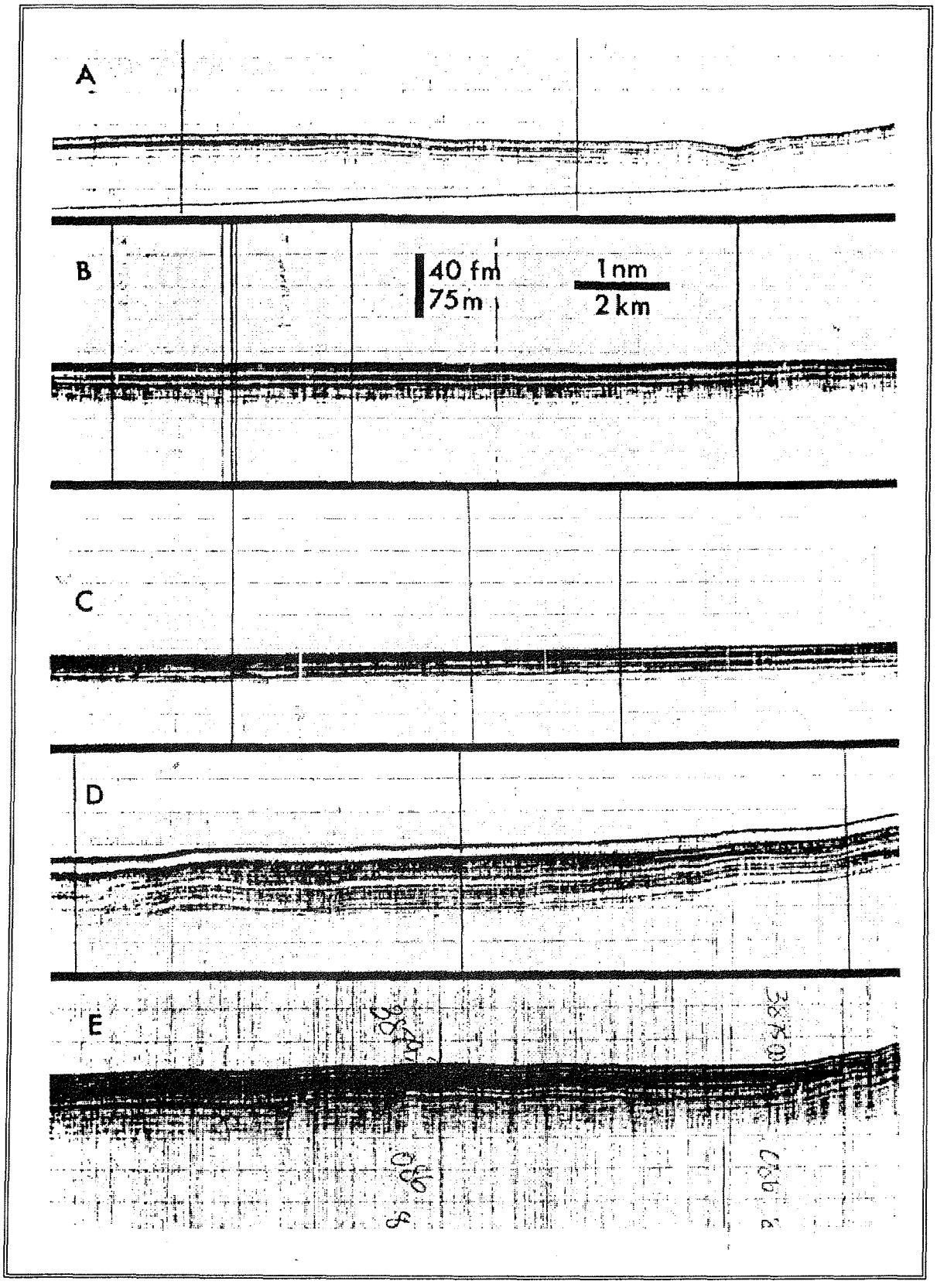


Abbildung 4-2: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **Ib** aus Damuth & Hayes (1977).

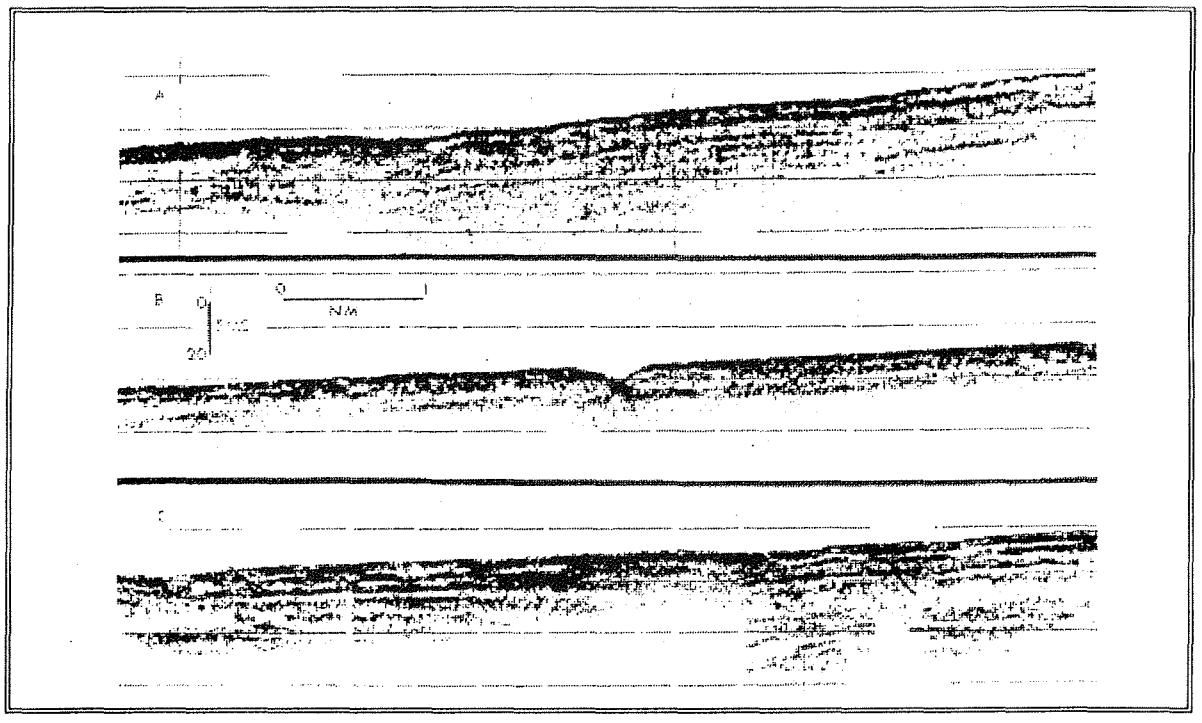


Abbildung 4-3: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIa** aus Damuth & Hayes (1977).

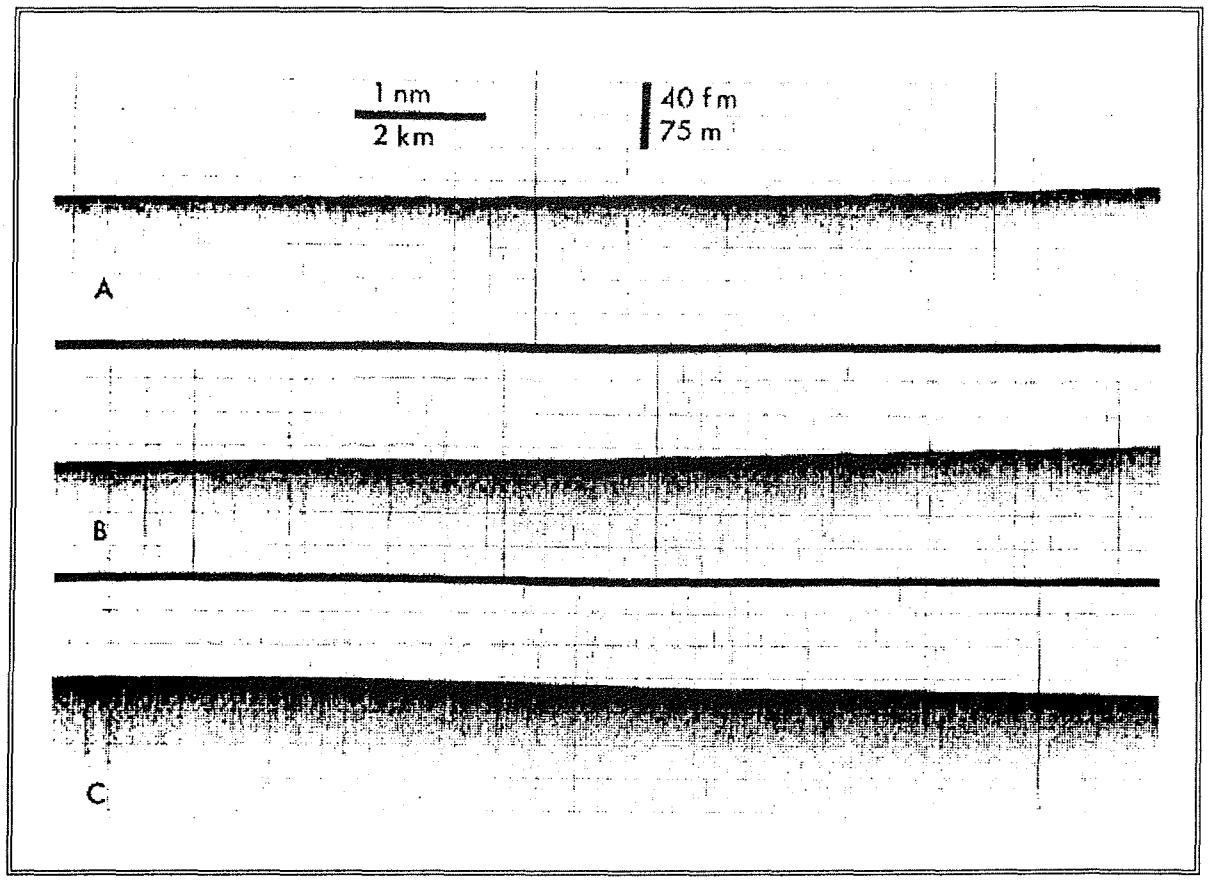


Abbildung 4-4: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIb** aus Damuth & Hayes (1977).

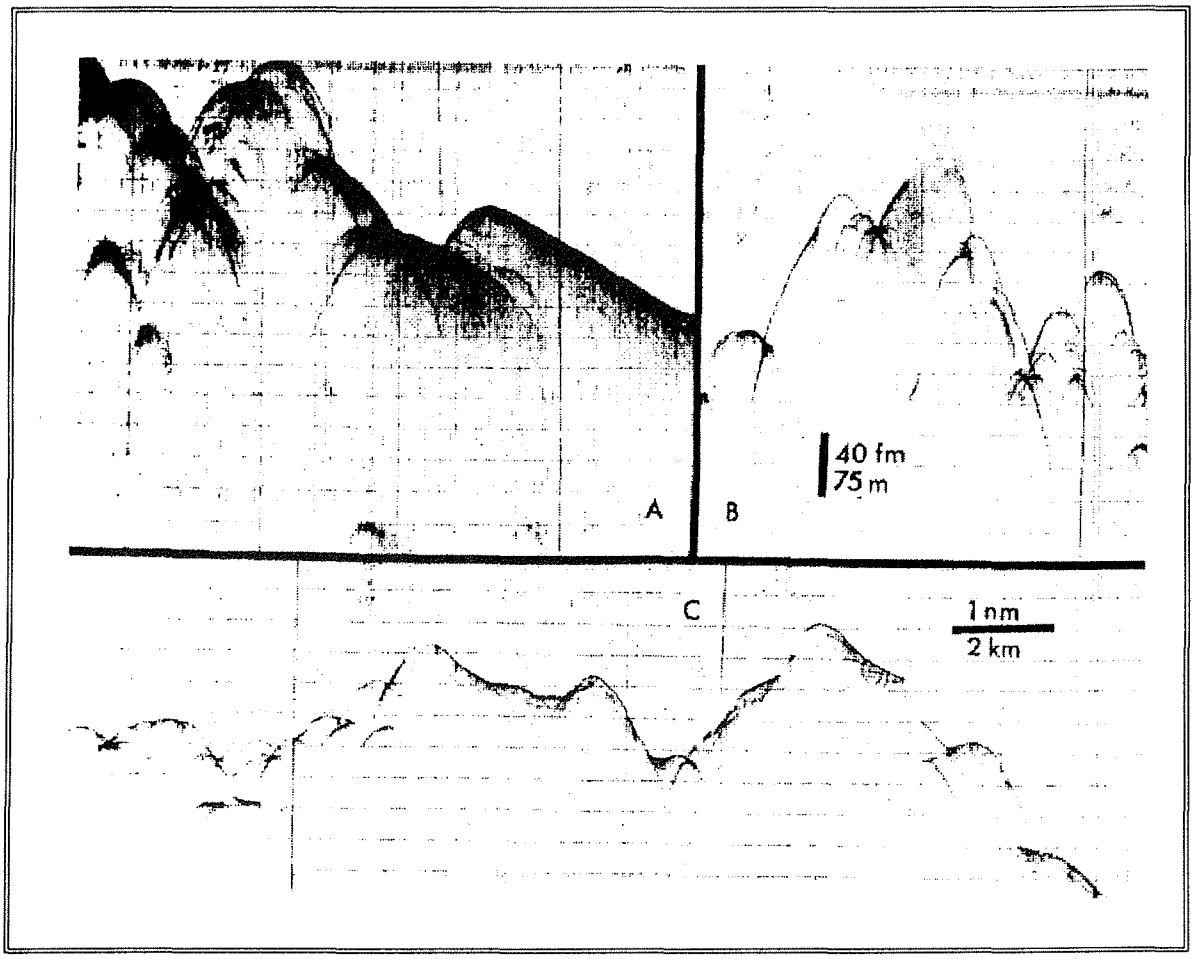


Abbildung 4-5: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIIa** aus Damuth & Hayes (1977).

feinkörnige Sedimente in Teilen der abyssalen Ebenen, am unteren Kontinentalhang oder im oberen Amazonasfächer. Die durch breite Reflexionsbänder ausgezeichneten, ausgedehnten Echotypen **IIa** und **IIb** besitzen die weiteste Verbreitung und dominieren beispielsweise am Kontinentalhang und in der Ceara Tiefsee-Ebene. Auch für sie konnte eine lithologische und sedimentologische Entsprechung in der Abhängigkeit vom Grobfraktionsanteil der Oberflächensedimente gefunden werden.

Die hyperbolischen Echos sind in vielen Fällen direkt verknüpft mit einer rauhen Morphologie, zum Beispiel am Kontinentalhang, in submarinen Canyon-Systemen oder in der Nähe isolierter Seamounts. Alle Diskontinuitäten der Oberfläche wie die Spitze von Erhebungen oder Kanten linearer Strukturen wirken als Quelle von Diffraktionen, solange diese im Schallkegel des Echolotes liegen. In stark gegliedertem Gelände sind die Hyperbeln überlappend und unregelmäßig verteilt, in weniger rauhem Gelände treten sie nur vereinzelt und in größeren Abständen in Erscheinung (Typ **IIIa**). Die übrigen fünf Typen hyperbolischer Echos findet Damuth in Gebieten, in denen seismische Profile zumeist regelmäßig

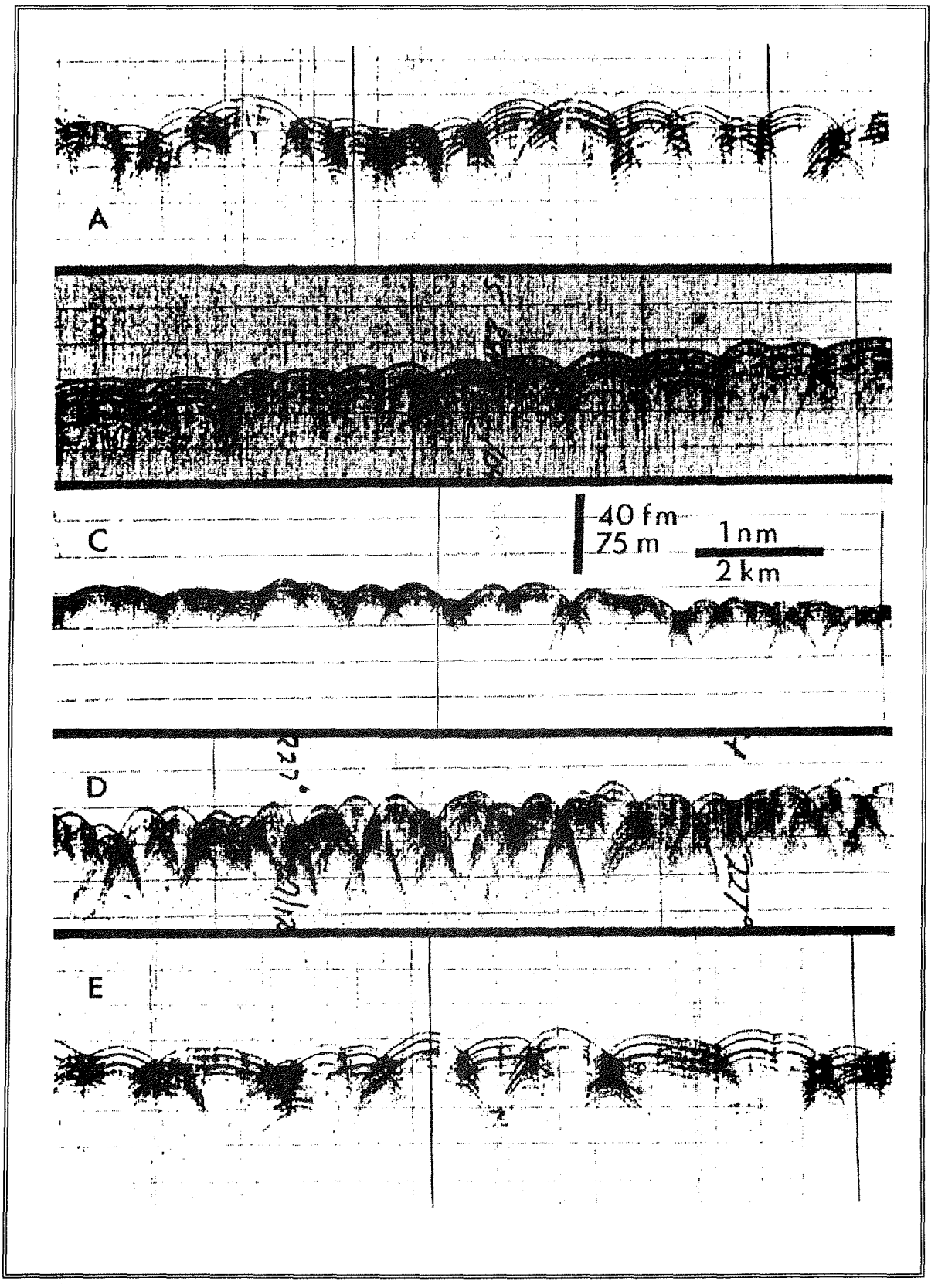


Abbildung 4-6: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIIb** aus Damuth & Hayes (1977).

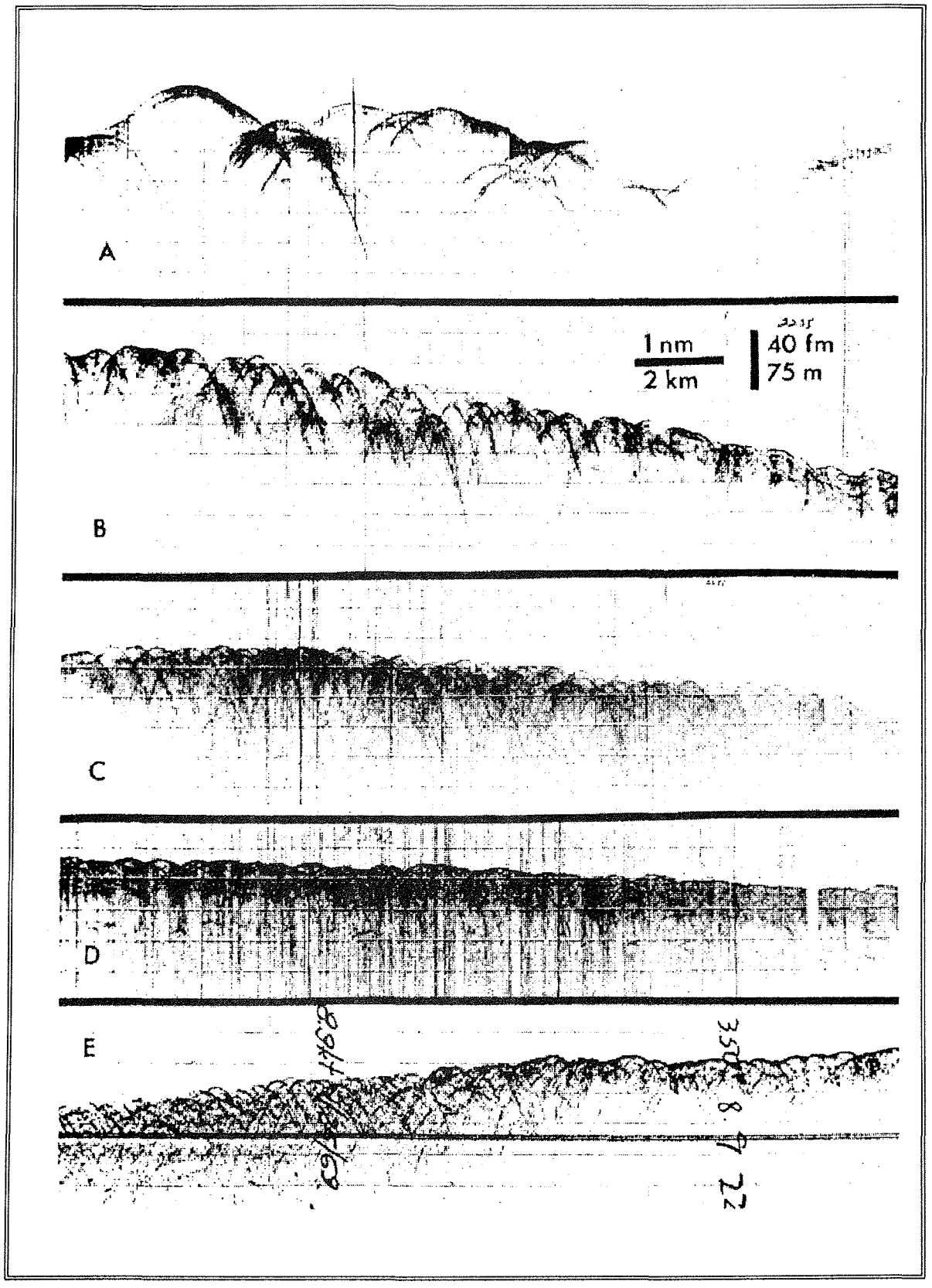


Abbildung 4-7: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIIc** aus Damuth & Hayes (1977).

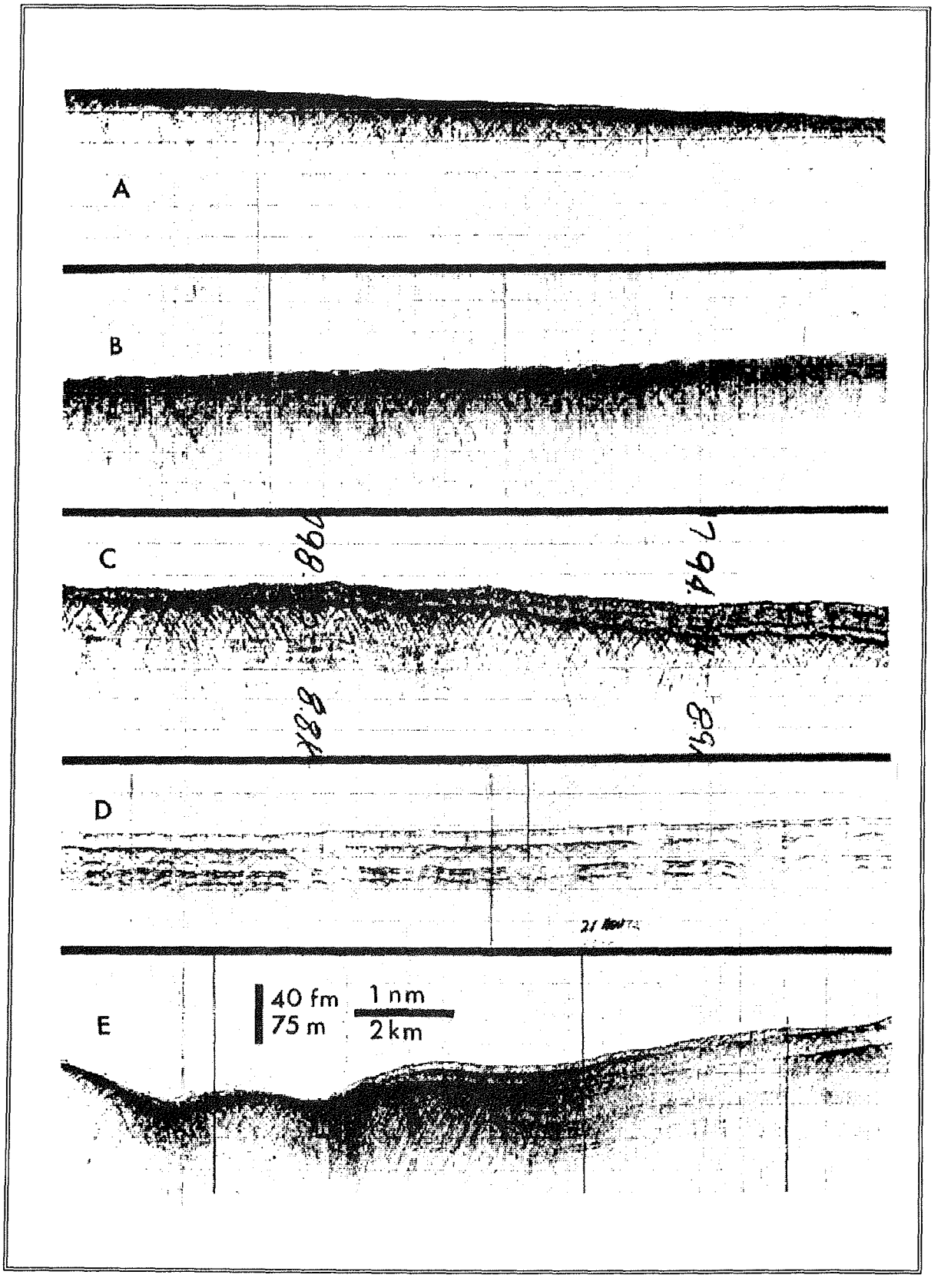


Abbildung 4-8: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIId** aus Damuth & Hayes (1977).

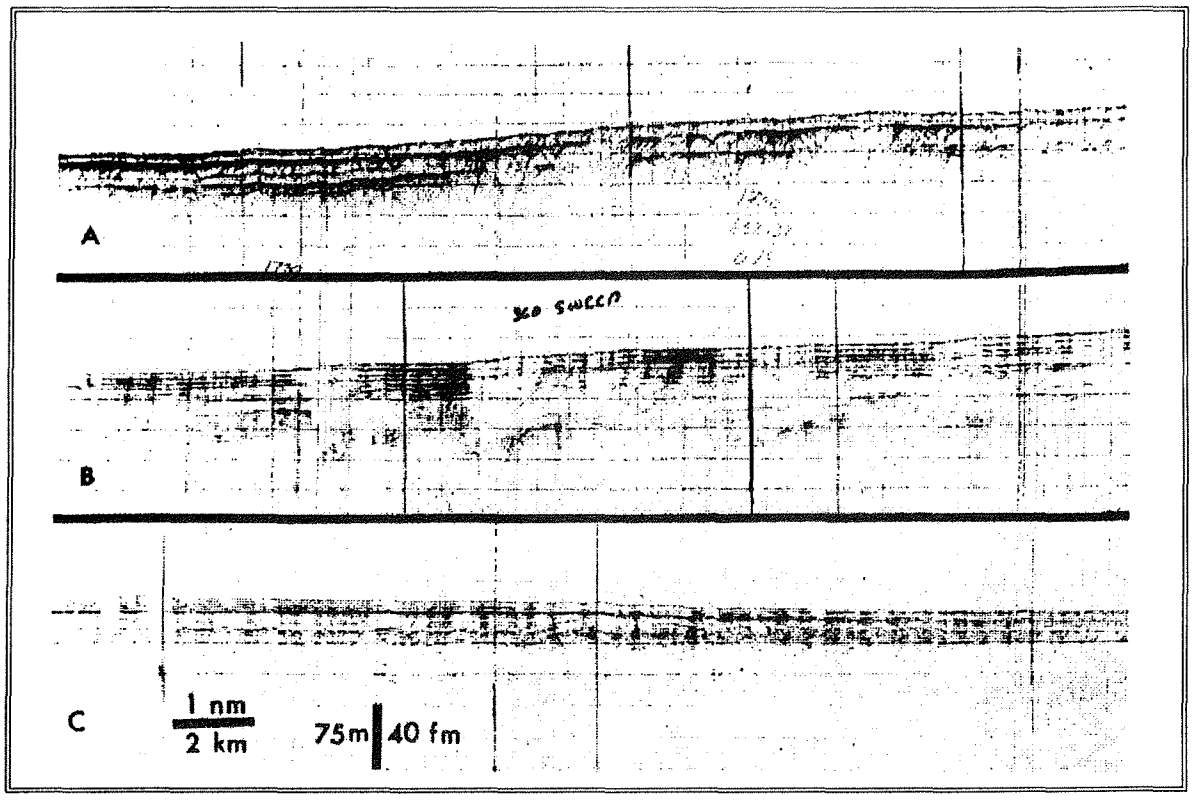


Abbildung 4-9: 3.5 kHz Beispiele für Echotyp **IIIe** aus Damuth & Hayes (1977).

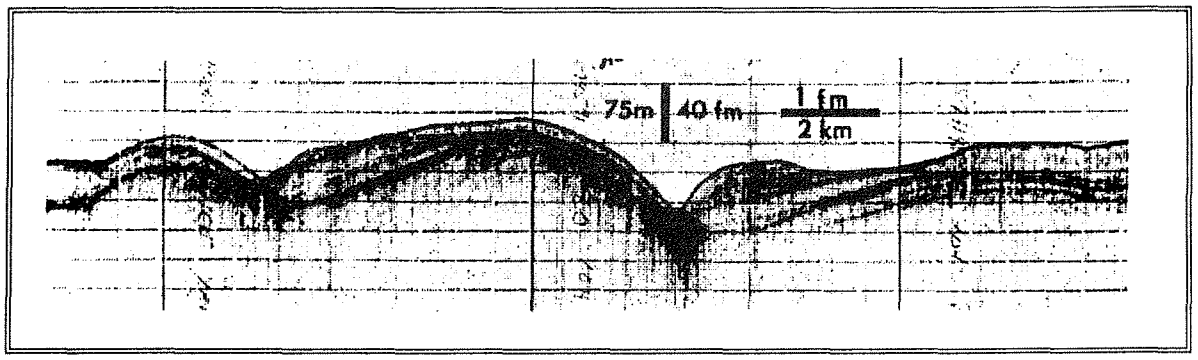


Abbildung 4-10: 3.5 kHz Beispiel für Echotyp **IIIf** aus Damuth & Hayes (1977).

abgelagerte, mächtige Sedimente bei nur geringen Hangneigungen zeigen. Er nimmt daher an, daß diese Echotypen auf die Feinstruktur der Oberflächen zurückzuführen und durch spezifische Ablagerungs- und Erosionsprozesse entstanden sind. Er zieht Konturströme als Entstehungsursache dabei ebenso in Betracht wie Turbidite, Rutschungen oder *debris flows*. Eine **Turbidit**lage entsteht durch Ablagerung der Sedimentfracht eines Suspensionstroms, der sich mit hoher Geschwindigkeit hangabwärts bewegt. Mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit findet eine Sortierung der unterschiedlich schweren Körner statt (Gradierung). **Debris flows** entstehen, wenn sich großvolumige

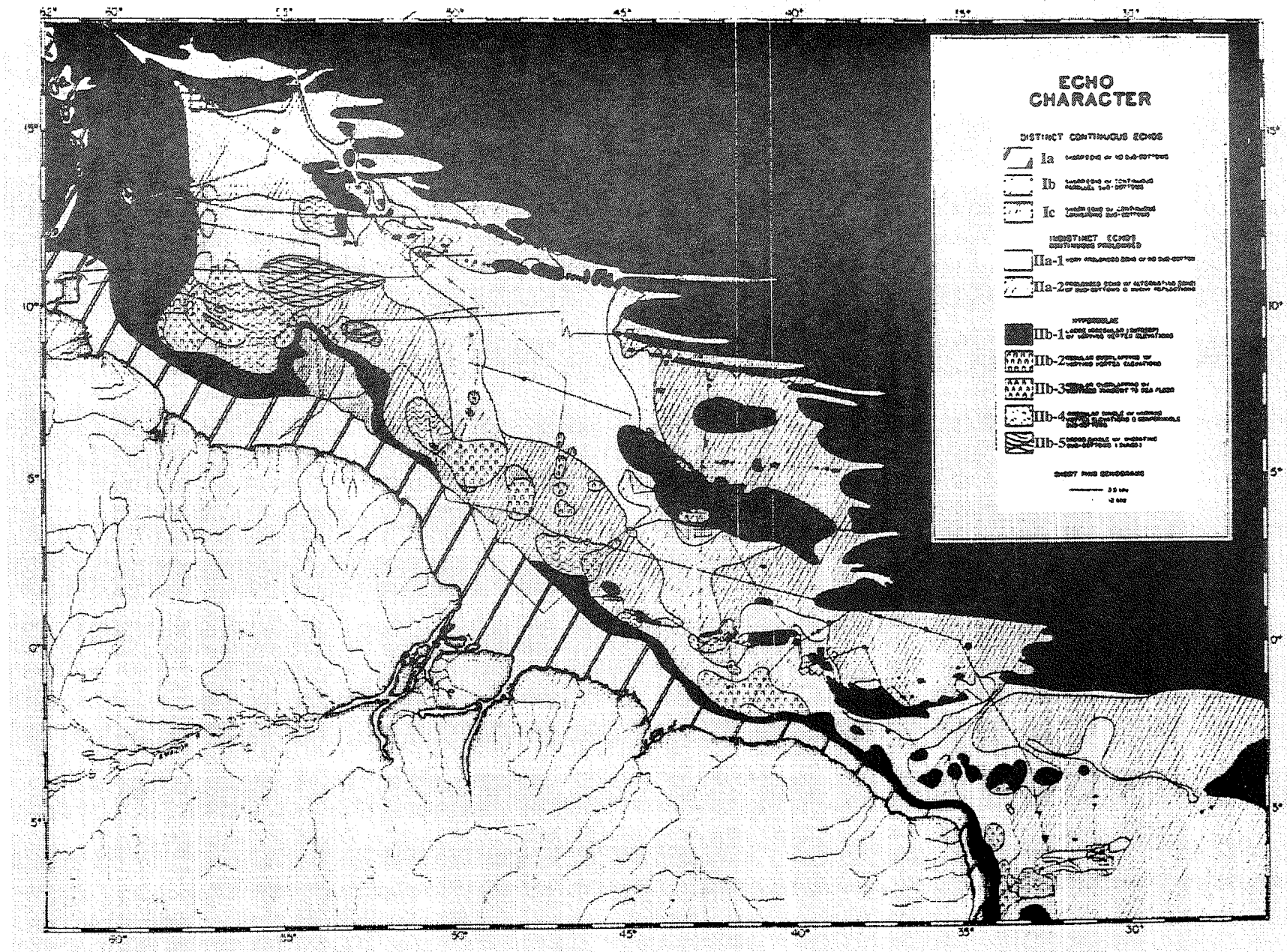


Abbildung 4-11: Echocharakterkarte für den nordwestlichen äquatorialen Atlantik von Damuth (1975)

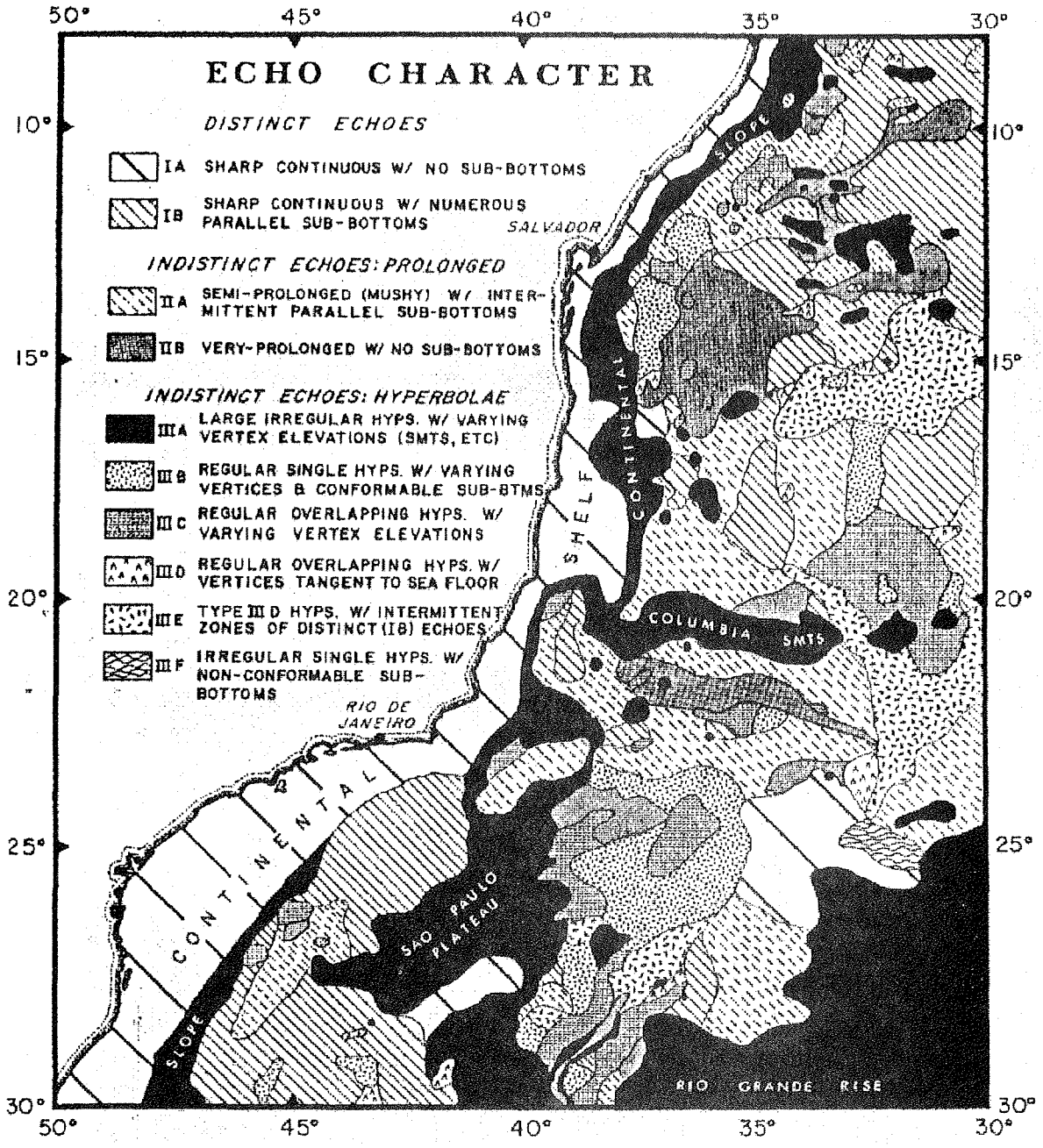


Abbildung 4-12: Echocharakterkarte für den ostbrasilianischen Kontinentalrand von Damuth & Hayes (1977).

Sedimentpakete mit extrem niedriger Geschwindigkeit in Bewegung setzen und dabei durch Fließvorgänge im Sediment die interne Strukturierung und Schichtung vollständig verlieren. Eine kurze Zusammenfassung weiterer Varietäten von **Rutschmassen** gibt Kennett (1982, S. 408ff). Die beschriebenen Strukturen werden erst mit den kurzen Wellenlängen des Echolotsignals aufgelöst, während langperiodische seismische Wellen davon unbeeinflußt bleiben.

Eine regelmäßige Abfolge einzelner Hyperbeln mit internen Reflexionen (Echotyp **IIIb**) kann mit verschiedenen Typen nicht wandernder Sedimentwellen erklärt werden. Sie sind

zum Beispiel mit *Levee*-Komplexen von submarinen Canyon-Systemen oder Ablagerungs-/Erosionsformen bei stärkeren Bodenströmungen assoziiert. **Levee**-Komplexe entstehen, wenn mehr Sediment in einem Canyon transportiert wird, als dieser aufnehmen kann. Der Überschuß der feinkörnigen Komponenten fließt zu den Seiten ab und wird an den äußeren Hängen abgelagert.

Viele dicht aufeinanderfolgende Hyperbelechos, deren Scheitelpunkte auf einem einheitlichen Meeresbodenniveau liegen (Typ **IIId**), werden nach Damuth oft parallel zu Tiefenlinien beobachtet und lassen einen Zusammenhang mit kleinräumigen, durch Bodenströmungen erzeugten Sedimentwellen vermuten. Signifikante Unterschiede in der Wellenlänge der Hyperbeln in verschiedenen Profilrichtungen deuten ebenfalls auf Lineamente als Hauptursache hin. Echotyp **IIId** und in ausgeprägterer Form Echotyp **IIIe** zeigen auch interne, jedoch weniger deutliche, subparallele Reflexionen als Typ **Ib**, wobei aber die zumeist an die morphologischen Variationen gebundenen hyperbolischen Echos immer noch klar zu erkennen sind. Damuth beobachtet sie in der Nähe von *Canyon-Levee*-Systemen wie dem oberen Amazonasfächer, aber auch in Arealen mit dominierend schwerekontrolliertem Sedimenttransport. Langwellige Morphologie geringer Amplitude in Verbindung mit Einzelhyperbeln kennzeichnet den Echotyp **IIIf**, der durch einen dünenähnlichen Aufbau des Meeresbodens erzeugt wird. Ursache dieser wandernden Strukturen können Konturströme sein.

Die Vielzahl der Echotypen und die Variabilität ihrer Erscheinungsformen allein in den von Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977) bearbeiteten Arealen illustriert die Komplexität der Aufgabe, aus dem Echogrammcharakter die Sedimentbedeckung zu identifizieren. Bereits aus den wenigen Beispielen wird deutlich, daß die eindeutige Zuordnung zu Prozessen und Sedimenttypen äußerst schwierig sein kann. Grundsätzlich ist es daher für die Interpretation notwendig, den Zusammenhang zwischen der Sedimentzusammensetzung, der Mikrotopographie und dem geoakustischen Abbild näher zu untersuchen. In einem ersten Schritt begann Damuth (1975), die Lithologie zahlreicher Sedimentkerne aus dem Amazonasfächer zu parametrisieren. Er wählte dazu

A) den Prozentanteil klastischer Silt/Sandlagen im Kern,
B) die Mächtigkeit der stärksten Sand-/Siltlage
C) die Anzahl klastischer Sedimentschichten pro 10 Meter Kern und

als besonders aussagekräftige Parameter aus. Der Vergleich der Sedimentzusammensetzung für die drei weitverbreiteten Echotypen **Ib, IIa, IIb** ergab deutlich unterscheidbare Häufigkeitsverteilungen (Abb. 4-13). Danach weisen die gleichmäßig geschichteten Sedimente des Typ **Ib** nur geringe Anteile grobkörniger, terrigener Lagen von ~1% auf. In Arealen des Echotyp **IIa**, bei dem die Kohärenz der Reflektoren schwächer und das Abbild diffuser ist, wird dagegen ein durchschnittlicher Anteil an Silt-/Sandlagen von 10% beobachtet. Mit dem Verschwinden der internen Reflexionen beim Echotyp **IIb** wächst der Grobfraktionsanteil auf einen Mittelwert von 48%. Eine ähnliche Korrelation zum Echotyp besteht auch für den zweiten Parameter, der größten Mächtigkeit einer Groblage innerhalb eines Kerns. Die geringsten Mächtigkeiten werden bei Typ **Ib**, die größten bei Typ **IIb** nachgewiesen. Die Zahl der Silt-/Sandlagen pro 10 m Kern zeigt den erwarteten Verlauf für Echotypen **Ib** und **IIa**. Wenn bei Echotyp **IIb** besonders mächtige Groblagen vorhanden sind, ist ihre Zahl pro 10 m Kern limitiert und steigt gegenüber Typ **IIa** nicht weiter an.

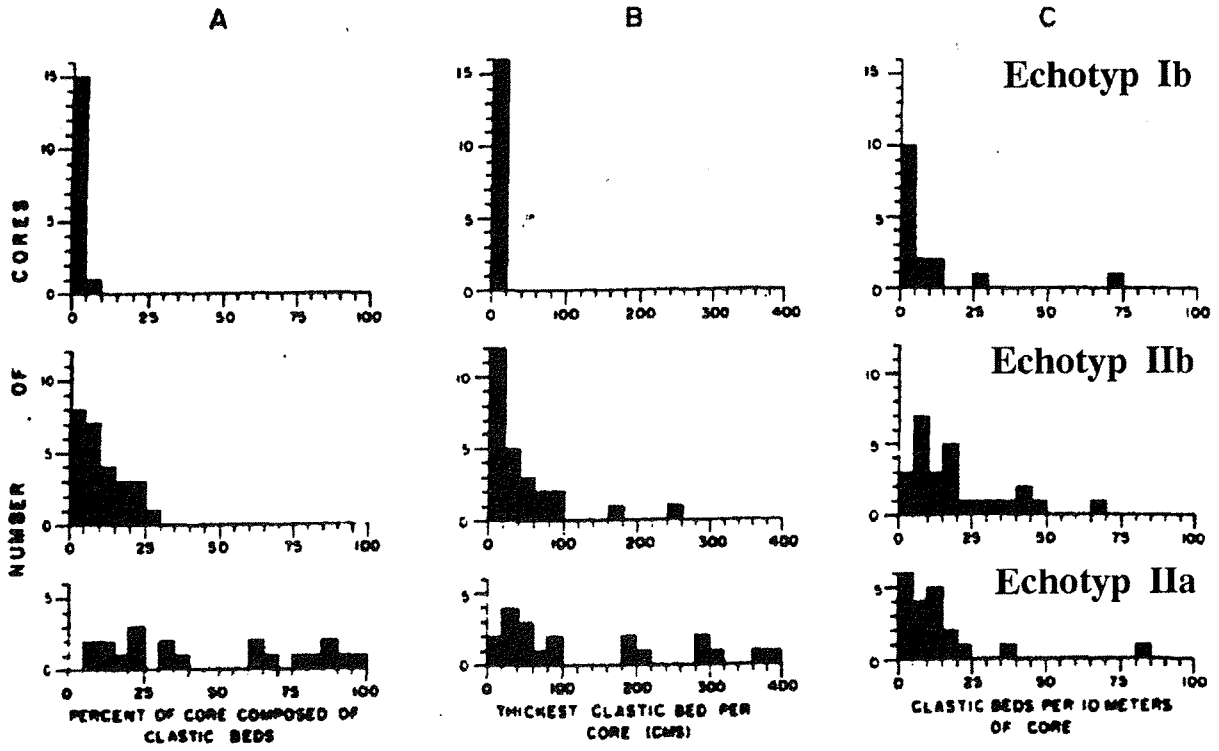


Abbildung 4-13: Korrelation zwischen Echotyp und Anteilen terrigener, grobkörniger Lagen in Sedimentkernen aus dem Amazonasfächer. Häufigkeitsverteilung der Parameter: A) Prozentanteil grobkörniger Lagen, B) Größte Mächtigkeit einer groben Lage und C) Anzahl grobkörniger Lagen pro 10 m Kern für die Echotypen **Ib, IIa** und **IIb** (von oben nach unten) aus Damuth (1975).

Zwar konnten die ausgewählten sedimentologischen Parameter mit dem Echotyp korreliert werden, doch weist Damuth zugleich darauf hin, daß nicht notwendigerweise eine Kausalität besteht und eine physikalische Erklärung für die Entstehung der jeweiligen Echogramme fehlt. Die oben beschriebenen Ergebnisse sprechen dafür, daß der Echocharakter nicht direkt über den Grobfraktionsanteil gesteuert wird. Stattdessen verursachen nach Damuth die Existenz und Intensität von Bodenströmungen sowohl die den Echocharakter bestimmende Mikrotopographie (Sedimentwellen) als auch die variablen Sand/Silt-Anteile (Selektion der Korngrößen).

Auf der Basis des oben beschriebenen Klassifizierungsschemas und seiner Manifestation in den sedimentologischen Kenngrößen läßt sich, zumindest auf einer qualitativen Basis, eine Rekonstruktion der Vorkommen und Verteilungsmechanismen terrigener Sedimente vornehmen. Damuth konnte für den westlichen äquatorialen Atlantik im Einzugsbereich des Amazonasflusses beispielsweise ableiten, daß im unteren Amazonasfächer und den angrenzenden Arealen der Tiefseebecken die höchsten Konzentrationen in der Grobfraktion, offensichtlich Bestandteile der Flußfracht, zu erwarten sind (Abb. 4-11). Die nordwestliche Verlängerung des Typ **IIa**-Gebietes impliziert die bevorzugte Verfrachtungsrichtung durch Bodenströmungen. Im oberen Fächer in den Gebieten mit mehreren, deutlichen, subparallelen Reflektoren fehlen diese groben Komponenten nahezu vollständig, da sie ihren Weg in die Tiefsee direkt durch die vielen Erosionskanäle finden. Die Radialsymmetrie der

Verteilungsmuster mit dem graduellen Übergang zu groberen Komponenten weist auf den Mechanismus und die Geometrie des Sedimenttransportes hin. Die Charakteristik der in begrenzten Abschnitten wie am Kontinentalhang oder im Amazonasfächer beobachteten Hyperbelechos läßt dort auf strömungsbedingte Sedimentwellen als Ursache schließen, wo eindeutige Vorzugsrichtungen erkennbar sind, oder beruht auf mehr chaotischen Sedimentationsprozessen wie Rutschungen oder Turbiditen.

Die von Damuth erstmals systematisch angewendete Methodik ist in vielen weiteren Arbeiten adaptiert und für die speziellen Bedingungen des Arbeitsgebietes zumeist geringfügig modifiziert worden. Damuth & Hayes (1977) arbeiten am ostbrasilianischen Kontinentalrand und beobachten nahezu identische Echotypen wie im westlichen äquatorialen Atlantik (Abb. 4-12). Sie finden eine ähnliche Korrelation zwischen der Grobfraktion in den Oberflächensedimenten und dem Echotyp und nutzen diese für eine qualitative Interpretation der flächenhaften Verteilungsmuster. Weitere Ergebnisse publizieren Embley & Langseth (1977) vom nordbrasilianischen Kontinentalrand, Klaus & Ledbetter (1988), Flood & Shor (1988) und Milliman (1988) für das Argentinien Becken, Embley & Morley (1980) aus dem Angola Becken und Kap Becken vor Namibia, Swift (1985) vom nordamerikanischen Kontinentalrand vor Nova Scotia und Flood et al. (1979) von der Rockall Bank.

In einer Serie von Übersichtsartikeln fassen Damuth (1980), Embley (1980) und Flood (1980) die in den siebziger Jahren gewonnenen grundlegenden sedimentechographischen Ergebnisse zusammen. Damuth beschreibt die Vorgehensweise bei der Erstellung von Echocharakterkarten und subsummiert die Eigenschaften der verschiedenen Echocharaktere. Ihre Beziehung zu den Anteilen grober Terrigenkomponenten sowie die Wechselwirkung mit strömungskontrollierten Ablagerungsräumen und assoziierter Mikrotopographie werden diskutiert.

Embley weist auf die lange Zeit unterschätzte Bedeutung von Massentransportprozessen für die Sedimentation in vielen Ablagerungsräumen hin. Er zeigt eine große Zahl von Beispielen und schätzt ab, daß beispielsweise etwa 40% des nordamerikanischen Kontinentalhanges von Sedimenten bedeckt sind, die durch postsedimentäre Transportprozesse dort abgelagert wurden. Die Sedimentpakete haben sich über kleine oder große Entfernungen bewegt und dabei großenteils die interne Strukturierung und Schichtung verloren. In den sedimentechographischen Aufzeichnungen erscheinen sie daher zumeist als transparente Lagen oder weisen chaotische Reflexionsmuster und Oberflächen auf. Im Unterschied zu Turbiditen, deren Transport in einem Suspensionsstrom aus Wasser und Sediment erfolgt, bewegt sich eine Fließmasse (*mass flow*) durch einen langsamen Fließvorgang mit plastischem Verhalten des Sediments. Die zurückgelegten Entfernungen variieren von minimalen Lateralbewegungen bei Rutschungen (*slumps*) bis zu vielen hundert Kilometern bei den hochmobilen *debris flows*. Turbidite füllen in aller Regel topographische Depressionen aus, während Fließmassen zwar eine schwerekontrollierte, hangabwärtige Bewegung ausführen, aber meist linsenförmige Erhebungen hinterlassen. Diese Strukturen werden mit Hilfe analoger Echogramme sehr leicht von anderen pelagischen oder hemipelagischen Ablagerungsformen unterschieden und konnten daher mit der Zeit in vielen Arealen nachgewiesen werden (z.B. Embley, 1976; Jacobi, 1976; Woodcock, 1979; Schwab et al., 1991). Sie führen aufgrund ihrer Oberflächenstrukturierung und der lokalen Veränderung der physikalischen Sedimenteigenschaften zu einer Reihe der oben beschriebenen, insbesondere hyperbolischen Echotypen.

Von großer Bedeutung für den Echogrammcharakter erweist sich der Gasgehalt von Sedimenten (z.B. Manley & Flood, 1989; Max, 1990). Die diagenetischen Veränderungen wirken sich auf Schallgeschwindigkeit, Dichte und Reflexionskoeffizienten aus und überprägen die ursprünglichen Sedimenteigenschaften. Gashorizonte und Gashydrate sind nicht notwendigerweise an die vorgegebene sedimentäre Schichtung gekoppelt und bilden häufig bodensimulierende Reflektoren (BSR) aus. Indizien für erhöhte Gasgehalte oder auch Anomalien des Porendruckes sind in zahlreichen Untersuchungen dokumentiert worden (Lancelot & Embley, 1977; Hovland & Judd, 1988; Anderson & Bryant, 1990). Eine häufige Begleiterscheinung erhöhten Porendrucks und Gasgehaltes ist eine Homogenisierung der akustischen Impedanzverläufe, so daß akustisch transparente Lagen entstehen können.

4.2 ECHOCHARAKTER UND MIKROTOPOGRAPHIE

Die Beschaffenheit des Meeresbodens hat entscheidenden Einfluß auf die Entstehung von Echogrammen. Für ebene Flächen gilt das Reflexionsgesetz, nach dem von jedem Flächenelement die senkrecht einfallende Welle zum Empfänger reflektiert wird. Durch kleinräumige Unebenheiten entstehen innerhalb des Echolot-Schallkegels, der für ein 3.5 kHz System einen Öffnungswinkel von bis zu 60° besitzen kann, zusätzliche Reflexionselemente oder Streuquellen. Das empfangene Echogramm resultiert dann aus der Überlagerung aller Einzelreflexionen und -diffraktionen. Je nach Art und Lage der Streuelemente ist es möglich, daß sie innerhalb des gesamten Schallkegels Energie zum Empfänger zurückwerfen und auf diese Weise hyperbolische Echoverläufe erzeugen. Wenn der Krümmungsradius der Unebenheiten in der Größenordnung der Wellenlänge des seismischen Signals liegt, entstehen bevorzugt Beugungshyperbeln, andernfalls wird das Seismogramm alleine durch Reflexion aufgebaut. Sind Elemente mit unterschiedlichem Neigungswinkel auf einer kleinen Fläche konzentriert, so zeigen die Reflexionseinsätze ebenfalls einen Hyperbelverlauf und brechen bei maximalem Neigungswinkel oder dem größten Einfallswinkel (=halber Öffnungswinkel) des akustischen Signals ab.

Flood (1980) entwickelte einen Ansatz zur Quantifizierung des Echoprofils in Abhängigkeit von der Wellenlänge und Amplitude eines sinusförmigen Oberflächenverlaufes. Dazu definiert er den dimensionslosen Parameter S

$$S = \frac{4\,\pi^2\,T\,\,dT}{\lambda^2} \qquad (4\text{-}1)$$

der von der mittleren Wassertiefe T und der Amplitude dT der Tiefenvariation, jeweils normiert auf die Wellenlänge, abhängt. Über diesen Parameter ist der Verlauf des Echoprofils vollständig bestimmt. Flood zeigt für einen typischen Wertebereich von S=0.25 bis S=8 Echoprofile und zugehörige Morphologie (Abb. 4-14). Tabelle 4-2 zeigt einige typische Kombinationen der drei Einflußgrößen λ, T und dT.

Für S-Werte größer als 1 wird der Meeresboden zunehmend verzerrt abgebildet, und die Form der topographischen Minima maskiert durch hyperbelähnliche Echos. Die Echos der beiden Flanken nehmen ihren Ausgang von den Tiefenmaxima und -minima und überlappen einander, so daß die Ersteinsätze bereits vor dem Echo vom Talboden eintreffen. Von S hängt es ab, ob eine kleinräumige Morphologie erkannt und in Amplitude und Wellenlänge

rekonstruiert werden kann, oder ihre Identifikation durch die Dominanz der Hyperbelechos verhindert wird.

Ebenfalls allein von S abhängig ist die Amplitude der reflektierten Welle, für die Flood eine Abschätzung vorgenommen hat (Abb. 4-15). Bei kleinen Werten von S entspricht die reflektierte Energie der einer ebenen Fläche, bei S~1 konzentriert sich die Energie in hohem Maße in den konkaven Trogformen, bevor mit zunehmenden S-Werten >2 das Echo über ein breiter werdendes Intervall gleichmäßig verschmiert wird.

Zu beachten ist auch, daß Sedimentstrukturen mit identischer Amplitude und Wellenlänge für S>1 deutlich unterschiedliche Echogramme in verschiedenen Wassertiefen erzeugen. Flood illustriert dies an drei Beispielen auch für interne Reflexionen, indem er einfache Modelle für wandernde Sedimentwellen, einen gefüllten Trog und eine undulierende Oberfläche mit und ohne Mächtigkeitsschwankungen konstruiert. Jeweils sind drastische Wechsel im Echogrammcharakter mit Übergängen von schichtparallelen Echos bis zu Fokussierungseffekten und dem Auftreten von Hyperbeln in den Trogformen zu beobachten. Bei der Zuordnung von Echocharaktertypen müssen daher Wassertiefe und S-

Tabelle 4-2: Typische Werte für Meeresbodengeometrie und S-Parameter. Für drei Wellenlängen 100, 500 und 1000 m, Wassertiefen zwischen 100 und 6000 m und S-Werten zwischen 0.25 und 8 sind die erforderlichen Bodenamplituden berechnet.

Wassertiefe	S-Werte					
[m]	0.25	0.5	1.0	2.0	4.0	8.0
Wellenlänge 100 m						
100	0.63	1.27	2.53	5.07	10.13	20.26
500	0.13	0.25	0.51	1.01	2.03	4.05
1000	0.06	0.13	0.25	0.51	1.01	2.03
2000	0.03	0.06	0.13	0.25	0.51	1.01
3000	0.02	0.04	0.08	0.17	0.34	0.68
4000	0.02	0.03	0.06	0.13	0.25	0.51
5000	0.01	0.03	0.05	0.10	0.20	0.41
6000	0.01	0.02	0.04	0.08	0.17	0.34
Wellenlänge 500 m						
100	15.83	31.66	63.33	-	-	-
500	3.17	6.33	12.67	25.33	50.66	101.32
1000	1.58	3.17	6.33	12.67	25.33	50.66
2000	0.79	1.58	3.17	6.33	12.67	25.33
3000	0.53	1.06	2.11	4.22	8.44	16.89
4000	0.40	0.79	1.58	3.17	6.33	12.67
5000	0.32	0.63	1.27	2.53	5.07	10.13
6000	0.26	0.53	1.06	2.11	4.22	8.44
Wellenlänge 1000 m						
100	63.33	-	-	-	-	-
500	12.67	25.33	50.66	101.32	202.64	405.28
1000	6.33	12.67	25.33	50.66	101.32	202.64
2000	3.17	6.33	12.67	25.33	50.66	101.32
3000	2.11	4.22	8.44	16.89	33.77	67.55
4000	1.58	3.17	6.33	12.67	25.33	50.66
5000	1.27	2.53	5.07	10.13	20.26	40.53
6000	1.06	2.11	4.22	8.44	16.89	33.77

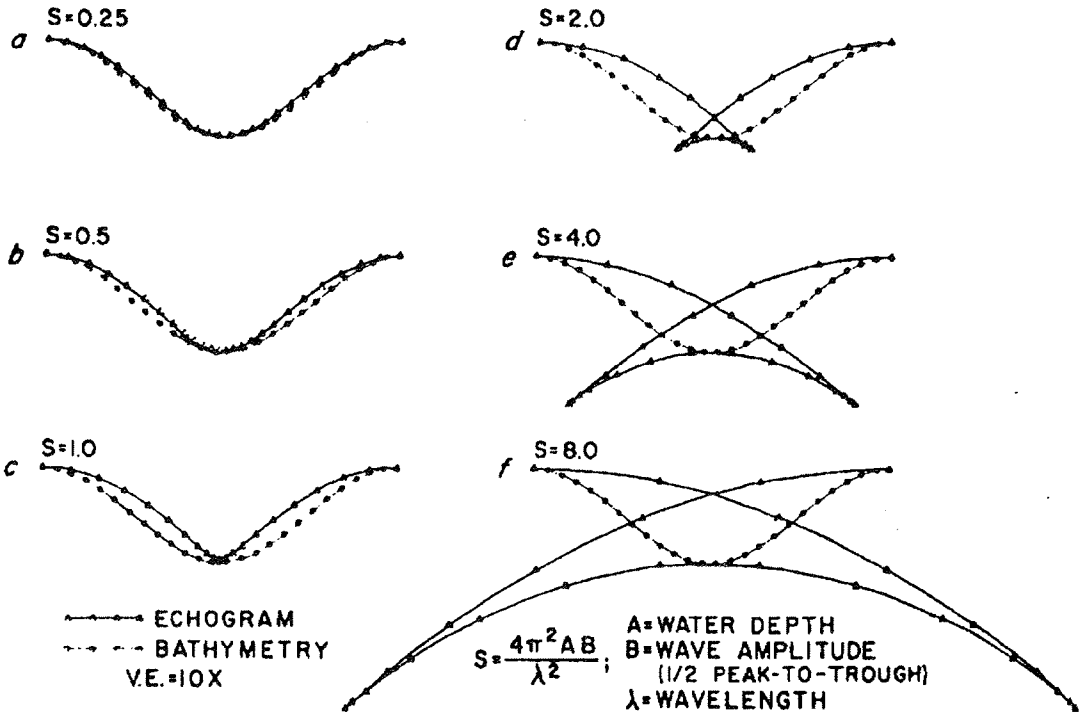


Abbildung 4-14: Echoprofile einer sinusoidalen Bodentopographie nach Flood (1980) für Echolote mit breitem Schallkegel. Für S-Parameter (vgl. Text) zwischen 0.25 und 8 (a-f) sind eine Wellenlänge des Bodenprofils (Kreise) und ihre Abbildung im Echogramm (Dreiecke) unter Berücksichtigung der Flankenechos dargestellt. Die Reflexionsamplitude ist näherungsweise proportional zur Dichte der Symbole.

Parameter unbedingt berücksichtigt werden, da sonst völlig unterschiedliche morphologische Formen unter demselben Echotyp zusammengefaßt werden, und die Gefahr von Inkonsistenzen bei der Interpretation besteht.

Sind die topographischen Unebenheiten extrem kleinräumig, so entstehen hyperbolische Echos, die entweder durch Reflexionen von Bodenwellen mit geringem Krümmungsradius oder durch Diffraktionen an Spitzen verursacht werden. Die Steilheit der Hyperbel nimmt bei solchen punktförmigen Diskontinuitäten mit dem seitlichen Abstand ab. Werden linienhafte Strukturen sondiert, so hängt die Neigung der Hyperbeläste vom Streichwinkel und der Fahrtrichtung ab. Parallel zu den Lineamenten sind keine Hyperbelechos zu beobachten, während die Neigung der Hyperbeläste bis zum senkrechten Profil stetig zunimmt (Abb. 4-16; aus Flood, 1980). Allein aus der Hyperbelform ist es daher nicht möglich, zwischen linienhaften und punktförmigen Quellen zu unterscheiden.

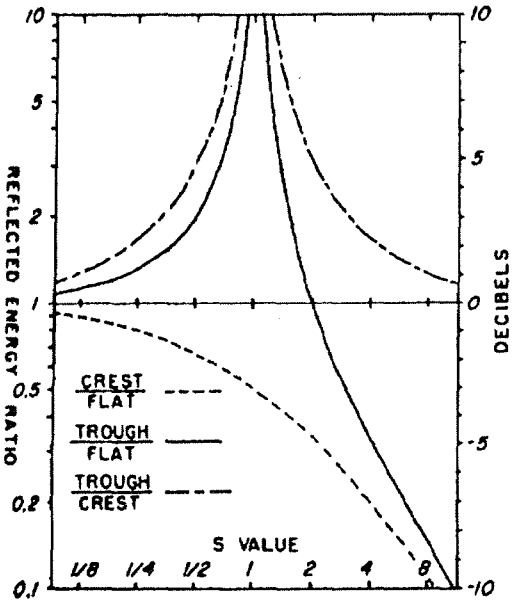


Abbildung 4-15: Einfluß des S-Parameters auf die Reflexionsamplitude nach Flood (1980). Es werden die Amplitudenverhältnisse von Wellenberg (gestrichelt) und -tal (durchgezogen) im Vergleich mit einem ebenen Reflektor und das Amplitudenverhältnis von Berg zu Tal (ungleichmäßig unterbrochen) dargestellt.

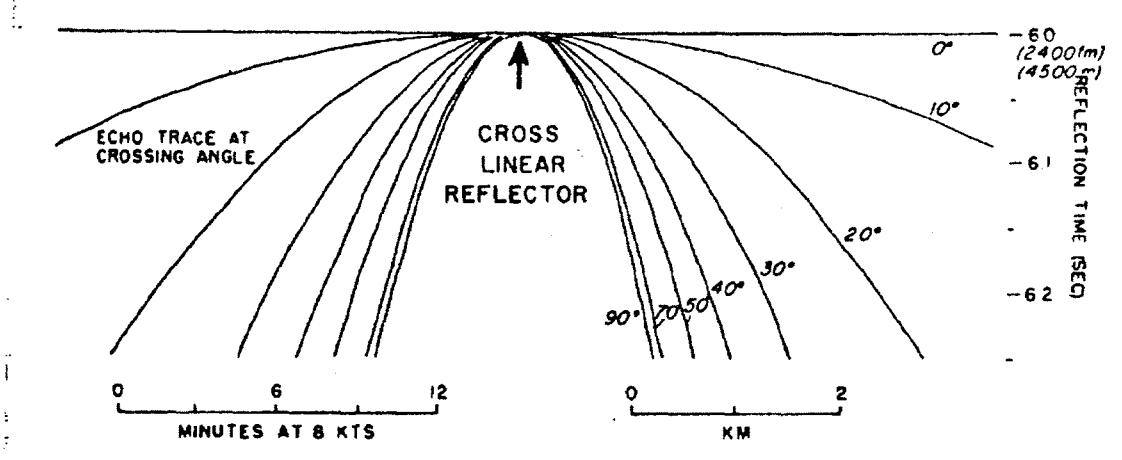


Abbildung 4-16: Abbildung linearer Streuelemente durch hyperbolische Echoformen (aus Flood, 1980). Die Neigung der Hyperbeläste hängt von dem Winkel zwischen der Streichrichtung der Lineamente und der Profilrichtung ab.

4.3 ECHOPROFILE BEI ENGER SCHALLBÜNDELUNG

Die Konzepte zur Interpretation von 3.5 kHz Echogrammen können prinzipiell auch auf die Aufzeichnungen des engbündelnden PARASOUND-Sedimentecholotes angewendet werden. 3.5 kHz Echolote strahlen Energie in alle Raumrichtungen innerhalb eines weiten Schallkegels von 30-60° Öffnungswinkel ab. Mit der Konzentration der Schallenergie auf einen kleinen Raumwinkel geht in mehrfacher Hinsicht eine signifikante Änderung der Abbildungseigenschaften des Echolotsystems einher. Die wichtigsten Einflußgrößen für Aufzeichnung mit dem PARASOUND-Echolot sind:

1) Öffnungswinkel des Schallkegels
2) Welligkeit der Oberfläche: Amplitude, Wellenlänge
3) Neigungswinkel der Reflexionselemente
4) Lotfolge

Mit Hilfe des in Abschnitt 4-2 näher beschriebenen Ansatzes von Flood (1980) für eine sinusoidale Oberflächenundulation sollen die Auswirkungen der System- und Abstrahlcharakteristik verdeutlicht werden. Bei einer engen Schallbündelung von 4° sind nur Reflexionselemente mit einer Neigung von weniger als dem halben Öffnungswinkel (2°) wirksam. Stärker geneigte Flächen werfen zum Empfänger nur Streuenergie zurück, deren Intensität von der Rauhigkeit der Oberfläche abhängt. Der maximale Neigungswinkel innerhalb der Bodenwelle ist gegeben durch

$$\alpha_m = \tan^{-1}\left[\frac{2\,\pi\,dT}{\lambda}\right] \qquad (4\text{-}2)$$

Im ersten Beispiel (Abb. 4-17) mit Neigungen von weniger als 2° ist für S-Werte ≤1 die Abbildung der Bodenwelle mit der eines 3.5 kHz Echolotes vergleichbar und entspricht im wesentlichen dem Verlauf der Topographie. Für S=2 bricht das Echo des ersten Wellenberges ab, wenn er nicht mehr im Schallkegel liegt. Die Reflexionen von der gegenüberliegenden Flanke setzen mit größeren Laufzeiten ein. Noch größere S-Werte lassen zwei getrennte Reflektorebenen im vertikalen Abstand der topographischen Variation 2dT entstehen. Eine Überlappung mit Echos von benachbarten Bodenwellen findet im Gegensatz zu Weitwinkelsystemen bei S=8 noch nicht statt. Die Energie konzentriert sich entsprechend der Symboldichte auf die konkaven Abschnitte, wird aber mit wachsenden S-Werten über ein breiteres Entfernungsintervall verschmiert.

Abbildung 4-18 zeigt die theoretischen Echoprofile für dieselbe Bodenwelle (Wellenlänge λ=1000 m, Amplitude dT=8 m) in Wassertiefen zwischen 1000 und 6000 Metern. Die maximale Flankensteilheit beträgt 2.9°. Auch bei S-Werten <1 ist die Erfassung der Morphologie in steileren Bereichen unvollständig, während das 3.5 kHz Echolot aufgrund der breiten Abstrahlcharakteristik auch Reflexionseinsätze von den Seiten empfangen würde. Bei größeren S-Werten wird durch die enge Bündelung eine Ausbildung von sich kreuzenden Hyperbelästen verhindert. Die Abbildungsqualität des engbündelnden Systems bleibt über den gesamten Teufenbereich gleichmäßiger, doch beträgt der Flächenanteil der abgebildeten flacheren Abschnitte in dem gezeigten Beispiel nur etwa 50% des gesamten Meeresbodens.

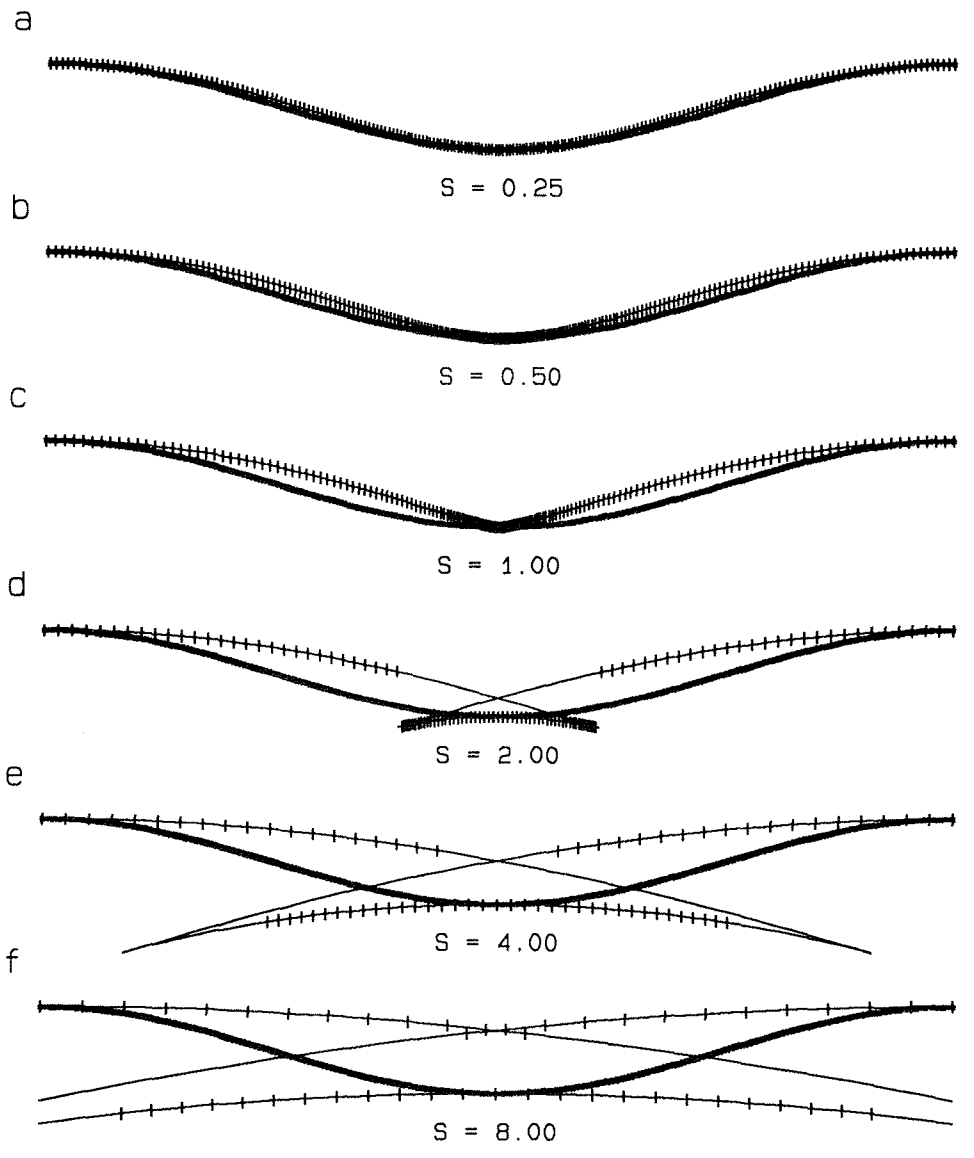


Abbildung 4-17: Echoprofile einer sinusförmigen Bodentopographie für das PARASOUND-Echolot mit 4° Abstrahlkegel im Vergleich mit konventionellen Systemen. Für S-Parameter (vgl. Text) zwischen 0.25 und 8 (a-f) sind eine Wellenlänge des Bodenprofils (dicke Linien) und ihre Abbildung im 3.5 kHz Echogramm unter Berücksichtigung der Flankenechos dargestellt (dünne Linien). Senkrechte Striche kennzeichnen diejenigen Abschnitte des Echoprofils, die bei einem Öffnungswinkel von 4° vom PARASOUND-System erfaßt werden. Die Reflexionsamplitude ist näherungsweise proportional zur Dichte der Symbole. Die Parameter sind: Wassertiefe T=5000 m, Bodenamplitude dT=5 m und eine für die Beispiele a-f variable Wellenlänge λ=2000, 1400, 1000, 700, 500 und 350 Meter.

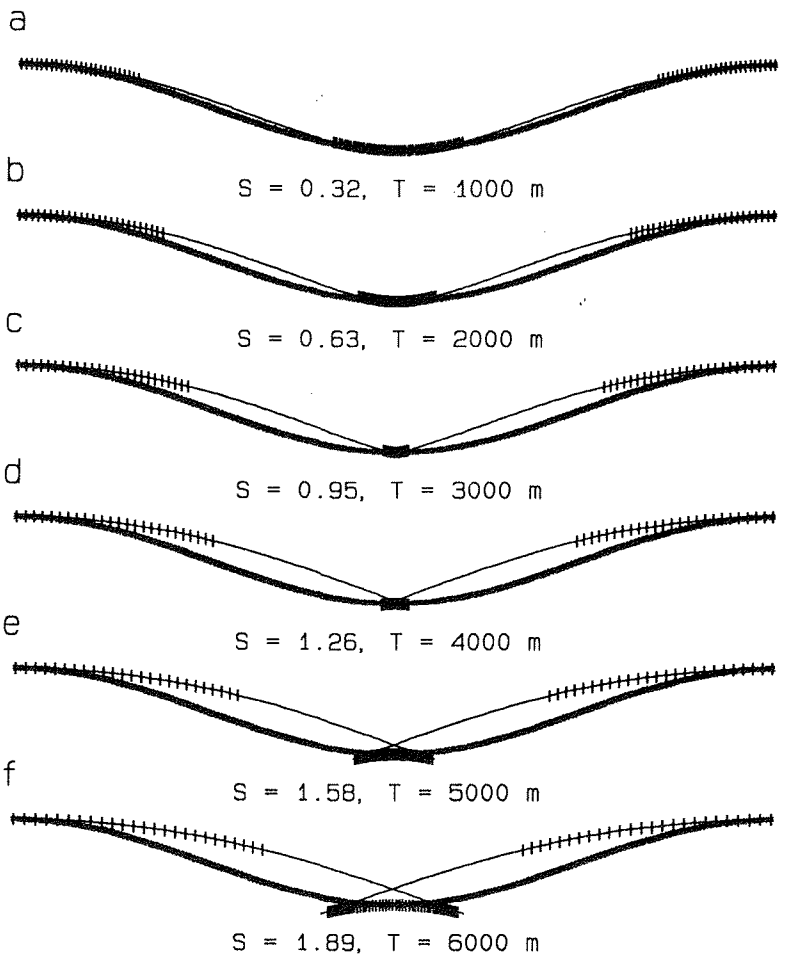


Abbildung 4-18: Echoprofile einer Bodenwelle (dT=8 m, λ=1000 m) in verschiedenen Wassertiefen von 1000 bis 6000 m (a-f). Während die Abbildung mit einem 3.5 kHz Echolot für alle Wassertiefen identisch ist, unterscheiden sich die Echoprofile bei enger Schallbündelung für diesen speziellen Parametersatz. Die Darstellung entspricht Abbildung 4-17.

Die Echoprofile der Abbildung 4-19 sind für einen S-Wert von 2.0 in Wassertiefen zwischen 1000 und 6000 Metern berechnet. Aus der konstanten Bodenamplitude von 5 m ergeben sich für S=2 Wellenlängen zwischen 257 und 628 Metern und maximale Steigungen der Bodenwellen von 7° bis 2.9°. Das 3.5 kHz Echoprofil dieser Strukturen ist für alle Teufen identisch. Es wird durch eine kreuzende Hyperbel charakterisiert, die den gesamten Teufenbereich der topographischen Variation überlagert und maskiert. Die PARASOUND-Echoprofile variieren aufgrund der Wechselwirkung von Abstrahlkegel, Bodenneigung und Wassertiefe. Dabei zeigt sich, daß in geringeren Wassertiefen eine weitgehende laterale Trennung der Reflexionen erreicht werden kann und eine Rekonstruktion der Bodengeometrie möglich erscheint. In größeren Wassertiefen entstehen zwei getrennte Reflektorebenen, doch die Überlappung ist gering und geneigte Hyperbeleinsätze wie beim 3.5 kHz Echolot werden nicht erzeugt. Da das Problem der Echogrammgeometrie von mehreren Parametern abhängt, sind Kurvenscharen für die Beschreibung notwendig. Die

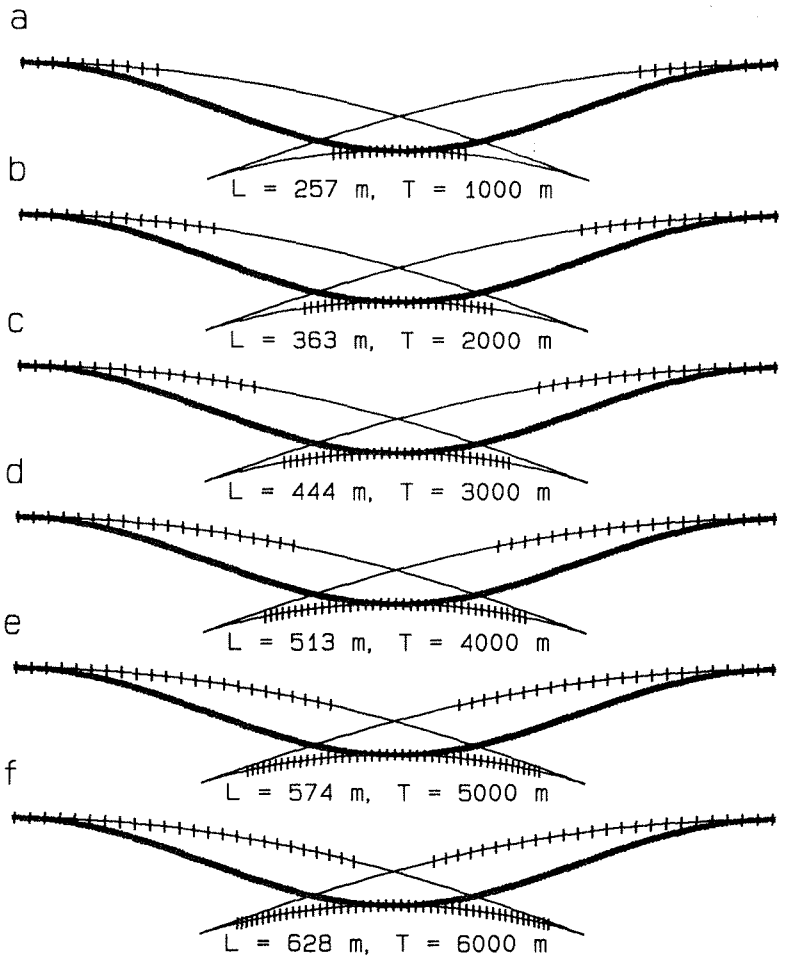


Abbildung 4-19: Echoprofile für S=2 in Wassertiefen zwischen 1000 und 6000 Metern (a-f). Bodenamplitude dT=5 m, Wellenlängen λ=L=257, 363, 444, 513, 574 und 628 m. Die Darstellung entspricht Abbildung 4-17.

Analyse einer bestimmten Topographie muß daher in aller Regel durch eine spezifische Modellierung unter Vorgabe der jeweiligen Wassertiefe erfolgen.

