BERICHTE
aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Nr. 115

Völker, D. J.

UNTERSUCHUNGEN AN STRÖMUNGSBEEINFLUßTEN SEDIMENTATIONSMUSTERN IM SÜDOZEAN. INTERPRETATION SEDIMENTECHOGRAPHISCHER DATEN UND NUMERISCHE MODELLIERUNG.

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 115,
152 Seiten, Bremen 1998

ISSN 0931-0800

Untersuchungen an strömungsbeeinflußten Sedimentationsmustern im Südozean

Interpretation sedimentechographischer Daten und numerische Modellierung

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften

vorgelegt von David Julius Völker aus München
1998

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 bei:

Frau Gisela Boelen

Sonderforschungsbereich 261

Universität Bremen

Postfach 330 440

D 28334 BREMEN

Telefon: (49) 421 218-4124

Fax: (49) 421 218-3116

angefordert werden.

Zitat:

Völker, D.J.

Untersuchungen an strömungsbeeinflußten Sedimentationsmustern im Südozean. Interpretation sedimentechographischer Daten und numerische Modellierung.

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 115, 152 Seiten, Bremen, 1998.

ISSN 0931-0800

Inhaltsverzeichnis i

Kurzfassung iv

1 **Einleitung** 1

2 **Interpretation von Daten der Parasound-Anlage** 3
2.1 Das Sedimentecholot Parasound 3
2.2 Auswertung von Daten konventioneller 3,5 kHz-Sedimentecholote 6
2.3 Kartierungen mit dem eng bündelnden Parasound-Echolot 6
2.4 Arbeitsgebiet und verwendete Daten 7
2.5 Sedimentationsprozesse ohne Strömungseinfluß 8
2.5.1 Parallele Reflektoren I – Pelagische Sedimentation 9
2.5.2 Parallele Reflektoren II – turbiditische Sedimentation 12
2.5.3 Transparente Sedimentkörper I – Gravitative Massentransporte 15
2.6 Strömungsbeeinflußte Muster 16
2.6.1 Konvergierende und divergierende Reflektoren 18
2.6.2 Abgeschnittene Reflektoren 21
2.6.3 Diffuse Bodenreflektoren 21
2.6.4 Sedimentwellen 25
2.6.5 Transparente Sedimentkörper II – Driftsedimente 29
2.6.6 Leveegeometrie 30
2.7 Verbreitung strömungsindikativer Reflexionsmuster im Arbeitsgebiet 30
2.7.1 Tiefenwasserzirkulation im Südatlantik und Südozean 31
2.7.2 Weddellsee und Riiser-Larssen See 33
2.7.2.1 Ozeanographie und Sedimente 33
2.7.2.2 Seismische Datensätze 33
2.7.2.2 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten 35
2.7.2.4 Strömungsbeeinflußte Sedimentation 36
2.7.3 Agulhasbecken und Agulhasplateau 37
2.7.3.1 Ozeanographie und Sedimente 37
2.7.3.2 Seismische Datensätze 39
2.7.3.3 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten 39
2.7.3.4 Strömungsbeeinflußte Sedimentation 41
2.7.4 Südliches Kapbecken 43
2.7.4.1 Ozeanographie und Sedimente 43
2.7.4.2 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten 44
2.7.4.3 Strömungsbeeinflußte Sedimentation 45
2.7.5 Nördliches Kapbecken 46
2.7.5.1 Ozeanographie und Sedimente 46
2.7.5.2 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten 50

3 **Numerische Modellierung** 55
3.1 Modelle 56
3.1.1 Existierende Sedimentationsmodelle 56
3.1.1.1 Modell von Harbraugh & Bonham-Carter (1977) 57
3.1.1.2 Modell DEPO2D und DEPO3D (Bitzer, 1988) 58
3.1.1.3 Modell SEDSIM (Tetzlaff & Harbraugh, 1989; Lee & Harbraugh, 1992) 59

3.1.2 Zielsetzung und Konzept des vorgestellten Ansatzes ... 60
3.1.2.1 Zielsetzung und Unterschiede ... 60
3.1.2.2 Modellkonzept ... 62
3.2 Physikalische Grundlagen ... 64
3.2.1 Der Absinkprozeß ... 65
3.2.1.1 Sinkgeschwindigkeit nach Stokes (zitiert nach Allen, 1985) ... 65
3.2.1.2 Sinkgeschwindigkeit nach Zanke (1978) ... 65
3.2.1.3 Absinkverhalten realer Sedimente ... 67
3.2.2 Bewegungsbeginn an der Sohle ... 70
3.2.2.1 Die Shieldsfunktion ... 72
3.2.2.2 Berechnung nach Zanke (1977b) ... 73
3.2.2.3 Experimentelle Ergebnisse ... 74
3.2.3 Ablagerungsbeginn an der Sohle ... 75
3.2.4 Transport als Geschiebefracht ... 75
3.2.4.1 Klassische Transportgleichungen ... 75
3.2.4.2 Transportgleichungen nach Zanke (1978) ... 76
3.2.5 Transport als Suspensionsfracht ... 78
3.3 Beschreibung des Modells ... 79
3.3.1 Struktur des Modellprogramms ... 79
3.3.2 Dimension und Diskretisierung des Modellraums ... 83
3.3.3 Aufteilung des Modellraums ... 84
3.3.4 Sedimenttransport in der Wassersäule ... 86
3.3.4.1 Beispiel mit punktförmiger Sedimenteingabe ... 88
3.3.4.2 Numerische Diffusion ... 91
3.3.4.3 Beispiel mit gestörtem Strömungsfeld ... 93
3.3.5 Sedimenttransport über dem Boden ... 95
3.3.6 Ablagerung ... 98
3.3.7 Erosion ... 98
3.3.7.1 Beispiel Transport über dem Boden ... 99
3.3.7.2 Beispiel Erosion – eine Sedimentfraktion ... 102
3.3.7.3 Beispiel Erosion – mehrere Sedimentfraktionen ... 104
3.3.8 Optimierung der Rechenoperationen ... 106
3.3.9 Erweiterungsmöglichkeiten ... 107

4 Modellstudien ... 108
4.1 Einführung ... 108
4.2 Versuchsreihe Tiefseekuppe ... 109
4.2.1 Das Strömungsmodell ... 109
4.2.2 Sensitivitätsstudien ... 112
4.2.2.1 Modellrechnung mit einer Korngröße ... 112
4.2.2.2 Modellrechnung mit mehreren Korngrößen ... 116
4.2.3 Vergleich von Modellprofil und Sedimentecholotprofil ... 119
4.3 Versuchsreihe Rücken ... 124
4.3.1 Das Strömungsmodell ... 125
4.3.2 Sensitivitätsstudien ... 126
4.3.2.1 Orientierung der Rückenachse und geographische Breite ... 128
4.3.2.2 Wassertiefe ... 129

4.3.2.3 Höhe und Breite des Rückens 130
4.3.2.4 Geschwindigkeit der Basisströmung 130
4.3.2.5 Korndurchmesser 131
4.3.3 Zusammenfassende Betrachtung der Sensitivitätsstudien 133

5 Zusammenfassung und Ausblick 140
5.1. Zusammenfassung 140
5.2. Ausblick 142

Literatur 144

Danksagung 151

Symbole und Formeln 152

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit zeigt Wege auf, Daten des Parasound-Sedimentecholots für die Rekonstruktion von Mustern der ozeanographischen Zirkulation zu nutzen. Es handelt sich um ein Instrument der akustischen Fernerkundung des Meeresbodens und der relativ jungen Sedimentbedeckung, mit dem Sedimentstrukturen bis zu einer Teufe von maximal 250 m unterhalb des Meeresbodens hochauflösend abgebildet werden können.

Im östlichen Südatlantik und dem Atlantischen Sektor des Südozeans werden in Sedimentecholotdaten, die auf mehreren Expeditionen des Forschungsschiffs Polarstern gewonnen wurden, zahlreiche seismische Faziestypen beobachtet, die eine Interaktion von Ablagerungsprozessen mit Bodenwasserströmungen anzeigen. Diese Faziestypen werden beschrieben, an Beispielprofilen dokumentiert und ihre Genese diskutiert. Sie erlauben eine grobe, qualitative Abschätzung des Energieniveaus der Strömungen in Bodennähe. Ihre räumliche Verbreitung erlaubt Rückschlüsse auf die Strömungsintensität und die Verbreitung von Bodenwassermassen.

Es zeigt sich jedoch, daß die direkte Ableitung von Strömungsparametern wie mittlere Strömungsgeschwindigkeit und -richtung häufig nicht aus der Interpretation von Profildaten erfolgen kann. Aus diesem Grund wird ein Sedimentationsmodell vorgestellt, das als Interpretationshilfe dient. Die berechneten Ergebnisse werden mit Daten des Parasound-Sedimentecholots verglichen, um durch das Anpassen der Randbedingungen quantitative Aussagen über räumliche und zeitliche Variationen von Geschwindigkeit und Richtung der Strömungsfelder zu treffen.

Das zu diesem Zweck entworfene Modell simuliert die Ablagerung in der Tiefsee unter Berücksichtigung von Transportprozessen in der Wassersäule und an der Sohle, sowie der nachträglichen Erosion und fraktionierten Auswaschung von Partikeln. Bei plausiblen Annahmen über Sedimentzusammensetzung und Geschwindigkeitsfeld entstehen Sedimentstrukturen, wie sie auch in der Tiefsee beobachtet werden. Die Geometrie und Zusammensetzung dieser Sedimentkörper kann in Schnitten durch den dreidimensionalen Modellraum betrachtet werden.

Für Versuche mit dem Modell stehen Ergebnisse von zwei verschiedenen Strömungsmodellen zur Verfügung, mit denen mittlere Geschwindigkeitsfelder in der Umgebung einer umströmten Tiefseekuppe bzw. eines überströmten Rückens berechnet werden. Es werden Serien von Modellrechnungen mit diesen Strömungsfeldern vorgestellt, die belegen, daß sich die in echographischen Daten gefundenen Sedimentstrukturen im Detail nachbilden lassen. Sie eignen sich zur Abschätzung von Strömungsparametern, da die modellierten Strukturen empfindlich von Strömungsgeschwindigkeit und -richtung abhängen.

1 Einleitung

Sedimente der Tiefsee speichern Informationen über die zum Zeitpunkt der Ablagerung herrschenden ozeanographischen Bedingungen. Durch die Entschlüsselung dieser Informationen können die ozeanographischen Muster rekonstruiert und die Mechanismen ihrer Veränderungen verstanden werden. Die ozeanographische Zirkulation steht in einer Wechselbeziehung mit den klimatischen Bedingungen. So werden einzelne Wassermassen durch Evaporation, Verdünnung, Abkühlung und das Ausfrieren von Meereis an wenigen Schlüssellokationen in ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften gebildet und geprägt. Andererseits ist die thermohaline Zirkulation ein wichtiger Steuermechanismus für das globale Klima, da die Wassermassen Speicher und Träger von Wärmeenergie und von klimawirksamen chemischen Verbindungen sind. Die sedimentäre Bedeckung des Meeresbodens kann daher als Datenbasis für die Erforschung der Wechselbeziehung Ozean-Atmosphäre und letztlich auch als Klimaarchiv dienen.

Von den verschiedenen Methoden dieses Archiv zu nutzen, beruht der größte Teil auf hochauflösenden Studien an Sedimentkernen, jedoch bieten auch seismische Untersuchungen Möglichkeiten, Aussagen über Ausbreitungswege, Intensitäten und zum Teil auch Vorzugsrichtungen von bodennahen Strömungen zu treffen. Im Unterschied zu den direkten Untersuchungen am Kernmaterial ermöglichen seismische Verfahren die Identifikation strömungskontrollierter Ablagerungsmuster in sedimentären Strukturen entlang von Profilen, im Falle dichter Vermessungen auch über flächenhafte Areale. Charakteristische seismischen Faziestypen weisen auf eine Beeinflussung der Sedimentation durch Bodenwasserströmungen hin und indizieren mittlere Strömungszustände der bodennahen Wassermassen über geologische Zeiträume (z.B. Heezen et al., 1966a; Damuth & Hayes, 1977; Milliman, 1988).

Diese strömungsindikativen seismischen Faziestypen werden in seismischen Aufzeichnungen nicht selten in Zusammenhang mit topographischen Anomalien beobachtet. Sedimentwellen werden beispielsweise im Leebereich von Rückenstrukturen registriert, Erosionsrinnen und Driftsedimentkörper im Umfeld von Tiefseekuppen und Konturite am Ausgang von Tiefenwasserpassagen. Die Interaktion von Bodenwasserströmungen mit der primären Gestalt des Meeresbodens läßt charakteristische Sedimentstrukturen entstehen. Aus diesem Grund werden zeitliche Variationen in der Intensität und Richtung von Bodenwasserströmungen im Umfeld topographischer Anomalien besonders deutlich in den Sedimentstrukturen abgebildet.

In dieser Beobachtung liegt der Ausgangspunkt für den in dieser Arbeit vorgestellten Ansatz, mit dem erste Schritte für die Rekonstruktion von Mustern der Bodenwasserzirkulation aus digitalen sedimentechographischen Daten des Sedimentecholots Parasound entwickelt werden. Für diesen Zweck werden zwei Strategien verfolgt:

1. Die verfügbaren Daten mehrerer Expeditionen der Forschungsschiffe Polarstern und Meteor aus dem Zeitraum 1989-1997 wurden im Hinblick auf strömungsindikative seismische Faziestypen gesichtet und ausgewertet. Die angeführten Beispiele stammen aus dem östlichen Südatlantik, sowie dem Atlantischen und Indischen Sektor des Südozeans. Hiermit wird zweierlei erreicht. Die angeführten Profile können als Musterbeispiele für das Erkennen strömungsbeeinflußter Muster in Aufzeichnungen des Sedimentecholots Parasound verwendet werden. Darüber hinaus bildet ein Teil der Profile die Grundlage für einen Vergleich mit Modellprofilen eines in dieser Arbeit beschriebenen Sedimentationsmodells.

2. Es wird ein numerisches Modell vorgestellt, das es ermöglicht, Sedimentationsprozesse in der Tiefsee unter dem Einfluß von Strömungen zu simulieren. Die Strömungsfelder, die in die Berechnungen eingehen, entstammen numerischen Strömungsmodellen und repräsentieren zeitlich gemittelte Zustände in der Umgebung topographischer Anomalien (Tiefseekuppen, Rücken). Die Prozesse, die für eine Ablagerung unter dem Einfluß von Strömungen entscheidend sind, finden in der Wassersäule (Absinken, Verdriften, Agglutinierung, Diffusion), am Meeresboden (Transport, Erosion) und im Sediment statt (Kompaktion). Die für die Fragestellung relevanten Prozesse werden in dem Modell berücksichtigt. Die Ergebnisse der Modellrechnungen liegen in Form von Profilschnitten durch den dreidimensionalen, modellierten Sedimentkörper vor. Geometrie und Zusammensetzung der modellierten Sedimente bilden den Einfluß des gestörten Strömungsfelds ab. Sie können mit realen Sedimentstrukturen, wie sie in Profilen des Sedimentecholots Parasound zu beobachten sind, verglichen werden. Durch den Vergleich soll es möglich sein, quantitative Aussagen über die Strömungsfelder zu treffen, die zur Ausbildung der realen Sedimente geführt haben.

Die Arbeit ist in drei Teile gegliedert. In Kapitel 2 wird das Parasound-System vorgestellt und seine besonderen Vorteile für die detaillierte, hochauflösende Abbildung geologischer Prozesse zusammengefaßt. Strömungsindikative seismische Faziestypen werden beschrieben und diskutiert. Die beobachtete Verbreitung solcher Reflexionsmuster im Arbeitsgebiet wird mit bekannten ozeanographischen Zirkulationsmustern verglichen. In Kapitel 3 wird das numerische Sedimentationsmodell vorgestellt. Dazu werden die sedimentphysikalischen Grundlagen der relevanten Sedimentationsprozesse vorgestellt und ihre Umsetzung in Programmbestandteile anhand von beispielhaften Modellrechnungen erläutert. Kapitel 4 stellt eine Reihe von Modellrechnungen vor, mit denen die Aussagefähigkeit verschiedener strömungsindikativer seismischer Faziestypen in Bezug auf eine Rekonstruktion von ozeanographischen Mustern getestet wird.