Diese wenigen Beispiele zeigen bereits, daß der Einsatz einer engbündelnden Schallquelle die Abbildungsqualität und 'optische' Schärfe grundlegend verbessert und ein einheitlicheres Echoprofil über einen sehr großen Teufenbereich erzeugt. Andererseits wird aber durch das einem Scanner ähnliche Funktionsprinzip nur eine kleine Fläche direkt unterhalb der Schallquelle sondiert, deren Echo im Falle größerer Neigungen verloren geht. Seitenechos von Reflexionselementen außerhalb der vom PARASOUND-Signal erfaßten Fläche fehlen. Herkömmliche Echolote integrieren in starkem Maße über ein großes Bodenareal und erschweren dadurch die räumliche Zuordnung und Trennung der empfangenen Echos. Das PARASOUND-System dagegen besitzt eine hohe laterale Auflösung und bildet Strukturen korrekter ab.

Hinzu kommt, daß der äußerst geringe Durchmesser des Schallkegels (~7% der Wassertiefe) und die geringen Laufzeitdifferenzen (*Move-Out*) die Ausprägung hyperbolischer Einsätze nicht nur von welligen Oberflächen, sondern vor allem auch durch Diffraktionen weitgehend verhindern. So werden Diffraktionen lediglich in wenigen hundert Metern Abstand von der Streuquelle empfangen. Der *Move-Out* einer Diffraktion beträgt maximal 2T[1-cos(2°)], also höchstens 0.06% der Zweiwegelaufzeit und ist nur bis zum Abstand von 3.5% der Wassertiefe [=T·tan(2°)] sichtbar. Für eine Wassertiefe von 4000 Metern entspricht dies einer Verschmierung des Echos in einem höchstens 5 Meter breiten Band und einem 140 m breiten Streubereich. Das 3.5 kHz Echo ist schon für einen Winkel von 20° zeitlich um 6% der Zweiwegelaufzeit versetzt, würde also im Echogramm noch bis in eine Teufe von mehr als 200 Metern und Entfernungen von >37% der Wassertiefe (>1500 m) sichtbar sein.

Eine Rekonstruktion der Bodengeometrie, wie sie aus der Dichte und Verteilung der Hyperbeln bei 3.5 kHz-Aufzeichnungen versucht wird (Damuth, 1975), ist auf diesem Wege nicht möglich. Dafür bleiben aber die Auswirkungen einer Oberflächentopographie in der Regel auf den unmittelbaren Tiefenbereich der Undulation beschränkt und ermöglichen die separate Analyse tieferliegender Einsätze und Sedimentstrukturen. Erst bei sehr großen S-Werten wirken sich die Echos einzelner Bodenwellen lateral bis zu benachbarten Strukturen und Bodenwellen aus.

Stark undulierende Oberflächen oder Grenzflächen machen in der herkömmlichen Seismik in der Regel die Anwendung eines Migrationsverfahrens erforderlich. In den Oberflächensedimenten sind allerdings die Variationen der Schallgeschwindigkeit sehr gering. So kann eine weitgehend lagerichtige Abbildung und Identifikation tieferliegender Einsätze erwartet werden, solange keine Maskierung durch hyperbolische Echos stattfindet. Mit der Unterdrückung von Seitenechos durch eine enge Schallbündelung sind diese Voraussetzungen in optimaler Weise erreicht worden.

Ein wichtiger Registrierparameter ist die Triggerperiode, die systembedingt Werte bis 20 Sekunden annehmen kann. Für 3.5 kHz Echolote wird in der Regel ein Wert von wenigen Sekunden, zumeist kürzer als die Zweiwegelaufzeit, gewählt. Dann muß bei Wassertiefenänderung durch Nachführen dafür Sorge getragen werden, daß Sende- und Empfangszeitpunkt nicht zusammenfallen. Beim PARASOUND-System wird in der Tiefsee bei mehr als 1000 m Wassertiefe über die Range-Einstellung von 5000 oder 10000 Metern eine Triggerperiode von 8.3 oder 13.7 Sekunden fest eingestellt. Im Normalbetrieb (vgl. Tab. 3-1) entsprechen diese Zeiten einem konstanten Pulsabstand und bei Schiffsgeschwindigkeiten zwischen 5 und 15 Knoten einem Schußpunktabstand von 21 bis 64 Metern (Range 5000 m).

Diese Limitierung der lateralen Auflösung wird im Pilottonbetrieb teilweise aufgehoben, indem innerhalb der Triggerperiode so viele Pulse im Abstand von 0.4 s ausgesandt werden, wie bis zum Ende der Periode wieder empfangen werden können (vgl. Tab. 3-2). Dadurch sind kurze Profilstücke sehr gut überdeckt, während jedoch immer noch Datenlücken von minimal 60% der Lotungsperiode bestehen bleiben. Diese Tatsache ist für die Sondierung von welligen Oberflächen von besonderer Bedeutung, da die Abbildung diskontinuierlich und daher häufig stufenförmig erfolgt.

Abbildung 4-20 zeigt die Auswirkungen dieses Betriebsmodus auf die Abbildung einer Topographie von 60 bis 180 m Wellenlänge (a-e) und einer Amplitude von 0.3 m in 4000

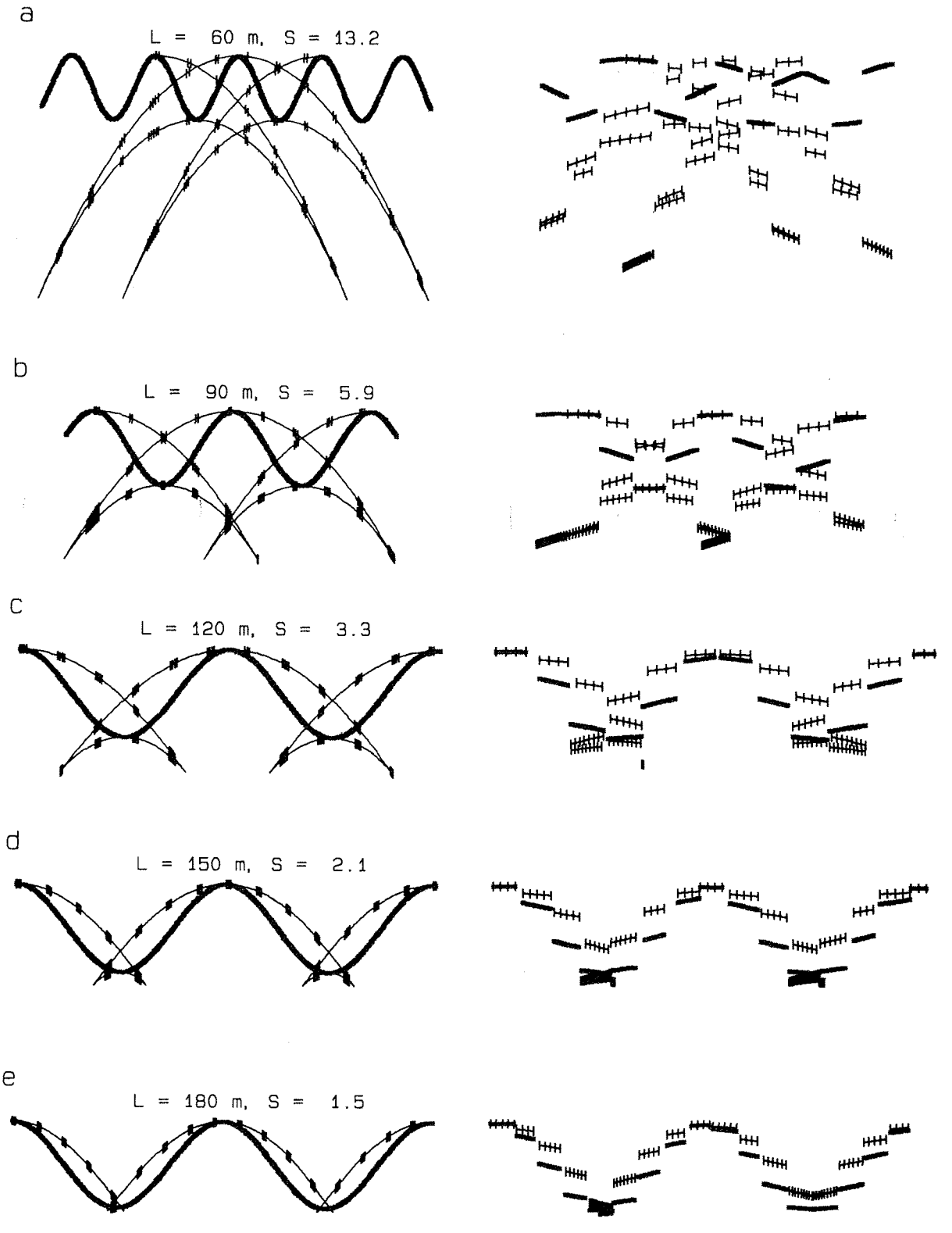


Abbildung 4-20: Theoretische Echoprofile für den Pilottonbetrieb des PARASOUND-Echolotes. T=4000 m, dT=0.3 m, Wellenlänge λ=L=60 bis 180 m (a-e), Range 5000 m, Geschwindigkeit 5 Knoten. Links die akustisch überdeckten Abschnitte (Senkrechte Striche) des kontinuierlichen Echoprofils (dünne Linie) mit der Bodentopographie (dicke Linie), rechts ihre Zusammenfassung zu einem theoretischen PARASOUND-Echogramm.

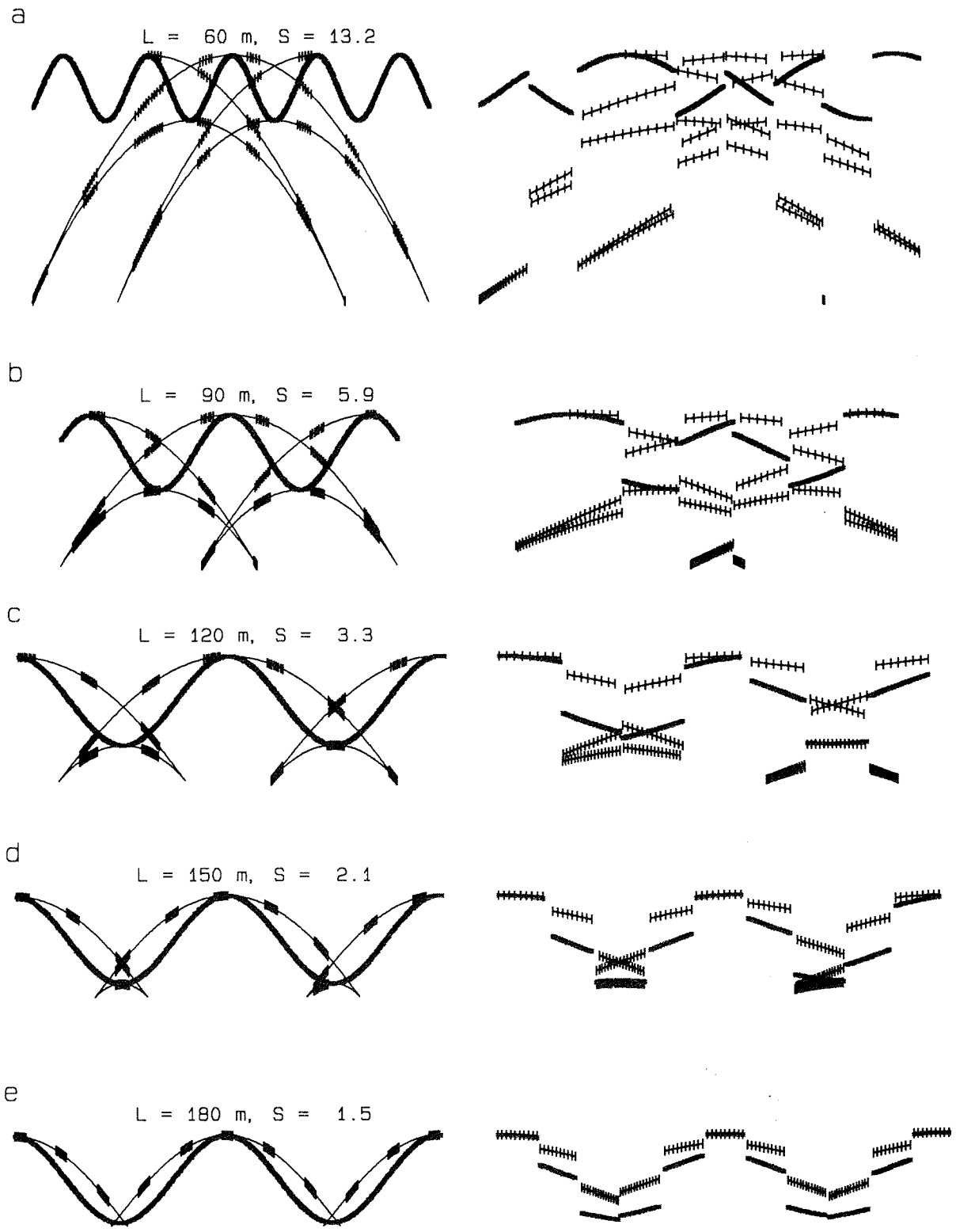


Abbildung 4-21: Theoretische Echoprofile für den Pilottonbetrieb des PARASOUND-Echolotes. T=4000 m, dT=0.3 m, Wellenlänge λ=L=60 bis 180 m (a-e), Range 10000 m, Geschwindigkeit 5 Knoten. Sonst wie Abbildung 4-20.

Metern Wassertiefe. Um auch die Überlagerung von strukturell bedingten Echos zu illustrieren, sind diese Echogramme für zwei benachbarte Bodenwellen bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 Knoten berechnet. Auf der linken Seite sind jeweils diejenigen Abschnitte eines kontinuierlichen Echoprofils durch Symbole gekennzeichnet, die von einer Folge von 5 Pulsen bei einem Range von 5000 m überdeckt werden. Rechts sind diese Abschnitte zu einem theoretischen PARASOUND-Echoprofil zusammengezogen, das Sprünge sowohl in der Echofunktion wie in der unter dem Meßpunkt liegenden Meeresbodentopographie aufweist. Geringe Wellenlängen bewirken durch räumliches *Aliasing* ein chaotisches Reflexionsmuster mit minimaler Kohärenz zwischen Seismogrammen verschiedener Pulsfolgen. Verringert sich der S-Wert unter 4.0, so findet sich die wellige Oberflächenform annähernd auch im Echogramm wieder.

Allerdings wird bei Erhöhung der Schiffsgeschwindigkeit auf 10 oder 15 Knoten im Prinzip nur jede zweite oder dritte der in Abbildung 4-20 gezeigten Pulsfolgen erfaßt. Dafür überdecken sie bei gleicher Seismogrammzahl ein doppeltes oder dreifaches Entfernungsintervall. Mit Erhöhung der Geschwindigkeit wird räumliches *Aliasing* dann auch bei allen Wellenlängen in Abbildung 4-20 zu beobachten sein. Der von der Wassertiefe abhängige Überdeckungsgrad (hier: 24%) beeinflußt ebenfalls die Abbildungsqualität und erreicht im günstigsten Fall ein Maximum von 40% (Tab. 3-2). Zu beachten ist, daß für $\lambda = 60$ m der durch Flankenechos maskierte Bereich dennoch nur bis zur dreifachen Tiefenvariation reicht, also im gezeigten Beispiel ein etwa 2 m mächtiges Intervall erfaßt.

Die Veränderung der Range-Einstellung (vgl. Abschnitt 3.3) von 5000 m auf 10000 m bewirkt eine deutlich größere Zahl von Lotungen, doch steigt der Überdeckungsgrad in 4000 m Wassertiefe nur auf 32% an (Abb. 4-21). Räumliches *Aliasing* ist etwas stärker ausgeprägt. Aus der Analyse aller Seismogramme einer Pulsfolge, die Teile der Hyperbeläste detailliert erfassen, können dennoch präzise Aussagen über die Existenz und Häufigkeit von Hyperbeleinsätzen gemacht und Parameter der Bodengeometrie abgeschätzt werden.

Generell wird unter normalen Registrierbedingungen eine Rekonstruktion der Bodengeometrie erst für Wellenlängen in der Größenordnung des Radius der Schallfläche erfolgversprechend sein. Allerdings läßt sich für Detailstudien die Schiffsgeschwindigkeit soweit verringern, daß die einzelnen Hyperbeläste deutlich erkennbar und vollständig erfaßt werden und Modell-Echoprofile zur Abschätzung der Geometrieparameter berechnet werden können.

4.4 CHARAKTERISIERUNG VON ANALOGEN PARASOUND-AUFZEICHNUNGEN

Die Betrachtungen zu den Abbildungseigenschaften eines engbündelnden akustischen Systems haben gezeigt, daß der schmale Schallkegel erheblichen Einfluß auf das allgemeine Erscheinungsbild eines Echogramms hat. Der wichtigste Unterschied gegenüber 3.5 kHz Systemen besteht in der weitgehenden Unterdrückung von Diffraktionshyperbeln und einer größeren Schärfe bei der Sondierung einer strukturierten Oberfläche. Für eine deskriptive Interpretation der PARASOUND-Echogramme muß das Konzept der Echocharaktere von Damuth diesen neuen Rahmenbedingungen angepaßt und entsprechend modifiziert werden.

Eine Klassifizierung in Echotypen wurde vor allem deshalb vorgenommen, weil die zu analysierenden Strukturen häufig nicht direkt abgebildet werden. Zwischen dem

Echogramm und dem Aufbau des Meeresbodens besteht in vielen Fällen nur eine indirekte Beziehung (vgl. Abschnitt 4.2). Dies zeigt insbesondere die große Klasse der durch Diffraktion oder auch Reflexion entstehenden hyperbolischen Echos. Viele der Strukturen werden mit dem PARASOUND-Echolot präziser und direkter erfaßt und näherungsweise korrekt dargestellt. Der hohe Grad der Differenzierung bei der Beschreibung muß und kann also nicht mehr aufrechterhalten werden. Dagegen wird sich in vielen Fällen die Interpretation unmittelbar auf die beobachteten Sedimentstrukturen konzentrieren.

Um die in großer Zahl vorliegenden 3.5 kHz Daten mit den neuen PARASOUND-Aufzeichnungen zu verknüpfen und beide Datensätze integrieren zu können, müssen gezielt bekannte 3.5 kHz Profile mit dem PARASOUND-System nachgefahren werden. Diese Arbeiten stehen erst am Anfang, und so sollen hier nur einige typische Beispiele die besonderen Unterschiede zwischen beiden Echolotsystemen illustrieren. Abbildung 4-22 zeigt einen Vergleich zwischen einer 3.5 kHz und PARASOUND-Aufzeichnung vom Maud Rücken (Antarktis) in der Nähe der ODP Bohrpositionen 689 (A,B) und 690 (C,D). Die geringe PARASOUND-Pulslänge von in der Regel 1 ms ermöglicht eine höhere Auflösung als das 3.5 kHz-Signal von mindestens 2 ms Länge. Die Reflektoren sind durchgängiger, und schwächere PARASOUND-Einsätze sind mit dem 3.5 kHz System nicht aufgelöst worden. Dies gilt besonders für scheinbar transparente Abschnitte in den Teufen 12-40 m (A,B) und 3-25 m (C,D).

Abbildung 4-23 zeigt die Abhängigkeit der Reflexionseinsätze von der Abstrahlcharakteristik. An einem Hang mit veränderlicher Neigung sind für Teufenintervalle von jeweils 10 Metern die Neigungswinkel berechnet worden. Für Neigungswinkel >2.5° verschwindet der Reflexionseinsatz der Oberfläche , aber diffuse Streuenergie wird weiterhin empfangen. Allerdings kommt aus größeren Teufen von einem weniger stark geneigten Reflektor noch ein deutliches Echo zurück. Das Oberflächenecho verschwindet, da der Schall von dieser Grenzfläche vollständig zur Seite reflektiert wird. Die transmittierte Welle aber breitet sich ungestört im Boden aus und erzeugt weiterhin Reflexionen in größeren Teufen. Die theoretischen technischen Kenndaten des PARASOUND-Echolotes - Nullstelle des Abstrahlkegels bei etwa 2.4° und die 3-dB-Punkte bei 2.0° (vgl. Abschnitt 2.1) - werden durch das Ergebnis bestätigt, das einen Öffnungswinkel von etwa 5° liefert. Nebenkeulen existieren offensichtlich nicht.

Folgt man dem Schema und der Nomenklatur von Damuth & Hayes (1977; Tab. 4-1), so repräsentieren die Echotypen **I** deutliche und scharf abgegrenzte Reflektoren ohne (**Ia**) oder mit (**Ib**) subparallelen internen Strukturen. Echotyp **Ia** wird insbesondere in den geringen Wassertiefen der Schelfgebiete beobachtet. Die fehlende Eindringung wird vor allem mit den hohen Impedanzkontrasten am Meeresboden, aber auch mit fehlender interner Strukturierung erklärt. Abbildung 4-24 zeigt ein Beispiel aus dem Schelfbereich der Nordsee in 70 m Wassertiefe. Das Profilstück wurde mit einer hinsichtlich der oberflächennahen Auflösung optimalen Einstellung von 5.5 kHz Signalfrequenz und Pulslänge 1 gefahren. Eine Signaleindringung ist nicht zu erkennen. Die Oberfläche wird lateral im Meterbereich aufgelöst und zeigt kleinräumige Variationen der Topographie von wenigen zehn Zentimetern.

Echotyp **Ib** repräsentiert regelmäßig abgelagerte Sedimente mit ausgeprägter Schichtung und kohärenten scharfen Einsätzen. Je nach Sedimenttyp wird unter optimalen

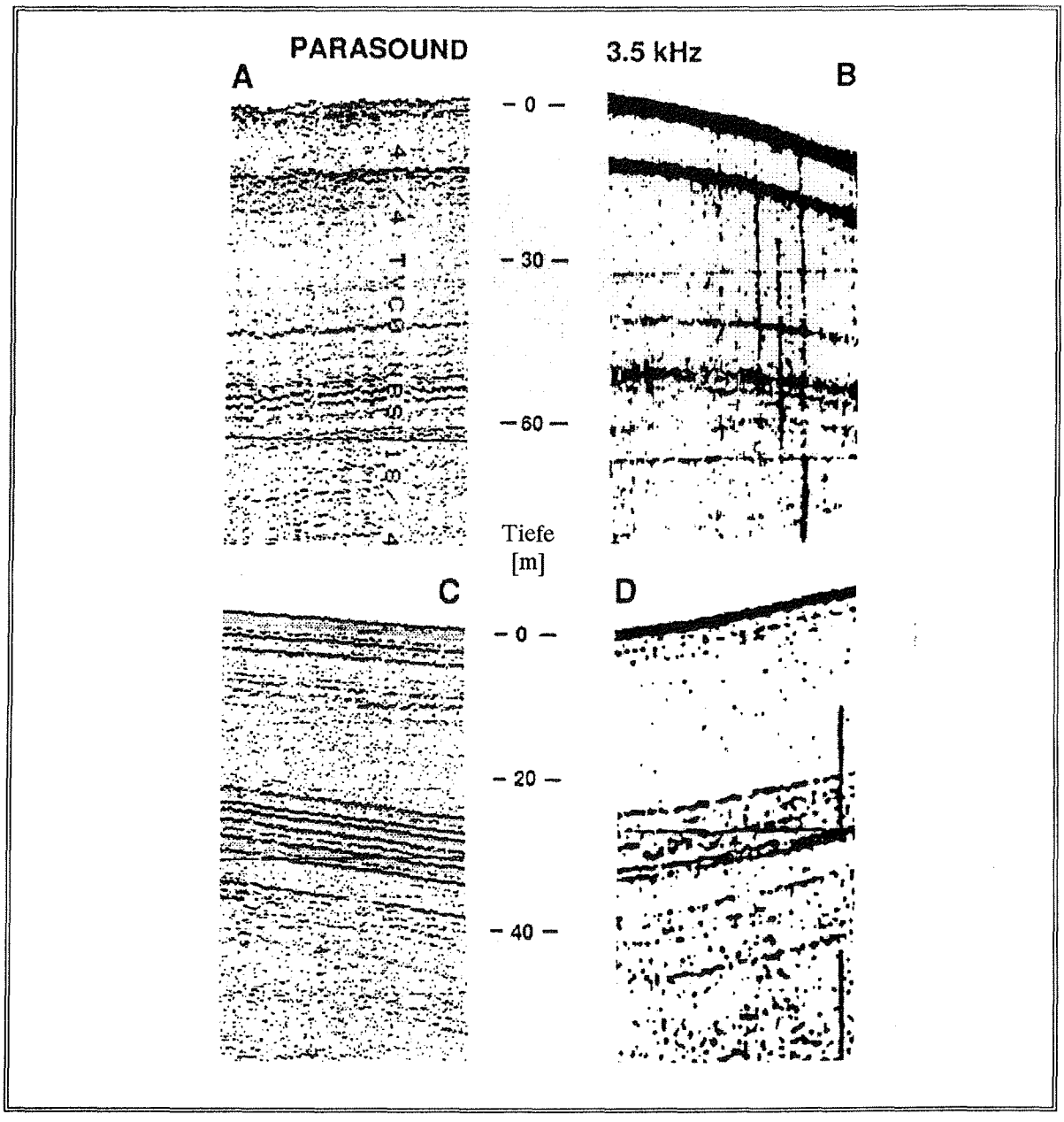


Abbildung 4-22: Vergleich analoger 3.5 kHz (B,D) und PARASOUND-Echogramme (A,C) vom Maud Rücken (Antarktis) in der Nähe der ODP Bohrlokationen 689 (A,B) und 690 (C,D). Gegenläufige Neigungen resultieren aus der entgegengesetzten Fahrtrichtung relativ zur Mitte.

Bedingungen mit dem PARASOUND-Echolot eine Eindringung von 50-80 Metern in Karbonaten, 60-150 Metern in terrigenen Sedimenten und bis zu 250 Metern in Silikaten erzielt. Dieser Echotyp entsteht in feinkörnigen Sedimenten, die in Tiefseebecken und im pelagischen Sedimentationsmilieu weit verbreitet sind und auf einzelnen Profilen über viele hundert Kilometer verfolgt werden können. Abbildung 4-25 zeigt ein Beispiel aus der Polarfrontzone, in der hochreine biogene Silikate die Sedimentzusammensetzungen dominieren und eine Eindringung von mehr als 150 Metern erlauben. Gleichzeitig wird eine hohe vertikale

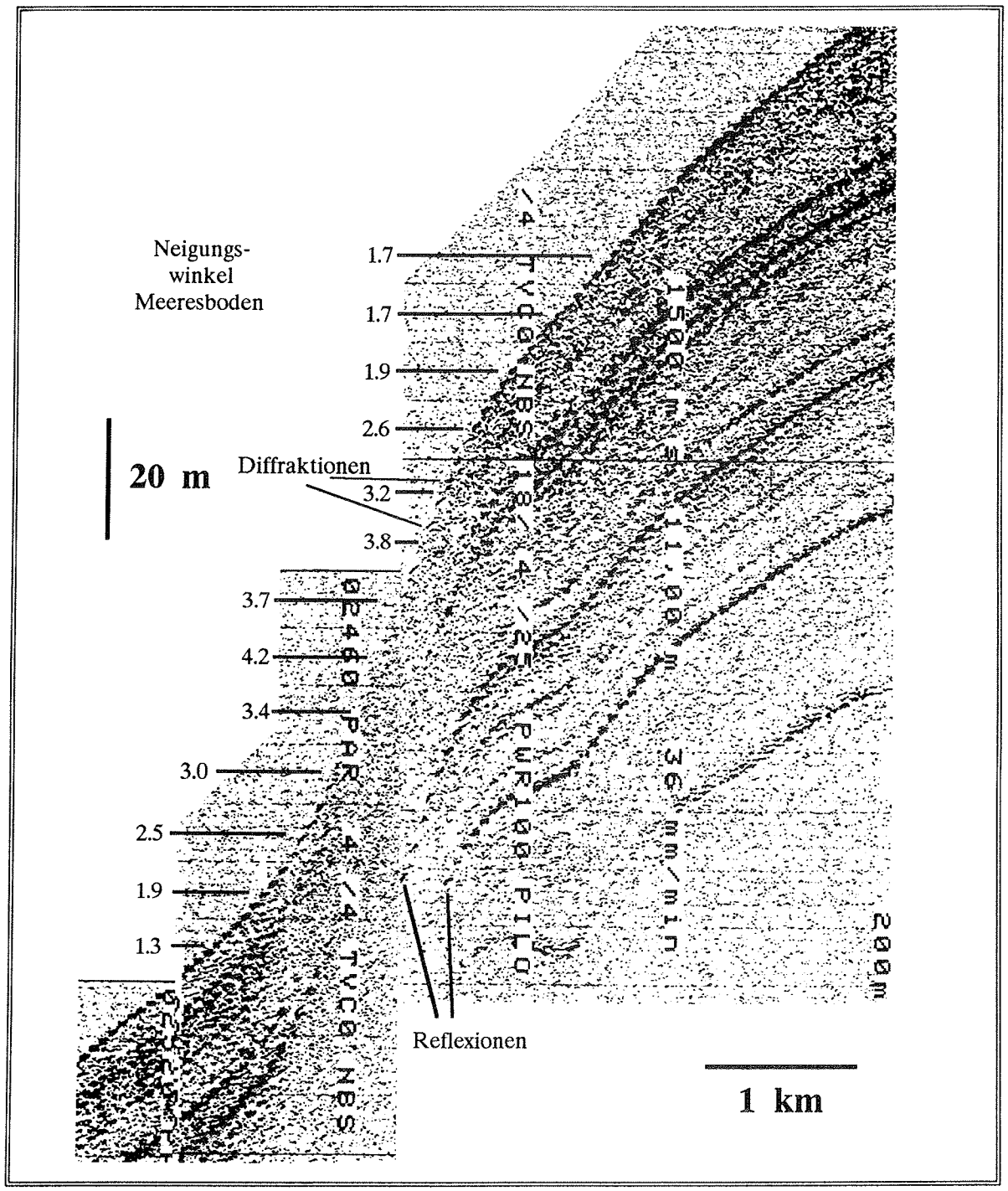


Abbildung 4-23: Einfluß der Geländeneigung auf die Echolotaufzeichnung des PARASOUND-Systems. Für Tiefenintervalle von jeweils 10 Metern sind die mittleren Neigungswinkel angegeben. Wassertiefe ~2500 m. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

Auflösung erreicht, die hier aber aufgrund der gewählten Darstellungsmaßstäbe nicht erkennbar ist. Beobachtungen an Kernstationen mit anderen Vertikalmaßstäben zeigen, daß sie auch für Analogaufzeichnungen je nach Signalcharakteristik in der Größenordnung von

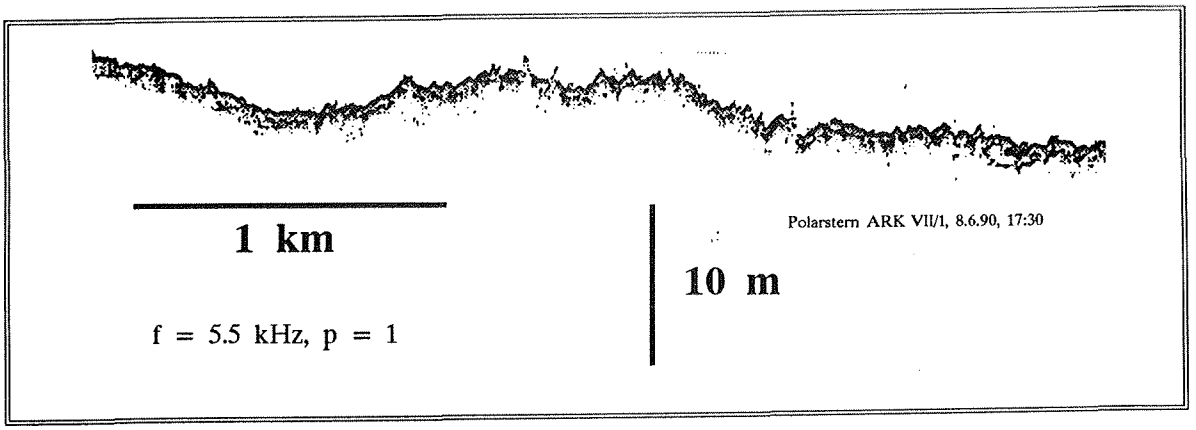


Abbildung 4-24: PARASOUND-Beispiel für Echotyp **Ia** aus der Nordsee in 70 m Wassertiefe. Quellsignal f=5.5 kHz, p=1. Die Eindringung beträgt weniger als 1 m.

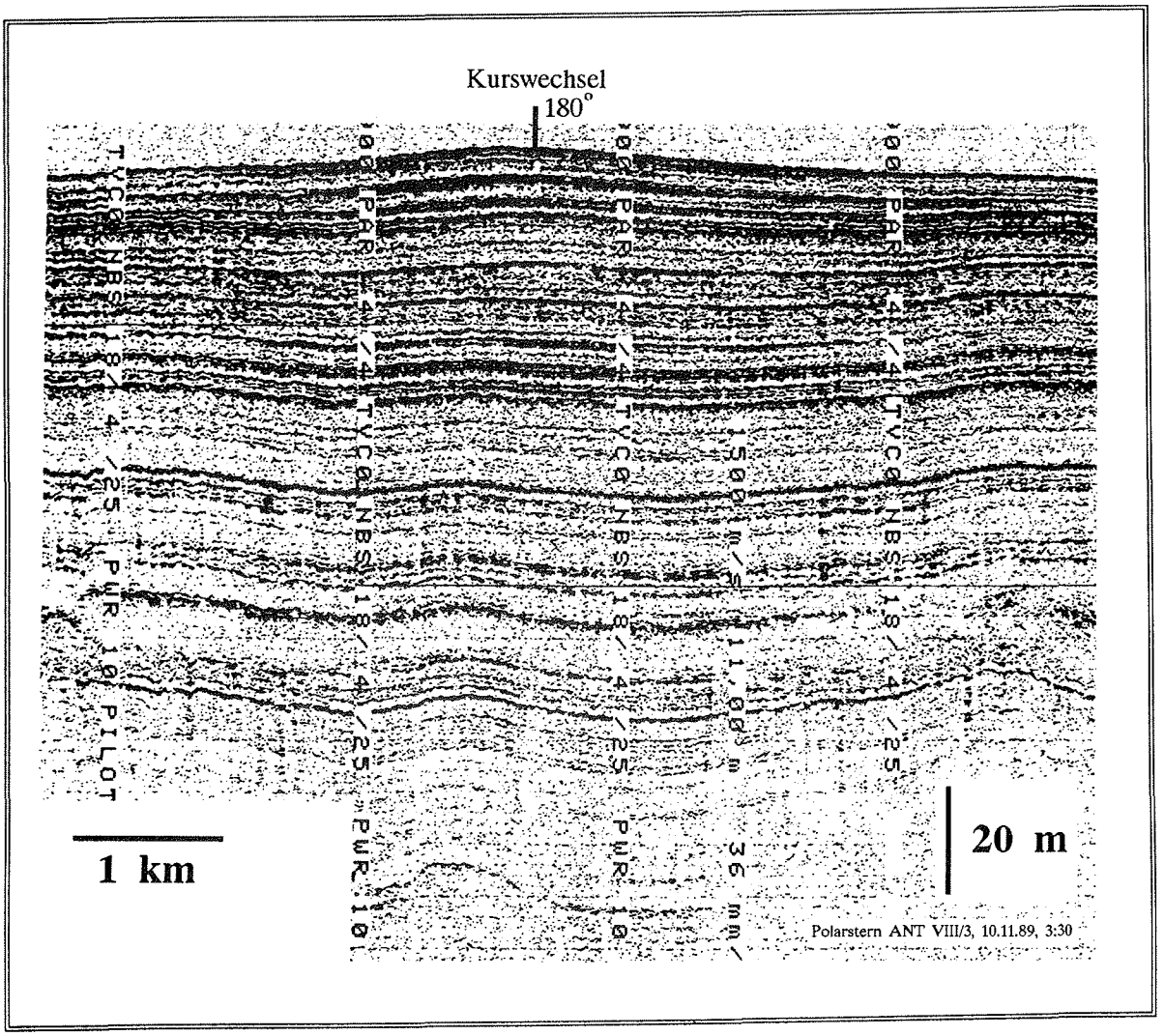


Abbildung 4-25: PARASOUND-Beispiel für Echotyp **Ib** aus der Polarfrontzone bei 50°52'S/5°39'E in 3900 m Wassertiefe. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

wenigen zehn Zentimetern liegen kann. Generelle Unterschiede zum 3.5 kHz Echolot sind nicht zu erwarten, da die lateralen Strukturvariationen gering sind. Die vertikale Auflösung kann aber aufgrund der signifikant kürzeren Quellsignale bis zu einer Größenordnung besser sein.

Die undeutlichen Echocharaktere werden in die ausgedehnten ('prolonged', **II**) und hyperbolischen Echos (**III**) unterteilt. Echotyp **IIa** zeigt auseinandergezogene interne Reflektoren, die sich in einzelnen Fällen lateral wie vertikal mit deutlichen subparallelen Reflexionshorizonten abwechseln. Die Reflexionseinsätze sind über ein breiteres Band verschmiert. Dieser Echotyp stellt eine Übergangsform zwischen den scharfen, internen Reflexionen (**Ib**) und den nur auf die Oberfläche beschränkten extrem auseinandergezogenen Reflexionsbändern ohne interne Einsätze (**IIb**) dar. Die Unterschiede zum Echotyp **IIIe** sind allerdings gering und mit dem PARASOUND-Echolot vermutlich kaum zu erkennen. Abbildung 4-26 zeigt drei Profilausschnitte für den Echotyp **IIa** aus der Enderby Tiefsee-Ebene bei mehr als 5000 Metern Wassertiefe. Wenn in den beiden ersten Beispielen (A,B) eine wellige Oberfläche existiert, so werden bei der Vermessung mit einem 3.5 kHz Echolot allerdings alternativ auch hyperbolische Echos des Typ **IIId** entstehen. Die Sedimente sind durch Massentransportprozesse entstanden. Jedes Sedimentationsereignis hinterläßt eine schallharte Oberfläche ohne interne akustische Strukturierung. Die leicht unterschiedlichen Ablagerungsformen zeigen ebene Schichten annähernd gleicher Mächtigkeit (Abb. 4-26A), unregelmäßige Oberflächen (Abb. 4-26B) und abwechselnde scharfe und ausgedehnte Reflexionseinsätze (Abb. 4-26C). Je nach Entstehungsursache der Reflexionsbänder kann die Breite der verschmierten Echos in Abhängigkeit vom *Move-Out* bei enger Schallbündelung deutlich geringer sein als in Aufzeichnungen eines 3.5 kHz Echolotes mit einer breiten Abstrahlcharakteristik. Ein direkter Vergleich ist also nicht mehr ohne weiteres möglich, insbesondere wenn die Oberflächen durch räumliches *Aliasing* nicht mehr korrekt abgebildet werden.

Zunehmende Anteile in der Grobfraktion verursachen primär den graduellen Übergang der Echotypen von **Ib** über **IIa** bis zum Echotyp **IIb**, bei dem keine internen Reflexionen mehr beobachtet werden. Die Oberfläche erzeugt ein extrem breites Reflexionsband. Je nach ihrer Beschaffenheit können theoretisch allerdings auch hyperbolische Echos erzeugt werden, so daß das gezeigte PARASOUND-Beispiel (Abb. 4-27) sowohl dem Echotyp **IIb** als auch den Echotypen **IIIc** oder **IIId** zugeordnet werden könnte. Die Abhängigkeit dieses Echotyps von der Charakteristik der Schallsignale kann hier eindrucksvoll am Beispiel in Abbildung 4-28 illustriert werden. Der PARASOUND-Ausschnitt von einer Verankerungsstation wurde bei einer Driftgeschwindigkeit von etwa 1 Knoten aufgezeichnet. In der Mitte des Bildes wird zuerst die Pulslänge von 4 Schwingungen (=0.73 ms) auf 1 Schwingung (=0.18 ms) reduziert, wodurch sich die Auflösung erhöht und die Eindringung der Signalenergie verringert. Im zweiten Schritt wurde der Vertikalmaßstab der Analogaufzeichnung um einen Faktor 10 vergrößert. Die dann sichtbar werdende hochfrequente vertikale Tiefenvariation in der Größenordnung von 20 cm ist vermutlich in erster Linie auf nicht kompensierte Hubbewegungen des Schiffes zurückzuführen. Obwohl die 'normale' Aufzeichnung einen Echotyp **IIb** impliziert, offenbart sich nach Optimierung der akustischen Auflösung eine gleichmäßige Schichtung mit Reflektorabständen von weniger als einem Meter. Mit den langen Quellsignalen besonders des 3.5 kHz Systems lassen sich diese Strukturen jedoch nicht getrennt abbilden und werden daher dem Typ **IIb** zugeordnet. Die Echoamplituden

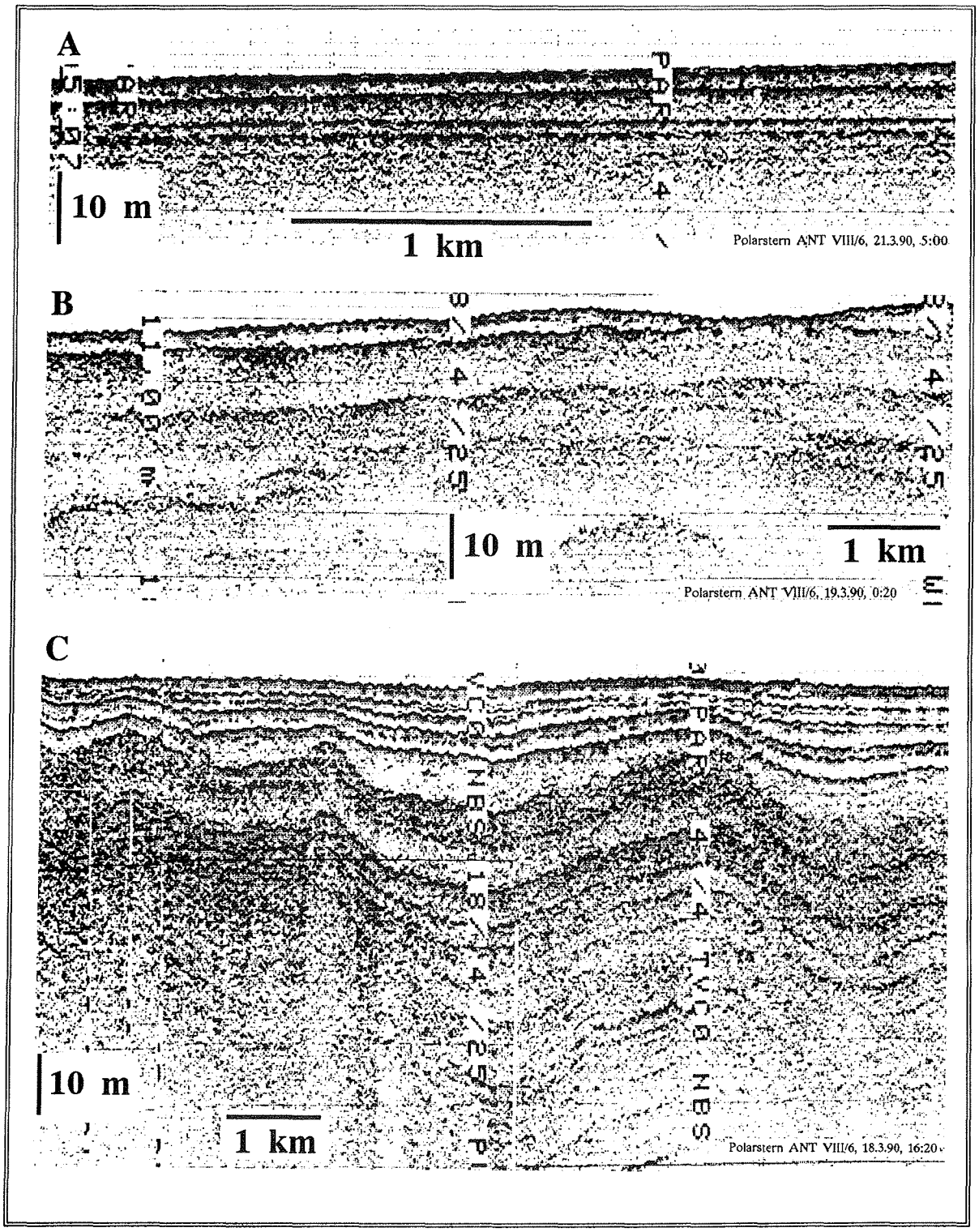


Abbildung 4-26: PARASOUND-Beispiele für Echotyp **IIa** aus der Enderby Tiefsee-Ebene. Alle Profile wurden mit dem Quellsignal f=4 kHz/p=4 gefahren. Wassertiefen 5080 m, 5410 m und 5470 m.

sind, bedingt durch die hohe Absorption in grobkörnigen Sedimenten, bereits in geringen Teufen von etwa 5 Metern unter die Nachweisgrenze abgefallen.

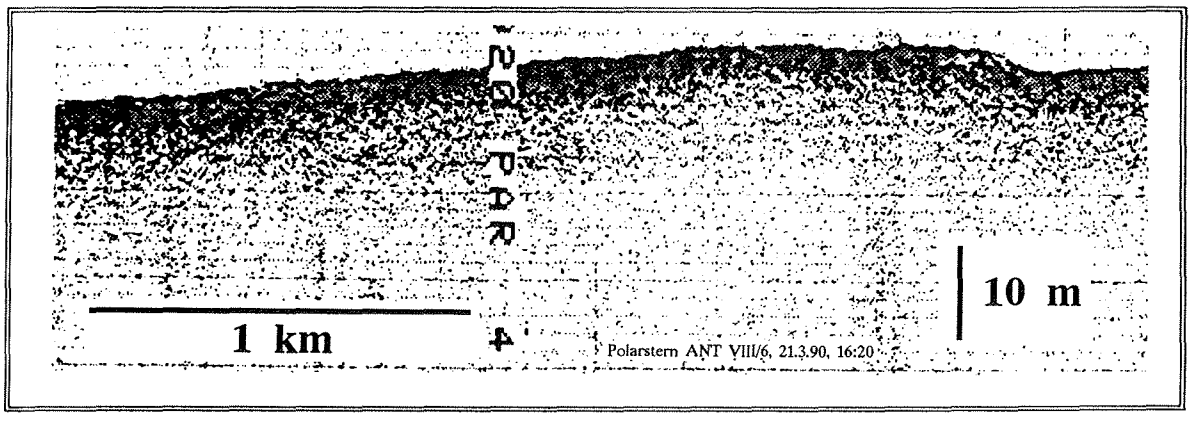


Abbildung 4-27: PARASOUND-Beispiel für Echotyp **IIb** aus der Enderby Tiefsee-Ebene. Wassertiefe 4940 m. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

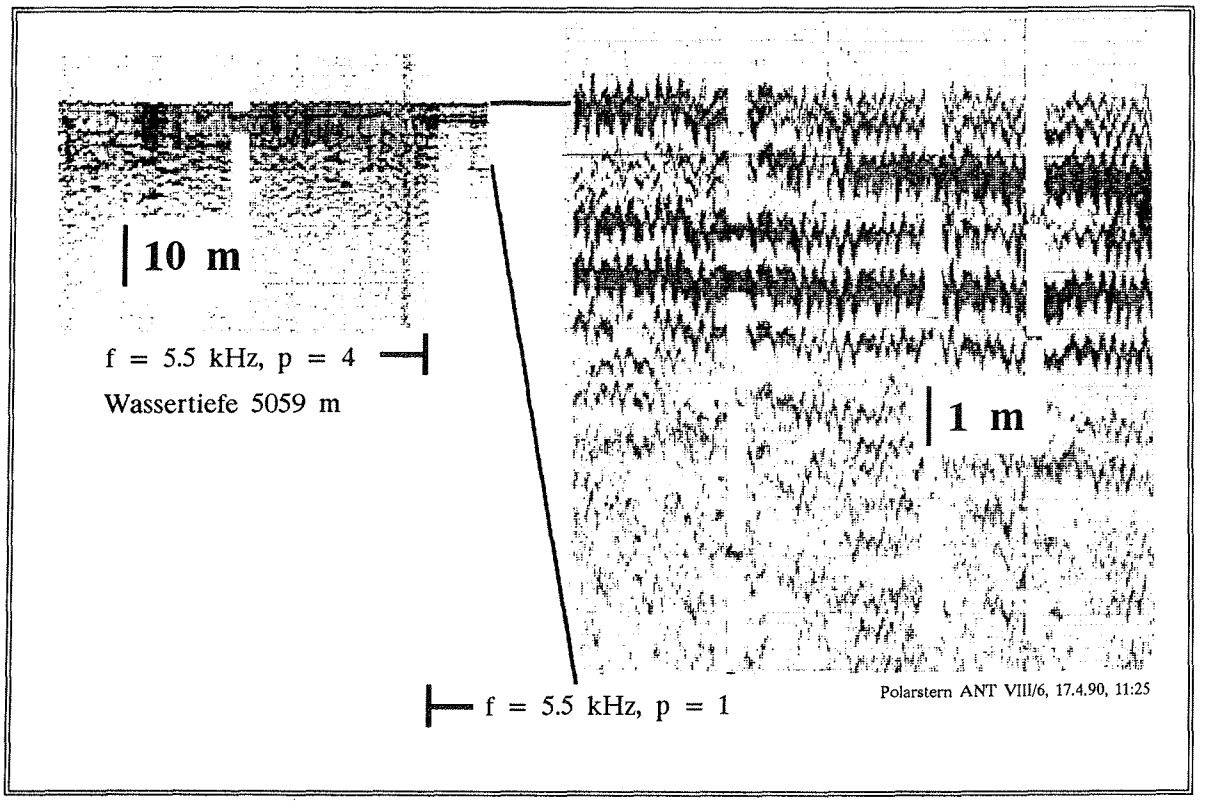


Abbildung 4-28: PARASOUND-Beispiel aus dem Weddell Becken östlich des Maud Rückens. Wassertiefe 5059 m. Registrierung auf Station bei Driftgeschwindigkeiten um 1 Knoten. Signalparameter f=5.5 kHz/p=4 auf der linken Seite, dann f=5.5 kHz/p=1. In der Mitte des Bildes Veränderung des Vertikalmaßstabes um den Faktor 10. Rechts ist ein Ausschnitt der obersten 10 m der Sedimentbedeckung dargestellt.

Die größten Abweichungen der PARASOUND-Echogramme vom Klassifizierungsschema für 3.5 kHz Echogramme sind für die hyperbolischen Echotypen (**III**) zu erwarten. Wie zuvor

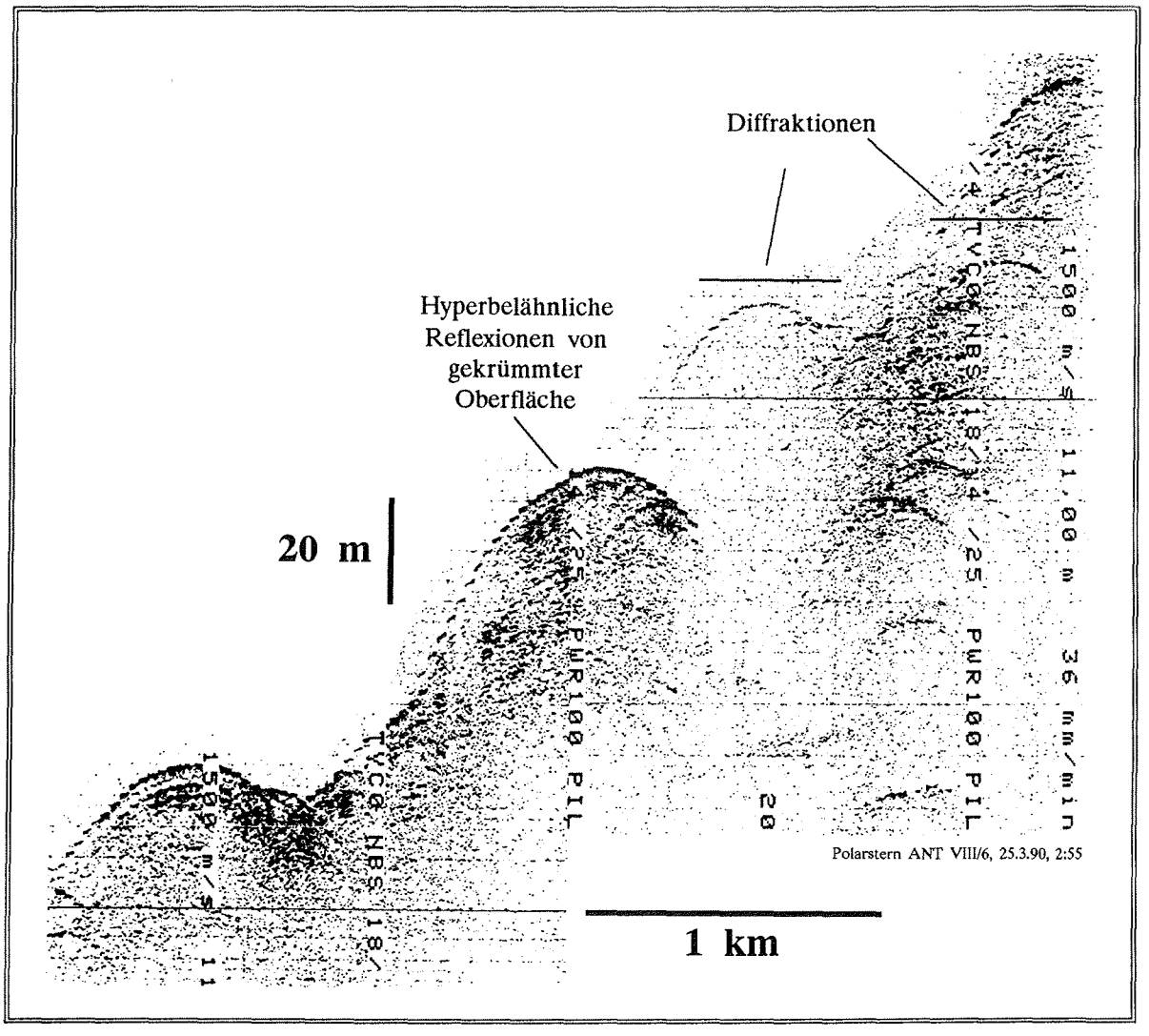


Abbildung 4-29: PARASOUND-Beispiel für Echotyp **IIIa** vom Gunnerus-Rücken in ~3700 m Wassertiefe. Breitere Hyperbeln stammen von gekrümmten Oberflächen. Die Reichweite der Einzelhyperbeln variiert zwischen 300 und 600 m. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

schon ausführlich diskutiert, ist die Ursache in dem engen Abstrahlkegel zu suchen. Dieser bewirkt deutlich schmalere und weniger steile Diffraktionshyperbeln und verhindert den Empfang von Seitenreflexionen bei Neigungswinkeln >2-2.5°. Echotyp **IIIa** wird in stark gegliedertem Gelände beobachtet, in dem im wesentlichen Diffraktionen zum Echogrammbild beitragen. Das PARASOUND-System liefert in solchen Fällen zumeist überhaupt keine Signale, da die Energie der wenigen Streuquellen im Schallkegel vergleichsweise gering ist. Ein vollständiges Abbild der Topographie in steilem Gelände kann daher mit dem PARASOUND-Echolot nicht erzeugt werden. Wenn die Geländesteigung gleichmäßig ist, so kann noch ein breites (50-100 m) Band diffuser Energie verfolgt werden, in dem jedoch keine Oberfläche oder Einzelhyperbeln erkennbar sind. Das Beispiel in Abbildung 4-29 repräsentiert eine Übergangsform zum Echotyp **IIIc** in einem Areal vieler sedimentbedeckter Hügel am Rande des kontinentalen Gunnerus Rückens (Antarktis). Es

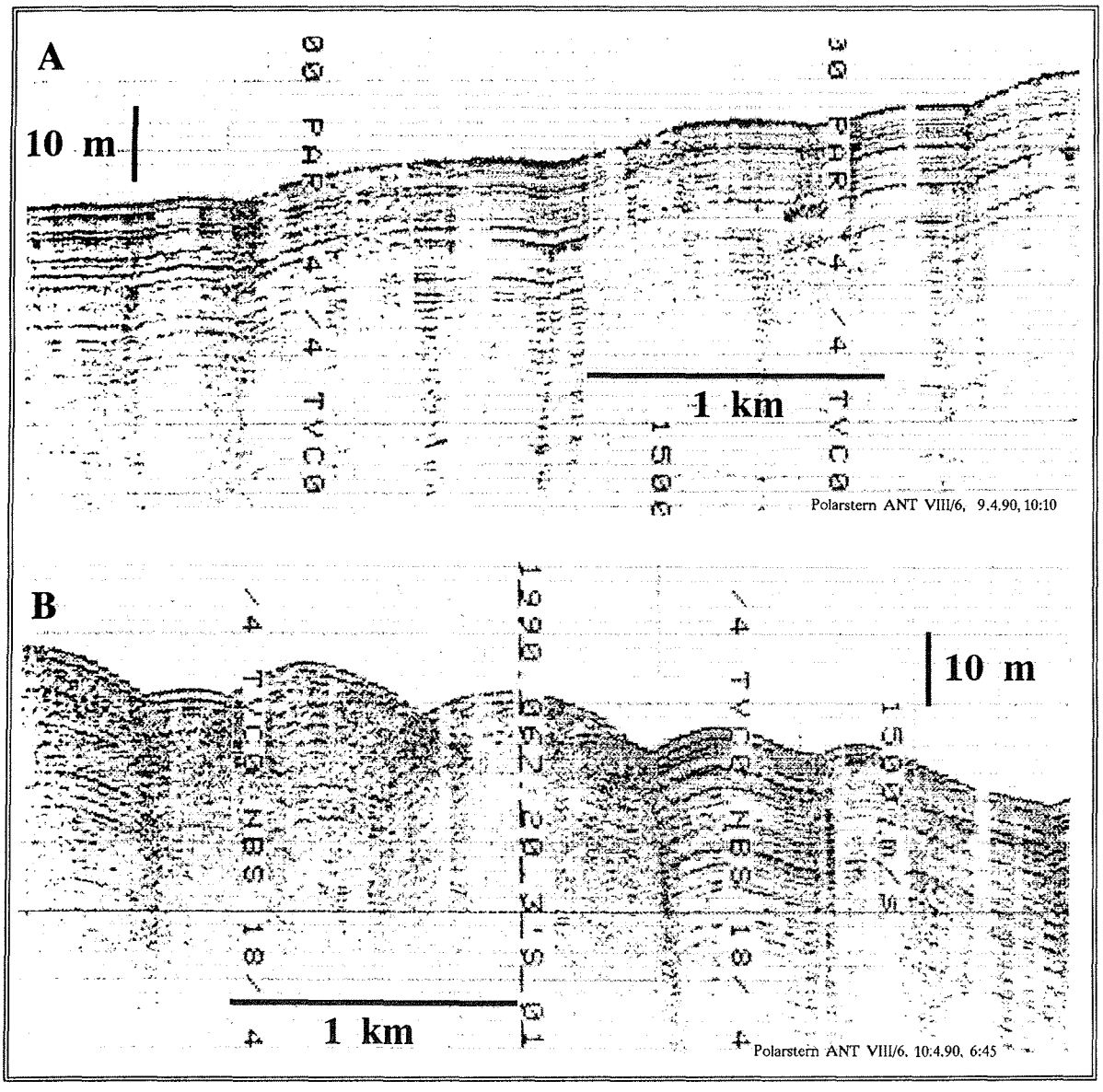


Abbildung 4-30: PARASOUND-Beispiele für Echotyp **IIIb** in der Nähe des Astrid Rückens in ~4420 (A) bzw. 4370 m (B) Wassertiefe. Die Sedimentwellen besitzen eine Wellenlänge von 500-1000 Metern bei einer Amplitude von 2 m (A) und Wellenlängen von 400-600 Meter bei Amplituden um 3 Meter (B). Quellsignal f=4 kHz/p=4.

sind sowohl isolierte Einzelhyperbeln als auch Hyperbelechos mit wenigen subparallelen Einsätzen vorhanden. Die Breite der Einzelhyperbeln beträgt 400 bis 550 Meter, während der Durchmesser des Schallkegels und damit die theoretische Breite der Hyperbeln bei etwa 300 Metern (Nullstelle der Direktivitätsfunktion) liegt. Die beobachtete Breite ist deutlich größer. Sie könnte damit erklärt werden, daß eine flache Spitze mit Neigungen $<2°$ und einer Ausdehnung von mindestens 200 Metern existiert. Dies gilt umso mehr für die flachen Hügel in größerer Tiefe, von denen deutliche Oberflächenreflexionen registriert werden. Der Verlauf der Echos hat in diesen Grenzfällen immer noch näherungsweise Hyperbelform.

Echotyp **IIIb** repräsentiert den Übergang zu weniger stark gegliedertem Gelände, in dem die Amplitude der Tiefenvariation nur noch wenige 10 Meter beträgt. Typisch dafür sind Sedimentwellenfelder mit ausgeprägten internen Schichtungen. Im PARASOUND-Echogramm (Abb. 4-30) werden die Wellentäler bis auf vereinzelte Fokussierungseffekte nahezu korrekt abgebildet. Die Krümmungsradien der Wellentäler sind kleiner als die der Wellenberge und verstärken den Effekt. Im Vergleich mit 3.5 kHz-Daten (Abb. 4-6) sind die steilen Hyperbeläste jedoch völlig verschwunden und die Mikrotopographie läßt sich präzise

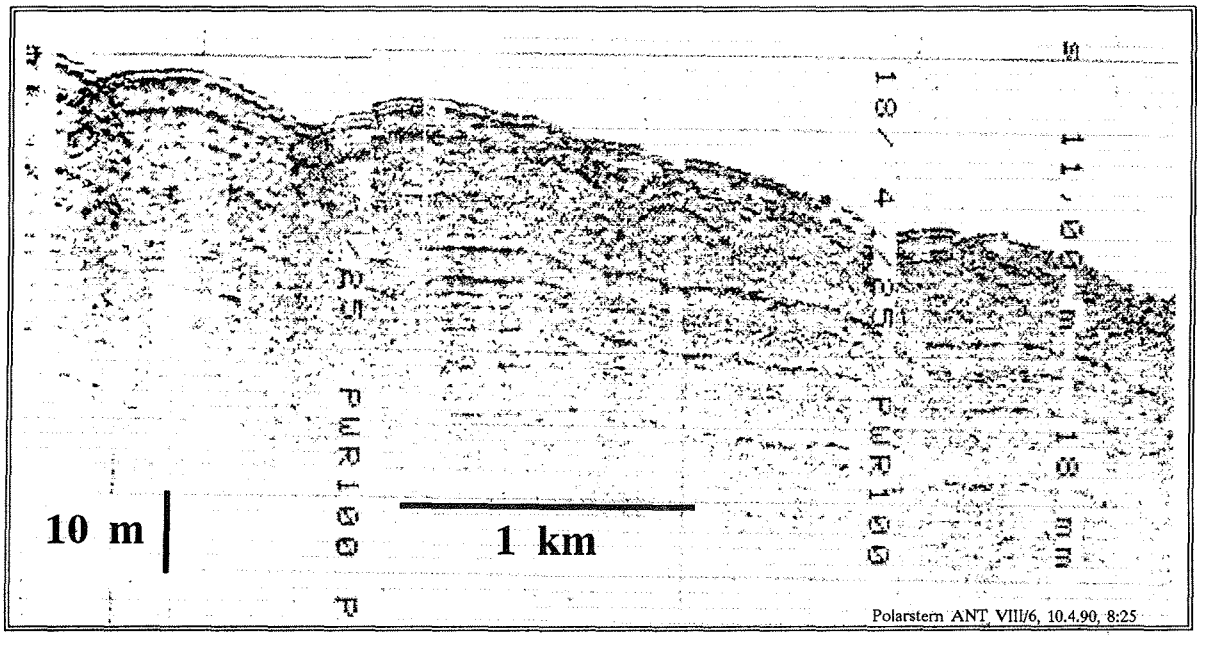


Abbildung 4-31: PARASOUND-Beispiel für Echotyp **IIIc** bis **IIIe**. Kleinräumige Oberflächenmorphologie in der Nähe des Astrid Rückens (Antarktis) in ~4400 m Wassertiefe. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

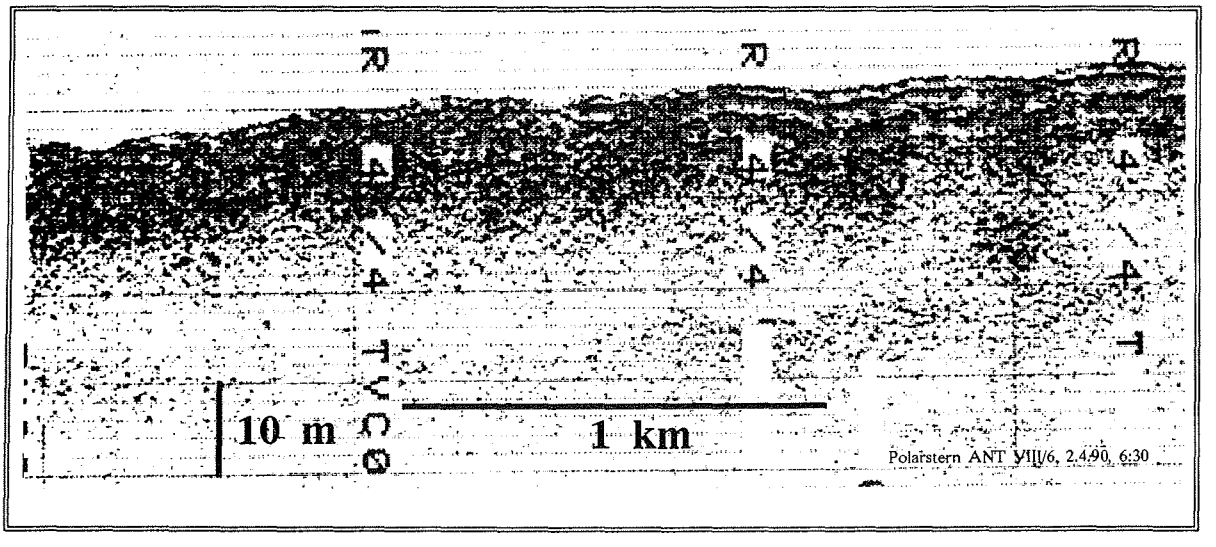


Abbildung 4-32: PARASOUND-Beispiel für die Abbildung einer rauhen Oberfläche mit unterbrochenen Reflektoren. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

rekonstruieren. Da Sedimentwellen in aller Regel als Lineamente ausgebildet sind, können kreuzende Hyperbeläste zusätzlich auch durch 3D-Effekte entstehen, wenn die Profilrichtung nicht senkrecht zur Streichrichtung liegt. Dann werden bei Annäherung an einen Wellenberg noch seitliche Echos des naheliegenden Grabens empfangen, wie dies in Abbildung 4-30B wahrscheinlich der Fall ist.

Die Echotypen **IIIc** und **IIId** können in der gezeigten Form (Abb. 4-7) mit dem PARASOUND-Echolot nicht beobachtet werden. Eine Zuordnung der Echogramme zu diesen Echotypen ist nur möglich, wenn im Sinne der Ergebnisse von Abschnitt 4.3 die Oberflächen detailliert und hochauflösend untersucht werden. Dann ließen sich durch Vergleich mit Modellrechnungen der Mikrotopographie die Parameter der Bodengeometrie rekonstruieren. Die bisher gezeigten PARASOUND-Beispiele aus den Abbildungen 4-26 bis 4-29 könnten prinzipiell bei entsprechender Oberflächenbeschaffenheit auch Hyperbelechos in 3.5 kHz Echogrammen erzeugen. Bei entsprechender Rauhigkeit der Oberfläche ließe sich Abbildung 4-26A/B auch dem Typ **IIId** zuordnen. Abbildung 4-31 zeigt eine weniger stark ausgeprägte Topographie, deren Oberfläche jedoch unterbrochen ist. Außerdem sind interne Hyperbeleinsätze zu erkennen. Die Unterbrechungen können auf die in Abschnitt 4.3 diskutierten Effekte bei enger Schallbündelung zurückgeführt werden, wenn entweder die Mikrotopographie durch räumliches *Aliasing* nicht korrekt erfaßt wird oder eine wellige Oberfläche Neigungen >2° aufweist. Bei beiden Möglichkeiten können Hyperbeleinsätze auftreten. Ebenso gut könnte Abbildung 4-31 dem Echotyp **IIIe** entsprechen, der zwar durch leicht verschmierte subparallele Echos charakterisiert ist, darüber hinaus aber an einzelnen Stellen noch deutlich erkennbare Hyperbeln zeigt. In Abbildung 4-32 könnte die sehr unruhige Oberfläche für die

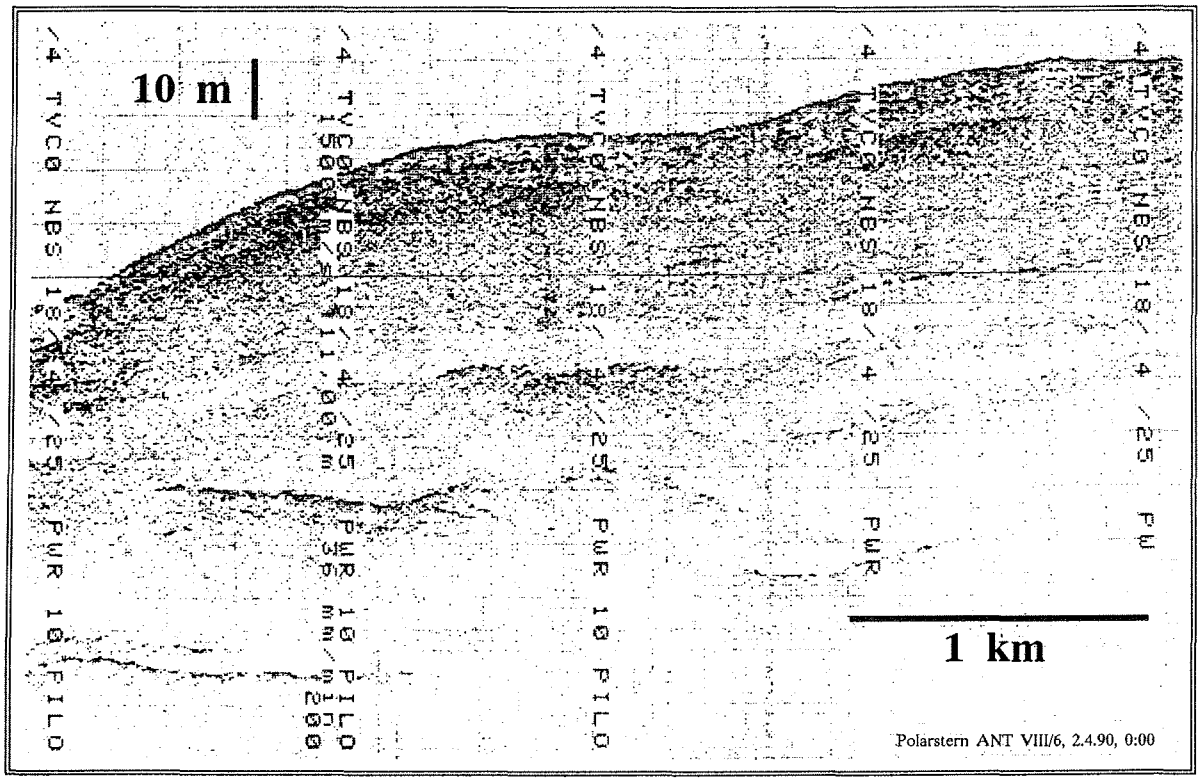


Abbildung 4-33: PARASOUND-Beispiel für Echotyp **IIIf** ähnlich dem Beispiel in Abbildung 4-10. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

fehlende Kohärenz der Reflektoren verantwortlich sein und potentiell Streuung hervorrufen. Dieses Beispiel wäre vermutlich dem Echotyp **IIId** zuzuordnen.

Ein Beispiel für Echotyp **IIIf** ist in Abbildung 4-33 gegeben, das zwar hinsichtlich der Strukturen dem 3.5 kHz Beispiel aus Abbildung 4-10 entspricht, aber hyperbolische Einsätze kaum noch erkennen läßt. Die Struktur der Oberflächensedimente wird weitgehend realistisch abgebildet.

Die wenigen zuvor diskutierten Beispiele lassen erkennen, daß die PARASOUND-Echogramme im Prinzip den Echotypen zugeordnet werden können, die für breit abstrahlende Echolote definiert wurden. Für die Klassen **I** und **II** ist die Verknüpfung der Datensätze für breite und enge Bündelung verhältnismäßig einfach, da diese Echotypen weitgehend unbeeinflußt sind von topographischen Variationen. Allerdings kann die deutlich höhere Auflösung des PARASOUND-Systems zu Verschiebungen der Klassengrenzen führen.

Auch in den grundlegenden Arbeiten von Damuth (1975) und Damuth & Hayes (1977) sind die Übergänge zwischen den Klassen in vielen Fällen fließend. Das gilt besonders für die hyperbolischen Echos und ihre Abgrenzung zu den Klassen **I** und **II**. Ein Klassifizierungsschema wurde zumeist aus Beispielen des jeweiligen Untersuchungsgebietes aufgebaut, um zumindest im regionalen Maßstab eine einheitliche Beurteilungsgrundlage zu schaffen.

Mit den PARASOUND-Echogrammen läßt sich dieser regionale Einfluß nicht völlig beseitigen. Wo sich aufgrund der verbesserten lateralen Auflösung die Primärstrukturen des Meeresbodens direkt identifizieren lassen, kann auf den Umweg über die Definition von Echotypen verzichtet werden. Sediment- und Oberflächenstrukturen können direkt aus den Echogrammen rekonstruiert werden.

Dennoch verbleiben eine ganze Reihe von Echogrammformen, die auf der Wechselwirkung zwischen Echolot und Topographie beruhen. Sie bedürfen weiterhin einer Interpretation im strukturell-morphologischen Sinne und sollen im folgenden kurz zusammengefaßt und stichwortartig charakterisiert werden:

(a) Diffuses Echo ohne Oberflächenreflexion:

Bodenneigungen >2-2.5°, Steilhänge. Empfang von Streuenergie. In rauhem Gelände (mittelozeanische Rücken) häufig zu beobachten. Im Extremfall völliges Aussetzen der Echos.

(b) Schmale Einzelhyperbeln (Breite = 7-9% der Wassertiefe):

Diffraktionen an Diskontinuitäten. Sie sind selten und nur bei niedrigen Schiffsgeschwindigkeiten zu beobachten.

(c) Breite Einzelhyperbeln (Breite = >10% der Wassertiefe):

Verursacht durch kuppenförmige Morphologie. Auf den Hochlagen existieren ausgedehntere Areale geringerer Bodenneigung (<2°).

(d) Verschmiertes Echo mit durchgehendem Oberflächenreflektor:

Ähnlich Echotypen **IIb** und **IIId** verknüpft mit groben Sedimentkomponenten und/oder extrem kleinräumiger Mikrotopographie in Verbindung mit überlappenden Hyperbelästen. Bei Verbesserung der lateralen und vertikalen Auflösung durch

Erniedrigen der Schiffsgeschwindigkeit oder Veränderung des Quellsignals ist gegebenenfalls eine Zuordnung zu anderen Echotypen möglich.

(e) Verschmiertes Echo mit unterbrochenem Oberflächenreflektor:

Eindeutiger Hinweis auf räumliches *Aliasing* mit lokalen Bodenneigungen von mehr als 2°. Bei detaillierter Registrierung ist ein Vergleich mit modellierten Echoprofilen möglich. Optimierung der Aufzeichnung wie bei (d) sinnvoll.

(f) Kreuzende Hyperbeläste breiter als der Schallkegel (7-9% der Wassertiefe):

Gleichzeitige Beschallung von Wellenbergen und -tälern zweidimensionaler Lineamente (z.B. Sedimentwellen).

(g) Fokussierung der Schallenergie in Wellentälern:

S-Parameter der Topographie nahe 1, d.h. die Krümmung der Oberfläche entspricht näherungsweise der Krümmung der Wellenfront.

Diese Einordnung läßt sich nicht nur für die Ansprache der Oberflächenreflexionen verwenden, sondern wegen der großen Abbildungsschärfe auch für jeden anderen Reflexionshorizont in größerer Teufe. Damit können diese Typisierungen auch als stratigraphisches Hilfsmittel eingesetzt und verschiedene Sedimentationsvorgänge chronologisch eingeordnet werden.

5. DAS PARADIGMA-SYSTEM ZUR REGISTRIERUNG DIGITALER ECHOGRAMME

Die Registrierung und Aufzeichnung hochfrequenter seismischer Daten von Echoloten erfolgt bislang überwiegend mit analogen Meßapparaturen. Lange Zeit genügte die Qualität der Papieraufzeichnungen zur Bearbeitung sedimentechographischer Fragestellungen. Mit der Verbesserung der technischen Möglichkeiten und mit wachsenden Anforderungen an das Auflösungsvermögen geologisch-geophysikalischer Untersuchungsmethoden treten bei der Analyse von Sedimenten quantitative Aspekte gegenüber den deskriptiven Ansätzen immer mehr in den Vordergrund. Der Einsatz eines digitalen Registriersystems für Echogramme, das die hochauflösenden Daten auch für die Weiterverarbeitung mit Computern verfügbar macht, ist daher die logische Konsequenz aus dieser Entwicklung. Das hier vorgestellte, einer neuen Generation von Datenerfassungsanlagen zugehörige PARADIGMA-System repräsentiert in dieser Hinsicht einen Lösungsansatz, der allgemein für den Echolotbetrieb und speziell für das PARASOUND-System optimiert wurde.

5.1 DIGITALE DATENERFASSUNG IN DER HOCHAUFLÖSENDEN SEISMIK

In der Vergangenheit sind als einfachste seismische Instrumente analoge Schreiber verwendet worden, die zunächst optisch auf Film oder mit elektrischen oder thermischen Sensoren auf Papier eine Spur hinterließen, aus der sich der Amplitudenverlauf zumindest näherungsweise rekonstruieren ließ. Analoge Aufzeichnungstechniken codierter oder modulierter Signale auf magnetischen Datenträgern für seismische Anwendungen machen zumindest eine organisierte Archivierung und einfache Abspielung möglich, doch wurde die systematische und effiziente Datenbearbeitung erst mit der Einführung digitaler Systeme in den sechziger Jahren realisierbar.

Digitale Aufnahmeapparaturen sind vor allem in der Feldseismik und der marinen Mehrkanalseismik weit verbreitet. Sie zeichnen während einer seismischen Sondierung bis in mehrere Kilometer Tiefe große Datenmengen auf. Die gewünschte Eindringtiefe und die verwendeten seismischen Quellen begrenzen die Signalhauptfrequenz auf wenige 10 Hz. Hochfrequente seismische Systeme im Bereich von einigen 100 Hz bis zu einigen kHz werden bislang vorwiegend für Spezialaufgaben wie der marinen Flachseismik eingesetzt. Die hohe Energieabsorption im Boden schränkt als limitierender Faktor die allgemeine Verwendbarkeit ein und verhinderte die Entwicklung standardisierter Registriersysteme.

Ziel der sedimentechographischen Arbeiten mit analogen Datensätzen war weniger die quantitative Bearbeitung, als vielmehr eine Dokumentation der Meeresbodentopographie und der obersten Sedimentschichten, der sich eine Klassifizierung von Oberflächensedimenten und eine Rekonstruktion von Sedimentationsprozessen anschloß. Die systematische Seismogrammaufzeichnung wurde, abgesehen von wenigen Spezialanwendungen (Tyce, 1976, 1977; Manley & Flood, 1989; Lericolais et al., 1990), nicht versucht.

Die digitale Umsetzung hochfrequenter Echolotsignale erfordert wesentlich höhere Abtastfrequenzen, als sie in der Regel in mehrkanalseismischen Registrierapparaturen zur Verfügung gestellt werden. Hochauflösende Apparaturen finden allerdings schwerpunktmäßig in der Flachseismik mit Boomer, Sparker oder ähnlichen seismischen Quellen seit längerer Zeit Verwendung (z.B. Richter & Hansen, 1976).

Ein Datenerfassungskonzept für Echolote ist bislang nur von Tyce (1976, 1977) in Zusammenhang mit einem tiefgeschleppten Meßsystem vorgestellt worden. Das 4 kHz Echolot wird als Teil eines umfangreichen geophysikalischen Instrumentariums in etwa 100 Metern Abstand über dem Meeresboden geschleppt. Die Signale werden von einem Transducer erzeugt, wieder empfangen und in analoger Form zum Schiff übertragen. Dort wird das Seismogramm mit einem Analog-Digital-Konverter digitalisiert, einem Peripheriegerät eines PDP-11 Computers, und auf einem 9-Spur Magnetband gespeichert. Graphische Darstellungen erfolgen mit einem Tektronix Graphikschirm oder einem Graphikrecorder. Die Seismogramme werden zunächst mit einer Frequenz von 10 kHz abgetastet, und die Einhüllenden der Signale bestimmt. Zur Reduzierung der Datenmenge erfolgt die Zusammenfassung von jeweils 5 Werten. Auf diese Weise kann bei Schußraten von 1 Sekunde und 330 Meßwerten/Schuß ein kontinuierlicher Datendurchsatz aufrechterhalten werden. Mit wenigen Sekunden Verzögerung liegen diese mehrfach gepufferten Daten dann zur Weiterverarbeitung und graphischen Darstellung vor. Tyce hat im Hinblick auf die Erfassung und Analyse digitaler Echogramme wertvolle Vorarbeiten geleistet. Sein konsequenter Vorschlag, die vorhandenen 3.5 kHz Systeme um Datenerfassungsanlagen zu ergänzen, ist allerdings bislang nicht in die Tat umgesetzt worden.

Bryan (1980) erweitert die Möglichkeiten des Hydrophon-Pinger Experiments von Ewing et al. (1973), bei dem eine 3.5 kHz Schallquelle und ein Hydrophon an einem Einleiterdraht bis zum Meeresboden heruntergelassen werden. Die Aussendung des Schallsignals dicht über dem Boden wird vom Schiff aus synchronisiert. Nach Empfang mit dem Hydrophon wird das analoge Spannungssignal zum Schiff übertragen. Dort erfolgt eine Signalverstärkung und die analoge Aufzeichnung mit einem Magnetbandgerät. Die Daten können später digitalisiert und quantitativ bearbeitet werden.

Vereinzelt werden Versuche unternommen, 3.5 kHz Echogramme während kurzer Profilstücke analog mit Kassettenrecordern oder Magnetbandlaufwerken aufzuzeichnen (z.B. Mienert, 1986), doch ist bislang kein Versuch einer systematischen Registrierung auf längeren Meßprofilen dokumentiert worden. Manley & Flood (1988) arbeiten mit digitalen 3.5 kHz Daten zum Studium von Sedimentwellen, ohne die verwendete Registrierapparatur zu beschreiben. Sie kombinieren die Untersuchungen mit digitalen Auswertungen des Hydrophon-Pinger Experiments.

Das jüngst von Lericolais et al. (1990) vorgestellte System zur digitalen Erfassung und Auswertung extrem hochauflösender seismischer Reflexionsdaten repräsentiert die konsequente technische Weiterentwicklung von Registrierapparaturen, die sich durch eine immer weiter fortschreitende Integration von Computern in den Meßprozeß auszeichnen. Die enge Verzahnung von Rechnern mit Analog-Digital-Wandlern und anderen Meßwerterfassungskomponenten ermöglicht ein Höchstmaß an Flexibilität bei der Anpassung an spezielle Meßaufgaben.

Lericolais et al. (1990) testen zunächst eine Mehrkanal-Registrierapparatur mit einer Abtastrate von 1/8 ms und einem Sparker als seismischer Quelle. Der insgesamt zufriedenstellende Test veranlaßt sie jedoch vor allem aufgrund der unzureichenden zeitlichen Auflösung zur Entwicklung eines neuen Systems zur Datenacquisition, das auf einem Microcomputer mit integriertem Analog-Digital-Wandler basiert. Vorteile sind die Kompaktheit, Modularität, leichte Modifizier- und Optimierbarkeit von Hard- und Software

und die einfache Vernetzungsmöglichkeit mit anderen digitalen Instrumenten und Computern. Mit dem System sind theoretisch Abtastfrequenzen von 200 kHz realisierbar. In Verbindung mit Magnetbandlaufwerken werden Datenraten von etwa 15'000 Meßwerten/Sekunde erzielt. Bei mehreren Kanälen ist die Datenrate entsprechend reduziert. Die Autoren setzen das System erfolgreich sowohl zur Aufzeichnung von hochfrequenten flachseismischen Daten wie auch von Echolot-Seismogrammen ein.

5.2 DAS DIGITALE PARASOUND-INTERFACE

In der ursprünglichen Konzeption der PARASOUND-Anlage sind Komponenten für die externe Aufzeichnung der Echogramme und insbesondere der phasentreuen Seismogramme nicht vorgesehen. Daher ist aufgrund einer eigenen Initiative gemeinsam mit der Herstellerfirma Krupp Atlas Elektronik GmbH, Bremen, eine Konzeption erarbeitet worden, um die erforderlichen zusätzlichen Daten- und Triggersignale für eine digitale Registrierung zugänglich zu machen.

Insgesamt werden drei seismische Signale des PARASOUND-Mehrfrequenzlotes ausgekoppelt (Abb. 5-1). Dazu zählt zum einen das gleichgerichtete und endverstärkte Eingangssignal der analogen Graphikeinheiten DESO und Echoscope. Damit kann im Prinzip auf digitalem Wege die Papieraufzeichnung des DESO-Schreibers reproduziert werden. Soll die Gesamtdatenmenge begrenzt und dennoch möglichst jede Lotung aufgezeichnet werden, können diese Hüllkurven mit geringeren Frequenzen um 5 kHz abgetastet werden.

Das wichtigste Signal ist das phasentreue PARASOUND-Seismogramm. Die Auskopplung dieses Signals erfolgt zum jetzigen Zeitpunkt vor dem Endverstärker und repräsentiert daher noch kein optimales Signal/Noise-Verhältnis. Zwar steht prinzipiell auch eine handgeregelte Version der Signale zur Verfügung, doch wäre bei ihrer Verwendung eine Rekonstruktion der originalen Druckamplituden ausgeschlossen. Auch die hochfrequente Pilotkomponente der parametrischen Quelle von 18 kHz ist potentiell von Interesse und steht daher zur Aufzeichnung zur Verfügung. Damit das Signal mit der vorhandenen Registrierapparatur digitalisiert werden kann, wird bei Erhaltung der Bandbreite elektronisch eine Frequenztransformation von 18 auf 7 kHz vorgenommen.

Die Spannungswerte der Signalleitungen sind direkt proportional zur Druckamplitude im Empfangssystem. Die parametrische Sendeamplitude beträgt theoretisch zwischen 203 und 210 dB für 2.5 bis 5.5 kHz, bezogen auf eine Amplitude von 1μPa in 1 m Entfernung. Die Amplitude in 1 m Entfernung beträgt nominell (unter Fernfeldbedingungen) etwa $2 \cdot 10^4$ Pa. Beginnend mit dem Sendezeitpunkt wird die Verstärkung ('Time Volume Control') mit der Charakteristik $20 \cdot \log(r)$ erhöht, mit der Energieverluste vor allem durch sphärische Divergenz kompensiert werden sollen. Die Seismogrammamplitude läßt sich jedoch nur rekonstruieren, wenn das niederfrequente Signal im Nahfeld mit einem konstanten Wirkungsgrad angeregt wird. Präzise Aussagen darüber sind bislang nicht möglich, weshalb auf die Rekonstruktion der absoluten Echoamplituden verzichtet wird.

In der niederfrequenten marinen Seismik liegt die Registrierdauer in der Regel in der gleichen Größenordnung wie der Delay zum Ausblenden der Wassersäule. Daher kann der Trigger zum Start der Registrierung um einen fest eingestellten Wert gegen den

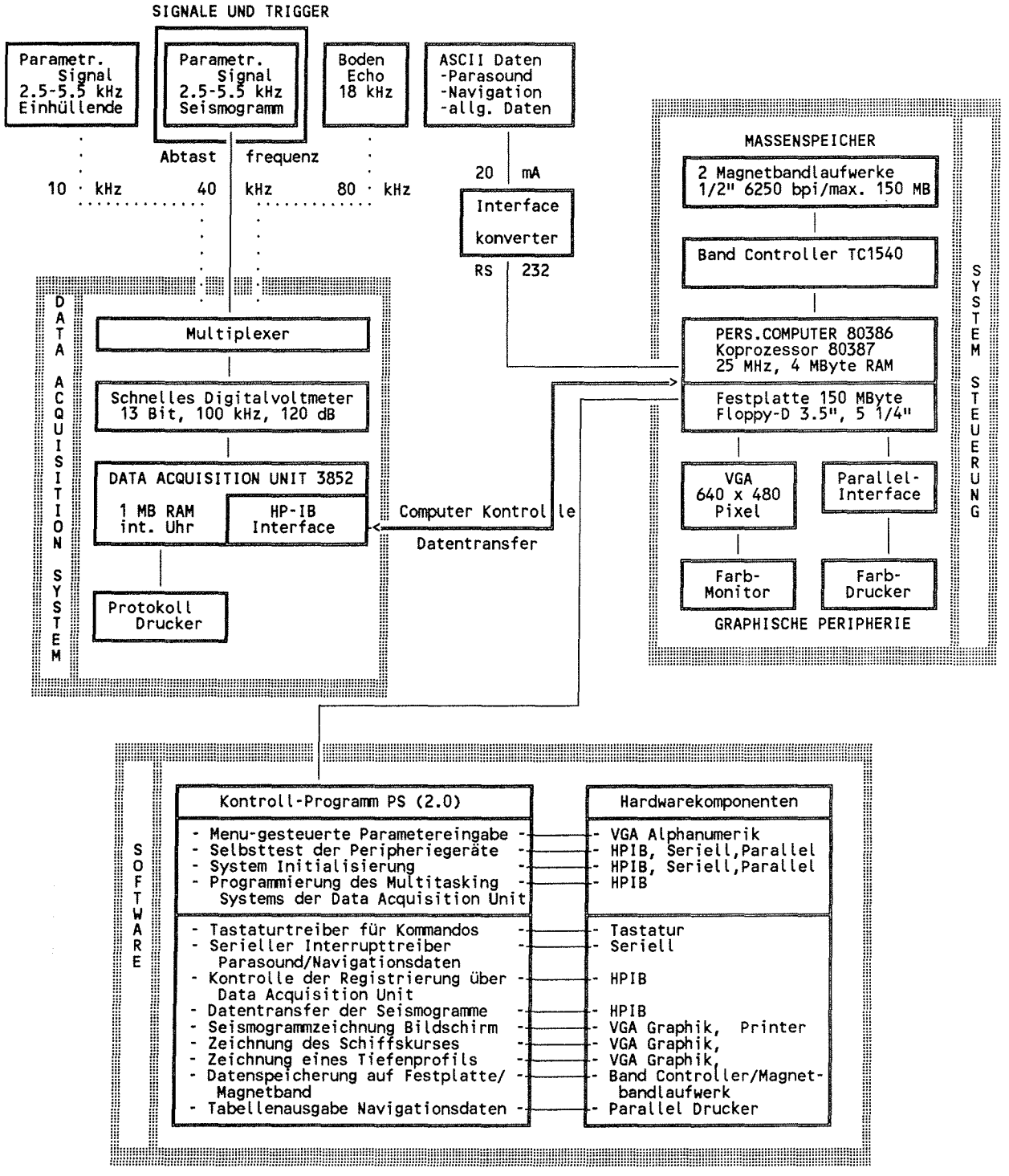


Abbildung 5-1: Gerätekonzept und Softwarekomponenten des PARADIGMA-Systems (**PARA**sound **DIG**italisierungs- und **M**ehrkanal-**A**uswertung)

Sendetrigger versetzt sein. Die Situation bei Echolotregistrierungen ist wesentlich ungünstiger, da Signalenergie nur über ein Zeitintervall von wenigen 10 bis 100 Millisekunden zu erwarten ist, während die Gesamtlaufzeit mehrere Sekunden beträgt. Die topographische Variation der Tiefe beträgt in aller Regel ein Vielfaches der Eindringtiefe, so daß für eine ökonomische Speicherorganisation der Registrierausschnitt gezielt ausgewählt werden muß. Im Pilottonbetrieb ist das seismische Triggerkonzept von konstantem Delay und fester Registrierlänge überhaupt nicht realisierbar. Als Lösung wird der Registriertrigger direkt an den eingestellten Tiefenausschnitt gekoppelt. Der Fensteranfang wird im Wachbetrieb vom Operateur manuell nachgeführt.

Neben den beschriebenen Signalleitungen stehen außerdem die wichtigsten Statusparameter der PARASOUND-Anlage an einer seriellen Schnittstelle zur Verfügung. Damit ist später eine nahezu vollständige Rekonstruktion der Sende- und Empfangsbedingungen möglich. Der Datenstring beinhaltet Signalfrequenz und -länge, das eingestellte Tiefenfenster und den Tiefenbereich, die Betriebsmodi und die Kenndaten des Tiefenlotes (18 kHz).

5.3 DAS PARADIGMA-SYSTEM

Die Anforderungen für eine adäquate Erfassung von PARASOUND-Seismogrammen sind nach ähnlichen Kriterien formuliert, wie sie in der modernen hochfrequenten Flachseismik erfüllt sein müssen (Sparker, Boomer; vgl. z.B. Reynolds, 1990). Da allein schon die Mittenfrequenz der Quellsignale in der Größenordnung von einigen kHz liegt, genügen die Leistungsdaten herkömmlicher mariner Seismiksysteme besonders hinsichtlich der Abtastraten nicht für die notwendige, höchstauflösende Registrierung.

Im Gegensatz zu marin-seismischen Quellen und Empfangssystemen ist das PARASOUND-Echolot fest im Schiff installiert. Diese Situation begünstigt die Entwicklung einer speziell zugeschnittenen Lösung für die Datenerfassung. Bei ihrer Konzeption ist der Versuch unternommen worden, eine optimale Anpassung an die spezifische Schiffsumgebung zu erreichen. Damit bietet sich zugleich die Möglichkeit, alle vorhandenen Schiffssysteme zu nutzen und einen hohen Integrationsgrad der verschiedenen Datenströme zu erreichen, wie er für Standard-Seismiksysteme nur selten realisiert werden kann.

Das PARADIGMA-System (**PARA**sound-**DIG**italisierungs- und **M**ehrkanal-**A**uswertesystem), dessen Entwicklung im Jahre 1988/89 begann, sollte die beschriebenen Aufgaben für das PARASOUND-Echolot übernehmen. Zu diesem Zeitpunkt hatten Einschubkarten für Rechneranlagen, die typische Meßaufgaben mit hohen Durchsatzraten mit Hilfe eines lokalen Prozessors ermöglichen, noch kaum Verbreitung gefunden. Erprobt waren dagegen leistungsfähige unabhängige Systeme mit eigener Intelligenz, die von einem externen Rechner kontrolliert und programmiert werden können. Unter diesen Randbedingungen wurde die in Abbildung 5-1 dargestellt apparative Konfiguration konzipiert.

Dieses Hardwarekonzept unterscheidet die Systemkomponenten 'DATENACQUISITION' und 'SYSTEMSTEUERUNG'. Die Leistungsdaten der Erfassungsseite, einer *Hewlett Packard Data Acquisition Unit HP3852A*, orientieren sich an den Charakteristika der Nutzsignale. Das modular aufgebaute Gerät wurde daher mit einem schnellen Digitalvoltmeter und einem Multiplexer ausgestattet, so daß ein einzelner Kanal mit einer Frequenz von maximal 100 kHz abgetastet werden kann. Für mehrere Kanäle müssen die maximalen Frequenzen entsprechend durch die Kanalzahl geteilt werden. Die Auflösung beträgt 13 Bit, wobei ein Bit

für das Vorzeichen reserviert ist. Bei jeder Einzelmessung wird ein sogenanntes '*Autoranging*' durchgeführt. Dabei wird für jeden Datenwert der optimale von vier Meßbereichen 10.24 V, 2.56 V, 0.32 mV oder 0.04 mV zur Digitalisierung eingestellt. Mit dem zusätzlichen 2-Bit Exponent besitzt die Apparatur eine Dynamik von 120 dB und deckt damit bei weitem die Amplitudenschwankungen von PARASOUND-Seismogrammen ab. Ein im Voltmeter integrierter Speicher erlaubt die zeitweise Pufferung der Daten, bevor sie an die Haupteinheit weitergegeben werden. Diese verfügt über ein flexibles Betriebssystem, unter dem bis zu 20 Prozesse in einem 'Multitasking'-Betrieb gleichzeitig ablaufen können. Auf diese Weise lassen sich alle wesentlichen Aufgaben der Meßwerterfassung, der Übertragung von Daten an den Steuerrechner, der Programmierung und Veränderung der Registrierparameter und der internen System- und Fehlerkontrolle, parallel und unabhängig von der eigentlichen Systemsteuerung ausführen.

Als Steuerrechner wird ein Personal Computer der AT-Klasse mit einem 80386/387-Prozessor eingesetzt, an den eine Vielzahl von speziell angepaßten Peripheriegeräten angeschlossen werden kann. Neben den vergleichsweise geringen Kosten waren für diese Lösung vor allem die völlige Transparenz und Standardisierung IBM-kompatibler Rechner, die große Auswahl an kommerziellen Softwarekomponenten und die Flexibilität hinsichtlich von Erweiterungen ausschlaggebend. Nachteilig wirkt sich das Fehlen eines '*Multitasking*'-Betriebssystems aus, um die Echtzeitregistrierung zu unterstützen. Dieser Nachteil wird durch die Programmierung auf System- und Hardwareebene und die Umsetzung des *Multitasking*-Prinzips innerhalb des selbstentwickelten Programmpakets weitgehend kompensiert.

Die Verlagerung des Meßprozesses auf ein separates Gerät führt zu einer wesentlichen Entlastung der Steuereinheit, die damit freie Kapazität für zusätzliche Aktivitäten gewinnt. Die Kontrolle der Registrierung erfolgt über eine HPIB-Schnittstelle (Hewlett Packard Interface Bus; IEEE 488-Standard) und eine spezifische Programmiersprache. Sobald die Meßdaten für einen Transfer vorbereitet sind, werden sie vom Steuerrechner übernommen und wahlweise auf der Festplatte oder direkt auf zwei 1/2"-Magnetbandlaufwerken gespeichert. Während die Abspeicherung auf Festplatte nur eine temporäre Lösung darstellt, erfolgt die endgültige Archivierung auf einem Datenträger, der zur Zeit von praktisch allen potentiellen Nutzern gelesen werden kann. Zur Speicherung werden deshalb 1/2"-Magnetbänder, das derzeit standardisierte Medium seismischer Datenverarbeitung, eingesetzt. Bei einer Schreibdichte von 6250 bpi (Bytes per Inch) können pro Magnetband bis zu 150 MByte Daten (entsprechend 75 Millionen Datenwerten in gepacktem 16-Bit-Format) gespeichert werden.

Im Pilottonbetrieb hängt die Gesamtmenge registrierter Daten von der aktuellen Wassertiefe und damit auch von der Zahl der ausgesendeten Pulse ab (Tab. 5-1; vgl. auch Tab. 3-2). In Extremfällen entstehen Datenmengen ähnlicher Größenordnung wie bei hochauflösenden seismischen Analysen oberflächennaher Sedimente mit beispielsweise 8 Kanälen, einer Registrierdauer 2 s und einer Abtastrate von 1/4 ms. Zwei Datenformate sind verfügbar: ein spezifisches gepacktes 16-Bit Format der Data Acquisistion Unit und 32-Bit IBM Floating Point Format des SEG-Y-Standards. Bei einem kontinuierlichen Meßbetrieb während einer vierwöchigen Reise fällt bei Ausnutzung aller Möglichkeiten und Aufzeichnung der kompletten Informationen Datenmaterial von mehreren hundert Magnetbändern an. Eine sinnvolle Bearbeitung dieser Datenfülle ist dann nur noch mit speziell dafür ausgelegten Prozessing-Systemen möglich.

Tabelle 5-1: Maximale Datenmengen bei der digitalen Aufzeichnung von PARASOUND-Seismogrammen im Pilottonbetrieb. Angegeben ist die Datenmenge pro Stunde für eine Registrierlänge von 100 m (=133 ms) bei 40 kHz Abtastfrequenz in Abhängigkeit von der Wassertiefe und der Range-Einstellung (vgl. auch Tabelle 3-2). Als Datenformate stehen das gepackte 16-Bit Format der Data Acquisition Unit und das 32-Bit IBM Floating Point Format des SEG-Y-Standards zur Verfügung. Bei größerer Registrierlänge oder Änderung der Abtastfrequenz müssen die Zahlen entsprechend umgerechnet werden.

Wasser-tiefe [m]	Zweiw. laufz. [s]	Anzahl Pulse	Länge Pulsfolge [s]	Datenmenge pro Stunde bei Registrierlänge 100 m [MB]	
				Datenformate gepackt	SEG-Y
Range 5000 m: Triggerperiode 8.31 s					
1000	1.33	1	0.4	4,60	9,20
1500	2.00	3	1.2	13,79	27,59
2000	2.67	4	1.6	18,39	36,79
2500	3.33	6	2.4	27,59	55,18
3000	4.00	8	3.2	36,79	73,57
3500	4.67	7	2.8	32,19	64,38
4000	5.33	5	2.0	22,99	45,98
4250	5.67	4	1.6	18,39	36,79
4500	6.00	3	1.2	13,79	27,59
5000	6.67	1	0.4	4,60	9,20
Range 10000 m: Triggerperiode 13.67 s					
3500	4.67	9	3.6	25,22	50,44
4000	5.33	11	4.4	30,82	61,65
4250	5.67	12	4.8	33,62	67,25
4500	6.00	13	5.2	36,43	72,85
5000	6.67	14	5.6	39,23	78,46
5500	7.33	13	5.2	36,43	72,85
6000	8.00	12	4.8	33,62	67,25

Mit der Speicherung sind im Prinzip die typischen Aufgaben einer seismischen Registrierapparatur erfüllt. Hier kommen nun die Vorteile eines frei programmierbaren Datenerfassungssystems auf der Basis eines Personal Computers voll zum Tragen. Ohne in Einzelheiten auf die bislang realisierten Erweiterungen des PARADIGMA-Systems einzugehen, sollen die wesentlichen Komponenten im folgenden kurz zusammengefaßt werden:

- Interaktive Online Kontrolle des Meßprozesses.

Marin-seismische Messungen laufen zumeist nach einem Standardschema ab, bei dem ein Parametersatz über lange Zeit beibehalten wird. Kontrollfunktionen (Quellen, Empfänger, Registrierung) sind auf verschiedene Instrumente verteilt. Im Gegensatz dazu erlaubt das PARADIGMA-System dier Änderung der Registrierparameter sowie der alphanumerischen und

graphischen Ausgabe während der Messungen. Auf diese Weise ist eine unmittelbare Anpassung der Registrierung etwa an variable morphologische Gegebenheiten und eine fortlaufende Optimierung der aufgezeichneten Daten möglich, ohne daß der Meßprozeß unterbrochen werden muß.

- **Datenspeicherung auf Festplatte oder Magnetband**
  Für die Archivierung der Meßdaten stehen alternativ die Festplatte zur zeitweiligen Datenhaltung und zwei Magnetbandlaufwerke zur Verfügung. Daten im SEG-Y-Format können mit allen Standard-Seismiksystemen eingelesen werden. Im Meßbetrieb wird automatisch zwischen beiden Magnetbandlaufwerken umgeschaltet und gegebenenfalls auf der Festplatte zwischengepuffert. Die erreichte Funktionalität geht weit über die Möglichkeiten herkömmlicher Registriersysteme hinaus.

- **Datenintegration über serielle Schnittstellen**
  Über serielle Schnittstellen können parallel zur Meßdatenerfassung die Statusinformationen der PARASOUND-Anlage und sämtliche Schiffsdaten (Navigation, Schiffsbewegung, Wassertiefen) eingelesen und direkt in die Seismogrammheader integriert werden. Ein weiterer Datensatz zur späteren Bearbeitung von Positionen, Wassertiefen und PARASOUND-Kenndaten wird auf der Festplatte abgelegt.

- **Tabellenausgabe der Statusparameter**
  Während des Meßbetriebes werden alle wesentlichen Statusinformationen über die PARASOUND-Anlage, die geographischen Koordinaten, die Schiffsbewegung und die Kenndaten der Digitalisierung in Abständen weniger Minuten auf einem Drucker in tabellarischer Form ausgegeben. Diese Tabellen lassen sich sehr effektiv für Arbeiten mit den analogen Aufzeichnungen und eine schnelle Übersicht der registrierten digitalen Daten nutzen.

- **Vorbearbeitung und Darstellung der Seismogramme auf dem Bildschirm**
  Mit der Bildschirmdarstellung der Seismogramme ist eine direkte Überprüfung der Datenqualität möglich. Über die Online Kontrolle können dazu verschiedene Bearbeitungsfilter wie AGC, Bandpaß-, Korrelations- oder Kovarianzfilter frei gewählt werden. Seismogramme werden als Kurvenzüge oder in Flächenschrift gezeichnet. Auch die Umsetzung der Amplituden in eine Farbskala ähnlich dem PARASOUND Echoscope ist möglich. Eine gezielte Wahl von Seismogrammausschnitten ist ebenfalls vorgesehen.

- **Bildschirmdarstellung von Tiefenprofilen**
  Die kontinuierliche Aufzeichnung der Topographie erleichtert während der Profilmessungen die Orientierung und erlaubt eine erste Bewertung von Sedimentationsräumen.

- **Bildschirmdarstellung der Kurslinie**
  Insbesondere für Registrierungen auf Probennahmestationen ist eine graphische Kontrolle über die Schiffsbewegungen von Nutzen, um eine gezielte Annäherung an ausgewählte Positionen zu erreichen.

- **Druckerausgabe seismischer Sektionen**
  Die unmittelbare Ausgabe seismischer Sektionen wird in Verbindung mit schnellen Filteroperationen und ersten Prozessingschritten vor allem als Grundlage für die weitere sachgerechte Profilplanung vor Ort herangezogen. Verschiedene Horizontal- und Vertikalmaßstäbe, Darstellungsarten (Farbe, Grauwerte) und Filter können den Gegebenheiten angepaßt und während der laufenden Messungen modifiziert und optimiert werden.

Für die Emulation eines *Multitasking*-Betriebes wurde das Konzept der *'Event Loop'*-Programmierung gewählt, wie es auch bei modernen Benutzeroberflächen (Windows, Macintosh) Verwendung findet. Innerhalb einer Endlosschleife werden alle Eingabegeräte nacheinander abgefragt, die Systemzustände der Registrierapparatur und Ausgabegeräte überprüft und die Größe der Datenpuffer kontrolliert. In Abhängigkeit von einer jedem Prozeß

zugewiesenen Priorität erfolgen entsprechende Reaktionen. Dabei sorgt ein spezielles zeitliches Organisationsschema dafür, daß bestimmte Prozesse nur in festen Abständen aktiviert werden.

Zwei zentrale Prozesse sind für den Systemablauf und die Prozeßkontrolle erforderlich und werden deshalb kontinuierlich abgefragt:

- Statusabfrage der Datenerfassungseinheit (1)
- Tastaturabfrage (2)

Weitere Prozeßabfragen erfolgen in regelmäßigen Intervallen:

- Pufferstatus und Einlesen serieller PARASOUND-Daten (3)
- Pufferstatus und Einlesen serieller Navigationsdaten (4)

Die zeitlichen Abstände werden dem jeweiligen Datenfluß über die Schnittstellen angepaßt. In Abhängigkeit vom Ergebnis der genannten Abfragen werden dann weiterführende Schritte ausgeführt. Liegen Meßdaten vor (1), so werden sie an den Steuerrechner übertragen und abgespeichert. Sind Tasten gedrückt worden (2), werden die Eingaben decodiert und gegebenenfalls Befehle ausgeführt. Die graphische Seismogrammdarstellung erfolgt optional mit Decodierung, Vorbearbeitung und Zeichnung auf dem Graphikschirm. Verschiedene Filterfunktionen wie Bandpaß-, Korrelations- und Kovarianzfilter oder AGC sind in diesem Zusammenhang aktivierbar. Serielle Daten werden weiterverarbeitet (3,4), wenn der Prozeß aufgerufen wird und der Datenbuffer jeweils einen vollständigen Record enthält. Dies zieht optional verbunden mit der Abspeicherung von Navigationsdaten, der Erstellung von Tabellen und der Aufbereitung für eine Karten- oder Tiefenprofilzeichnung. Eine Ausgabe als seismische Sektion auf einem Farbdrucker einschließlich eines gezielten Prozessings der Seismogramme ist in der letzten Programmversion zusätzlich integriert worden.

Die Gesamtdauer der mindestens erforderlichen Prozesse definiert den maximal erreichbaren Datendurchsatz. Wenn diese Zeit auf einen Wert unter 400 ms reduziert werden kann, so ist theoretisch die Digitalisierung jedes Seismogramms einer Pulsfolge realisierbar. Jeder zusätzliche, teilweise in unregelmäßiger Folge aktivierte, selektiv anwählbare Prozeß vergrößert die Gesamtdauer und verringert die Datenrate.

Im Pilottonbetrieb besteht alternativ die Möglichkeit, bei der Digitalisierung den gesamten Datenpuffer der Datenerfassungseinheit auszunutzen. Es werden in diesem Betriebsmodus zunächst alle Seismogramme einer Pulsfolge digitalisiert, bevor sie in der Empfangspause an den Steuerrechner abgegeben werden. Dadurch steht im Mittel pro Seismogramm mehr Zeit für die zentralen Aufgaben zur Verfügung. Im Zuge einer gerade vollzogenen Prozeßoptimierung konnte auf diesem Wege die Aufzeichnung nahezu aller Seismogramme erreicht werden.

Diese kurze Aufzählung verdeutlicht, daß mit dem gewählten Hardwarekonzept die Funktionalität gegenüber herkömmlichen Datenerfassungsanlagen erheblich gesteigert werden konnte. Vor allem wurden wesentliche Komponenten für die Qualitätskontrolle, die direkte Steuerung und die Ausgabe vorprozessierter Daten integriert. Die schrittweise realisierte Erhöhung des Datendurchsatzes ermöglicht nunmehr die nahezu vollständige Erfassung verfügbarer seismischer Informationen.

Die Vielseitigkeit der PARADIGMA-Anlage beruht auf einer gegenüber herkömmlichen Systemen erheblich gesteigerten Computerintegration in den Meßprozeß. Mit steigender Leistungsfähigkeit der Computersysteme gewinnt auch die Online Verarbeitung der Daten zunehmend an Bedeutung. Sie ist im PARADIGMA-System ansatzweise realisiert worden und soll in Zukunft mit wachsender Erfahrung beim Prozessing von Echolotdaten weiter optimiert werden, so daß in der Perspektive viele Datenbearbeitungsschritte direkt mit der Registrierung verknüpft werden können.

6. Die seismische Signatur des PARASOUND-Systems und die Reflexionsantwort von Oberflächensedimenten

6.1 Kenndaten seismischer und echographischer Meßverfahren

Obwohl primär nicht als seismisches Meßsystem konzipiert, besitzt das PARASOUND-Echolot einige spezielle und für die exakte Abbildung von Untergrundstrukturen sehr vorteilhafte technische Eigenschaften. Positiv wirken sich die Abstrahlcharakteristik, die präzise Quellsignalkontrolle und eine hohe Schußrate aus. Sie bestimmen zusammen mit Hauptfrequenz und Form des Quellsignals die seismische Charakteristik. Zur herkömmlichen Seismik bestehen eine große Zahl von Anknüpfungspunkten, aber auch eine Reihe signifikanter Unterschiede.

Da das PARASOUND-Echolot ursprünglich ausschließlich für eine analoge Papieraufzeichnung der Echogramme entwickelt worden ist, bestehen andererseits einige Defizite hinsichtlich der allgemeinen Verwendbarkeit als seismisches Meßsystem. Die grundlegenden Systemeigenschaften des PARASOUND-Echolotes können jedoch einer prinzipiellen Bewertung als seismisches Einkanalsystem unterzogen werden. Die angesprochenen Defizite betreffen vor allem die Bandbreite des Quellsignals, die Strahlsteuerung und Automatisierung des Meßbetriebes. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sollen in eine schrittweise Optimierung dieser Aspekte einfließen. Die digitalen Komponenten für das PARADIGMA-System sind keine integralen Bestandteile und wurden nachträglich und zum Teil erst provisorisch eingebaut. Hier können noch Verbesserungen durch die konstruktive Verknüpfung der beiden Anlagenteile erreicht werden.

Aus den technischen Eigenheiten, die bereits in den vorherigen Kapiteln ausführlich diskutiert wurden, resultieren eine Reihe prinzipieller Unterschiede zu typischen seismischen Kenndaten, die in Tabelle 6-1 für Echolote, hochauflösende und tiefreichende Seismik aufgeführt sind. Die Unterschiede basieren primär auf der Signalfrequenz, die mit ~4 kHz um das 20- bis 200-fache höher ist als bei Einsatz von Luftkanonen für Tiefseeregistrierungen. Die Signaleindringung nimmt umgekehrt proportional von mehreren Kilometern bis auf einige 10 bis maximal 200 Meter ab. Parallel dazu verbessert sich die theoretische Auflösung, hier zu 1/10 der Wellenlänge angesetzt, von etwa 10 Metern auf eine Größenordnung von 5 Zentimetern.

Die Informationsdichte der Verfahren läßt sich besser beurteilen, wenn die Angaben auf die jeweilige Hauptwellenlänge bezogen werden. So nehmen die Werte der Signaleindringung zwar mit der Frequenz ab, doch entspricht die Eindringung von 100 Metern etwa 260 Wellenlängen. Sie liegt damit deutlich über den seismischen Verfahren mit etwa 100 Wellenlängen. Dieser Parameter ist insofern von besonderer Bedeutung, als er im Vergleich mit einer äquivalenten seismischen Untersuchung eine etwa 2-3 mal höhere vertikale Auflösung des graphischen Darstellungsmediums erforderlich macht. Größere Papierformate und/oder modifizierte Darstellungstechniken wie Grauwert- oder Farbskalierung der Amplituden bieten sich für eine Lösung an. Dies impliziert gleichzeitig einen Übergang von Kurvenzügen und Flächenschrift zu einer pixelorientierten Seismogrammdarstellung, wie sie mit modernen hochauflösenden elektrostatischen

Tabelle 6-1: Vergleich typischer seismischer Kenndaten von Echoloten, hochauflösender und tiefreichender Seismik. Da viele Parameter, besonders Eindringtiefe und Geschwindigkeit, in einem breiten Spektrum variieren, können die Angaben der Tabelle lediglich als Anhaltspunkte dienen. Aus Geschwindigkeit und Frequenz werden die Kenngrößen wie Eindringtiefe, Auflösung und Topographie in Vielfache der jeweiligen Wellenlänge umgerechnet. Für typische Abtastraten die Datenmenge pro Seismogramm (bei 4 Byte/Meßwert) angegeben. Die abgeschätzte Gesamtdatenmenge bei typischer Schußfolge und Kanalzahl liegt für alle Verfahren in ähnlicher Größenordnung.

	SEISMIK	**HOCHAUFLÖSENDE SEISMIK**	**ECHOGRAPHIE**
REGISTRIERDAUER [S]	10	2	0.2
EINDRINGTIEFE [M]	10000	1000	100
GESCHWINDIGKEIT [M/S]	2000	2000	1500
SIGNALFREQUENZ [HZ]	20	200	4000
WELLENLÄNGE [M]	100	10	0.4
STRUKTURAUFLÖSUNG [M]: = ~1/10 DER WELLENLÄNGE	~ 10	~ 1	~ 0.05
EINDRINGTIEFE IN WELLENLÄNGEN	100	100	250
50 M TOPOGRAPHIE IN WELLENLÄNGEN	0.5	5	>100
ABTASTRATE [MS]	4	0.25	0.025
DATENMENGE/SEISMOGRAMM [KB]	5	32	32
SCHUßFOLGE [S]	12	12	~1.5
ANZAHL KANÄLE	≥24	≥8	1

Druckern und Laserdruckern umsetzbar ist. Werden die Darstellungstechniken den genannten Anforderungen nicht gerecht, so gehen zwangsläufig Informationen verloren.

Die Problematik der graphischen Auflösung wird verschärft durch die mit Frequenz und Auflösung wachsende Bedeutung der Topographie. Während die topographischen Variationen in der Seismik nur wenige Wellenlängen ausmachen und damit für die Kohärenz von Reflexionshorizonten keine große Rolle spielen, liegen sie in der Echographie in der gleichen Größenordnung wie die Mächtigkeit der beobachteten Strukturen. Sind beispielsweise die Schwankungen der Wassertiefe mit 100 Metern etwa gleich groß wie die Signaleindringung, so steigt der vertikal zu erfassende Bereich auf 500 Wellenlängen an im Vergleich mit etwa 100 Wellenlängen in der herkömmlichen Seismik. Spezielle Techniken sind daher erforderlich, um in einem gegliederten Gelände die Kohärenz der Reflektoren sicherzustellen, da sie in benachbarten Seismogrammen bereits um mehrere Wellenlängen gegeneinander versetzt sein können. Zum Teil kann dies durch Erhöhung der lateralen Datendichte, durch die Digitalisierung der kompletten Seismogrammfolge und generell mit einer aufwendigeren graphischen Aufbereitung der Daten erreicht werden.

Registrierdauer und Abtastrate variieren in einem breiten Spektrum. Für typische Werte liefert eine Abschätzung bei der hochauflösenden Seismik und der Sedimentechographie die größten Datenmengen pro Seismogramm. Erst die hohe Kanalzahl der Mehrkanalseismik bewirkt letztendlich die größeren Datenmengen dieses Verfahrens für einen einzelnen Schuß. Werden jedoch die Möglichkeiten des Echolotsystems vollständig ausgenutzt und Seismogramme durchschnittlich alle 1-2 Sekunden digital aufgezeichnet, so

fallen die Gesamtdatenmengen aller Verfahren in die gleiche Größenordnung. Der Datenverarbeitungsaufwand ist also in allen Fällen ähnlich hoch anzusetzen, mit unterschiedlichen Schwerpunkten bei den Auswerteschritten.

Die räumliche Verteilung der abgestrahlten Energie, die in den Parametern der Tabelle 6-1 nicht zum Tragen kommt, spielt in dieser Hinsicht eine große Rolle. Seismische Einzelquellen strahlen in der Regel Kugelwellen ab, so daß von allen Reflexionspunkten innerhalb eines großen Schallkegels reflektierte oder diffraktierte Energie zum Empfängersystem gelangt. Nur bei der parallelen Verwendung mehrerer Einzelquellen kann durch geeignete räumliche Anordnung eine Richtwirkung erzielt werden. Das Resultat seismischer Messungen in morphologisch gegliedertem Gelände sind in größerem Ausmaß hyperbolische Echos, die durch Reflexion von gekrümmten Oberflächen oder durch Diffraktionen entstehen und nur mit aufwendigen Migrationsverfahren unterdrückt werden können.

Die enge Schallbündelung des PARASOUND-Echolotes reduziert diese Effekte deutlich, wie mit der Diskussion der Parameter Öffnungswinkel, Bodenneigung, Rauhigkeit und Morphologie der Oberfläche und mit den theoretischen Echoprofilen in Abschnitt 4 gezeigt werden konnte. Außerdem wird der Beitrag der Fresnelzone, innerhalb der die Laufwegunterschiede von der reflektierenden Fläche weniger als 1/4 der Wellenlänge betragen und die Echos konstruktiv interferieren, zur gesamten Reflexionsenergie noch weiter erhöht. Allerdings liegt aufgrund der geringen Wellenlänge von nur ~40 cm die natürliche Variation der Mikrotopographie bereits in der Größenordnung von $\lambda/4 = 10$ cm, so daß mit einfachen theoretischen Ansätzen die Komplexität der Oberflächengeometrie in der Praxis nicht hinreichend erfaßt werden kann. Auf die komplexen theoretischen Grundlagen und die Bedeutung der Fresnelzonen für seismische Registrierungen soll hier aber nicht näher eingegangen werden (vgl. dazu z.B. Knapp, 1991).

Mit einer engen Schallbündelung kann die theoretische Behandlung von Echolotdaten prinzipiell entscheidend vereinfacht werden, da sich das Problem mit Hilfe der Strahlstabilisierung auf die senkrechte Abstrahlung und den senkrechten Einfall (*normal incidence*) reduzieren läßt. Liegen die Daten bereits als *normal incidence* Seismogramme vor, so können mehrere sonst notwendige Datenbearbeitungsschritte umgangen werden. Das ist umso bedeutsamer, als Echogramme nur auf einem Kanal registriert werden können, und die Redundanz sortierter Mehrkanaldaten fehlt.

Redundante Informationen und kohärente Signalenergie entstehen allerdings auch, wenn sich bei schneller Lotfolge die eng begrenzten und präzise definierten Echoflächen überlappen. Im Pilottonbetrieb läßt sich diese Eigenschaft innerhalb einer Triggerperiode bei einem Überlappungsgrad von weit über 80% für eine Stapelung der Seismogramme ausnutzen. Damit wird dieses Defizit gegenüber mehrkanalseismischen Registrierungen zumindest teilweise ausgeglichen.

Ein zweiter Vorteil der Mehrkanalseismik besteht in der Möglichkeit von Geschwindigkeitsanalysen. Sie sind notwendig für eine vollständige seismische Charakterisierung des Untergrundes, die Berücksichtigung von Brechung an Grenzflächen und die Erstellung von Tiefensektionen. Solange jedoch die Geschwindigkeitsvariationen so gering sind wie in vielen Oberflächensedimenten (u.a. Hamilton, 1973), kann aus Geschwindigkeitsanalysen keine zusätzliche Information erwartet werden. Zwar sind in besonderen Einzelfällen, wie in Turbiditsequenzen, Geschwindigkeitszunahmen von etwa 10-20% zu erwarten, doch lassen sich diese wegen der geringen Schichtmächtigkeiten in der Regel nicht aus den

seismischen Registrierungen ableiten. Nehmen der Verfestigungsgrad der Sedimente und damit sowohl Geschwindigkeit als auch die Naßdichte signifikant zu, so wird das Echolotsignal dagegen weitgehend abgeschwächt und absorbiert. Eine größere Signaleindringung ist dann nur noch in Ausnahmefällen zu beobachten.

Zwei weitere Besonderheiten des Echolotsystems sollen in diesem Zusammenhang noch erwähnt werden. Zum einen ist durch die Verwendung von *Transducern* eine weitergehende präzise Kontrolle der Signalform möglich, wie sie mit seismischen Quellen nur selten erreichbar ist. Dazu kommt, daß beim PARASOUND-System die Nutzfrequenz von 2.5-5.5 kHz außerhalb des Resonanzbereiches der Schallquellen von etwa 20 kHz liegt und damit beim Empfang eine phasentreue Wiedergabe erwartet werden kann. Welche Signale vom System abgestrahlt werden und wie ihre Eigenschaften die Seismogramme und seismischen Sektionen beeinflussen, soll in den folgenden Abschnitten behandelt werden.

Der feste Einbau im Schiffsinnern erlaubt die routinemäßige Registrierung auch bei langsamer Fahrt und auf Stationen. So können über längere Zeit dieselben Echoflächen untersucht werden. Das erlaubt insbesondere, die variablen Quellfrequenzen und Pulslängen für systematische Untersuchungen zu nutzen und die Resultate mit den physikalischen Untersuchungen an Sedimentkernen zu vergleichen. Hiermit läßt sich die kausale Verknüpfung zwischen Seismogramm und akustischen Impedanzprofilen des Untergrundes analysieren und verifizieren. Das Bindeglied bildet die Berechnung synthetischer Seismogramme, die direkt aus den Messungen der Schallgeschwindigkeit und Naßdichte abgeleitet werden können.

6.2 SEISMISCHE MODELLIERUNG MIT SYNTHETISCHEN SEISMOGRAMMEN

Die Fortpflanzung seismischer Wellen in geschichteten Medien kann durch die Berechnung synthetischer Seismogramme modelliert werden. Dazu wird aus einem gegebenen Schichtmodell des Untergrundes die Impulsantwortfunktion abgeleitet. Sie beschreibt die Ausbreitung eines *Dirac*-Pulses, wobei alle reflektierten und transmittierten Komponenten in einem gegebenen Zeitfenster einschließlich interner Multipler berücksichtigt werden. Das Seismogramm läßt sich anschließend durch Faltung mit beliebigen Quellsignalen erzeugen.

Ein wesentlicher Unterschied der verschiedenen für diesen Zweck entwickelten Verfahren besteht im Aufbau und der Diskretisierung des zugrunde liegenden Schichtmodells. In dieser Arbeit wird ein Programm verwendet, das auf der Zustandsraummethode (*state-space approach*) von Mendel et al. (1979) basiert, die im Zeitbereich formuliert wurde. Das Wellenfeld in dem n-Schichtmodell wird in eine nach unten und oben laufende Komponente zerlegt. Für jeden Zeitschritt ist das System mit einem 2n-dimensionalen Zustandsvektor beschrieben, der durch die auf- und ablaufenden Signalkomponenten definiert ist. Die Wellenfortpflanzung wird simuliert, indem das Eingangssignal über die Grenzflächenbedingungen und die Wellengleichung in die beiden gegenläufigen Komponenten zerlegt wird. Das Ergebnis kann rekursiv im nächsten Zeitschritt verwendet werden. Das Seismogramm läßt sich an einem beliebigen Raumpunkt (=Geophonort) für beide Wellenfelder ablesen.

Zur numerischen Berechnung muß das Schichtmodell, das prinzipiell beliebige Schichtmächtigkeiten zuläßt, in Intervalle konstanter Einwegelaufzeit zerlegt werden. Die

verwendeten Formeln werden dann in Finite-Differenzen-Gleichungen umgewandelt. Der Diskretisierungsabstand muß entsprechend der Variation der Einwegelaufzeiten so klein gewählt werden, daß Phasen- und Amplitudenverzerrungen im Seismogramm minimal sind. Für eine optimale Modellierung müßte der Diskretisierungsabstand dem größten gemeinsamen Teiler aller Einwegelaufzeiten entsprechen. Sind Bandbreite und Grundfrequenz des Quellsignals bekannt, so können ohne Qualitätseinbußen für eine Optimierung der Rechenzeit größere Abstände gewählt werden. Der Algorithmus arbeitet auch bei einer großen Anzahl von Schichten (hier bis 3000) noch sehr effizient und ist damit für die Vergleiche mit hochauflösenden Impedanzlogs besonders geeignet.

6.3 DAS PARASOUND-QUELLSIGNAL

Die Abstrahlcharakteristik eines Echolotes wird wesentlich durch die Ausmaße und Geometrie der *Transducer* und die Grundfrequenz des Signals bestimmt (vgl. Abschnitt 2). Bei einer parametrischen Schallquelle liegen die generierten Primärfrequenzen sehr viel höher als die eigentliche Nutzfrequenz. Dadurch kann die Schallenergie auf einen engen Kegel begrenzt werden. Gleichzeitig gelingt es auf diesem Wege, ein genauer definiertes Signal mit steileren Anstiegsflanken und Gradienten zu erzeugen. Herkömmliche 3.5 kHz *Transducer* arbeiten dagegen in der Regel in der Nähe der Resonanzfrequenz. Werden sie mit einer sinusförmigen Spannung angesteuert, so sind Einschwing- und Nachschwingvorgänge und damit verbunden eine signifikante Verlängerung des Quellsignals zu beobachten (vgl. z.B. Tyce, 1976).

Das PARASOUND-Quellsignal wird in sehr guter Näherung als Sinusoid mit einstellbaren Längen von 1 bis 8 Perioden erzeugt. Die theoretisch angestrebte und elektronisch eingespeiste Signalform ist in Abbildung 6-1A für eine Schwingungsperiode und die einstellbaren Frequenzen zwischen 2.5 und 5.5 kHz dargestellt. Die zugehörigen Signalspektren (Abb. 6-1C) zeigen die Verschiebung der Mittenfrequenz bei zunehmender Bandbreite. Das akustische Fenster im Empfangssystem der PARASOUND-Anlage entspricht einem Bandpaßfilter von 2 bis 6 kHz. Die obere Flanke muß bereits bei 6 kHz liegen, da sonst das um 2-3 Größenordnungen stärkere 18 kHz-Signal nicht vollständig aus den Daten eliminiert werden kann. Die Frequenzen unterhalb von 2 kHz sind wegen der Schiffsgeräusche ebenfalls aus dem Registrierfenster ausgeschlossen worden.

Um diese Empfangscharakteristik zu simulieren, wurde das Ausgangssignal mit einem Butterworth-Bandpaß (2-6 kHz; 3 dB-Punkte) gefiltert (Abb. 6-1B). Das Resultat ist ein längeres Signal mit einem Vorläufer-Minimum und Nachschwingungen, die auf bis zu 50% der Hauptamplitude ansteigen können. Die Identifikation des Ersteinsatzes wird erschwert. Mit zunehmender Frequenz ist deutlich die Amplitudenverringerung zu erkennen, die auf das Verschmieren der Signalenergie und die Reduzierung der Gesamtenergie beim Filtern zurückzuführen ist. Dies zeigt auch das Amplitudenspektrum der gefilterten Signale (Abb. 6-1D).

Höchste Auflösung wird mit dem Einsatz des kürzesten Quellsignals (≥0.18 ms) maximaler Frequenz (5.5 kHz) erreicht. Die vom Sender ausgestrahlte Gesamtenergie ist dann jedoch am geringsten. Um andererseits eine höhere Eindringung in den Boden zu erzielen, werden mehrere aufeinanderfolgende Schwingungen ausgesandt, welche die

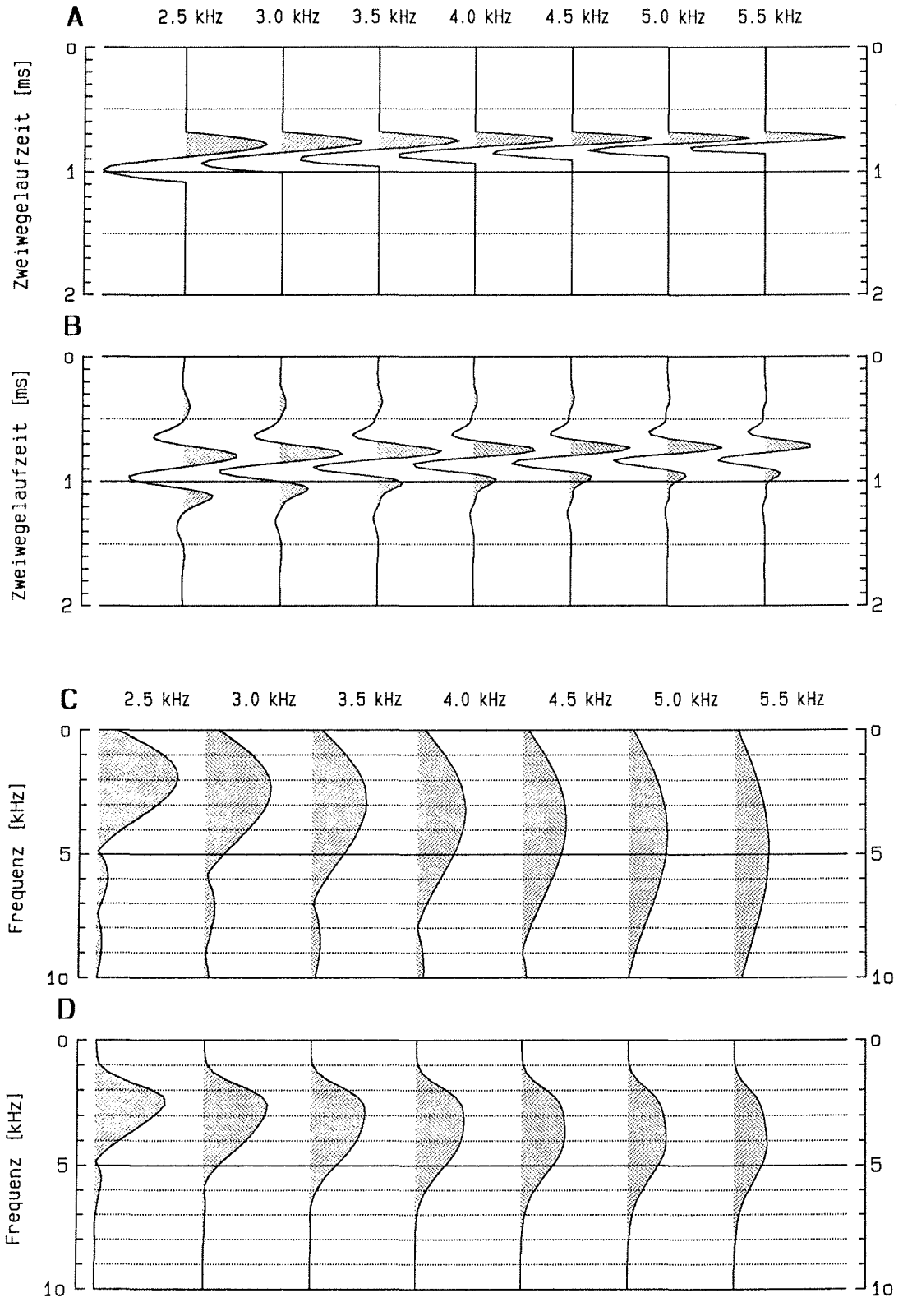


Abbildung 6-1: Theoretische PARASOUND-Quellsignale für Pulslänge p=1. (A) Ungefilterte Seismogramme für alle Signalfrequenzen von 2.5 bis 5.5 kHz in Schritten von 0.5 kHz. (B) Von 2 bis 6 kHz bandpaßgefilterte Seismogramme aus A. (C) Amplitudenspektren der Signale aus A. (D) Amplitudenspektren der bandbegrenzten Signale aus B.

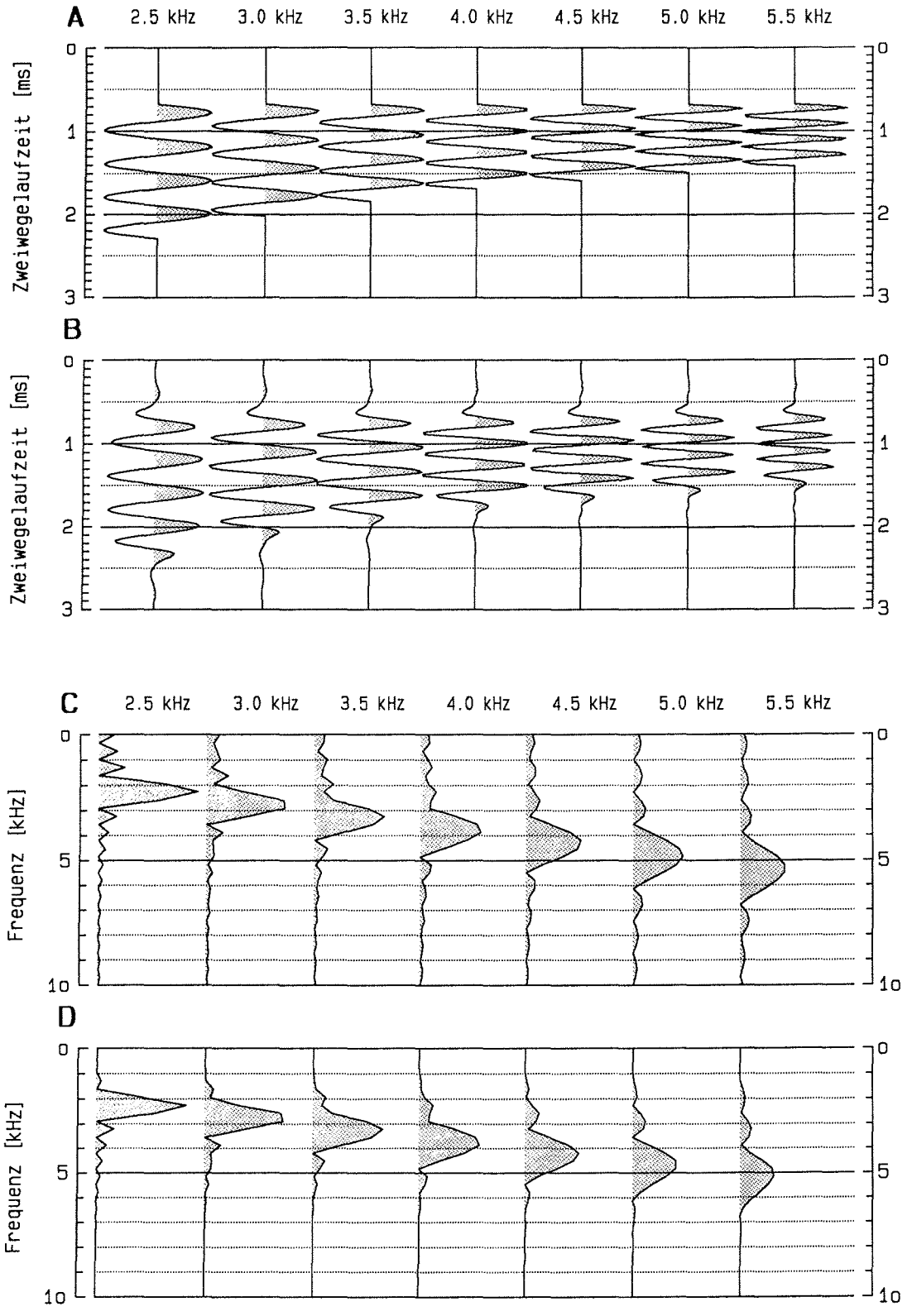


Abbildung 6-2: Theoretische PARASOUND-Quellsignale für Pulslänge p=4. (A) Ungefilterte Seismogramme für alle Signalfrequenzen von 2.5 bis 5.5 kHz in Schritten von 0.5 kHz. (B) Von 2 bis 6 kHz bandpaßgefilterte Seismogramme aus A. (C) Amplitudenspektren der Signale aus A. (D) Amplitudenspektren der bandbegrenzten Signale aus B.

abgestrahlte Gesamtenergie entsprechend vergrößern. Aus einem typischen Wert von 4 Pulsen resultiert bei einer Frequenz von 4 kHz eine theoretische Signallänge von 1 ms. Diese liegt immer noch deutlich unterhalb der durchschnittlichen Signallänge von 2-3 ms bei 3.5 kHz Echoloten und gewährleistet in aller Regel eine ausreichende Sondierungstiefe. Abbildung 6-2 zeigt PARASOUND-Signale mit 4 Pulsen in ungefilterter (A) und gefilterter Form (B) zusammen mit ihren Amplitudenspektren (C,D). Je länger das monofrequente Signal ist, desto mehr nähert sich das Spektrum einem Linienspektrum an. Die Bandbreite ist auf 1-1.5 kHz reduziert. Die Auswirkung der akustischen Bandbegrenzung ist aufgrund der geringeren Bandbreite des Signals weniger ausgeprägt und nur an durch Abschneideeffekte bedingten Nachschwingungen zu Beginn und Ende des Signals erkennbar. Während sich bei p=1 die Signallänge beinahe verdoppelt, nimmt sie bei p=4 nur um etwa 25% zu. Das akustische Filter wirkt sich kaum auf die Amplitudenspektren dieser Quellsignale aus. Lediglich die Nebenmaxima außerhalb von 2-6 kHz werden unterdrückt. Zwar bleibt die Wellenlänge bei einer Signalverlängerung auf mehrere aufeinanderfolgende Pulse gleich, doch nimmt gleichzeitig die Bandbreite ab. Mit solchen periodischen Quellsignalen erzeugt ein einzelner Reflektor mehrere seismische Einsätze im Abstand der Signalperiode. Die Gesamtenergie ist zyklisch über ein längeres Zeitintervall verschmiert und erfüllt nicht mehr das *minimum delay* Kriterium. Durch Bearbeitungsschritte muß deshalb zunächst eine Verkürzung des Signals oder die direkte Identifikation von Reflektoren angestrebt werden.

Direkte Messungen des PARASOUND-Quellsignals sind bislang nicht bekannt. Da die präzise Bestimmung des Quellsignals aus Reflexionsseismogrammen schwierig ist, wird für seine Abschätzung häufig der Meeresbodeneinsatz verwendet. Das Meeresbodenecho repräsentiert einen vergleichsweise hohen Impedanzkontrast und ist durch interne Reflexionen, Interferenzen und Multiple noch weitgehend unbeeinflußt. Seismogrammbeispiele aus geringen Wassertiefen lassen am ehesten Rückschlüsse auf das tatsächliche PARASOUND-Wavelet zu, da die überstrahlte Fläche klein ist und die integrierende Wirkung einer kleinräumigen Morphologie vernachlässigbar wird. Abbildung 6-3 zeigt einen halbstündigen Profilausschnitt aus der Nordsee zwischen 75 und 85 Metern Wassertiefe, der mit einer Frequenz von 5.5 kHz und Pulslänge 1 bei einer Geschwindigkeit von 15 Knoten aufgezeichnet wurde. Der Durchmesser der reflektierenden Fläche liegt in diesem Fall bei etwa 7 Metern. Das Echogrammbild kann dem Typ **Ia** zugeordnet werden (vgl. Abb. 4-24), zeigt also keine internen Reflexionen. Der Meeresbodenreflektor wurde im ersten Seismogramm identifiziert und alle nachfolgenden Seismogramme mit einem Korrelationsalgorithmus auf diesen Einsatz ausgerichtet. Zusätzlich ist rechts neben der Seismogrammsektion eine Stapelspur gezeichnet, die durch Summation der 34 Seismogramme errechnet wurde.

Das gestapelte Bodenecho hat eine Länge von etwa 2 Pulsen, wobei im Gegensatz zum theoretischen Beispiel (Abb. 6-1B) die Amplitude des ersten Maximums geringer ist als die des zweiten. Die Signalform bleibt über lange Zeit und große Entfernungen nahezu konstant, zeigt aber erhebliche Schwankungen in der absoluten Amplitude. Das Amplitudenspektrum (Abb. 6-3B) entspricht exakt den theoretischen Modellen. Die Signalverlängerung läßt sich zum einen damit erklären, daß bereits bei der Signalerzeugung ein längeres Wavelet generiert wird. Alternativ könnte die Beobachtung mit der Feinstruktur der obersten 20 cm der Sedimentbedeckung in Zusammenhang gebracht werden, wenn dort anstatt einer scharfen Grenzfläche ein Gradient der akustischen Impedanz existiert. In jedem Fall wird mit

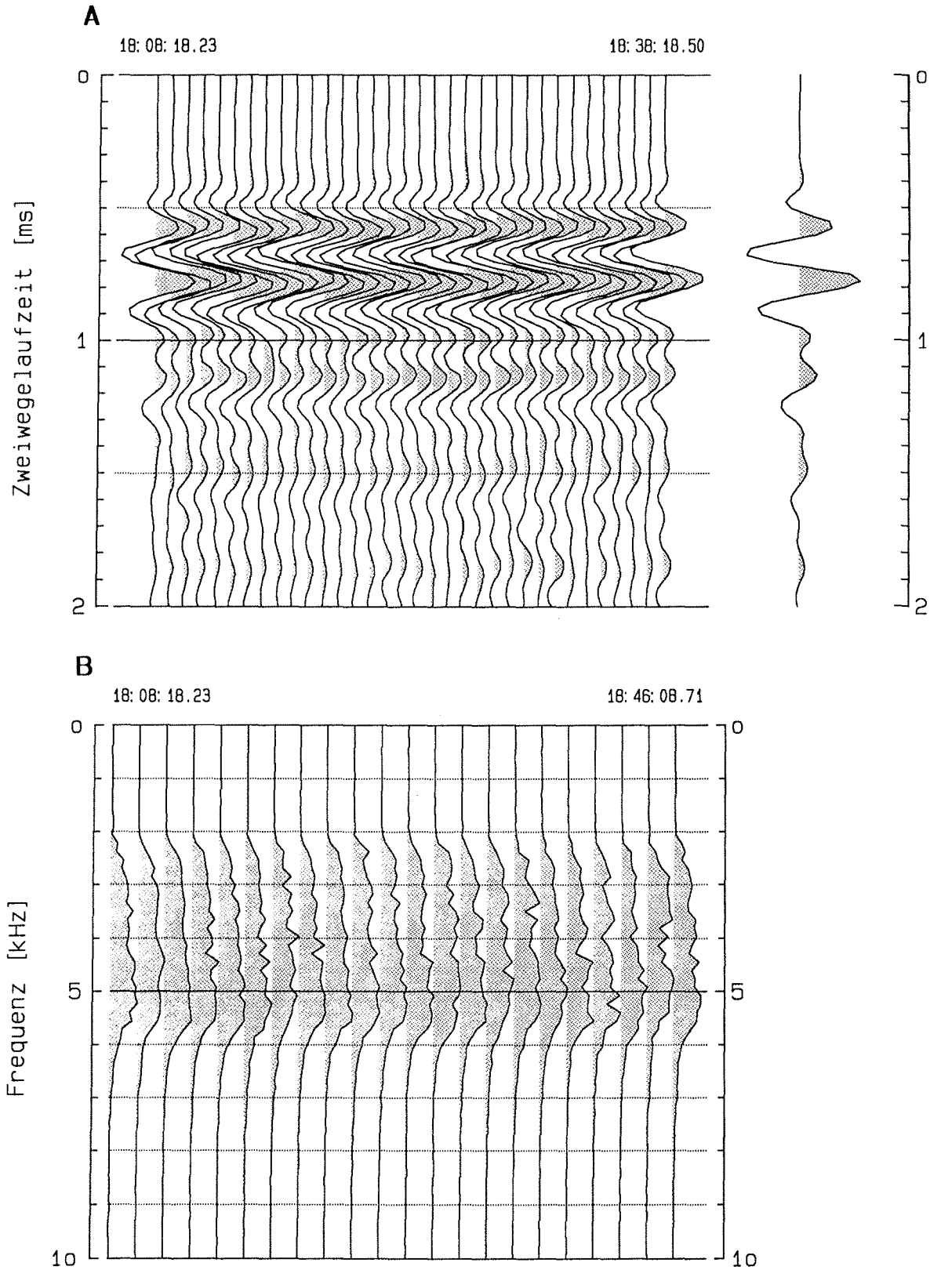


Abbildung 6-3: Gemessene Meeresbodeneinsätze eines halbstündigen digitalen PARASOUND-Profils durch die Nordsee in 75 bis 85 m Wassertiefe. Frequenz 5.5 kHz, Pulslänge 1. (A) Normierte Seismogramme, durch Kreuzkorrelation gegeneinander ausgerichtet. Rechts daneben die Stapelspur. (B) Amplitudenspektren der unbearbeiteten Seismogrammfolge.

dem PARASOUND-Echolot bei Pulslänge 1 ein extrem kurzes Quellsignal (<0.4 ms) von außerordentlich hoher Strukturauflösung erzeugt.

Als Beispiel für ein längeres Quellsignal wurde eine Stationsregistrierung aus ~3000 m Wassertiefe vom Maud Rücken ausgewählt (Abb. 6-4). Die Signalform ist sehr konstant und auch hier ist das beobachtete Signal (Abb. 6-4A) mit etwa 5 Pulsen länger als theoretisch erwartet. Die Signalspektren (Abb. 6-4B) sind identisch mit den berechneten in Abbildung 6-2D.

Die spezielle monofrequente, oszillierende Signalform der Echolote stellt ein Problem für die Anwendung digitaler Filter dar. So erfüllt das Signal nicht die *minimum delay* Bedingung zur Anwendung klassischer Dekonvolutionsalgorithmen. Daher sind auch eine Reihe von Verfahren zur Waveletschätzung nicht ohne weiteres anwendbar. Intensive Studien der Signaleigenschaften müssen erst noch durchgeführt werden, um über die Anwendbarkeit bereits verfügbarer digitaler Filterverfahren entscheiden zu können. Eine detaillierte Antwort kann in dieser Arbeit noch nicht gegeben werden.

Mit Hilfe der Autokorrelationsfunktion (AKF) lassen sich jedoch einige Eigenschaften des Quellsignals direkt aus der seismischen Spur abschätzen. In Abbildung 6-5 wird das Meeresbodenecho aus Abbildung 6-4, registriert bei einer Signalfrequenz von 4 kHz (Periode 0.25 ms) und einer eingestellten Pulslänge 4 (Signallänge 1 ms), mit den bandpaßgefilterten Quellsignalen (2-6 kHz) der Pulslängen 4, 5 und 6 verglichen (Abb. 6-5A).

Die Autokorrelation einer kontinuierlichen Sinusfunktion ist wiederum sinusförmig. Ist das Sinussignal zeitlich auf eine ganze Anzahl von Perioden begrenzt, so zeigt die Amplitude der periodischen Autokorrelationsfunktion einen linearen Abfall. Die Zahl der Schwingungen, die zur AKF beitragen, nimmt linear mit dem Zeitversatz (Lag) ab. Ist der Offset größer als die Signallänge, so repräsentiert die AKF im wesentlichen nur noch die Rauschanteile der seismischen Spur.

Zur Berechnung der Autokorrelationsfunktion ist jeweils ein Ausschnitt aus den Meßdaten von insgesamt 50 ms Dauer ausgewählt worden, der das Meeresbodenecho und weitere Reflexionseinsätze zu späteren Laufzeiten einschließt. Abbildung 6-5B zeigt die Autokorrelationsfunktionen bis zu einem Zeitversatz (Lag) von 3 ms für die gemessenen Seismogramme (B) und die Modellsignale (B, schwarze Flächenschrift) zusammen mit ihren Einhüllenden (C). Die Einhüllende zeigt einen linearen Abfall, dessen Steigung ebenso wie der Schnittpunkt mit der Nullachse proportional zur Signallänge ist. Dementsprechend liegen die Schnittpunkte für die Modellsignale der Pulslängen 4 bis 6 bei 1.0, 1.25 und 1.5 ms. Die AKF der gemessenen Signale zeigt ebenfalls einen linearen Amplitudenabfall. Steigung und interpolierter Schnittpunkt mit der Nullachse deuten auf eine effektive Signallänge von 5 Schwingungsperioden. Die durch die akustische Bandbegrenzung von 2 bis 6 kHz verursachten Nachschwingungen haben darauf keinen sichtbaren Einfluß. Für die auf den meisten digitalen Profilen gewählte Standardeinstellung von f=4 kHz/p=4 wird nach diesem Ergebnis über die angewählte Pulszahl hinaus nahezu exakt eine Schwingungsperiode mehr ausgestrahlt.

Ein ähnlicher Vergleich von derselben Station auf dem Maud Rücken wurde zwischen Seismogrammen der Signalfrequenz 5.5 kHz (Periode 0.18 ms)/Pulslänge 1 und modellierten bandpaßgefilterten Quellsignalen der Pulslängen 1 bis 3 durchgeführt (Abb. 6-6). Aus der Steigung und dem interpolierten Schnittpunkt mit der Nullachse ergibt sich

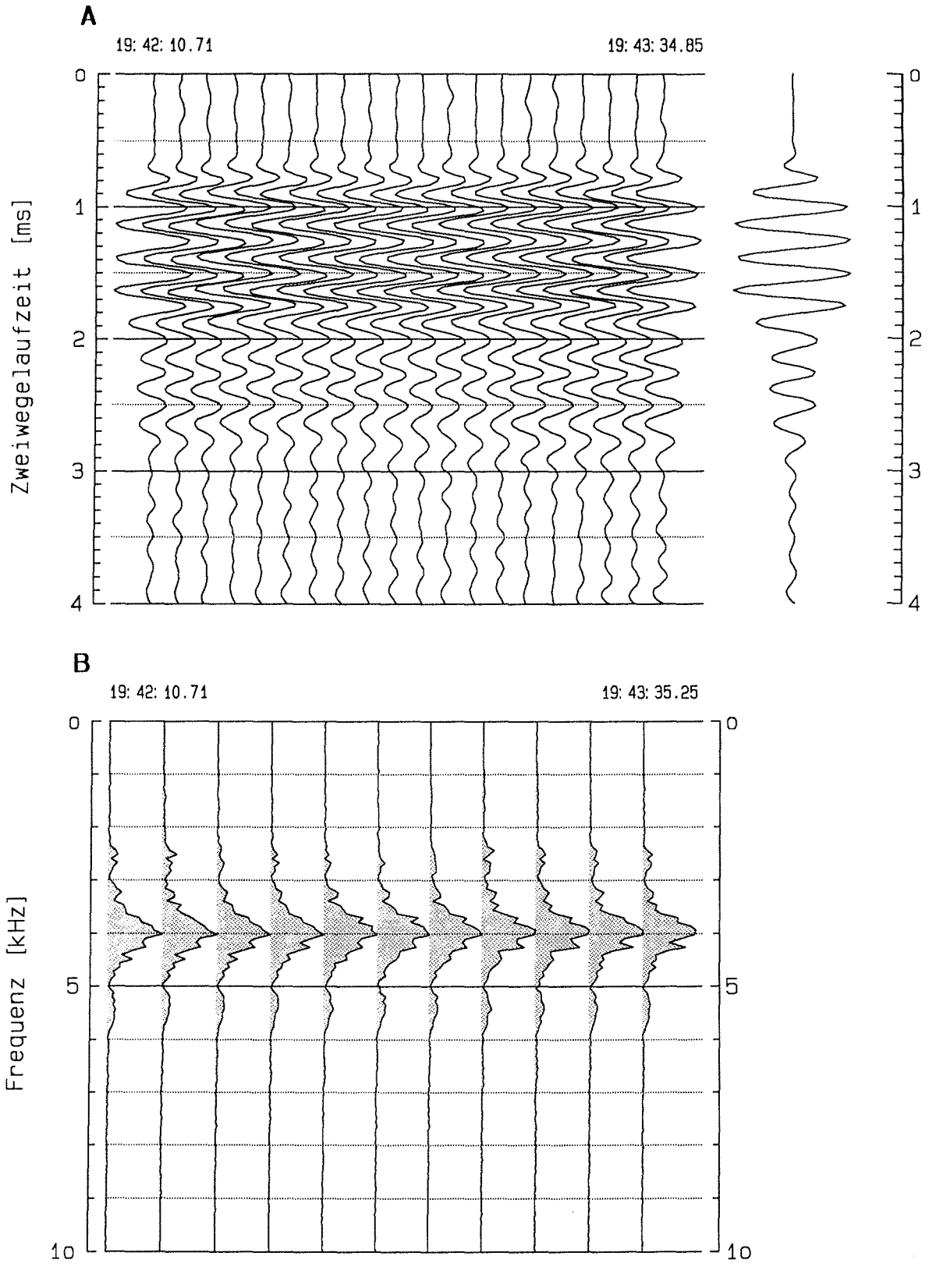


Abbildung 6-4: Gemessene Meeresbodeneinsätze einer digitalen PARASOUND-Stationsregistrierung vom Maud Rücken in ~3000 m Wassertiefe. Frequenz 4.0 kHz, Pulslänge 4. (A) Normierte Seismogramme, durch Kreuzkorrelation gegeneinander ausgerichtet. Rechts daneben die Stapelspur. (B) Amplitudenspektren der unbearbeiteten Seismogrammfolge.

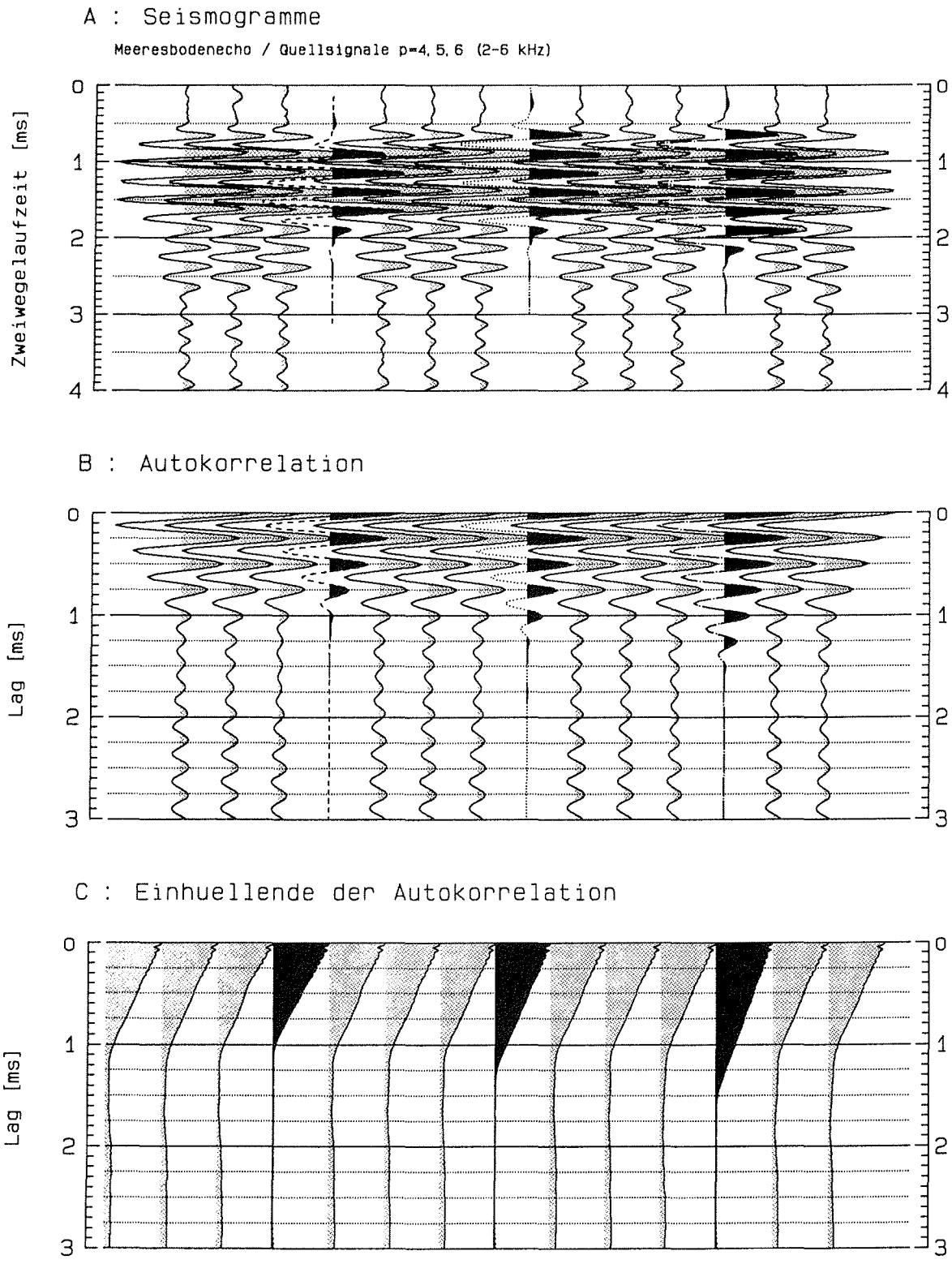


Abbildung 6-5: Analyse gemessener Meeresbodensignale vom Maud Rücken aus ~3000 m Wassertiefe im Vergleich mit Modellsignalen (vgl. Abb. 6-4). Registriereinstellung f=4 kHz/p=4. Modellsignale für Pulslängen 4, 5 und 6 von links nach rechts mit unterbrochener Kurve und schwarzer Flächenschrift. (A) Normierte Seismogrammsektion. (B) Autokorrelationsfunktion eines 50 ms langen Seismogrammausschnitts bis Lag 3 ms. In A sind die ersten 3 ms des Ausschnitts dargestellt. (C) Einhüllende der Autokorrelationsfunktion in B. Gitterabstände bei B und C entsprechen einer Wellenlänge.

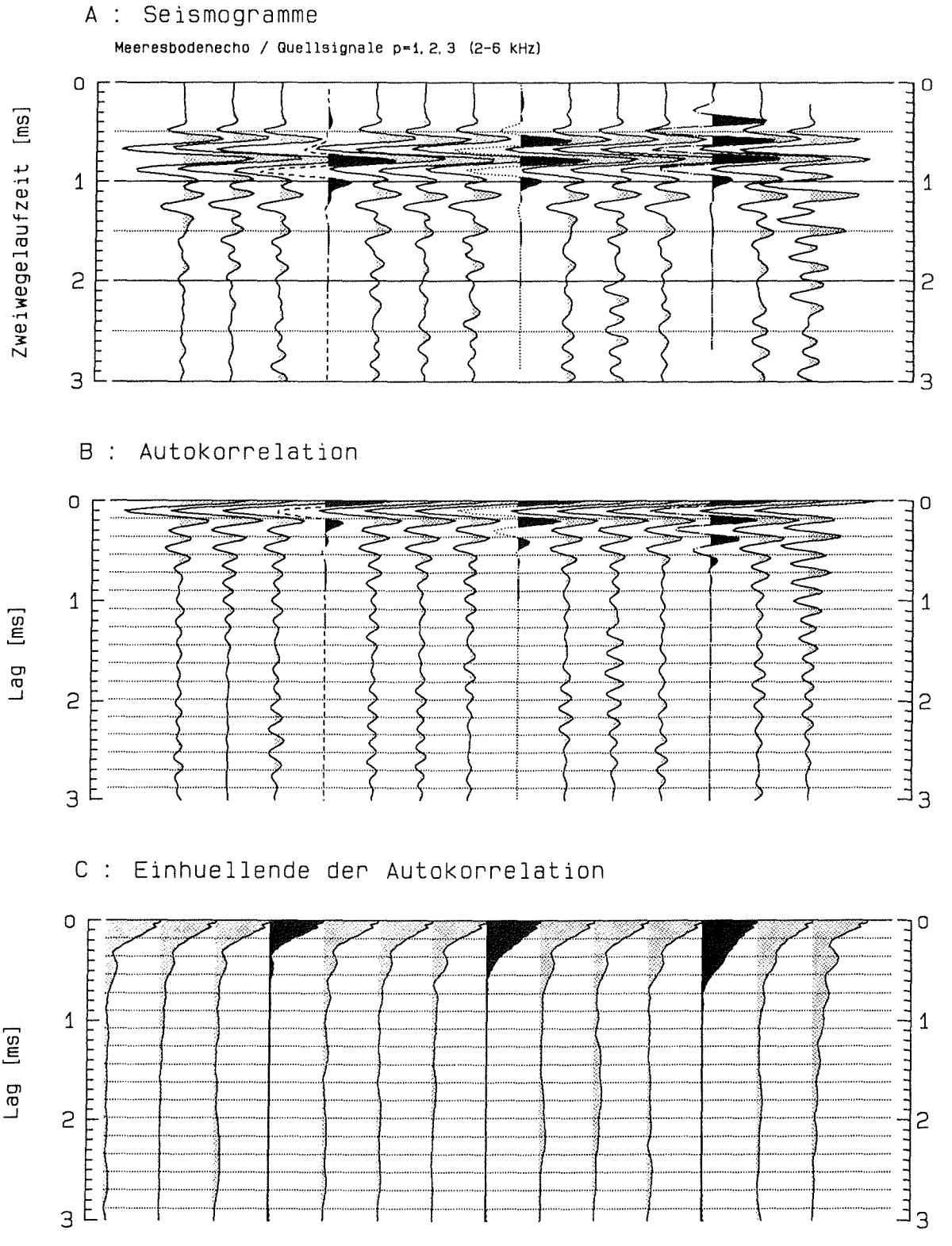


Abbildung 6-6: Analyse gemessener Meeresbodensignale vom Maud Rücken aus 3000 m Wassertiefe im Vergleich mit Modellsignalen. Gleiche Station wie in Abbildung 6-4 und 6-5. Registriereinstellung f=5.5 kHz/p=1. Modellsignale für Pulslängen 1, 2 und 3 von links nach rechts mit unterbrochener Kurve und schwarzer Flächenschrift. (A) Normierte Seismogrammsektion. (B) Autokorrelationsfunktion eines 50 ms langen Seismogrammausschnitts bis Lag 3 ms. In A sind die ersten 3 ms des Ausschnitts dargestellt. (C) Einhüllende der Autokorrelationsfunktion in B. Gitterabstände bei B und C entsprechen einer Wellenlänge.

eine Signallänge von 2 Wellenlängen. Die beste Übereinstimmung wurde für das Modellsignal der Pulslänge 1 gefunden, das alleine durch die Bandbegrenzung bereits eine Verlängerung um eine weitere Schwingungsperiode erfährt. Eine Modellierung kann also in diesem Fall mit den eingestellten Pulslängen erfolgen.

Die Beispiele zeigen, daß bei der elektronischen Umsetzung längerer Signale eine zusätzliche Schwingungsperiode durch das Sendesystem generiert wird. Dieses Ergebnis konnte für eine Pulslänge p=7 bestätigt werden. Die Abweichung von den vorgegebenen Quellparametern ist dabei wesentlich geringer als bei herkömmlichen 3.5 kHz Systemen, die neben einer größeren Zahl von Nachschwingungen noch eine Amplitudenmodulation erfahren (z.B. Tyce, 1976; Lericolais et al., 1990).

6.4 AKUSTISCHE IMPEDANZ UND REFLEKTIVITÄT VON SEDIMENTEN

Der fundamentale Parameter zur Charakterisierung von Schallausbreitungsmedien ist die akustische Impedanz (I). Sie wird aus dem Produkt von Gesamtdichte ρ und Kompressions-(p-)wellengeschwindigkeit v gebildet. Während die p-Wellengeschwindigkeit alleine die Geometrie von Brechung und Reflexion geneigter Schallstrahlen kontrolliert, entsteht der Reflexionskoeffizient aus dem Impedanzkontrast I_2/I_1 der Schicht 1 zur benachbarten Schicht 2

$$R = \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} = \frac{1 - I_2/I_1}{1 + I_2/I_1} \qquad (6\text{-}1)$$

mit $I_1 = \sigma_1 v_1$ und $I_2 = \sigma_2 v_2$. In der zweiten Schreibweise wird die Abhängigkeit von der relativen oder prozentualen Änderung der Impedanzen besonders deutlich.

Der Transmissionskoeffizient ist gegeben durch

$$T = 1 + R = \frac{2\,\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} = \frac{2\,I_1}{I_1 + I_2} \qquad (6\text{-}2)$$

Diese Koeffizienten werden auf die Teilchenbewegung bezogen, repräsentieren also beispielsweise die Amplitude der (vorzeichenbehafteten) Teilchengeschwindigkeit. So kann die Transmissionsamplitude paradoxerweise größer als 1 werden. Aus dem Energieerhaltungssatz können andererseits Reflexions- und Transmissionskoeffizienten für die Energieaufspaltung an der Grenzfläche definiert werden. Bezogen auf die mittleren Signalleistung gilt

$$R_L = \left[\frac{1 - I_2/I_1}{1 + I_2/I_1} \right]^2 \qquad (6\text{-}3)$$

und

$$T_L = \frac{4\,I_2/I_1}{[\,1 + I_2/I_1\,]^2} \qquad (6\text{-}4)$$

mit der Bedingung R+T=1 (Telford et al., 1976). Die Intensität

$$L = 2\pi^2 \rho v f^2 P^2 \qquad (6\text{-}5)$$

(ρ=Dichte, v=Geschwindigkeit, f=Frequenz, P=Druckamplitude) hängt von der Wellenamplitude wie auch der Impedanz innerhalb der Schicht ab. Bei Durchlaufen einer Grenzfläche nimmt die Signalenergie nach der obigen Formel in jedem Fall ab, auch wenn die Amplitude der Welle im neuen Ausbreitungsmedium anwächst.