2 Interpretation von Daten der Parasound-Anlage

2.1 Das Sedimentecholot Parasound

Sedimentecholote sind Instrumente der akustischen Fernerkundung des Meeresbodens und der relativ jungen Sedimentbedeckung. Als Schallquellen dienen flächige Anordnungen piezoelektrischer Schallwandler (Transducer-Arrays), die annähernd monofrequente Signale im Bereich von 3 bis 6 kHz erzeugen. Mit einer Frequenz von 3.5 kHz, die sich als Standardnutzfrequenz durchgesetzt hat, ist die Abbildung von Sedimentstrukturen in einer Größenordnung zwischen 20 und 250 m Teufe unterhalb des Meeresbodens möglich. Die Wellenlänge der Signale liegt im Bereich weniger Dezimeter, was prinzipiell erlaubt, Reflektoren im Abstand von weniger als einem Meter aufzulösen.

Die Abbildungseigenschaften verschiedener Sedimentecholotsysteme sind außer von Frequenz und Energie des Quellsignals wesentlich von der Abstrahlcharakteristik abhängig. Die Geometrie der Ausbreitung des Signals im Wasser ist stark vom Aufbau der Signalquelle bestimmt. Sie läßt sich durch kegel- oder keulenförmige Flächen beschreiben, die Punkte gleichen Schalldrucks umhüllen. Form und Öffnungswinkel des nach unten gerichteten Ausbreitungskegels (Hauptkeule) bestimmen die Größe der Auftreff-Fläche des Signals auf dem Meeresboden, von der Signale reflektiert oder gestreut werden können. Die Größe dieser Fläche ist mitbestimmend für die laterale Auflösung von Strukturen am Meeresboden und im Sediment. Die Bemühungen um eine Reduzierung der Rückstreufläche führten auf der einen Seite zur Entwicklung von dicht über dem Meeresboden geschleppten Systemen (Tyce et al., 1980) und andererseits zu parametrischen Sedimentecholoten, wie dem Parasound-System (Krupp Atlas Elektronik GmbH, Bremen).

Im Parasound-System wird die Messung der Wassertiefe mit einem eng abstrahlenden Sedimentecholot verknüpft. Als Schallquelle und zugleich Schallaufnehmer dient eine Anordnung von piezoelektrischen Schallwandlern, die fest im Schiffsrumpf eingelassen ist. Diese feste Installation ermöglicht eine im Vergleich zu geschleppten Systemen kontinuierliche und weitgehend vom Schiffsbetrieb unabhängige Datenaufzeichnung sowie einen niedrigen Rauschpegel. Das Parasound-System zeichnet sich durch die besondere Art der Signalerzeugung aus, die auf dem parametrischen Effekt beruht. Wenn zwei hochfrequente Signale mit ähnlichen Frequenzen simultan in die Wassersäule abgestrahlt werden, führt dies zur Erzeugung einer dritten Welle, dem parametrischen Signal (Grant & Schreiber, 1990). Seine Frequenz ergibt sich aus der Differenz der Frequenzen der Ausgangssignale. Im Parasound-System wird ein Signal mit einer Frequenz von 18 kHz von einem zweiten Signal überlagert, dessen Frequenz in Schritten von 0.5 kHz zwischen 20.5 kHz und 23.5 kHz variiert werden kann. Die Frequenz des parametrischen Nutzsignals liegt im Bereich von 2.5 bis 5.5 kHz. Als Standardnutzfrequenz wurde in den vergangenen Jahren zumeist 4.0 kHz gewählt. Der Bereich ist charakteristisch für Sedimentecholote und stellt einen Kompromiß zwischen hoher Signaleindringung und hoher Auflösung von Sedimentstrukturen dar. Die

Abstrahlcharakteristik des parametrischen Signals wird durch die hochfrequenten Primärsignale bestimmt. Die Hauptenergie beschränkt sich daher auf eine Keule mit einem geringen Öffnungswinkel von etwa 5° (Grant & Schreiber, 1990). Dies entspricht einer beträchtlichen Fokussierung gegenüber herkömmlichen Sedimentecholoten, die mit Nutzsignalen im Bereich von 3.5 kHz arbeiten. Entsprechend wird der Durchmesser der Rückstreufläche auf etwa 7% der Wassertiefe reduziert, gegenüber etwa 36% oder mehr bei herkömmlichen Sedimentecholoten. Verglichen mit diesen Systemen führt dies vor allem zur Unterdrückung von Diffraktionshyperbeln und Seitenechos in Regionen mit unruhiger Topographie, was auch das vertikale Auflösungsvermögen verbessert. Die vertikale Auflösung wird weiterhin dadurch positiv beeinflußt, daß aufgrund der hohen Frequenz der Primärsignale kürzere Pulse ausgesandt werden können, als es bei herkömmlichen Sedimentecholoten der Fall ist (Grant & Schreiber, 1990). Im direkten Vergleich der beiden Systeme zeigen sich die Vorteile des Parasound-Systems in analogen Aufzeichnung im Fehlen von Seitenechos, in einer höheren Anzahl abgebildeter Reflektoren und in einer höheren Signaleindringung (z.B. Heinrich, 1986, Kuhn & Weber, 1993).

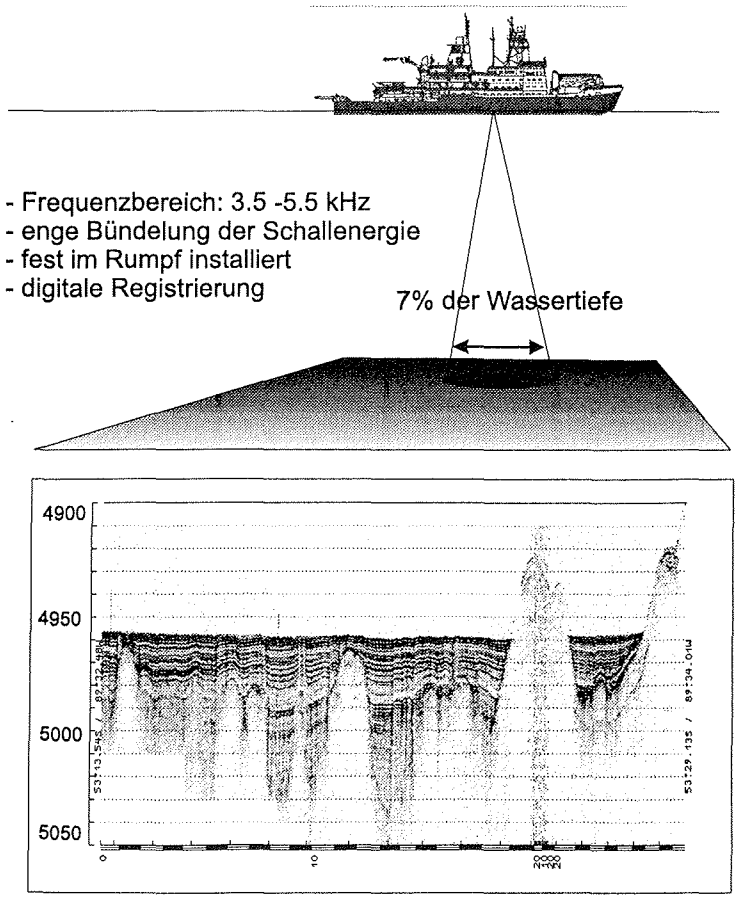


Abb. 2.1: Funktionsweise des Parasound-Sedimentecholots. b: Darstellung eines Parasound-Profils über ein turbiditisch verfülltes Becken.

Wegen der stärkeren Bündelung des Signals muß die Eigenbewegung des Schiffs bei der Ausrichtung des Schallstrahls kompensiert werden. Die Hubbewegungen des Schiffs, die in der Regel ein Vielfaches der Wellenlänge der Signale betragen, wird mit einem eingebauten Hubkompensationssystem ausgeglichen, indem der Sendezeitpunkt abhängig vom Schiffshub gezielt verzögert wird. Die Neigung der Schallquelle durch die Roll- und Stampfbewegungen des Schiffs wird ebenfalls kompensiert, um eine Abstrahlung des Schallstrahls senkrecht nach unten zu gewährleisten. Dazu werden die einzelnen piezoelektrischen Elemente der Schallquelle entsprechend ihrer Lage im Raum gezielt zeitlich versetzt angesteuert. Die enge Signalbündelung hat jedoch auch zur Folge, daß das auftreffende Signal so reflektiert wird, daß nur noch Streusignale die Schallaufnehmer erreichen, sobald die Geländeneigung wenige Grad übersteigt.

Die räumliche Dichte der Seismogramme entlang der Fahrtroute hängt in erster Linie von der Fahrtgeschwindigkeit, die zeitliche Dichte von der Wassertiefe ab. Für den einfachen Meßbetrieb, in dem ein Signal gesendet und das reflektierte Echo aufgezeichnet wird, bevor die nächste Lotung einsetzt, liegt der Schußpunktabstand bei Wassertiefen zwischen 2000 und 5000 m und einer Fahrtgeschwindigkeit von 10 Knoten bei 43 m (Spieß, 1993). Der Meßzyklus kann jedoch auch so organisiert werden, daß Pulsfolgen gesendet und empfangen werden, ohne daß sich die Sendeperiode mit dem Eintreffen reflektierter Signale überschneidet. Dieser sogenannte Pilottonmodus, der bei Registrierungen in der Tiefsee standardmäßig eingesetzt wird, erreicht eine höhere Dichte der Seismogrammfolge, da ein Teil (bis zu 40 %) der während eines Meßzyklus zurückgelegten Strecke (im obigen Beispiel 43 m) mit einer dichten Folge von Pulsen abgetastet wird. Die zeitliche Abfolge der Daten ist jedoch nicht mehr gleichmäßig, da auf Pulsfolgen eine längere Datenlücke folgt (Spieß, 1993).

Ein System zur digitalen Erfassung, Aufzeichnung und Auswertung sedimentechographischer Daten wurde am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen entwickelt (Spieß, 1993). Das hierfür entwickelte Programmpaket ParaDigMa erlaubt die Steuerung aller wesentlichen Aufgaben bei der Datenerfassung und Datenspeicherung, sowie die Darstellung der Seismogramme auf einem Bildschirm und auf Druckern. Die Daten werden mit einer Abtastrate von 40 kHz digitalisiert und im SEG-Y-Format auf Magnetbändern abgespeichert. Das Programm integriert Navigationsdaten der Bordnavigationsanlage, Tiefeninformationen des Hydrosweep-Fächersonars und Statusinformationen des Parasound-Systems in die Datenheader. Auswahl des zu registrierenden Zeitauschnitts und Überwachung des Systemzustands des Parasound-Systems und der Komponenten der Registriereinheit obliegen einem Wachgänger. Die digitale Aufzeichnung ermöglicht die Darstellung der Daten als seismische Profile in frei wählbaren Maßstäben, sowie die Anwendung von in der Seismik üblichen Filterungs- und Korrelationsverfahren zur Unterdrückung von Rauschen und Störsignalen.

2.2 Auswertung von Daten konventioneller 3,5 kHz-Sedimentecholote

Der Einsatz von Echoloten zur Erforschung der sedimentären Bedeckung des Meeresbodens begann in den sechziger Jahren (Knott & Hersey, 1956, Heezen et al., 1966b). Die Darstellung der Daten erfolgte mit einem Analogschreiber, der die Reflexionsamplituden durch Funkenentladung auf ein rotierendes Blatt Papier übertrug (Luskin et al., 1954). Durch die kontinuierliche Aufzeichnung entstanden profilhafte Abbilder des Meeresbodens und seiner Sedimentbedeckung. Die Vermessungen mit konventionellen Sedimentecholoten erfolgten mit einer Signalfrequenz von 3.5 kHz und einem Abstrahlwinkel von mehr als 20°. Durch die breite Abstrahlcharakteristik tragen Reflexionen und die Rückstreuung von einer relativ großen Fläche am Meeresboden zu der Gesamtenergie bei.

Die analogen Aufzeichnungen lassen charakteristische Echomuster erkennen, die von Oberflächenbeschaffenheit des Meeresbodens und Sedimentzusammensetzung abhängen. Damuth (1975) und Damuth und Hayes (1977) entwickelten ein umfassendes System zur Klassifikation derartiger Echomuster. Die Definition der Echotypen erfolgt nach einfachen phänomenologischen Kriterien. Durch geologische Probenahmen konnte eine Verknüpfung zwischen einzelnen Echotypen und der sedimentären Fazies hergestellt werden. Auf der Grundlage eines dichten Vermessungsnetzes wurde das regionale Auftreten der Echotypen kartiert. Mit dieser Methode war es möglich, einen Überblick über die Verteilung bestimmter Sedimenttypen zu gewinnen und daraus Aussagen über die regionale Wirksamkeit von Sedimentationsprozessen abzuleiten. Entsprechend der Abstrahlcharakteristik beschreibt die größte, von Damuth und Hayes (1977) definierte Gruppe von Echotypen verschiedene Varietäten von Diffraktionshyperbeln. Fünf der sechs durch hyperbolische Echos charakterisierte Echotypen werden auf kleinräumige, regelmäßige Meeresbodenformen (Mikrotopographie) zurückgeführt. Als deren Ursache werden häufig hangabwärts gerichtete Transportprozesse oder eine Aufarbeitung des Sediments durch Bodenwasserströmungen angenommen (Damuth & Hayes, 1977, Embley & Langseth, 1977).

2.3 Kartierungen mit dem eng bündelnden Parasound-Echolot

Im Gegensatz zu konventionellen 3.5 kHz Sedimentecholoten werden Aufzeichnungen mit dem Parasound-Sedimentecholot nur in geringem Maße von hyperbolischen Echos beeinträchtigt. Das akustische Abbild des Meeresbodens und der Sedimente ist erheblich klarer und weist einen großen Detailreichtum auf. Die verbesserte horizontale und vertikale Auflösung ermöglicht es, auch kleinräumige Strukturen wie zum Beispiel Störungszonen oder Aufstiegswege von Gas zu erkennen. Die Geometrie von Reflektoren läßt sich mit der seismostratigraphischen Nomenklatur (Vail & Mitchum, 1977) beschreiben und interpretieren. Weiterhin ermöglicht die Anwendung sequenzstratigraphischer Konzepte die Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Abfolge von Ablagerungsprozessen, etwa in Schelfbereichen (Hübscher et al, im Druck) oder beim Aufbau von Rinnen-Uferwallkomplexen (Hübscher et al., 1997).

Die mit diesen Ansätzen gegebenen Möglichkeiten der Interpretation können durch die Definition und Kartierung von Echotypen nicht ausgeschöpft werden. Einzelne Strukturen und kontinuierliche Übergänge zwischen Echotypen lassen sich bei dieser Methode nicht, oder nur durch eine Differenzierung in unübersichtlich viele Echotypen berücksichtigen. Zusätzliche, für die Charakterisierung von Sedimentationsbedingungen wichtige Informationen, wie etwa die Abfolgen und Mächtigkeiten seismischer Einheiten oder die Orientierung von Sedimentwellen, bleiben völlig unberücksichtigt. Die Kartierung von Echotypen kann daher nur ein erster Schritt in der Bearbeitung von Parasound-Daten sein, der zur Unterscheidung unterschiedlicher Sedimentationsprozesse und Sedimentationsräume dient. Die detaillierte Diskussion für die jeweilige Fragestellung relevanter Sedimentstrukturen, sowie sequenzstratigraphische Betrachtungen sind als weitergehende Schritte möglich.

Melles (1991), Melles und Kuhn (1991), Kuhn und Weber (1993) und Weber (1993) verwendeten analoge und digitale Aufzeichnungen des Parasound-Systems für die Identifikation unterschiedlicher Sedimenttypen mit einer Kartierung von Echotypen in Anlehnung an Damuth & Hayes (1977). Das von den Autoren vorgeschlagene Klassifizierungssystem von Echotypen trägt der höheren horizontalen Auflösung der Daten und dem relativ geringen Einfluß von hyperbolischen Echos Rechnung. Es wurde in einer Reihe von nachfolgenden Arbeiten aufgegriffen und entsprechend den Besonderheiten der verschiedenen Arbeitsgebiete modifiziert (Gerullis, 1992; Völker, 1993; Bergmann, 1996). Daneben wurden Daten des Parasound-Systems auch zur kleinräumigen Kartierung von Sedimentstrukturen in speziellen Ablagerungsräumen (Bohrmann et al., 1992; Gersonde et al., 1997), sowie zur seismostratigraphischen Diskussion ausgewählter Regionen verwendet (Hübscher et al., 1997).

In dieser Arbeit wird die Verbreitung charakteristischer Reflexionsmuster und Sedimentstrukturen im Arbeitsgebiet beschrieben, um (1) prinzipiell zwischen ungestörten pelagischen Sedimenten, Turbiditablagerungen, durch Rutschungen gestörten Sedimenten, und durch Bodenwasserströmungen beeinflußten Sedimenten zu unterscheiden und (2) Informationen über den Weg von Bodenwassermassen zu sammeln.