Die Kenntnis der physikalischen Struktur von Tiefseesedimenten ist essentiell für das Verständnis von Reflexions- und Refraktionsvorgängen am und im Meeresboden. Zu diesem Zweck wurden bereits seit den sechziger Jahren intensiv globale Untersuchungen der physikalischen Sedimenteigenschaften in situ und an Schwerelot- und Kolbenlotkernen durchgeführt (Shumway, 1960; Nafe & Drake, 1963; Horn et al., 1968; Schreiber, 1968; Hamilton, 1970, 1971a, 1971b; Johnson et al., 1977). Vorrangig kam es dabei auf die vollständige Erfassung der elastischen Materialeigenschaften an. Von diesen Parametern spielen primär in der Sedimentechographie nur die Naßdichte und die Kompressionswellengeschwindigkeit eine Rolle, da sie das akustische Impedanzprofil bestimmen.

Von besonderem Interesse ist die Verknüpfung dieser beiden Parameter mit der Korngrößenverteilung im Sediment. Zwischen der Korngröße und der Porosität besteht eine inverse Korrelation, während sie mit Naßdichte und Schallgeschwindigkeit positiv korreliert ist (u.a. Nafe & Drake, 1963; Horn et al., 1968; Hamilton, 1973). Diese Kausalität ermöglicht eine sedimentphysikalische Klassifizierung anhand der typischen Sedimentations- und Sortierungsprozesse in einem Ablagerungsraum. Sie erlaubt außerdem eine Vorhersage der meisten physikalischen Sedimentparameter, wenn einzelne der voneinander abhängigen elastischen Kenngrößen bekannt sind (Hamilton, 1971a, 1973). Die grundlegenden Zusammenhänge zwischen physikalischen, geotechnischen und sedimentologischen Parametern werden hier nicht in Einzelheiten diskutiert. Methoden und Ergebnisse von Messungen der Dichte und Schallgeschwindigkeit sollen jedoch in aller Kürze vorgestellt werden, da sie die Grundlage für die Berechnung synthetischer Seismogramme bilden.

Für die sedimentphysikalischen Messungen wurden in den vergangenen Jahren zum Teil eigene methodische Entwicklungen vorangetrieben (Breitzke & Spieß, 1993; Gerland et al., 1992), um die Datenbasis, -dichte und -qualität zu verbessern. Während zahlreicher METEOR-Expeditionen in den Südatlantik und POLARSTERN-Fahrten in den Antarktischen Ozean wurden systematisch sedimentphysikalische Parameter an Sedimentkernen bestimmt, um eine repräsentative Auswahl von Sedimenttypen und Ablagerungsräumen zu erfassen (Bleil et al., 1988, 1989, 1990, 1992a, 1992b; Villinger et al., 1990; Spieß et al., 1991). Erste Analysen ausgewählter Datensätze sind analogen und digitalen PARASOUND-Aufzeichnungen gegenübergestellt und von Rostek (1991, 1992) und Rostek et al. (1991) publiziert worden. Ein systematischer Vergleich mit den digitalen Stationsregistrierungen steht allerdings noch aus und bildet einen Schwerpunkt der zukünftigen kombinierten sedimentphysikalisch-echographischen Arbeiten.

Dichte

Wichtigster Faktor der akustischen Impedanz von Oberflächensedimenten ist die Naßdichte. Sie wird unter Berücksichtigung der Porosität aus der Dichte des Porenwassers und der Sedimentmatrix abgeleitet. Das gebräuchlichste der vielen verfügbaren Verfahren zur Dichtemessung ist die Wägemethode, bei der zunächst das Feuchtgewicht und nach Ofen- oder Gefriertrocknung das Trockengewicht eines definierten Sedimentvolumens bestimmt wird (z.B. Boyce, 1968).

Mit der Dichte der Matrixminerale, hauptsächlich biogener Karbonat, Silikat oder terrigene Komponenten, ändert sich bei gleichem Wassergehalt die Gesamtdichte. Zwar kann die Trockendichte der festen Mineralphase in einem weiten Bereich streuen, doch liegen die Mittelwerte nach Hamilton (1973) zwischen 2.45 und 2.75 g/cm^3 bemerkenswert dicht beieinander. Hamilton (1973) gibt auf der Basis einer großen Zahl von Sedimentproben als Mittelwerte der Korndichte für Karbonate einen Wert von 2.71 g/cm^3, für Diatomeenschlamm 2.45 g/cm^3, für Tiefseetone 2.70 g/cm^3 und für terrigene Sedimente 2.67 g/cm^3 an.

Die Porosität als Verhältnis des Porenraumes zum Gesamtvolumen steuert den Wasseranteil im Sediment. Über die in Oberflächensedimenten beobachteten Porositätsschwankungen zwischen 30% und 90% wird die Gesamtdichte in weit größerem Maß kontrolliert als durch die Korndichte. Es besteht in erster Näherung ein direkter linearer Zusammenhang der Porosität und Naßdichte zur mittleren Korngrößenklasse (Phi-Werte), doch spielen auch Kornform, Korngrößenverteilung und sedimentäre Strukturen und Packungsdichten eine Rolle (Hamilton, 1970, 1973).

Eine Fehlerbetrachtung der Wägemethode liefert Ungenauigkeiten in der Größenordnung von ~2-5% des Meßwertes (Boyce, 1976). Sie betragen also für die Naßdichte etwa 0.02 bis 0.08 g/cm^3. Dies ist eine obere Abschätzung, doch lassen sich die Fehlerquellen der Volumenbestimmung oder des Trocknungsgrades einer Probe nicht genau quantifizieren. Sie tragen zur allgemeinen Variabilität der Meßwerte bei.

Eine alternative Methode der Dichtebestimmung basiert auf der elektrischen Leitfähigkeit des Sediments, die nahezu ausschließlich vom Porenwassergehalt abhängt (Boyce, 1968; Gerland et al., 1992). Die Messung erfolgt mit 4 Elektroden in einer *Wenner*-Anordnung. Die empirische *Archie*-Gleichung beschreibt das Widerstandsverhältnis von gesättigtem Sediment R_s zum Porenwasser R_w, das umgekehrt proportional zur m-ten Potenz der Porosität P ist und als Formationsfaktor F bezeichnet wird (für Wasser ist k≈1):

$$F = k\, P^{-m} = R_s / R_w \qquad (6\text{-}6)$$

Ein empirisch abgeleiteter Zahlenwert von m≈3 wurde von Andrews & Bennett (1981) für Sedimente mit hohem Wasser- oder Tongehalt angegeben. Aus den berechneten Porositäten läßt sich unter Annahme einer durchschnittlichen Matrixdichte von 2.67 g/cm^3 oder einem sedimentspezifischen Wert die Naßdichte bestimmen.

Auf diese Weise kann direkt am geöffneten Sedimentkern bereits kurz nach der Kernnahme die Naßdichte bestimmt werden. Die typischen Fehlerquellen bei der Entnahme von Spritzenproben wie Wasserverluste, Kompression und Volumenabweichungen sind so weitgehend ausgeschaltet. Dieses effiziente und kleinräumig integrierende Verfahren erlaubt die Aufnahme hochauflösender Dichteprofile im Meßpunktabstand weniger Zentimeter. Auf diese Weise kann die Feinstruktur besser aufgelöst, ein *räumliches Aliasing* der

Impedanzfunktion vermieden und eine für die Berechnung synthetischer Seismogramme adäquate Erfassung der akustischen Impedanz erreicht werden. Im Rahmen der auf den letzten METEOR-Expeditionen durchgeführten sedimentphysikalischen Arbeiten kam diese Methode zum Einsatz und lieferte zahlreiche Dichteprofile von hoher Qualität.

Einen Vergleich zwischen den beiden beschriebenen und zum Teil parallel eingesetzten Meßverfahren zeigen Abbildungen 6-7 und 6-8 für den Schwerelotkern GeoB 1510-2 vom Mittelozeanischen Rücken im nördlichen äquatorialen Atlantik. Auffällig ist der Unterschied in der Variabilität der Meßwerte, vor allem in den Intervallen 70-170 cm und 560-700 cm (Abb. 6-7). Während bei der Analyse von Spritzenproben mit der Wägemethode die Streuung in der Größenordnung von 0.05 g/cm^3 liegt (Abb. 6-7, links), konnten sie mit der Dichtemessung über die elektrische Leitfähigkeit auf etwa 0.01 g/cm^3 reduziert werden (Abb. 6-7, rechts). Erst aufgrund dieser Qualitätsverbesserung wird der Dichtekontrast der Turbiditlage zwischen 170 und 220 cm deutlich erkennbar. Innerhalb der Schicht kann eine durch die Gradierung bedingte stetige Porositätsabnahme und Zunahme der Naßdichte nachgewiesen werden, die im Profil der Schallgeschwindigkeit in diesem Teufenintervall einen ganz ähnlichen Verlauf aufweist (Abb. 6-9).

Welche Bedeutung die Datenqualität für die Berechnung synthetischer Seismogramme besitzt, illustriert die Gegenüberstellung der Impedanzprofile mit synthetischen Seismogrammen für f=5.5 kHz/p=1 und f=4.0 kHz/p=5 in Abbildung 6-8. Mit dem Leitfähigkeitsverfahren wird das durch die Dichtefluktuationen hervorgerufene akustische Hintergrundrauschen verringert. Die Reflektoren treten deutlicher hervor (Turbiditlage 2.4-3.3 ms) und können auch noch bei schwächeren Amplituden identifiziert werden (z.B. 8.2 ms, 10.3 ms), wenn auch in erster Linie nur mit dem kurzen höchstauflösenden Quellsignal. Für die Pulslänge 5 ergeben sich Unterschiede in der Reflexionsamplitude bis zu einem Faktor 2 an der Basis des Turbidithorizontes. Einzelne kleinere Impedanzsprünge lassen sich nur mit der kürzesten Signallänge im Seismogramm lokalisieren, während für p=5 die Seismogrammamplitude vor allem die mittlere Schwankungsbreite der Impedanz repräsentiert.

Indem die Transmissionsverluste der Signalenergie für jede Schichtgrenze aufmultipliziert werden, lassen sich die beschriebenen Unterschiede der beiden Impedanzmodelle quantifizieren. Für die Wägemethode beträgt die Abnahme der Schallenergie bis in ~10 m Teufe gegenüber der Meeresbodenreflexion 12.1% (≈1.12 dB), während bei Verwendung der elektrischen Leitfähigkeiten der Transmissionsverlust lediglich bei 9.4% (≈0.86 dB) liegt. Für eine mögliche Abschätzung von Absorptionswerten aus den seismischen Daten kann dieser Unterschied von etwa 30% eine große Rolle spielen.

Kompressionswellen-Geschwindigkeit

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen ist der zweite, zur Berechnung der akustischen Impedanz notwendige Parameter. Für die Messung in Weichsedimenten sind in den vergangenen 40 Jahren zahlreiche spezielle Meßverfahren vorgestellt worden (u.a. Baldwin et al., 1981). Dabei vollzog sich die Entwicklung vom weit verbreiteten '*Hamilton Frame*' für einzelne Sedimentproben (Boyce, 1973, 1976), der im Rahmen des DSDP und ODP weite Verwendung fand, über manuelle Verfahren der Durchschallung von Sedimentkernen (z.B. Baldwin et al., 1981) bis hin zu automatisierten Meßsystemen für ganze und halbierte Sedimentkerne.

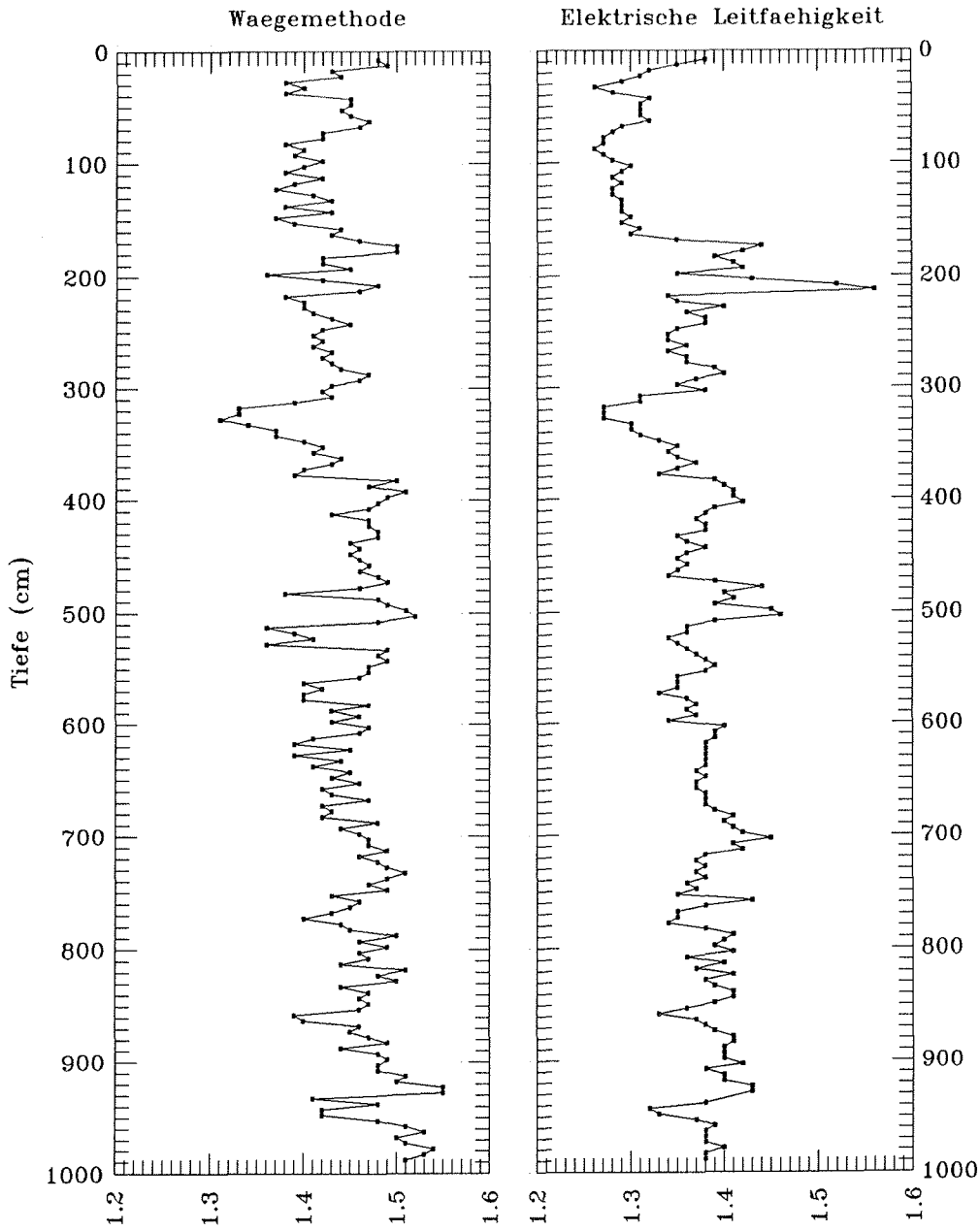


Abbildung 6-7: Ergebnisse von Naßdichtebestimmungen am Schwerelotkern GeoB 1510-2 aus dem äquatorialen Atlantik. Links Dichtewerte nach der Wägemethode, rechts Berechnungen der Naßdichte aus der elektrischen Leitfähigkeit für eine Matrixdichte von 2.67 g/cm^3. Meßpunktabstand 5 cm.

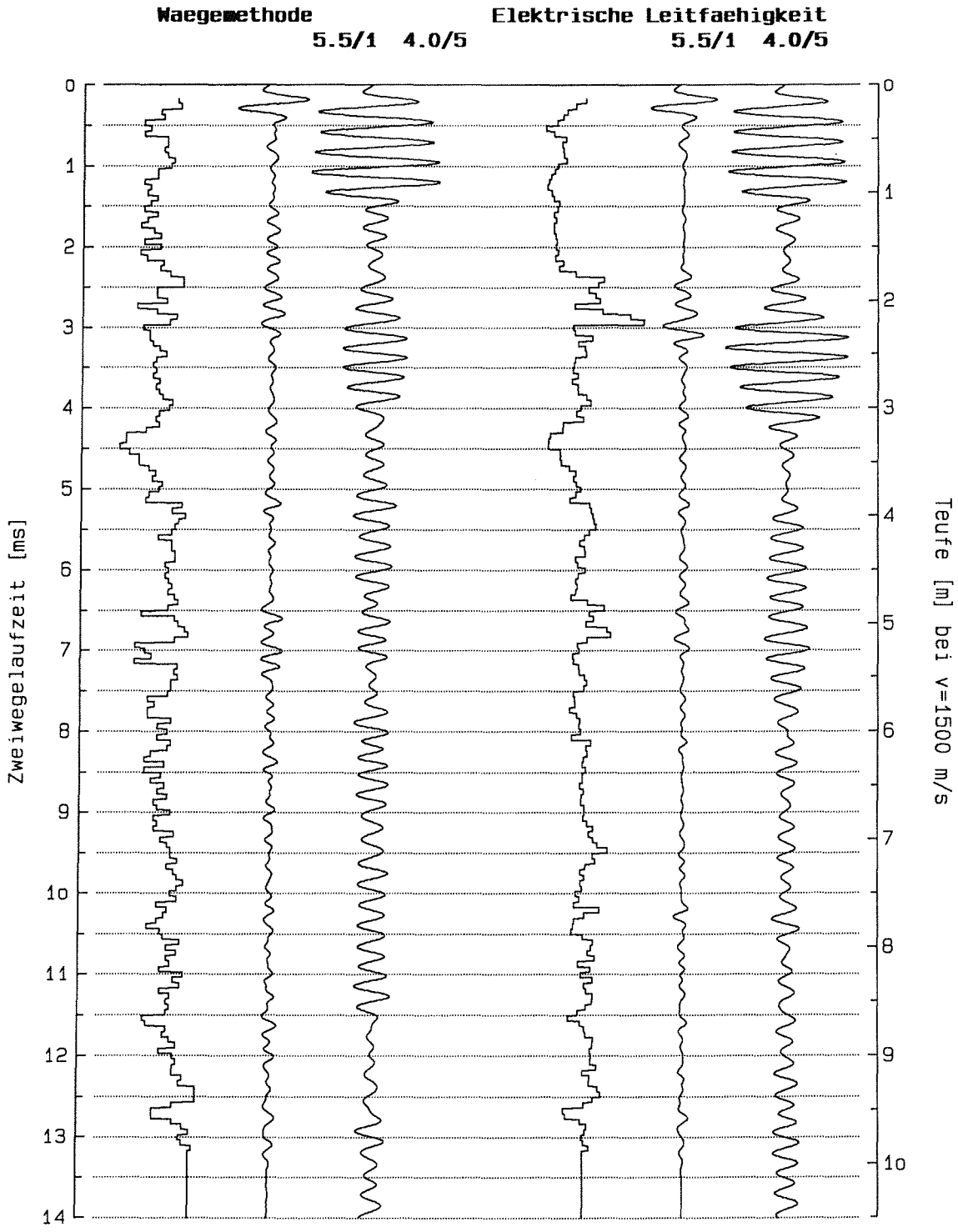


Abbildung 6-8: Synthetische Seismogramme für die Naßdichteprofile des Schwerelotkerns GeoB 1510-2 (Abb. 6-7). Links sind die Dichtewerte nach der Wägemethode bestimmt, rechts aus der elektrischen Leitfähigkeit für eine Matrixdichte von 2.67 g/cm^3 berechnet worden. Die Mittelwerte der Dichte wurden vor der Impedanzberechnung durch einen Korrekturwert angeglichen, um den alleinigen Einfluß der relativen Dichteschwankungen zu illustrieren. Schallgeschwindigkeit konstant 1500 m/s. Diskretisierung des Impedanzmodells (jeweils linke Kurve) in Schichten von 5 cm Mächtigkeit. Modellparameter f=5.5 kHz/p=1 (mittlere Kurven) und f=4 kHz/p=4 (rechte Kurven). Bandpaßfilter 2-6 kHz.

Das Meßprinzip der Durchschallung von Sedimentkernen basiert auf einer Laufzeit- und Laufwegmessung, wobei die Hauptaufgabe vor allem in der Identifikation des Ersteinsatzes besteht. Der Meßwert wurde in der Regel mit analoger Elektronik oder nach Aufzeichnung mit einem digitalen Transientenrecorder noch während der Messung über Schwellwerte bestimmt und in vielen Fällen später mit den Laborparametern auf einheitliche Umgebungsbedingungen (Druck, Temperatur) umgerechnet. Eine nachträgliche Optimierung war weitgehend ausgeschlossen.

Mit der digitalen Aufzeichnung der vollständigen Transmissionsseismogramme (Breitzke & Spieß, 1993) konnte diese Schwierigkeit überwunden werden. Der Datensatz kann nachträglich mit den verschiedensten seismischen Verfahren bearbeitet und die Einsatzzeiten nach einer Optimierung präziser bestimmt werden. Die wesentliche Zielsetzung dieses aufwendigeren Verfahrens besteht in der exakten Erfassung der Geschwindigkeit und ihrer Variabilität sowie der Untersuchung von frequenzabhängigen Absorptionseigenschaften. Mit Hilfe eines Korrelationsansatzes, bei dem die Kreuzkorrelation eines Totzeitsignals mit dem Seismogramm ausgewertet wird, konnte die Genauigkeit der Laufzeitmessung auf die Größenordnung von 100 ns reduziert werden. Bei einem Laufweg von ~12 cm und einer Gesamtlaufzeit von ~80 μs resultiert eine Genauigkeit der Geschwindigkeitsmessung von weniger als 2 m/s, also etwa 0.1% des Meßwertes.

Für Schwerelotkern GeoB 1510-2 (vgl. auch die Naßdichteprofile in Abb. 6-7) wird das üblicherweise verwendete Schwellwertverfahren mit dem verbesserten Korrelationsansatz verglichen (Abb. 6-9). Das Beispiel zeigt vor allem die außerordentliche Homogenität vieler Abschnitte, in denen die Schallgeschwindigkeit um weniger als 5 m/s streut (Abb. 6-9, rechts). Sie ist noch ausgeprägter als im Dichteprofil. Bei der Einsatzzeitbestimmung aus der Seismogramm-Einhüllenden über einen relativen (prozentualen) Schwellwert streuen die Ergebnisse dagegen um 10-15 m/s aufgrund variabler, amplitudenabhängiger Rauschanteile (Abb. 6-9, links). Erwartungsgemäß wird in der Turbiditlage zwischen 170 und 220 cm mit der Gradierung auch die stetige, korngrößenabhängige Zunahme der Geschwindigkeit beobachtet.

Dieses Resultat hat ebenfalls große Bedeutung für den Verlauf der akustischen Impedanz in der Sedimentsäule. Genau wie für die Naßdichte gilt, daß eine geringere Variabilität in entsprechend kleineren Reflexionskoeffizienten resultiert und die Transmissionsverluste deutlich reduziert.

Akustische Impedanz

In der vorangegangenen zusammenfassenden Beschreibung der Impedanzparameter ist der unterschiedliche Einfluß auf den Betrag der Impedanzänderungen angesprochen worden. Die Naßdichte des Sediments ist der dominierende Faktor für die Charakterisierung der Oberflächensedimente, den Verlauf der Reflektivitätsfunktion und die Berechnung synthetischer Seismogramme (u.a. Hamilton, 1973; Mayer, 1979a,b). Es konnte gezeigt werden, daß sich mit Verfeinerung der Meßmethodik das Rauschen der Meßdaten signifikant reduzieren läßt. Viele Sedimente haben sich dadurch als weit homogener herausgestellt als nach der Messung mit herkömmlichen Methoden zu vermuten war. Mit diesen verbesserten Verfahren ist eine Genauigkeit der Messungen von 0.1% für die Schallgeschwindigkeit und ~1% für die Gesamtdichte erreicht worden. Detaillierte Untersuchungen der beschriebenen

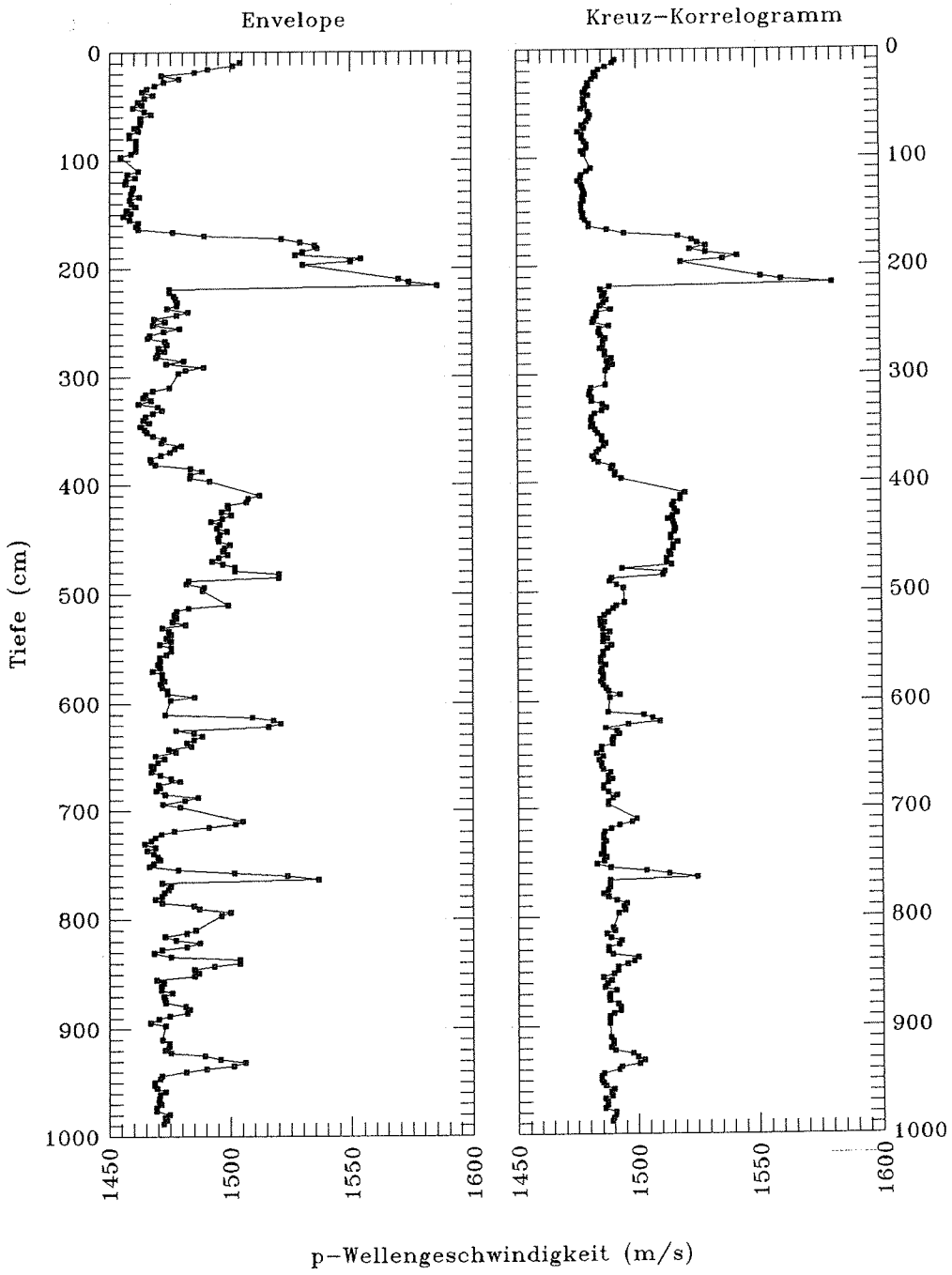


Abbildung 6-9: Ergebnisse von Messungen der p-Wellengeschwindigkeiten am Schwerelotkern GeoB 1510-2 aus dem äquatorialen Atlantik. Links Ersteinsatzbestimmung nach der Schwellwertmethode, rechts durch Kreuzkorrelation mit dem Totzeitsignal. Aufzeichnungsabstand der Transmissionsseismogramme 3 cm.

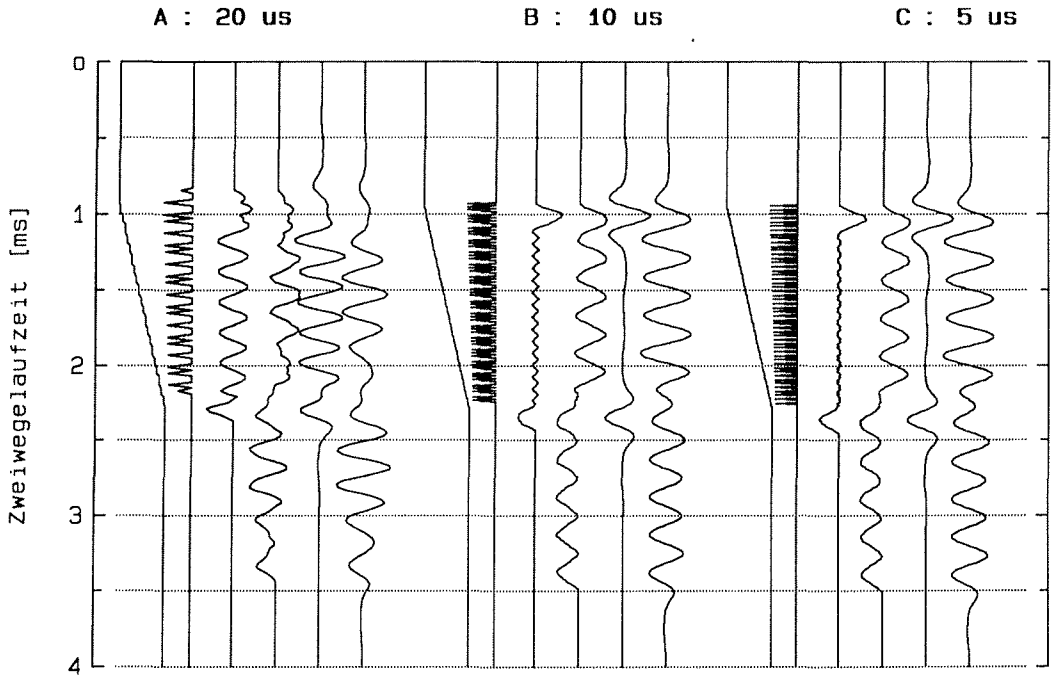


Abbildung 6-10: Modell einer Gradientenzone für Abtastraten 20, 10 und 5 μs (A-C). Diskretisierungsabstand der Modelle 5 cm (A) und 2 cm (B,C). Von links nach rechts: Impedanzverlauf, Reflektivitätsfunktion, synthetische Seismogramme für f=5.5 kHz/p=1 und f=4 kHz/p=5 ungefiltert und nach Bandpaßfilterung 2-6 kHz. Alle Kurven sind auf das jeweilige Maximum normiert.

Zusammenhänge und der jüngst gewonnenen Datensätze müssen zeigen, ob auch die Relationen der sedimentphysikalischen und sedimentologischen Parameter untereinander weiter präzisiert werden können.

6.5 MODELLE AKUSTISCHER IMPEDANZPROFILE

Bevor sedimentphysikalische Messungen für die Berechnung synthetischer Seismogramme verwendet werden können, müssen sie in ein akustisches Impedanzmodell umgesetzt werden. Dabei sind folgende Punkte zu berücksichtigen:

- Sind Naßdichte und Schallgeschwindigkeit an den gleichen Meßpunkten bestimmt worden, so ist eine direkte Umsetzung in ein Impedanzmodell möglich, indem als Mächtigkeiten der Modellschichten der jeweilige Meßpunktabstand gewählt wird. Die Schichtgrenzen sind dann in Einzelfällen nicht äquidistant.
- Sind die Kernteufen für Messungen der Naßdichte und Schallgeschwindigkeit nicht überall identisch, müssen Werte interpoliert werden. Es empfiehlt sich, das Raster der Naßdichtemessungen zu verwenden und die nächstliegende Geschwindigkeitsmessung diesem Punkt zuzuweisen oder eine Interpolation vorzunehmen. Die Schichtgrenzen sind dann abhängig von einem häufig nicht äquidistanten Meßpunktraster.
- Der auf dem Dichtekontrast beruhende Impedanzunterschied zwischen zwei Meßpunkten wird in beiden oben beschriebenen Fällen einer Grenzfläche zugeordnet und erzeugt in der Impulsantwortfunktion einen einzelnen Reflexionskoeffizienten.

- Repräsentieren Impedanzunterschiede zwischen zwei Meßpunkten aber einen langsamen Übergang, so wird in jeder Teufe innerhalb dieser Zone Energie reflektiert. Das Modell muß für eine korrekte Berechnung eines synthetischen Seismogramms eine Serie von Reflexionskoeffizienten für den Übergangsbereich enthalten. Dazu ist es erforderlich, bei der Diskretisierung der Impedanzfunktion eine Interpolation zwischen den Meßwerten vorzunehmen. Das Raster muß in Abhängigkeit von der Meßpunktdichte und dem Auflösungsvermögen des Quellsignals gewählt werden.

Die Diskretisierung akustischer Impedanzverläufe im Sediment erfordert daher eine sorgfältige Auswahl und Erprobung der Modellparameter. Bei der adäquaten Umsetzung der Meßdaten in ein Impedanzmodell ist die zeitliche Auflösung, gegeben durch die Abtastrate des synthetischen Seismogramms, in Relation zur räumlichen Auflösung der Messungen zu beachten. Allgemeingültige Regeln für minimale Anforderungen können bei der Vielzahl möglicher Impedanzkurven nicht aufgestellt werden, doch lassen sich aus den beiden folgenden Beispielen einige grundsätzliche Erkenntnisse ziehen.

Modellparameter

Der Einfluß der Abtastrate soll an einem Modell einer Gradientenzone verdeutlicht werden (Abb. 6-10). Dazu wird eine lineare Impedanzänderung über ein Teufenintervall von 1 m in Schichten von 5 cm (A) und 2 cm Mächtigkeit (B,C) zerlegt. Daraus entsteht eine dichte Folge von Reflexionskoeffizienten, deren Echos sich innerhalb der Gradientenzone zum Teil destruktiv überlagern. Die Wirkung entspricht zwei getrennten Reflektoren am Beginn und Ende der Zone, deren Stärke von der Steigung des Gradienten abhängt. In Abbildung 6-10 werden für die Abtastraten (-frequenzen) dt=20 μs (50 kHz), 10 μs (100 kHz) und 5 μs (200 kHz) neben der Impedanz- und Reflektivitätsfunktion die synthetischen Seismogramme für f=5.5 kHz/p=1 und f=4.0 kHz/p=5 und ihre bandpaßgefilterten Versionen gezeigt. Eine Abtastrate von 20 μs reicht für die seismische Modellierung nicht aus. In den Originalseismogrammen für dt=10 μs sind noch Ungenauigkeiten bedingt durch ungenügende zeitliche Auflösung zu erkennen, doch werden diese hochfrequenten Störungen durch die Filterung vollständig beseitigt. Für dt=5 μs ist in jedem Fall eine korrekte Berechnung der synthetischen Seismogramme möglich. Aufgrund der Bandbegrenzung von Quellsignal und akustischem Fenster können höhere Abtastraten und damit eine effizientere Berechnung realisiert werden als für die exakte Modellierung erforderlich wäre. Bei allen weiteren Modellen beträgt die Abtastrate zur Modellierung großenteils 5 μs. Sie ist nur bei Berücksichtigung extrem dünner Schichten niedriger angesetzt (2 und 1 μs).

Für die Abbildungsqualität noch wichtiger als die Abtastrate ist jedoch der Diskretisierungsabstand der Impedanzfunktion. Betrachtet wird wiederum ein Gradientenmodell von 1 m Mächtigkeit (Abb. 6-11) mit schrittweiser Erhöhung der Zahl der Schichten innerhalb der Gradientenzone. Die synthetischen Seismogramme sind bereits auf das akustische Spektralband von 2-6 kHz reduziert. Zum Vergleich ist das Echo einer Sprungschicht (A) gegeben. Wegen komplexer Wechselwirkungen der hochfrequenten Signale wird erst bei einer Diskretisierung unterhalb von d=10 cm (D-F) die seismische Charakteristik richtig erfaßt. Während für das einfache Quellsignal p=1 noch eine schrittweise Verbesserung bei d<5 cm zu beobachten ist (E,F), ist das Seismogramm für f=4 kHz/p=5 in diesem Modell bereits bei d=10 cm annähernd korrekt berechnet.

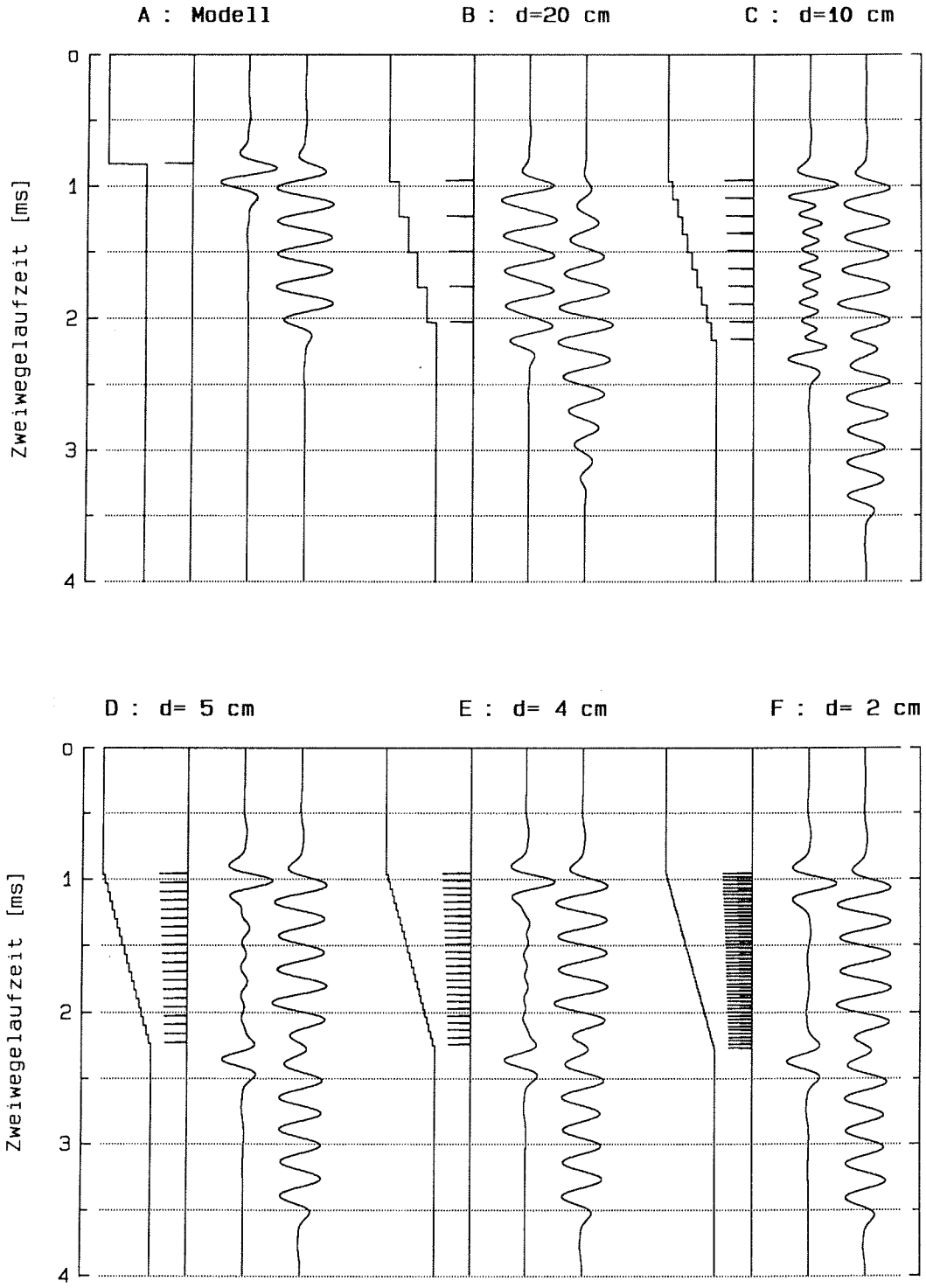


Abbildung 6-11: Modellrechnungen einer Gradientenzone von 1 m Mächtigkeit für variable Diskretisierungsabstände. Für jeden Parameter sind von links nach rechts gezeichnet: Impedanzverlauf, Reflektivitätsfunktion, synthetische Seismogramme f=5.5 kHz/p=1 und f=4 kHz/p=5 nach Bandpaßfilterung 2-6 kHz. (A) Impedanzfunktion einer Sprungschicht, (B-F) Diskretisierungsabstände d=20, 10, 5, 4, 2 cm. Alle Funktionen sind auf das jeweilige Maximum normiert. Der Betrag der einzelnen Reflexionskoeffizienten nimmt proportional zur Anzahl der Schichten in der Gradientenzone ab.

Aus diesen Betrachtungen lassen sich wichtige Konsequenzen für die Bewertung und Integration von Impedanzmessungen ziehen. Liegen beispielsweise die Meßwerte in Abständen von 10 cm vor, so führt die direkte Umsetzung in ein Impedanzmodell zu fehlerbehafteten synthetischen Seismogrammen. In jedem Fall ist eine Interpolation auf ein Raster von weniger als 10 cm erforderlich. Im Einzelfall muß die Wahl der Modellparameter überprüft und gegebenenfalls an das spezielle Impedanzprofil angepaßt werden. In den folgenden Beispielen wird außer bei der Modellierung extrem dünner Schichten dementsprechend ein Interpolationsabstand von 5 cm gewählt.

Diese Überlegungen gelten jedoch nur, wenn zwischen den Meßpunkten tatsächlich stetige Impedanzänderungen existieren. Repräsentieren zwei Meßpunkte dagegen einen Impedanzsprung an einer Grenzfläche, kann es andererseits durch die Interpolation zu einer fehlerhaften Modellierung kommen. So sollten die durch Meßpunkte vorgegebenen Impedanzmodelle unter Umständen mit zusätzlichen Erkenntnissen aus der geologisch-sedimentologischen Analyse optimiert oder spezifische Abschnitte detaillierter physikalisch vermessen werden.

Im folgenden werden synthetische Seismogramme einiger charakteristischer Strukturelemente vorgestellt, die häufige Ursache von Reflektoren in Sedimenten sind. Dazu zählen Gradientenzonen, dünne Hochimpedanzschichten und Turbiditstrukturen mit graduellem Impedanzanstieg und scharfer Grenzfläche an der Basis. Repräsentative Modellsektionen werden jeweils für das kürzestmögliche Quellsignal und die Standardeinstellung der Profilfahrten diskutiert.

Gradientenzone

Die physikalischen Eigenschaften der Sedimente sind sensitive Anzeiger von Umweltbedingungen, spezifisch Klimaschwankungen. Diese bilden sich in langsamen faziellen und sedimentologischen Wechseln und damit als Übergangszonen der akustischen Impedanz im Sediment ab. Klimatisch gesteuerte Lösung von Karbonat oder Wechsel in den relativen Anteilen verschiedener Sedimentkomponenten im hemipelagischen Milieu können Ursachen solcher stetigen Impedanzveränderungen sein.

Wie bereits die beiden ersten Beispiele (Abb. 6-10, 6-11) gezeigt haben, erfordern Übergangs- oder Gradientenzonen besondere Sorgfalt bei der Modellierung. Sie lassen sich nicht alleine durch Zuordnung einzelner Reflexionskoeffizienten zu einer Grenzfläche beschreiben. Bei der Diskretisierung des Impedanzmodells müssen Wellenlänge und Auflösungsvermögen des Quellsignals berücksichtigt (vgl. Abb. 6-10, 6-11) und bei weit auseinanderliegenden Meßpunkten Zwischenwerte auf ein dichteres Raster interpoliert werden. Sind bereits dichte Meßpunktabstände der Impedanz realisiert worden, so können diese direkt übernommen und damit auch die Effekte extrem dünner Schichten modelliert werden. Bei korrekter Anwendung wirken lediglich die Änderungen in der Steigung der Impedanzkurven (Diskontinuitäten 2. Ordnung) als schwach reflektierende Grenzschichten.

Abbildung 6-12 zeigt 51 Modelle einer Gradientenschicht mit zunehmender Mächtigkeit. Für die erste Schicht wurde ein Wert 0.3 cm gewählt, die nachfolgenden Schichten wachsen um jeweils 1 cm von 1 cm bis auf 50 cm an. Der Impedanzkontrast ist in allen Fällen identisch. Die Sektionen zeigen das erwartete Bild mit einer Überlagerung zweier Kantenreflexionen, deren Amplitude mit zunehmender Breite der Übergangszone abnimmt.

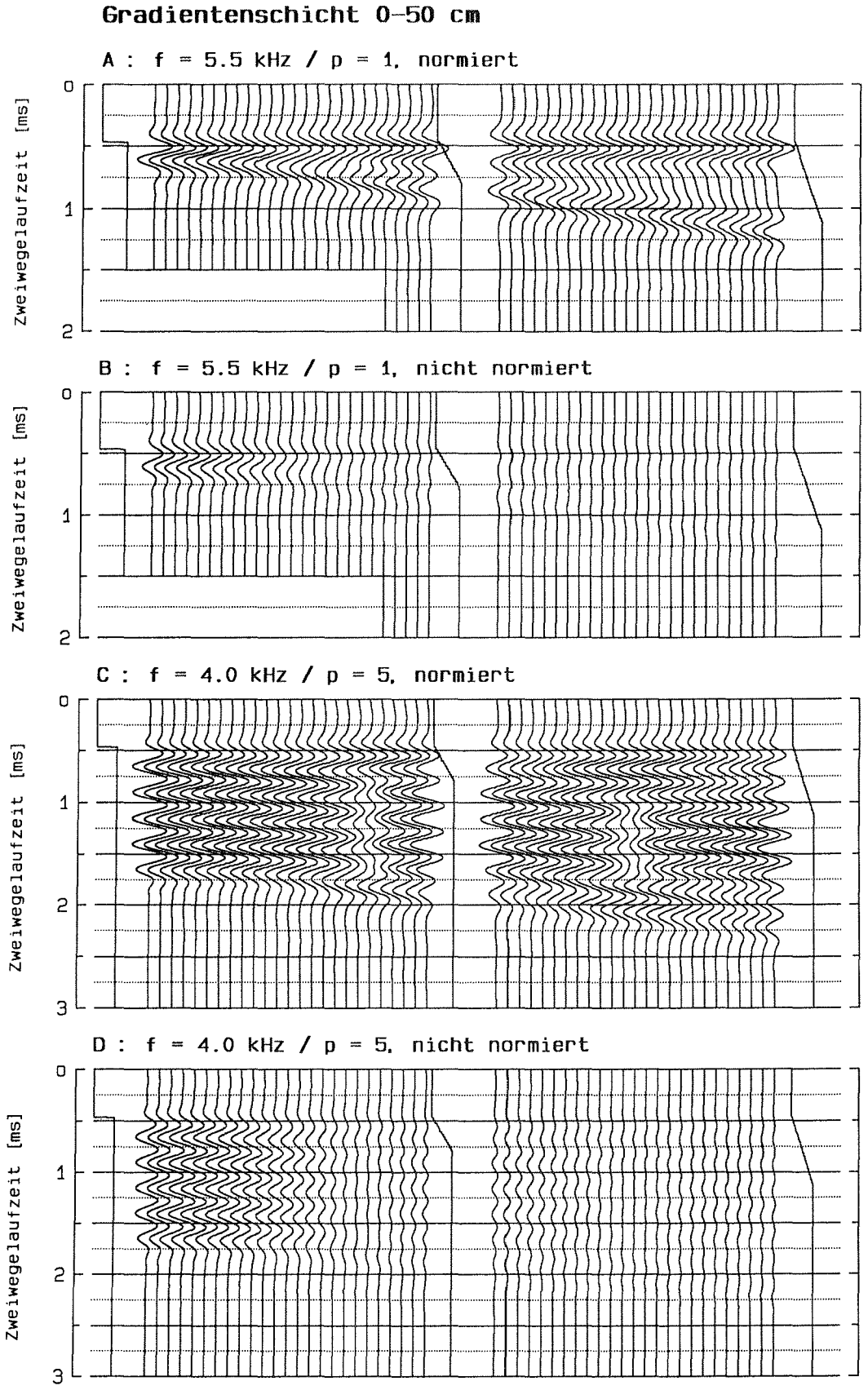


Abbildung 6-12: Modellsektion einer variablen Gradientenschicht. Synthetische Seismogramme für Mächtigkeiten d=0.3 cm, 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Links, Mitte und rechts Impedanzkurven für die Seismogramme 1, 26 und 51. (A) f=5.5 kHz/p=1, normiert (B) Sektion A nicht normiert, (C) f=4 kHz/p=5, normiert, (D) Sektion C nicht normiert. Abtastrate dt=5 μs. Diskretisierungsabstand 2 cm.

Bei langen Quellsignalen findet eine Überlagerung der Reflexionseinsätze statt. Eine Trennung der Einsätze ist nur möglich, wenn die Übergangszone breiter als die Signallänge ist.

Sind beispielsweise die Übergangszonen aufgrund hoher Sedimentationsraten über die Signallänge hinaus ausgeweitet, so beobachtet man aus diesen Abschnitten keine akustische Energie im Echogramm, selbst wenn die graduellen Übergänge insgesamt größere Impedanzkontraste repräsentieren. Ähnliches kann auch für den Meeresboden gelten, wenn die Entwässerung der Sedimente nur sehr langsam vonstatten geht, und sich die Naßdichte über ein großes Teufenintervall einem sedimenttypischen Wert annähert.

Turbiditlage

Eine Turbiditlage entsteht durch Ablagerung der Sedimentfracht eines Suspensionstroms. Da mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit zunächst die groben Körner abgelagert werden, findet in der Ablagerungsfolge eine Sortierung statt (Gradierung). Die feinen siltig-tonigen Komponenten werden als letzte an der Oberfläche sedimentiert. Die sedimentphysikalischen Messungen zeigen in der Regel einen der Korngrößenvariation und Porosität proportionalen Anstieg der akustischen Impedanz (vgl. Abschnitt 6.4).

Das Turbiditmodell stellt eine Modifikation des Gradientenmodells dar (Abb. 6-13). An der Basis geht die Impedanz in einem scharfen Übergang wieder auf den ursprünglichen Wert typisch pelagischer Sedimente zurück. Zum Echo der Gradientenschicht wird also die Reflexion von der Turbiditbasis addiert, die unabhängig von der Mächtigkeit immer den gleichen Reflexionskoeffizienten besitzt. Mit zunehmender Mächtigkeit wird daher das Seismogramm durch das Echo der Basis dominiert und eine Identifikation der schwach reflektierenden Oberkante aufgrund der Dynamikunterschiede erschwert. Nur bei rauscharmen digitalen Aufzeichnungen und einem kurzen Quellsignal wird es überhaupt möglich sein, die Parameter mächtiger Turbiditlagen der gezeigten Geometrie abzuschätzen. Allerdings existiert häufig auch an der Turbiditoberkante aufgrund der unterschiedlichen Genese der angrenzenden Sedimente ein allerdings im Vergleich zur Basis geringerer Impedanzkontrast, der den Nachweis erleichtert.

Keilmodell

Als drittes Modell wurde eine Hochimpedanzschicht ausgewählt, deren Begrenzung durch scharfe Impedanzkontraste entgegengesetzten Vorzeichens gekennzeichnet ist (Abb. 6-14). Erwartungsgemäß können bei größeren Schichtmächtigkeiten und kurzen Quellsignalen die Echos von Ober- und Unterkante getrennt identifiziert werden. Sie besitzen entgegengesetzte Polarität. Bei langen Quellsignalen verhindert die Überlagerung der Reflexionen eine eindeutige Rekonstruktion der Modellgeometrie. Bei bestimmten Verhältnissen von Mächtigkeit zur Wellenlänge tritt der Fall konstruktiver oder destruktiver Interferenz ein. Die Amplitude kann bis zu einem Faktor 2 ansteigen. Wird mit dem kürzesten Quellsignal gearbeitet, so können ab einer Mächtigkeit von etwa 15 cm die Reflexionen der beiden Grenzflächen separiert werden.

Korrelation der akustischen Impedanz mit globalen Klimaschwankungen

Die Zusammensetzung von Oberflächensedimenten wird über die verschiedensten regional und global wirksamen Prozesse gesteuert. Komplexe Sedimentationsvorgänge an

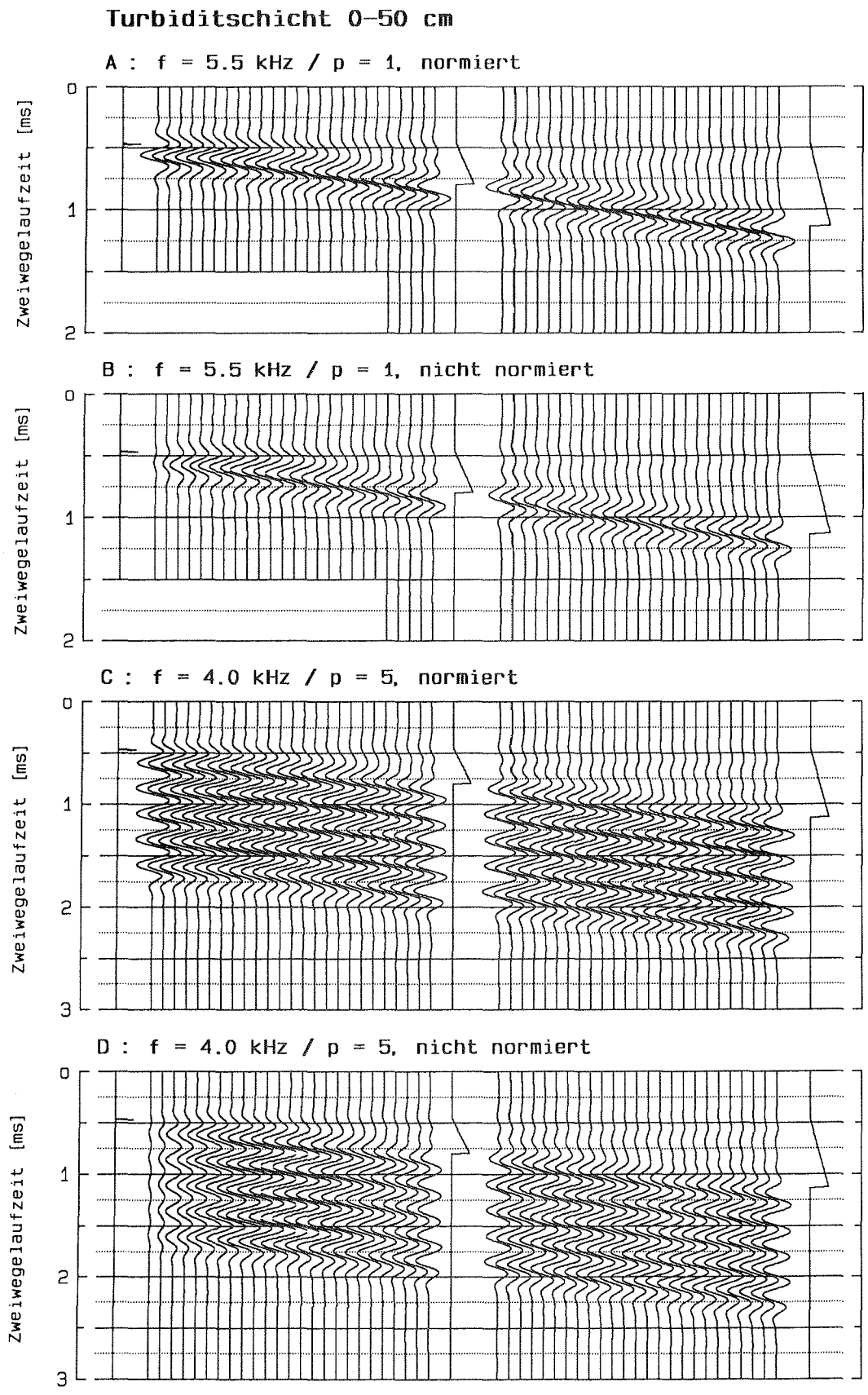


Abbildung 6-13: Modellsektion einer variablen Turbiditlage. Synthetische Seismogramme für Mächtigkeiten d=0.3 cm, 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Links, Mitte und rechts Impedanzkurven für die Seismogramme 1, 26 und 51. (A) f=5.5 kHz/p=1, normiert (B) Sektion A nicht normiert, (C) f=4 kHz/p=5, normiert, (D) Sektion C nicht normiert. Abtastrate dt=5 μs. Diskretisierungsabstand 2 cm.

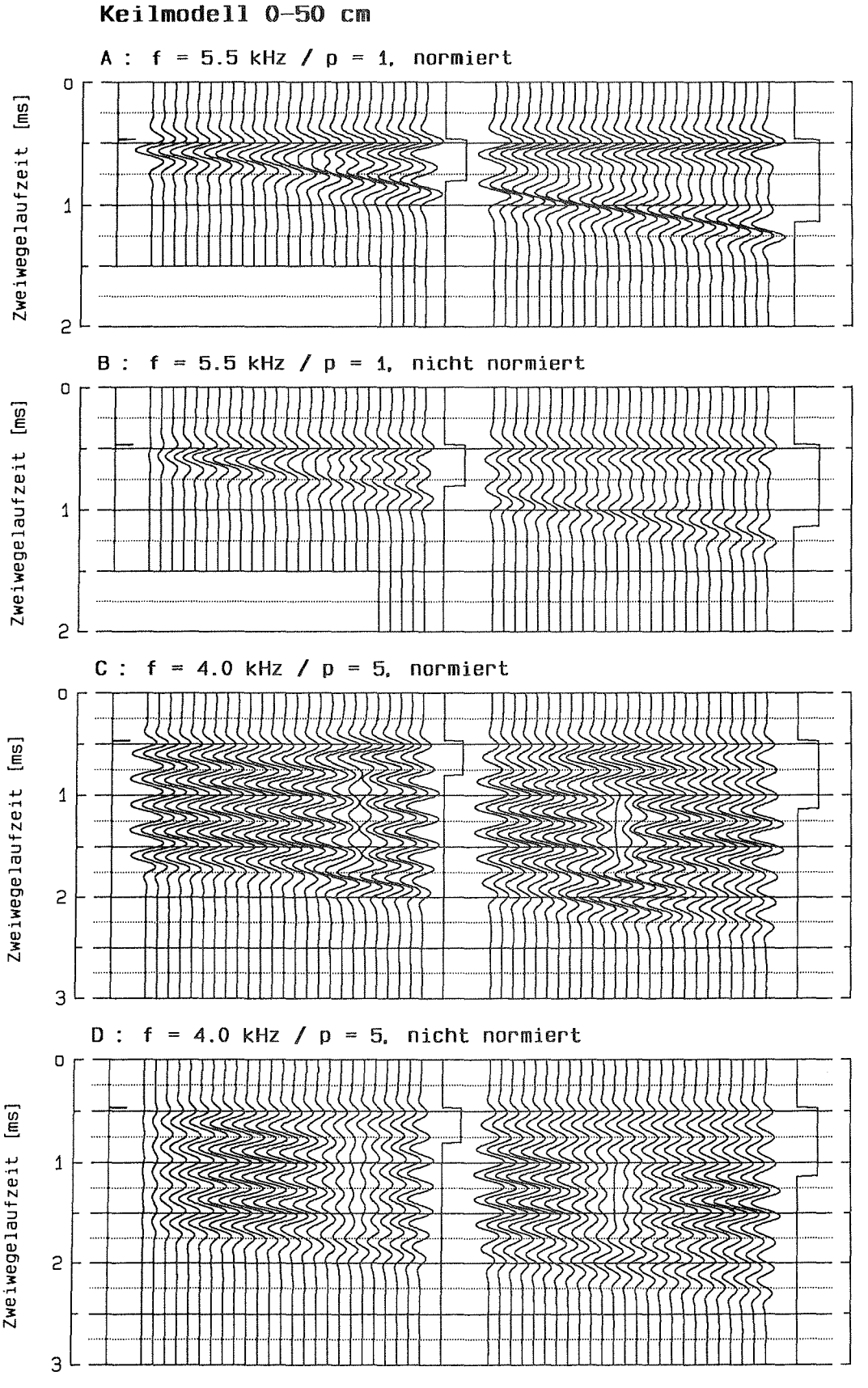


Abbildung 6-14: Modellsektion einer variablen Hochimpedanzschicht. Synthetische Seismogramme für Mächtigkeiten d=0.3 cm, 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Links, Mitte und rechts Impedanzkurven für die Seismogramme 1, 26 und 51. (A) f=5.5 kHz/p=1, normiert (B) Sektion A nicht normiert, (C) f=4 kHz/p=5, normiert, (D) Sektion C nicht normiert. Abtastrate dt=5 μs. Diskretisierungsabstand 2 cm.

den Kontinentalrändern verhindern zumeist eine Differenzierung zwischen potentiellen Ursachen wie Meeresspiegelschwankungen, Hang- und Massentransportphänomenen, terrigene Einträge oder Produktivitätsschwankungen. Im pelagischen Sedimentationsmilieu prägen dagegen nur wenige Mechanismen die Sedimentation und die subsequente Diagenese. Globale Klimaschwankungen bewirken dort einerseits Änderungen in der Produktivität und den relativen Anteil biogener Komponenten in Relation zum übrigen Sedimenteintrag. Anderseits sind es die ozeanographischen Veränderungen und damit verbunden Lösungsvorgänge des biogenen Karbonat, aus denen Variationen der mittleren Korndichte, Porosität und der akustischen Impedanz im Sediment entstehen können (z.B. Johnson et al., 1977; Mayer, 1979a, 1980).

Auf mögliche Mechanismen der Klimasteuerung von Impedanzvariationen wird an dieser Stelle nicht in Einzelheiten eingegangen. Hier werden einfache Modelle unter der Annahme einer Proportionalität zwischen einer $\delta^{18}O$-Kurve und der akustischen Impedanz berechnet. Zu Zeiten der Klimaoptima soll die Naßdichte ein relatives Maximum zum Beispiel durch erhöhte Karbonatgehalte oder geringere Porosität erreichen. In den Kaltzeiten nimmt die Naßdichte durch höhere nichtkarbonatische Anteile oder auch größere Porositäten ab. Mit diesem sehr einfachen Ansatz sollen für das Spektrum möglicher Sedimentationsraten im Rahmen einer prinzipiellen Analyse synthetische Seismogramme berechnet werden, die dann für einen interpretativen Vergleich mit den digitalen PARASOUND-Daten Verwendung finden können. Dabei kommt es vor allem auf das entstehende Reflexionsmuster in seiner Gesamtheit an, weniger auf einzelne Details. Das Vorzeichen der Klimakopplung ist nur von geringer Bedeutung, da eine umgekehrte Proportionalität mit Ausnahme des Meeresbodenechos lediglich eine Polaritäts- und damit eine Vorzeichenumkehr des kompletten Seismogramms bewirkt. Das Echogrammbild bleibt unverändert.

Abbildung 6-15 zeigt synthetische Seismogramme für Sedimentationsraten zwischen 0.1 und 4.0 cm/1000 Jahre. Das gewählte Quellsignal f=5.5 kHz/p=1 mit der geringsten Signallänge des PARASOUND-Echolotes stellt das Optimum hinsichtlich der vertikalen Auflösung dar. Die Berechnung der akustischen Impedanz basiert auf einer neuen Sauerstoffisotopenkurve der letzten 2.144 Millionen Jahre von Berger (pers. Mitt., Abb. 6-15E), die an Karbonatsedimenten der Bohrung 806B vom Ontong Java Plateau (ODP Bohrfahrt 130, Berger et al., 1991) mit einer zeitlichen Auflösung von 4000 Jahren bestimmt wurde. Die angenommene Amplitude der Dichteschwankungen von 0.2 g/cm^3 entspricht bei konstanter Korndichte von 2.7 g/cm^3 (Karbonat) und einem Maximalwert von 1.6 g/cm^3 einer typischen Porositätsvariation zwischen 65% und 76%. Die Geschwindigkeit beträgt konstant 1500 m/s.

Der Dichtekontrast von 0.6 g/cm^3 am Meeresboden ist weitaus größer als für alle übrigen Grenzflächen oder Reflexionskoeffizienten. Damit in der graphischen Darstellung die internen Reflexionen überhaupt sichtbar werden, müssen die Amplituden gegenüber dem Meeresbodenreflektor um das Vierfache überhöht werden. Zusätzlich verringert sich zwischen den Abbildungen 6-15A,B und 6-15C,D der Skalierungsfaktor noch einmal um 2.7, um die aufgrund der breiteren Übergangszonen bei höheren Sedimentationsraten deutlich abnehmenden Amplituden adäquat darzustellen.

In den Abschnitten 'hochfrequenter' Impedanzfluktuationen bei geringen Sedimentationsraten bis 1 cm/1000 Jahre (Abb. 6-15A) sind die mittleren Echoamplituden

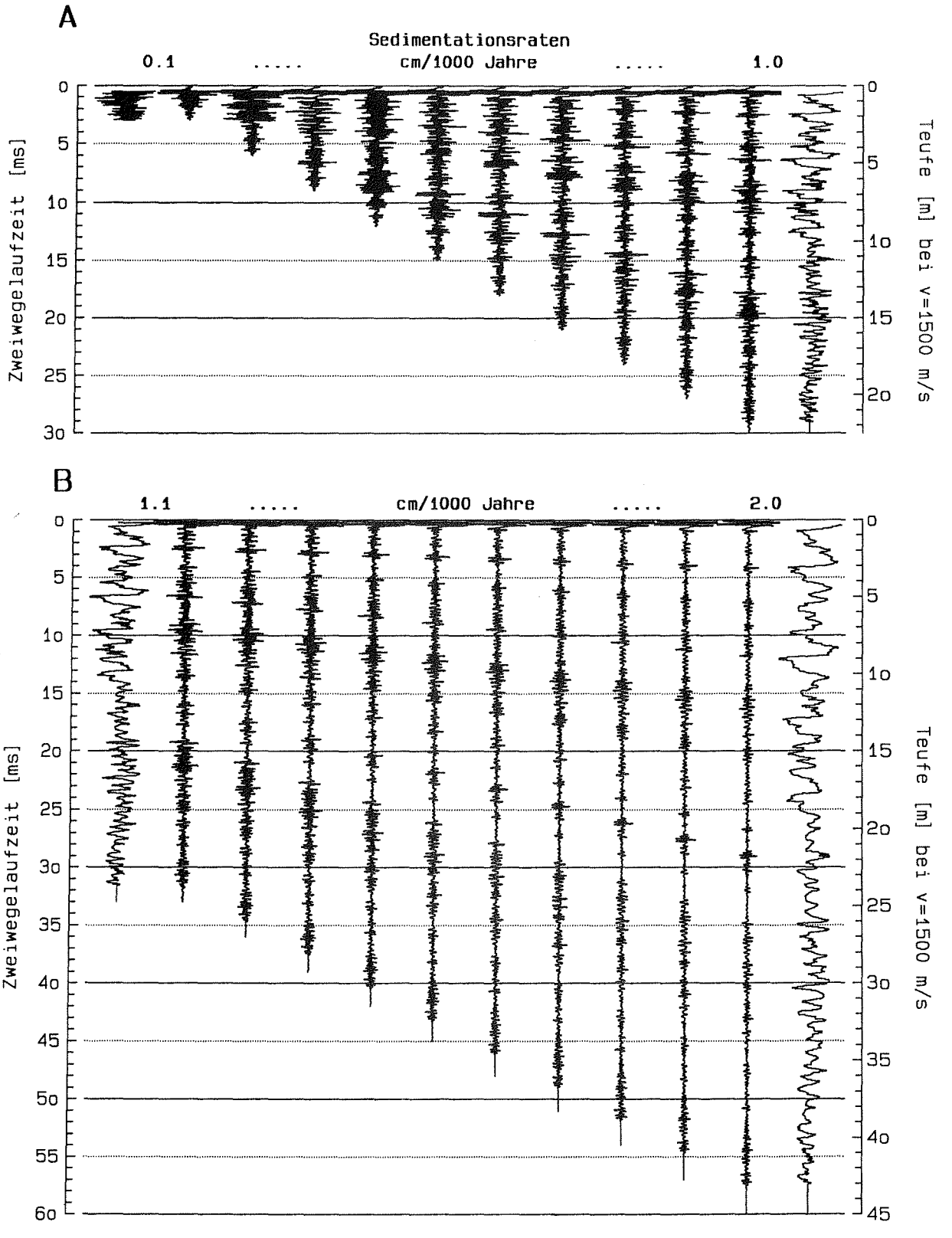


Abbildung 6-15: Synthetische Seismogramme für klimagesteuerte Impedanzvariationen nach einer Sauerstoffisotopenkurve von Berger (pers. Mitt., Abb. 6-15E). Quellsignal f=5.5 kHz/p=1. Die zugrundliegende Sedimentationsrate wird von 0.1 bis 4.0 cm/1000 Jahre in Schritten von 0.1 cm/1000 Jahre erhöht. Links und rechts außen die Impedanzkurven der beiden äußeren Seismogramme. (A) Sedimentationsrate 0.1 bis 1.0 cm/1000 Jahre, (B) Sedimentationsrate 1.1 bis 2.0 cm/1000 Jahre. Fortsetzung nächste Seite.

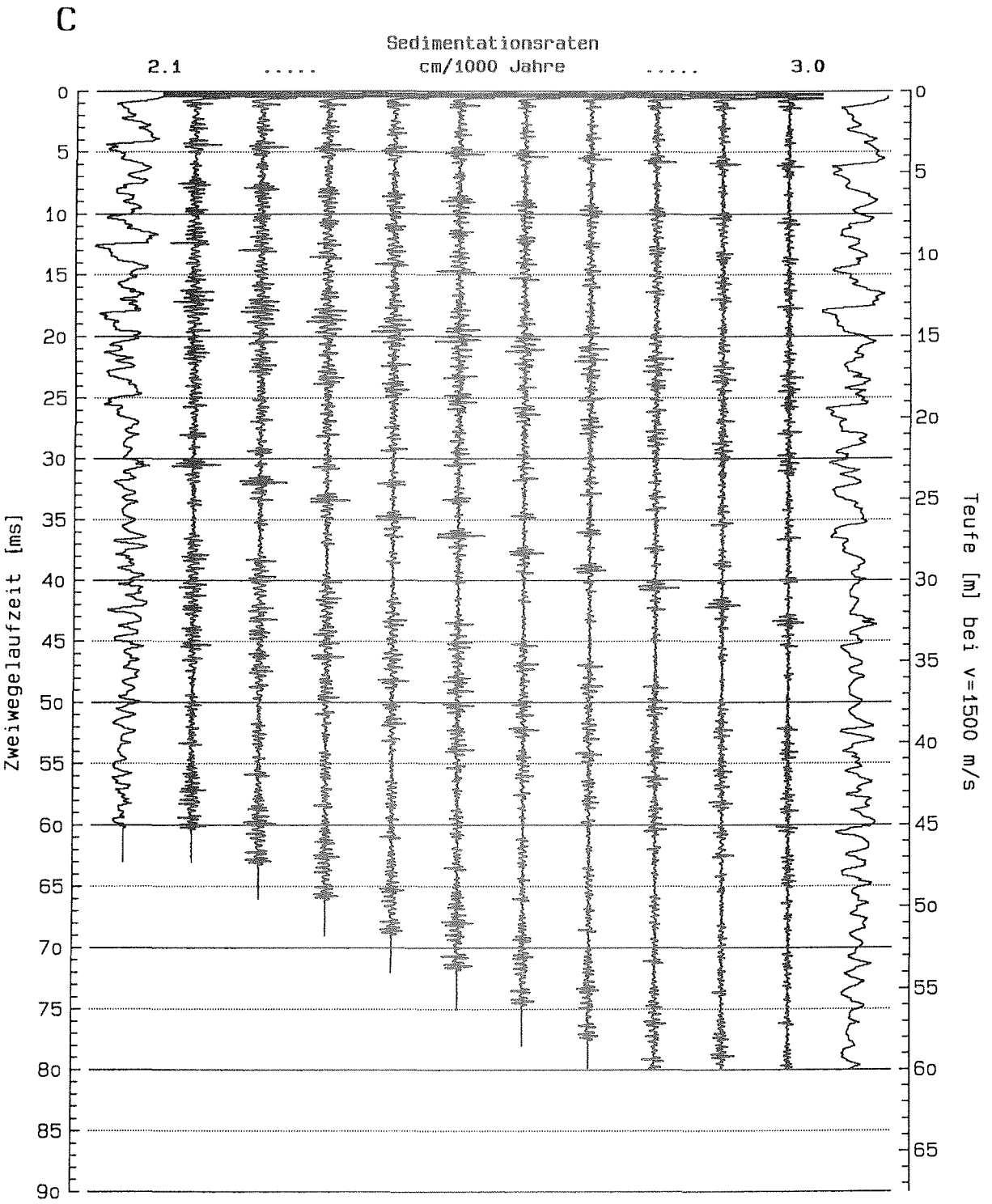


Abbildung 6-15: Fortsetzung. (C) Sedimentationsrate 2.1 bis 3.0 cm/1000 Jahre, Amplituden gegenüber A und B zusätzlich 2.7-fach verstärkt. Fortsetzung nächste Seite.

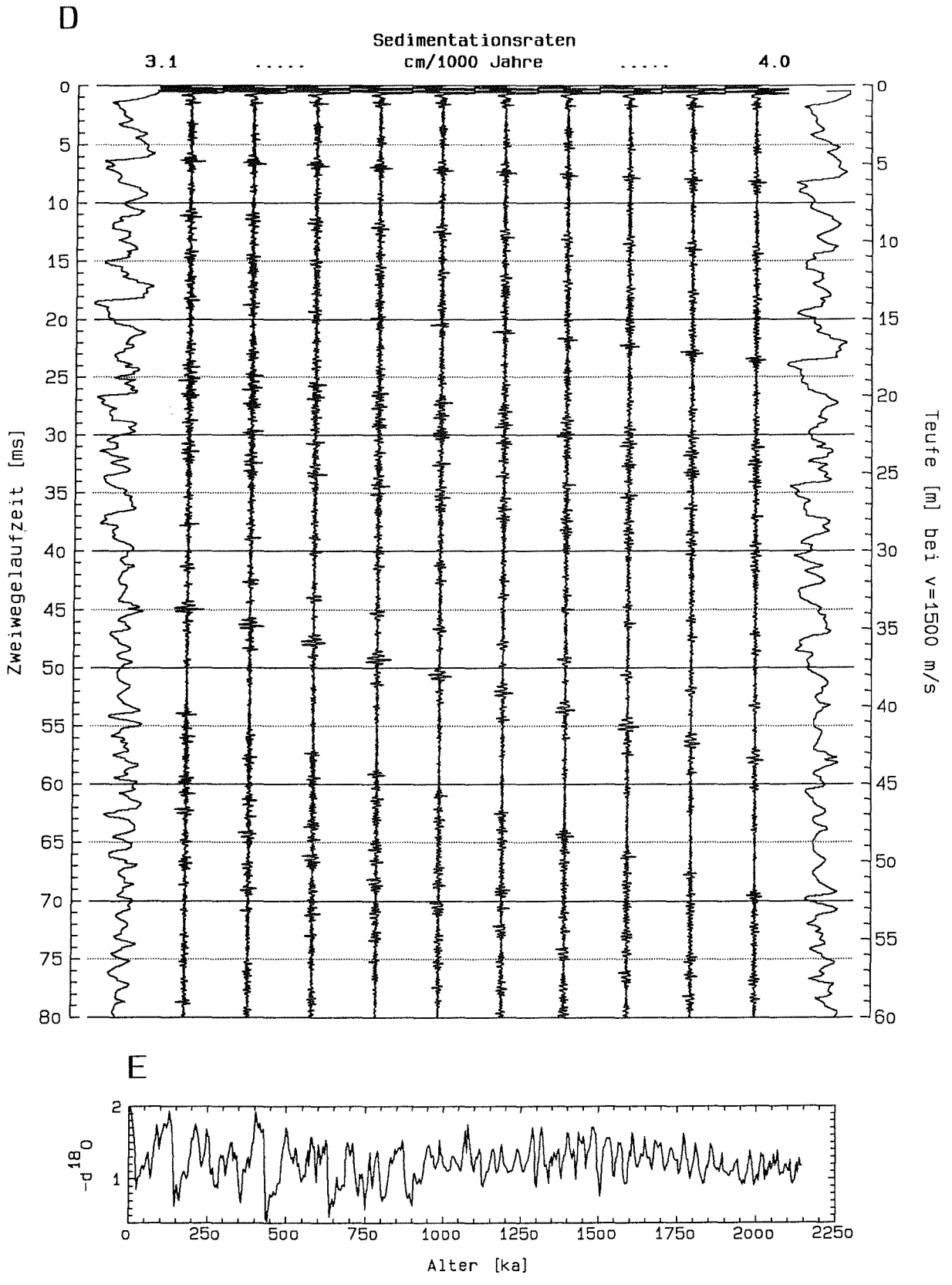


Abbildung 6-15: Fortsetzung. (D) Sedimentationsrate 3.1 bis 4.0 cm/1000 Jahre, Amplituden gegenüber A und B zusätzlich 2.7-fach verstärkt, (E) Sauerstoffisotopenkurve als Steuerfunktion der akustischen Impedanz nach Berger (pers. Mitt.)

vergleichsweise groß. Nur wenige charakteristische Klimazyklen und -ereignisse sind als scharfe, deutliche Reflektoren sichtbar, so etwa bei 140 ka, 420 ka oder 1100 ka. Andere Sequenzen bilden sich als Reflexionsgruppen ab (B-D) und lassen sich mit kurzzeitigen häufigen Wechseln des globalen Klimasignals erklären (500-750 ka, 1300-1650 ka, 2000-2150 ka). Mit zunehmender Sedimentationsrate verbreitern sich die Übergangszonen und bewirken im gesamten Seismogramm eine signifikante Amplitudenabnahme (vgl. Abb. 6-12). Einige Zeitintervalle wie 420-500 ka, 900-1050 ka oder 1120-1300 ka erscheinen aufgrund der langsamen Impedanzänderungen dann als akustisch transparent.

Die zyklischen Anteile in einer Sauerstoffisotopenkurve beruhen auf einer Kopplung des globalen Klimas mit variablen astronomischen Einflußgrößen wie der Lage und Bewegungsbahn der Erde im Sonnensystem und daraus resultierenden Änderungen der Sonneneinstrahlung (Chappell, 1973; Imbrie & Imbrie, 1980). Diese *Milankovitch*-Zyklen (Milankovitch, 1938) weisen Grundperioden von 23'000, 41'000 und 100'000 Jahren auf (Hays et al., 1976). Der vor etwa 900 ka beobachtete Wechsel in der dominierenden Grundperiode von 41'000 auf 100'000 Jahre (Shackleton & Opdyke, 1976; Ruddiman et al., 1986), der klar in der Isotopenkurve erkennbar ist (Abb. 6-15E), hinterläßt in den synthetischen Seismogrammen keine unmittelbar sichtbaren Spuren. Lediglich die durchschnittliche Echoamplitude ist aufgrund der geringeren Amplitude der Impedanzschwankungen in den älteren Sequenzen geringfügig reduziert. Die oben beschriebenen Charakteristika wie transparente Zonen, Reflektorgruppen und Einzelreflektoren scheinen weitgehend unabhängig von der Sedimentationsrate zu sein. Sie lassen sich im gesamten Spektrum von 1.0 bis 4.0 cm/1000 Jahre beobachten. Wenn beim Vergleich mit digitalen PARASOUND-Profilen das gezeigte Reflexionsmuster identifiziert werden kann, bietet sich also die Möglichkeit einer systematischen, detaillierten Abschätzung der Sedimentationsraten.

Die zweite Serie von Modellsektionen in Abbildung 6-16 wurde für das Quellsignal von 4 kHz/Pulslänge 5 berechnet. Diese Wahl des Modellsignals entspricht einer Systemeinstellung der PARASOUND-Anlage f=4 kHz/p=4 (vgl. Abschnitt 6.3). Standardmäßig auf Profilfahrten verwendet, gewährleistet diese Einstellung erfahrungsgemäß eine optimale Kombination von Signaleindringung und Auflösung. Das resultierende Quellsignal von nur 1.25 ms Länge erlaubt ohne Datenbearbeitung die Sondierung und Abbildung von Strukturen im Meterbereich.

Die Seismogrammamplituden unterhalb des Meeresbodenechos liegen generell um etwa 250% höher als in der ersten Sektionsfolge der Abbildung 6-15. Die Skalierungsfaktoren sind dementsprechend angepaßt worden. Die Ursache dieses Phänomens ist in der Dichte von Reflektoren und Reflexionskoeffizienten zu suchen. Ist ihr Abstand geringer als die Länge des gesamten Quellsignals, so überlagern sich beispielsweise Primärreflexionen der ersten Schwingungsperiode von tieferen Schichten mit den Echos darüberliegender Schichtgrenzen, die von späteren Schwingungsperioden des Signals erzeugt werden. Bei zyklischen Impedanzänderungen (vgl. Abb. 6-14) führt dies in der Regel lokal zur konstruktiven Interferenz und einer entsprechenden Amplitudenerhöhung. Sofern das Impedanzprofil nur aus einzelnen Reflektoren in größeren Abständen besteht, kann diese Verstärkung der Amplituden nicht stattfinden. Das Phänomen läßt sich systematisch untersuchen, indem die Quellsignallänge bei fester Frequenz schrittweise erhöht und jeweils

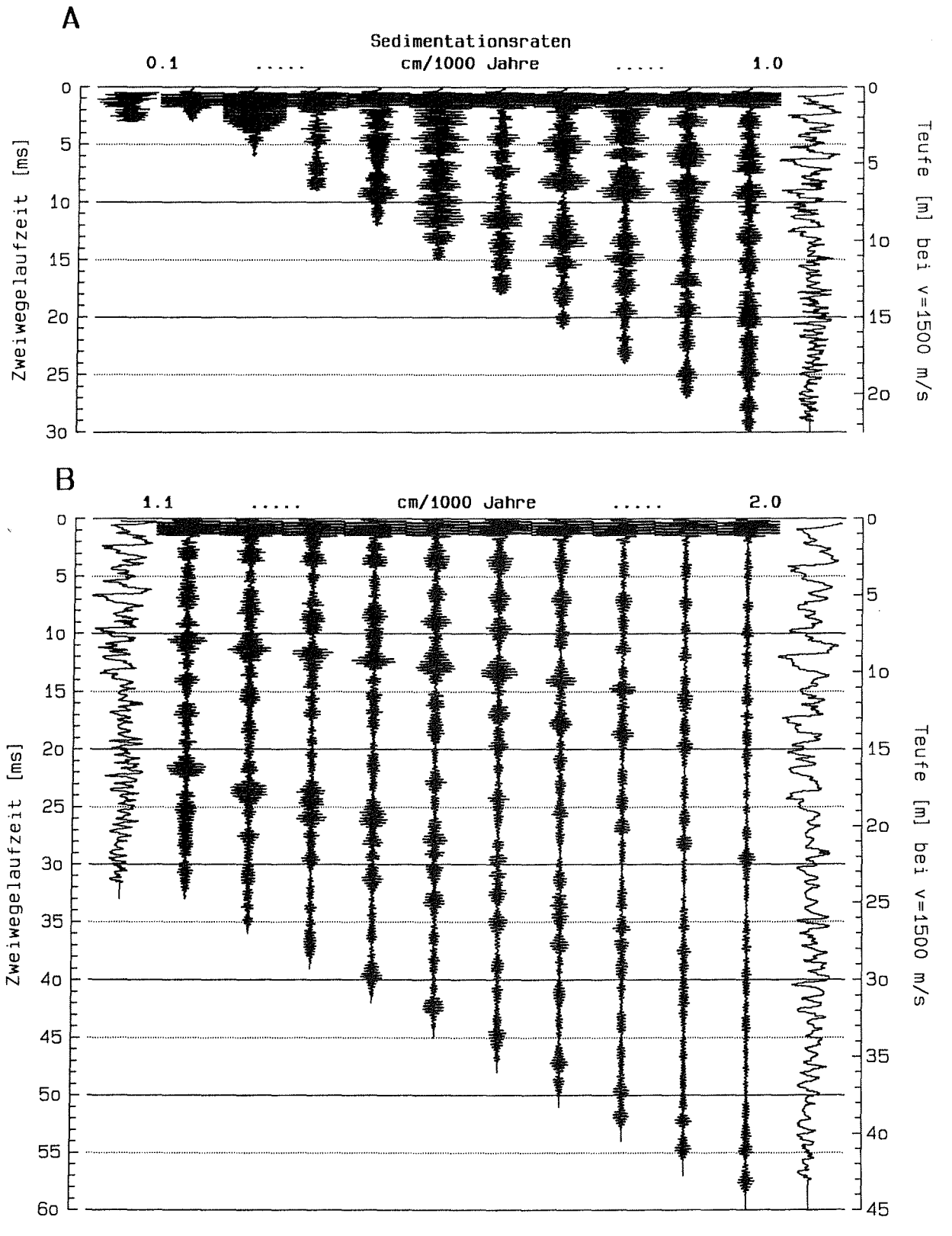


Abbildung 6-16: Synthetische Seismogramme für klimagesteuerte Impedanzvariationen nach einer Sauerstoffisotopenkurve von Berger (pers. Mitt., Abb. 6-15E). Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. Sonst wie Abbildung 6-15 A-D. Fortsetzung nächste Seite.

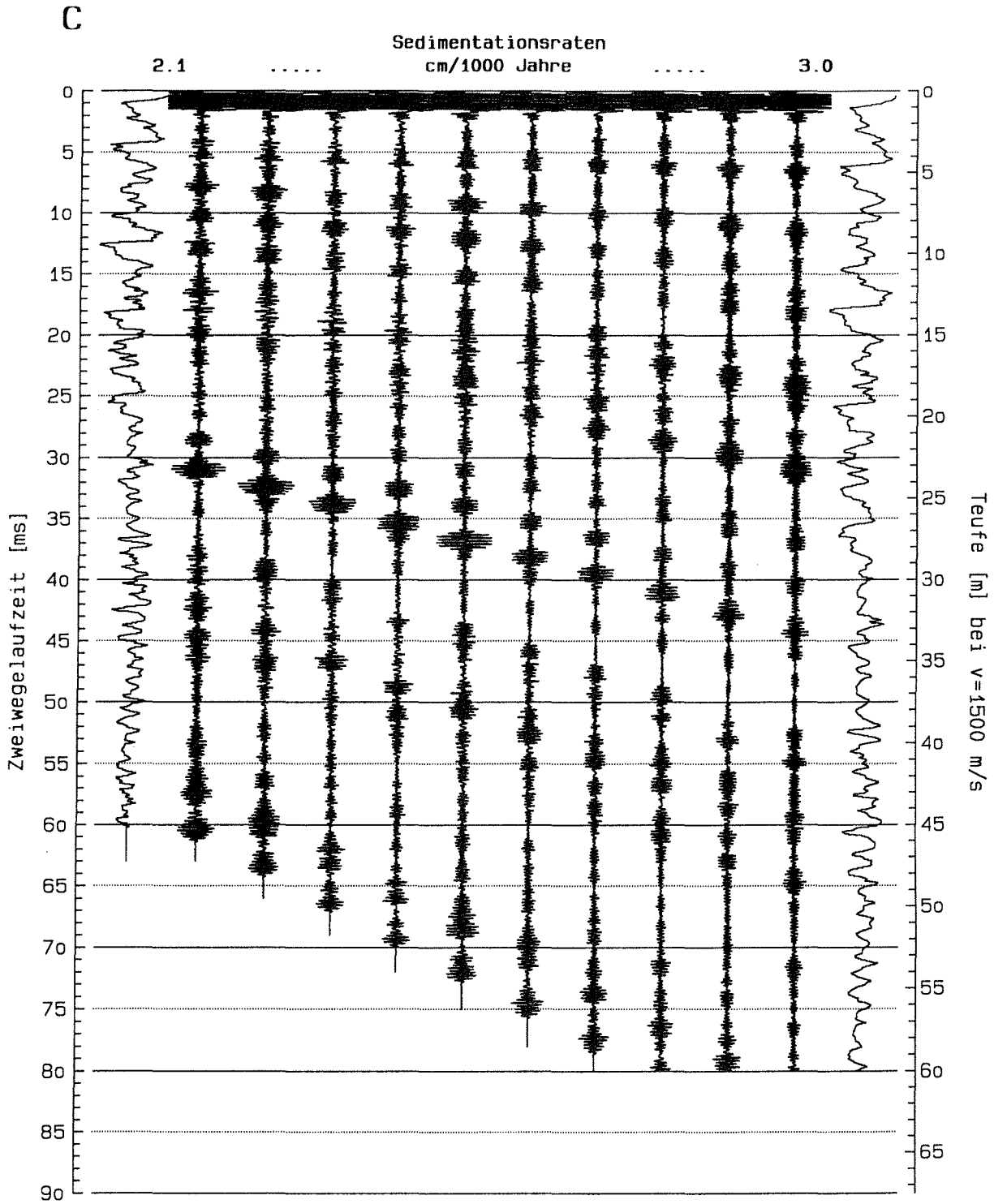


Abbildung 6-16: Fortsetzung. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. Sonst wie Abbildung 6-15C. Fortsetzung nächste Seite.

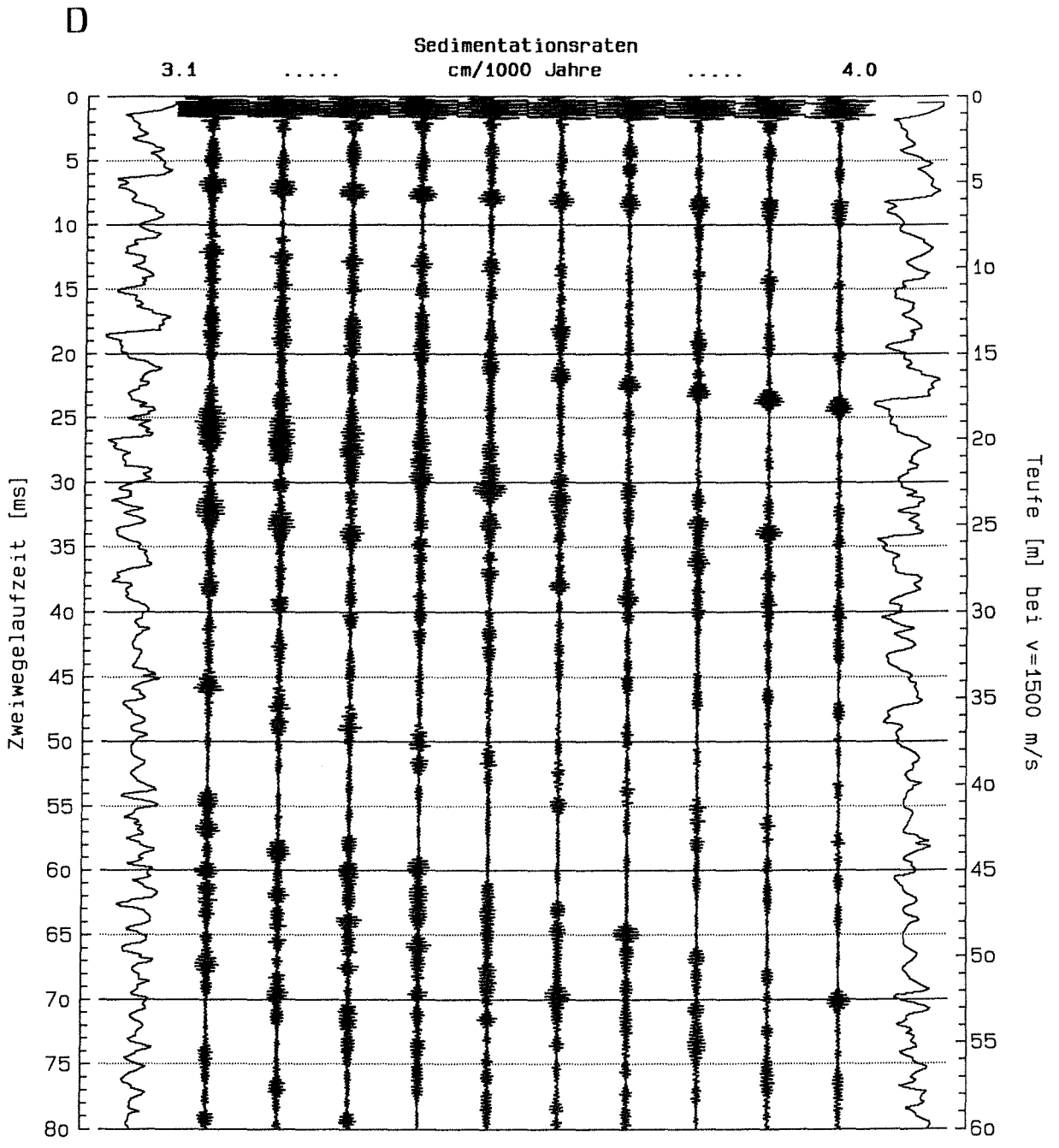


Abbildung 6-16: Fortsetzung. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. Sonst wie Abbildung 6-15D.

die Durchschnittsamplitude bestimmt wird. Die Änderung der Durchschnittsamplitude gibt dann einen allgemeinen Hinweis auf den Einfluß von Interferenzen bei der Entstehung der Seismogramme.

Für Sedimentationsraten <1 cm/1000 Jahre (Abb. 6-16A) ist das Reflexionsmuster sehr variabel und zeigt zwischen den Modellen nur wenige kohärente Einsätze. Erst mit höheren Sedimentationsraten (B-D) können transparente Zonen, Reflektorgruppen und Einzelreflektoren identifiziert und verfolgt werden. Allerdings ist die Variabilität größer als beim kurzen Quellsignal. Die Reflexionsmuster einzelner Abschnitte wie im Zeitintervall 600-900 ka variiert erheblich mit der Sedimentationsrate. Dabei spalten sich längere, durch Überlagerung entstandene Reflexionsbänder in separate Echos schwächerer Amplitude auf. In den Intervallen 420-500 ka, 900-1050 und 1150-1300 ka bleibt auch bei beim längeren Quellsignal die akustische Energie gering. Die größte Ähnlichkeit der Seismogramme wird bei Sedimentationsraten zwischen 1.5 und 3.0 cm/1000 Jahren beobachtet.

Mit der Verfügbarkeit digitaler Profildaten und detaillierter Messungen der physikalischen Sedimenteigenschaften können die angesprochenen Aspekte verifiziert und für eine generelle Beschreibung der Interferenzcharakteristika genutzt werden. Amplitude und Periode der Impedanzfluktuationen lassen sich abschätzen. In ungestörten Ablagerungsräumen, in denen der klimatische Einfluß auf Sedimenteintrag und -zusammensetzung dominiert, sollten sich die digitalen Registrierungen präzise anhand der vorgelegten Modelle stratigraphisch einordnen lassen.

7. AUSWERTUNG DIGITALER ECHOLOTDATEN

7.1 STAND DER FORSCHUNG

Versuche einer routinemäßigen Erfassung digitaler Echolotdaten parallel zum normalen Schiffsbetrieb sind in der Literatur bislang nicht dokumentiert worden. Die Gründe sind einmal in den erhöhten Anforderungen an die Meßapparatur, zum anderen aber auch in den unterschiedlichen Interessen der heterogenen Nutzergruppe für sedimentechographische Daten zu suchen. Die wenigen Arbeiten mit hochfrequenten seismischen Daten behandeln daher zumeist Spezialprobleme, die insbesondere für die Korrelation zwischen Mikrotopographie, Echogramm und physikalischen Sedimenteigenschaften von Interesse sind.

Mit einem digital registrierenden tiefgeschleppten Meßsystem begannen 1973 Spiess & Tyce akustische Sondierungen des Meeresbodens. Der geringe Abstand von Schallquelle und Empfänger zum Meeresboden von nur 50-100 Metern ermöglichte trotz des großen Abstrahlwinkels des eingebauten 4 kHz Echolotes eine detaillierte Untersuchung der feinskaligen Oberflächentopographie und einen ersten quantitativen Vergleich mit physikalischen Sedimenteigenschaften. Tyce (1976, 1977) gibt eine detaillierte Beschreibung der technischen Konzeption, der seismischen Charakteristik und der primären Einsatzziele des Systems. Aufgezeichnet wird im Gegensatz zur PARADIGMA-Anlage nicht das Seismogramm, sondern zur Optimierung von Datendurchsatz und Speicherplatz lediglich die Einhüllende des Seismogramms.

Die auffälligste Beobachtung der ersten Untersuchungen von Tyce ist die große laterale Variabilität der vom Meeresboden wie auch aus größeren Teufen reflektierten Energie über Distanzen von weniger als 100 Metern. Abrupte Wechsel der Reflektivität korrelieren mit Änderung der Neigung des Bodens und subparalleler Reflektoren. Die Ergebnisse deuten häufig auf komplexe Ablagerungsbedingungen und kleinskalige Variationen der Sedimenteigenschaften hin. Eine Vielzahl von Prozessen wie Bioturbation, Diagenese, Wechselwirkung von Bodentopographie und -neigung mit lokalen Sedimentationsvorgängen spielen dabei eine Rolle. Tyce (1976) interpretiert die Messungen vor allem im Hinblick auf Oberflächenstrukturen und Effekte topographischer Fokussierung. Indem er die Amplitude eines wohldefinierten Reflektors in unterschiedlichen Teufen abschätzt, läßt sich die Dämpfung akustischer Signale mit 0.36 dB/m für ein toniges Siltsediment und 0.12 dB/m für einen Kalkschlamm ableiten. Die Rekonstruktion der Mikrotopographie in einer Genauigkeit von wenigen 10 Zentimetern, wie sie für eine Quantifizierung der Oberflächenformen wünschenswert ist, stellt sich als außerordentlich schwierig heraus, da die Lage des Schleppgerätes nicht exakt genug bestimmt werden kann.

Mayer (1979a,b, 1980) führt diese Arbeit mit einer Studie an Tiefseekarbonaten fort. Er analysiert physikalische Parameter von Sedimentkernen aus einem akustisch detailliert vermessenen Gebiet und vergleicht sie mit den digitalen Registrierungen. Aus Naßdichte- und Geschwindigkeitsmessungen berechnet er akustische Impedanzprofile und synthetische Seismogramme. Der Vergleich mit den Einhüllenden hat gegenüber vollständigen Seismogrammen allerdings nur eine eingeschränkte Aussagekraft. Mayer stellt fest, daß geringe Reflexionskoeffizienten in der Größenordnung von 10^{-3} bis 10^{-5} für die Ausbildung von Einzelreflektoren nicht ausreichen. Stattdessen entstehen hohe

Echoamplituden bei konstruktiver Interferenz, die durch den spezifischen Verlauf einzelner Abschnitte der akustischen Impedanz hervorgerufen wird. Mayer weist darauf hin, daß die entstehenden Interferenzmuster in hohem Maße frequenzabhängig sind, und ein Echolot variabler Sendefrequenz geeignet wäre für die detaillierte Analyse dieses Phänomens. Er zeigt, daß zwar für die verwendete Frequenz von 4 kHz eine generelle Übereinstimmung von Meß- und Modelldaten besteht, aber Modelle für 2 und 6 kHz ein völlig anderes Reflexionsmuster erzeugen.

Der Einsatz tiefgeschleppter Systeme, die in aller Regel bei sehr niedrigen Schiffsgeschwindigkeiten betrieben werden, benötigt in größerem Umfang eigene Schiffszeit. Er bietet sich daher für die Bearbeitung von Detailproblemen und die räumliche hochauflösende Vermessung von ausgewählten Oberflächen- und Sedimentstrukturen in Verbindung mit anderen Meßmethoden an. Für profilierende Messungen äquivalent zu seismischen Ein- und Mehrkanalverfahren mit Streamern und Luftkanonen ist das beschriebene Meßsystem kaum einsetzbar.

Manley & Flood (1989) untersuchen organische und gasreiche Sedimentwellenfelder im Argentinien Becken anhand digitaler 3.5 kHz Daten. Sie beobachten bodensimulierende Reflektoren (BSR) hoher Amplitude in geringen Teufen von 10-30 Metern. Die zum Teil mehr als 100 m hohen Sedimentwellen sind systematisch beprobt und Geschwindigkeitsprofile mit dem Hydrophon-Pinger-Experiment aufgenommen worden (Bryan, 1980). Daraus leiten die Autoren unterhalb einer wenige Meter mächtigen, oberflächennahen Lage normaler Geschwindigkeit eine Schicht niedriger Geschwindigkeit um 1350 m/s ab. In ~20 m Teufe steigt die Geschwindigkeit auf etwa 2200 m/s an. Manley & Flood erklären diese Beobachtung als physikalisches Abbild einer geochemischen Zonierung, die aus dem Abbau organischen Materials durch Sulfatreduktion mit Freisetzung von Methangas resultiert. Für die hohen Geschwindigkeiten machen sie entweder die Bildung authigener Karbonate an der Basis der Sulfatreduktionszone oder von Methanhydraten entlang der Migrationswege von Methangas verantwortlich. Die digitalen Echogramme werden lediglich zur graphischen Darstellung genutzt. Auf eine detailliertere seismische Auswertung wird verzichtet.

Baldwin et al. (1985) werten hochfrequente digitale 3.5 kHz Daten eines Hydrophon-Pinger Experimentes aus, das in Bodennähe ausgeführt wurde und mit Hilfe spezieller Auswertetechniken (Empirische Orthonormalfunktionen, Cepstrum-Analyse) den Vergleich mit sedimentphysikalischen Parametern zum Ziel hatte. Bei der Vorstellung eines neuen Meßsystems zur Erfassung hochfrequenter seismischer Daten zeigen Lericolais et al. (1990) ein Registrierbeispiel. Sie demonstrieren die Anwendbarkeit verschiedener Prozessingverfahren anhand einer digitalen Flachwasserregistrierung von Sandwellen für eine 2.5 kHz Quelle.

Die geringe Zahl von Vorarbeiten für eine Erfassung und Auswertung digitaler Echogramme läßt erkennen, daß dieses Gebiet der akustischen Tiefseeuntersuchungen erst am Beginn einer Entwicklung hin zu einer quantitativen Sedimentechographie steht. Mit der vorliegenden Arbeit soll die Weiterentwicklung zu einem standardmäßig einsetzbaren profilierenden Meßverfahren vorangetrieben werden. Die Beispiele in den folgenden Abschnitten sollen die potentiellen Möglichkeiten des Verfahrens illustrieren.

7.2 PHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN VON OBERFLÄCHENSEDIMENTEN IM VERGLEICH MIT DIGITALEN STATIONSREGISTRIERUNGEN

Stehen aus einem Arbeitsgebiet gleichzeitig hochauflösende seismische Daten und Kernproben von genügender Eindringung und Qualität zur Verfügung, so bietet sich ein direkter Vergleich beider Datensätze an. In der Ein- oder Mehrkanalseismik ist eine längerdauernde Registrierung auf Beprobungsstationen nicht möglich, da wegen der Verwendung von Streamern als Empfangssysteme eine Unterbrechung der Fahrt ausgeschlossen ist. Es kann immer nur ein kleiner Ausschnitt aus der unmittelbaren Umgebung zum Vergleich mit Messungen der physikalischen Eigenschaften von Sedimentkernen herangezogen werden. Mit Echoloten ist dagegen eine Registrierung über längere Zeit an einem Ort ohne weiteres durchführbar.

Messungen der akustischen Impedanz, dem Produkt aus Naßdichte und p-Wellengeschwindigkeit, bieten über die Berechnung synthetischer Seismogramme die Möglichkeit, die theoretisch bestehende Identität mit der Registrierung zu verifizieren beziehungsweise Abweichungen zu analysieren. So kann die Qualität des Kernnahmeprozesses, der sedimentphysikalischen Messungen und der echographischen Registrierungen überprüft werden. Abweichungen lassen sich neben methodischen Unzulänglichkeiten auch mit der Deformation des Sediments bei der Kernnahme oder mit Unterschieden zwischen Meß- und den *in situ* Bedingungen im Sediment erklären, oder geben Hinweise auf kleinräumige Variationen der Oberflächensedimente innerhalb des Schallkegels.

Für die ersten Untersuchungen mit dem PARASOUND-Echolot standen zunächst nur die analogen Registrierungen der METEOR-Expeditionen M6-6 und M9-4 zur Verfügung (Rostek, 1991; Rostek et al., 1991). Zur seismischen Modellierung werden die teils in unterschiedlichen Kernteufen durchgeführten Messungen der Naßdichte und Schallgeschwindigkeit auf ein geeignetes Raster interpoliert. Dann wird aus der Impedanzfunktion das synthetische Seismogramm berechnet, dessen Einhüllende die Verteilung der Reflexionsenergie mit der Teufe repräsentiert. Bei der analogen Aufzeichnung erfolgt die Umsetzung der Echoamplitude über einen - manuell nachgeführten - Schwellwert in ein grauskaliertes oder schwarzweißes Echogramm. Nach Optimierung eines entsprechenden Schwellwertes für die synthetische Einhüllende kann das entstandene Muster mit dem Echogramm qualitativ verglichen werden.

Die Methode wurde in ähnlicher Weise auch von Mayer (1979a,b) und Flood & Shor (1984) angewendet, indem die synthetische Einhüllende entweder mit der digital aufgezeichneten Einhüllenden oder direkt mit dem Reflexionsmuster im Analogschrieb verglichen wird. Während Mayer zur Modellierung beide Impedanzparameter durch Messungen an Sedimentkernen bestimmt, verwenden Flood & Shor eine empirische Beziehung zur Impedanzberechnung aus dem Karbonatgehalt.

Studien von Rostek (1991) und Rostek et al. (1991) an einer Serie von Sedimentkernen aus dem Angola-Becken, dem südwestafrikanischen Kontinentalrand und dem äquatorialen Atlantik ergeben in erster Näherung eine gute Übereinstimmung von Modell und Registrierung. Sind Turbidite mit ihren starken Korngrößen- und Porositätskontrasten am Aufbau der Sedimentsäule beteiligt, ermöglicht ihre Dominanz im Impedanzprofil häufig ohne weiteres die eindeutige Zuordnung zu Reflektoren im analogen Echogramm. Fehlen diese Strukturelemente, so ist mit den um eine oder mehrere Größenordnungen geringeren Impedanzvariationen eine größere Variabilität im Reflexionsmuster verbunden. Die Kohärenz

einzelner, dann zumeist durch Interferenzen aufgebauter Horizonte ist weniger ausgeprägt, da die Amplituden sensibel von geringfügigen Variationen von Schichtmächtigkeiten und Gradienten der Impedanz abhängen.

Das Beispiel für die beschriebene Methode in Abbildung 7-1 zeigt das bei ruhendem Schiff aufgenommene analoge Echogramm von der Kernstation GeoB 1116 aus dem äquatorialen Atlantik. Das Reflexionsmuster ist fleckig mit ungleichmäßiger Reflektorbreite und Unterbrechungen vieler Horizonte. Da die Analogaufzeichnung über einen absoluten Schwellwert gesteuert wird, können die beobachteten Fluktuationen auch schon durch geringfügige Änderungen in der Sendeenergie und den Nahfeldbedingungen (Luftblasen o.ä.) erzeugt werden. Im zweiten Schritt wird der zum Zeitpunkt der Kernnahme aufgezeichnete Echogrammausschnitt mit den Sedimentkernmessungen verglichen (Abb. 7-2). Die Abbildung zeigt die Abfolge des Modellierungsverfahrens mit den Impedanzparametern, dem Impedanzprofil, der Reflektivitätsfunktion, dem synthetischen Seismogramm und der daraus abgeschätzten Einhüllenden. Die Schwärzung der Einhüllenden wird über einen Schwellwert an das analoge Echogramm angepaßt. Der Sedimentkern GeoB 1116-2 stammt aus einem pelagischen Sedimentationsmilieu mit Karbonat als dominierender Komponente. Turbidite sind in der lithologischen Sequenz mit 'T' gekennzeichnet.

Der qualitative Vergleich mit dem Schwerelotkern muß sich auf die markanten Einsätze und Horizonte beschränken. So zeigen das synthetische Seismogramm und die Einhüllende Extrema an den Turbiditlagen, denen aber nicht in allen Fällen ein Reflektor im Echogramm zugeordnet werden kann. Umgekehrt erscheinen zusätzliche Reflexionsbänder der Registrierung im synthetischen Seismogramm deutlich schwächer oder überhaupt nicht.

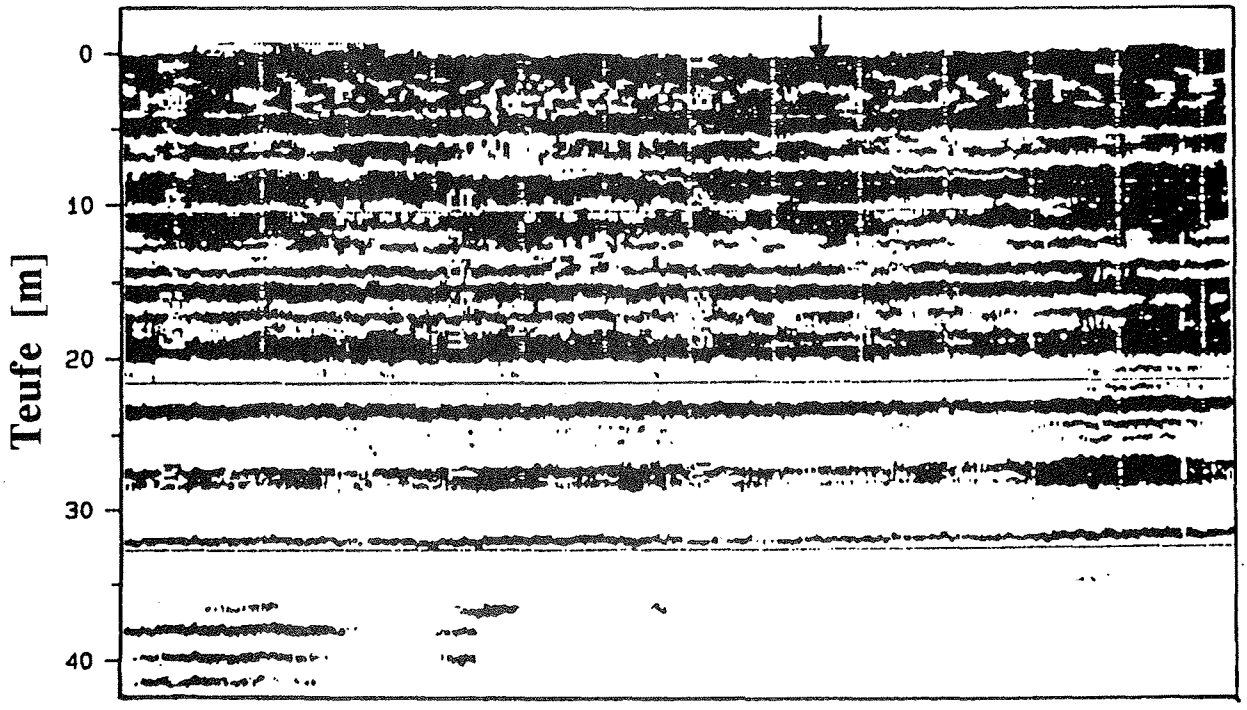


Abbildung 7-1: Analoges PARASOUND-Echogramm von der Kernstation GeoB 1116 aus dem östlichen äquatorialen Atlantik, METEOR-Expedition M9-4 (Rostek, 1991). Der Pfeil deutet auf den Zeitpunkt der Kernnahme. Quellsignal f=4.0 kHz/p=4.

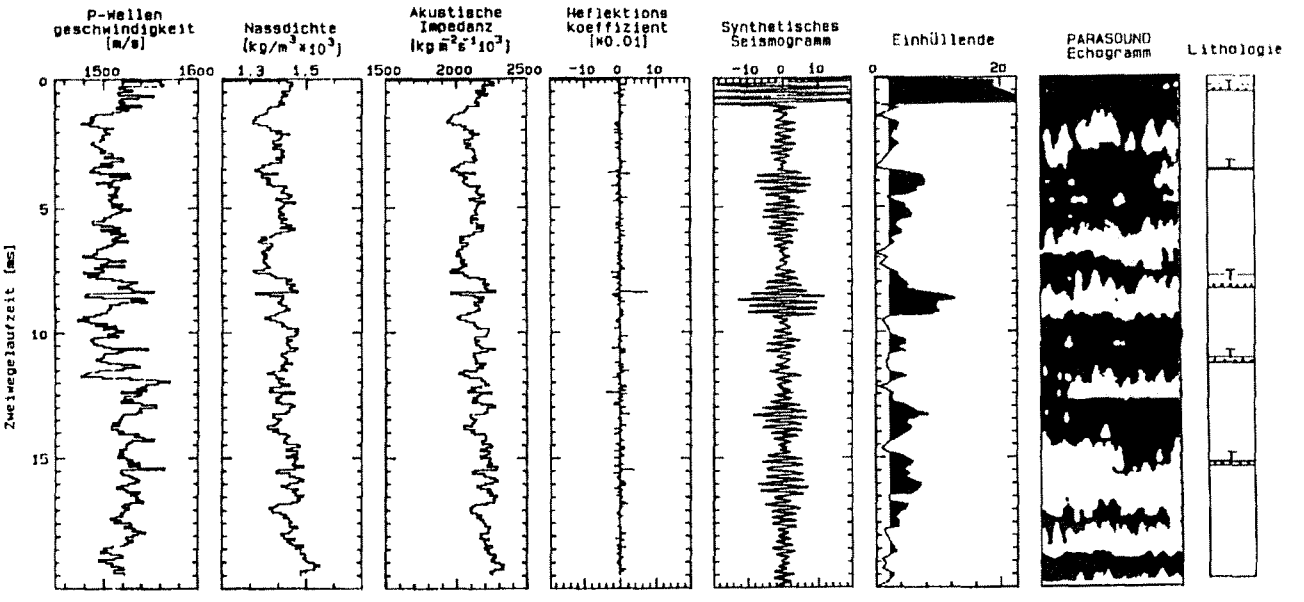


Abbildung 7-2: Sedimentphysikalische Messungen von Schwerelotkern GeoB 1116-2 aus dem östlichen äquatorialen Atlantik und die Umsetzung in ein synthetisches Seismogramm (Rostek, 1991). Von links nach rechts: Kompressionswellengeschwindigkeit, Naßdichte bestimmt nach der Wägemethode, Akustische Impedanz, Reflexionskoeffizienten, synthetisches Seismogramm für f=4.0 kHz/p=4, Einhüllende, analoges Echogramm und Lithologie (T=Turbidit).

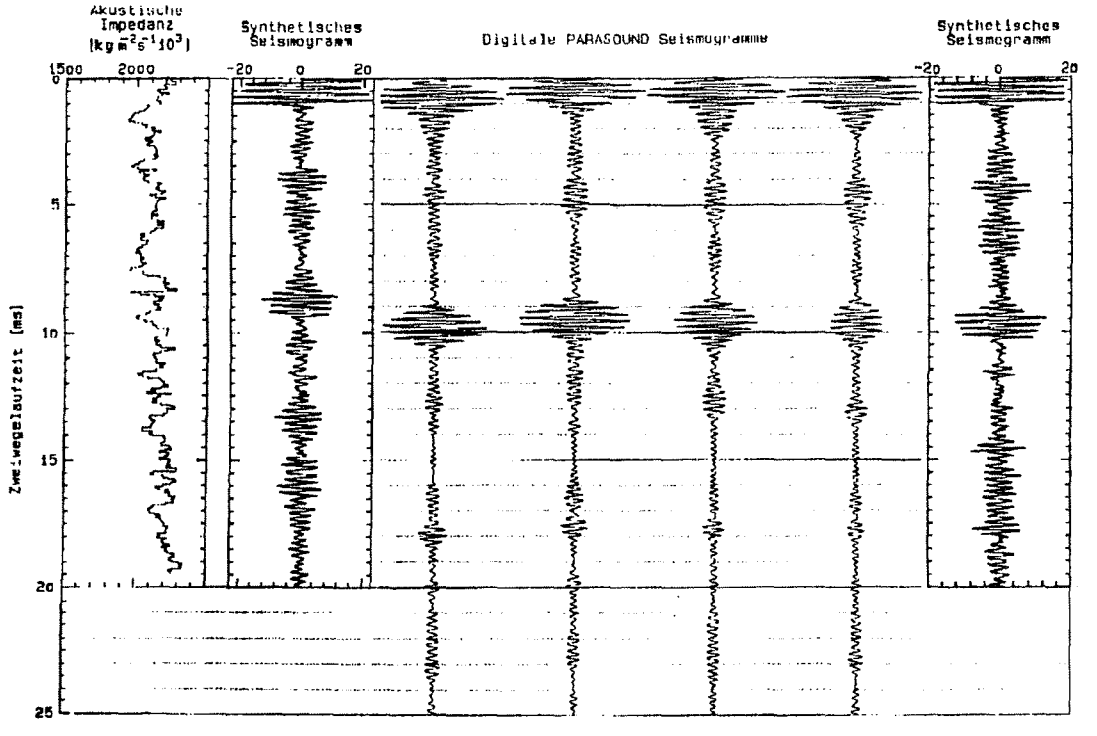


Abbildung 7-3: Vergleich des synthetischen Seismogramms für Schwerelotkern GeoB 1116-2 mit digitalen PARASOUND-Seismogrammen (Rostek, 1991). Zeitabstand der Registrierungen ~20 s. Links das Impedanzprofil und synthetische Seismogramm aus Abbildung 7-2. Rechts das synthetische Seismogramm für ein um 10% in der Länge gestrecktes Impedanzprofil zum Ausgleich einer möglichen Kompression des Kerns. Quellsignal f=4.0 kHz/p=4.

Mit dem Zugang zu digitalen Echolotdaten sind die Fragestellungen und Ziele der Auswertung von Stationsregistrierungen erheblich erweitert worden. Dazu ist unter Ausnutzung der spezifischen Vorteile des PARASOUND-Systems ein systematisches Meßprogramm in Verbindung mit der Entnahme von Sedimentkernen entwickelt worden. Über eine Dauer von 30 Minuten werden Grundfrequenz und Länge des Quellsignals variiert und für die Pulslängen 1 und 4 in Abständen von 2 Minuten alle Frequenzen von 2.5 kHz bis 5.5 kHz eingestellt. Im Rahmen dieses **Quellsignaltests** stehen damit je nach Ausbaustand des PARADIGMA-Systems für eine Kernstation zwischen 5 und 50 Seismogramme pro Systemeinstellung zur Verfügung. Sie können genutzt werden, um beispielsweise die Variabilität der Echogramme oder die Frequenzabhängigkeit des Reflexionsmusters und damit den Einfluß von Interferenzen zu untersuchen.

Die digitalen PARASOUND-Seismogramme (Abb. 7-3) deuten darauf hin, daß die verbliebenen Diskrepanzen aus Abbildung 7-2 zu einem größeren Teil auf den Besonderheiten der analogen Aufzeichnungstechnik beruhen. Es werden vier im Abstand von etwa 20 s aufeinanderfolgende Seismogramme mit zwei synthetischen Datensätzen verglichen. Das zweite Modell (rechts) ist gegenüber den Kernmessungen zum Ausgleich einer möglichen Kerndeformation in der Länge um 10% gestreckt worden. Aus der Variation der relativen Amplituden der Reflektoren, etwa bei 10 ms, wird erkennbar, daß Interferenzen sowohl im Modell als auch bei der Registrierung eine große Rolle spielen. Im übrigen lassen sich die meisten Einsätze trotz der schwächeren Amplituden mit dem Modell in Einklang bringen.

Welchen Einfluß die Verbesserungen der sedimentphysikalischen Meßmethoden auf die Abbildungsqualität besitzen, ist bereits in Abschnitt 6.4 gezeigt worden. Mit der Nachbearbeitung der Transmissionsseismogramme und der Naßdichtebestimmung aus der elektrischen Leitfähigkeit konnten die Streuung der Daten reduziert und die Impedanzmodelle präzisiert werden. Homogene Abschnitte werden als solche erkennbar und selbst schwache Impedanzkontraste oder -fluktuationen korrekt abgebildet. Vor allem das Studium von Interferenzphänomenen, die sehr empfindlich auf solche Effekte reagieren, erscheint erst mit diesen jüngst implementierten Meßverfahren sinnvoll.

Ein zweites Beispiel mit bereits teilweise verbesserten sedimentphysikalischen Daten zeigt Abbildung 7-4 für Schwerelotkern PS1805-6 (Spieß et al., 1991a,b) vom Gunnerus Rücken aus ~4100 m Wassertiefe. Der Kern repräsentiert terrigene tonreiche Tiefseesedimente mit eingeschalteten Turbiditen. Die geringmächtigen Turbidite zeichnen sich durch hohe IRD-Gehalte (*Ice Rafted Detritus*) und hohe magnetische Suszeptibilitäten aus. Die Naßdichtewerte steigen hier bis auf 2 g/cm^3 an und dominieren bei gleichzeitig sehr geringen Geschwindigkeitsvariationen primär das akustische Impedanzprofil.

Die Einflüsse von Lithologie und Sedimentologie sollen anhand der Analysen der Sandfraktion (Anteil am Gesamtsediment ~1%) illustriert werden (Ehrmann & Grobe, 1991). Sekundäreffekte in der Naßdichte korrelieren mit der lithologischen Klassifizierung oder den relativen Gehalten an Foraminiferen, Radiolarien oder Mikro-Manganknollen in der Sandfraktion, etwa in Teufen von 3.0, 5.9, 8.0, 10.6 oder 11.1 m. Diatomeen- und damit opalreiche Abschnitte sind durch Minima der magnetischen Suszeptibilität charakterisiert. In der Regel liegt die Naßdichte in diesen Intervallen bei weniger als 1.4 g/cm^3. Die Übergangsbereiche bilden sich als schwache Horizonte in der Reflektivitätsfunktion ab. Abbildung 7-5 zeigt synthetische Seismogramme des gesamten PARASOUND-Frequenzspektrums für die

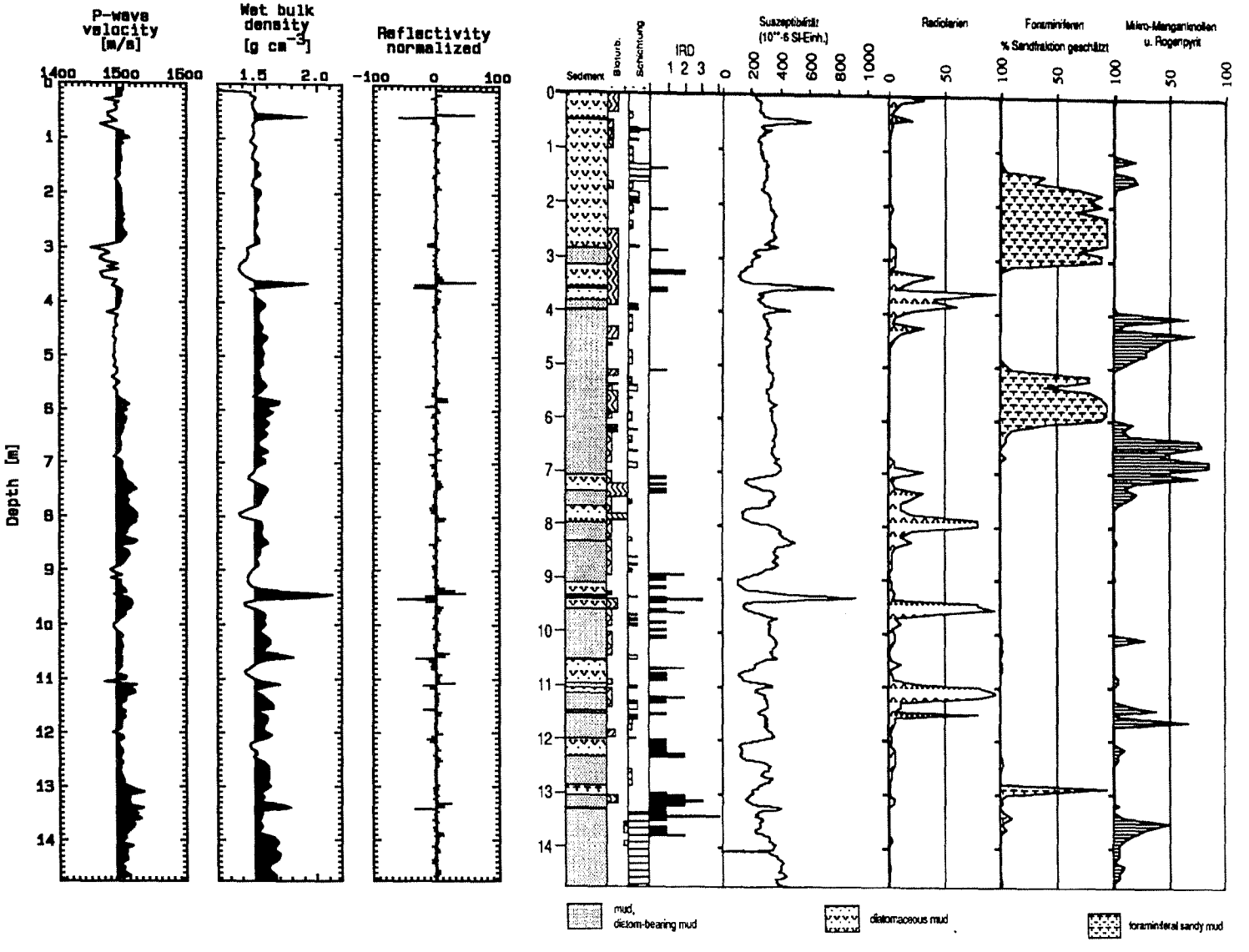


Abbildung 7-4: Sedimentphysik und Sedimentologie des Schwerelotkerns PS1805-6 von der östlichen Flanke des Gunnerus Rückens, Antarktis (Spieß et al., 1991a,b und Ehrmann & Grobe, 1991; Kuhn, unveröff. Daten). Von links nach rechts: Schallgeschwindigkeit, Naßdichte (Meßpunktabstand 10 cm), normierte Reflektivitätsfunktion, Lithologie (schwarz: Turbiditlagen bei 0.5 m, 3.6 m, 9.4 m, 10.5 m und 13.2 m), Bioturbations- und Schichtungsgrad (qualitativ), IRD-Gehalt, magnetische Suszeptibilität, Sandfraktionsanalyse mit relativen Gehalten an Radiolarien, Foraminiferen und Mikro-Manganknollen + Pyrit.

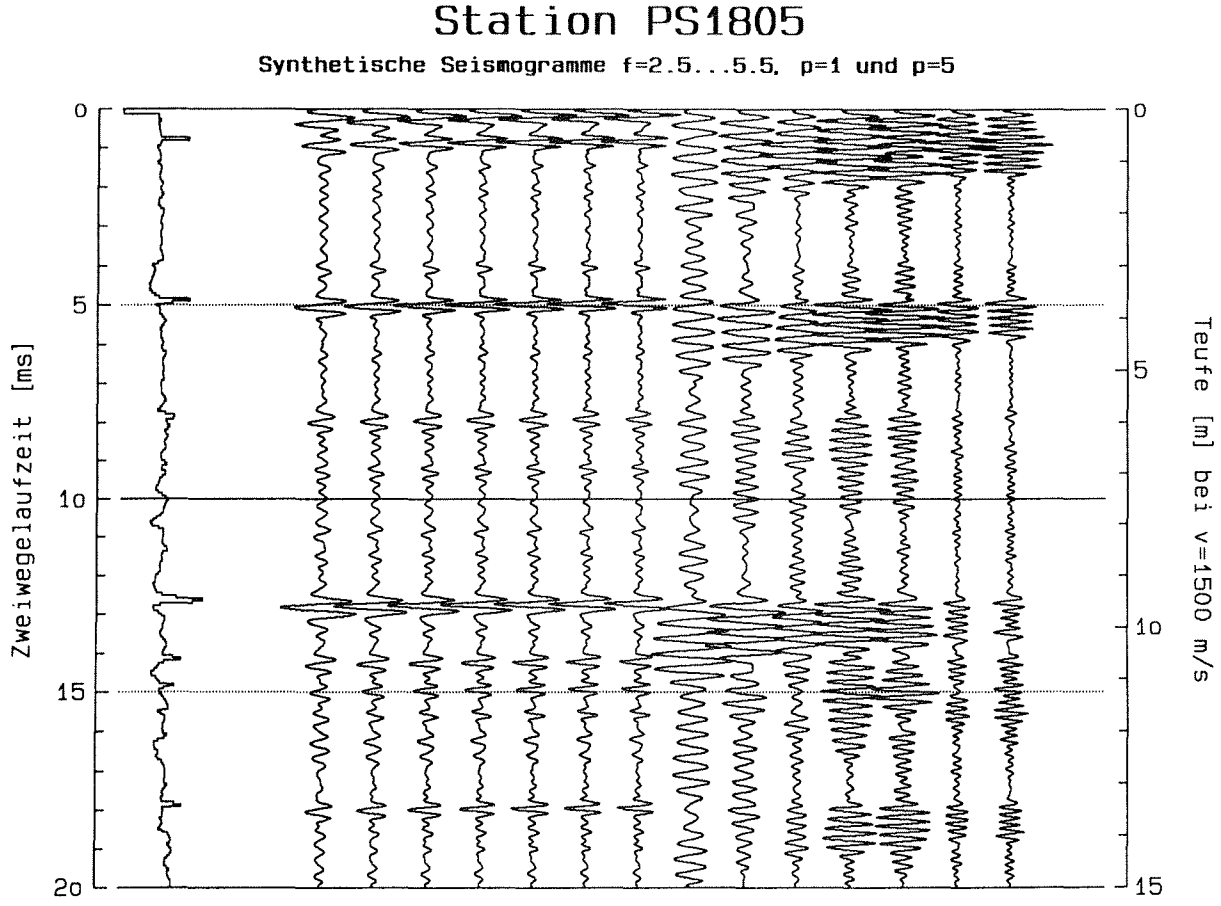


Abbildung 7-5: Synthetische PARASOUND-Seismogramme für Schwerelotkern PS1805-6 vom Gunnerus Rücken, Antarktis. Links das Impedanzprofil, daneben bandbegrenzte (2-6 kHz) synthetische Seismogramme für Signalfrequenzen 2.5 bis 5.5 kHz und Pulslängen 1 und 5. Die Teufenskala wurde für eine mittlere Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s berechnet.

Pulslängen 1 und 5. Die synthetischen Seismogramme für das kurze Quellsignal zeigen durchweg nur geringe Unterschiede in den Reflexionseinsätzen und Amplituden. Entsprechend der Ergebnisse in Abschnitt 6.3 wird zur korrekten Modellierung der PARASOUND-Systemeinstellung p=4 das Modellsignal mit einer Pulslänge 5 berechnet. Für dieses längere Signal werden Interferenzeffekte, beispielsweise bei 4-5 ms, 8-10 ms oder 14-16 ms, deutlich erkennbar. Während die primären Einsätze der Turbidite als Einzelreflektoren weitgehend unbeeinflußt bleiben, sind die Fluktuationen der Impedanz Ursachen deutlicher Phasen- und Amplitudenverschiebungen bis hin zur völligen Auslöschung.

Generell ist davon auszugehen, daß die Mikrostrukturen, die auf einer Fläche von nur ~75 cm^2 beprobt wurden, eine geringfügige Variation der Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern aufweisen. Die Modellbetrachtungen können bei einer Bedeutung von Interferenzen daher nur bedingt in die Gesamtfläche des Schallkegels von mehr als 280 m Durchmesser übertragen werden. Es ist vor allem mit Variabilitäten der Reflexionsamplituden zu rechnen. Für drei der modellierten Systemeinstellungen sind ausgewählte, während eines Quellsignaltests aufgezeichnete Seismogramme zum Vergleich herangezogen (Abb. 7-6 bis 7-8) und jeweils auch die Stapelspur und das synthetische Seismogramm dargestellt.

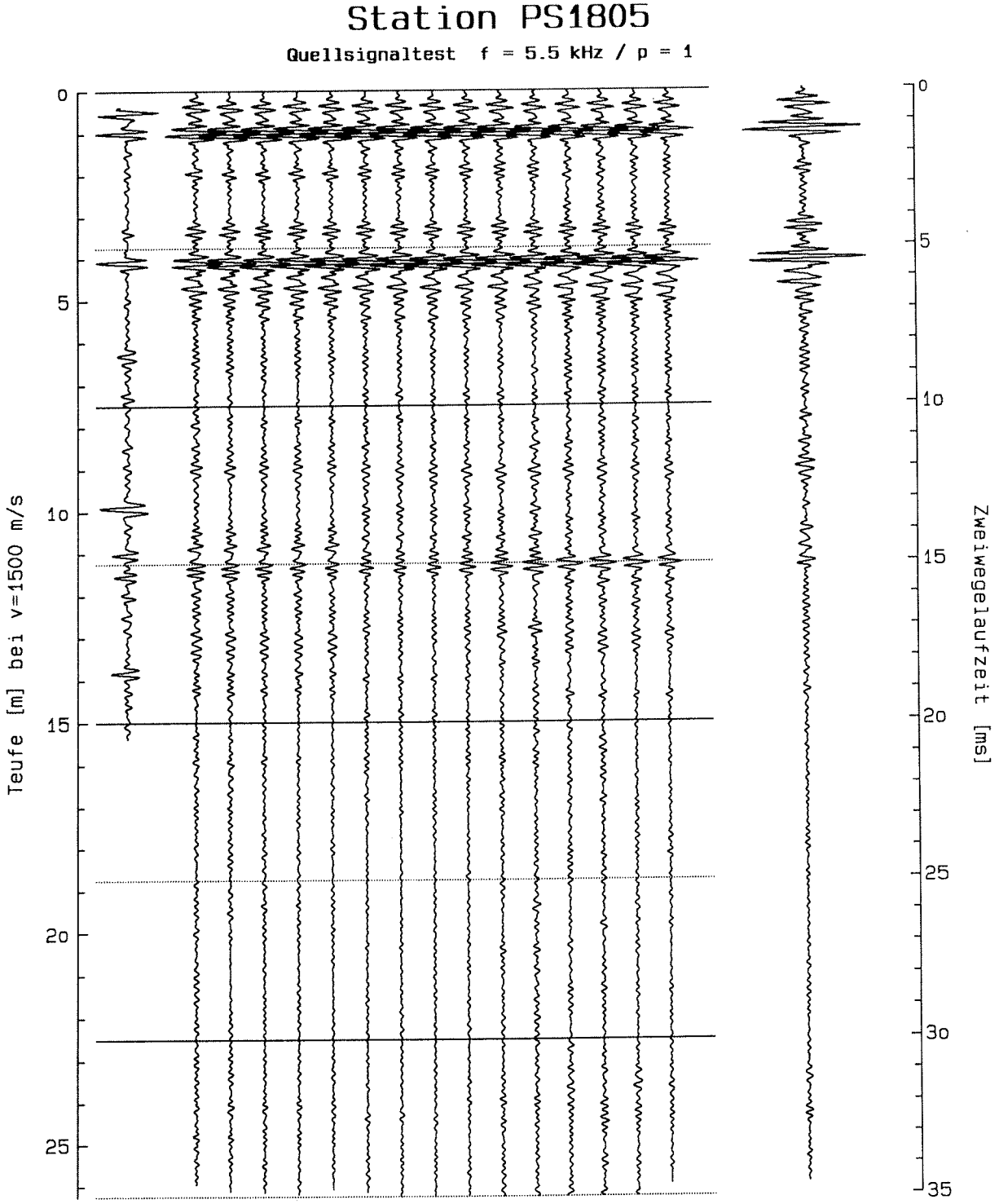


Abbildung 7-6: Digitale PARASOUND-Seismogramme aus einem Quellsignaltest auf Station PS1805 am Gunnerus Rücken, Antarktis. Quellsignal f=5.5 kHz/p=1. Links das synthetische Seismogramm, rechts außen die Stapelspur über alle 15 Seismogramme nach vorheriger Ausrichtung mit einem Korrelationsalgorithmus. Die Teufenskala wurde für eine mittlere Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s berechnet.

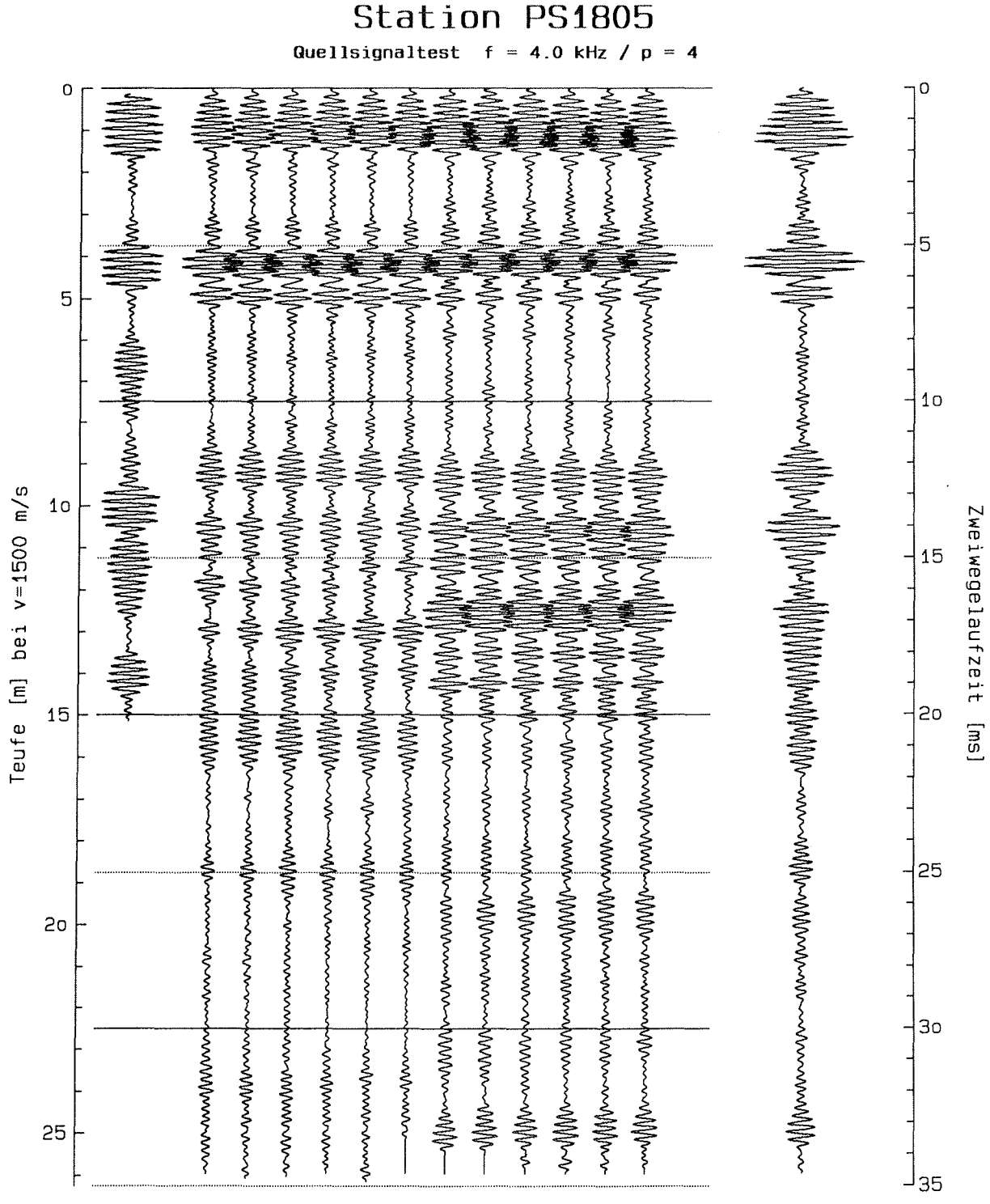


Abbildung 7-7: Digitale PARASOUND-Seismogramme aus einem Quellsignaltest auf Station PS1805 am Gunnerus Rücken, Antarktis. Quellsignal f=4.0 kHz/p=4 für die Registrierung, p=5 für das synthetische Seismogramm (vgl. Abschnitt 6.3). Links das synthetische Seismogramm, rechts außen die Stapelspur über alle 12 Seismogramme nach vorheriger Ausrichtung mit einem Korrelationsalgorithmus. Jeweils 6 Seismogramme gehören zu einer Pulsfolge. Die Teufenskala wurde für eine mittlere Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s berechnet.

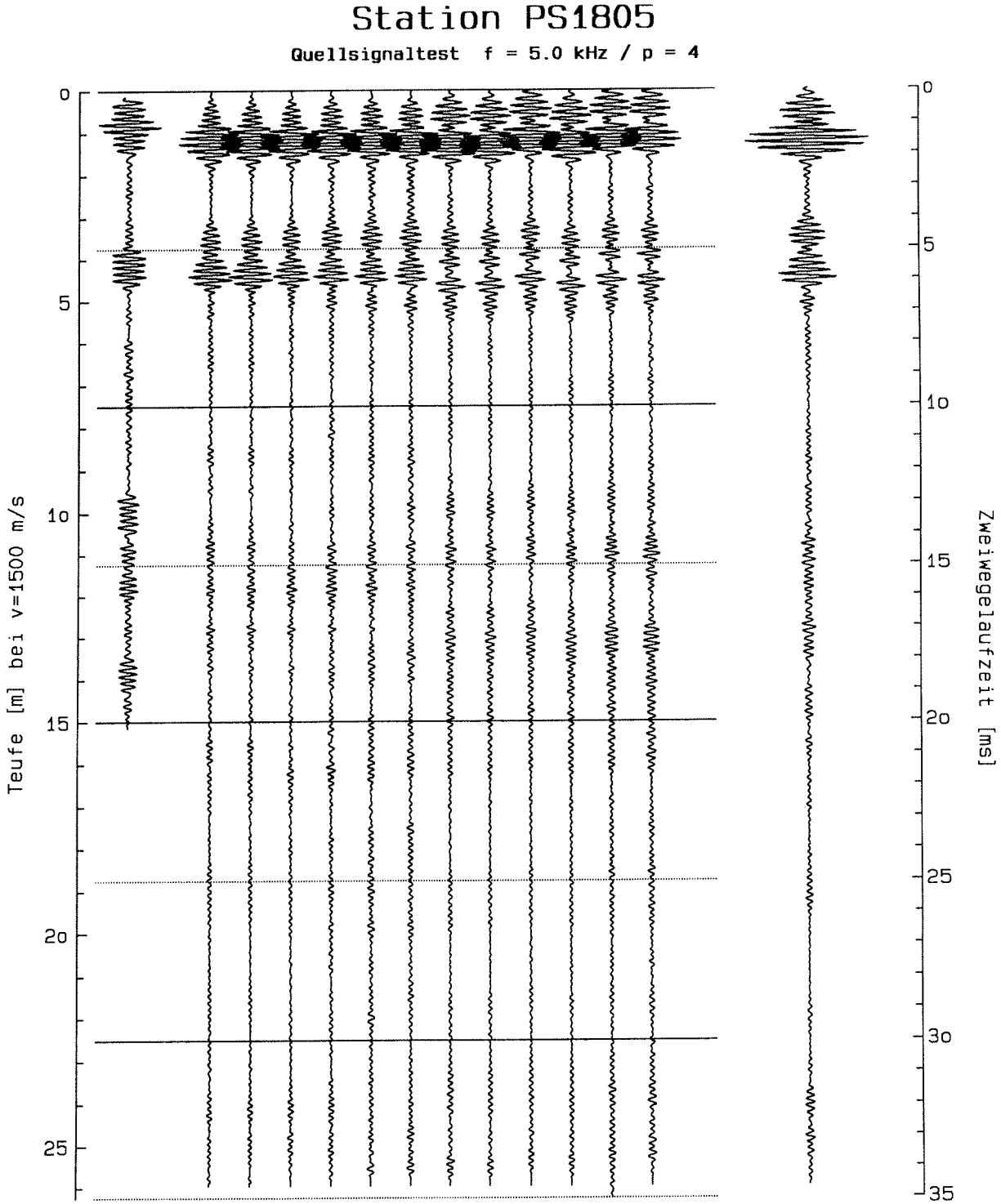


Abbildung 7-8: Digitale PARASOUND-Seismogramme aus einem Quellsignaltest auf Station PS1805 am Gunnerus Rücken, Antarktis. Quellsignal f=5.0 kHz/p=4 für die Registrierung, p=5 für das synthetische Seismogramm (vgl. Abschnitt 6.3). Links das synthetische Seismogramm, rechts außen die Stapelspur über alle 12 Seismogramme nach vorheriger Ausrichtung mit einem Korrelationsalgorithmus. Jeweils 6 Seismogramme gehören zu einer Pulsfolge. Die Teufenskala wurde für eine mittlere Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s berechnet.

Bei einem kurzen Quellsignal (Abb. 7-6) werden zwischen den einzelnen Seismogrammen erwartungsgemäß nur geringe Abweichungen beobachtet. Allerdings fehlen einige Reflexionseinsätze im synthetischen Modell vollständig, etwa bei 2.5 ms oder 6.3 ms. Unterhalb von 6 ms weichen die Positionen der Hauptreflektoren deutlich vom Modell ab. Die Ursache ist in einer mit der Teufe zunehmenden Kompression des Sedimentkerns zu suchen, was durch eine Analyse von Scherflächen in der unteren Kernhälfte bestätigt werden konnte. Eine vorläufige Zuordnung der Teufenskalen für Sedimentkern und Echogramm (bei v=1500 m/s) ergab Korrelationshorizonte bei 6.3/7.2 m, 10.0/11.4 m oder 11.0/13.0 m. Die gesamte Kernverkürzung liegt damit bei mehr als 2 Metern oder etwa 15-20%. In Anbetracht dieser gravierenden Veränderungen durch die Kernnahme ist nicht mehr sichergestellt, daß mit den Messungen von Schallgeschwindigkeit und Naßdichte ein präzises und in allen Aspekten repräsentatives Impedanzprofil für ein größeres Areal bestimmt worden ist.

Auswirkungen der größeren Signallänge (p=4) sind in den Abbildungen 7-7 und 7-8 dargestellt. Interferenzeffekte werden überall dort sichtbar, wo die Impedanzvariation über ein breiteres Teufenintervall ausgedehnt ist. Aufgrund der hohen Datendichte der digitalen Aufzeichnung von 0.8 s lassen sich jeweils 6 Seismogramme in Abbildung 7-7 derselben zusammenhängenden Pulsfolge zuordnen. Innerhalb einer solchen Pulsfolge ist die Ähnlichkeit der Seismogramme wesentlich größer als zwischen den Pulsfolgen. Die Gründe können vor allem in der oben angesprochenen räumlichen Variabilität oder auch einer Änderung der Sende-/Empfangsbedingungen (Luftblasen, Seegang, Änderung der Schiffsneigung) während der Registrierung gesehen werden. Der Turbidithorizont bei 13.8 m, der für p=1 keine Entsprechung in den Seismogrammen hatte, könnte hier mit einem Reflektor bei ~21 ms korreliert werden.

Ausgehend von den synthetischen Seismogrammen in Abbildung 7-5 führen die Interferenzen bei zunehmender Frequenz zu sichtbaren Änderungen im Reflexionsmuster. Bei f=5.0 kHz ist im Modell insbesondere unterhalb von 7 ms eine deutliche Amplitudenabnahme festzustellen. Mit dem Registrierbeispiel in Abbildung 7-8 läßt sich diese Beobachtung und damit auch die prinzipielle Eignung der verwendeten Datensätze bestätigen.

Mit digitalen Echolotdaten, die bei ruhendem Schiff auf Beprobungsstationen gesammelt werden, eröffnet sich ein völlig neues Gebiet detaillierter seismoakustischer Analysen. In routinemäßiger Form durchgeführt, können die Vergleiche mit den sedimentphysikalischen, sedimentologischen und lithologischen Datensätzen das Verständnis grundlegender Zusammenhänge erheblich verbessern. Die zusätzlichen Möglichkeiten, die sich aus variablen Quellsignalen ergeben, lassen sich für ein Studium von Interferenzphänomenen beim Seismogrammaufbau in besonders effizienter Weise nutzen. Die zum Teil voneinander abhängigen Hauptziele und methodischen Ansätze derartiger Untersuchungen sind:

- Verifizierung des theoretischen Zusammenhangs zwischen Impedanzprofil und Seismogramm;
- Qualitätsbeurteilung sedimentphysikalischer und echographischer Messungen;
- Rekonstruktion der primären Impedanzänderungen aus Registrierungen mit kurzen Quellsignalen (Inversion/Pseudoimpedanzlogs);
- Untersuchung von Interferenzphänomenen an Reflexionsamplituden durch Variation der Signallänge;

- Aufsuchen von Stellen konstruktiver und destruktiver Interferenz ("Resonanzen") zur Abschätzung der Geometrie dünner Schichten;
- Beurteilung der Variabilität der Impedanzverläufe in einem Untersuchungsgebiet durch Langzeitregistrierungen an einem Ort;
- Analyse der Mikrotopographie extrem kleinräumiger Oberflächenformen durch Registrierungen mit driftendem Schiff bei niedrigen Geschwindigkeiten (vgl. Abschnitt 4.3).;
- Zuordnung von Reflektoren und Interferenzmustern zu charakteristischen stratigraphischen Einheiten und Ereignissen (Akustostratigraphie);
- Verwendung der Punktinformationen von Kernstationen zur Profilinterpretation, zur Abschätzung von Mächtigkeiten stratigraphischer Einheiten, der Rekonstruktion von Sedimenttransport- und Ablagerungsprozessen, Diageneseeffekten und letztlich der Erstellung von Stoffbilanzen.

Nicht alle genannten Ziele lassen sich bereits zum jetzigen Zeitpunkt mit dem verfügbaren Instrumentarium und den bislang gesammelten Datensätzen erreichen. Zum einen sind weitere instrumentelle Entwicklungen notwendig, die das PARADIGMA-System und mehr noch die seismischen Charakteristika der PARASOUND-Anlage, ihre externe Steuerung und die Automatisierung der Quellsignaltests betreffen. Zum anderen müssen aus den gesammelten Erfahrungen gezielte Meßprogramme entwickelt werden, um grundlegende Fragen beispielsweise nach der Mikrotopographie, der lokalen Variabilität oder der Gültigkeit einer stratigraphischen Interpretation anzugehen. Wünschenswert wäre auch der Zugang zu längeren Sedimentkernen, mit denen das akustisch erreichbare Teufenstockwerk vollständiger erfaßt werden könnte. Auch die laterale Informationsdichte sollte sowohl im Hinblick auf dreidimensionale echographische Vermessungen als auch eine repräsentative redundante Auswahl von Sedimentproben innerhalb gezielter Projekte optimiert werden. Im Rahmen von Arbeiten in Tiefseebohrprogrammen ergeben sich Anknüpfungspunkte in einer ganz anderen Teufenskala, für die sich auch ein systematischer Vergleich mit traditionellen seismischen Meßmethoden anbietet. Ein Beispiel für einen solchen vollständigen methodischen Ansatz wird in Abschnitt 7.4 für sedimentechographische Arbeiten auf der Maudkuppe (Antarktis) gegeben.

7.3 DAS PROZESSING DIGITALER PARASOUND-PROFILE

Die Bearbeitung großer Mengen seismischer Daten ist ein zeit- und rechenintensiver Prozeß. Für eine optimale Durchführung muß daher die Auswahl der Verfahren der Meßmethode, den Eigenarten des Datensatzes und den vorgegebenen Zielvorstellungen angepaßt werden. Zu den primären Zielen eines seismischen Prozessing zählen:

- die Verbesserung des Signal-Rausch-Abstandes (S/N),
- die Erhöhung der Auflösung,
- die Verringerung der Dynamik,
- die Komprimierung der Datenmenge und
- die Rekonstruktion der Strukturgeometrie.

Die digital aufgezeichneten PARASOUND-Seismogramme können ähnlich wie seismische Ein- und Mehrkanalregistrierungen bearbeitet werden. Prinzipiell lassen sich alle für die Darstellung und Analyse entwickelten seismischen Verfahren einsetzen, sofern die Voraussetzungen für ihre Anwendung erfüllt sind. Vor allem bei Aussendung mehrerer

aufeinanderfolgender Schwingungen einer Grundfrequenz ist eine besondere Behandlung der Echolotsignale erforderlich. Die Signalbandbreite reduziert sich, und gleichzeitig erfüllt das Quellsignal nicht mehr die *minimum delay* Voraussetzung zur Anwendung zahlreicher digitaler Filter. Diese generelle Schwierigkeit tritt bei vielen seismischen Quellen geringer Bandbreite und oszillierender Signalform auf. Lericolais et al. (1990) beschreiben die Anwendung standardmäßiger Dekonvolutionsalgorithmen für ein schmalbandiges 2.5 kHz Signal mit etwa 7 Schwingungsperioden. Da das Signal nicht minimalphasig ist, stufen sie die meisten Verfahren als nicht geeignet ein. Nur die Methode der spektralen Dekonvolution (Coppens & Mari, 1984) können sie anwenden, wird im Gegensatz zu herkömmlichen seismischen Quellen hier jedoch nur eine geringfügige Verbesserung und Homogenisierung der seismischen Sektionen erzielt.

Es ist daher in jedem Einzelfall zu prüfen, welche der bereits existierenden Algorithmen für die Echolotdaten überhaupt verwendet werden können. Dieser Schritt wird Gegenstand weiterer detaillierter Untersuchungen sein. In dieser Phase der Arbeiten wurde auf den Einsatz eines kommerziellen Auswerteprogramms verzichtet und stattdessen ein umfangreiches eigenes Softwarepaket entwickelt. Damit bleibt ein Höchstmaß an Flexibilität bei der Adaption und Weiterentwicklung neuer Bearbeitungsverfahren und der graphischen Präsentation der Daten erhalten. Je nach der spezifischen Aufgabenstellung lassen sich damit die gängigen Methoden der Skalierung, Verstärkungsregelung (*Automatic Gain Control* = AGC) oder verschiedene Filter im Zeit- und Frequenzbereich anwenden, aber auch ohne weiteres neue Module integrieren.

AGC

Bei der automatischen Verstärkungsregelung (AGC) wird innerhalb eines schrittweise verschobenen Zeitfensters die Maximal- oder Durchschnittsamplitude des Seismogrammausschnitts bestimmt und die Spur mit der daraus abgeleiteten Verstärkungsfunktion skaliert. Im Ergebnis werden die Abschnitte mit schwächeren Einsätzen im Verhältnis zu den hohen Amplituden verstärkt, so daß insgesamt der Dynamikumfang innerhalb der Spur reduziert wird. Damit können die durch geometrische Dispersion, Dämpfung oder unterschiedliche Reflexionskoeffizienten verursachten Amplitudenunterschiede ausgeglichen werden. Da graphische Darstellungen seismischer Daten eine begrenzte Dynamik besitzen, kann auf diese Weise die darstellbare Informationsmenge signifikant vergrößert werden. Eine Auswertung der Amplituden ist dann allerdings ausgeschlossen. Das AGC-Verfahren hat kaum Einfluß auf die Signalform und -länge im Seismogramm.

Die Fensterlänge ist der wichtigste Parameter des Verfahrens. Je größer sie gegenüber der Wellenlänge ist, desto eher werden schwache Einsätze in der Nähe markanter Reflektoren durch den "Schatten" unterdrückt. Es hat sich gezeigt, daß für PARASOUND-Daten auch extrem kurze Fenster in der Größenordnung der Signallänge von ~1 ms durchaus erlauben, die vorhandene Strukturinformation ohne stärkere Rauschanteile herauszuarbeiten.

Frequenzfilter und Störquellen

Der Frequenzgehalt der PARASOUND-Seismogramme ist aus technischen Gründen auf einen Bereich von 2 bis 6 kHz beschränkt. Außerhalb dieses akustischen Fensters finden sich im Seismogramm ausschließlich Rauschkomponenten, die durch die Anlagenelektronik

und Einstreuung von externen Störquellen generiert sein können. Sie lassen sich durch ein entsprechendes digitales Bandpaßfilter von 2 bis 6 kHz eliminieren.

In der Schiffsumgebung werden Störgeräusche von einer Vielzahl elektrischer Anlagen und Maschinen verursacht. Während die lautesten Komponenten außerhalb des akustischen Fensters liegen und bereits durch die Registrierung herausgefiltert werden, lassen sich die Störanteile innerhalb des Frequenzbandes von 2 bis 6 kHz nur durch eine gezielte Bearbeitung eliminieren. Auf den beiden mit dem PARADIGMA-System ausgestatteten Forschungsschiffen FS METEOR und FS POLARSTERN sind ganz unterschiedliche, schiffsspezifische Störquellen identifiziert worden.

Sie stehen auf FS POLARSTERN in Zusammenhang mit der Hydraulikanlage für die Bugstrahler. Ist diese aktiviert, so werden auch im Leerlauf starke Störungen mit einer Mittenfrequenz von ~2.8 kHz und einem breiten Frequenzspektrum erzeugt (Spieß et al., 1990). Bei Signalfrequenzen von mehr als 3 kHz kann die Trennung vom Störspektrum mit einem Bandpaßfilter erreicht werden. Im Stationsbetrieb dagegen werden alle Aufzeichnungen erheblich beeinträchtigt und auch die dann günstigste Einstellung von f=5.5 kHz führt zu einer deutlichen Reduzierung der Abbildungsqualität und Signaleindringung.

Für die Quellsignaltests im Stationsbetrieb müssen daher die Motoren völlig abgeschaltet werden. Die Positionierung wird erschwert, und es ist mit einer durch Wind oder Strömung bedingten Drift von teils mehr als 1 Knoten zu rechnen. Während der Dauer des Quellsignaltests von mindestens 30 Minuten kann die zurückgelegte Strecke im ungünstigen Fall bis zu 1 km betragen. Insgesamt wird mit den analogen wie auch den digitalen PARASOUND-Registrierungen mit FS POLARSTERN eine außerordentlich hohe Qualität und ein günstiges S/N-Verhältnis erreicht.

Auf FS METEOR sind die Störungen der Maschinenanlagen geringer. Erhebliche Qualitätseinbußen waren aber auf den digitalen Signalleitungen durch hochfrequente Einstreuungen der 33 kHz Mischstufe für die analogen Signale zu beobachten. Erst mit der METEOR-Expedition M20-1 konnte das Problem identifiziert und mit einem entsprechenden Filter provisorisch beseitigt werden. Die Störsignale besitzen ein Linienspektrum, das bei 40 kHz Abtastfrequenz zu niederfrequenten Komponenten von ~40-(33+f) kHz führt (f=Quellsignalfrequenz).

Die Störfrequenzen innerhalb des akustischen Fensters einschließlich der höheren Harmonischen (in Klammern) liegen für f=2.5 bis 5.5 kHz etwa bei 4.50, 3.90, 3.48, 2.83 (5.65), 2.38 (4.75), 1.92 (3.84,5.76) und 1.21 (2.42, 3.63, 4.84, 6.05) kHz. Zu ihrer Unterdrückung ist ein spezieller Kerbfilter im Frequenzbereich implementiert worden, der die kritischen Spektralwerte durch linear interpolierte Werte ersetzt. Die Störamplituden sind so groß, daß in der ungefilterten Form die Nutzsignale kaum sichtbar sind. Das S/N-Verhältnis ist sehr viel kleiner als 1. Die Wahl einer Grundfrequenz von 4 kHz für die Standardeinstellung auf Profilfahrten stellt in dieser Hinsicht das Optimum dar, da die Rauschanteile durch eine einfache Bandpaßfilterung von 3 bis 5 kHz beseitigt werden können. Bei Quellsignaltests lieferte neben dem spektralen Spikefilter alternativ nur noch eine extrem schmalbandige Filterung um die Signalfrequenz ein akzeptables Ergebnis.

Korrelationsfilter

Viele Filterverfahren werden beim Prozessing für die Verbesserung der Auflösung und die Transformation und Verkürzung von Quellsignalen (Dekonvolution) eingesetzt. Die nach der

Methode der kleinsten Quadrate konstruierten *Wiener* Filter reagieren sehr sensibel auf erhöhte Rauschanteile in einer seismischen Spur. Sind außerdem die Voraussetzungen für ihre Anwendbarkeit, beispielsweise das *minimum delay* Kriterium, nicht erfüllt, so liefern andere Filtertypen häufig bessere Ergebnisse. Ist das Nutzsignal von weißem oder farbigem Rauschen überlagert, bieten sich die sehr effizienten '*Matched*' Filter (Robinson & Treitel, 1980) an. Dieser Filterprozeß entspricht der Korrelation mit einem Wavelet. Ist das Wavelet mit dem Quellsignal identisch, so wird bei der Filterung das Quellsignal jeweils in seine Autokorrelationsfunktion transformiert.

Für größere Pulslängen haben die Einhüllenden der PARASOUND-Quellsignale annähernd die Form von Kastenfunktionen. Die Energie ist über die gesamte Signallänge gleichmäßig verteilt. Da das Abbild eines Reflektors über diese Länge verschmiert wird, ist die Rekonstruktion der Reflektorgeometrie schwierig. Die Einhüllende der Autokorrelation dieser Sinussignale entspricht einer Dreiecksfunktion, deren Maximum die Lage des Reflektors anzeigt (vgl. Abb. 6-5 und 6-6). Bei Anwendung des *Matched*-Filter auf das Seismogramm für ein PARASOUND-Wavelet wird daher in der Nähe jedes Reflektors die Energieverteilung von einer Kastenfunktion in einen Dreiecksverlauf umgewandelt. Es resultiert eine Verdopplung der Signallänge, die sich aus der beidseitigen Berechnung der AKF ergibt (vgl. Abb. 6-5, 6-6). Die Energie konzentriert sich um die Reflektorposition.

Die Korrelation entspricht im Zeitbereich einer Faltung mit dem zeitinvertierten Wavelet und im Frequenzbereich einer Multiplikation mit dem Spektrum des Wavelets. Dieser Filter wirkt daher auch als Bandpaßfilter, dessen Bandbreite mit der Signallänge abnimmt. Die Bandpaßcharakteristik kann direkt den Signalspektren entnommen werden. Die Abbildungen 6-1C,D und 6-2C,D zeigen Beispiele für $p=1$ und $p=4$. Bei entsprechender Normierung des Wavelets bleibt der Filter amplitudentreu.

Im Gegensatz zu einem reinen Bandpaßfilter führt die Berechnung der Korrelation im gesamten Spektrum, also auch innerhalb des Signalbandes, zu einer Verbesserung des S/N-Verhältnisses. Die Ursache liegt darin begründet, daß bei diesem Filterprozeß das Wavelet als bekannt vorausgesetzt und in die Berechnung einbezogen wird. Je ähnlicher das angenommene Wavelet und das tatsächliche Quellsignal sind, desto effizienter arbeitet der Algorithmus. Robinson & Treitel (1980) diskutieren die Eigenschaften ausführlich und vergleichen sie mit anderen Filtertypen. Bei einem ungünstigen S/N-Verhältnis liefern die *Matched*-Filter die besten Ergebnisse.

Für das Prozessing der PARASOUND-Daten wurde der beschriebene Ansatz erweitert, indem statt der Korrelation für jeden Zeitschritt i der Korrelationskoeffizient E_i aus dem Wavelet W (Länge N) und dem Seismogrammausschnitt $S_i \ldots S_{i+N-1}$ berechnet wird.

$$E_i = \frac{N \sum S_{i+j} W_j - \sum W_j \sum S_{i+j}}{\left[N \sum W_j^2 - \left[\sum W_j \right]^2 \right] \left[N \sum S_{i+j}^2 - \left[\sum S_{i+j} \right]^2 \right]} \qquad (7\text{-}1)$$

Die Summation erfolgt jeweils von $j=0$ bis N-1.

Der Korrelationskoeffizient variiert zwischen -1 und 1, wobei die Maximalwerte unabhängig von den Reflexionsamplituden im Seismogramm den Wert 1 erreichen, wenn der Reflexionseinsatz perfekt mit der Signalform des Wavelets übereinstimmt ('*Match*').

Damit werden in optimaler Weise die Dynamik im Seismogramm reduziert und auch schwache Einsätze in den graphisch darstellbaren Bereich transformiert. Findet keine Interferenz statt, so kann durch den Korrelationsfilter theoretisch jeder Einzelreflektor identifiziert und präzise lokalisiert werden.

Nach der Anwendung des Korrelationsfilters bieten sich eine Reihe von Möglichkeiten zur weiteren Verbesserung der Abbildungsschärfe. Die Form der Energieverteilung kann durch Potenzierung zu einer Kurve mit einem schärferen Maximum verändert werden. Auf diese Weise lassen sich die Nebenmaxima unterdrücken. Die Maximalwerte von 1 bleiben unverändert. Als zweiter Schritt wird ein Schwellwert eingeführt. Alle Koeffizienten größer als die Schwelle werden übernommen, die übrigen gleich null gesetzt. Bei entsprechender Wahl des Schwellwertes bleiben so nur noch die Spitzen der Korrelationfunktion im Seismogramm übrig. Daraus kann sehr einfach und präzise die Lage des Reflektors abgelesen werden.

Die Methode läßt sich anhand der Abbildungen 6-5 und 6-6 veranschaulichen. Sie zeigen den oszillierenden Verlauf der einseitigen Autokorrelationsfunktion für Signale mit $p=4$ und $p=1$ Schwingungen. Bei Zunahme des Versatzbetrages um eine Wellenlänge nimmt der Korrelationskoeffizient um $1/p$ gegenüber dem vorherigen Maximum ab. Ist das Quellsignal 4 Perioden lang, so betragen die Korrelationskoeffizienten der relativen Maxima 1.00, 0.75, 0.50 und 0.25 für Versatzbeträge von 0, 1, 2 und 3 Wellenlängen. Wird der Schwellwert >0.75 angesetzt, so bleibt theoretisch nur noch der Haupteinsatz für Versatz 0 erhalten. Damit wäre die Auflösung maximiert und die Dynamik innerhalb des Seismogramms optimal reduziert worden.

Einsetzbar ist diese Methode vor allem für die Strukturanalyse und in Gebieten, in denen sehr starke Reflektoren das Reflexionsmuster dominieren und schwächere Einsätze graphisch nicht erfaßt werden können. Einschränkend auf die Qualität des Ergebnisses wirken sich vor allem Interferenzphänomene und das Rauschen aus. Solange das Rauschen weiß oder farbig ist, hat das Korrelationsfilter optimale Eigenschaften hinsichtlich der Verbesserung des S/N-Verhältnisses (Robinson & Treitel, 1980). Daher genügt alleine die Anpassung des Schwellwertes an die variablen Noiseamplituden.