2.4 Arbeitsgebiet und verwendete Daten

Das Parasound-System und das Datenerfassungssystem ParaDigMA wurden 1989 auf dem Forschungsschiff Polarstern installiert und erstmals auf der Expedition ANTARKTIS-VIII (Fahrtabschnitt ANT-VIII/3) zur Aufzeichnung längerer Profile eingesetzt (Spieß et al., 1990). Auf nahezu allen nachfolgenden Expeditionen in die Antarktis, ANT-VIII/3-6 (1989), ANT-IX (1990/91), ANT-X (1992), ANT-XI (1993/94), ANT-XII (1995), ANT-XIII (1996) und ANT-XIV (1997) kam das Parasound-System auf den marin-geowissenschaftlich ausgerichteten Fahrtabschnitten zum Einsatz. Ein großer Teil der gewonnenen Daten konnte als Grundlage dieser Arbeit verwendet werden. Sie stammen aus dem östlichen Südatlantik, (Kapbecken und Agulhasbecken), aus dem Atlantischen Sektor des Südozeans (Weddell-

becken und Riiser-Larssen-See) und aus dem westlichsten Bereich des Indischen Sektors des Südozeans (Enderby-Tiefsee-Ebene, siehe Abb. 2.2). Das Kapbecken wurde zusätzlich während Expeditionen des Forschungsschiffs Meteor überlaufen, das ebenfalls über ein Parasound-Sedimentecholot verfügt. Die Expeditionen, deren Daten für die in dieser Arbeit durchgeführten Auswertungen zur Verfügung standen, sind in Tabelle 1 aufgelistet.

Fahrt-abschnitt	**Jahr**	**Ausgangs-hafen**	**Zielhafen**	**Zielregion**	**Literatur**
ANT-VIII/3	1989	Kapstadt	Punta Arenas	Agulhasbecken, Kapbecken, Argentinienbecken	Gersonde & Hempel, 1990
ANT-VIII/6	1989	Kapstadt	Kapstadt	Kapbecken, Agulhasbecken, Maudrücken, Gunnerus-rücken	Fütterer & Schrems, 1991
ANT-IX/4	1990/91	Kapstadt	Bremerhaven	Agulhasbecken, Kapbecken	Bathmann et al., 1992
ANT-XI/4	1993/94	Kapstadt	Kapstadt	Atlantischer und Indischer Sektor des Südozean	Kuhn, im Druck
ANT-XIV/4	1997	Kapstadt	Bremerhaven	Kapbecken, Angolabecken	Fütterer, 1998

Tabelle 1: Expeditionen der Polarstern in den Südozean mit Bezug zu dieser Arbeit.

2.5 Sedimentationsprozesse ohne Strömungseinfluß

Im folgenden Kapitel werden Reflexionsmuster und zugrundeliegende Sedimentationsprozesse diskutiert, die im Unterschied zu den in Abschnitt 2.6 vorgestellten Mustern keine Beeinflussung durch Bodenströmungen erkennen lassen. Das Verständnis dieser Muster ist für die Diskussion strömungsbeeinflußter Reflexionsmuster erforderlich, weil grundsätzlich verschiedene Prozesse zu ähnlichen Reflexionsmustern führen können. Sofern Reflexionsmuster mit Echotypen der Klassifikationen von Damuth & Hayes (1977) oder Melles & Kuhn (1991) übereinstimmen, wird darauf hingewiesen. In diesem Kontext sind folgende Reflexionsmuster und Sedimentationsprozesse von Bedeutung:

- parallele Reflektoren I - pelagische Sedimentation,
- parallele Reflektoren II - turbiditische Sedimentation,
- transparente Sedimentkörper - gravitative Massentransporte.

2.5.1 Parallele Reflektoren I – Pelagische Sedimentation

Reflexionsmuster: Das Reflexionsmuster zeigt parallele Reflektoren, deren Verlauf der Topographie des tiefsten, erkennbaren Reflektors angepaßt ist. Die einzelnen Reflektoren haben vertikal unregelmäßige Abstände und besitzen unterschiedlich hohe Amplituden, weisen aber lateral eine hohe Kontinuität und geringe Amplitudenvariationen auf (siehe Abb. 2.3). Damuth & Hayes (1975) bezeichnen Reflexionsmuster, die durch eine regelmäßige Abfolge kontinuierlicher, paralleler Reflektoren gekennzeichnet sind, als Typ Ib, Melles & Kuhn nennen diesen Typ L (Layers). Das hier beschriebene Reflexionsmuster unterscheidet sich jedoch durch die unregelmäßigen vertikalen Abstände der Reflektoren und vor allem dadurch daß die Reflektoren nicht hrizontal verlaufen, sondern einer primär zugrundeliegenden Topographie folgen (siehe Abb. 2.3). Es wird bei variabler Signaleindringtiefe und Anzahl erkennbarer Reflektoren vorwiegend auf ozeanischen Plateaus und Rücken (z.B. Meteorrücken, Conradrücken, Gunnerusrücken, Südwest-Indischer Rücken) beobachtet. Das Reflexionsmuster scheint damit auf Regionen beschränkt zu sein, in denen keine turbiditische Beeinflussung der Sedimentation stattfindet (vgl. Abschnitt 2.5.2).

Sedimentationsprozeß: Bei den Sedimenten handelt es sich um biogen-pelagische Ablagerungen, wie Kernbeprobungen in diesen Regionen zeigten (z.B. Froehlich et al., 1991, Bathmann et al., 1992, Kuhn, im Druck). Als pelagische Sedimentation wird die landferne Ablagerung von Sedimentpartikeln aus der Wassersäule in der Tiefsee bezeichnet (Kennett, 1982). Die Sedimentzusammensetzung pelagischer Sedimente umfaßt außer biogenen Partikeln, feinkörniges terrigenes Material, durch Eis transportierten Detritus („ice-rafted debris", IRD) und Pyroklastika. Pelagische Sedimentation ist typischerweise mit geringen Sedimentationsraten und geringen räumlichen Variationen der Sedimentzusammensetzung verbunden (Kennett, 1982). Aus diesem Grund führt sie bei Abwesenheit von Strömungen zur großräumigen Ablagerung von Sedimentpaketen mit lateral konstanter Mächtigkeit, wobei die Sedimentschichten dem Verlauf der primären Topographie folgen. Die ursprüngliche Morphologie bildet sich daher in der Sedimentoberfläche ab. Impedanzkontraste in der Sedimentsäule, die als Reflektoren erscheinen, lassen sich, je nach Art der abgelagerten Sedimente, auf verschiedene Ursachen zurückführen. Variationen in der Zufuhr terrigener Sedimentbestandteile (Meeresspiegelschwankungen, klimatische Veränderungen in den Hinterlandgebieten, Eintrag von IRD und vulkanischen Aschen), Änderungen in der Zufuhr und den Proportionen biogener Bestandteile (klimatisch und evolutionsbedingte Faunenwechsel) und des Chemismus der Ozeane (Lösungszyklen) sind nur einige der wichtigen Mechanismen. Allerdings verursachen nur wenige der erwähnten Mechanismen scharfe Impedanzkontraste. Die Erfahrung zeigt, daß aufgrund der Signaleindringtiefe häufig der Sedimenttyp – Foraminiferensand (Eindringtiefe 0-10 m) oder Diatomeenschlamm (Eindringtiefe 50-250 m) – grob bestimmt werden kann.

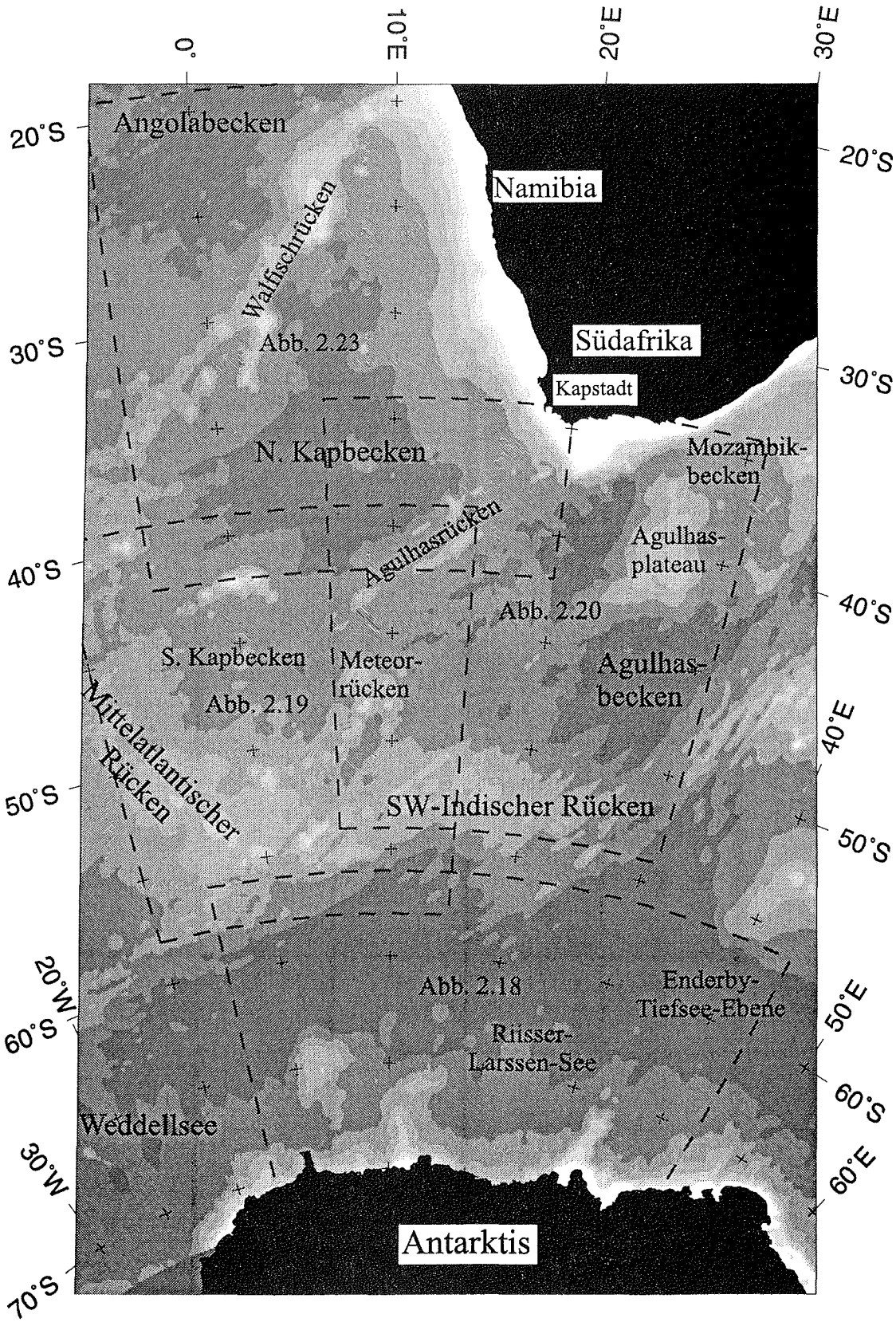


Abb. 2.2: Übersichtskarte über das Arbeitsgebiet. Die Bathymetrie ist in Tiefenintervallen von 1000 m angegeben, um wesentliche Rückensysteme und Becken zu verdeutlichen. In den entsprechenden Kapiteln werden diese gesondert behandelt. Die Lage der detaillierteren Karten ist eingetragen.

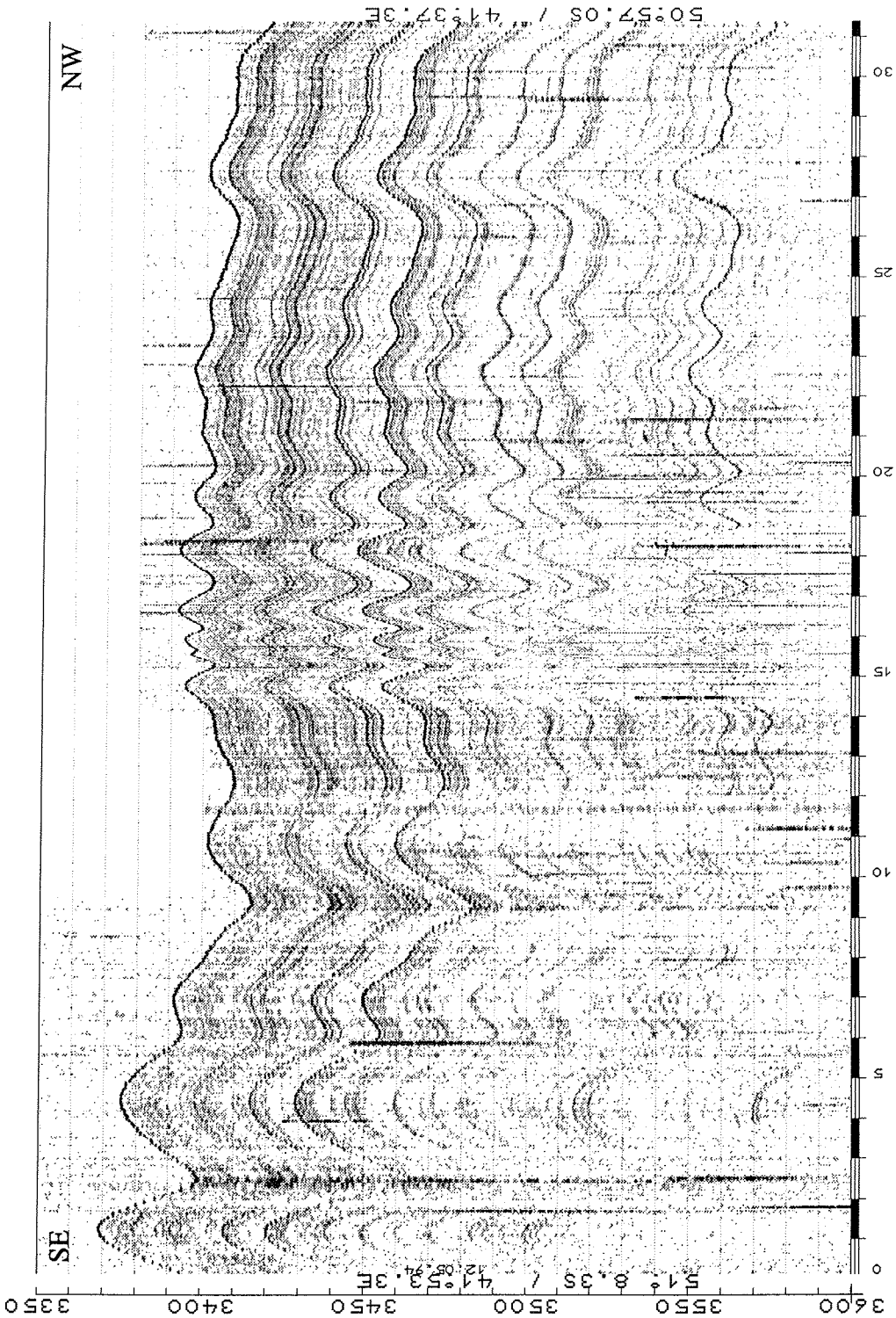


Abb. 2.3: Biogen-pelagische Sedimente (Diatomeenschlämme) auf dem Conradrücken. Das Reflexionsmuster ist durch parallele Reflektoren mit unterschiedlicher Intensität gekennzeichnet. Die Mächtigkeit der seismischen Einheiten variiert lateral kaum, so daß die Morphologie der ältesten erkennbaren Reflektoren nahezu unverändert durchgepaust wird. Vertikale Überhöhung ca. 80:1, Expedition ANT-XI/4.

2.5.2 Parallele Reflektoren II – turbiditische Sedimentation

Reflexionsmuster: Das Reflexionsmuster weist parallele, ebene und deutliche Reflektoren auf (siehe Abb. 2.4). Die Reflektoren verlaufen nahezu horizontal und lassen sich über Distanzen von mehreren 10 bis 100 Kilometern verfolgen. An bestehenden topographischen Erhebungen konvergieren die Reflektoren und zeigen eine konkave Aufbiegung (Abb. 2.5). Das Reflexionsmuster entspricht weitgehend dem Echotyp Ib nach Damuth und Hayes (1977) beziehungsweise dem Echotyp L von Melles und Kuhn (1991). Im Arbeitsgebiet wurden entsprechende Reflexionsmuster in Tiefseebecken nördlich und südlich der Polarfrontzone angetroffen (Kapbecken und Weddellsee).

Sedimentationsprozeß: Bei den Sedimenten handelt es sich um Turbiditlagen. Turbiditströme sind kurzlebige, gravitativ angetriebene Strömungsereignisse, in denen turbulente Gemische aus Sediment und Wasser in tiefere Niveaus des Ozeans fließen. Sie entstehen an den Hängen von Kontinentalrändern, untermeerischen Plateaus und Tiefseekuppen und gewinnen bei ihrer hangabwärts gerichteten Bewegung hohe Geschwindigkeiten von bis zu 90 km/h (Kennett, 1982). Turbiditströme können große Mengen an Sediment transportieren und überwinden nach ihrem Eintreffen in den tiefen Becken der Ozeane auch bei geringer Hangneigung noch Entfernungen von mehr als 1000 km (Kennett, 1982). Turbidite bilden daher einen wesentlichen Mechanismus für den Transport von terrigenem Sediment in die tiefen Becken der Ozeane.

Die Ablagerungen von Turbiditströmen bilden in der Tiefsee lagenartige Ablagerungen, die sich durch eine grobkörnige, unter Umständen erosive Basis, eine Gradierung der Korngrößen und typische Internstrukturen auszeichnen. Turbiditlagen bilden Sedimentkörper von großer lateraler Ausdehnung. Sand- und Siltlagen an der Basis einzelner Turbiditlagen bilden scharfe Dichte- und Impedanzkontraste, die als deutliche Reflektoren abgebildet werden. Die Ablagerung von Turbiditen führt dazu, daß die Meeresbodentopographie durch die bevorzugte Verfüllung von Becken sukzessive eingeebnet wird. Dieser Prozeß kann am Verlauf der Reflektoren nachvollzogen werden, wenn sie an bestehenden topographischen Erhebungen konvergieren und eine konkave Aufbiegung zeigen, deren Krümmung mit fortschreitendem Ablagerungsprozeß abnimmt. Wenn die Einebnung der Basisfläche abgeschlossen ist, verlaufen die Reflektoren horizontal.

Für die Turbiditsedimentation spielen submarine Rinnen eine wichtige Rolle, da sie Turbiditströme auf dem Weg in die Tiefsee führen. Die Turbiditströme vertiefen die Rinnen und führen zum Aufbau großer Sedimentkörper an den Seiten. Die Entwicklung dieser Levees erfolgt überwiegend dadurch, daß Turbiditströme einen Teil ihrer Sedimentfracht durch das Überfließen der Suspensionswolke über die Rinnenwände verlieren (Pickering et al., 1989). Es bilden sich gradierte Lagen, deren unteren Begrenzungen als scharf begrenzte Reflektoren abgebildet werden, wie es auch bei bei Turbiditablagerungen der Fall ist. Profile, die rechtwinklig zur Rinnenachse verlaufen, zeigen jedoch, daß die Reflektoren von der

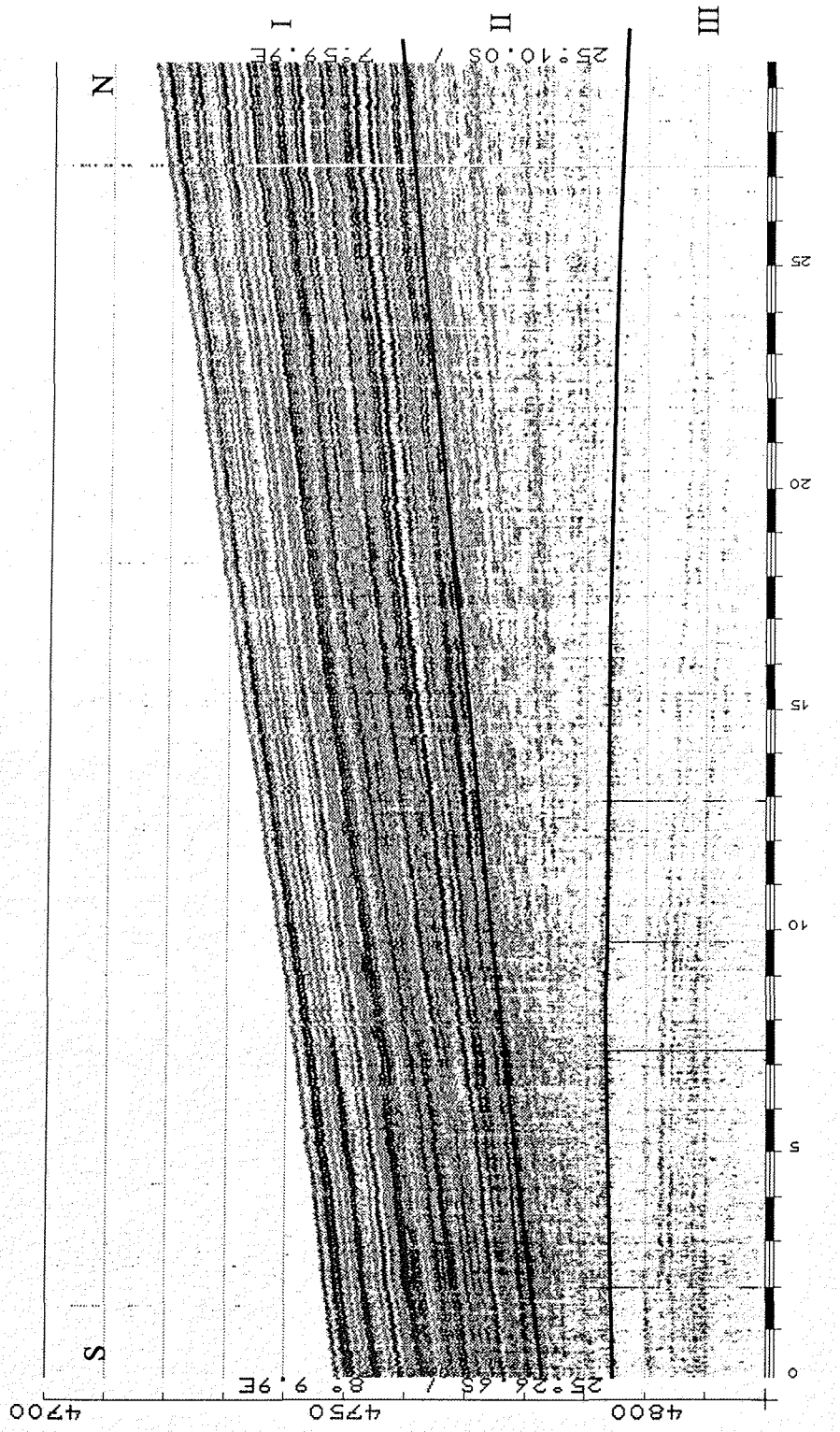


Abb. 2.4: Turbiditfazies im nördlichen Kapbecken, gekennzeichnet durch parallele, kontinuierliche und fast ebene Reflektoren. Die jüngsten und ältesten erkennbaren Reflektorfolgen (I&III) zeigen einen nahezu parallelen Verlauf, während in Einheit II die Reflektoren konvergieren. Die Lage des Profils ist in Abb. 2.23 eingetragen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 116:1, die tatsächliche Neigung des Meeresbodens etwa 1m/1km. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XIV/4 aufgezeichnet.

Rinnenachse weg geneigt sind, und mit zunehmender Entfernung konvergieren. In der Riiser-Larssen See wurden Leveekomplexe beobachtet, die sich 50 km zu beiden Seiten der dazugehörigen Rinnen ausdehnen (Kagami et al., 1991; Fütterer & Schrems, 1991, Kuhn, im Druck).

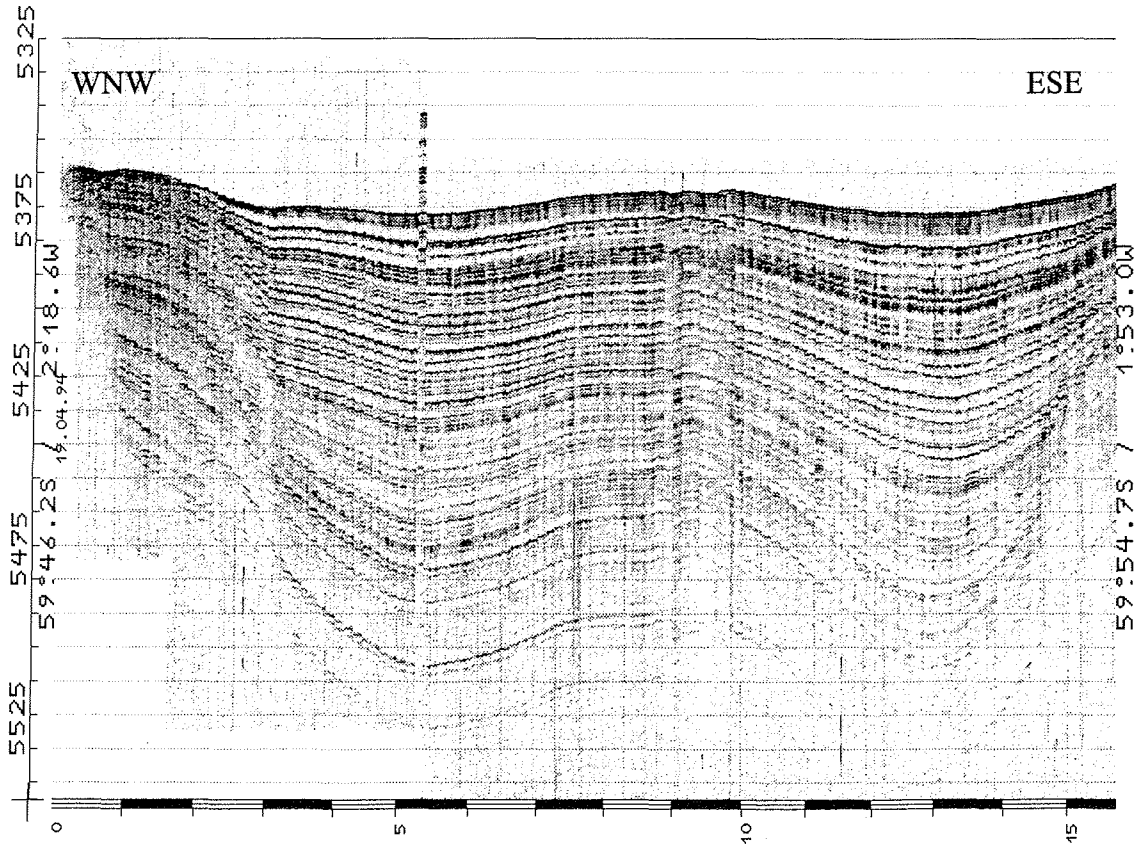


Abb. 2.5: Turbiditablagerungen im Weddellbecken. Die Krümmung der Reflektoren nimmt vom Liegenden zum Hangenden ab. Die Sedimentation führt zu einer kontinuierlichen Einebnung der ursprünglichen Topographie. Die geographische Lage ist in Abb. 2.18 eingetragen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 44:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

2.5.3 Transparente Sedimentkörper I – Gravitative Massentransporte

Reflexionsmuster: Das Reflexionsmuster weist kissen-, lagen- oder linsenartige, lateral auskeilende Körper auf, die akustisch transparent erscheinen. Form und Ausdehnung dieser Sedimentkörper ist äußerst variabel. Im Arbeitsgebiet wurden transparente Sedimentkörper mit Mächtigkeiten zwischen 5 m und 50 m und lateraler Erstreckung zwischen 1 km und 80 km beobachtet. Die obere Begrenzung der Körper ist häufig unruhig und kann aus der Überlagerung vieler hyperbolischer Echos resultieren. In einigen Fällen bilden die Körper flache, oft zungenartige Strukturen mit hangabwärts gestreckter Form und auskeilenden lateralen Begrenzungen auf dem Meeresboden (siehe Abb. 2.6). Die akustische Transparenz steht im auffälligen Gegensatz zu den regelmäßig geschichteten Sedimenten auf denen solche Körper dann häufig aufliegen. Ein solcher Sedimentkörper wurde von Weber (1992) am Kontinentalrand der südöstlichen Weddellsee vermessen. Der Körper zeigte eine langgestreckte Gestalt, die bei einer Breite von wenigen Kilometern eine Länge von 20 km in Richtung des Gefälles aufwies. Reflexionsmuster dieser Art finden sich im gesamten Arbeitsgebiet am Fuß von Rückenstrukturen, Plateaus und Tiefseekuppen (Walfischrücken,

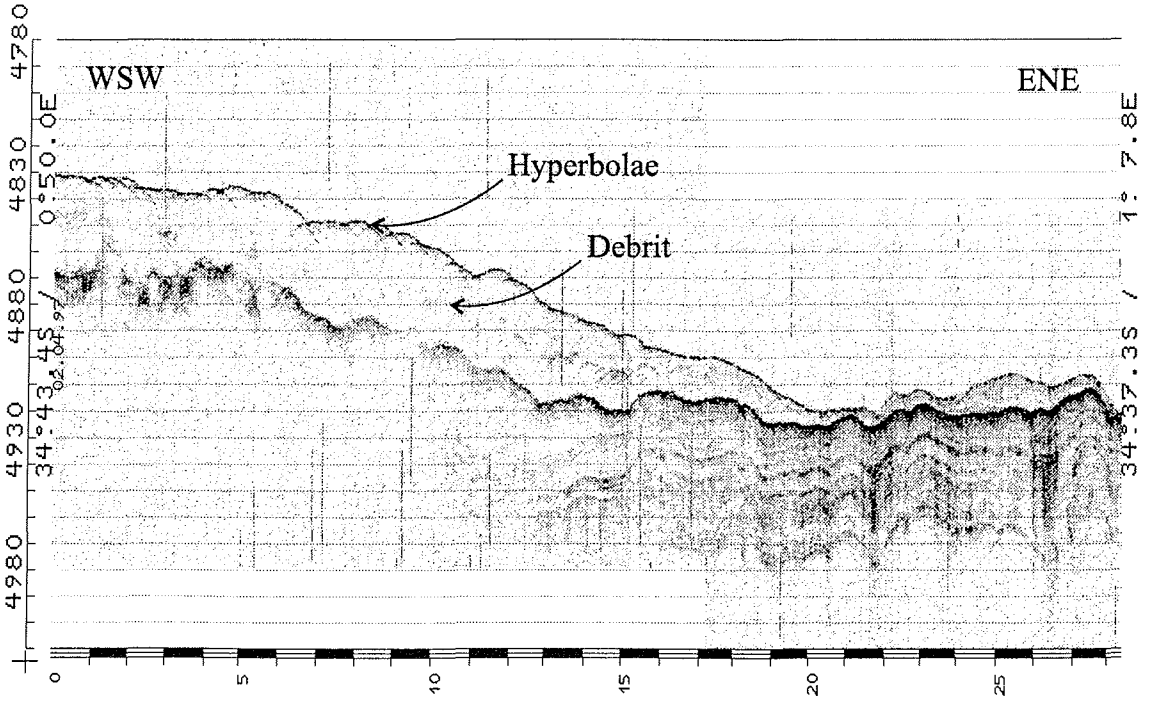


Abb. 2.6: Allochthones Sedimentpaket (Debrit) im nördlichen Kapbecken. In diesem Beispiel ist die typische Keilform, die akustische Transparenz und die unruhige Oberfläche des Debriten gut zu erkennen. Die Lage des Profils ist in Abb. 2.23 angegeben. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 68:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XIV/4 aufgezeichnet.

Meteorrücken, Jonas Tiefseekuppe) sowie am unteren Kontinentalfuß vor Südafrika und Namibia und der Antarktis. Das Reflexionsmuster entspricht Echotyp W („Wedge"- Keil) nach Melles & Kuhn (1991).

Sedimentationsprozeß: Die beschriebenen Körper werden von Melles & Kuhn (1991), Weber (1992) und Bergmann (1996) übereinstimmend als Rutschmassen (Debrite oder debris flows) gedeutet. Als Debrite werden Rutschungen bezeichnet, in denen eine Durchmischung der Sedimente durch langsame Fließvorgänge erfolgt (Nardin, 1979). Derartige Massentransporte erzeugen aufliegende Sedimentkörper oder auch Einschaltungen in regelmäßigere Sedimentablagerungen, die räumlich begrenzt sind und anhand ihrer Geometrie und der Reflexionseigenschaften als Fremdkörper identifizierbar sind. Die hangabwärts gestreckte Form der Körper im Zusammenhang mit der lokalen Topographie sprechen für diese Interpretation. Die akustische Transparenz kann mit der Zerstörung der internen Struktur durch den langsamen Fließvorgang erklärt werden. Querschnitt, Geometrie und Oberflächenstruktur der Sedimentkörper entsprechen Debriten (Nardin et al., 1979). Eine bemerkenswerte Ausnahmeerscheinung wurde in der Enderby Tiefsee-Ebene registriert, wo Reflexionsmuster über eine Profillänge von etwa 150 km ähnliche Merkmale aufwiesen (eingeschaltete linsen- bis lagenartige akustisch transparente Körper), ohne, daß aus der näheren Umgebung eine topographische Erhebung bekannt ist.