Welche Auswirkungen Interferenzen auf die Abbildungseigenschaften des Korrelationsfilters haben, zeigen die Abbildungen 7-9 bis 7-14. Zunächst wird das Verfahren auf die drei Seismogrammsektionen der Abbildungen 6-12 bis 6-14 mit Modellen von Gradientenzonen, Turbiditen und einer Hochimpedanzschicht angewendet. Abbildung 7-9 zeigt für ein Gradientenmodell die synthetischen Seismogramme für die Frequenz 4 kHz und Pulslänge 5 zusammen mit der gefilterten Sektion. Als Schwellwert wurde 0.45 angesetzt, nachdem das Ergebnis mit 3 potenziert wurde. Obwohl die absoluten Seismogrammamplituden abnehmen (vgl. Abb. 6-12), wird die Oberkante der Gradientenzone nahezu korrekt abgebildet. Nur für Situationen konstruktiver oder destruktiver Interferenz fällt der Korrelationskoeffizient unter den Schwellwert ab. Die Unterkante wird erst sichtbar, wenn die Breite der Gradientenzone mindestens eine halbe Wellenlänge beträgt. In jedem Fall sind die Haupteinsätze trotz des ursprünglich deutlich längeren Quellsignals nur auf die unmittelbare Umgebung der Gradientenzone beschränkt. Schmale Übergangszonen wirken als Grenzflächen und erzeugen deutlichere Nebenmaxima als in Abschnitten mit interferierenden Reflexionen.

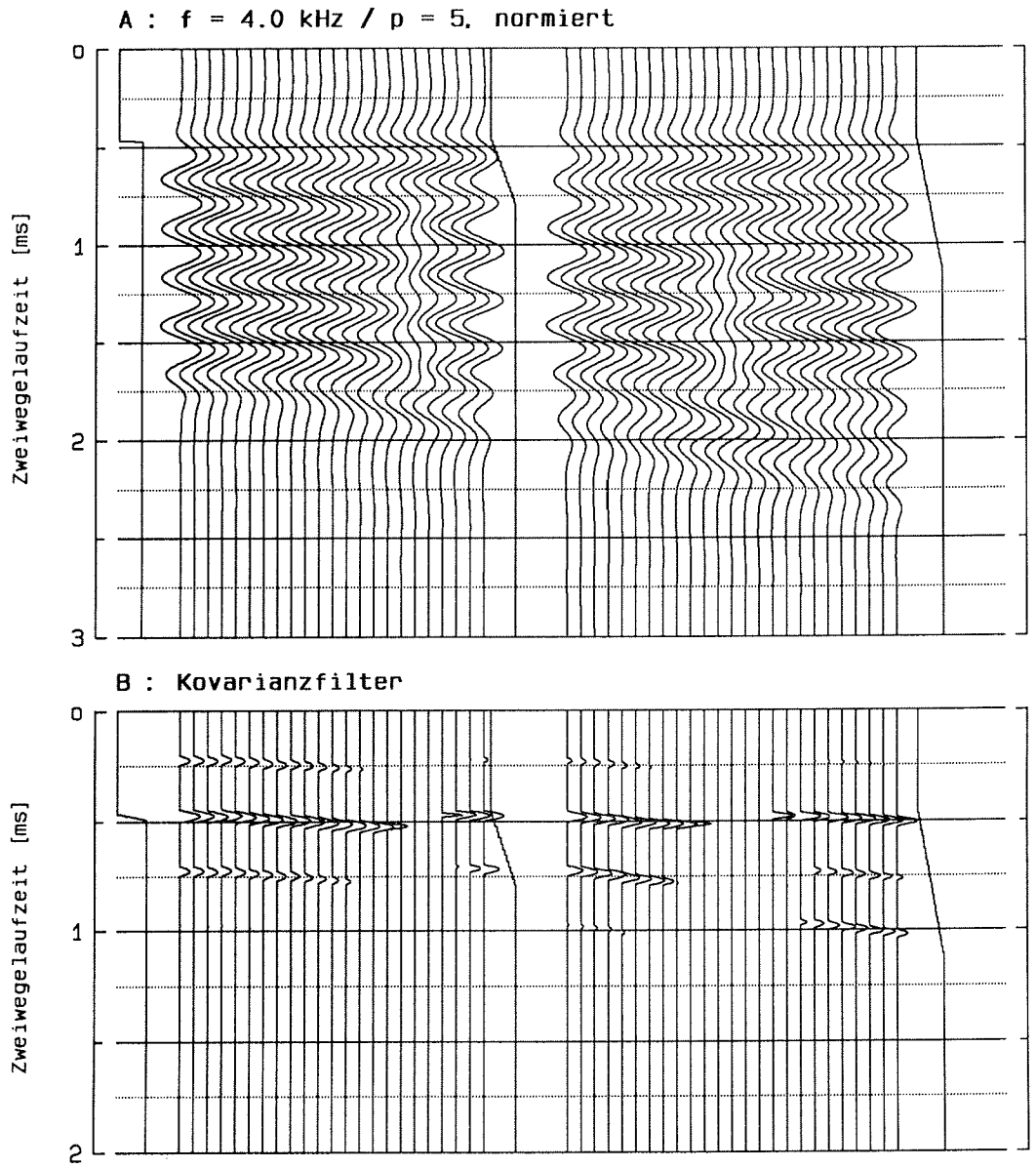


Abbildung 7-9: Anwendung des Korrelationsfilters auf die Modellsektion einer Gradientenzone (vgl. Abb. 6-12). Mächtigkeiten der Übergangszone 0.3 cm und 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. (A) Normierte Seismogramme mit Impedanzmodellfunktionen links, in der Mitte und rechts für 0.3 cm, 25 cm und 50 cm. (B) Anwendung des Korrelationsfilters auf A. Schwellwert 0.45, Potenz 3. Nur positive Werte sind dargestellt.

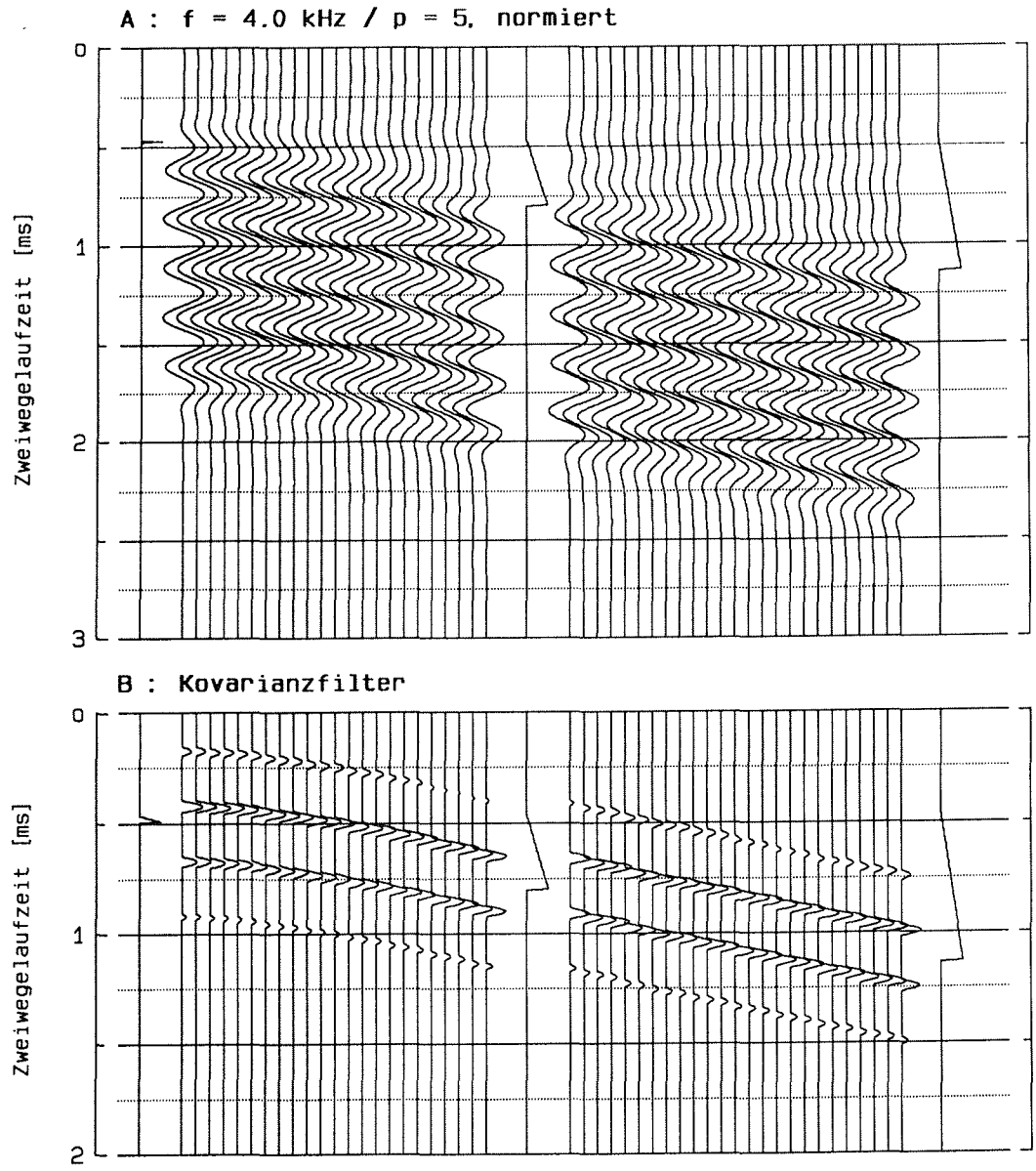


Abbildung 7-10: Anwendung des Korrelationsfilters auf die Modellsektion einer Turbiditlage (vgl. Abb. 6-13). Mächtigkeiten der Turbiditlage 0.3 cm und 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. (A) Normierte Seismogramme mit Impedanzmodellfunktionen links, in der Mitte und rechts für 0.3 cm, 25 cm und 50 cm. (B) Anwendung des Korrelationsfilters auf A. Schwellwert 0.45, Potenz 3. Nur positive Werte sind dargestellt.

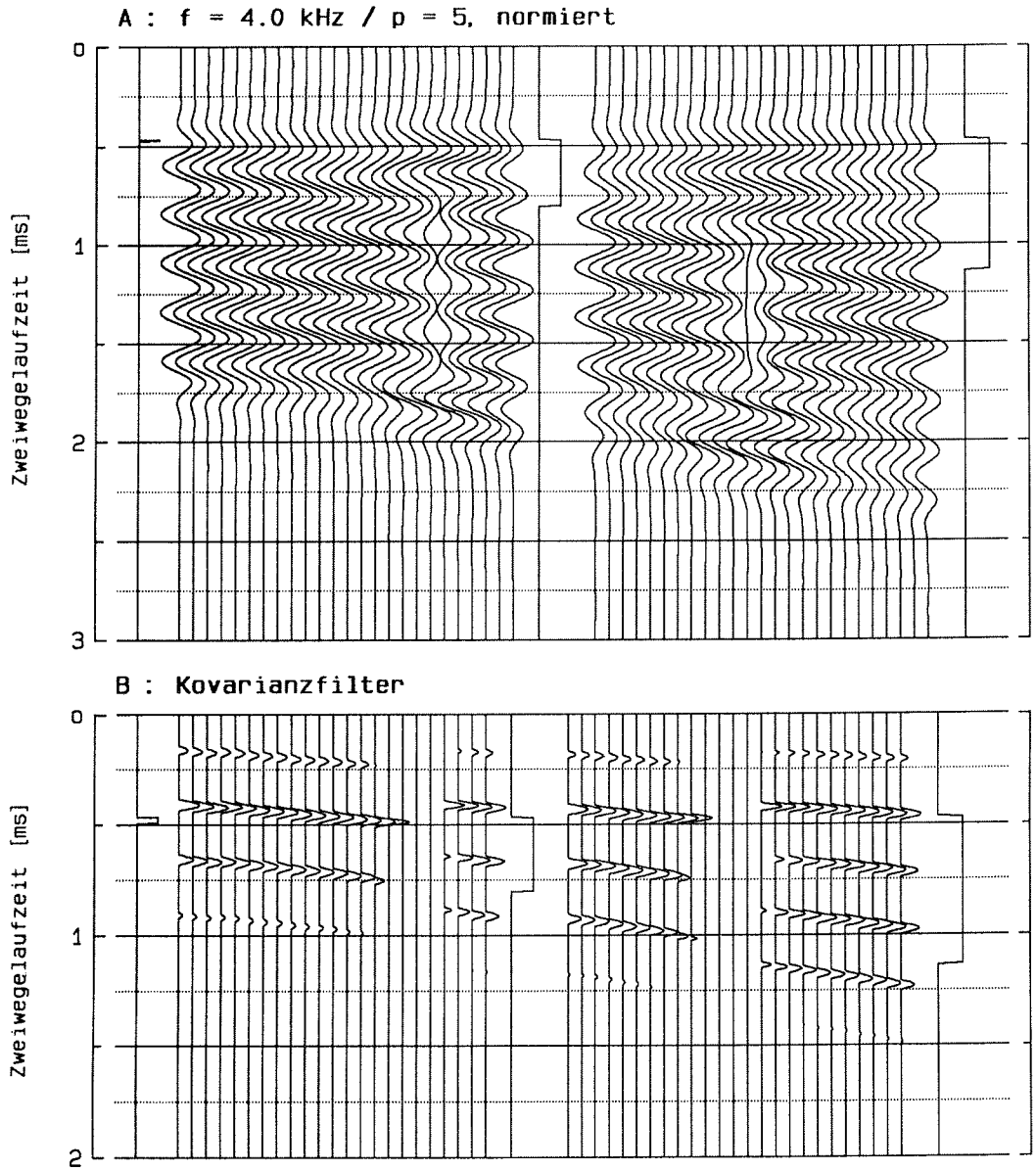


Abbildung 7-11: Anwendung des Korrelationsfilters auf die Modellsektion einer Hochimpedanzschicht (vgl. Abb. 6-12). Mächtigkeiten der Schicht 0.3 cm und 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. (A) Normierte Seismogramme mit Impedanzmodellfunktionen links, in der Mitte und rechts für 0.3 cm, 25 cm und 50 cm. (B) Anwendung des Korrelationsfilters auf A. Schwellwert 0.45, Potenz 3. Nur positive Werte sind dargestellt.

Das Turbiditmodell (Abb. 7-10) zeichnet sich durch einen konstanten Basisreflektor und eine variable Gradientenzone aus. Nur bei Mächtigkeiten zwischen 15 und 25 cm ist überhaupt eine Veränderung im Seismogramm gegenüber einem Einzelreflektor zu erkennen. Sie läßt sich jedoch mit dem Korrelationsfilter gegenüber dem dominierenden Basisreflektor nicht herausarbeiten.

Bei einer Hochimpedanzschicht besitzen die Reflexionskoeffizienten von Ober- und Unterkante entgegengesetzte Vorzeichen. Es kommt zur Überlagerung der Einsätze und Interferenz (Abb. 7-11). Die Filterung erlaubt zwar keine exakte Rekonstruktion der Geometrie, doch bleiben die Einsätze bis auf kleinere Nebenmaxima ebenfalls auf die unmittelbare Umgebung der Schicht beschränkt. Damit kann zumindest die Ausdehnung der Schicht rekonstruiert werden, auch wenn die Positionen von Ober- und Unterkante variieren. Kommt es zur destruktiven Interferenz, so fallen die Korrelationskoeffizienten ebenso wie für die Gradientenzone unter den Schwellwert ab.

In den folgenden drei Modellsektionen (Abb. 7-12 bis 7-14) wird das Auflösungsvermögen von zwei Reflexionseinsätzen für identische (Abb. 7-12) und deutlich abweichende Impedanzkontraste (Abb. 7-13) behandelt und die Veränderung der Dynamik durch den Korrelationsfilter illustriert (Abb. 7-14). In der ersten Modellserie erhöht sich der Abstand zweier dünner Schichten von 5 cm Mächtigkeit und identischen Impedanzkontrasten schrittweise von 1 bis 50 cm. Das Ergebnis läßt sich vom Modell einer Hochimpedanzschicht, deren Mächtigkeit hier dem Abstand der dünnen Schichten entspricht, kaum unterscheiden (vgl. Abb. 7-11). Wieder wird jedoch die Energieverteilung im Seismogramm auf die Interferenzzone zwischen den Schichten konzentriert. In Abbildung 7-13 besitzt bei gleicher Modellgeometrie wie in Abbildung 7-12 die untere Schicht einen 30-fach höheren Impedanzkontrast als die obere Schicht. Ähnlich wie beim Turbiditmodell ist es nicht möglich, die obere Schicht mit dem Korrelationsfilter nachzuweisen (vgl. Abb. 7-10).

Ist der Abstand der beiden Schichten jedoch größer als die Quellsignallänge, so entstehen unabhängige Einzelreflektoren (Abb. 7-14). In diesem Fall arbeitet der Korrelationsfilter einwandfrei, so daß unabhängig vom Impedanzkontrast die obere Schicht scharf und eindeutig abgebildet wird. Die Abbildungsqualität wird nur durch die mittlere Rauschamplitude beeinträchtigt. Aufgrund der günstigen Filtereigenschaften können jedoch auch S/N-Verhältnisse <1 ohne weiteres toleriert werden. Zum Vergleich ist auf diese Sektion auch eine automatische Verstärkungsregelung angewendet worden (Abb. 7-14C). Für schwache Einsätze ist der AGC-Schatten von 1 ms Länge (Fensterlänge) deutlich zu erkennen. Die Abbildungsschärfe ist wesentlich geringer als mit dem Korrelationsfilter, doch reagiert das AGC-Verfahren andererseits bei bestimmten Geometrieparametern weniger empfindlich auf Interferenz- und Resonanzerscheinungen.

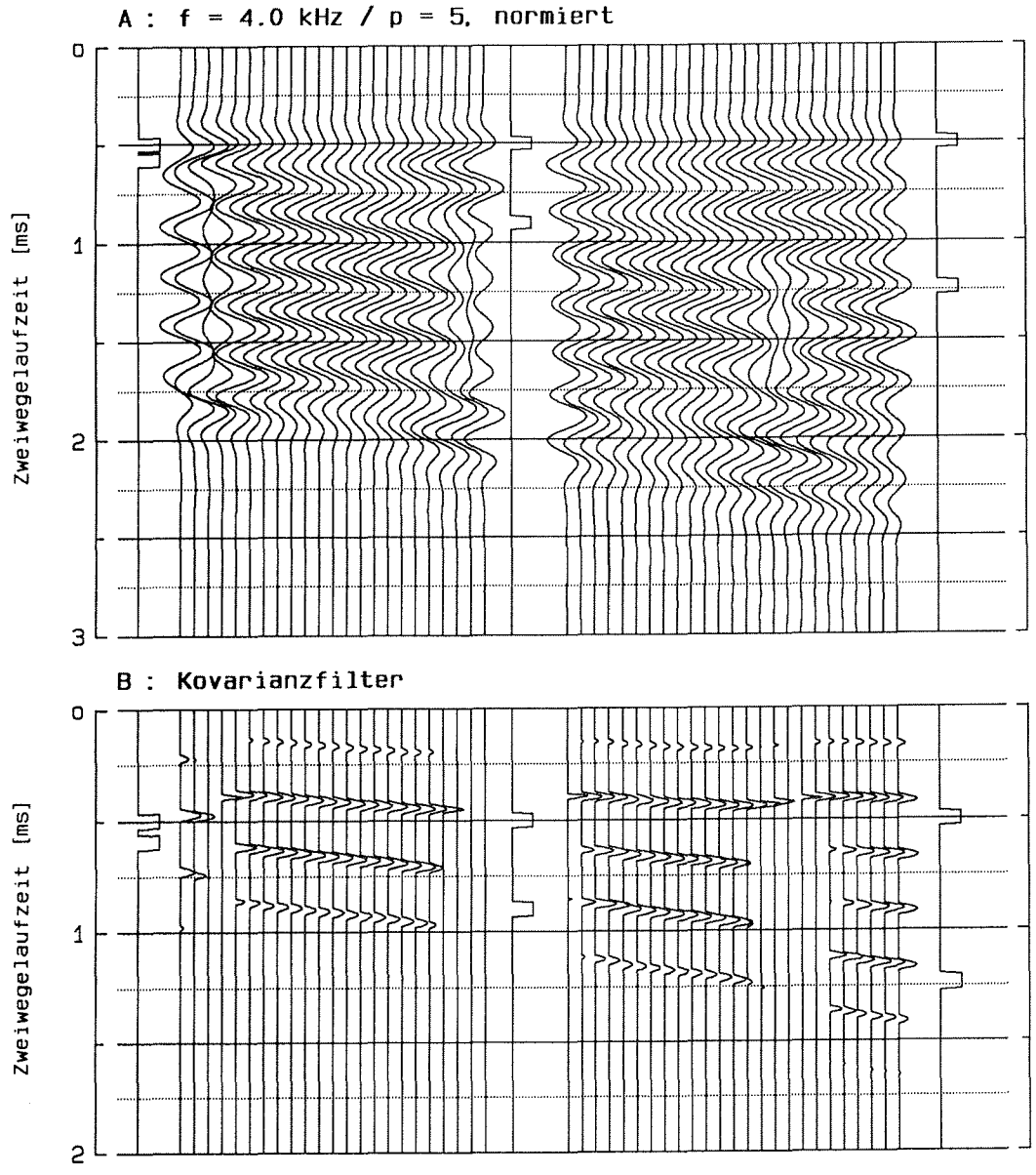


Abbildung 7-12: Anwendung des Korrelationsfilters auf eine Modellsektion mit zwei dünnen Schichten. Schichtmächtigkeiten 5 cm. Beide Schichten haben denselben Impedanzkontrast. Abstand der Schichten 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. (A) Normierte Seismogramme mit Impedanzmodellfunktionen links, in der Mitte und rechts für 1 cm, 25 cm und 50 cm. (B) Anwendung des Korrelationsfilters auf A. Schwellwert 0.45, Potenz 3. Nur positive Werte sind dargestellt.

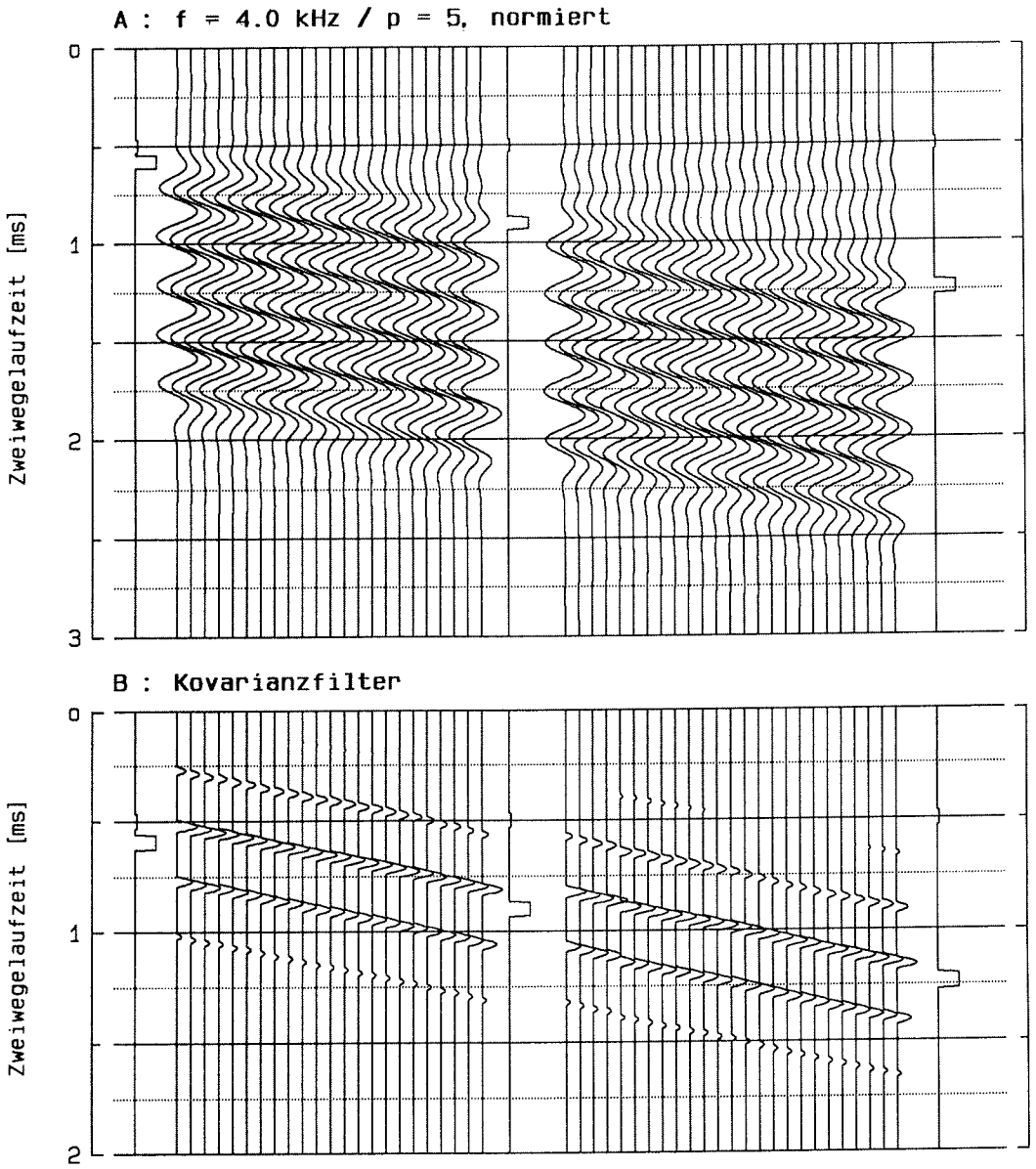


Abbildung 7-13: Anwendung des Korrelationsfilters auf eine Modellsektion mit zwei dünnen Schichten. Schichtmächtigkeiten 5 cm. Der Impedanzkontrast an der zweiten Schicht ist um das 30-fache größer als für die erste Schicht. Abstand der Schichten 1 cm bis 50 cm in Schritten von 1 cm. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. (A) Normierte Seismogramme mit Impedanzmodellfunktion links, in der Mitte und rechts für 1 cm, 25 cm und 50 cm. (B) Anwendung des Korrelationsfilters auf A. Schwellwert 0.45, Potenz 3. Nur positive Werte sind dargestellt.

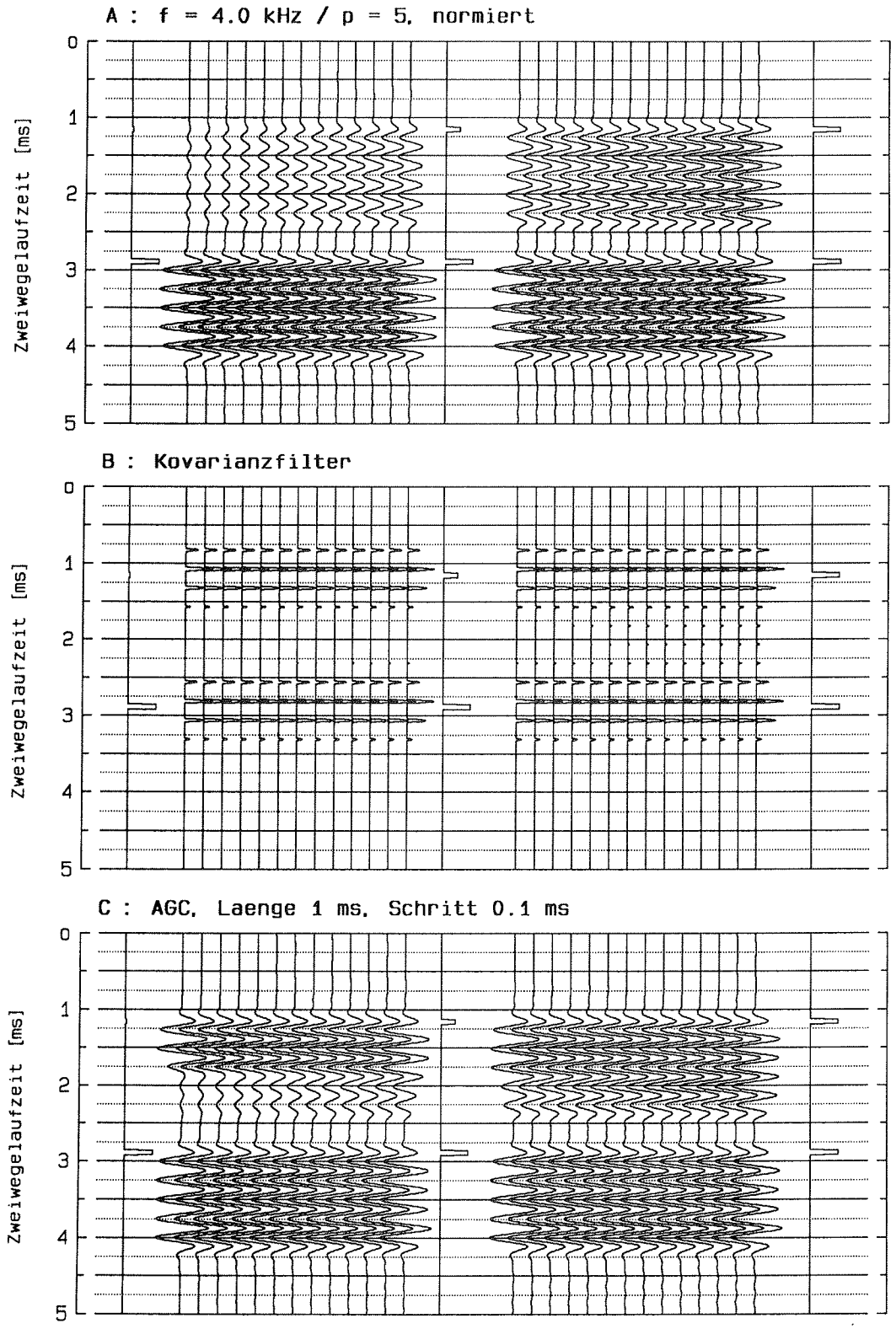


Abbildung 7-14:

Anwendung des Korrelationsfilters auf eine Modellsektion mit zwei dünnen Schichten. Schichtmächtigkeiten 5 cm. Das Verhältnis der Impedanzwerte für Schicht 1 und Schicht 2 wird von 1:30 auf 1:1 in Schritten von 1/30 angehoben. Abstand der Schichten 125 cm. Quellsignal f=4.0 kHz/p=5. (A) Normierte Seismogramme mit Impedanzmodellfunktionen links, in der Mitte und rechts für Impedanzverhältnis 1:30, 1:2 und 1:1. (B) Anwendung des Korrelationsfilters auf A. Schwellwert 0.45, Potenz 3. Nur positive Werte sind dargestellt. (C) Anwendung der AGC. Fensterlänge 1 ms, Abstand zwischen Fenstern 0.1 ms mit Interpolation der Verstärkungswerte.

7.4 FALLBEISPIEL: DIGITALE PARASOUND-VERMESSUNG AUF DER MAUDKUPPE, ANTARKTIS

7.4.1 EINSATZ SEDIMENTECHOGRAPHISCHER VERFAHREN AUF ODP-BOHRSTATIONEN

Der Vergleich von petrophysikalischen, lithologischen und sedimentologischen Messungen und Analysen an Kernbohrungen mit seismischen Meßprofilen bietet die besondere Gelegenheit, eine Interpretation der seismischen Reflektionsmuster auf der Basis konkreter Daten zu überprüfen und die punktförmig vorhandene Information der Bohrungen entlang der Meßprofile in die Ebene zu transferieren. In diesem Kontext werden seit langem seismostratigraphische Studien durchgeführt, in denen die lithologischen und petrophysikalischen Abfolgen der Kernbohrungen und/oder Bohrlochmessungen über akustische Impedanzmodelle quantifiziert und mit den seismischen Vor- oder Paralleluntersuchungen korreliert werden.

Die Kenngrößen des seismischen Instrumentariums wie die Frequenzbänder der Quellen und Hydrophone bestimmen dabei im wesentlichen die erreichbare Auflösung und Eindringung. Typische Frequenzwerte liegen bei einigen Hertz für Mehrkanalseismik oder zwischen 50 und einigen 100 Hertz für Einkanalseismik - die resultierenden Wellenlängen betragen dementsprechend einige 100 Meter bis einige 10 Meter. Seismostratigraphische Arbeiten zielen daher ganz überwiegend auf die Identifikation und Interpretation markanter lithologischer Wechsel, die durch Materialänderungen, Verfestigung des Sedimentes oder Diagenese entstehen und häufig mit Schichtlücken assoziiert sind.

Demgegenüber werden bei den Arbeiten am Kernmaterial Proben- und Meßpunktabstände gewählt, die weit geringer sind als die Länge und Wellenlänge des seismischen Quellsignals. Die im Raster von einigen 10 cm beobachteten Variationen von Naßdichte, p-Wellengeschwindigkeit, Korngrößen und Gehalten der Hauptsedimentkomponenten können mit akustischen Fernerkundungsverfahren aber nur beobachtet werden, wenn die typischen Frequenzen von Echoloten oberhalb von 1 kHz eingesetzt werden. Mit digitalen Echolotdaten kann also über den generalisierenden Ansatz der Seismostratigraphie hinausgegangen und eine zu den sonstigen Kernuntersuchungen und den Periodizitäten lithologischer Variationen komplementäre Auflösung erreicht werden.

Diese Möglichkeiten eröffnen sich sowohl für die Vorerkundung von zukünftigen Bohrpositionen in Verbindung mit der Entwicklung eines lokalen oder regionalen akustostratigraphischen Konzepts als auch für nachträgliche Messungen über existierenden Bohrstationen zur Integration sedimentphysikalischer Daten und höchstauflösender Seismik. Um die digitalen PARASOUND-Daten mit den vorhandenen stratigraphischen Informationen zu vergleichen und insbesondere die Verwendbarkeit des gewählten Ansatzes im Rahmen von ODP '*pre site survey*' und '*site survey*' zu überprüfen, wurden eine Reihe älterer DSDP- und ODP-Bohrungen aufgesucht.

In dem hier gezeigten Beispiel der ODP-Bohrungen 689 und 690 auf der Maudkuppe, Antarktis, die während des ODP Fahrtabschnitts 113 im Januar/Februar 1987 abgeteuft wurden, sollen folgende Aspekte der sedimentechographischen Methode ausführlicher erläutert werden:

- Vergleich verschiedener seismischer Erkundungsverfahren mit analogen und digitalen PARASOUND-Daten aus der Umgebung der Bohrungen
- Ableitung eines akustischen Impedanzmodells aus den lithostratigraphischen und sedimentphysikalischen Ergebnissen mit Berechnung synthetischer Seismogramme
- Akustostratigraphische Interpretation der PARASOUND-Profile in der Umgebung der Bohrungen

7.4.2 DIE ODP-BOHRUNGEN 689 UND 690 AUF DER MAUDKUPPE

Die Maudkuppe ist ein isoliertes ozeanisches Plateau in der zentralen Weddell See, dessen Abstand zum antarktischen Kontinent mehr als 800 km beträgt (Abb. 7-15A). Die Plateaufläche liegt in etwa 2000 m Wassertiefe, wobei einzelne vulkanische Erhebungen bis in etwa 1000 m Wassertiefe aufragen. Das umliegende Becken der zentralen Weddell See weist durchweg Wassertiefen von mehr als 4500 m auf. Die Sedimentation im Bereich des Plateaus ist aufgrund dieser exponierten Lage weitgehend entkoppelt von den glaziomarinen Sedimentationsprozessen des antarktischen Kontinentalrandes und wird im wesentlichen bestimmt durch die Produktivität von kalk- und silikatschaligen Organismen im Oberflächenwasser. In der näheren Umgebung des Rückens wurde eine um den Faktor 20 erhöhte Produktivität beobachtet, die Wefer et al. (1990) auf die Existenz eines ozeanographischen Frontensystems und damit assoziierten Auftrieb zurückführen. Unter diesen Rahmenbedingungen erfolgte die pelagische Sedimentation der hochbiogenen Sedimente langsam und kontinuierlich.

Für die ODP Bohrkampagne 113 in der Weddell See (Barker, Kennett et al., 1988; Barker, Kennett et al., 1990) wurden zwei Stationen ausgewählt, um erstmals möglichst ungestörte und kontinuierliche Sedimentabfolgen aus dem südlichen Ozean mit der Technik des '*Hydraulic Piston Coring*' zu beproben und eine lange Zeitserie geologischer und paläozeanographischer Veränderungen bis in kretazische Alter zu gewinnen. Die beiden Stationen 689 und 690 liegen in 2080 m und 2914 m Wassertiefe (Barker, Kennett et al., 1988). Der Tiefensprung von ~850 m sollte Hinweise auf Unterschiede in der Karbonatakkumulation und der Erhaltung silikatischer Mikrofossilien liefern und eine Verzahnung der beiden Mikrofossilstratigraphien für Foraminiferen/Nannofossilien und Diatomeen/Radiolarien ermöglichen.

LITHOLOGIE UND CHRONOSTRATIGRAPHIE ODP 689

Auf der Bohrposition 689 wurde eine rein pelagische Sedimentsequenz erbohrt, die über die beiden Hauptkomponenten Karbonat und Silikat und ihren Verfestigungsgrad in drei lithologische Einheiten eingeteilt wurde (Barker, Kennett et al., 1988; Abb. 7-15B). Lithologische Einheit I zwischen 0.0 und 31.0 m Teufe besteht aus hochreinem biogenem Silikatschlamm von miozänem bis pleistozänem Alter. Lithologische Einheit II zwischen 31.0 und 149.1 m Teufe ist durch variable Gehalte karbonatischer und silikatischer Mikrofossilien aus dem späten Miozän bis späten Eozän charakterisiert. Während die Untereinheit IIa (31.0-72.1 m) Wechsellagerungen von Diatomeen- und Nannofossilienschlämmen in variablen Verhältnissen aufweist, dominieren unterhalb von 72.1 m Teufe (Lithologische Einheit IIb) kalkige Nannofossilien. Die Sedimente der lithologischen Einheit III (spätes Eozän bis Campan) bestehen aus kalkigen Nannofossilien mit geringen, aber mit der Teufe

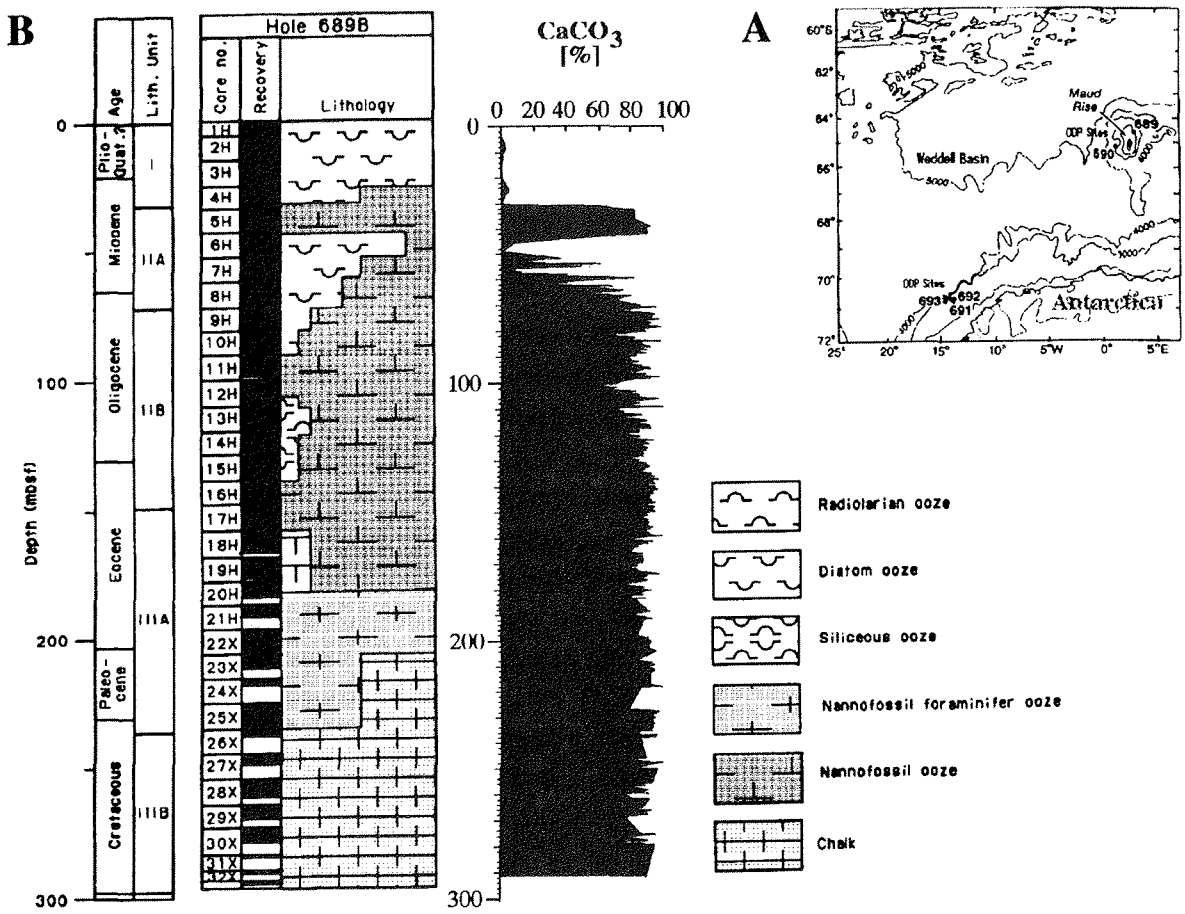


Abbildung 7-15: Geographische Lage (A) und Lithostratigraphie (B) der ODP Bohrung 689 auf der Maudkuppe (aus Barker, Kennett et al., 1988). Von links nach rechts: chrono- und lithostratigraphische Einheiten, Kerngrenzen, Kernausbeute (schwarz), Lithologie und Karbonatgehalt (nach O'Connell, 1990).

zunehmenden Anteilen von planktischen Foraminiferen und geringsten Anteilen von Radiolarien. Über den Verfestigungsgrad von Nannofossilschlamm zur Nannofossilkreide erfolgt die Unterteilung zwischen den Einheiten IIIa (149.1-238.3 m Teufe) und IIIb (238.1-297.3 m Teufe). Mit dem Verfahren des '*Hydraulic Piston Coring*' sind die ersten 198 Meter mit einer Kernausbeute von nahezu 100% beprobt worden. Von Interesse für den Vergleich mit sedimentechographischen Daten sind davon etwa 150 Meter, die in den analogen wie digitalen Echolotdaten erfaßt werden konnten.

Zur allgemeinen sedimentologischen Klassifizierung der Bohrungen auf der Maudkuppe ist der Gesamt-Karbonatgehalt (O'Connell, 1990; Abb. 7-15) besonders geeignet. In ihm spiegeln sich neben den lithologischen Einheiten auch die Variationen der petrophysikalischen Eigenschaften wider. Außerdem ist es der einzige sedimentologische Parameter, der, abgesehen von den obersten 50 Metern, in genügender Auflösung gemessen wurde. Zur Charakterisierung und quantitativen Bearbeitung wurde er ausgewählt, da die Unterschiede in der Trockendichte der Hauptkomponenten Silikat/Opal (~2.0 g/cm^3) und Karbonat (~2.7 g/cm^3) die akustischen Sedimentparameter direkt

beeinflussen. Die zum Karbonatgehalt proportionale Variation der Naßdichte wird durch eine erhöhte Porosität der Silikatgerüste noch verstärkt.

In den obersten 30 Metern wurde weitgehend karbonatfreies Sediment des Pleistozän, Pliozän und oberen Miozän erbohrt. Auffällig sind die scharf abgegrenzte, karbonatreiche Lagen zwischen 30 und 45 m Teufe, die in das mittlere Miozän datiert, gefolgt von zwei geringmächtigen, karbonatarmen Sequenzen bis 58 m Teufe. Die Fluktuationen des Silikat-/Karbonatgehaltes zwischen 50 und 72 m Teufe reichen über eine Oligozän/Miozän-Diskordanz hinweg. Deutlich geringere Werte der insgesamt hohen Karbonatgehalte (>80%) unterhalb von 72 m Teufe finden sich bei 82 m, 100 m, 110 m, 120 m und 165 m Teufe. Zwischen 135 m und 160 m Teufe unterhalb der Eozän/Oligozän-Schichtlücke liegt ein homogener Abschnitt hochreiner Karbonate (>90%).

Ältere Sedimente in Teufen größer 198 m wurden mit der Technik des '*Extended Core Barrel*' mit einer geringeren Kernausbeute beprobt und repräsentieren Abschnitte reiner Karbonatsedimentation mit geringen, wechselnden terrigenen und opalinen Anteilen.

LITHOLOGIE UND CHRONOSTRATIGRAPHIE ODP SITE 690

Die Bohrposition 690 (Abb. 7-16A) in einer Wassertiefe von 2914 Metern bildet zusammen mit Bohrung 689 Teil eines Tiefenprofils durch die Wassermassen des südlichen Ozeans. Die erbohrten pelagischen und terrigenen Sedimente von 317 m Mächtigkeit werden in 5 lithostratigraphische Einheiten unterteilt. Die Abfolge ähnelt den Sequenzen der Bohrung 689 in der Dominanz silikatischer Komponenten in den obersten 50 Metern und zunehmenden biogenen Karbonatanteilen in größeren Teufen (Abb. 7-16B).

Lithologische Einheit I ist 24.4 m mächtig und besteht von 0-2.4 m aus quartärem, biogenem Karbonatschlamm (Einheit Ia) und zwischen 2.4 und 22.4 m Teufe aus biogenem Silikatschlamm von pliozänem bis miozänem Alter (Einheit Ib). Lithologische Einheit II (24.4 - 92.9 m Teufe) weist 68.5 m mächtige Silikat-Karbonat Wechsellagerungen aus dem Miozän bis frühen Oligozän auf. Die Untereinheit IIa (29.0 m mächtig) mit abnehmender silikatischer Dominanz wurde von Untereinheit IIb (39.5 m mächtig) aus kalkigen Nannofossilien mit vereinzelten Einlagerungen von Diatomeenhorizonten unterschieden. Die 44.9 m mächtige lithologische Einheit III (92.9 - 137.8 m Teufe) besteht hauptsächlich aus kalkigen Foraminiferen und Nannofossilien aus dem Oligozän bis Eozän/Paläozän. Einheit IV (143.3 m mächtig von 137.8 bis 281.1 m Teufe) ist dominiert durch Nannofossilienschlämme mit abschnittsweise signifikanten terrigenen Sedimentanteilen, deren Alter sich vom Paläozän bis zum Maastricht erstreckt. Lithologische Einheit V von 281.1 bis 317.0 m Teufe reicht bis ins Campan und zeichnet sich durch zunehmende Verfestigung der kalkigen Komponente und zugleich eine deutlichen Zunahme terrigener Komponenten und vulkanischer Gläser aus.

7.4.3 SEISMO- UND AKUSTOSTRATIGRAPHIE DER ODP SITES 689 UND 690

Der Auswahl der Bohrpositionen auf der Maudkuppe liegen mehrkanalseismische Profile der norwegischen NARE (Norwegian Antarctic Research Expedition)-Expedition (Abb. 7-17, ODP Site 689 und Abb. 7-18, ODP 690) und der POLARSTERN-Expedition ANT IV/3 (Fütterer, 1987) zugrunde, die mit ihrer großen Eindringung von mehr als tausend Metern einen guten

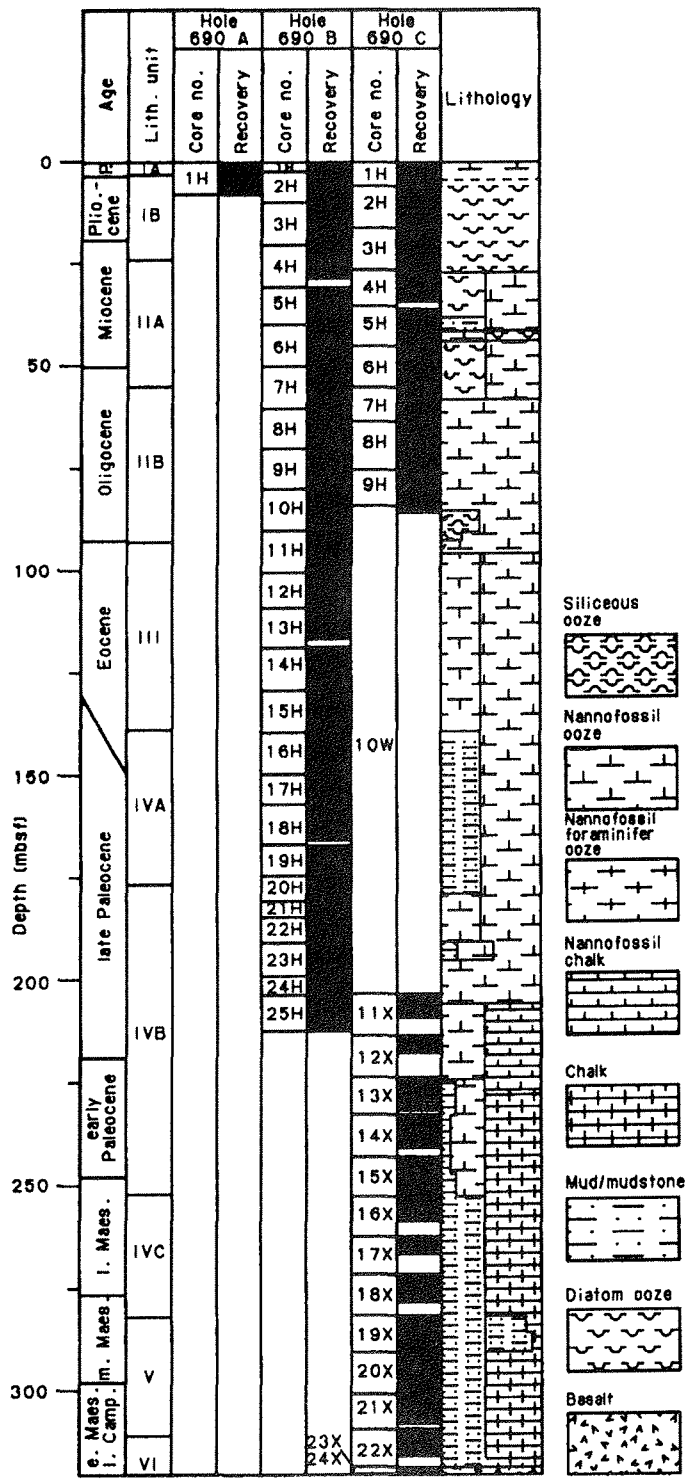


Abbildung 7-16: Geographische Lage (A) und Lithostratigraphie (B) der ODP Bohrstation 690 (aus Barker, Kennett et al., 1988). Von links nach rechts: chrono- und lithostratigraphische Einheiten, Kerngrenzen, Kernausbeute (schwarz) und Lithologie.

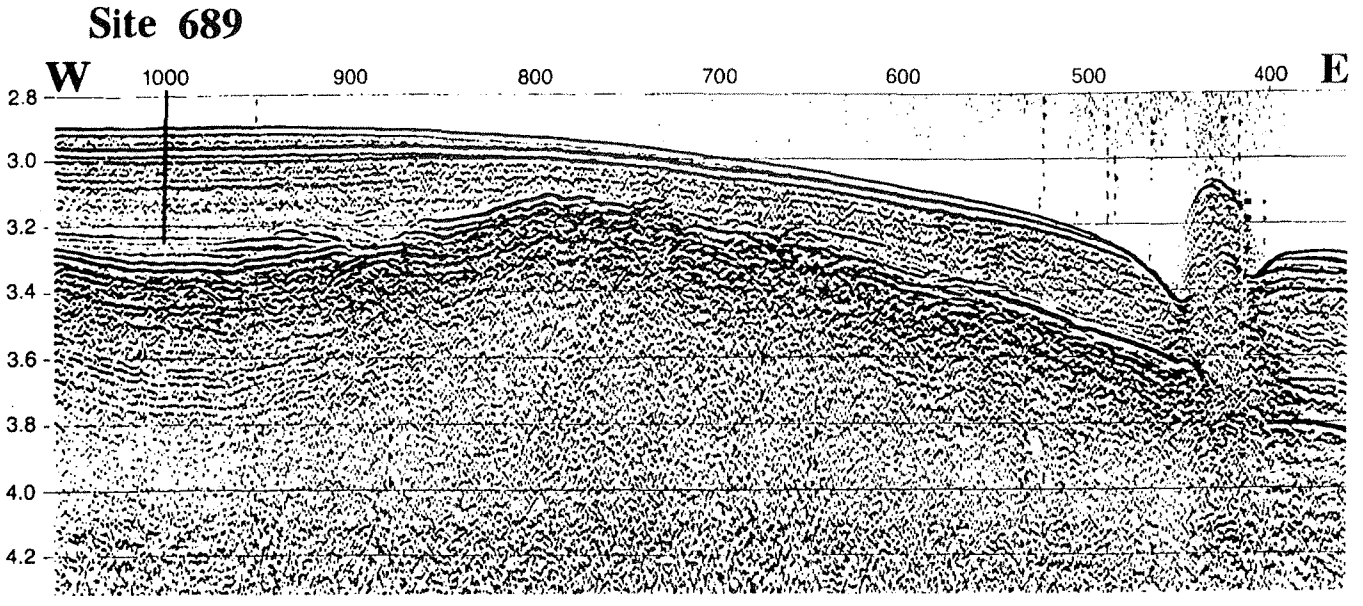


Abbildung 7-17: Mehrkanalseismisches Profil UB Maud-3 der NARE-Expedition 1985 über die Bohrung 689 auf der Maudkuppe in ostwestlicher Richtung (aus Barker, Kennett et al., 1988) für die Schußpunkte 370 bis 1050. Die vertikale Zeitachse für die Zweiwegelaufzeit zeigt einen Ausschnitt von 2.8 s bis 4.3 s. Die Bohrung 689 wurde bei Schußpunkt 1000 niedergebracht.

Überblick über die sedimentären und tektonischen Strukturen und den Verlauf des akustischen Basement geben. Aufgrund der Bandbegrenzung von 10-50 Hz liegt die Länge des Quellsignals bei etwa 40 ms, so daß nur wenige Wellenzüge die Grobstruktur der Sedimentsequenz abbilden können.

Bei einer Sedimentbedeckung von nur etwa 400 ms Zweiwegelaufzeit (TWT) ist deshalb eine seismostratigraphische Interpretation der mehrkanalseismischen Profile schwierig und wenig differenziert. In Abbildung 7-17 ist eine Diskordanz bei etwa 3.0 s TWT im östlichen Profilabschnitt zu erkennen. Unterhalb von 3.1 s TWT wird das Reflexionsmuster ungleichmäßiger und diffus. Bei 3.2 s TWT, der Basis der erbohrten Sedimentsequenz, ist eine geschichtete Beckenfüllung zu beobachten, deren Verlauf durch das unterliegende akustische Basement kontrolliert wird.

Die Festlegung der Bohrposition 690 erfolgte ebenfalls auf der Basis seismischer Profile der NARE-Expedition 1985 (Abb. 7-18) und der POLARSTERN-Expedition ANT IV/3 (Profil BGR 86-30; Fütterer, 1987). Dabei wurde eine 350 ms TWT mächtige Sedimentsequenz an der Flanke der Maudkuppe ausgewählt, bei der bewußt Schichtlücken in Kauf genommen wurden, um das Basement in erreichbarer Teufe und eine im Vergleich zur Bohrung 689 komplettere Neogenabfolge zu erhalten.

Das mehrkanalseismische Profil zeigt deutliche Diskontinuitäten bereits bei <100 ms TWT direkt unter der Oberfläche. Das komplexe Reflexionsmuster deutet auf gestörte Lagerungsverhältnisse hin. Subparallele Reflektoren sind nur in wenigen Abschnitten über

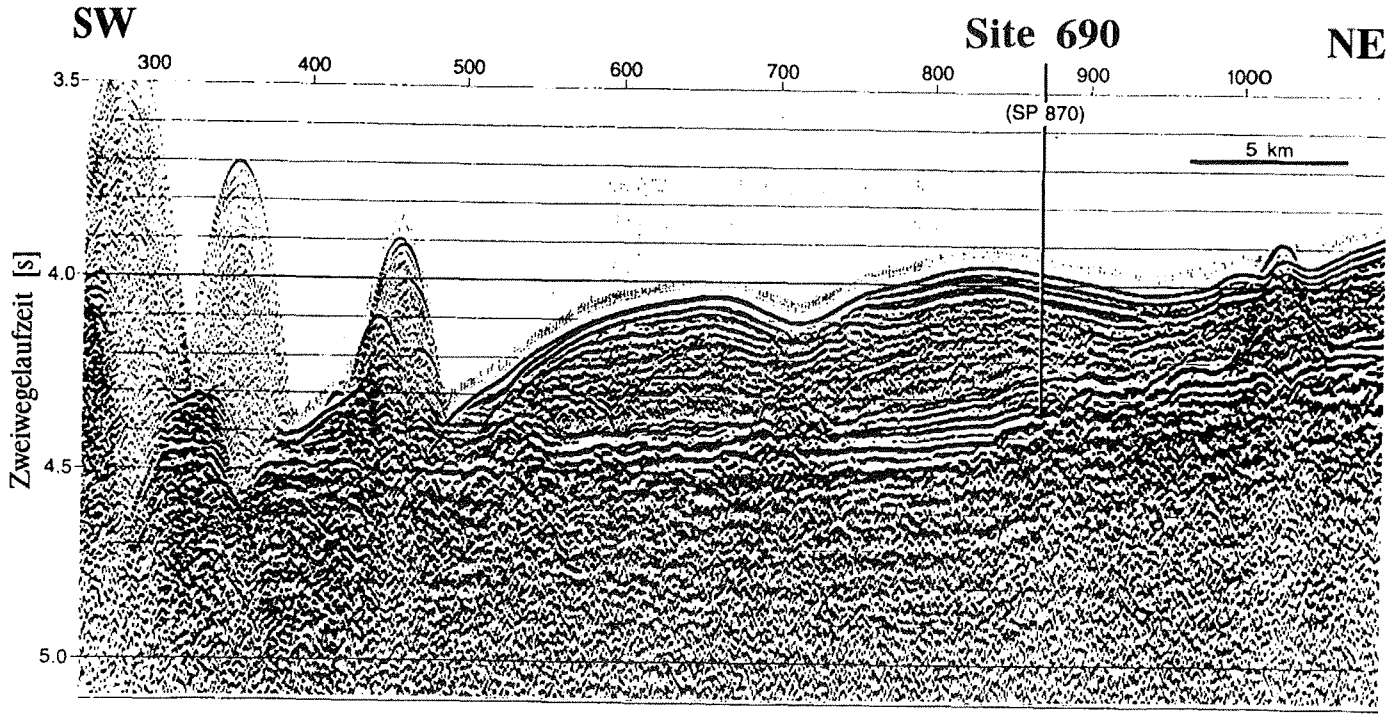


Abbildung 7-18: Mehrkanalseismisches Profil UB Maud-2 der NARE-Expedition 1985 auf der Maudkuppe über die Bohrung 690 von Südwesten nach Nordosten (aus Barker, Kennett et al., 1988) für Schußpunkte 250 bis 1100. Die vertikale Zeitachse für die Zweiwegelaufzeit zeigt einen Ausschnitt von 3.5 s bis 5.1 s. Die Bohrung 690 wurde bei Schußpunkt 870 niedergebracht.

größere Entfernungen zu verfolgen. Lediglich an der Basis in der Nähe des akustischen Basement bei etwa 4.5 s TWT sind wieder ausgedehnte Reflexionshorizonte vorhanden.

Wesentlich mehr Detailinformationen enthalten die begleitenden analogen Messungen mit dem 3.5 kHz-Echolot des NARE-Profils UB Maud-3 (Abb. 7-19), die jedoch nur die obersten 150 m der Sedimentbedeckung in der Nähe von Bohrstation 689 erfassen. Das 3.5 kHz-Profil über die Bohrstation 690 wurde mit der JOIDES RESOLUTION beim Anlaufen registriert (Abb. 7-20). Die Profile zeigen eine feine Strukturierung bei gleichzeitig für diesen Frequenzbereich ungewöhnlicher Eindringung. Hier bestätigt sich die aus den seismischen Daten über der Bohrung 689 vermutete Diskontinuität unzweifelhaft als Erosionsfläche. Bis zu einer Teufe von 50 ms TWT treten auffällige transparente Abschnitte in Erscheinung, während darunter bis zu Laufzeiten von 130 ms eine ganze Serie von Reflektoren unterschiedlicher Amplitude zu beobachten ist.

Zum Vergleich stehen weiterhin die einkanalseismischen Messungen der JOIDES RESOLUTION während des An- und Überlaufens der Bohrposition zur Verfügung (Barker, Kennett et al., 1988; Abb. 7-21, ODP Site 689 und Abb. 7-22, ODP Site 690), deren Auflösung zwischen den mehrkanalseismischen Daten und den Echolotaufzeichnungen liegt. Das im Vergleich zur Mehrkanalseismik kürzere Quellsignal mit einer höheren Mittenfrequenz von etwa 80 Hz löst Sedimentstrukturen auf, die sich als markante lithologische Wechsel in den erbohrten Sedimenten zeigen (Barker, Kennett et al., 1988; Abb. 7-21).

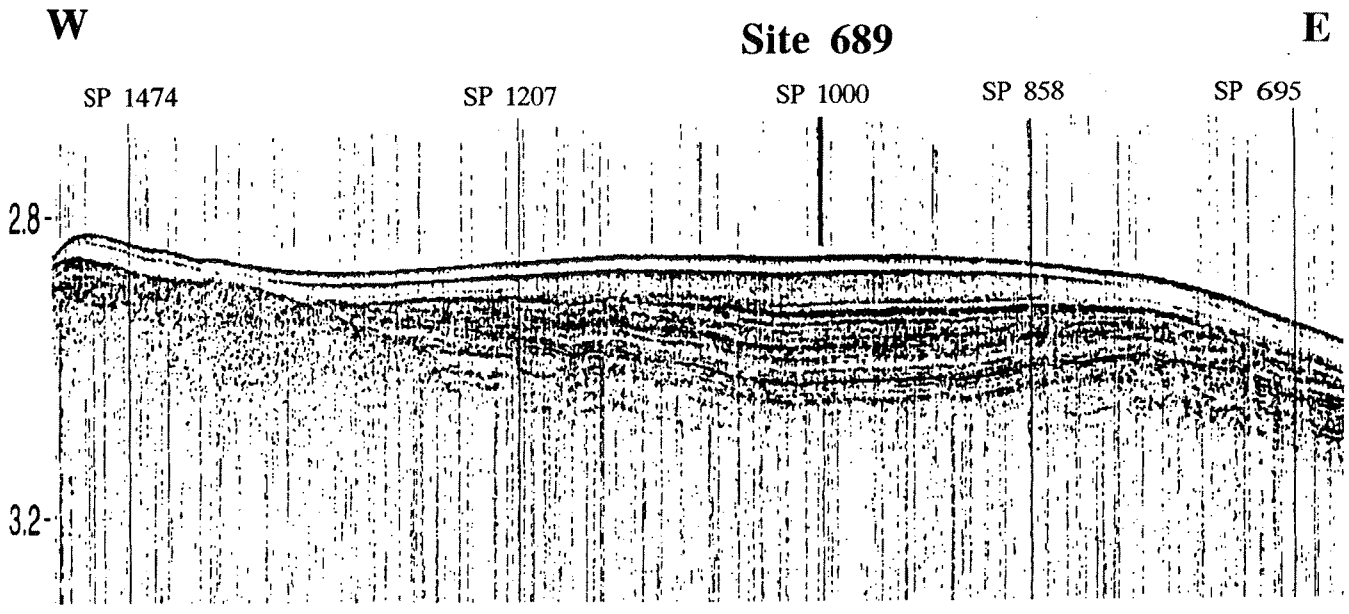


Abbildung 7-19: 3.5 kHz-Profil UB Maud-3 der NARE-Expedition 1985 über die Bohrung 689 auf der Maudkuppe von Westen nach Osten (aus Barker, Kennett et al., 1988) für Schußpunktintervall 690 bis 1500. Die vertikale Zeitachse für die Zweiwegelaufzeit zeigt einen Ausschnitt von 2.7 s bis 3.3 s. Die Bohrung 689 wurde bei Schußpunkt 1000 niedergebracht.

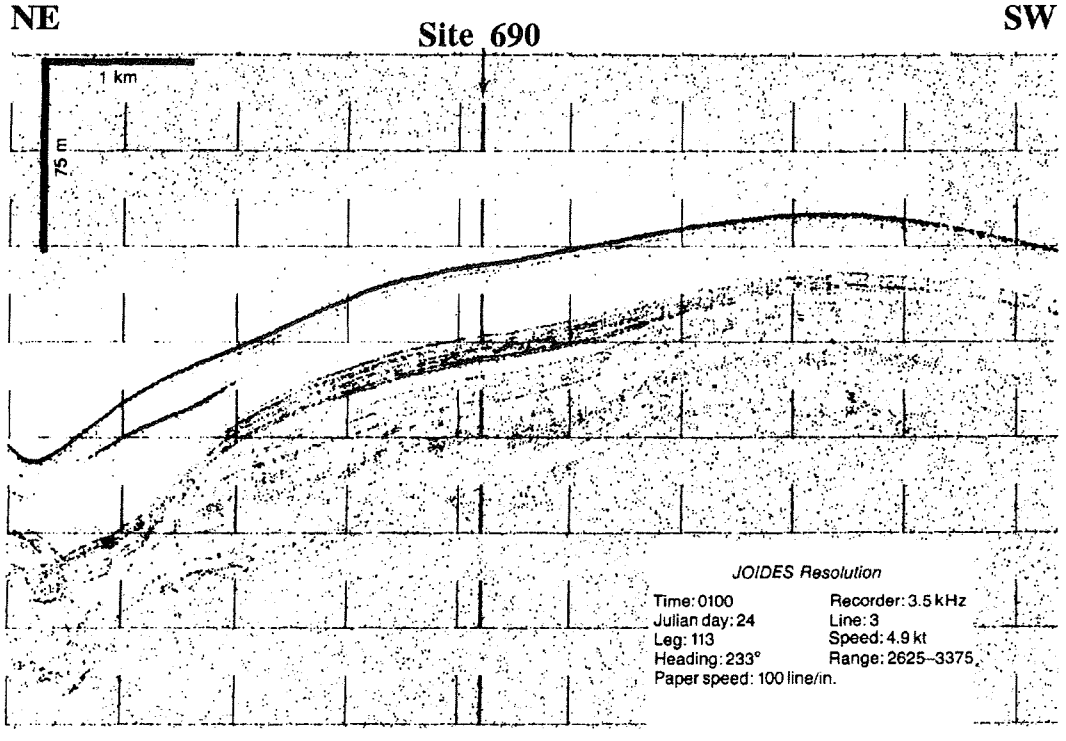


Abbildung 7-20: 3.5 kHz-Profil der JOIDES RESOLUTION über der Bohrung 690 (aus Barker, Kennett et al., 1988) von der Maudkuppe.

Für die Einkanalseismik wurde bereits an Bord eine vorläufige Interpretation der Reflektoren erstellt, die in den Abbildungen 7-21 und 7-22 zusammengefaßt ist. Das seismische Abbild unterscheidet sich deutlich von der hochfrequenten 3.5 kHz Echographie und der niederfrequenten Mehrkanalseismik. Um die Zuordnung der seismischen Reflektoren zu den Bohrungsdaten zu vereinfachen, werden die Zweiwegelaufzeiten jeweils als Differenz zum Oberflächenreflektor angegeben. Eine Übergangszone bei etwa 150 ms markiert eine deutliche Abnahme der Reflexionsamplituden. Darunter enthalten die seismischen Spuren in der Nähe der Bohrung wenig kohärente Energie. In den Echolotprofilen sind keine tieferen Reflektoren als bis etwa ~130 ms TWT zu beobachten. Auf Bohrstation 690 ist der Verlauf der Reflexionsenergie mit der Teufe sehr ähnlich (Abb. 7-22). Die Übergangszone liegt dort bei etwa 140 ms.

Eine Gegenüberstellung der seismischen Meßverfahren unter Einbeziehung des PARASOUND-Echolotes zeigt Abbildung 7-23. Die Ausschnitte sind alle im gleichen vertikalen Maßstab gezeichnet und stammen aus der unmittelbaren Umgebung der Bohrstation 689. Deutlich ist die Zunahme des methodisch bedingten Auflösungsvermögens zu erkennen. Dabei ist vor allem für das mehrkanalseismische Profil aufgrund des langen Quellsignals in manchen Abschnitten eine Zuordnung zu den mit den übrigen Verfahren erfaßten feinskaligen Sedimentstrukturen nicht mehr möglich. Vom 3.5 kHz Profil zur PARASOUND-Aufzeichnung ist noch einmal eine deutliche Verbesserung der Auflösung bei gleichzeitig reduzierter Eindringtiefe zu erkennen. Sie ist primär auf die größere Quellsignallänge des 3.5 kHz Echolotes zurückzuführen. In allen Profilen ist unterhalb von ~140-180 ms interner Zweiwegelaufzeit eine signifikante Amplitudenabnahme zu erkennen.

Mit moderner APC-Bohrtechnologie (APC=*Advanced Piston Coring*) lassen sich weitgehend ungestörte und vollständige Sedimentkerne bis in Teufen von ~200 m (~250 ms) gewinnen. Die Mehrkanalseismik zeigt in diesem Teufenabschnitt lediglich etwa 10 Reflektoren. Präzise Aussagen zu Sedimentstrukturen und gegebenenfalls gestörten Lagerungsverhältnissen können im feinskaligen Maßstab einiger Meter von dieser Methode nicht erwartet werden. Dagegen lassen sich mit den Echoloten zumindest bis in Teufen von etwa 100 Metern detaillierte Strukturanalysen vornehmen. Werden digitale Echolotregistrierungen in die seismostratigraphischen Analysen einbezogen, so können sie direkt quantitativ mit den Kernmessungen verglichen werden.

7.4.4 PHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN DER SEDIMENTE DER MAUDKUPPE

Übersichtsmessungen sedimentphysikalischer Parameter wurden bereits während der Bohrfahrt an Bord in einem groben Raster von 3 Metern durchgeführt. Die Variationsbreite der Indexparameter ist außerordentlich groß. Abbildung 7-24A zeigt die Daten für Naßdichte, p-Wellengeschwindigkeit, Karbonatgehalt und Porosität (Barker, Kennett et al., 1988).

Eine Teufenabhängigkeit der p-Wellengeschwindigkeit, die an Sedimentproben mit der *Hamilton*-Apparatur (Boyce, 1976) gemessen wurde, ist in dem vom Echolot erfaßten Teufenbereich von maximal 150 Metern nicht zu erkennen - die mittlere Geschwindigkeit liegt bei etwa 1500 m/s. Ebenso scheint keine eindeutige Beziehung zu den übrigen Parametern zu bestehen. Insgesamt liegt die Schwankungsbreite um den Mittelwert bei ±1-2% entsprechend ±15-30 m/s. Der zweite, für die akustische Impedanz bedeutsamere

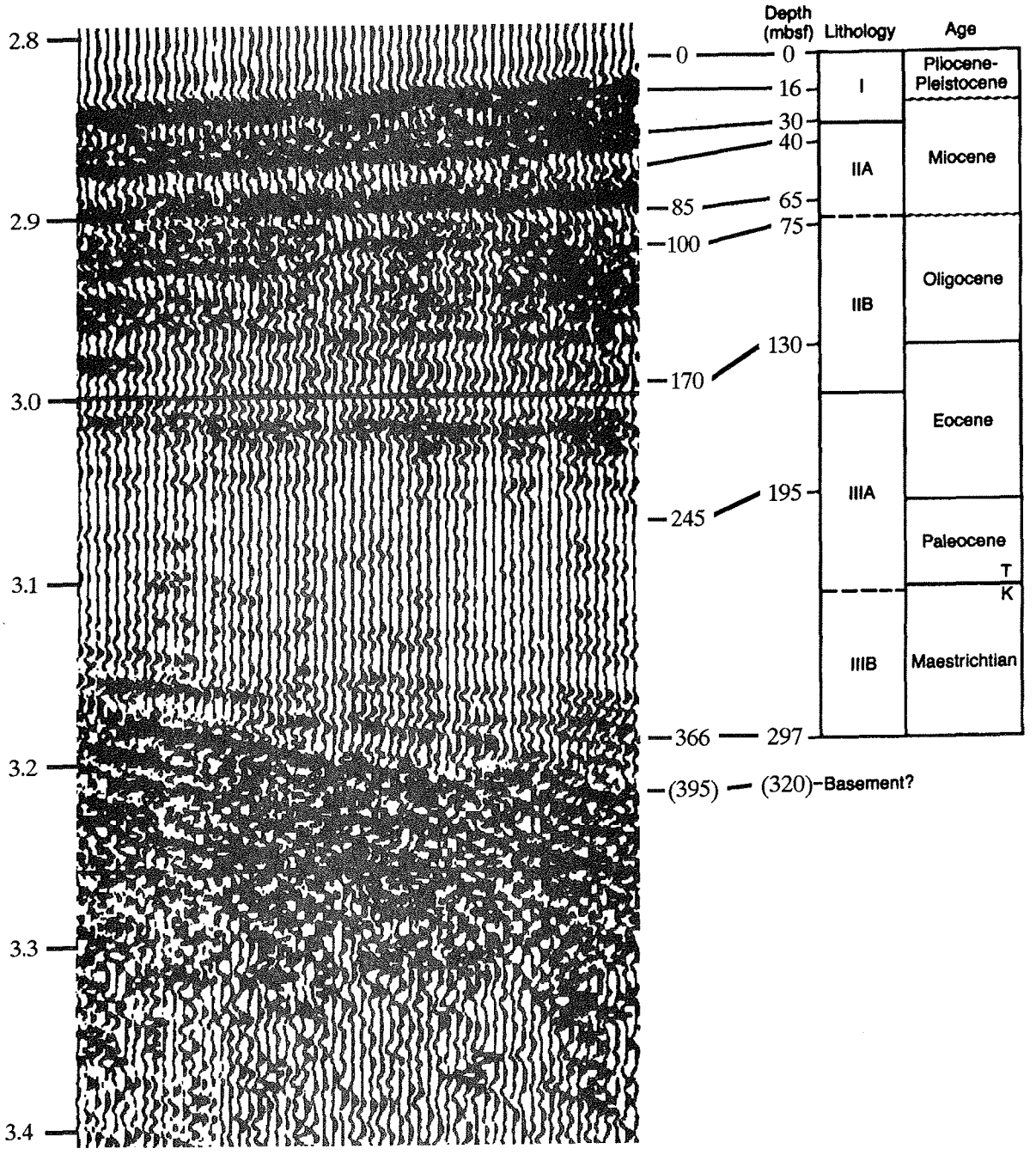


Abbildung 7-21: Einkanalseismisches Profil über der Bohrung 689 auf der Maudkuppe, gemessen auf dem ODP Fahrtabschnitt 113. Interpretation der Reflektoren nach Barker, Kennett et al. (1988) mit Zweiwegelaufzeiten in ms (links) und Bohrungsteufen (rechts).

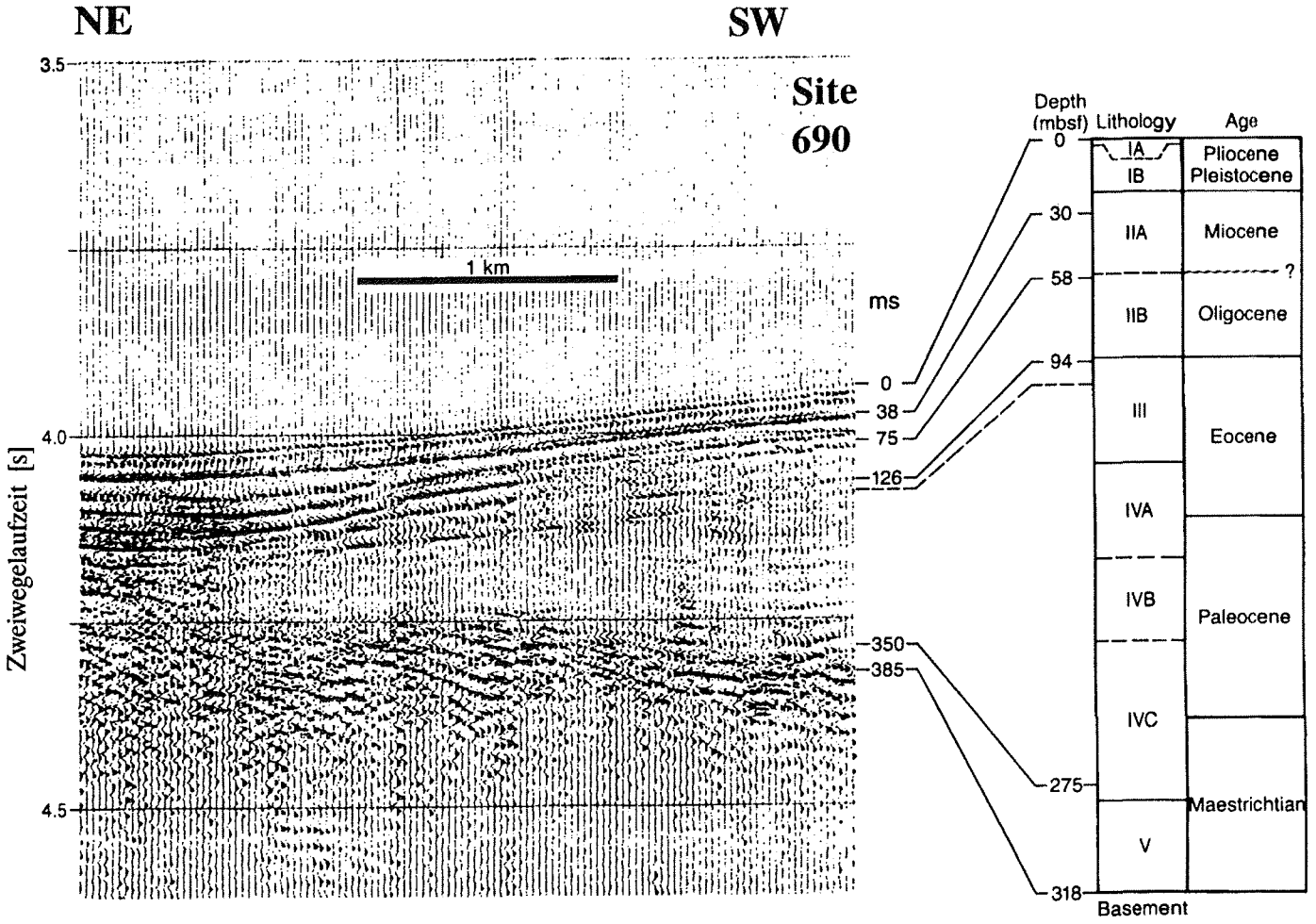


Abbildung 7-22: Einkanalseismisches Profil über der Bohrung 690 auf der Maudkuppe während ODP Fahrtabschnitt 113. Interpretation der Reflektoren nach Barker, Kennett et al. (1988) mit Zweiwegelaufzeiten in ms (links) und Bohrungsteufen (rechts).

Parameter ist die Naßdichte. Sie zeigt insgesamt mit größerer Teufe eine graduelle Zunahme von ~1.3 auf ~1.9 g/cm^3 und streut um mehr als 0.4 g/cm^3 (>30%). Die akustische Impedanz als Produkt aus p-Wellengeschwindigkeit und Naßdichte wird daher für die erbohrten Silikat-Karbonat-Wechsellagerungen nahezu ausschließlich durch die Naßdichte kontrolliert.

Aus den Tiefenprofilen der Porosität und des Karbonatgehaltes im Vergleich mit dem Naßdichteprofil (Abb. 7-24A) läßt sich eine deutliche Korrelation erkennen. Niedrige Karbonatgehalte sind mit hohen Porositätswerten und geringer Naßdichte verknüpft. Für diese Abhängigkeit sind gleichzeitig zwei Effekte verantwortlich. Zum einen bewirkt die unterschiedliche Korndichte für Karbonat von ~2.7 g/cm^3 gegenüber Opal von ~2.0 g/cm^3 selbst bei konstanter Porosität einen zum Karbonatgehalt proportionalen Anstieg der Naßdichte. Zum anderen verursacht ein dominierender Foraminiferenanteil am Gesamtkarbonat einen Anstieg der Korngröße und eine entsprechende Abnahme der Porosität (vgl. Abschnitt 6-4). Des weiteren führen die Autoren diese Relation auf die

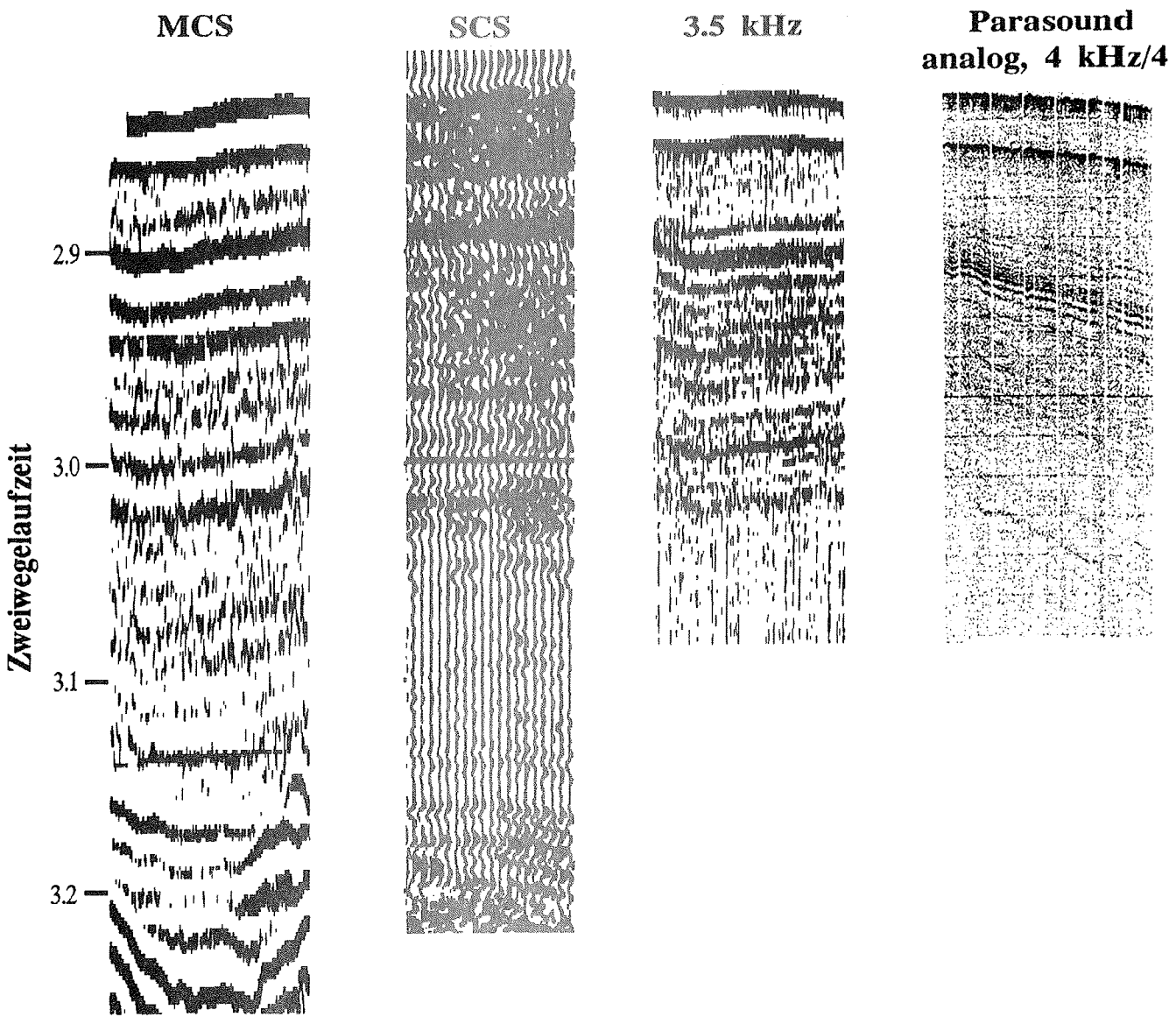


Abbildung 7-23: Vergleich seismischer und akustischer Meßverfahren. Die Ausschnitte stammen von der Maudkuppe aus der unmittelbaren Umgebung der Bohrstation 689. Von links nach rechts: MCS = Mehrkanalseismik (Airgun-Array), SCS = Einkanalseismik (Watergun), 3.5 kHz Echolot und PARASOUND-Echolot (vgl. auch vorherige Abbildungen).