2.6 Strömungsbeeinflußte Muster

Der Schwerpunkt der Diskussion wird auf Reflexionsmuster gelegt, die eine Beeinflussung der Sedimentation durch Bodenwasserströmungen anzeigen. Als seismische Strömungsindikatoren können folgende Reflexionsmuster angesehen werden:

- kleinräumig konvergierende und divergierende Reflektoren,
- abgeschnittene Reflektoren,
- diffuse Bodenreflektoren,
- Sedimentwellen,
- transparente Sedimentkörper II - Driftsedimente,
- asymmetrische Leveedistribution im Umfeld von Tiefseerinnen.

Einige der Reflexionsmuster sind im Arbeitsgebiet weit verbreitet, während die meisten kleinräumig auftreten und mit topographischen Strukuren assoziiert sind.

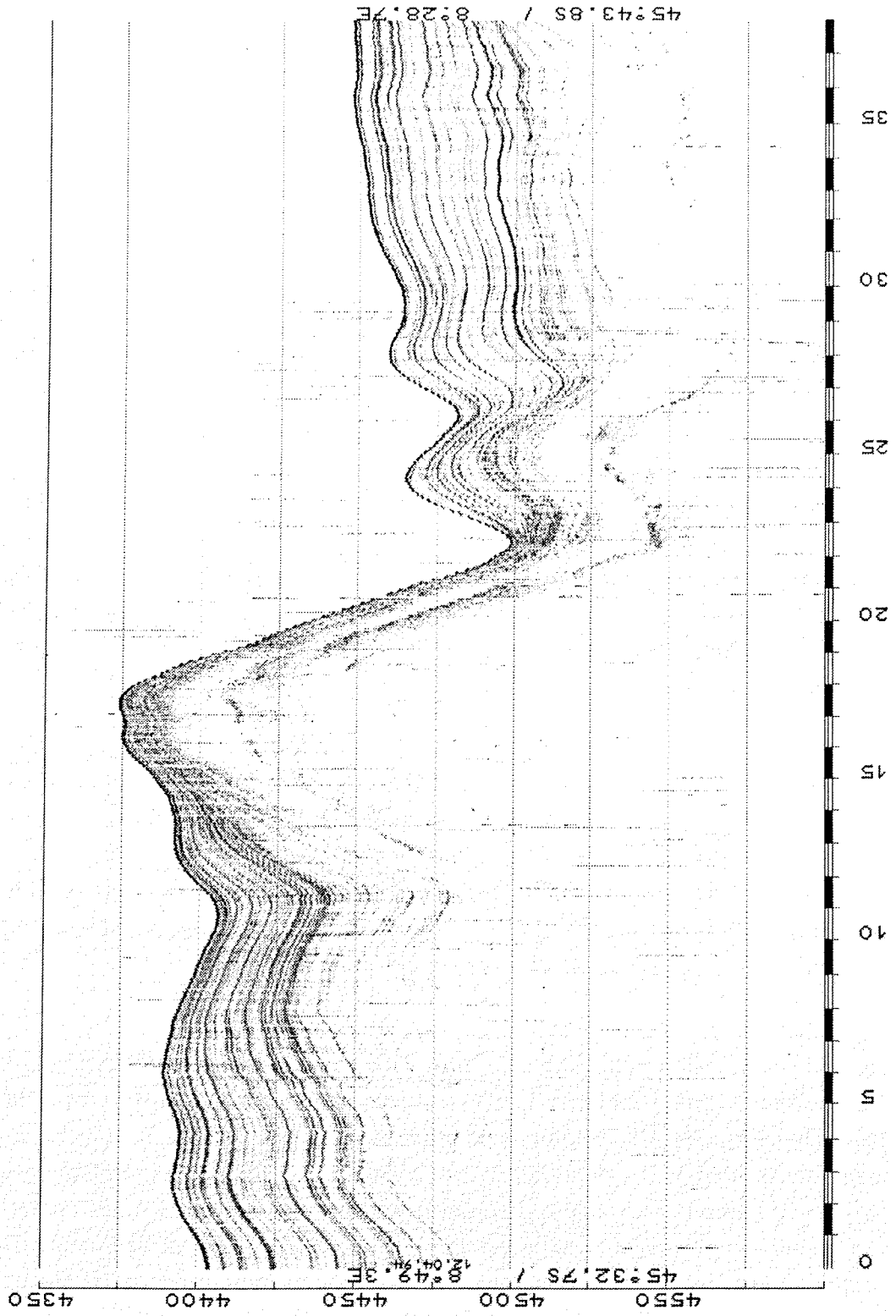


Abb. 2.7: Reflexionsmuster mit kleinräumig konvergierenden und divergierenden Reflektoren im Agulhasbecken (Lokation, siehe Abb. 2.20). Aufgrund der seismischen Eigenschaften lassen sich zwei seismische Einheiten unterscheiden (I & II). Die Mächtigkeit der jüngeren Einheit I variiert in Abhängigkeit zu der Morphologie, die durch die Einheit II vorgegeben ist. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 94:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

2.6.1 Konvergierende und divergierende Reflektoren

Reflexionsmuster: Das Reflexionsmuster zeichnet sich durch lateral kontinuierliche Reflektoren aus, die konvergieren und divergieren. Der Verlauf der Reflektoren zeigt räumliche Variationen der Mächtigkeit einzelner seismischer Sequenzen, sowie der gesamten, akustisch erfaßten Sedimentsäule. Bereiche mit vertikal verdichteter Abfolge von Reflektoren gehen stetig in Bereiche über, in denen die Abfolge von Reflektoren aufgeweitet erscheint (siehe Abb. 2.7). Die Gesamtmächtigkeit der akustisch erfaßbaren Sedimentsäule variiert dabei oft um mehr als einen Faktor zwei bei lateralen Entfernungen von wenigen Kilometern (Abb. 2.8). Die Variationen stehen häufig in direktem Zusammenhang mit der Topographie des Meeresbodens. Bereiche mit vertikal verdichteter Reflektorabfolge werden häufig am Fuß von Tiefseekuppen und Rücken beobachtet (siehe Abb. 2.9), sowie in Regionen exponierter Topographie, zum Beispiel auf kleinen Sätteln. Eine Aufweitung der Reflektorabfolge läßt sich in Senken innerhalb von Regionen leicht erhöhter Topographie beobachten. In der Umgebung von Tiefseekuppen und Rücken divergieren Reflektoren häufig mit zunehmender Entfernung von den topographischen Strukturen (siehe Abb. 2.9). Das beschriebene Reflexionsmuster dominiert im südlichen Kapbecken und im Agulhasbecken. Besonders deutlich ausgeprägte Formen konvergierender und divergierender Reflektoren werden im Einflußbereich der Polarfrontzone beobachtet. Es besteht keine Entsprechung zu von Damuth & Hayes (1975) oder Melles & Kuhn (1991) definierten Echotypen.

Sedimentationsprozeß: Das Reflexionsmuster bildet die Interaktion von pelagischer Sedimentation mit bodennahen Strömungen ab. Da anzunehmen ist, daß einzelne Reflektoren auf zeitgleiche Sedimentationsereignisse zurückgehen (Isochronen), sind die Unterschiede in der Mächtigkeit akustischer Einheiten auf kleinräumige laterale Variationen der Akkumulationsraten zurückzuführen. Für diese kleinräumigen, räumlich und zeitlich stabilen Variationen kommen mehrere Ursachen in Frage. Einige Gründe sprechen jedoch für Muster im Strömungsfeld des Bodenwassers als Hauptfaktor:

1. Es besteht ein klarer Zusammenhang zwischen Akkumulationsraten und der Bodentopographie. Dieser läßt sich durch den Einfluß der Gestalt des Meeresbodens auf das bodennahe Strömungsfeld erklären. Topographisch exponierte Regionen, sowie die Flanken von Tiefseekuppen sind Regionen erhöhter Strömungsenergie (z.B. Roberts et al., 1974; von Stackelberg et al., 1978; Bergmann, 1996). Aufgrund höherer Strömungsgeschwindigkeiten kommt es zu einem geringeren Eintrag von Sedimenten aus der Wassersäule und unter Umständen auch zum sortierten Austrag eines Teils der Sedimente (Bergmann, 1996). Andererseits können Regionen, in denen die Strömungsenergie nachläßt, als Sedimentfallen wirken. Dies könnte auf überströmte Senken zutreffen.
2. Kleinräumige Variationen in der Sedimentproduktion in der Nähe der Meeresoberfläche erscheinen als Ursache unwahrscheinlich, da der Absinkprozeß derartig kleinräumige Variationen verrauschenxx würde.

3. Francois et al. (1993) und Frank (1995) weisen an Sedimentkernen aus dem subantarktischen Indischen Ozean nach, daß die Akkumulationsraten opaliner Sedimente während des Spätquartär primär auf Schwankungen der lateralen Sedimentzufuhr zurückzuführen sind. Die Autoren folgern, daß der Bodenwassertransport der bestimmende Faktor für die Ablagerungsraten dieser Sedimente ist. Frank (1995) unterscheidet daher zwischen Regionen mit bevorzugtem lateralem Sedimenteintrag („focussing") und -austrag („winnowing"). Die lateral eingetragene Sedimentanteil kann ein Vielfaches des vertikalen Sedimenteintrag betragen. Im Falle von „winnowing" wird nur ein Bruchteil der vertikal eingetragenen Sedimentpartikel tatsächlich abgelagert (Frank, 1995).

Es muß darauf hingewiesen werden, daß das Konvergieren der Reflektoren bei turbiditischer Verfüllung von lokalen Sedimentationsbecken (siehe Abschnitt 2.5.2) mit dem strömungsbedingten Konvergieren von Reflektoren verwechselt werden kann. Bei Turbiditfolgen wird allerdings der Verlauf der Reflektoren mit der Zeit verflacht (siehe Abb. 2.10 a). Konvergierende Reflektoren entstehen in diesem Fall dadurch, daß die Aufbiegung von Reflektoren mit der Zeit abnimmt, bis die Reflektoren nahezu horizontal verlaufen (das Becken verfüllt ist). Strömungsbeeinflußte Sedimentationsmuster führen dagegen mit der Zeit zur Verstärkung der topographischen Gradienten, wenn die räumliche Lage der Regionen, in denen winnowing bzw. focussing erfolgt, ortsfest ist (Abb. 2.10 b).

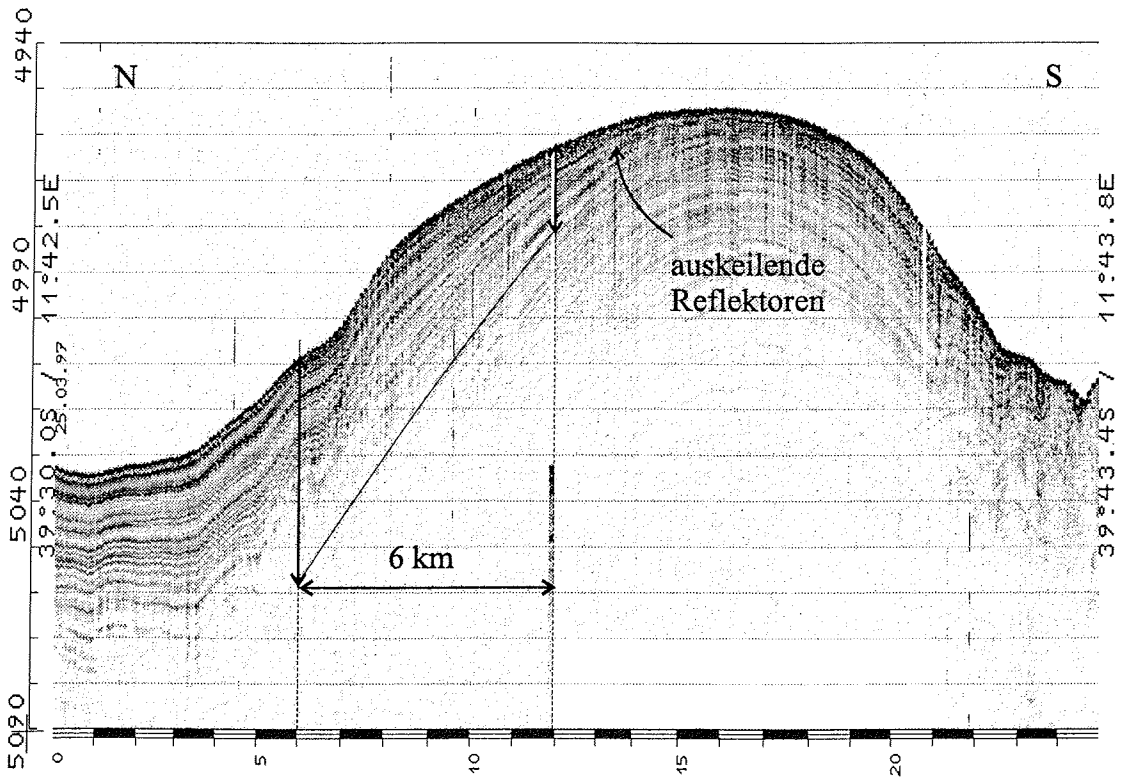


Abb. 2.8: Reflexionsmuster mit extrem konvergierenden und divergierenden Reflektoren in der Kap-Passage. Der Verlauf der Reflektoren zeigt Variationen in der mittleren Rate der Sedimentakkumulation im Verhältnis 1:2 über eine Distanz von 6 km. Die geographische Lage ist in Abb. 2.24 eingetragen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 111:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XIV/4 aufgezeichnet.

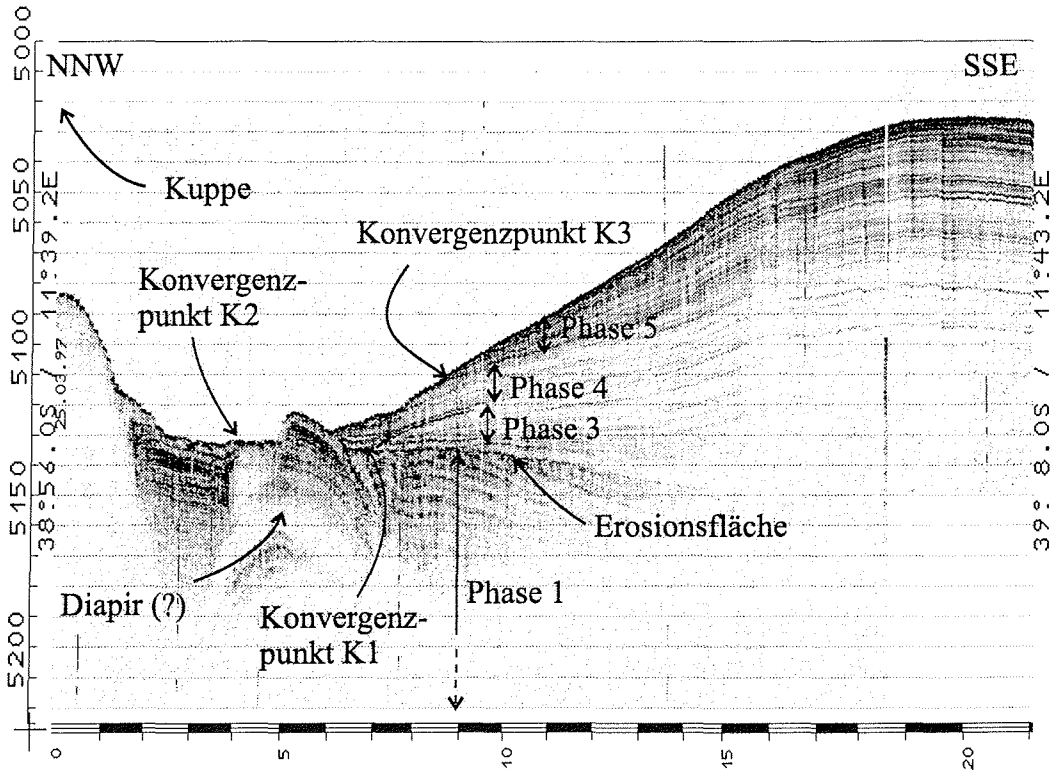


Abb. 2.9: Erosion und Deposition am Fuß einer Tiefseekuppe in der Kap-Passage. Die Kuppe schließt nördlich an das Profil an. Direkt unterhalb des Steilhangs ist eine rinnenartige Vertiefung zu erkennen, deren Basis von einer Erosionsfläche gebildet wird, an der Reflektoren terminieren (toplaps, siehe Pfeil). Die Sedimente südlich der Rinne liegen auf der Erosionsfläche auf, ihre Mächtigkeit nimmt mit der Entfernung zur Kuppe zu. An der Lage der Punkte, in denen die Reflektoren konvergieren (Konvergenzpunkte K1-K3), lassen sich verschiedene Phasen der Ablagerung unterscheiden. Die Lage des Profils ist in Abb. 2.24 vermerkt, die vertikale Überhöhung beträgt ca. 66:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XIV/4 aufgezeichnet.

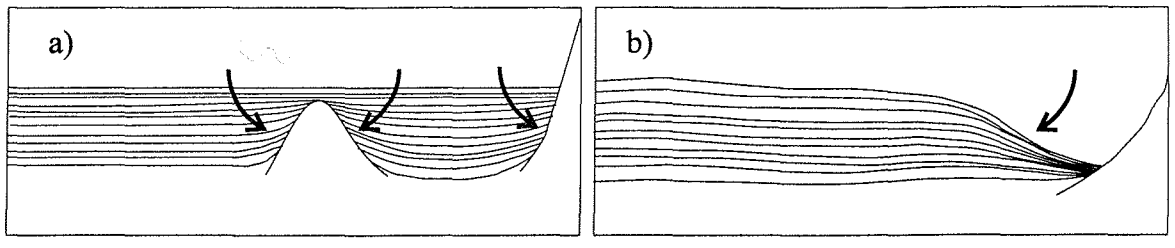


Abb. 2.10: Reflektorgeometrie mit konvergierenden Reflektoren im Fall von a) Turbiditsedimentation und b) strömungsbeeinflußter Sedimentation

2.6.2 Abgeschnittene Reflektoren

Reflexionsmuster: Besonders auffällig sind Reflexionsmuster, in denen Reflektoren entweder an der Meeresoberfläche abgeschnitten sind („truncated reflectors", Abb. 2.11), oder winkeldiskordant gegen Reflektoren im Liegenden terminieren („toplaps", Abb. 2.12). Das Abschneiden von Reflektoren ist zumeist an rinnenartigen Vertiefungen, Mulden und stufenartigen Versätzen des Meeresbodens zu beobachten. Es treten sowohl v-förmige Rinnen geringer Breite (Abb. 2.11), als auch breite Mulden auf (2.13). Reflexionsmuster mit angeschnittenen Reflektoren sind in der Regel auf kleinere Areale begrenzt, und werden häufig am Fuß von Tiefseekuppen und an der Basis untermeerischen Rücken beobachtet (z.B. Roberts et al., 1974; Bornhold & Summerhayes, 1977; Siesser et al., 1988, Abb. 2.9, 2.14). Reflexionsmuster dieser Art sind im Arbeitsgebiet am unteren Kontinentalfuß vor Namibia und der Westküste Südafrikas, sowie am Fuß des Walfischrückens und des Agulhasplateaus verbreitet (vgl. Abschnitte 2.7.3 und 2.7.5).

Sedimentationsprozeß: Reflexionsmuster dieser Art können Erosion durch Bodenwasserströmungen mit hoher Energie anzeigen (Vail & Mitchum, 1977). Das abrupte Auslaufen der Reflektoren belegt, daß Sedimentkörper nach ihrer Ablagerung teilweise zerstört und entfernt wurden. Hierfür kommen als mögliche Prozesse Sedimentrutschungen und Erosion durch Bodenströmungen in Betracht. Sedimentrutschungen können dazu führen, daß an der geneigten Scherfläche, an der die Rutschung einsetzt („slump scar") Reflektoren freigelegt werden. Beispiele hierfür finden sich am Kontinentalrand Südafrikas und Namibias (Dingle, 1980). In der Tiefsee muß dagegen Erosion als Ursache der beschriebenen Strukturen angesehen werden, da die Hangneigungen oft sehr gering sind. Rinnen mit ausstreichenden Reflektoren am Fuß von topographischen Erhebungen werden zumeist als erosive Auskolkungen aufgrund von beschleunigtem Bodenwasserfluß gedeutet (z.B. von Stackelberg et al., 1978; Siesser et al., 1988). Zwischen physikalischer Erosion und chemischer Lösung von Sedimentbestandteilen kann auf Grundlage der Sedimentecholotdaten nicht unterschieden werden. Allerdings sind für die rein physikalische Erosion von Tiefseesedimenten extrem hohe Strömungsgeschwindigkeiten von 20 -50 cms^{-1} erforderlich (z.B. Southard et al., 1971; Miller et al., 1977. Siehe Abschnitt 3.2.2). Tucholke & Embley (1984) weisen darauf hin, daß die Identifikation von Erosionsereignissen in der Tiefsee auf Grundlage von seismischen Daten nur dort möglich ist, wo die entstehenden Erosionsflächen Reflektoren schneiden. Im Fall von Sedimentkörpern mit horizontal verlaufenden Reflektoren kann eine großflächige Erosion dagegen zu reflektorparallelen Erosionsflächen führen, die seismisch nicht zu identifizieren sind.

2.6.3 Diffuse Bodenreflektoren

Reflexionsmuster: Das Reflexionsmuster weist ein nach unten unscharf begrenztes Bodenecho auf. Der Intervall mit Reflexionsenergie beträgt einige Meter. In diesem Bereich sind keine Reflektoren lateral zu korrelieren auf. Das Muster wurde im Arbeitsgebiet am

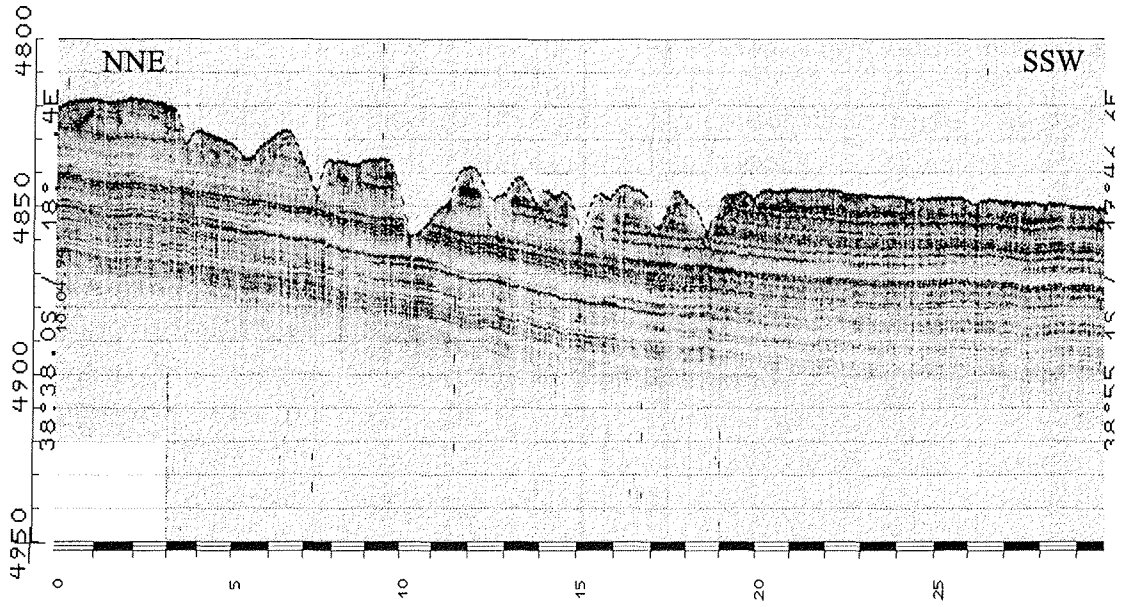


Abb. 2.11: V-förmige, erosive Rinnen in geschichteten Sedimenten am Kontinentalfuß von Südafrika, südlich von Kapstadt (Lokation siehe Abb. 2.24). Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 97:1, Expedition ANT-XI/4 .

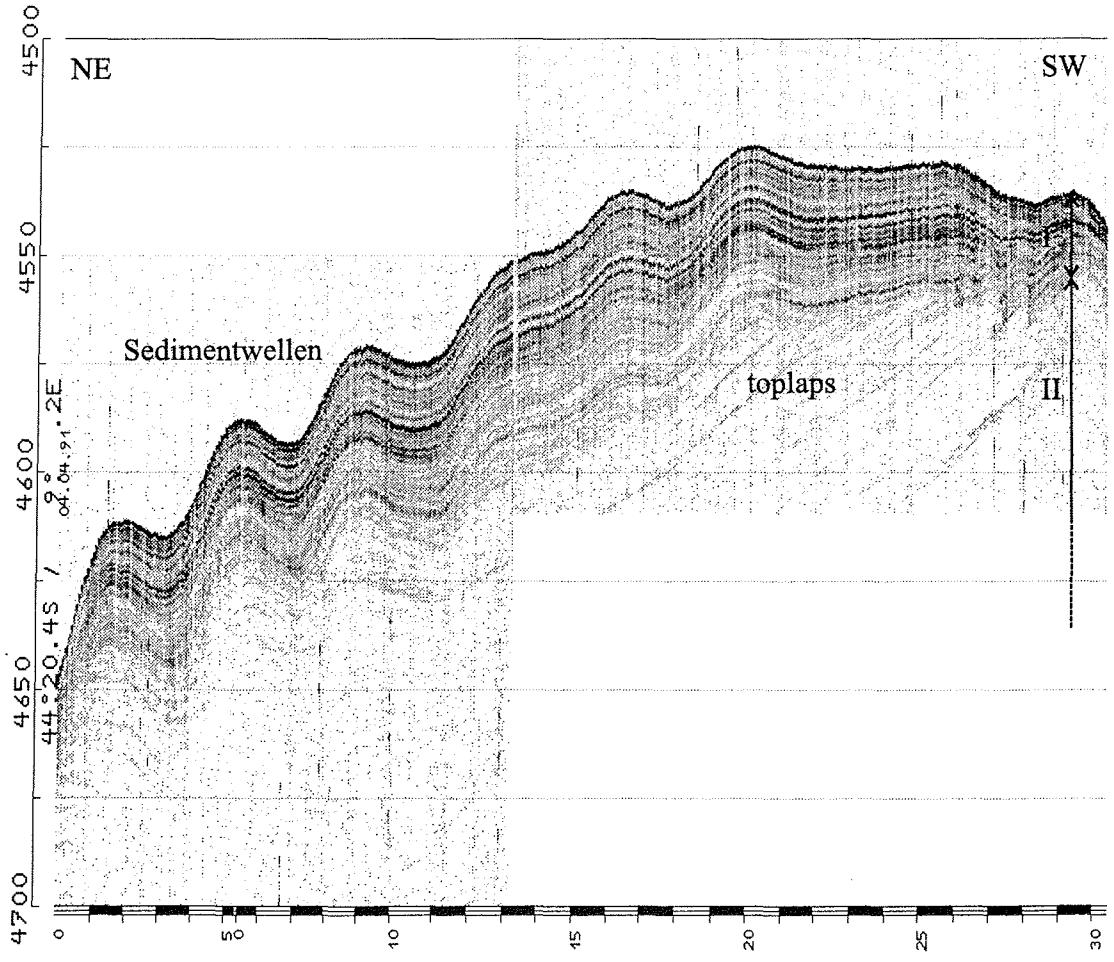


Abb. 2.12: Sedimentwellen im Agulhasbecken. Die jüngere seismische Einheit I liegt winkeldiskordant auf einer älteren Sequenz auf, die teilweise erosiv eingeebnet wurde. Die Lage des Profils ist in Abb. 2.20 vermerkt. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 124:1. Die Daten wurden auf der Expedition ANT-IX/4 aufgezeichnet.

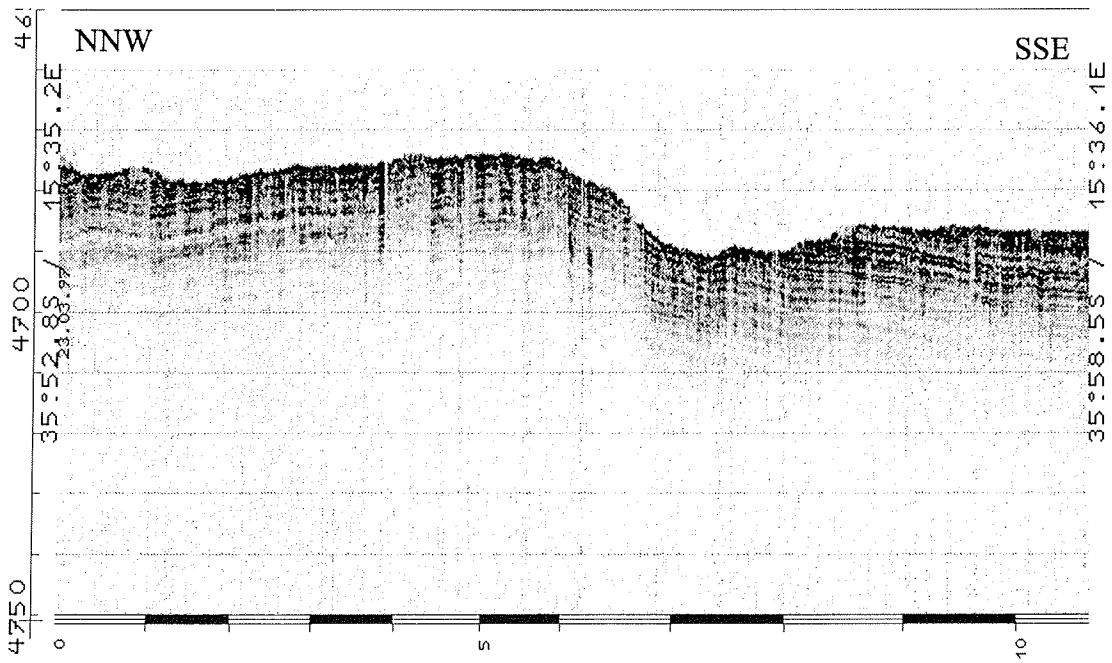


Abb. 2.13: Erosiv eingeschnittene Mulde in der Kap-Passage. Die Profillokation ist in Abb. 2.24 eingetragen, die vertikale Überhöhung beträgt ca. 65:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

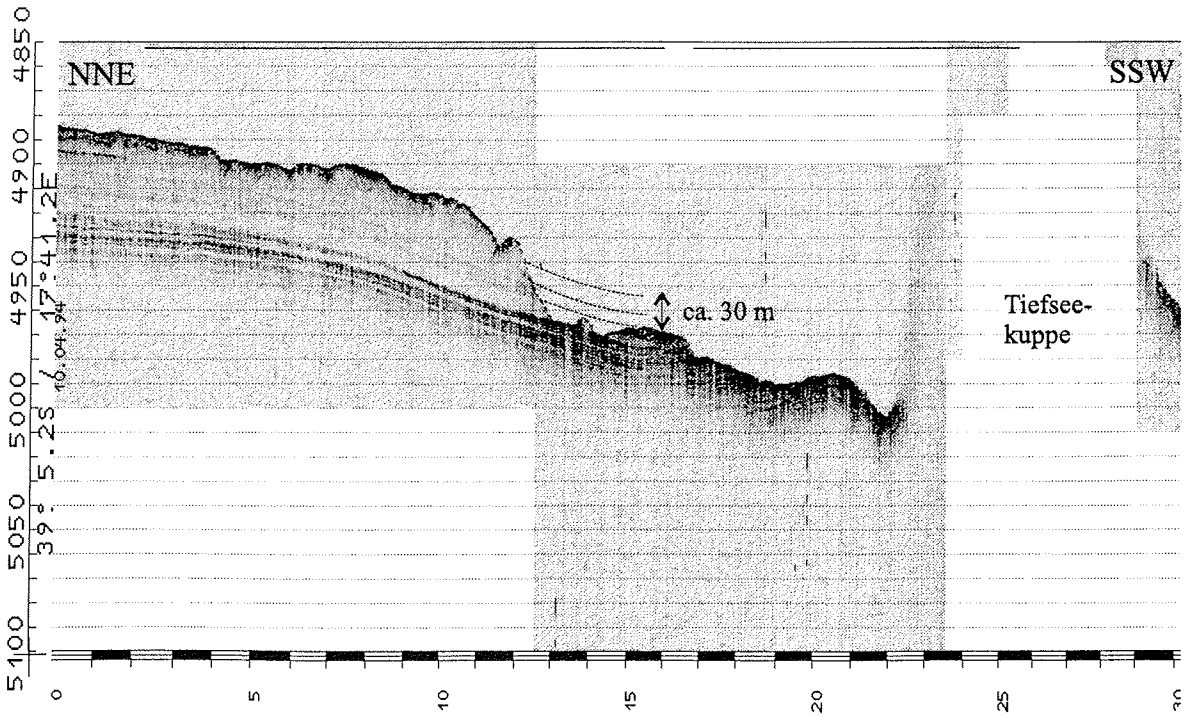


Abb. 2.14: Erosive Rinne an der Basis einer kleinen topographischen Erhebung in der Umgebung des Agulhas Ridge Moat (siehe Abbildung 2.24). An dieser Stelle wurden 30-40 m einer Sedimenteinheit, die weiter im Norden erhalten sind, erosiv zerstört. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 66:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