Eigenschaft von Diatomeen zurück, ein stabiles und hochporöses Netzwerk im Sediment aufzubauen. Für diese Erklärung spricht auch, daß die Scherfestigkeitsmessungen in den oberflächennahen Sedimenten invers korreliert sind zum Karbonatgehalt.

Um aus den wenigen verfügbaren und hochauflösend gemessenen Sedimentparametern ein Impedanzmodell für die Bohrstationen 689 und 690 zu entwickeln, müssen zunächst die beschriebenen Relationen der Indexparameter quantifiziert werden. In erster Näherung ergeben sich aus der Gegenüberstellung der drei Parameter Naßdichte, Porosität und

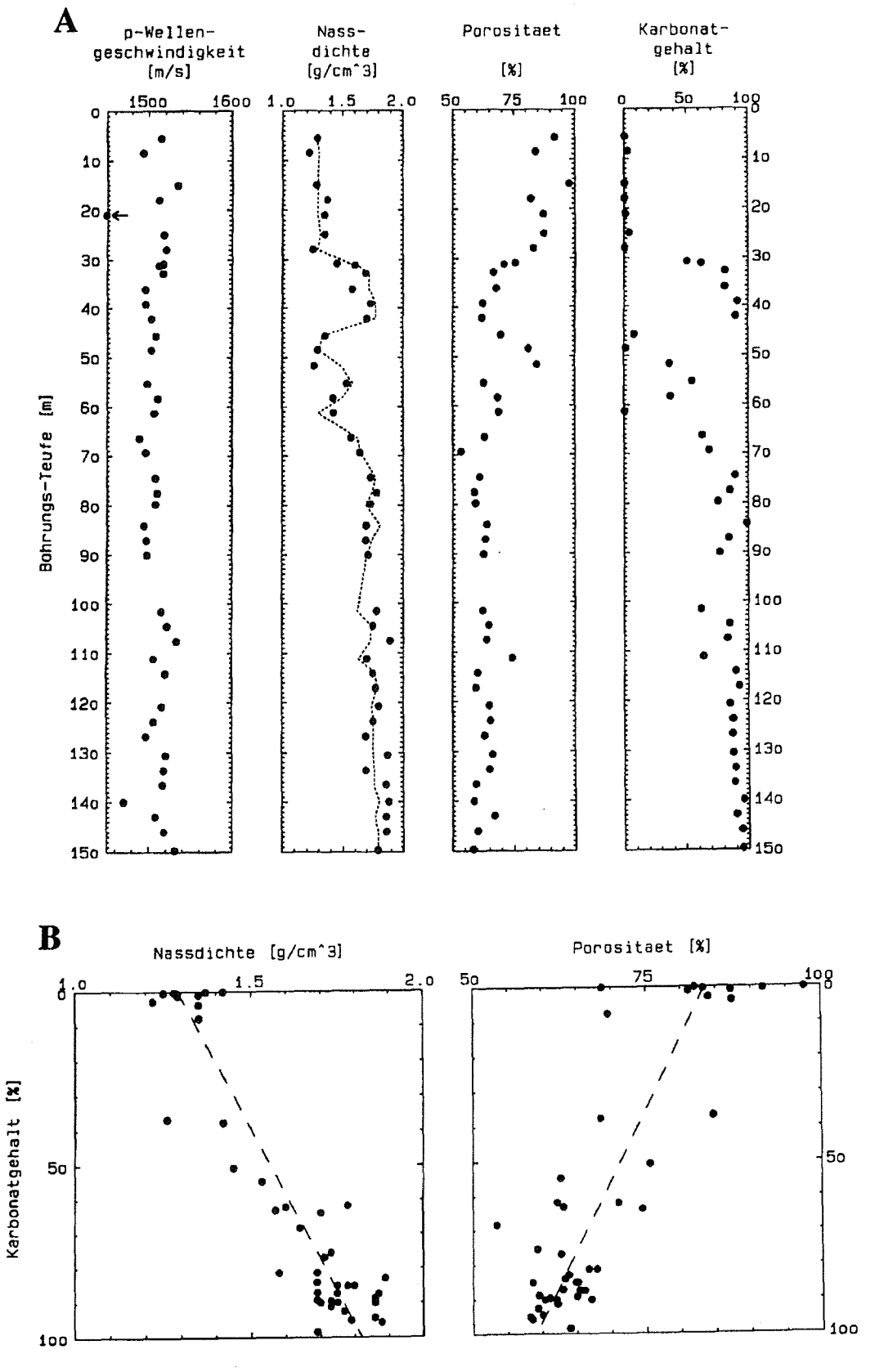


Abbildung 7-24: Sedimentphysikalische Messungen an Einzelproben der Bohrung 689B (Barker, Kennett et al., 1988). (A) Von links nach rechts: p-Wellengeschwindigkeit, Naßdichte, Porosität, Karbonatgehalt. Die gestrichelte Kurve zeigt die aus der linearisierten Beziehung zum Karbonatgehalt berechnete Naßdichtefunktion. (B) Korrelation und lineare Regression (gestrichelt) zwischen Naßdichte und Karbonatgehalt sowie Porosität und Karbonatgehalt.

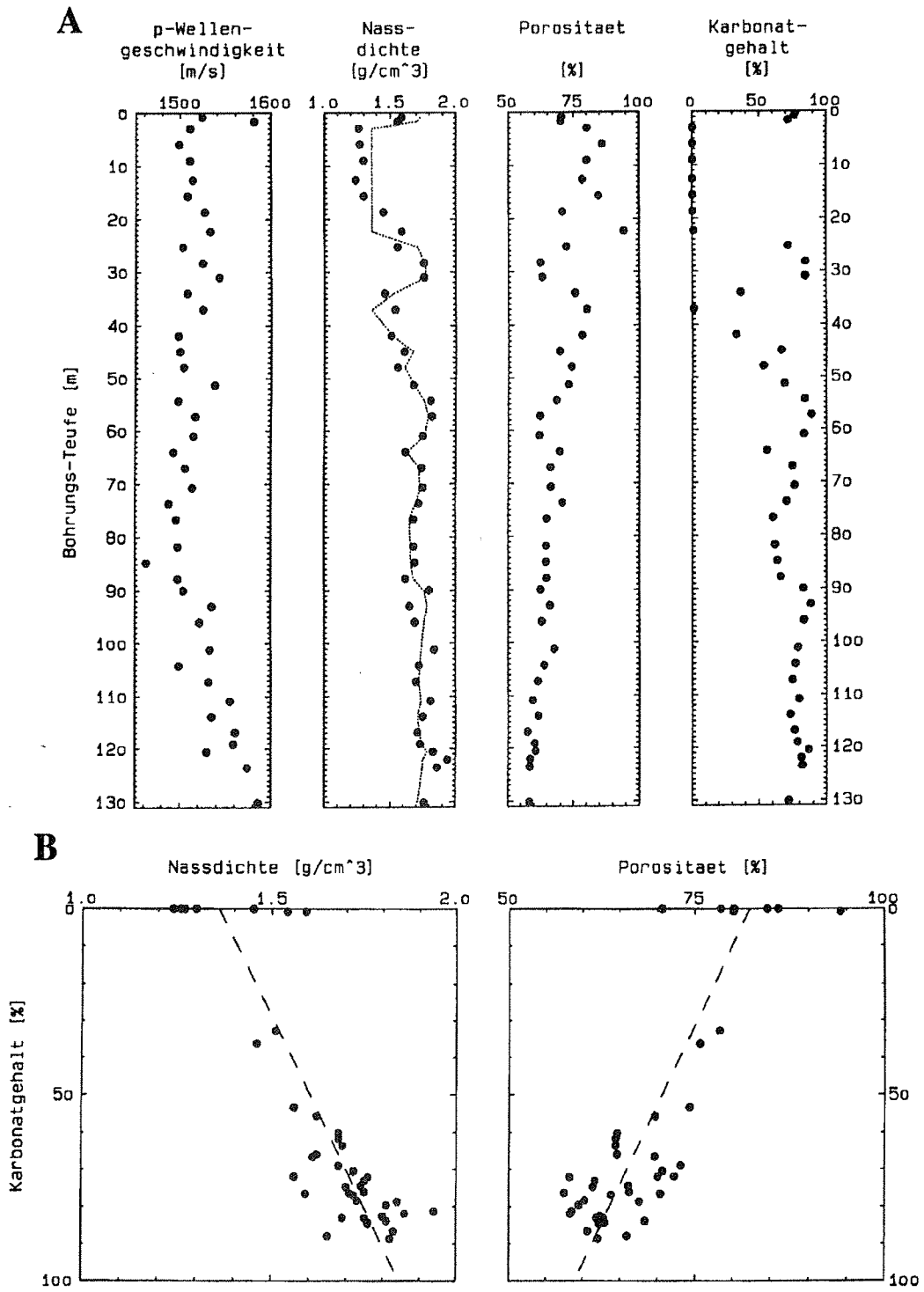


Abbildung 7-25: Sedimentphysikalische Messungen an Einzelproben der Bohrung 690B (Barker, Kennett et al., 1988). (A) Von links nach rechts: p-Wellengeschwindigkeit, Naßdichte, Porosität, Karbonatgehalt. Die gestrichelte Kurve zeigt die aus der linearisierten Beziehung zum Karbonatgehalt berechnete Naßdichtefunktion. (B) Korrelation und lineare Regression (gestrichelt) zwischen Naßdichte und Karbonatgehalt sowie Porosität und Karbonatgehalt.

Karbonatgehalt in Abbildung 7-24B über eine lineare Regression in Abhängigkeit vom Karbonatgehalt die Beziehungen für die Naßdichte ρ_c

$$\rho_c = 1.29 + 0.00531 \quad (\% CaCO_3) , \quad (r^2=0.85) \tag{7-2}$$

und für die Porosität P_c

$$P_c = 83.5 - 0.244 \quad (\% CaCO_3) , \quad (r^2=0.70) \tag{7-3}$$

Ähnliche Koeffizienten für die Beziehung der Naßdichte zum Karbonatgehalt finden auch Mayer (1979a) mit 0.00517 und Flood & Shor (1984) mit 0.0067.

Abbildung 7-25A zeigt die Indexparameter von Einzelproben aus der Bohrung 690B. Die p-Wellengeschwindigkeit zeigt anders als für Bohrung 689B ab einer Teufe von ~60 m einen näherungsweise linearen Anstieg von etwa 1.1 m/s pro Meter Teufenzunahme. Auch hier ist eine große Ähnlichkeit zwischen Naßdichte, Porosität und Karbonatgehalt zu beobachten. Die Korrelation dieser Parameter ergibt sich aus Abbildung 7-25B und liefert in Abhängigkeit vom Karbonatgehalt folgende lineare Regressionsparameter für die Naßdichte ρ_c

$$\rho_c = 1.36 + 0.00485 \quad (\% CaCO_3) , \quad (r^2=0.75) \tag{7-4}$$

und für die Porosität P_c

$$P_c = 82.3 - 0.233 \quad (\% CaCO_3) , \quad (r^2=0.72) \tag{7-5}$$

Zwar sind die Korrelationskoeffizienten etwas geringer als für Bohrung 689B, doch bestätigen die nahezu identischen Regressionskoeffizienten die Gültigkeit der Relation zwischen Karbonatgehalt und den Impedanzparametern.

Direkte Messungen der Naßdichte, wie sie für die Berechnung eines akustischen Impedanzprofils wünschenswert sind, stehen nicht in der benötigten Auflösung von weniger als der Wellenlänge des Echolotsignals (<40 cm) zur Verfügung. Zwar sind kontinuierlich an den Sedimentkernen Gamma-Absorptionsmessungen (GRAPE) mit dem Bordinstrumentarium durchgeführt worden, doch liegen diese Daten zum jetzigen Zeitpunkt nicht in einer korrigierten und aufbereiteten Form vor. Der einzige, annähernd in der geforderten Auflösung am Kern gemessene und publizierte Parameter ist der Gesamt-Karbonatgehalt (O'Connell, 1990). Deshalb werden die einfachen Beziehungen nach den Gleichungen 7-2 und 7-4 für die Abhängigkeit der Naßdichte vom Karbonatgehalt zur Berechnung der akustischen Impedanz verwendet. Einen ähnlichen Ansatz zur Modellierung mit Proxydaten, wo keine direkten hochauflösenden Messungen der Impedanzparameter vorliegen, wählen auch Flood & Shor (1984) und Mayer (1991).

Die an den 43 Datenpunkten der Indexparameter berechnete Naßdichte gibt die charakteristischen Variationen sehr genau wieder (Abb. 7-24 und 7-25). In einigen kurzen Abschnitten spiegelt die Naßdichte offensichtlich nicht alleine die Änderungen des Karbonatgehaltes wider, sondern auch Kompaktion, Korngrößenvariationen, lithologische Wechsel und möglicherweise diagenetische Prozesse.

Um Bohrkerndaten und seismische Registrierungen miteinander vergleichen zu können, werden im folgenden zwei verschiedene Teufenmaßstäbe definiert. Für die aus den Kernuntersuchungen bestimmten Meßwerte wird die Teufe innerhalb der Bohrung verwendet. Seismische Daten sind einer Zweiwegelaufzeit zugeordnet, mit der ein

Detailvergleich im Skalenbereich weniger Meter allerdings außerordentlich schwierig ist. Daher sind alle Laufzeiten für eine konstante mittlere Geschwindigkeit von 1500 m/s in die 'PS-Tiefe' umgerechnet worden. Da die mittleren Geschwindigkeiten in den Sedimenten der Bohrungen 689B und 690B ähnlich und keinen großen Schwankungen unterworfen sind (Barker, Kennett et al., 1988), werden keine gravierenden Unterschiede zwischen den Teufenskalen erwartet.

7.4.5 VERGLEICH ANALOGER UND DIGITALER ECHOLOTREGISTRIERUNGEN MIT AKUSTISCHEN IMPEDANZMODELLEN

STATIONSREGISTRIERUNG ODP SITE 689

Abbildung 7-26 zeigt einen PARASOUND-Ausschnitt bei Annäherung an die Bohrstation 689. Das Reflexionsmuster ist charakterisiert durch ein deutliches Reflexionsband am Meeresboden von etwa 4 Metern Mächtigkeit, einen starken Einzelreflektor in 15 m PS-Tiefe und eine Serie von Einsätzen zwischen 42 m bis 58 m PS-Tiefe. Diese Serie von Reflektoren setzt sich deutlich von einem transparenten Abschnitt im Hangenden ab. Zwischen 58 m und 62 m PS-Tiefe erscheint ein weiterer transparenter Abschnitt, bevor ein diffuseres Reflexionsband zwischen 62 m und 90 m PS-Tiefe mit variabler Qualität und Amplitude folgt. Zwei weitere schwache Einsätze erscheinen in 112 m und 123 m PS-Tiefe.

Im direkten Vergleich lassen sich Karbonatgehalte mit analogen und digitalen PARASOUND-Registrierungen in der Nähe der Bohrposition 689 in der gezeigten Weise gut miteinander korrelieren (Abb. 7-26). Allerdings ergibt sich daraus unter anderen die Frage nach der Position des Meeresbodensreflektors und der Ursache des starken Reflektors in 15 m PS-Tiefe. Eine hinreichende Übereinstimmung der Hauptreflektoren mit den Karbonat-Variationen läßt sich nur erreichen, wenn ein Versatz von 12 Metern zwischen dem obersten Reflektor und der scheinbaren 'Oberfläche' der Bohrung angenommen wird. Nur so fallen der karbonatreichere Abschnitt von 30 bis 45 m Teufe mit dem charakteristischen Reflexionsband von 42 bis 58 m PS-Tiefe und die transparente Zone von 15 m bis 42 m Teufe mit den homogenen Diatomeenschlämmen (0-30 m Teufe) zusammen. Außerdem korreliert nur dann der opalreiche Abschnitt von 45 m bis 49 m Teufe mit der oben beschriebenen zweiten transparenten Zone (58 m - 62 m PS-Tiefe). Die variable Sedimentzusammensetzung von 49 bis 84 m Teufe findet ihre Entsprechung in den akustischen Aufzeichnungen, während die durchweg hohen Karbonatgehalte (>80%) zwischen 84 m und 110 m Teufe mit geringen Amplituden im Seismogramm verbunden sind.

Die für eine Anpassung der beobachteten Muster notwendige Verschiebung der Tiefenskalen bestätigt die bereits während der Bohrfahrt geäußerten Vermutungen, daß die Sedimentoberfläche durch den Bohrprozeß zerstört wurde und die obersten 12 m nicht oder nur sehr unvollständig beprobt worden sind. In der PARASOUND-Sektion ist eine mehrere Meter mächtige Oberflächenschicht mit hohem Impedanzkontrast zu erkennen, die während vieler POLARSTERN-Fahrten in allen Wassertiefen von weniger als 4000 m auf der Maudkuppe beprobt und als foraminiferenreiche Karbonatlage identifiziert werden konnte (z.B. Abelmann et al., 1990; Coordes, 1990). Diese Karbonatsequenz fehlt in den Oberflächenproben aller drei Bohrungen 689A, 689B und 689C.

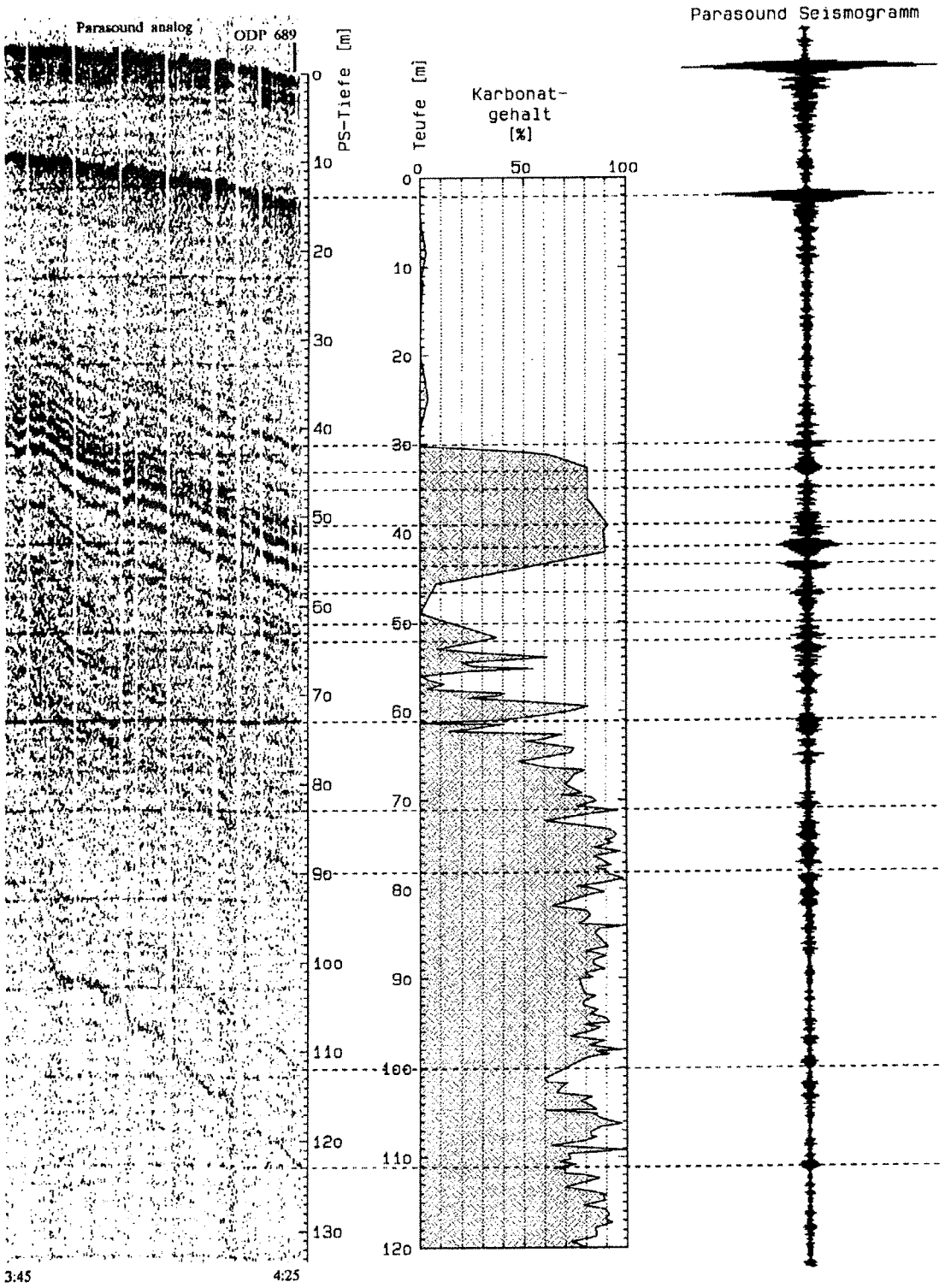


Abbildung 7-26: Vergleich der analogen PARASOUND-Registrierung beim Überlaufen der ODP Bohrposition 689 mit hochauflösenden Karbonatmessungen (O'Connell, 1990) und einem digitalen PARASOUND-Seismogramm. Gestrichelte Linien kennzeichnen identifizierte Reflektoren. Die Tiefenskalen zwischen Echolotregistrierung und Bohrung sind zur optimalen Korrelation um 12 m gegeneinander versetzt. Quellsignal für Registrierung f=4 kHz/p=4.

Einen zweiten Hinweis auf die Zerstörung der Oberfläche liefern die in den obersten Kernen der Bohrungen 689A, 689B und 689C gefundenen Fragmente von Porzellanit (Barker, Kennett et al., 1988), einer metastabilen Auskristallisation von Opal aus kieselsäurereichen Lösungen (Bohrmann et al., 1990, 1992). Sie wurden laut Kernbeschreibung in den drei Bohrungen in Teufen von 0.0-0.3 m (689A), 2.5 m (689B) und 3.4 m (689C) gefunden. Aufgrund seiner hohen Dichte von mehr als 2.0 g/cm^3 (Bohrmann, pers. Mitt.) und Geschwindigkeiten von über 2000 m/s repräsentiert das Material den weitaus größten Impedanzkontrast in den Bohrungen. Eine Porzellanitlage kann daher als Ursache für den starken Reflektor in 15 m PS-Tiefe angenommen werden. Seine Amplitude ist von gleicher Größenordnung wie der Meeresbodeneinsatz. Der Nachweis von Bruchstücken in etwa 3 m Teufe spricht ebenfalls für einen Versatz von ~12 Metern zwischen der tatsächlichen Oberfläche und der Nulltiefe der Bohrung.

SYNTHETISCHE SEISMOGRAMME ODP SITE 689

Auf der Basis des engabständigen Satzes von Karbonatwerten von O'Connell (1990) konnte ein akustisches Impedanzprofil berechnet und für die Modellierung mit synthetischen Seismogrammen verwendet werden. In Horizonten mit den größten Änderungen im Karbonatgehalt sind dementsprechend auch die größten Reflexionsamplituden zu erwarten.

Im Gegensatz zu den bisher gezeigten Beispielen akustischer Sedimentprofile an Schwereloten (vgl. Abschnitt 7.2) liegt hier der Meßpunktabstand in der gleichen Größenordnung wie die Wellenlänge des Quellsignals (20-50 cm). Der Verlauf der Impedanz zwischen den Stützstellen kann daher nicht vernachlässigt werden (vgl. Abschnitt 6.4). Wird der vorhandene Datensatz direkt in ein diskretes Schichtmodell umgesetzt und jeder Stützstelle der Reflexionskoeffizient zugeordnet, so bleiben Interferenzen in Übergangszonen und dünnen Schichten weitgehend unberücksichtigt. Um dieser Tatsache Rechnung zu tragen, wurden zur Modellierung stetige Übergänge zwischen den Meßpunkten auf ein Raster von 20 und 10 cm interpoliert. Das Erscheinungsbild der Reflektoren verändert sich deutlich bei gleichzeitiger Reduzierung der Amplitude. In Abbildung 7-27 sind die Resultate für die Standardparameter der PARASOUND-Profile (f=4.0 kHz, p=4) einem Originalseismogramm aus der Umgebung der Bohrposition (vgl. Abb. 7-26) und dem Karbonatgehalt gegenübergestellt.

Deutlich erkennbar ist der Einfluß von Gradientenzonen auf die signifikante Abnahme der Reflexionsamplituden in Relation zum Meeresbodenreflektor, der als scharfe Grenzfläche modelliert wurde. Für das enge Diskretisierungsraster von 10 cm wird die beste Übereinstimmung im Verhältnis der Reflexionsamplituden zueinander erzielt. Im Ergebnis kann festgestellt werden, daß sich die akustische Impedanz in diesen Sedimenten in der Regel nur langsam und stetig mit der Teufe ändert. Eine Diskretisierung auf ein enges Raster von 10 cm oder weniger ist also für die korrekte Modellierung unbedingt erforderlich. Nachteilig wirkt sich aber aus, daß bei großen Meßpunktabständen die Einsätze wegen der flachen Gradienten völlig verschwinden. Hier kann nur mit einer Verdichtung der Messungen eine Verbesserung erzielt werden.

Der karbonatreiche Abschnitt von 30 m bis 45 m Teufe ist nur durch wenige Meßpunkte belegt. Die Impedanzfunktion ist für einen Detailvergleich nicht adäquat. Das in den Echogrammen deutlich erkennbare und den tieferen Sequenzen ähnliche Reflexionsband läßt auf Karbonatfluktuationen entsprechender Amplitude in diesem Abschnitt schließen.

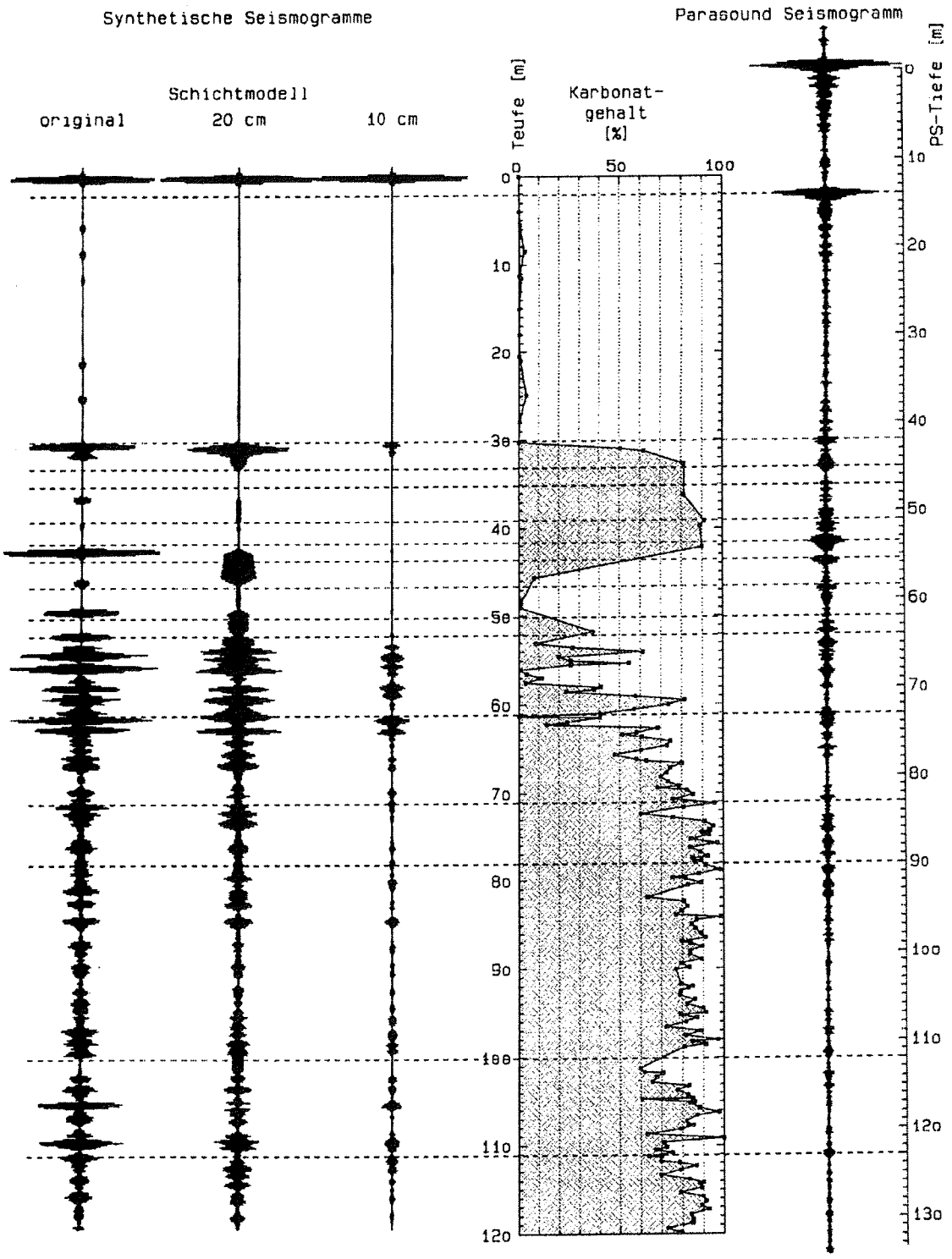


Abbildung 7-27: Vergleich eines digitalen PARASOUND-Seismogramms mit dem Karbonatgehalt und drei synthetischen Seismogrammen. Für die Modellierung wurden die Karbonatwerte zur Berechnung von Naßdichte und Impedanz verwendet. Synthetische Seismogramme für das originale Schichtmodell und nach Diskretisierung und Interpolation auf ein Raster von 20 und 10 cm Abstand (s. Text). Gestrichelte Linien kennzeichnen identifizierte Reflektoren. Die Teufenskalen sind entsprechend Abbildung 7-26 um 12 m gegeneinander verschoben. Quellsignal für Registrierung und Modell f=4 kHz/p=4.

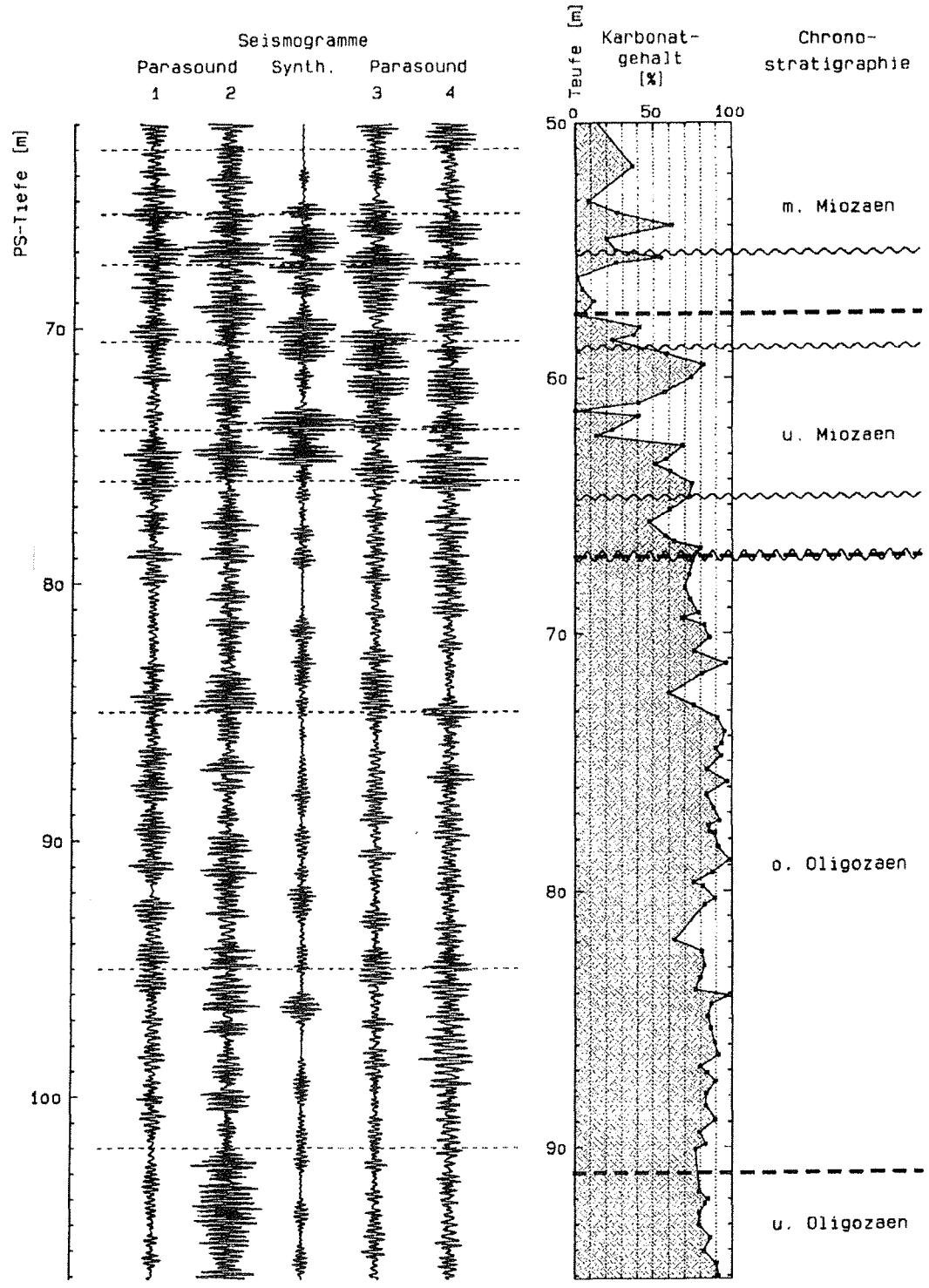


Abbildung 7-28: Vergleich von vier digitalen PARASOUND-Seismogrammen mit dem synthetischen Seismogramm für den Teufenbereich 50 bis 95 m in der Bohrung 689B. Die Karbonatkurve ist zusätzlich um die chronostratigraphischen Einheiten (dick gestrichelt) und Schichtlücken (Schlängellinien) ergänzt. Dünn gestrichelte Linien kennzeichnen identifizierte Reflektoren. Die Teufenskalen sind entsprechend Abbildung 7-26 um 12 m gegeneinander verschoben. Quellsignal für Registrierung und Modell f=4 kHz/p=4.

Für den mit Karbonatmessungen besser aufgelösten Teufenbereich >50 m gibt das synthetische Seismogramm nicht nur die Variabilität der mittleren Amplituden wieder (Abb. 7-28). Es gelingt auch die direkte Zuordnung einer Vielzahl von Reflektoren und die Einbindung in das chronostratigraphische Konzept (Gersonde et al., 1990; Spieß, 1990). Die Sequenzen des unteren und mittleren Miozän mit Schwankungen im Karbonatgehalt von über 50% sind mit höheren Reflexionsamplituden sowohl im synthetischen als auch im registrierten Seismogramm verknüpft. Mit dem Übergang zum oberen Oligozän werden die Reflektoren schwächer, so daß sie aufgrund des hohen Rauschpegels, verursacht vor allem durch ungünstige Wetterbedingungen, nicht durchgängig verfolgt werden können. Zwischen PARASOUND-Seismogramm 3 (Abb. 7-28) und dem synthetischen Seismogramm sind alle Einsätze im Detail korrelierbar. Der Teufenversatz zwischen Modell und Registrierung beträgt für dieses Einzelseismogramm nicht mehr als einen Meter. Obwohl Reflektoren in den analogen und digitalen Echogrammsektionen zumindest zeitweise deutlich erkennbar sind, erschwert die Variabilität der Daten ihren direkten Nachweis in jedem Einzelseismogramm. Mit einer systematischen Verdichtung der sedimentphysikalischen und seismischen Informationen und gegebenenfalls durch Stapelung läßt sich die Aussagekraft dieser Detailvergleiche auf einen insgesamt hohen Qualitätsstandard bringen.

STATIONSREGISTRIERUNG ODP SITE 690

In der Nähe der Bohrstation 690 wird mit dem PARASOUND-Echolot eine maximale Eindringung von ~100 Metern erreicht (Abb. 7-29). Der Analogausschnitt zeigt den Quellsignaltest für die Frequenzen 3 bis 5.5 kHz bei Pulslänge 4 und für die Einstellungen f=4 kHz und 3 kHz bei Pulslänge p=7. Die generelle Charakterisierung des Reflexionsmusters fällt ähnlich aus wie für Bohrung 689 und wird daher nicht in Einzelheiten wiederholt. Zu ergänzen ist, daß

- eine 3-4 m mächtige Karbonatlage an der Oberfläche beprobt und mit den sedimentphysikalischen Messungen erfaßt werden konnte,
- wie an Bohrstation 689 zwei silikatreiche und akustisch transparente Abschnitte gefunden wurden (3.5-24 m, 35-40 m),
- zwei Serien von Reflexionseinsätzen mit starken Karbonatfluktuationen assoziiert sind (24-35 m, 40-50 m),
- die Sedimentationsraten im Mittel etwas niedriger sind als in Bohrung 689,
- der Porzellanithorizont im Echogramm und in der Bohrung fehlt.

Bei Verlängerung des Quellsignals auf 7 Pulse (Abb. 7-29) bleibt die Eindringtiefe von ~100 m bei gleichzeitig deutlicher erkennbaren Reflektoren erhalten. In noch größeren Teufen wird jedoch unabhängig von der Systemeinstellung des Quellsignals keine Reflexionsenergie mehr empfangen. Die Interferenzeffekte nehmen mit größeren Pulslängen deutlich zu, so beispielsweise zwischen 25 und 35 m Teufe. Für f=3 kHz/p=7 erscheint in 10 m Teufe ein deutlicher Reflexionseinsatz, der bei kürzeren Signalen nur als verschmiertes Band zu erkennen ist und sich bei f=4 kHz/p=7 in eine Serie einzelner Reflektoren aufspaltet.

SYNTHETISCHE SEISMOGRAMME ODP SITE 690

Aufgrund der kürzeren Meßpunktabstände für die Karbonatgehalte über die gesamte Sedimentabfolge der Bohrung 690B erfolgt der Detailvergleich mit den synthetischen Seismogrammen in zwei Teilen für die obersten 50 m (Abb. 7-30) und das Intervall 50-100 m

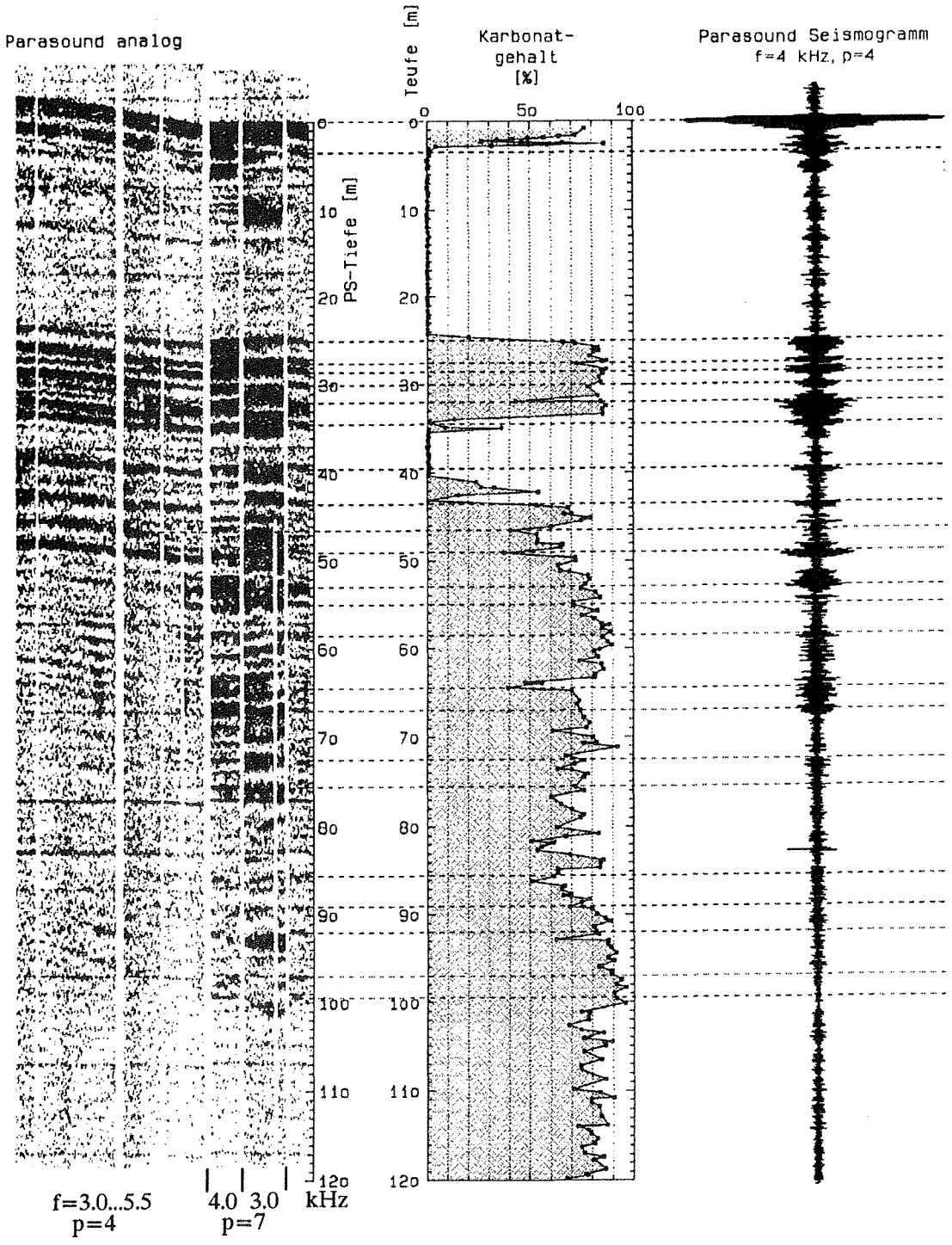


Abbildung 7-29: Vergleich der analogen PARASOUND-Registrierung auf der ODP Bohrposition 690 mit hochauflösenden Karbonatmessungen (O'Connell, 1990) und einem digitalen PARASOUND-Seismogramm für f=4 kHz/p=4. Gestrichelte Linien kennzeichnen identifizierte Reflektoren. Analogaufzeichnung aus dem Quellsignaltest für f=3..5.5 kHz/p=4, f=4 kHz/p=7, f=3 kHz/p=7 und am Ende f=4 kHz/p=4.

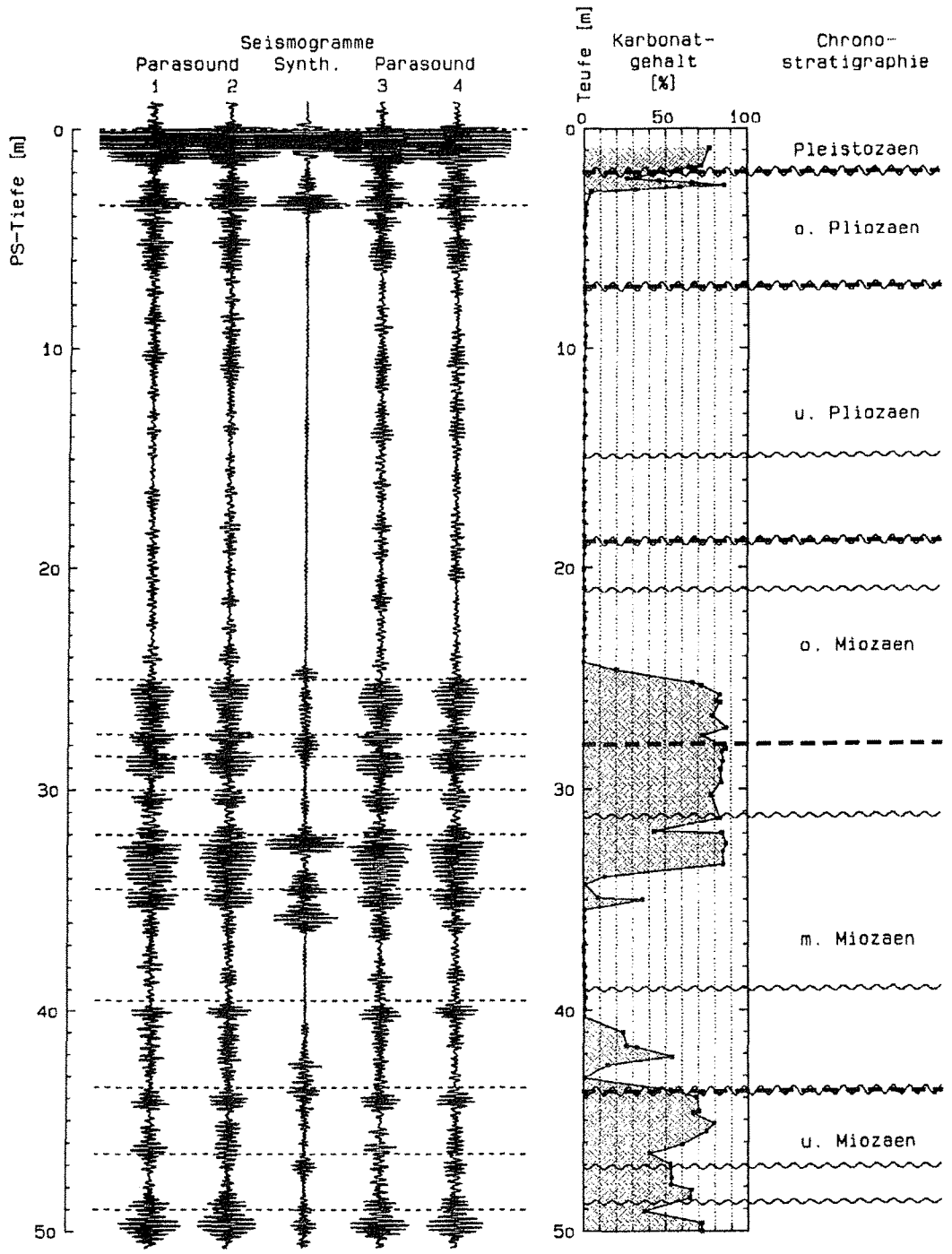


Abbildung 7-30: Vergleich von vier digitalen PARASOUND-Seismogrammen mit dem synthetischen Seismogramm für den Teufenbereich 0 bis 50 m der Bohrung 690B. Die Karbonatkurve (O'Connell, 1990) ist zusätzlich um die chronostratigraphischen Einheiten (dick gestrichelt) und Schichtlücken (Schlängellinien) ergänzt (Spieß, 1990). Dünn gestrichelte Linien kennzeichnen identifizierte Reflektoren. Quellsignal für Registrierung und Modell f=4 kHz/p=4.

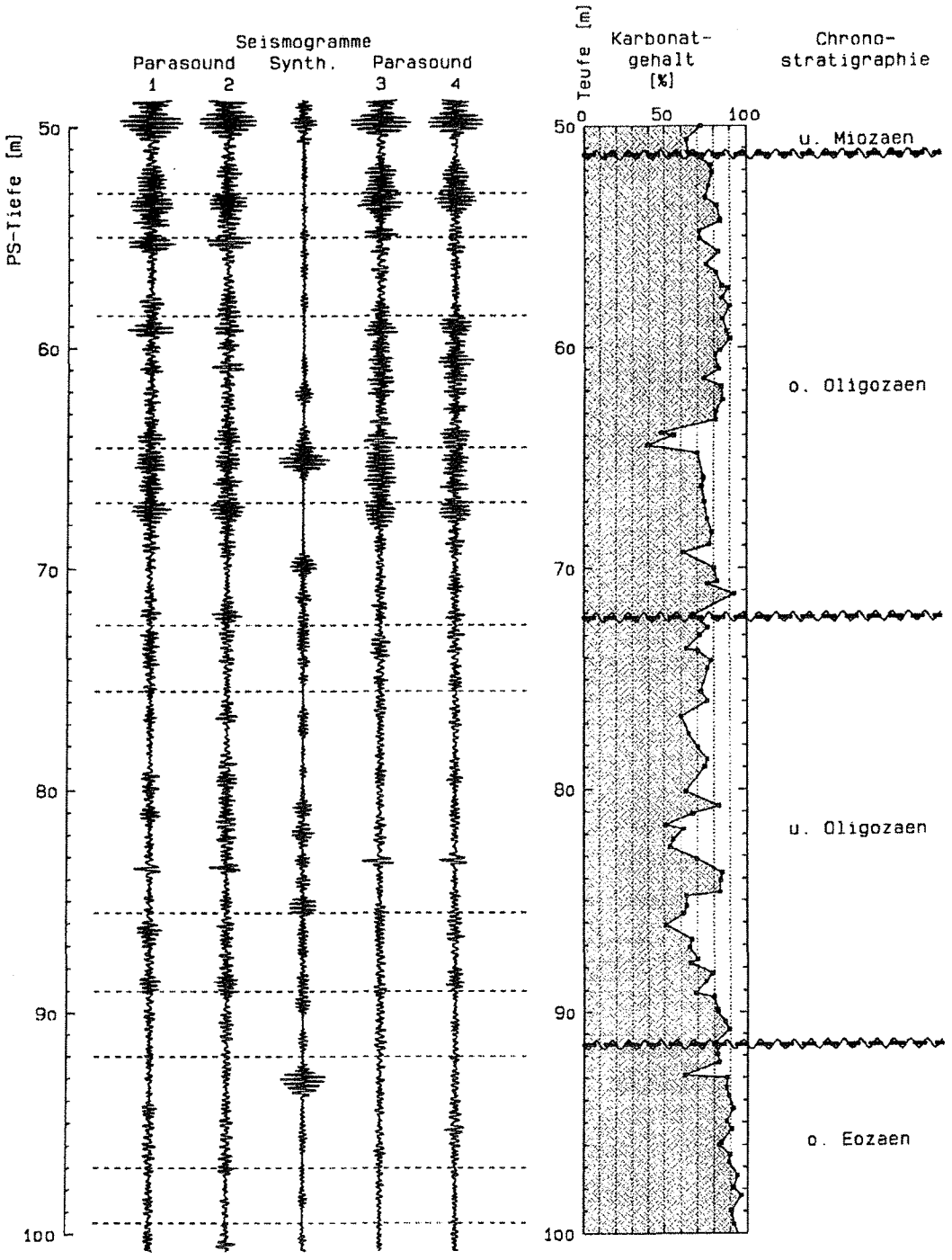


Abbildung 7-31: Vergleich von vier digitalen PARASOUND-Seismogrammen mit dem synthetischen Seismogramm für den Teufenbereich 50 bis 100 m der Bohrung 690B. Die Karbonatkurve (O'Connell, 1990) ist zusätzlich um die chronostratigraphischen Einheiten (dick gestrichelt) und Schichtlücken (Schlängellinien) ergänzt (Spieß, 1990). Der Einsatz in den digitalen Seismogrammen bei 83.5 m PS-Tiefe ist ein Störimpuls der Anlagenelektronik, Dünn gestrichelte Linien kennzeichnen identifizierte Reflektoren. Quellsignal für Registrierung und Modell f=4 kHz/p=4.

(Abb. 7-31). Durch die Einbindung der Karbonatmessungen in die Chronostratigraphie der Bohrung 690B (Spieß, 1990) lassen sich diese Ergebnisse für eine detaillierte akustostratigraphische Interpretation der Sedimente der Maudkuppe verwenden.

Die Positionen von Ober- und Unterkante der oberflächennahen Karbonatschicht werden korrekt modelliert, so daß von einer ungestörten Beprobung des Meeresbodens ausgegangen werden kann. Die Unterkante kann als stratigraphischer Leitreflektor für die Pliozän/Pleistozän-Grenze und den Beginn der Karbonatakkumulation im oberen Pliozän verwendet werden.

Innerhalb der silikatreichen Zone bis 24 m Teufe sind die Sedimente nahezu karbonatfrei. Daher erscheinen im synthetischen Seismogramm keine Reflektoren. Die in den Registrierungen in diesem Abschnitt beobachteten größeren Reflexionsamplituden deuten jedoch auf deutlichere Impedanzänderungen hin, wie an den Reflektoren in 5 m, 7-11 m und 15 m PS-Tiefe zu erkennen ist. Sie müssen auf Dichteschwankungen innerhalb der hochreinen biogenen Opalsedimente zurückgeführt werden. Als mögliche Ursache kommen Variationen in der Vergesellschaftung von Diatomeen und Radiolarien in Betracht. Ein weitverbreitetes Phänomen ist das Auftreten der wärmeliebenden Diatomeenart *Ethmodiscus Rex* in Sedimenten der südlichen Ozeane (Abelmann et al., 1990). Diese Art zeichnet sich durch ihre außergewöhnliche Größe aus. Bildet sie einen größeren Anteil am Gesamtsediment, so resultiert daraus eine entsprechende Abnahme der Porosität und eine Impedanzänderung. Sie wird in einem Zeitraum zwischen 4.0 und 3.8 Ma im antarktischen Ozean beobachtet (Abelmann et al., 1990). In der Bohrung ist *Ethmodiscus rex* in einer Teufe von ~10 m dokumentiert (Gersonde & Burckle, 1990). Dort werden im PARASOUND-Echogramm mehrere Reflektoren beobachtet.

Als seismischer Leithorizont erscheint der Wechsel von Karbonat- zur Opalsedimentation im oberen Miozän bei 24 m Teufe. Zwischen dem mittleren und oberen Miozän erzeugen die Fluktuationen im Karbonatgehalt ein markantes Reflexionsband, das an der Basis abrupt von einer zweiten, akustisch transparenten Zone opalreicher Sedimente abgelöst wird. Beide Ereignisse werden nach derzeitigem Kenntnisstand nicht mit Schichtlücken in Verbindung gebracht und können daher für eine chronostratigraphische Interpretation verwendet werden.

Wechsellagerungen von Karbonat und Silikat folgen unterhalb von 40 m Teufe. Die Übergangszonen dieser lithologischen Wechsel bewirken kohärente Reflexionseinsätze größerer Amplitude. Bis in 50 m PS-Tiefe sind sie in den Echogrammen klar zu erkennen. Eine Vielzahl von Schichtlücken im unteren Miozän erschwert ihre direkte zeitliche Einordnung.

Unterhalb von 50 m PS-Tiefe lassen sich deutliche seismische Einsätze nur abschnittweise identifizieren. Sie fallen mit einer karbonatreichen Sequenz im oberen Oligozän zusammen. Ab 68 m PS-Tiefe wird eine signifikante Abnahme der mittleren Amplitude beobachtet. Es ist zu vermuten, daß die hohen Amplituden bis 68 m PS-Tiefe durch Interferenz erzeugt werden. Gleichzeitig nimmt in ~68 m Teufe die Sedimentationsrate von 1.2 cm/1000 Jahre im unteren Oligozän auf 0.6 cm/1000 Jahre im oberen Oligozän ab (Spieß, 1990). Wie sich Änderungen in der Sedimentationsrate grundsätzlich auswirken können, ist in Abschnitt 6.4 ausführlich anhand klimatisch gesteuerter Impedanzvariationen diskutiert worden. Generell gilt, daß bei höheren Sedimentationsraten die

Reflexionsamplituden abnehmen, da der Gradient der Impedanz kleiner wird. Dieser Zusammenhang kann auch hier als Erklärung herangezogen werden.

Mit zunehmender Teufe wird die akustostratigraphische Einordnung wegen der geringeren Reflexionsamplituden immer schwieriger. Eine vorläufige Korrelation einiger stärkerer Reflektoren deutet auf einen zunehmenden Versatz zwischen Modell und Registrierung, der zwischen 50 m und 97 m auf einen Betrag von etwa 4 m anwächst. Allerdings muß diese Beobachtung erst noch an weiteren Analysen des vollständigen Quellsignaltests bestätigt werden.

Der Übergang zu niedrigeren Reflexionsamplituden ist mit dem Karbonatminimum im oberen Oligozän in 65 m Teufe (67 m PS-Tiefe) verbunden. Darunter folgen Einsätze bei 86 bis 92 m PS-Tiefe aus dem unteren Oligozän, während die beiden letzten identifizierbaren Reflektoren bei 97 und 100 m PS-Tiefe (vgl. Abb. 7-29) das obere Eozän und die Schichtlücke an der Eozän/Oligozän-Grenze markieren. Eine Erklärung für das Ausbleiben weiterer Echos aus größerer Teufe kann zur Zeit noch nicht gegeben werden. Mögliche Ursachen sind:

- Absorption;
- Geringe Änderungen im Karbonatgehalt (>90%) mit niedrigeren Reflexionskoeffizienten in breiten Gradientenzonen;
- Höherer Verfestigungsgrad (relatives Maximum der Scherfestigkeit bei ~100 m (Barker, Kennett et al., 1988);
- Homogenisierung der Sedimente durch diagenetische Prozesse, Kompaktion und Entwässerung;
- Mikrotopographie der reflektierenden Flächen führt zu stärkerer Streuung.

7.4.6 PARASOUND VERMESSUNG IN DER UMGEBUNG DER ODP SITES 689 UND 690

Während der POLARSTERN-Expedition ANT VIII/6 sind die ODP Bohrpositionen 689 und 690 auf mehreren PARASOUND-Profilen detailliert vermessen worden. Die Echogramme liegen sowohl in analoger als auch in digitaler Form vor. Um die Analogaufzeichnungen verwenden zu können, wurden sie mit einem digitalen Bildverarbeitungsprogramm und einem Scanner in einen Computer eingelesen, anschließend in Entfernungs- und Teufenachse unterschiedlich skaliert und wieder zusammengefügt. Mit einer extremen Stauchung der Entfernungsachse sind die mehrere Meter langen Aufzeichnungen eines einzelnen Profils in einem allerdings sehr zeitaufwendigen Prozeß auf ein publizierbares Format komprimiert worden.

Die Aufzeichnungslänge der analogen wie der digitalen Daten entspricht einer PS-Tiefe von 200 Metern (≈266 ms). Der mittlere Seismogrammabstand liegt bei etwa 5 Sekunden bei durchschnittlichen Schiffsgeschwindigkeiten von 6 Knoten (ODP Site 689) und 9 Knoten (ODP Site 690). Ein Zeitabstand von 10 Minuten entspricht also Entfernungen von 1.8 km und 2.4 km, eine Stunde Entfernungen von 11 km und 16.6 km. Beim Überlaufen der Bohrpositionen wurde die Geschwindigkeit reduziert (3 Knoten auf ODP Site 689, 5 Knoten auf ODP Site 690).

Auf den Profilfahrten wurde das Echolot in der Standardeinstellung Frequenz f=4 kHz/Pulsläge p=4 betrieben. Nur in unmittelbarer Nähe der Bohrpositionen ist davon

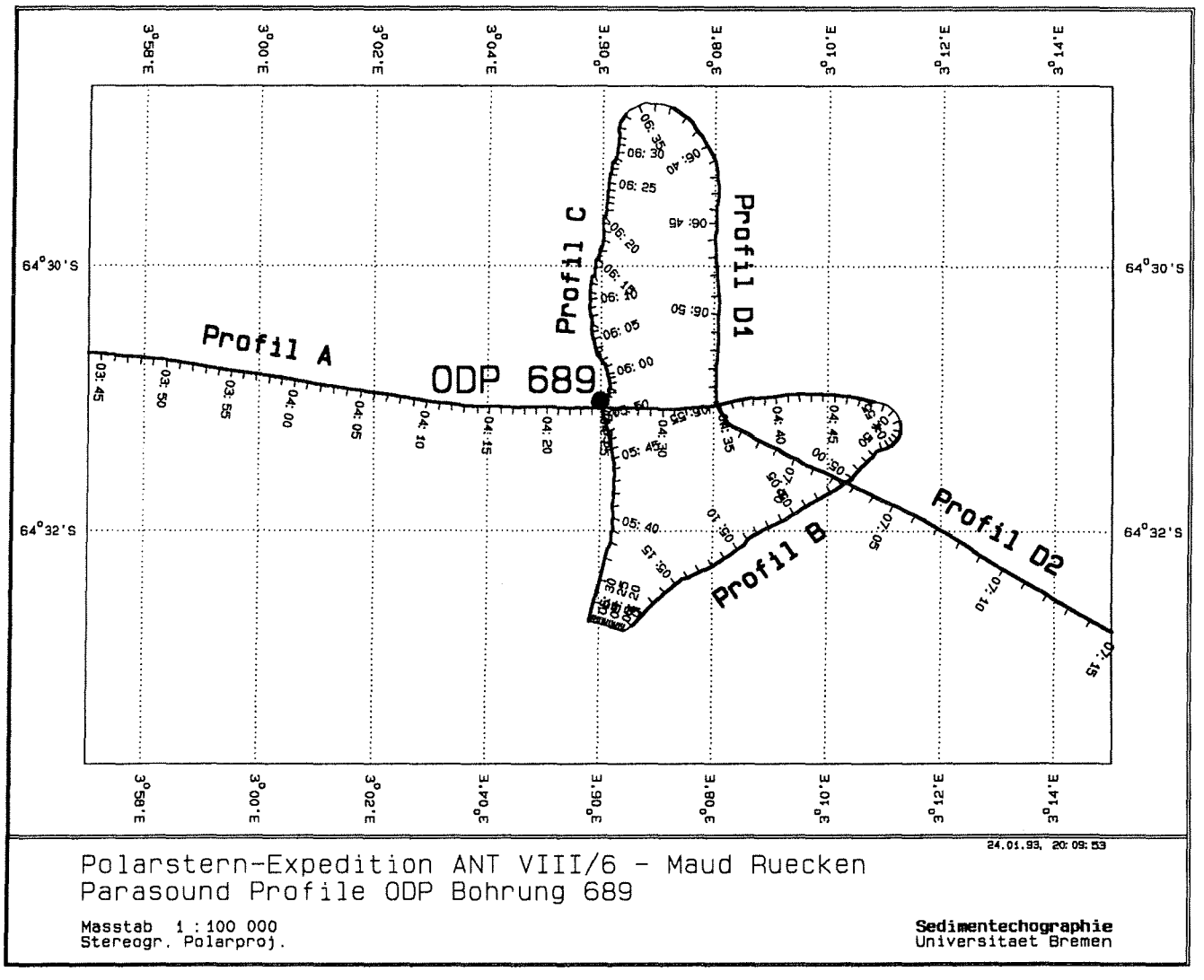


Abbildung 7-32: Profilverlauf der PARASOUND-Vermessung in der Umgebung der ODP Bohrstation 689 auf der Maudkuppe. Die Kurslinie ist jede Minute markiert und alle 5 Minuten mit der Meßzeit versehen.

kurzzeitig abgewichen worden. Während für ODP Site 690 ein vollständiger Quellsignaltest vorliegt, mußte für ODP Site 689 wegen ungünstigster Wetterbedingungen darauf verzichtet werden. Dementsprechend ist die Datenqualität für Bohrposition 689 geringer einzuschätzen als für Bohrposition 690.

ODP SITE 689

Um eine Vorstellung über die räumliche Variation der Sedimentmächtigkeiten und dominierenden Strukturelemente zu erhalten, wurde ein Kreuzprofil über die Bohrposition

gelegt (Abb. 7-32). Das analoge PARASOUND-Profil (Abb. 7-33a,b) zeigt wie auch das 3.5 kHz-Profil UB Maud-3 (Abb. 7-19) eine außergewöhnlich hohe Eindringung mit einer charakteristischen Abfolge von Reflexionsserien und transparenten Zonen. Die größten Sedimentmächtigkeiten werden im Zentrum des Beckens in der Nähe der Bohrung beobachtet (Profil A, D). Zu den Rändern wird das akustische, vermutlich vulkanische Basement sichtbar, das durch eine kleinräumig unregelmäßige Topographie mit diffusem Oberflächenreflektor gekennzeichnet ist. Die oberste, nahezu transparente Sedimentserie von 40 m Mächtigkeit wird lediglich von einem allerdings sehr starken Reflektor bei 15 m unterbrochen. Deutlichere Einsätze beginnen ab etwa 50 m als ein charakteristisches Band von Reflektoren, das sich in allen Echolotprofilen der Maudkuppe wiederfindet. Unmittelbar darunter (59 m) liegt eine nur am Beginn von Profil A durch auskeilende Schichtgrenzen deutlicher erkennbare Erosionsfläche. Die Amplitudenabnahme mit der Teufe, aber auch die wetterbedingte Einschränkung der Datenqualität, lassen das Reflexionsmuster zwischen 64 m und 123 m diffus erscheinen.

Obwohl der Frequenzgehalt der PARASOUND-Messungen sich nicht wesentlich von dem des 3.5 kHz Profils unterscheidet, zeigen sich gegenüber Abbildungen 7-19 und 7-23 deutliche Unterschiede in der Auflösung und Eindringtiefe der Echolotsignale. Die Hauptursache ist in der Länge des Quellsignals zu suchen, die mit 4 ms für die 3.5 kHz Sektion viermal so groß ist wie für das PARASOUND-Profil (4 Schwingungen = 1 ms).

Obwohl an der Bohrposition zahlreiche Schichtlücken von zum Teil erheblicher zeitlicher Ausdehnung identifiziert werden konnten, sind diese Grenzflächen selbst mit hochauflösenden Echoloten kaum nachweisbar. Erosionsvorgänge haben in diesem Sedimentationsbecken nicht zur Ausbildung sichtbarer Diskordanzen geführt. Eine Vorerkundung der Bohrlokation mit akustischen Methoden würde also ähnlich den Ergebnissen der seismischen Profilmessungen eine weitgehend ungestörte und kontinuierliche Sedimentabfolge erwarten lassen. Der in den digitalen PARASOUND-Daten aufgrund seiner außergewöhnlichen Reflexionsamplitude leicht identifizierbare Porzellanithorizont ist in der weiteren Umgebung der Bohrung nachweisbar. Mit einem jetzt verfügbaren hochauflösenden akustischen Datensatz hätten daher die Schwierigkeiten bei der Beprobung der karbonatreichen Oberflächenschicht und der Porzellanitlage an der Bohrposition 689 weitgehend vermieden werden können.

ODP SITE 690

In der Umgebung der Bohrposition 690 konnte während der POLARSTERN-Expedition ANT VIII/6 ein größeres Areal mit dem PARASOUND-Echolot vermessen werden (Abb. 7-34). Sechs analoge Profilausschnitte sind in Abbildung 7-35 (A-F) dargestellt. Profil A enthält den etwa 30 minütigen Quellsignaltest, der bei ruhendem Schiff durchgeführt wurde. Generell sind die beobachteten Reflexionsmuster auf allen Profilen ähnlich und lassen sich mit Bezug auf die Interpretation der Stationsdaten (Abb. 7-29 bis 7-31) leicht in ein akustostratigraphisches Konzept integrieren. Die im Vergleich zu Position 689 erheblich stärkere topographische Variation von mehr als 300 Metern bedingt einen komplexen Sedimentationsraum, in dem größere Variationen in der Sedimentmächtigkeit, beim Umfließen eines benachbarten *Seamounts* entstandene Auskolkungsstrukturen (Bohrmann et al., 1992) und markante Diskordanzen beobachtet werden.

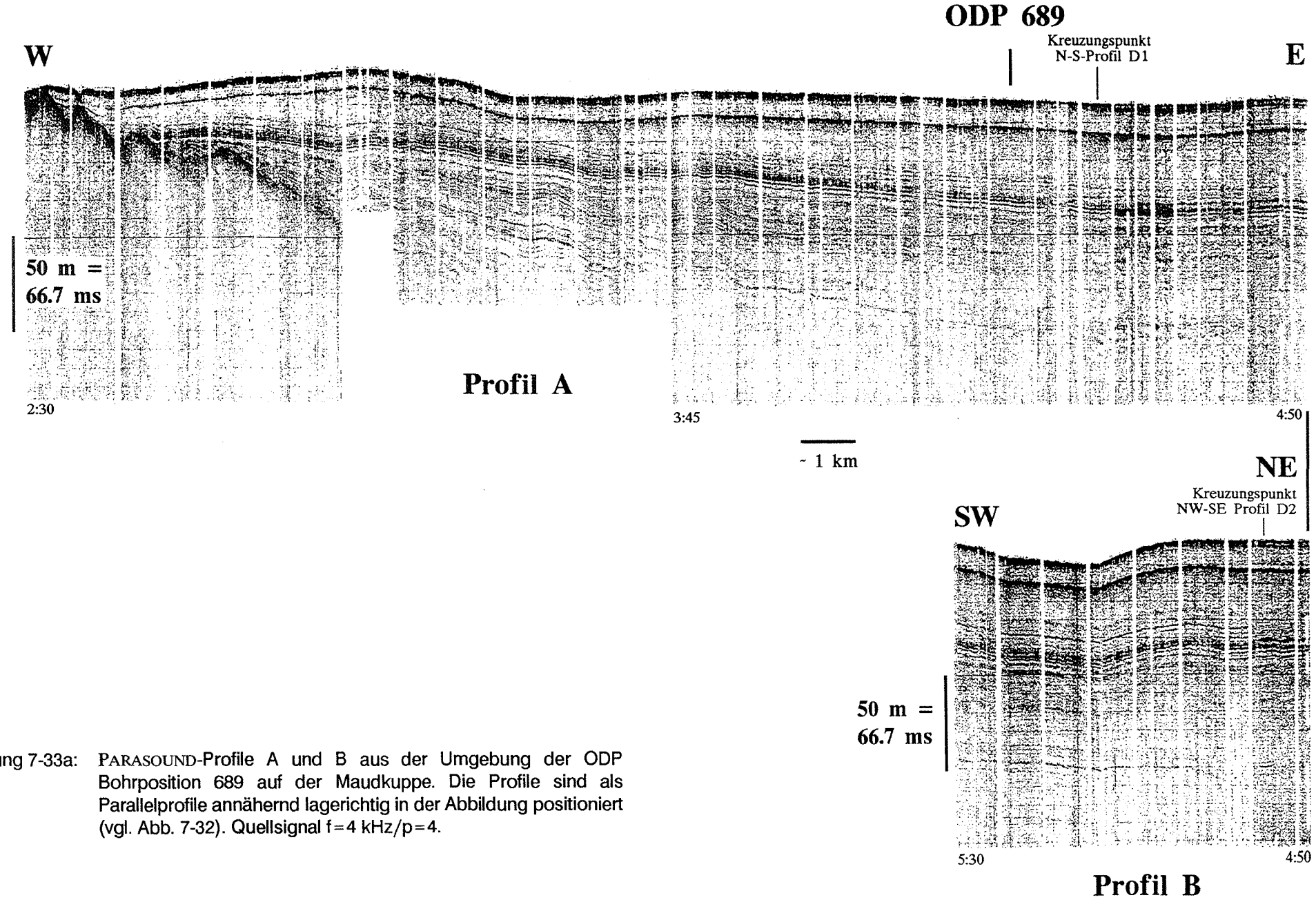


Abbildung 7-33a: PARASOUND-Profile A und B aus der Umgebung der ODP Bohrposition 689 auf der Maudkuppe. Die Profile sind als Parallelprofile annähernd lagerichtig in der Abbildung positioniert (vgl. Abb. 7-32). Quellsignal f=4 kHz/p=4.

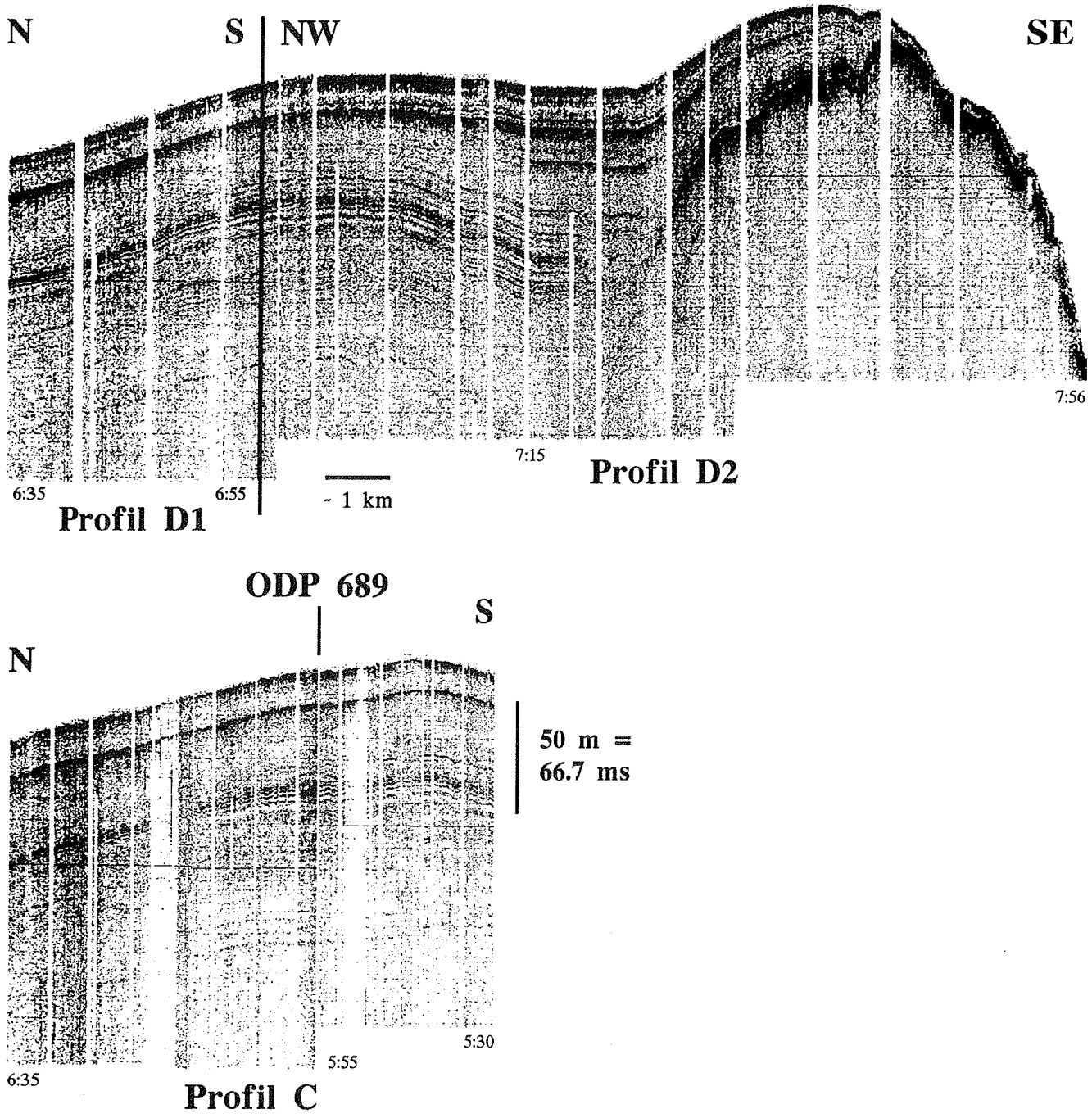


Abbildung 7-33b: PARASOUND-Profile aus der Umgebung der ODP Bohrposition 689 auf der Maudkuppe (Fortsetzung). Die Profile C und D1 sind annähernd lagerichtig in der Abbildung positioniert (vgl. Abb. 7-32). Profilknick zwischen den Profilstücken D1 und D2. Quellsignal f=4 kHz/p=4.

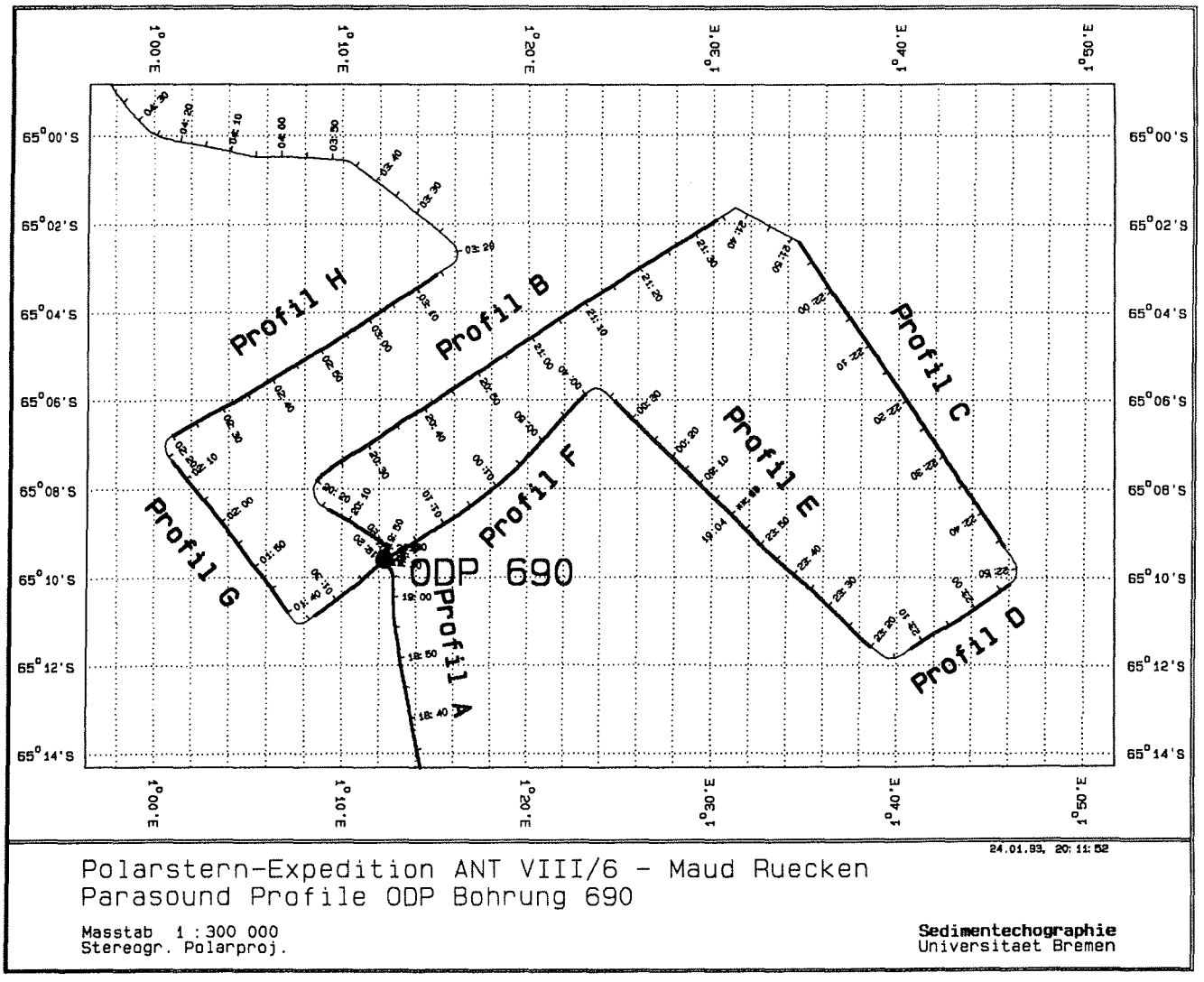


Abbildung 7-34: Profilverlauf der PARASOUND-Vermessung in der Umgebung der ODP Bohrstation 690 auf der Maudkuppe. Die Kurslinie ist alle 5 Minuten markiert und alle 10 Minuten mit der Meßzeit versehen.