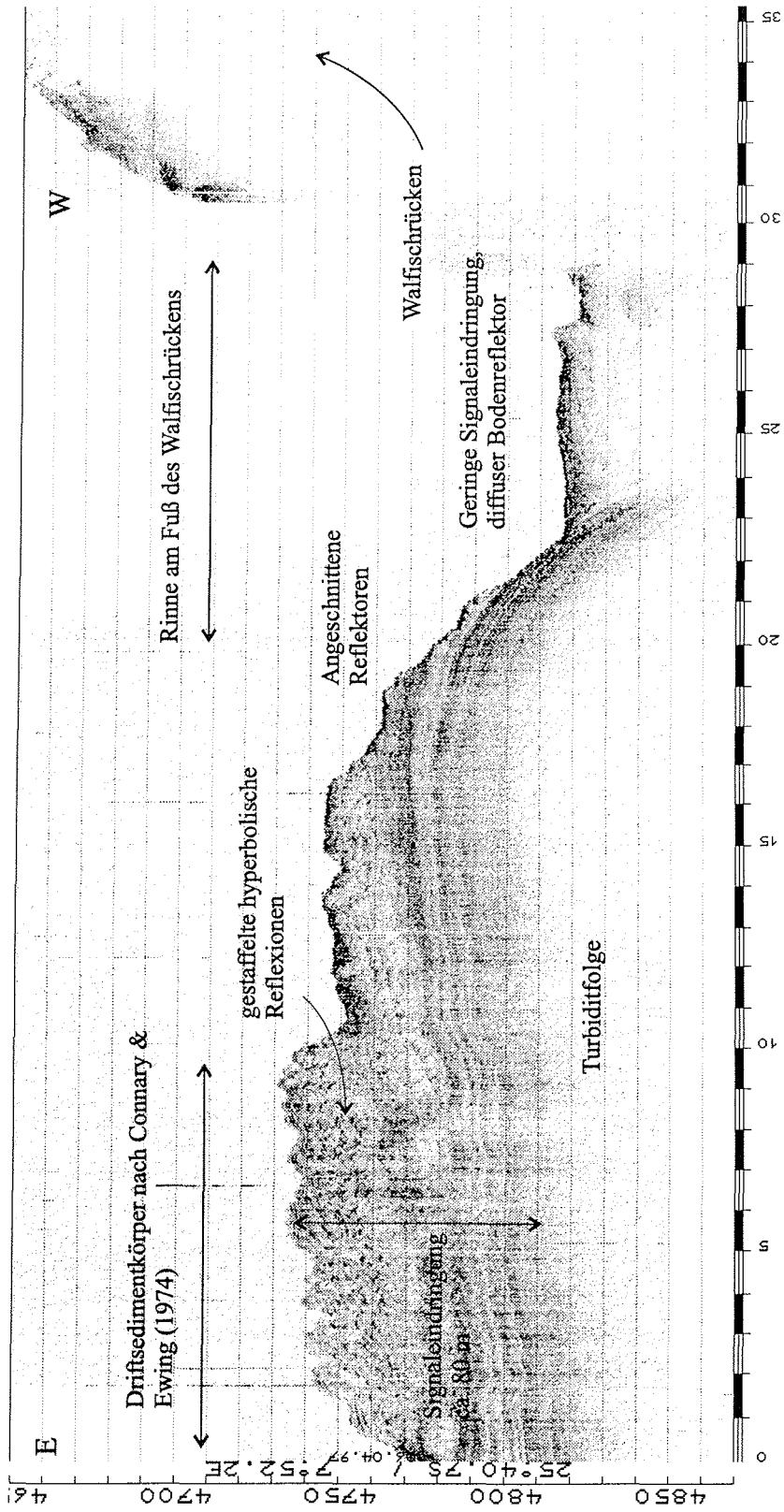


Abb. 2.15: Das Profil zeigt den Übergang aus einer turbiditisch eingeebneten Fläche, die im Osten an das Profil anschließt zum Anstieg des Walfischrückens. Etwa 25 km vom Walfischrücken liegen akustisch auffällige Sedimente, die von Connary & Ewing (1974) als Driftsedimente gedeutet wurden. Unterhalb des Rückens ist ein Graben mit erosiver Begrenzung, ebener Basis und diffusem Bodenreflektor erkennbar. Die Lage des Profils ist in Abbildung 2.23 eingetragen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 63:1, Expedition ANT-XIV/4.

Kontinentalfuß der Antarktis und kleinräumig im Kapbecken an der Sohle einer erosiv eingeschnittenen Rinne registriert (Abb. 2.15 siehe Abschnitt 2.7.5.2). In der Weddellsee läßt sich ein kontinuierlicher Übergang von dem beschriebenen Reflexionsmuster zu Reflexionsmustern mit parallelen Reflektoren und einer hohen Signaleindringung beobachten. Dieser Übergang geht mit der Erhöhung der Signaleindringung, der Zunahme der Kohärenz des Bodenreflektors und dem Divergieren der Reflektoren einher. Das Reflexionsmuster entspricht Echotyp IIIA nach Damuth & Hayes (1975) bzw. Echotyp P („prolonged") nach Melles & Kuhn (1991).

Sedimentationsprozeß: Reflexionsmuster mit einem diffusen Bodenreflektor und geringer Signaleindringung weisen nach Damuth & Hayes (1978) und Melles und Kuhn (1991) auf erhöhte Anteile von Silt und Sand hin. Die akustische Eindringtiefe von Sedimentecholoten wird von diesen Autoren als qualitatives Maß für die Anzahl und Mächtigkeit von Sandlagen in der Sedimentsäule verwendet. Ein möglicher Mechanismus, der zu einer relativen Anreicherung der Silt/Sandfraktion führt, ist eine Sortierung durch Bodenwasserströmungen. Sie erfolgt durch selektive Ablagerung grobkörniger Sedimente und durch den späteren Austrag leicht erodierbarer Komponenten. Nach einigen Autoren (Klaus & Ledbetter, 1988, Milliman, 1988) ist es daher möglich, durch die Kartierung von akustisch opaken Regionen die Verbreitung von Residualsedimenten zu verfolgen, und aus ihr auf die Strömungswege von Bodenwassermassen zu schließen (Milliman, 1988). Das Auftreten des Reflexionsmusters an der Sohle einer erosiv geformten Rinne deutet auf eine ähnliche Genese, da innerhalb der Rinne die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten zu erwarten sind. Der beschriebene Übergang von Reflexionsmustern mit hoher Signaleindringung zum beschriebenen Typ wird von Bergmann (1996) als Beleg für eine zunehmende Sortierung der Sedimente durch den Austrag der feinkörnigen Matrix auf der Basis zunehmender Strömungsenergie („winnowing") interpretiert. Es ist jedoch auch möglich, daß der Anteil von Sandlagen in der Sedimentsäule lediglich die primären Muster des Sedimenteintrags, beispielsweise die Entfernung zu Quellen klastischer Sedimente abbildet.

2.6.4 Sedimentwellen

Reflexionsmuster: Sedimentwellen zeichnen sich durch regelmäßigen, wellenförmigen Verlauf von Bodenreflektor und Internreflektoren aus. Die Wellen besitzen Dimensionen von 0.5-10 km Wellenlänge und 10-50 m Amplitude und können daher mit Sedimentecholoten gut abgebildet werden (siehe Abb. 2.16, 2.17). Sedimentwellen lassen sich danach unterscheiden, ob eine räumliche Verlagerung der Wellen mit der Zeit beobachtet werden kann (migrierende Sedimentwellen) oder nicht (stehende Sedimentwellen). Es scheint sich um lineare, rückenartige Strukturen zu handeln. Sedimentwellen sind flächenhaft verbreitet. Es wurden Sedimentwellenelder beobachtet, die mehrere zehn bis hundert Kilometer Länge und Breite erreichen (Flood & Shor, 1988; Flood et al., 1993; Howe, 1997). Im deutlichen Unterschied zum westlichen Südatlantik (Argentinienbecken) wurden Sedimentwellen im Arbeitsgebiet nur in wenigen Arealen mit geringer Ausdehnung beobachtet.

Sedimentationsprozesse: Sedimentwellen wurden in folgenden Sedimentationsräumen beschrieben:

1. auf den Flanken von Sedimentdriftkörpern (z.B. Flood & Shor, 1988; Howe, 1996),
2. auf den Leveeablagerungen und Sedimentfächern großer Tiefseecanyonsysteme (Normark et al., 1980; Kuhn, im Druck, Abb. 2.17),
3. innerhalb von Tiefenwasserpassagen (z.B. im Vema-Kanal; Faugeres et al., 1993).

In allen Fällen wird der Transport feiner, kohäsiver Sedimente im Bodenwasser als notwendige Bedingung für die Entstehung angesehen (Flood et al., 1993). Nach Mariani et al. (1993) und Howe (1996) sind hangparallele Konturströmungen und hangabwärts gerichtete Trübeströmungen in der Lage, ähnliche Strukturen zu erzeugen. Die Verlagerung der Sedimentwellen im Laufe der Zeit belegt eine gerichtete Wanderung der Depositionsmaxima und -minima, wobei Wanderungsbewegungen hangaufwärts und gegen die Strömungsrichtung am häufigsten beobachtet wurden. Es existieren jedoch auch Beobachtungen von Sedimentwellen, die gegen die Strömung, jedoch hangabwärts zu migrieren scheinen (Embley et al., 1981). Wie für konvergierende Reflektoren wird vermutet, daß Sedimentwellen mit der Topographie in einem direkten Zusammenhang stehen. Erklärungsmodelle gehen davon aus, daß es sich um sogenannte Leewellen (lee waves) handelt, die sich im Leebereich von angeströmten, rückenartigen Strukturen durch Oszillationsbewegungen sedimentführender Wasserteilchen ausbilden (Flood et al., 1993; Hopfauf & Spieß, in Vorb.). Die beschränkte Verbreitung von Sedimentwellen in den Becken des östlichen Südatlantik, die besonders im Vergleich zum Argentinienbecken auffällt, hat ihre Ursache vermutlich in der sehr viel geringeren Konzentration von Sedimentpartikeln in den bodennahen Wassermassen (siehe auch Abschnitt 2.6.5).

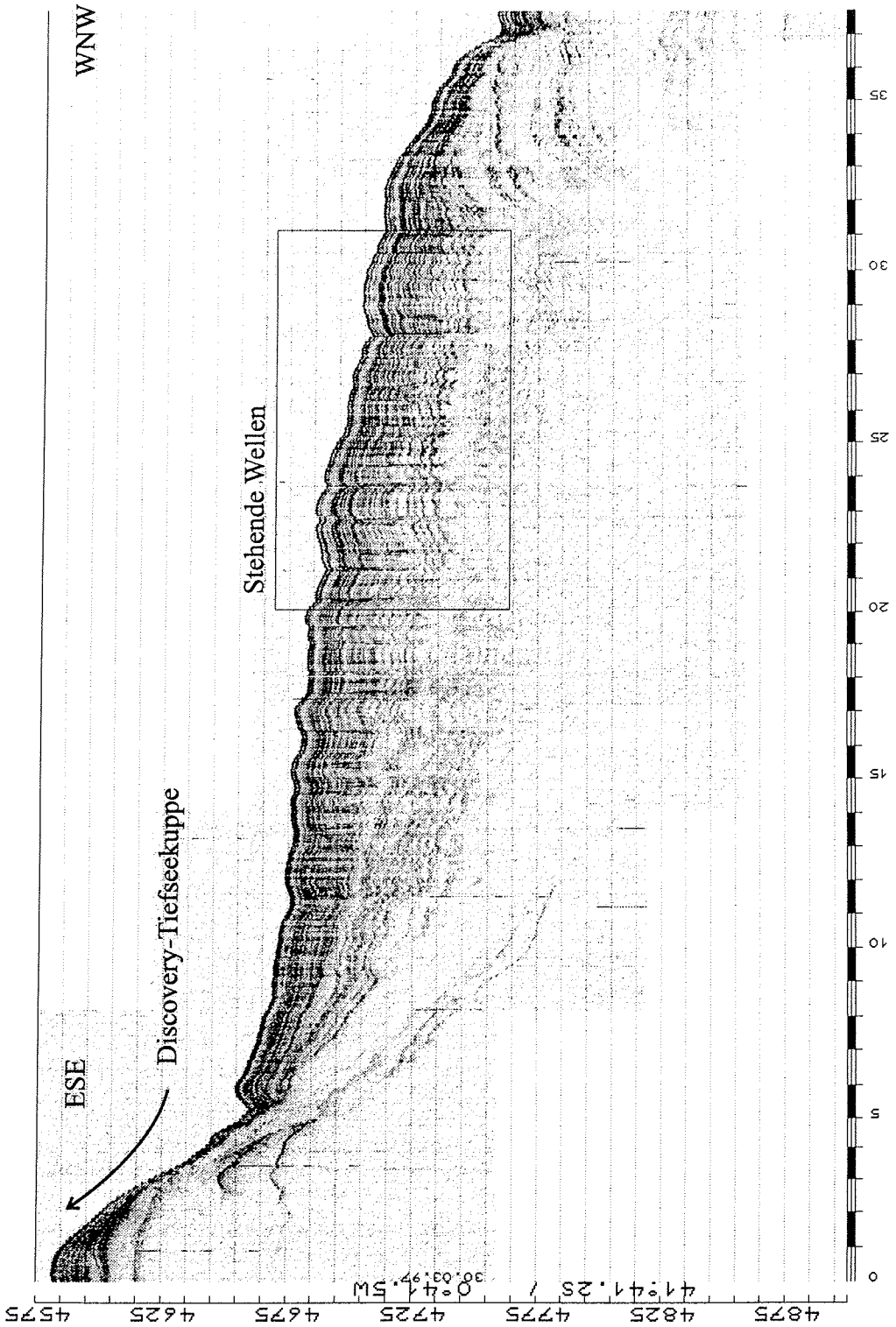


Abb. 2.16: Sedimentkörper westlich der Discovery-Tiefseekuppe. Der Verlauf der Reflektoren zeigt ortsfeste Sedimentwellen, deren Wellenlänge etwa einen Kilometer beträgt. Der Steilhang der Tiefseekuppe liegt an der linken (östlichen) Begrenzung des Profils. Die Lage des Profils ist in Abb. 2.23 eingetragen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 74:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XIV/4 aufgezeichnet.