Der Verlauf einer deutlich erkennbaren Erosionsfläche kann im gesamten Areal eindeutig nachgewiesen werden. Sie trennt gleichmäßig abgelagerte, jüngere Sedimente von diskordant abgeschnittenen, älteren Sedimentserien mit einer ausgeprägt welligen Struktur. Je nach Position innerhalb des Ablagerungsraumes variieren die stratigraphisch erfaßbaren Intervalle erheblich. Die interne Mikrotopographie weist abschnittsweise Wellenlängen von wenigen hundert Metern und eine Teufenvariation von mehreren Metern auf. Sie kann die Ursache für das ungleichmäßige Reflexionsmuster sein, das in den seismischen Profilen beobachtet wurde (Abb. 7-18). Mit der Seismik war es allerdings nicht möglich, die Ursache

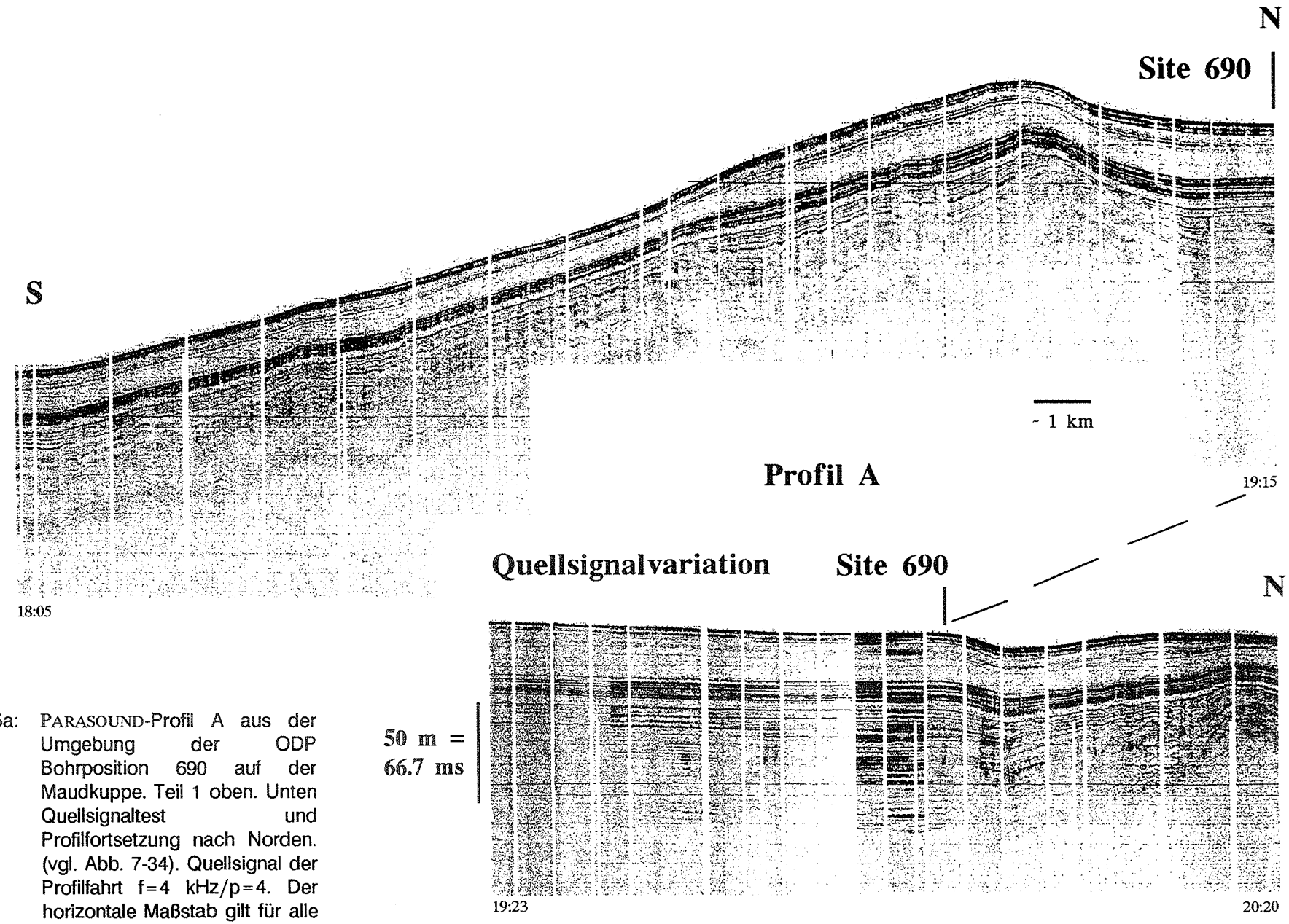
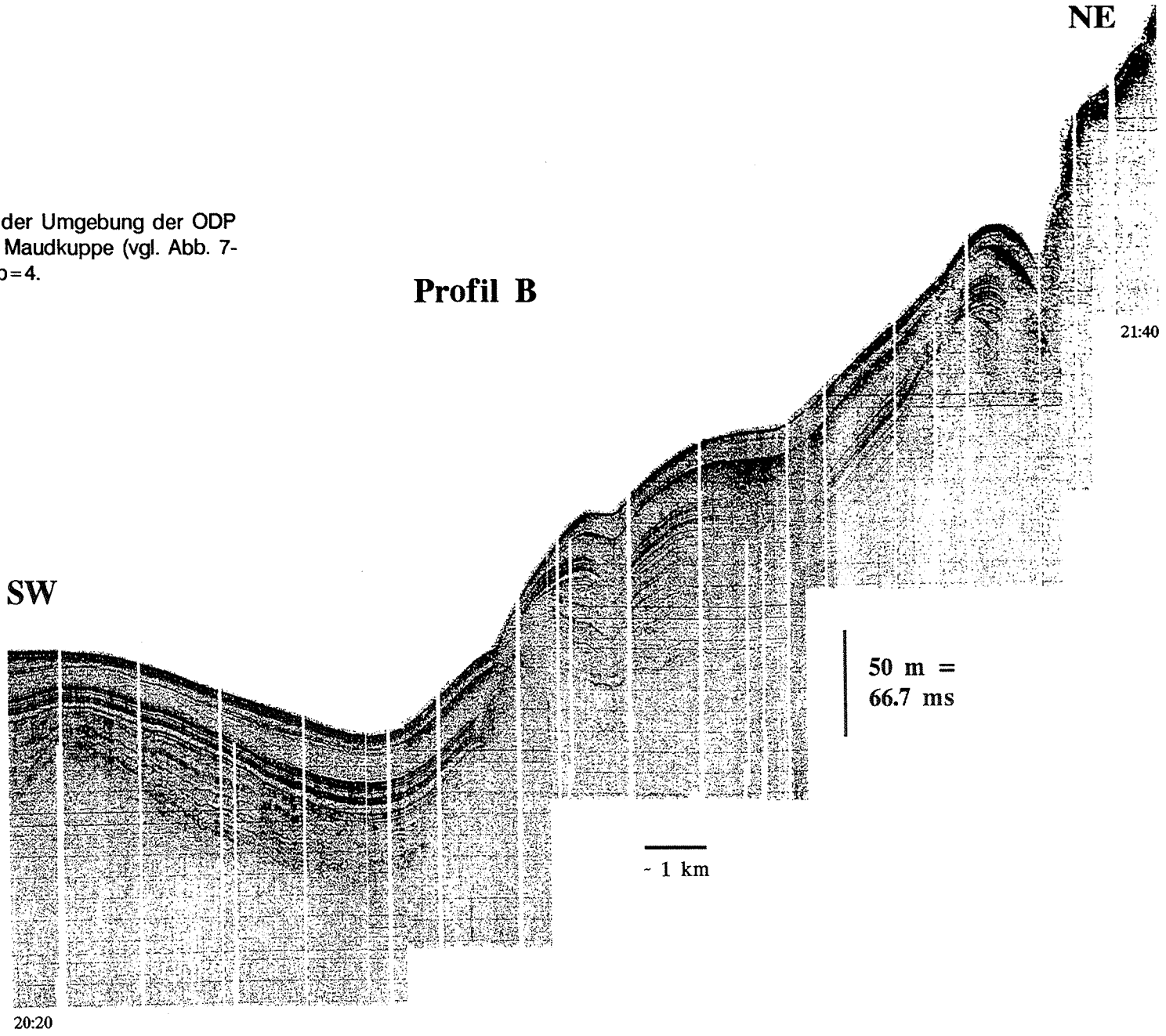


Abbildung 7-35a: PARASOUND-Profil A aus der Umgebung der ODP Bohrposition 690 auf der Maudkuppe. Teil 1 oben. Unten Quellsignaltest und Profilfortsetzung nach Norden. (vgl. Abb. 7-34). Quellsignal der Profilfahrt f=4 kHz/p=4. Der horizontale Maßstab gilt für alle Profilstücke außer für den Quellsignaltest.

Abbildung 7-35b: PARASOUND-Profil B aus der Umgebung der ODP Bohrposition 690 auf der Maudkuppe (vgl. Abb. 7-34). Quellsignal f=4 kHz/p=4.



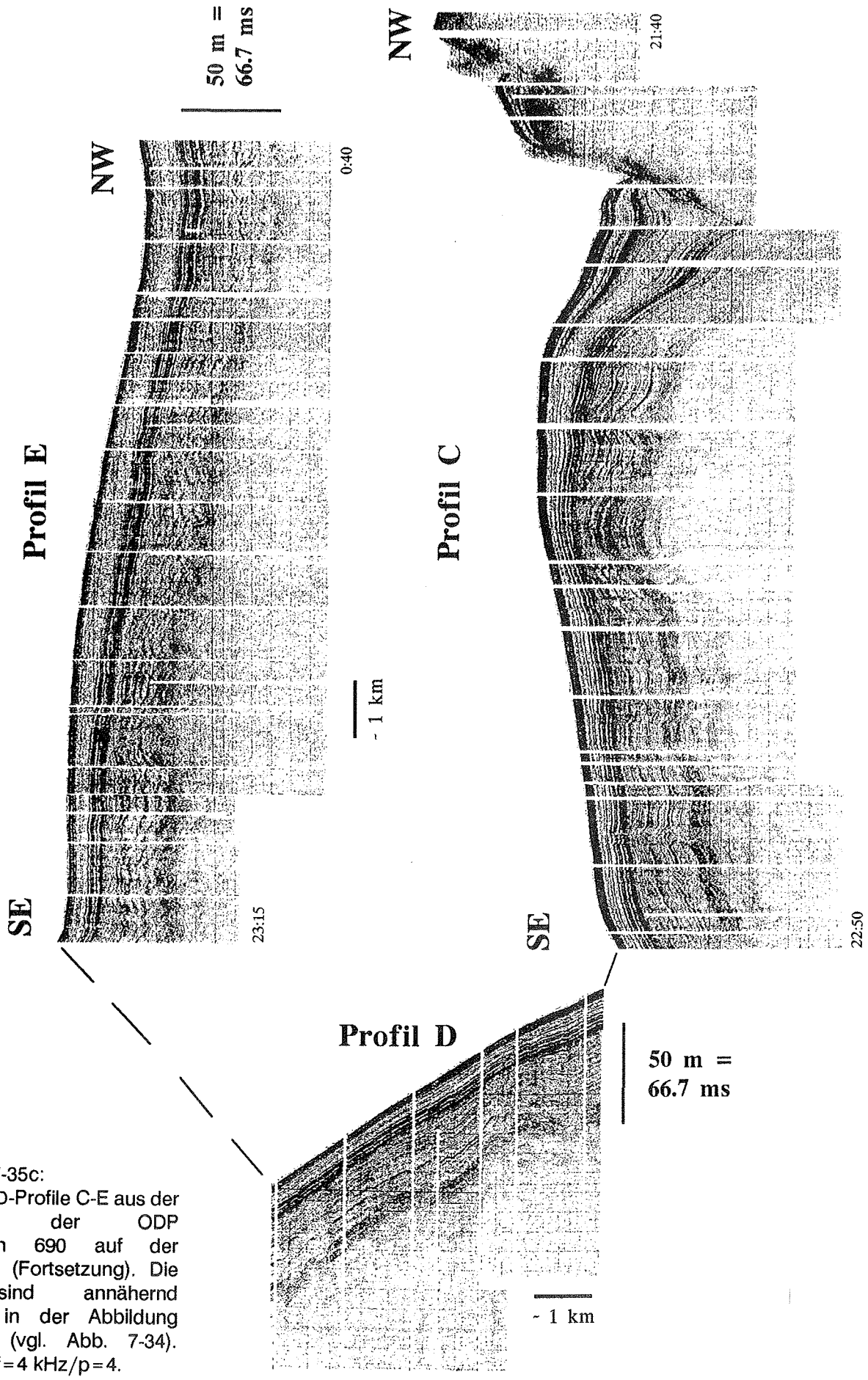
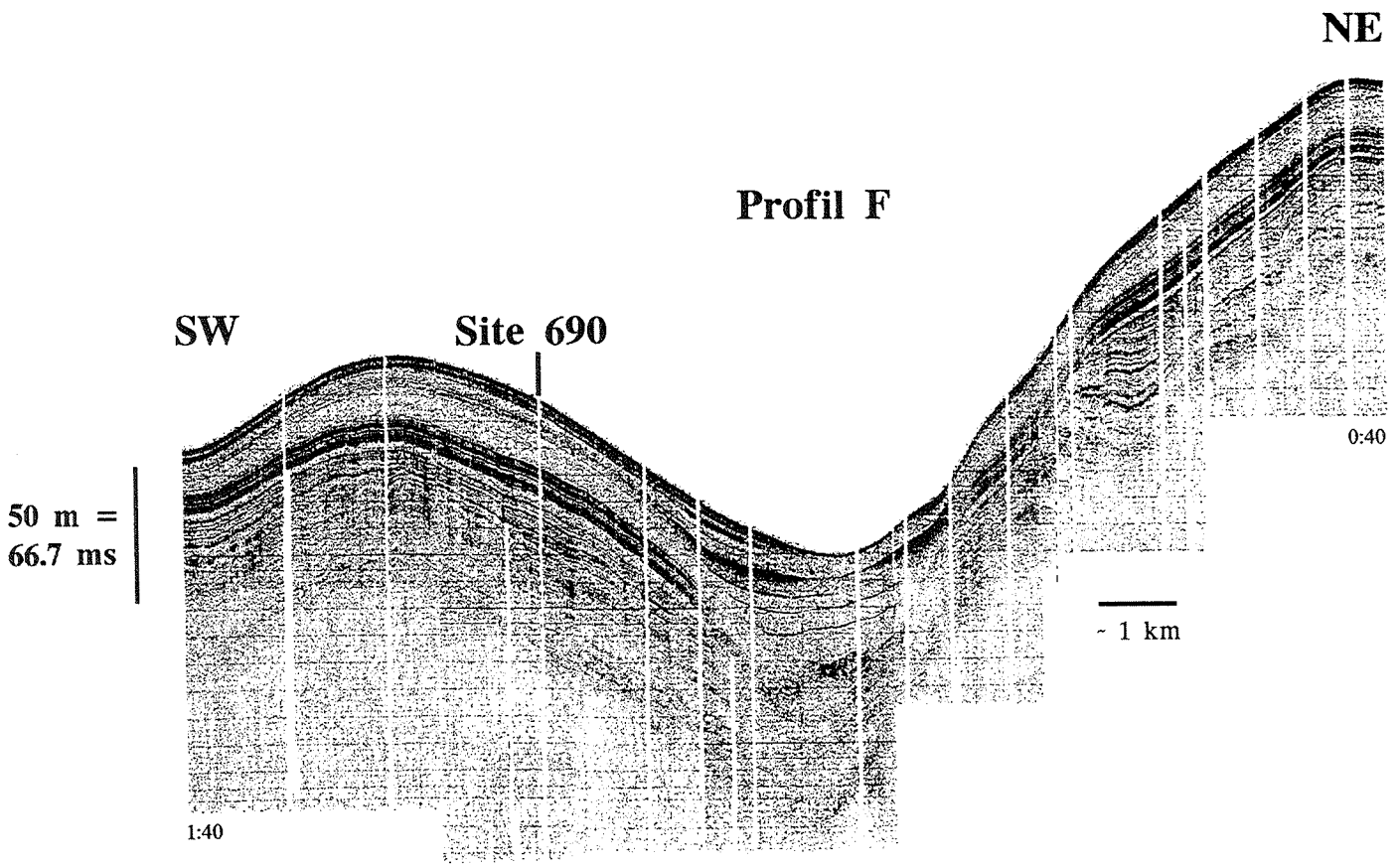


Abbildung 7-35c:
PARASOUND-Profile C-E aus der Umgebung der ODP Bohrposition 690 auf der Maudkuppe (Fortsetzung). Die Profile sind annähernd lagerichtig in der Abbildung positioniert (vgl. Abb. 7-34). Quellsignal f=4 kHz/p=4.

Abbildung 7-35d: PARASOUND-Profil F aus der Umgebung der ODP Bohrposition 690 auf der Maudkuppe (vgl. Abb. 7-34). Quellsignal f=4 kHz/p=4.



für die unterbrochenen Reflexionshorizonte zu ergründen. Die Untersuchungen an der Bohrposition 690 weisen zwar im Prinzip auch in den älteren Serien eine Schichtung der Sedimente nach, doch ist gleichzeitig eine erhebliche lokale Variabilität der Strukturen (Welligkeit) zu beobachten. Störungen bei der Ablagerung oder postsedimentäre Überprägung dieser Abschnitte sind daher nicht auszuschließen. Eine exakte Erklärung dieser Beobachtungen und ihre Verknüpfung mit regionalen Vorstellungen über Sedimentationsprozesse und paläozeanographische Veränderungen kann in dieser Phase der laufenden Untersuchungen noch nicht gegeben werden. Zusammenfassend ist festzustellen:

- Seit dem Miozän erfolgte eine weitgehend ungestörte Sedimentation eines etwa 40 m mächtigen Schichtpaketes. In den Bohrungen nachgewiesene Schichtlücken sind akustisch nicht eindeutig nachweisbar. Die opalreichen, akustisch transparenten Sedimente im Pliozän und oberen Miozän wurden an der Pleistozän/Pliozän-Grenze von einer foraminiferenreichen Karbonatschicht abgelöst.

- Die Diskordanz in 40 m Teufe markiert eine extreme Erosionsphase im Untersuchungsgebiet, bei der Sedimente des unteren Miozän und oberen Oligozän erodiert wurden. Die unterliegende Morphologie in den vormiozänen Sedimenten ist stärker gegliedert als die rezente Sedimentoberfläche. Sie könnte durch eine rauhe Basementtopographie im Untergrund verursacht sein, wie sie am Beginn des Profils A zur Bohrung 689 mit dem Echolot erfaßt wurde (Abb. 7-33a).

- Die Mikrotopographie der vormiozänen Sedimente könnte alternativ ein Hinweis auf verstärkte Strömungsaktivitäten sein, die einerseits zur Ausbildung von Sedimentwellen und/oder Konturiten führten oder aber Instabilitäten in den Sedimentpaketen und Rutschprozesse verursachten.

Digitale Parasound-Profile in der Umgebung von ODP Site 690

Der entscheidende Vorteil bei der Arbeit mit digitalen seismischen Daten besteht in der Archivierungsmöglichkeit, die eine wiederholte Abspielung in beliebigen Maßstäben und eine gezielte Bearbeitung der Daten ermöglicht. Digitale Abspielungen der Profile A, C und E in der Nähe der Bohrposition 690 werden als Beispiele für diese Möglichkeiten der Profilanalyse, des Prozessing und der graphischen Aufbereitung digitaler Echolotdaten gezeigt.

Abbildung 7-36 zeigt Profile A, C und E nach Bearbeitung mit dem Korrelationsfilter (Schwellwert 0.50, Potenz 2). An der Abbildung der oberflächennahen Karbonatschicht in der digitalen Echolotsektion ist erkennbar, daß die Strukturauflösung im Meterbereich liegt. Auch schwache Einsätze innerhalb der transparenten, opalreichen Abfolgen des oberen Miozän und Pliozän sind deutlich über große Entfernungen zu verfolgen. Gegenüber den Analogaufzeichnungen, die für sich bereits eine hohe Qualität erreicht haben, ist hier abschnittsweise noch einmal eine Verbesserung erreicht worden. Das gilt besonders für die Teufenbereiche unterhalb der diskordanten Erosionsfläche. Dort kann mit dem digitalen Prozessing die Feinstruktur deutlicher herausgearbeitet werden. Mit zunehmender Teufe wird dann aber auch hier die Reflexionsenergie über eine breites Band auseinandergezogen.

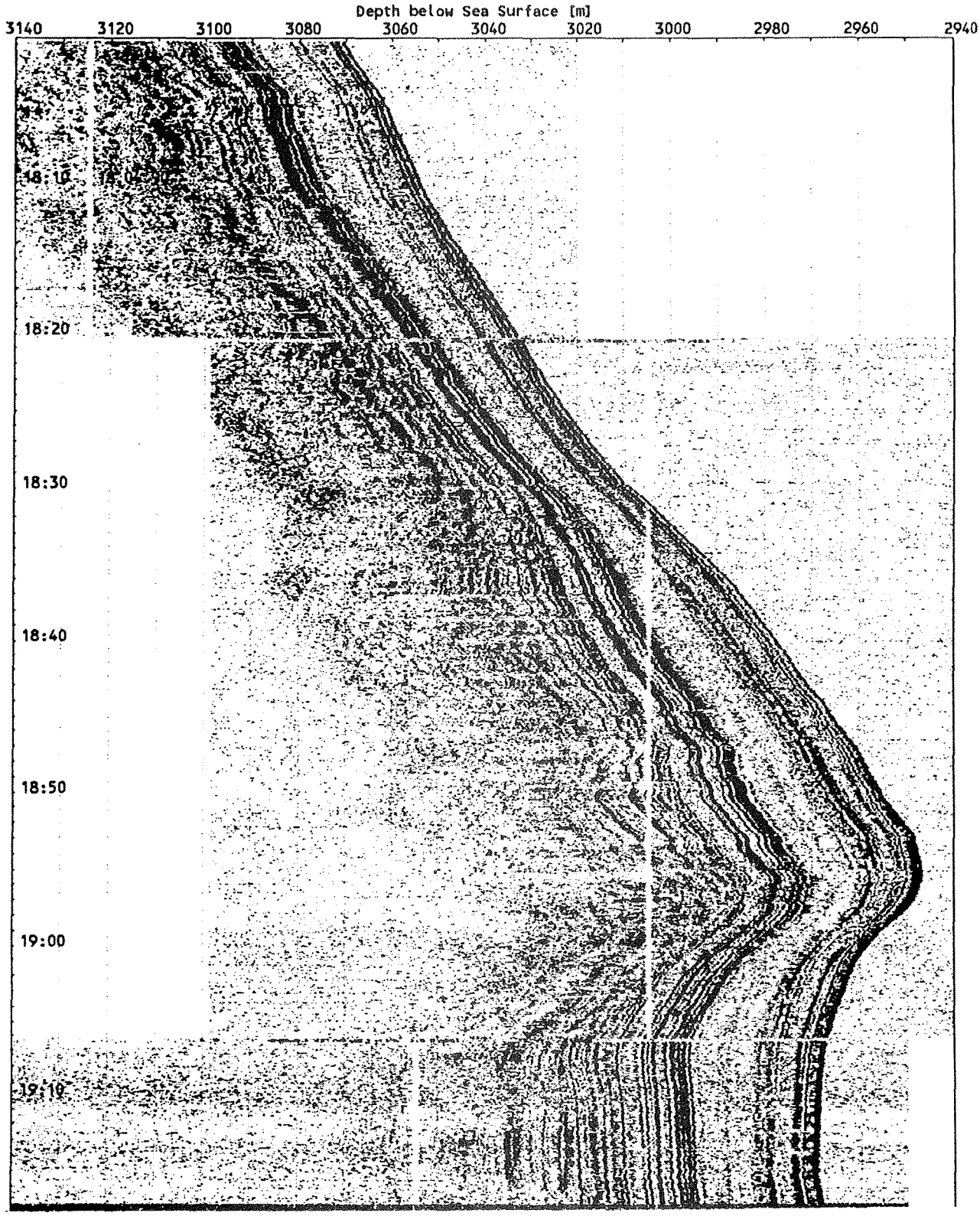


Abbildung 7-36a: Digitales PARASOUND-Profil A von der Maudkuppe in der Nähe der ODP Bohrposition 690 nach Bearbeitung mit einem Korrelationsfilter (Schwellwert 0.50, Potenz 2). Maßstäbe: horizontal entsprechen 10 Minuten annähernd 3 Kilometern, vertikal wurde die Zweiwegelaufzeit für eine Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s in Wassertiefe umgerechnet. Uhrzeiten am unteren Rand entsprechen der Meßzeit in Abbildung 7-34.

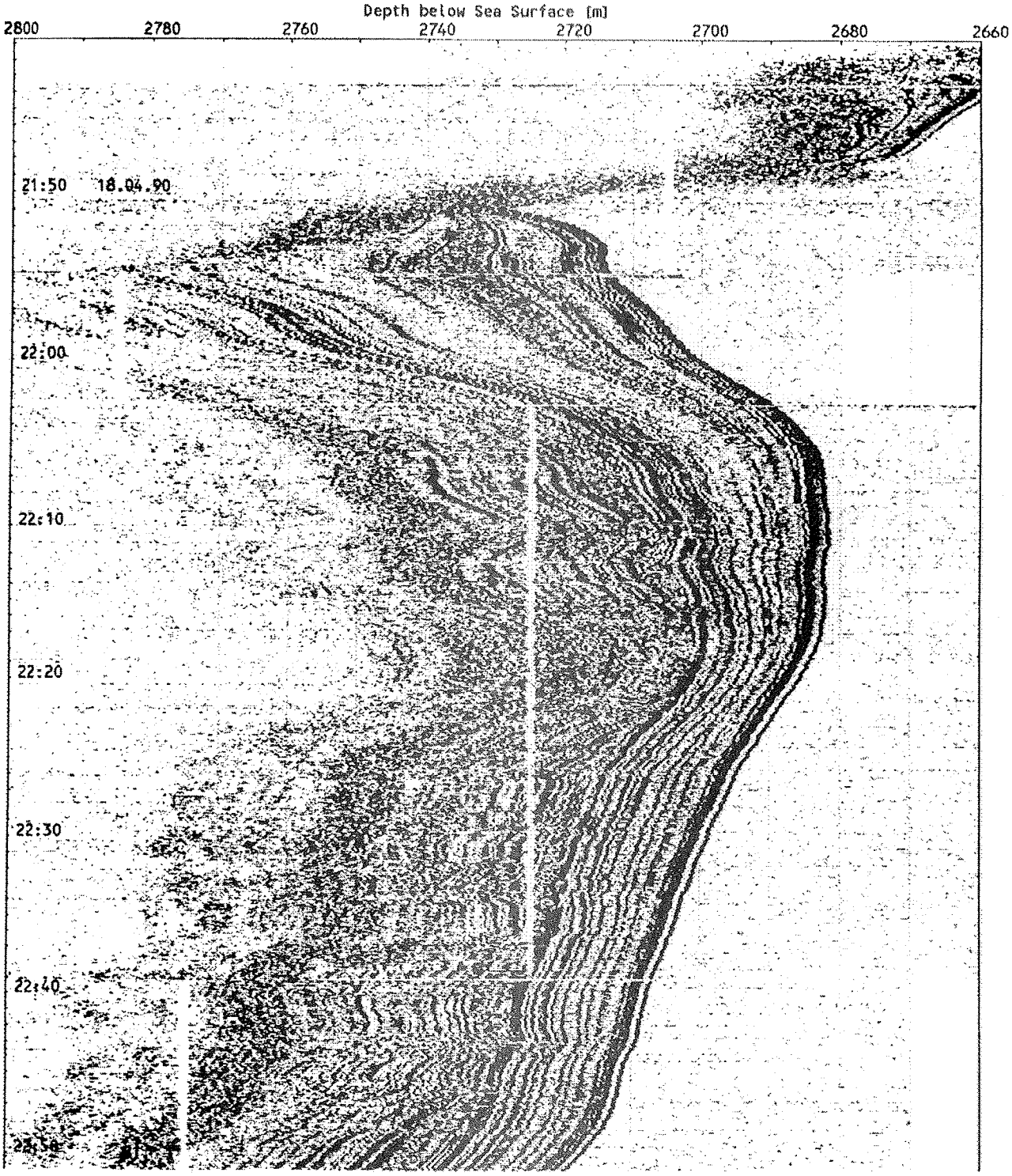


Abbildung 7-36b: Digitales PARASOUND-Profil C von der Maudkuppe in der Nähe der ODP Bohrposition 690 nach Bearbeitung mit einem Korrelationsfilter (Schwellwert 0.50, Potenz 2). Sonst wie Abbildung 7-36a.

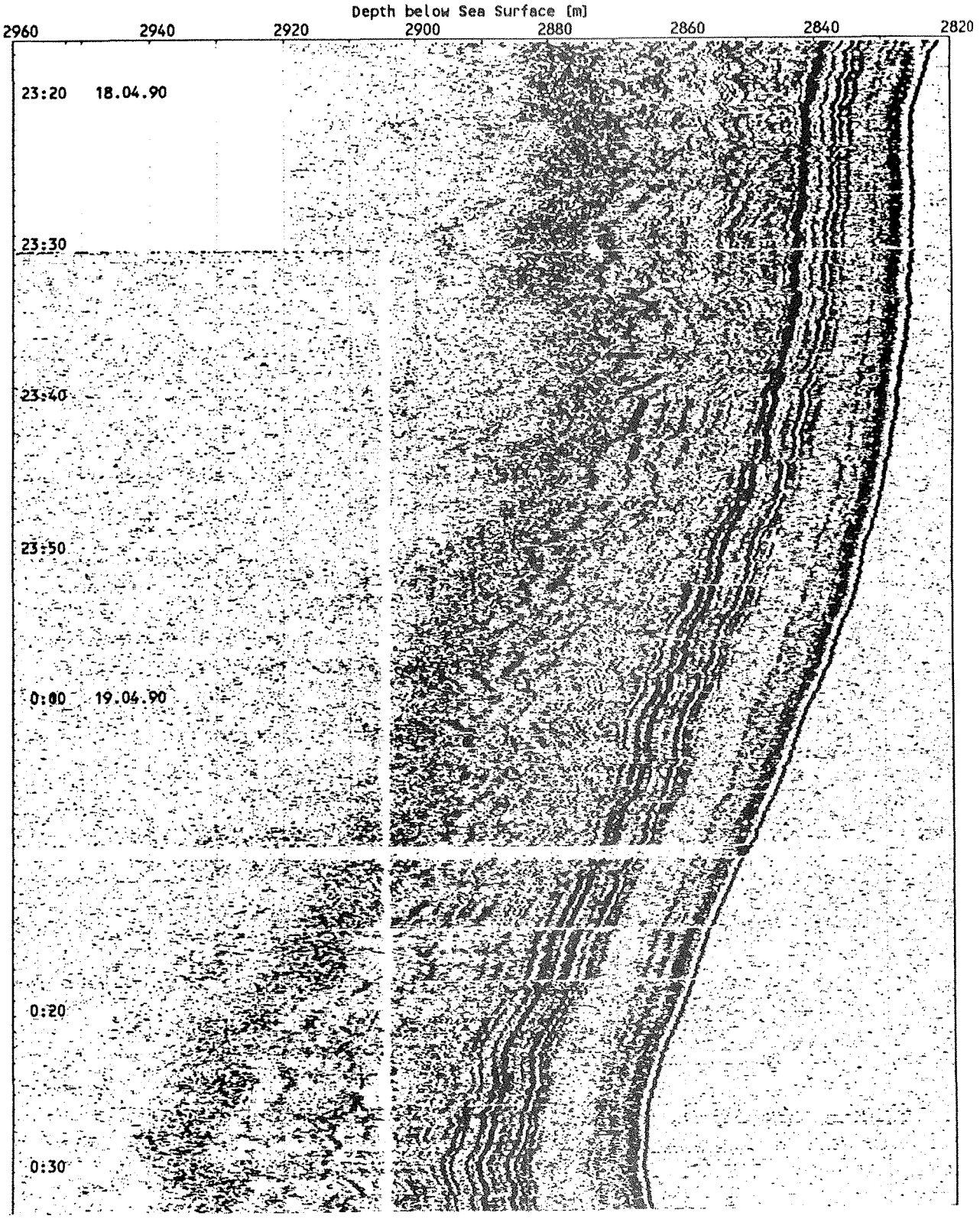


Abbildung 7-36c: Digitales PARASOUND-Profil E von der Maudkuppe in der Nähe der ODP Bohrposition 690 nach Bearbeitung mit einem Korrelationsfilter (Schwellwert 0.50, Potenz 2). Sonst wie Abbildung 7-36a.

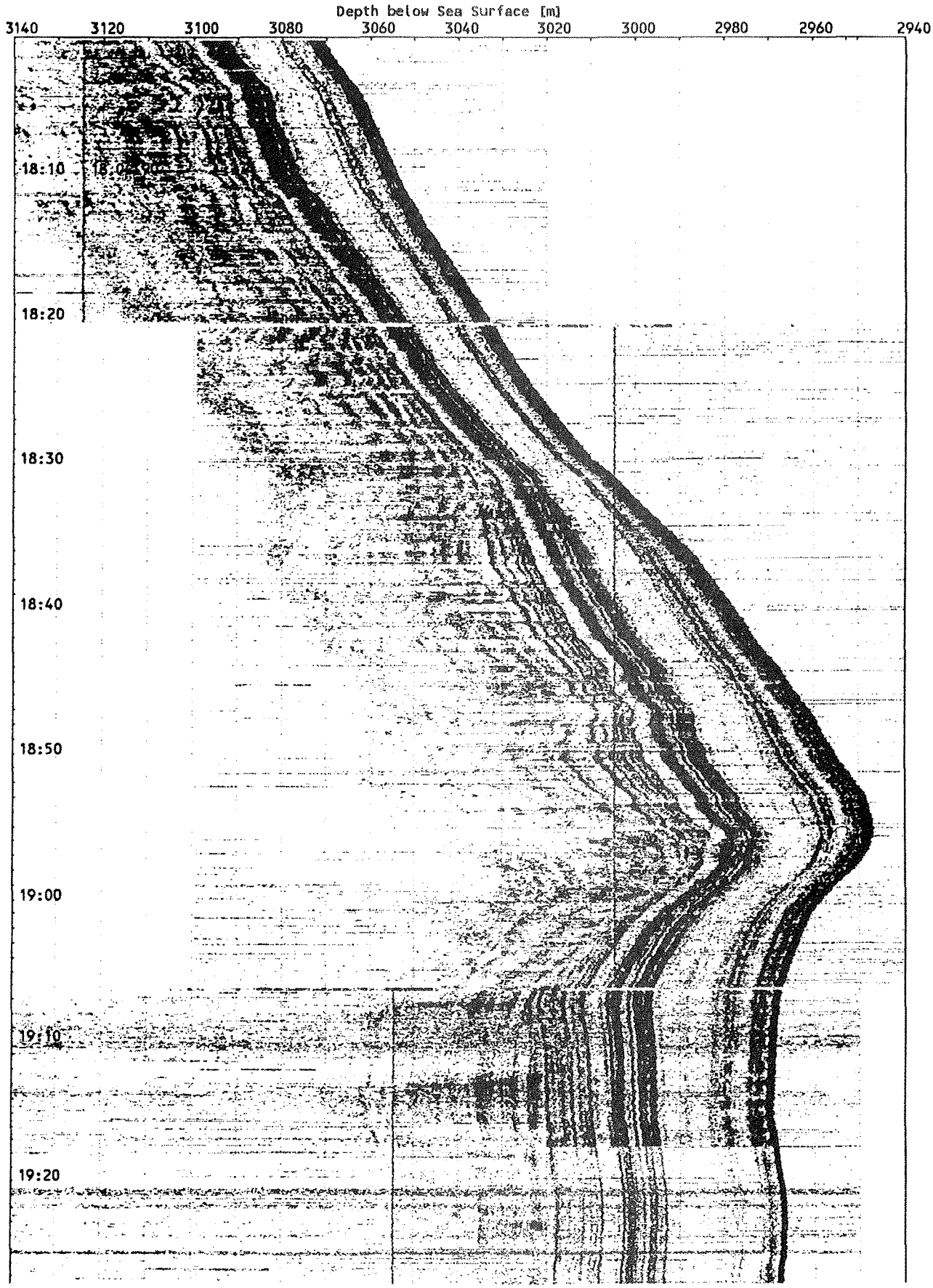


Abbildung 7-37a: Digitales PARASOUND-Profil A von der Maudkuppe in der Nähe der ODP Bohrposition 690 nach Anwendung der AGC (Fensterlänge 1 ms). Maßstäbe: horizontal entsprechen 10 Minuten annähernd 3 Kilometern, vertikal wurde die Zweiwegelaufzeit für eine Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s in Wassertiefe umgerechnet. Uhrzeiten am unteren Rand entsprechen der Meßzeit in Abbildung 7-34.

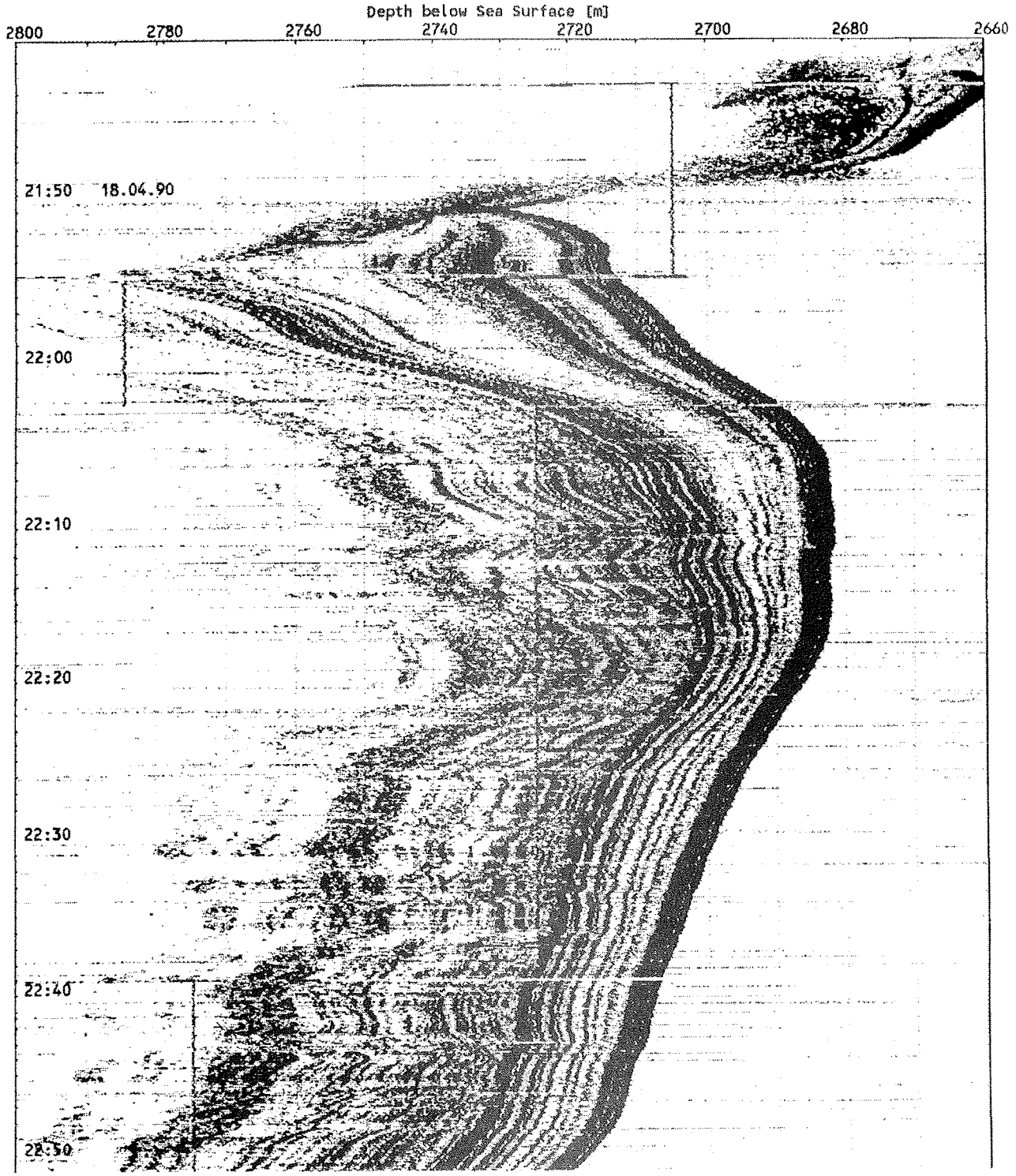


Abbildung 7-37b: Digitales PARASOUND-Profil C von der Maudkuppe in der Nähe der ODP Bohrposition 690 nach Anwendung der AGC (Fensterlänge 1 ms). Sonst wie Abbildung 7-37a.

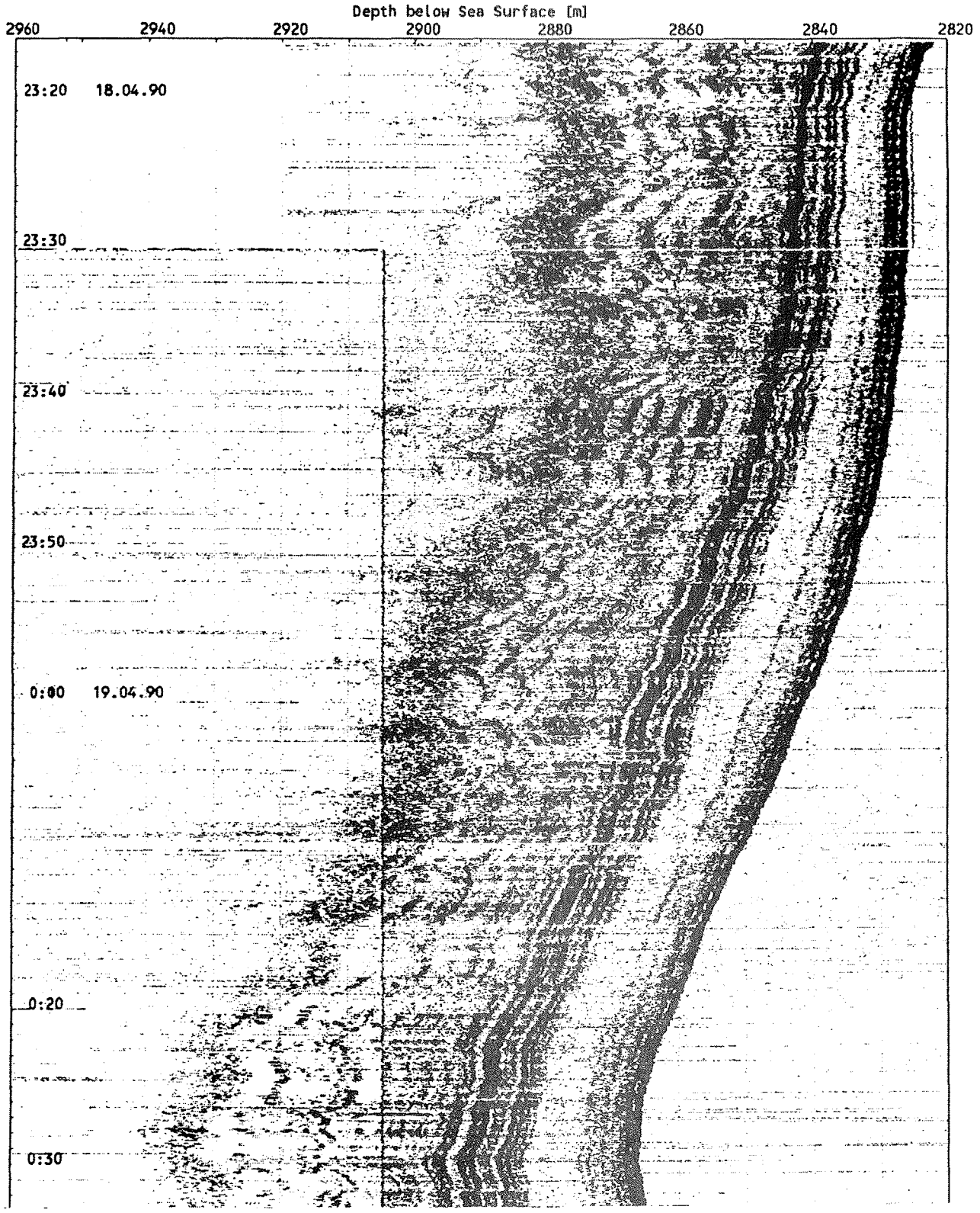


Abbildung 7-37c: Digitales PARASOUND-Profil E von der Maudkuppe in der Nähe der ODP Bohrposition 690 nach Anwendung der AGC (Fensterlänge 1 ms). Sonst wie Abbildung 7-37a.

In diesen Teufen sind die Grenzen des eingesetzten akustischen Systems für den vorgefundenen Sedimenttyp hinsichtlich einer präzisen Strukturerfassung erreicht.

Abbildung 7-37 zeigt die gleichen Profile nach Bearbeitung mit einem AGC-Verfahren. Die Fensterlänge beträgt lediglich 1 ms, entspricht also der Signallänge von 4 Pulsen. Durch einen zusätzlich eingebauten Schwellwert konnte die Unterdrückung schwächerer Einsätze erreicht werden. Dadurch wird mit dieser Art der Darstellung ein hoher Kontrast erzielt. Allerdings reduziert sich in einigen Abschnitten die Strukturauflösung (s. Abschnitt 7.3) wie zum Beispiel an der Oberfläche oder innerhalb der obermiozänen Karbonatserie.

Die Analyse weiterer Meßprofile von anderen Arealen der Maudkuppe wird zeigen, wie diese Beobachtungen in ein großräumiges akustostratigraphisches Konzept mit der Chronologie von Sedimentations- und Transportprozessen integriert werden kann.

AKUSTOSTRATIGRAPHIE

Die vorangegangenen Diskussionen der Stations- und Profilregistrierungen mit Echoloten haben gezeigt, daß ihre Nutzung für eine akustostratigraphische Interpretation eines flächenhaften digitalen Datensatzes ohne weiteres möglich ist und zu herkömmlichen seismischen Verfahren eine wertvolle Ergänzung darstellt. Das Auflösungsvermögen liegt in Größenordnung der Meß- und Beprobungsabstände von Sedimentkernen, so daß eine direkte Zuordnung feinskaliger Variation im Sediment und akustischer Beobachtungen möglich wird. An den beiden Profilsektionen in Abbildung 7-38 wird eine akustostratigraphische Zuordnung auf der Basis der gezeigten Ergebnisse vorgenommen. Die beiden Beispiele stammen aus der Nähe der Bohrposition ODP Site 690. Das erste Profil in Abbildung 7-38 ist ein Ausschnitt von Profil A (Abb. 7-34), das zweite wurde in größerer Entfernung von der Bohrposition an der Flanke der Maudkuppe aufgezeichnet. In beiden Fällen gelingt eine eindeutige Interpretation zumindest bis zu der weiträumig identifizierten Diskordanz. Die darunter liegenden Reflektoren sind nicht durchgängig auf den Profilen zu beobachten. Trotz abnehmender Sedimentationsraten im zweiten Beispiel bleiben die charakteristischen Reflexionsmuster weitgehend erhalten. Eine Ausdehnung dieser Ergebnisse auf den gesamten Bereich der Maudkuppe ist vorgesehen.

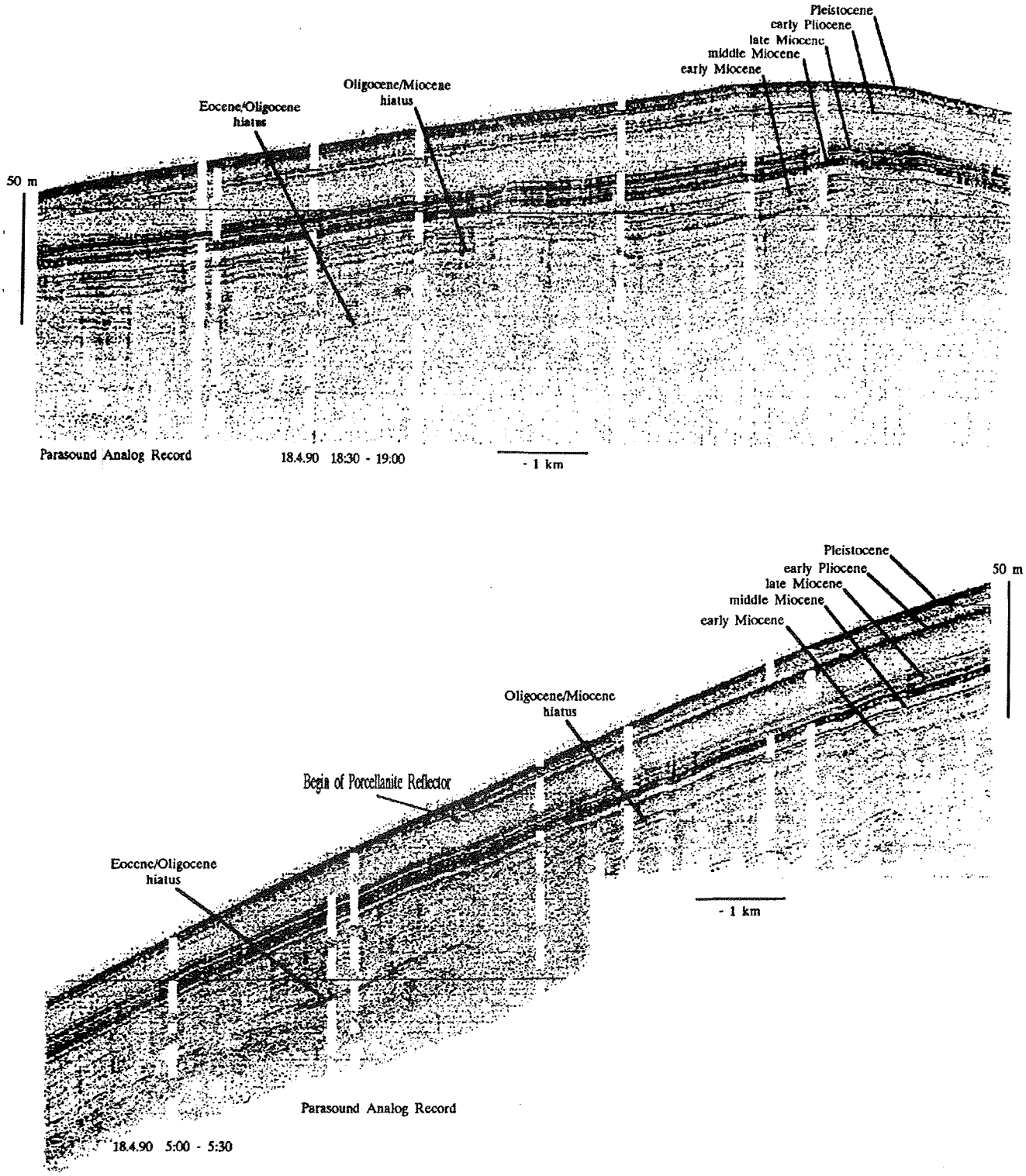


Abbildung 7-38: Akustostratigraphische von PARASOUND-Profilausschnitten von der Maudkuppe. Oben ein Ausschnitt von Profil A (Abb. 7-34) in der Nähe der ODP Bohrposition 690 mit einer chronostratigraphischen Zuordnung der beobachteten Reflektoren. Unten ein Profilausschnitt aus größerer Entfernung von der ODP Bohrposition 690. Aufgrund der Ähnlichkeiten kann die chronostratigraphische Einordnung ohne Probleme übertragen werden.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfügbarkeit neuer, moderner Technologien zur Erfassung und Auswertung von Meßdaten hat auf vielen Gebieten der Natur- und Geowissenschaften neue Entwicklungen in Gang gesetzt oder vorangetrieben. In der **Geoakustik** ist ein solcher Fortschritt in der Mitte der achtziger Jahre mit der Entwicklung eines technisch aufwendigen, **parametrischen Sedimentecholotes** erzielt worden. Die erste Bekanntschaft der geophysikalischen Arbeitsgruppe im Fachbereich Geowissenschaften mit diesem außergewöhnlichen Meßsystem während der METEOR-Expedition M6-6 im Jahre 1988 war der Anlaß für eine Umorientierung und neue Schwerpunktsetzung in den aktuellen Forschungszielen.

Die **Sedimentechographie**, seit den fünfziger Jahren primär auf qualitative morphologisch-strukturelle Arbeiten mit analogen Aufzeichnungen ausgerichtet, bietet hinsichtlich der Auflösung der Meßmethoden die prinzipielle Möglichkeit, Untersuchungen an Kernproben von Tiefseesedimenten direkt mit den seismischen Registrierungen zu vergleichen. Von größerem Nutzen sind solche umfangreichen Datensätze aber erst, wenn sie archiviert und mit modernen Auswertesystemen bearbeitet und graphisch dargestellt werden können, und damit den Weg zu einer quantitativen Analyse weisen. Rein analoge Meßsysteme genügen den heutigen Anforderungen in vieler Hinsicht nicht mehr.

Da es auf dem Gebiet einer **digitalen Erfassung** extrem hochfrequenter seismischer Daten bislang keine systematischen Vorarbeiten gibt, berührt die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit viele, auch grundlegende Aspekte der Geophysik. Aus der Nähe der primär seismischen Aufgabenstellung zu anderen Disziplinen wie der marinen Geologie, Sedimentologie, Strukturgeologie oder der Hydroakustik ist ein neues, komplexes interdisziplinäres Arbeitsgebiet der **digitalen Sedimentechographie** entstanden, dessen Definition und Ausgestaltung hier erst begonnen werden konnte.

Die vorrangige, in den vergangenen drei Jahren auszuführende Aufgabe bestand zunächst einmal in der Konzeption und Entwicklung eines digitalen Datenerfassungssystems, das den erhöhten Anforderungen hinsichtlich Datenqualität, Auflösung und Datendichte gerecht wird. In Ermangelung standardisierter Meßsysteme wurde ein völlig neues, eigenes Konzept umgesetzt und im Laufe von insgesamt 8 Forschungsreisen schrittweise realisiert. Diese erste Entwicklungsphase konnte vor wenigen Wochen abgeschlossen werden.

Parallel mit der Verfügbarkeit der ersten Datensätze wurde zunächst ein besonderer Schwerpunkt auf die Verifikation des theoretischen Zusammenhangs zwischen akustischem Impedanzverlauf im Sediment und einem registrierten Seismogramm gelegt. Nicht zuletzt, um im Anschluß eine geeignete Grundlage für die Interpretation und Inversion der akustischen Profilmessungen zu schaffen. Die ersten diesbezüglichen Arbeiten haben gezeigt, daß auch in der Messung sedimentphysikalischer Parameter noch Potential für die Verbesserung der Datenqualität vorhanden war, so daß der methodische Ansatz im Laufe der Zeit verfeinert werden konnte. Auch hier mündete die gerade abgeschlossene, erste Entwicklungsphase in eine schrittweise Optimierung mit vielversprechenden Ergebnissen. Es ist zu erwarten, daß mit diesen vergleichenden Analysen das Verständnis der Seismogrammentstehung im Sediment durch die Trennung methodisch bedingter Fehlerquellen von den eigentlichen Materialeffekten deutlich vergrößert werden kann. Die Verwendung von speziell für die Untersuchung von Interferenzphänomenen entwickelten

Quellsignaltests wird dazu, wie schon ansatzweise gezeigt werden konnte, erheblich beitragen.

Der Vergleich der **seismischen Charakteristika** von Echoloten und niederfrequenten Verfahren ergab im Grundsatz eine große Ähnlichkeit mit allerdings besonders für die Datenbearbeitung signfikanten Unterschieden hinsichtlich der Quellsignaleigenschaften, der Datendichte und damit verbunden der Skalierung von Profilsektionen. Die Abbildung feinskaliger Sedimentstrukturen im Echogramm unterliegt zahlreichen Stör- und Umgebungseinflüssen, die für niederfrequente Signale in der Regel noch nicht wirksam sind. Die Bearbeitung dieser Daten, aber auch schon die Beurteilung ihrer analogen Aufzeichnungen erfordert daher spezielle methodische Ansätze. Sind Variationen in der Morphologie oder Mikrotopographie vorhanden, so muß unter Umständen zu deskriptiven Ansätzen wie der Klassifizierung in Echocharaktere übergegangen werden. Es konnte jedoch gezeigt werden, daß bei Einsatz engbündelnder Echolote von dieser Methode weniger häufig Gebrauch gemacht werden muß. Die räumlichen Aliasing-Effekte der Mikrotopographie können überhaupt erst mit den jetzt vorhandenen Systemen im Rahmen gezielter Meßprogramme untersucht werden.

Die seismische Modellierung typischer Strukturelemente und Impedanzverläufe erbrachte interessante Hinweise auf die Bedeutung von Interferenzphänomenen. Die Tatsache, daß langsame, stetige Änderungen der akustischen Impedanz in Skalenbereichen der Beprobungsabstände im Vergleich zum traditionellen Grenzflächenmodell in Seismogrammen bereits deutlich unterschiedlich abgebildet werden, erfordert für die hochauflösende Akustik neue Interpretationskonzepte, die auf diesen Ergebnissen aufbauen. Das Gedankenexperiment zu einer reinen Klimasteuerung der akustischen Impedanz zeigte andererseits aber auch, daß die markanten Änderungen in den Umweltbedingungen für ein breites Spektrum von Sedimentationsraten ähnlich abgebildet werden.

Daß sich die akustischen Verfahren nicht nur im Teufenbereich der Schwerelote erfolgreich mit den Ergebnissen von Sedimentuntersuchungen vergleichen lassen, illustriert das Fallbeispiel der PARASOUND-Vermessung der ODP Bohrungen 689 und 690 auf der Maudkuppe. Für ein im Rahmen von Tiefbohrungen hochinteressantes Teufenintervall von 100 Metern konnte ein detaillierter Vergleich der Datensätze der Bohrungen mit den Ergebnissen seismischer Meßverfahren durchgeführt werden. Zwar standen keine direkten Messungen der akustischen Impedanz am Kernmaterial zur Verfügung, doch konnte auch so eine gute Korrelation der synthetischen Daten mit den Beobachtungen erzielt werden. Mit den heute zur Verfügung stehenden und direkt an Bord kontinuierlich durchgeführten Messungen von Sedimentkernlogs läßt sich dieser Ansatz noch erheblich verfeinern. Auch eine Datenbasis mit akustischen Profilmessungen zur Vorbereitung von Tiefbohrungen könnte von großem Nutzen sein, da gerade die Lagerungsverhältnisse der Oberflächensedimente kaum mit anderen seismischen Meßverfahren beurteilt werden können. Informationen über Sedimentstrukturen und ihre lokale Variabilität in einer Genauigkeit von weniger als einem Meter sind für Fragen nach der exakten Positionierung der Bohrungen und der Schwerpunktsetzung der Untersuchungsprogramme auf einer Bohrstation von entscheidender Bedeutung.

Die zur Seismik äquivalente Analyse von digitalen Echolotprofilen wird vor allem dann größere Beiträge zu den Detailkenntnissen über Oberflächensedimente liefern, wenn eine

hinreichende Profildichte in den Untersuchungsgebieten erreicht worden ist. Wie auch in der Seismik müssen die Abstände von Meßprofilen den Untersuchungsobjekten angepaßt werden. Räumliches Aliasing, aber auch die geringen Dimensionen von Sedimentationsbecken oder einzelnen Strukturelementen erfordern hier die gezielte Planung von Spezialuntersuchungen. Dennoch kann auch aus prozessierten Einzelprofilen vor allem wegen der größeren Flexibilität in den Darstellungstechniken Gewinn für die regionale geologische Interpretation gezogen werden. Andeutungsweise wird dies auch aus den Beispielen von der Maudkuppe erkennbar.

Die vorangegangene Diskussion sollte zeigen, daß das gesteckte Ziel, die akustischen Informationen von Echoloten einer geophysikalischen Analyse zugänglich zu machen, in kurzer Zeit erreicht werden konnte. Darüber hinaus ergaben sich interessante Ansätze für weitere Forschungsprojekte, die nun im einzelnen geplant und realisiert werden müssen. Die vorliegende Arbeit konnte und sollte keine vollständige Behandlung des neuentstandenen Arbeitsgebietes der digitalen Sedimentechographie beinhalten. Indessen bestand die Absicht, grundsätzliche Fragestellungen zu umreißen, Qualität und Charakter des neuen Datensatzes zu beschreiben und in Relation zu vorhandenen Meßverfahren zu diskutieren. Einzelne neue Analysemethoden wurden formuliert und erprobt, sind aber zum Teil erst noch in weiteren Untersuchungen zu präzisieren und zu verfeinern.

Für die Zukunft ergeben sich vielversprechende Perspektiven vor allem in einer interdisziplinären Bearbeitung vieler Forschungsprobleme. Mehr noch als bei der Tiefenseismik bietet sich hier die besondere Chance der Verifikation von Interpretationsmodellen im Rahmen gemeinsamer marin-geophysikalischer/marin-geologischer Untersuchungen, so daß bei systematischer Fortsetzung der begonnenen Arbeiten die räumliche Überdeckung erheblich gegenüber den Punktinformationen von Tiefbohrungen verbessert werden kann. Eine raumzeitliche Rekonstruktion geologischer Prozesse und die Quantifizierung von Stoffbilanzen könnte am Ende dieser Entwicklung zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie stehen.

9. LITERATUR

Abelmann, A., R. Gersonde, V. Spieß, 1990, Plio-Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - Siliceous microfossil evidence. In: U. Bleil & J. Thiede (Hrsg.), Geological History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 729-759.

Anderson, A. L. & W. R. Bryant, 1990, Gassy Sediment Occurrence and Properties: Northern Gulf of Mexico. Geo-Mar. Lett. 10, 209-220.

Andrews, D. & A. Benett, 1981, Measurement of diffusivity near the sediment-water interface with a fine-scale resistivity probe. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45, 2169-2175.

Baldwin, K. C., B. Celikkol & A. J. Silva, 1981, Marine Sediment Acoustic Measurement System. Ocean Engng., 8, 481-488.

Baldwin, K. C., L. R. LeBlanc & A. J. Silva, 1985, An Analysis of 3.5 kHz Acoustic Reflections and Sediment Physical Properties. Ocean Engng., 12, 475-492.

Barker, P. F., Kennett, J. P. & Scientific Party, 1988, Proc. ODP, Init. Repts, 113. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Barker, P. F., Kennett, J. P. & Scientific Party, 1990, Proc. ODP, Sci. Results, 113. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Berger, W.H., U. Bleil, F. Rostek & V. Spieß, 1989, Profilierende Schiffsmessungen. In: G. Wefer, U. Bleil u.a., Bericht über die Meteor-Fahrt M9-4. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 7, 9-16.

Berktay, H.O., 1965, Possible Exploitation of Nonlinear Acoustics in Underwater Transmitting Applications, J. Sound Vib., 2, 435.

Bleil, U., L. Brück, F. Rostek, M. Sobiesiak & V. Spieß, 1988, Profilierende Schiffsmessungen. In: G. Wefer, U. Bleil u.a., Bericht über die Meteor-Fahrt M6-6. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 3, 10-20.

Bleil, U., M. Breitzke, F. Rostek & W. Thießen, 1990, Profilierende Schiffsmessungen. In: G. Wefer, N. Andersen u.a., Bericht über die Meteor-Fahrt M12-1. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 11, 11-16.

Bleil, U., L. Gerullis, F. Potzki & V. Spieß, 1992a, i.Vb., Profilierende Schiffsmessungen. In: G. Wefer, U. Bleil u.a., Bericht über die Meteor-Fahrt M16-1. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen.

Bleil, U., F. Pototzki, D. Völker & V. Spieß, 1992b, i.Vb., Profilierende Schiffsmessungen. In: G. Wefer, U. Bleil u.a., Bericht über die Meteor-Fahrt M20-1. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen.

Bohrmann, G., G. Kuhn, A. Abelmann, R. Gersonde & D. Fütterer, 1990, A Young Porcellanite Occurrence from the Southwest Indian Ridge. Mar. Geol., 92, 155-163.

Bohrmann, G., V. Spieß, H. Hinze & G. Kuhn, 1992, Reflector "Pc", a prominent feature in the Maud Rise sediment sequence (Eastern Weddell Sea): occurrence, regional distribution and implications to silica diagenesis. Mar. Geol..

Boyce, R. E. 1968, Electrical Resistivity of Modern Marine Sediments from the Bering Sea. J. Geophys. Res., 73, 4759-4766.

Boyce, R. E. 1973, Appendix I. Physical Properties. DSDP Init. Repts. 15, 1115.

Boyce, R. E. 1976, Sound Velocity-Density Parameters of Sediment and Rock from DSDP Drill Sites 315-318 on the Line Islands Chain, Manihiki Plateau, and Tuamotu Ridge in the Pacific Ocean. DSDP Init. Repts. 33, 695-728.

Breitzke, M. & V. Spieß, 1993, im Druck, A full waveform logging system for high resolution p-wave profiles in marine sediments. Mar. Geophys. Res..

Bryan, G. M. 1980, The hydrophone-pinger experiment. J. Acoust. Soc., 68, 1403-1408.

Chappell, J. 1973, Astronomical Theory of Climatic Change: Status and Problem. Quat. Res., 3, 221-236.

Clay, C.S. und H. Medwin, 1977, Acoustical Oceanography: Principles and Applications. J. Wiley & Sons, New York, 504 S..

Coordes, D. 1990, Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). Berichte zur Polarforschung, 71, 158 S.

Coppens, F. & J. L. Mari, 1984, Spectrum equalization as a tool for improvin the quality of seismic data. Geophys. Prosp., 32, 258-282.

Damuth, J. E. 1975, Echo Character of the Western Equatorial Atlantic Floor and its Relationship to the Dispersal and Distribution of Terrigenous Sediments. Mar. Geol., 18, 17-45.

Damuth, J. E. 1978, Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: Relationship to Quaternary Sedimentation. Mar. Geol., 28, 1-36.

Damuth, J. E. 1980, Use of High-Frequency (3.5-12 kHz) Echograms in the Study of Near-Bottom Sedimentation Processes in the Deep-Sea: A review. Mar. Geol., 38, 51-75.

Damuth, J. E. & D. E. Hayes, 1977, Echo Character of the East Brazilian Continental Margin and its Relationship to Sedimentary Processes. Mar. Geol., 24, 73-95.

Ehrmann, W. & H. Grobe, 1991, Sedimentologische Untersuchungen: Gunnerus-Rücken und Kosmonaut Meer. In: D.K. Fütterer, O. Schrems u.a., Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS-Polarstern 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT VIII-6/7. Berichte zur Polarforschung, 90, 101-109.

Embley, R. W. 1976, New evidence of occurrence of debris flow deposits in the deep sea. Geology, 4, 371-374.

Embley, R. W. 1980, The Role of Mass Transport in the Distribution and Character of Deep-Ocean Sediments with Special Reference to the North Atlantic. Mar. Geol., 38, 23-50.

Embley, R. W. & M. G. Langseth, 1977, Sedimentation Processes on the Continental Rise of Northeastern South America. Mar. Geol., 25, 279-297.

Embley, R. W. & J. J. Morley, 1980, Quaternary Sedimentation and Paleoenvironmental Studies off Namibia (South-West Africa). Mar. Geol., 36, 183-204.

Ewing, M., R. W. Embley & T. H. Shipley, 1973, Observations of shallow layering utilizing the Pingerprobe echo-sounding system. Mar. Geol., 14, M55-M63.

Flood, R. D. 1980, Deep-Sea Sedimentary Morphology: Modelling and Interpretation of Echo-Sounding Profiles. Mar. Geol., 38, 77-92.

Flood, R. D., C. D. Hollister & P. Lonsdale, 1979, Disruption of the Feni Sediment Drift by Debris Flows from Rockall Bank. Mar. Geol., 32, 311-334.

Flood, R. D. & A. N. Shor, 1984, Synthetic Seismogram Generation from Sediment Composition Data - An Initial Study in the Southwest Brazil Basin. Mar. Geol., 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.

Fütterer, D.K. , 1987, Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS-Polarstern 1985/86. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT IV-3/4. Berichte zur Polarforschung, 33.

Gerland, S., M. Richter, H. Villinger & G. Kuhn, eingereicht, Non-destructive porosity determinations of Antarctic marine sediments derived from resistivity measurements with an inductive method. Mar. Geophys. Res..

Gersonde, R. & L.H. Burckle, 1990, Neogene Diatom Biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean). In: Barker, P.F., J.P. Kennett, S. O'Connell et al.: Scientific Results ODP 113. Ocean Drilling Program, College Station, 761-790.

Gersonde, R., A. Abelmann, L.H. Burckle, D. Lazarus, K. McCartney, N. Hamilton, V. Spieß and Sh.W. Wise, Jr., 1990: Biostratigraphy of Neogene siliceous microfossils from the Antarctic Ocean, ODP Leg 113 (Weddell Sea). In: Barker, P.F., J.P. Kennett, S. O'Connell et al.: Scientific Results ODP 113. Ocean Drilling Program, College Station, 915-936.

Hamilton, E. L. 1971a, Elastic Properties of Marine Sediments. J. Geophys. 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. 1973, Prediction of Deep-Sea Sediment Properties: State-of-the-Art. In: A.L. Inderbitzen (Hrsg): Deep-Sea Sediments: Physical and Mechanical Properties, Plenum Press, 1-43.

Hays, J. D., J. Imbrie & N. J. Shackleton, 1976, Variations in the Earth's Orbit: pacemaker of the Ice-ages. Science, 194, 1121.

Heezen, B. C., E. D. Schneider & O. H. Pilkery, 1966, Sediment transport by the Antarctic Bottom current on the Bermuda Rise. Nature, 211, 611-612.

Heezen, B. C., M. Tharp & M. Ewing, 1959, The floors of the oceans, 1. The North Atlantic. GSA Spec. Pap. 65.

Hollister, C. D. & B. C. Heezen, 1972, Geologic effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. In: A.L. Gordon (Hrsg), Studies in Physical Oceanography. Gordon and Breach, London, 37-66.

Horn, D. R., B. M. Horn & M. N. Delach, 1968, Correlation between Acoustical and Other Physical Properties of Deep-Sea Cores. J. Geophys. Res., 73, 1939-1957.

Hovland, M. & A. G. Judd, 1988, Seabed Pockmarks and Seepages. Graham & Trotman, London.

Imbrie, J. & J. Z. Imbrie, 1980, Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. Science, 207, 943-953.

Jacobi, R. D. 1976, Sediment Slides on the Northwestern Continental Margin of Africa. Mar. Geol., 22, 157-173.

Johnson, T. C., E. L. Hamilton & W. H. Berger, 1977, Physical Properties of Calcareous Ooze: Control by Dissolution at Depth. Mar. Geol., 24, 259-277.

Kennett, J. P. 1982, Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.

Klaus, A. & M. T. Ledbetter, 1988, Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high-resolution seismic records (3.5 kHz echograms). Deep-Sea Res., 35, 899-917.

Knapp, R. W. 1991, Fresnel zones in the light of broadband data. Geophysics, 56, 354-359.

Knott, S. T. & J. B. Hersey, 1956, Interpretation of high-resolution echo sounding techniques and their use in bathymetry, marine geophysics, and biology. Deep-Sea Res., 4, 36-44.

Lancelot, Y. & R. W. Embley, 1977, Piercement Structures in Deep Oceans. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 61, 1991-2000.

Lericolais, G., J. P. Allenou, S. Berné & P. Morvan, 1990, A New System for Aquisition and Processing of Very High-Resolution Seismic Reflection Data. Geophysics, 55, 1036-1046.

Luskin, B., B. C. Heezen, M. Ewing & M. Landisman, 1954, Precision measurement of ocean depth. Deep-Sea Res., 1, 131-140.

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.

Matthews, D.J., 1939, Tables of Velocity of Sound in Pore Water and in Seawater. London (Admiralty, Hydrogr. Department).

Maurer, H. 1933, Die Echolotungen des "Meteor" (Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925-1927, Band II). Berlin und Leipzig: Walter de Gruyter & Co..

Max, M. D. 1990, Gas Hydrate and Acoustically Laminated Sediments: Potential Environmental Cause of Anomalously Low Acoustic Bottom Loss in Deep-Ocean Sediments. NRL Report, 9235, 68 S.

Mayer, L. A. 1979a, Deep Sea Carbonates: Acoustic, Physical, and Stratigraphic Properties. J. Sed. Petr., 49, 819-836.

Mayer, L. A. 1979b, The Origin of Fine Scale Acoustic Stratigraphy in Deep-Sea Carbonates. J. Geophys. Res., 84, 6177-6184.

Mayer, L. A. 1980, Deep-Sea Carbonates: Physical Property Relationships and the Origin of High-Frequency Acoustic Reflectors. Mar. Geol., 38, 165-183.

Mayer, L. A. 1991, Extraction of high-resolution carbonate data for paleoclimate reconstruction. Nature, 352, 148-150.

Mendel, J. M., N. E. Nahi & M. Chen, 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'-Forsch.-Ergebnisse, C 40, 19-86.

Milankovitch, M. 1938, Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. Handbuch der Geophysik, 9, 593-698.

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.

Murray, J. & J. Hjort, 1912, Depths of the Ocean. London: Macmillan and Co..

Nafe, J. E. & C. L. Drake, 1963, Physical Properties of Marine Sediments. In: Hill (Hrsg.), The Sea, 4, 794-815.

O'Connell, S. B., 1990, Variations in Upper Cretaceous and Cenozoic Calcium Carbonate Percentages, Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica - Data Report. In: Barker, P.F., J.P. Kennett, S. O'Connell et al.: Scientific Results ODP 113. Ocean Drilling Program, College Station, 971-984.

Proujan, C., 1971, Die Geheimnisse der Tiefsee. Aldus Books Ltd., London.

Reynolds, J. M. 1990, High-Resolution Seismic Reflection Surveying of Shallow Marine Estuarine Environments. Mar. Geophys. Res. 12, 41-48.

Robinson, E. A. & S. Treitel, 1980, Geophysical Signal Analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.

Rona, P. A., E. D. Schneider & B. C. Heezen, 1967, Bathymetry of the continental rise off Cape Hatteras. Deep-Sea Res., 14, 625-633.

Richter, H. & R. D. Hansen, 1976, Digitalseismik bei Offshore-Bodenuntersuchungen. Meerestechnik, 7, 153-156.

Rostek, F. 1991, Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 13, 209 S.

Rostek, F. eingereicht, Physical structures of deep-sea sediments from the Equatorial Ssouth Atlantic and their expression in echosounder records. Deep-Sea Res..

Rostek, F., V. Spiess & U. Bleil, 1991, Parasound echosounding: Comparison of analogue and digital echosounder records and physical properties of sediments from the Equatorial South Atlantic. Mar. Geol. 99, 1-18.

Ruddiman, W. F., M. Raymo & A. McINtyre, 1986, Matuyama 41,000-year cycles: Noth Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. Earth Planet. Sci. Lett., 80, 117-129.

Schneider, E. D., P. J. Fox, C. D. Hollister, H. D. Needham & B. C. Heezen, 1967, Further evidence of contour currents in the western North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 2, 351-359.

Schreiber, B. C. 1968, Sound velocity in deep sea sediments. J. Geophys. Res., 73, 1259-1268.

Schwab, W. C., W. W. Danforth, K. M. Scanlon & D. G. Masson, 1991, A giant submarine slope failure on the northern insular slope of Puerto Rico. Mar. Geol., 96, 237-246.

Shackleton, N. J. & N. D. Opdyke, 1976, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239 Late Pliocene to Latest Pleistocene. GSA Mem. 145, 449-464.

Shumway, G. 1960, Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. Geophysics, 25, 451-467.

Spieß, V., 1990: Cenozoic magnetostratigraphy of ODP Leg 113 drill sites, Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. In: Barker, P.F., J.P. Kennett, S. O'Connell et al.: Scientific Results ODP 113. Ocean Drilling Program, College Station, 261-315.

Spieß, V., H. Villinger, F. Pototzki & T. Zöllner, 1990, Sedimentechographie . In: R. Gersonde, G. Hempel u.a., Die Expeditionen ANTARKTIS VIII-3 und VIII-4 mit FS-Polarstern 1989. Berichte zur Polarforschung, 74, 58-71.

Spieß, V., G. Bohrmann, F. Pototzki & A. Rosenberger, 1991, Sedimentphysikalische Messungen. In: D.K. Fütterer, O. Schrems u.a., Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS-Polarstern 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT VIII-6/7. Berichte zur Polarforschung, 90, 130-134.

Spieß, V., F. Pototzki & A. Rosenberger, 1991, Sedimentechographie mit Parasound. In: D.K. Fütterer, O. Schrems u.a., Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS-Polarstern 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT VIII-6/7. Berichte zur Polarforschung, 90, 77-89.

Spiess, F. N. & R. C. Tyce, 1973, Marine Physical Laboratory Deep-Tow instrumentation system. SIO Ref, 73-4, 1-37.

Swift, S. A. 1985, Late Pleistocene Sedimentation on the Continental Slope and Rise off Western Nova Scotia. Geol. Soc. Am. Bull., 96, 832-841.

Telford, W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff & D. A. Keys, 1976, Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.

Tyce, R. C. 1976, Near-Bottom Observations of 4 kHz Acoustic Reflectivity and Attenuation. Geophysics, 41, 673-699.

Tyce, R. C. 1977, Toward a Quantitative Near-Bottom Seismic Profiler. Ocean Engng., 4, 113-140.

Urick, R. J. 1967, Principles of underwater sound for engineers. McGraw-Hill Co., Inc., New York.

Villinger, H., V. Spieß & F. Pototzki, 1990, Sedimentphysikalische Untersuchungen. In: R. Gersonde, G. Hempel u.a., Die Expeditionen ANTARKTIS VIII-3 und VIII-4 mit FS-Polarstern 1989. Berichte zur Polarforschung, 74, 76-89.

Wefer, G., G. Fischer, D.K. Fütterer, R. Gersonde, S. Honjo & D. Ostermann, 1990, Particle sedimentation and productivity in Antarctic Waters of the Atlantic Sector. In: U. Bleil & J. Thiede (Hrsg.), Geological History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 363-379.

Westervelt, P.J., 1963, Parametric Acoustic Array, J. Acoust. Soc. Am., 35, 535.

Woodcock, N. H. 1979, Sizes of submarine slides and their significance. J. Struct. Geol., 1, 137-142.

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit fertigte ich im Rahmen meiner Tätigkeit als Hochschulassistent am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen im Fachgebiet Geophysik an.

Der Einstieg in das neue Arbeitsgebiet der digitalen Sedimentechographie war mit einer völligen Umorientierung meiner wissenschaftlichen Arbeitsrichtung verbunden und erfolgte erst in der Mitte meiner Assistentenzeit. Ohne die erfolgreiche Zusammenarbeit mit den Kollegen im Fachbereich Geowissenschaften und im Alfred-Wegener Institut, Bremerhaven und den Schiffsbesatzungen von FS METEOR und FS POLARSTERN wäre dieser Schritt nicht möglich gewesen. Allen Beteiligten und Kollegen möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen.

Ein besonderer Fürsprecher in jeder Phase meiner Arbeit war Herr Prof. Dr. U. Bleil, dem ich für seine uneingeschränkte Unterstützung und Förderung ebenso ganz herzlich danken möchte wie für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Herrn Prof. Dr. R. Meißner von der Christian-Albrechts-Universität Kiel und Herrn Prof. Dr. U. Bleil danke ich für die Begutachtung dieser Arbeit.

Viele Aspekte der neuen Forschungsrichtung waren auch Thema von Doktorarbeiten im Fachgebiet Geophysik und benachbarten Disziplinen und gaben Anlaß zu intensiven und fruchtbaren Diskussionen. Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Geophysik, stellvertretend seien Frau Dr. F. Rostek und Frau Dr. M. Breitzke genannt, sei herzlich gedankt. Dies gilt auch für die Kollegen der Geologie und Geochemie aus dem Fachbereich und dem Alfred-Wegener-Institut, mit denen im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 261 und von DFG-Forschungsvorhaben die Grundlagen für das in großem Umfang interdisziplinäre neue Arbeitsgebiet gelegt werden konnten. Für viele interessante und lehrreiche Diskussionen möchte ich unter den zahlreichen Beteiligten möchte ich stellvertretend Dr. T. Bickert, Dr. G. Bohrmann, Dr. R. Gersonde, Dr. G. Kuhn, Dr. P. Müller und Dr. R. Schneider meinen Dank aussprechen.

Ohne den professionellen, engagierten und kompetenten Einsatz der technischen Mitarbeiter im Fachgebiet Geophysik, Frau Liane Brück, Herrn Frank Pototzki und Herrn Bernd Pioch, hätten viele der Aufgabenstellungen in dem äußerst knappen Zeitrahmen nicht realisiert werden können. Ein besonderes Dankeschön geht daher an sie, die gleichzeitig bei all der vielen Arbeit ihre Fröhlichkeit niemals verloren und wesentlich zu einer angenehmen und gleichzeitig produktiven Arbeitsatmosphäre beigetragen haben.

Arbeiten in den marinen Geowissenschaften sind, wegen der erforderlichen Logistik und des höheren Kapitaleinsatzes, in besonderem Maße von der Forschungsförderung abhängig. Die im Rahmen dieser Arbeit umgesetzten Ideen hätten ohne die dankenswerte großzügige Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Bundesministers für Forschung und Technologie niemals realisiert werden können. Mit der freundlichen und engagierten Unterstützung der Fa. Atlas Elektronik, insbesondere von den Herren Dr. Ziese und Dipl.-Ing. R. Bruns, konnten die technischen Voraussetzungen geschaffen werden.

Die Anfertigung dieser Habilitationsarbeit und die dazugehörigen Forschungsaktivitäten zusammen mit den übrigen Verpflichtungen an der Universität wären undenkbar gewesen ohne die uneingeschränkte Unterstützung durch meine Familie, meine Frau Ute und meinen

Sohn Nicolai, die auf einen großen Teil Gemeinsamkeit verzichtet haben und mir dennoch immer eine Stütze waren. Ich bin Ihnen zu großem Dank verpflichtet.

In dieser Reihe bereits erschienen:

Nr. 1 Wefer, G., E. Suess und Fahrtteilnehmer
Bericht über die POLARSTERN-Fahrt ANT IV/2, Rio de Janeiro - 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. - 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. und 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.
66 Seiten, 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.

Nr. 14 Baumann, M.
Die Ablagerung von Tschernobyl-Radiocäsium in der Norwegischen See und in der Nordsee.
133 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 15 Kölling, A.
Frühdiagenetische Prozesse und Stoff-Flüsse in marinen und ästuarinen Sedimenten.
140 Seiten, Bremen, Mai 1991.

Nr. 16 SFB 261 (Hrsg.)
1. Kolloquium des Sonderforschungsbereichs 261 der Universität Bremen (14.Juni 1991): Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen. Kurzfassungen der Vorträge und Poster.
66 Seiten, Bremen, Juni 1991.

Nr. 17 Pätzold, J., T. Bickert, L. Brück, G. Meinecke, S. Mulitza, C. Gaedicke
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 15/2,
Rio de Janeiro - Vittoria, 18.1. - 7.2.1991.
Bremen, 1993 (in Vorbereitung).

Nr. 18 Wefer, G., N. Andersen, W. Balzer, U. Bleil, L. Brück, D. Burda, A. Dahmke, B. Donner, T. Felis, G. Fischer, H. Gerlach, L. Gerullis, M. Hauf, R. Henning, S. Kemle, C. Kothe, R. Melyooni, F. Pototzki, H. Rode, J. Sagemann, M. Schlüter, M. Scholz, V. Spieß, U. Treppke
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 16/1,
Pointe Noire - Recife, 27.3. - 25.4.1991.
120 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 19 Schulz, H.D., N. Andersen, M. Breitzke, D. Burda, K. Dehning, V. Diekamp, T. Felis, H. Gerlach, R. Gumprecht, S. Hinrichs, H. Petermann, F. Pototzki, U. Probst, H. Rode, J. Sagemann, U. Schinzel, H. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, B. Showers, M. Tegeler, W. Thiessen, U. Treppke
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 16/2,
Recife - Belem, 28.4. - 20.5.1991.
149 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 20 Berner, H.
Mechanismen der Sedimentbildung in der Fram-Straße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See.
167 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 21 Schneider, R.
Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms.
198 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 22 Hebbeln, D.
Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Fram-Straße.
174 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 23 Lücke, A.
Umsetzungsprozesse organischer Substanz während der Frühdiagenese in ästuarinen Sedimenten.
137 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 24 Wefer, G., D. Beese, W.H. Berger, U. Bleil, H. Buschhoff, G. Fischer, M. Kalberer, S. Kemle von Mücke, B. Kerntopf, C. Kothe, D. Lutter, B. Pioch, F. Pototzki, V. Ratmeyer, U. Rosiak, W. Schmidt, V. Spieß, D. Völker
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/1, Bremen - Abidjan, 18.11.1991- 22.12.1991.
Bremen, 1993 (in Vorbereitung).

Nr. 25 Schulz, H.D., D. Beese, M. Breitzke, L. Brück, B. Brügger, A. Dahmke, K. Dehning, V. Diekamp, B. Donner, I. Ehrhardt, H. Gerlach, M. Giese, R. Glud, R. Gumprecht, J. Gundersen, R. Henning, H. Petermann, M. Richter, J. Sagemann, W. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, U. Werner, M. Zabel
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/2, Abidjan - Dakar, 27.12.1991 - 3.2.1992.
173 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 26 Gingele, F.
Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik.
202 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 27 Bickert, T.
Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik über stabile Isotope benthischer Foraminiferen.
205 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 28 Schmidt, H.
Der Benguela-Strom im Bereich des Walfisch-Rückens im Spätquartär.
Bremen, 1993 (in Vorbereitung).

Nr. 29 Meinecke, G.
Spätquartäre Oberflächenwassertemperaturen im östlichen äquatorialen Atlantik.
Bremen, 1993 (in Vorbereitung).

Nr. 30 Bathmann, U., U. Bleil, A. Dahmke, P. Müller, A. Nehrkorn, E.-M. Nöthig, M. Olesch, J. Pätzold, H.D. Schulz, V. Smetacek, V. Spieß, G. Wefer, H. Willems
Bericht des Graduierten Kollegs. Stoff-Flüsse in marinen Geosystemen. Berichtszeitraum Oktober 1990 - Dezember 1992.
396 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 31 Damm, E.
Frühdiagenetische Verteilung von Schwermetallen in Schlicksedimenten der westlichen Ostsee.
115 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 32 Antia, E.E.
Sedimentology, Morphodynamics and Facies Association of a meotidal Barrier Island Shoreface (Sspiekeroog, Southern North Sea).
Bremen, 1993 (in Vorbereitung).

Nr. 33 Duinker, J. und G. Wefer (Hrsg.)
Bericht über den 1. JGOFS-Workshop. 1./2. Dezember 1992 in Bremen.
Bremen, 1993 (in Vorbereitung)

Nr. 34 Kasten, S.
Die Verteilung von Schwermetallen in den Sedimenten eines stadtbremischen Hafenbeckens
Bremen, 1993 (in Vorbereitung)

Nr. 35 Spieß, V.
Digitale Sedimentechographie - Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie
199 Seiten, Bremen, 1993.