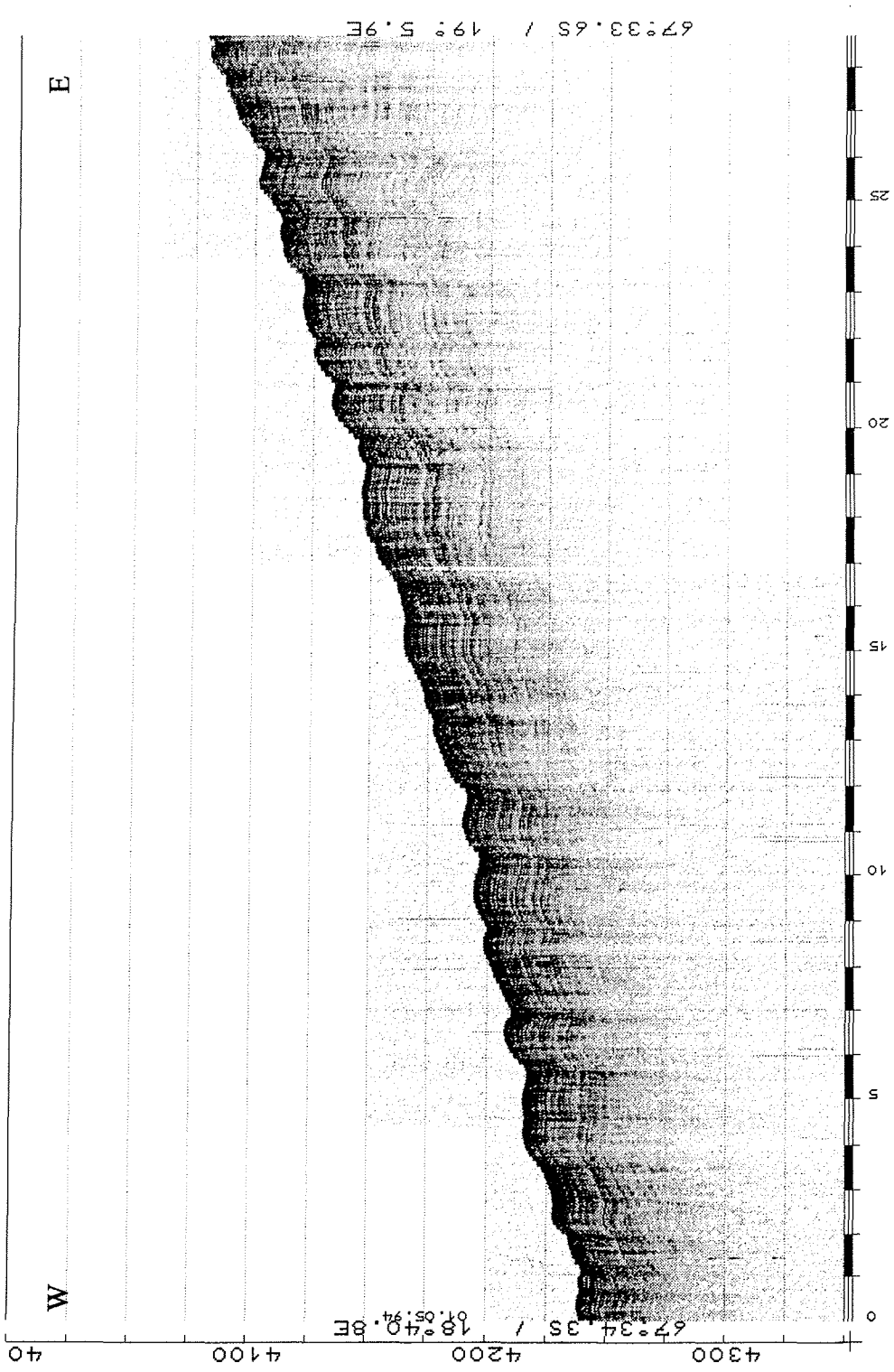


Abb. 2.17: Sedimentwellen auf dem westlichen Levee einer bislang unbenannten Rinne in der Riiser-Larssen-See (d in Abbildung 2.18). Die Lage des Profils ist in Abb. 2.18 eingetragen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 52:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

2.6.5 Transparente Sedimentkörper II - Driftsedimente

Reflexionsmuster: Das Reflexionsmuster zeichnet sich durch eine hohe Signaleindringung, weitgehende akustische Transparenz der Sedimente, sowie hyperbolische Reflexionen am Meeresboden und an den wenigen Internreflektoren aus (Abb. 2.15). Die Sedimente, die dieses Reflexionsmuster aufweisen, bilden kissenartige Körper mit einer Ausdehnung von mehreren Kilometern, die gegenüber dem umliegenden Meeresboden erhöht sind. Im nördlichen Kapbecken wurden mehrere derartige Sedimentkörper beobachtet. Zumindest in einem Fall konnte die Geometrie bestimmt werden. Bei einer Höhe von etwa 20 m wies er eine Länge von etwa 25 km und eine maximale Breite von etwa 6 km auf.

Sedimentationsprozeß: Bei den Sedimentkörpern könnte es sich um Driftsedimentkörper, d.h. kleine Konturite handeln, allerdings werden die meisten der Merkmale auch Debriten zugeschrieben (vergleiche Abschnitt 2.5.3). Konturite sind Sedimentkörper, die als langgestreckte Erhebungen in Tiefseebecken parallel zum Weg der Bodenwasserströmungen und damit in der Regel parallel zu den bathymetrischen Konturen orientiert sind. Der Begriff Konturit wurde ursprünglich für Sedimentrücken auf dem Kontinentalfuß vor der Ostküste Nordamerikas geprägt (Heezen et al., 1966a). Neben diesen extrem großen Sedimentkörper werden jedoch auch kleinere Strukturen von einigen 100 m Breite, einigen km Mächtigkeit und wenigen 10 m Mächtigkeit als Konturite bezeichnet (z.B. Bornhold & Summerhayes, 1977). Driftsedimente entstehen durch die Ablagerung von feinkörnigen Sedimenten aus der Bodenwasserschicht (Nepheloidschicht). Die Sedimentanreicherung der Nepheloidschicht erfolgt durch Mobilisierung von Sedimenten in Regionen erhöhter Strömungsgeschwindigkeit, vor allem während kurzfristiger Episoden hoher Bodenwassergeschwindigkeit, sogenannten Tiefseestürmen (Hollister & Nowell, 1991; Gross & Williams III, 1991). Sie kann auch durch hangabwärts gerichtete Trübeströme erfolgen, die einen Teil ihrer feinkörnigen Sedimentfracht in Konturströmungen einspeisen (Faugeres & Stow, 1992). Die Sedimentabreicherung der Nepheloidschicht erfolgt dagegen allmählich über sehr viel längere Zeiträume, während der das Sediment weiter transportiert wird (Hollister & McCave, 1984 b). Sobald die Transportkapazität der Bodenwasserschicht einen kritischen Wert unterschreitet, weil die mittlere Strömungsgeschwindigkeit absinkt, beginnt Deposition. Konturite bilden sich daher randlich parallel zu Konturströmungen (Kennett, 1982), am Ausgang von verengten Tiefenwasserpassagen (Mezerais et al., 1993) und im Leebereich topographischer Strukturen.

In Konturiten werden überwiegend feinkörnige Sedimente mit einem engen Korngrößenspektrum abgelagert („muddy contourites"; Faugeres & Stow, 1992). Die mittlere Korngröße der in der Nepheloidschicht transportierten Partikel liegt bei 10 μm (Kennett, 1982). Die Lithologie kann mit Einschaltungen von Siltlagen variieren, beispielsweise, wenn Konturite von Turbiditen gespeist werden (Faugeres & Stow, 1992). Die mittleren Sedimentationsraten sind gegenüber der pelagischen Hintergrundsedimentation deutlich erhöht. Faugeres et al. (1993) geben Mittelwerte von 20 cm/1000 Jahren an. Die akustischen Eigenschaften kön-

nen durch die Sedimenteigenschaften erklärt werden. (1) Aufgrund der hohen Sedimentationsraten sind die Sedimente gering verfestigt, was eine hohe Signaleindringung ermöglicht. (2) Die Homogenität (enge Korngrößenverteilung) der Sedimente läßt nur geringe Impedanzkontraste in der Sedimentsäule entstehen. (z.B. Faugeres & Stow, 1992).

Beispiele für die Identifikation von kleineren Driftkörper in Sedimentecholotdaten geben Milliman (1988) und Pudsey, et al. (1988). In Sedimentecholotaufzeichnungen kontrastiert die hohe Signaleindringung mit der deutlich geringeren Signaleindringung über Regionen mit fraktioniertem Sedimentaustrag (Milliman, 1988, vgl. Abschnitt 2.6.3). Residualsedimente und Driftsedimentkörper existieren bei geführten Bodenwasserströmungen in räumlicher Nachbarschaft (Bornhold & Summerhayes, 1977). Beide Prozesse bedingen einander, da in Driftkörpern diejenigen Sedimentanteile zur Ablagerung kommen, die in Regionen mit höherer Strömungsgeschwindigkeit mobilisiert wurden.

2.6.6 Leveegeometrie

Existente Modellvorstellungen über die Entstehung von Rinnen-Uferwallkomplexen (Hübscher et al., 1997) gehen von einem periodischen Überschwappen der in der Rinne gefangenen Trübeströme über die Rinnenwände aus („spill-over"). Der Teil der Sedimentwolke, der die Höhe der Rinnenwände überragt, kann seitlich abgelagert werden und baut die Levees auf. Die bevorzugte Richtung der Ablagerung in Bezug auf die Rinnenachse hängt von der Trägheit der Sedimentwolke, der Krümmung der Rinne, der Corioliskraft, aber auch von eventuell vorhandenen Bodenwasserströmungen ab. Im Pazifischen Sektor des Südozeans (Bellingshausensee) wurden systematische Asymmetrien der Levees von Rinnen als Hinweis auf eine westwärts gerichtete Konturströmung über dem Kontinentalfuß der Antarktis gewertet (Tucholke, 1977; Kagami et al., 1991). Nach Rebesco et al. (1996) kann die Wirkung der Corioliskraft auf die Leveegeometrie von derjenigen von Bodenwasserströmungen unterschieden werden. Für eine systematische Auswertung von Leveegeometrien, wird jedoch ein dichtes Profilnetz benötigt, da diese von allen der genannten Faktoren bestimmt wird.

2.7 Verbreitung strömungsindikativer Reflexionsmuster im Arbeitsgebiet

Die Verbreitung strömungsindikativer Reflexionsmuster im Arbeitsgebiet zeichnet die Ausbreitungswege von Bodenwassermassen nach. Um die beobachtete Verbreitung zu deuten, werden zunächst die rezent wichtigen Bodenwassermassen.

2.7.1 Tiefenwasserzirkulation im Südatlantik und Südozean

Die in dieser Arbeit behandelte Region umfaßt die Becken des östlichen Südatlantik, einen Teil des Atlantischen, sowie den westlichsten Teil des Indischen Sektors des Südozeans (Abb. 2.2). Die rezente Tiefenwasserzirkulation im Südatlantik und Südozean ist durch folgende Hauptfaktoren bestimmt:

1. Existenz und Ausprägung der zirkumantarktischen Strömung
2. Einspeisung von relativ warmen, salzreichen Wassermassen aus dem Nordatlantik in die hohen Breiten des Südozeans in mittleren Wassertiefen
3. Entstehung von sehr dichten Wassermassen an mehreren Abschnitten des Kontinentalrandes der Antarktis
4. Ausstrom von Bodenwassermassen antarktischen Ursprungs in die tiefen Becken des Südatlantik.

Die Faktoren stehen in komplexen Wechselbeziehungen, deren zeitliche Entwicklung im Folgenden kurz zusammengefaßt werden soll. Das Einsetzen einer globalen Tiefenwasserzirkulation von Wassermassen antarktischen Ursprungs wird auf 38 Ma datiert („terminal Eocene event"; Kennett & Shackleton, 1976). Die Öffnung der Tasmansee und der Drakepassage im Oligozän bildet eine Voraussetzung für die Herausbildung des Zirkumpolarstroms um die Antarktis (Barker & Burell, 1977; Kennett, 1982). Die Ausbreitung von Nordatlantischem Tiefenwasser bis in die südliche Hemisphäre setzt im mittleren Oligozän, nach der Subsidenz des Island-Faröer-Rückens, ein. Die damit verbundene Salz-Injektion („high-salinity warm water injection") aus dem Norden wird von Johnson (1985) als eine notwendige Bedingung für das Entstehen extrem dichter Wassermassen um die Antarktis angesehen. Die Ausbreitung von echtem Antarktischem Bodenwasser im Südwestatlantik folgt dem Vorstoß von Nordatlantischem Bodenwasser nach Süden mit einer Verzögerung von wenigen Millionen Jahren im mittleren Oligozän (Johnson, 1985).

Variationen in diesem Grundmuster, die sich auf die Sedimentationsbedingungen im Südozean und Südatlantik ausgewirkt haben, umfassen:

1. Änderungen in der Bildungsrate und Ausbreitungsgeschwindigkeit von Antarktischem Tiefenwasser,
2. Veränderungen der relativen Bedeutung der einzelnen Bildungsregionen von Antarktischem Bodenwasser,
3. Verlagerung der nördlichen Begrenzung des Zirkumpolarstroms,
4. Variationen in der Entstehungsrate und Ausbreitungsgeschwindigkeit von Nordatlantischem Tiefenwasser.

Strömungsbeeinflußte Sedimentation in den Becken des Südozeans und Südatlantiks wird überwiegend dem Antarktischen Bodenwasser (AABW) beziehungsweise einer seiner Komponenten, dem Weddell Sea Bottom Water (WSBW) zugeschrieben. In mittleren Wassertiefen zwischen 500 m und 4000 m spielen das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) und das Zentrale Tiefenwasser (CDW) des Zirkumpolarstroms, sowie das Antarktische Zwischenwasser (AAIW) eine Rolle, am Antarktischen Kontinentalrand werden verschiedene Konturströmungen und hangabwärts gerichtete Strömungen angenommen.

Nach Hellmer und Bersch (1985) stammen rezent 71.6 % des Gesamtvolumens an AABW aus der Weddellsee. Gordon (1978) postuliert eine weitere Quelle in der Nähe des Maudrückens. Die Verbreitung von AABW mit Ursprung in der Weddellsee kann nach Hellmer und Bersch (1985) anhand der 0°C-Isotherme und der 34.68 ‰ Isohaline verfolgt werden und ist mit einem Sauerstoff- und SiO_2-Maximum verknüpft. Bei der Ausbreitung nach Norden erwärmt und vermischt sich diese Wassermasse, so daß in vielen Veröffentlichungen Bodenwassermassen mit einer potentiellen Temperatur bis zu 2°C als AABW im weiteren Sinn angesprochen werden (z.B. im nördlichen Kapbecken; Connary und Ewing, 1974).

Die Ausbreitungswege des AABW aus der Weddellsee in den östlichen Südatlantik sind auf wenige Tiefenwasserpassagen im Rückensystem zwischen der Antarktis und Afrika beschränkt. Die einzelnen Becken des östlichen Südatlantik, Agulhasbecken, Kapbecken und Angolabecken, sowie das Mozambikbecken sind durch Plateaus und Rückensysteme gegeneinander abgeschirmt und zum Teil auch intern weiter untergliedert. Modellvorstellungen gehen von weitgehend geschlossenen, beckenrandlichen Zirkulationszellen innerhalb der einzelnen Becken aus, die in Uhrzeigerrichtung verlaufen und an den wenigen tiefen Verbindungen der Becken ineinandergreifen (Embley & Morley, 1980; Tucholke & Embley, 1984; Faugeres et al., 1992). Es existieren jedoch auch numerische Strömungsmodelle, in denen sehr viel kompliziertere ozeanographische Muster postuliert werden (Miranda, 1995).

Das Nordatlantische Tiefenwasser dringt in mittleren Wassertiefen von Norden her in den Südatlantik ein und spaltet das zentrale Tiefenwasser (CDW) des Zirkumpolarstroms in zwei Stockwerke auf (Upper CDW und Lower CDW). Im südlichen Kapbecken ist es durch ein Maximum der Salinität in Wassertiefen zwischen 2000 und 4000 m zu erkennen (Siedler et al., 1996, Wisotzki et al., 1990). Auf einem meridonialen CTD-Profil von Wisotzki et al. (1990) ist diese Wassermasse südlich der Polarfront (etwa 50°S) nicht mehr eindeutig nachzuweisen. Die intensive Erosion der Sedimentbedeckung des Agulhasplateaus in einer Wassertiefe zwischen etwa 2200 m und 3000 m könnte auf NADW zurückgehen, welches das Plateau auf dem Weg aus dem Atlantik in den Indischen Ozean überströmt (Tucholke & Carpenter, 1977).

Das Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW) strömt als Hauptkomponente des Antarktischen Zirkumpolarstroms in mittleren Wassertiefen der hohen Breiten ostwärts. Nach Wisotzki et al. (1990) läßt es sich in einer Wassertiefe zwischen 500 m und 2000 m nachweisen. Ledbetter & Cisielski(1982) führen eine Erosionszone auf dem Südwest-Indischen Rücken auf die

Wirkung des CDW zurück (1982).Das Antarktische Zwischenwasser (AAIW) wird im Bereich der Polarfrontzone gebildet und breitet sich von dort nach Norden aus. Die Wassermasse bildet eine Zunge mit einem Salinitätsminimum, die im Südatlantik in einer Wassertiefe zwischen etwa 800 m bis 1000 m angetroffen wird (Talley, 1996). Im östlichen Südatlantik gibt nur wenige topographische Strukturen, wie etwa den Walfischrücken, die in diese geringe Wassertiefe hineinragen.

2.7.2 Weddellsee und Riiser-Larssen See

2.7.2.1 Ozeanographie und Sedimente

Nach Orsi et al. (1992) wird die dichteste Varietät des AABW durch Mischungsprozesse innerhalb des südwestlichen Weddellwirbels gebildet. Die Hauptkomponenten sind kalte Wassermassen, die auf den Schelfgebieten der westlichen Weddellsee entstehen, und wärmeres, hochsalines Tiefenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms (Central Deep Water, CDW). Das Mischungsprodukt, das Weddell Sea Bottom Water (WSBW), fließt den Kontinentalhang der Antarktischen Halbinsel hinab und füllt das tiefe Weddellbecken (Foster & Middleton, 1979; Orsi et al., 1992). Aufgrund der Corioliskraft wird es am Kontinentalfuß konzentriert und als Konturströmung nach Norden und Osten gelenkt. Da das Weddellbecken nördlich von einem massiven Rückensystem (Scotiarücken, Amerika-Antarktischer Rücken, Mittelatlantischer Rücken) begrenzt wird, ist eine Ausbreitung nach Norden auf den Südsandwichgraben beschränkt. Ein Zweig der Strömung versorgt eine beckenrandliche Zirkulationszelle innerhalb des Weddellbeckens (Pudsey et al., 1988). Das aus dem WSBW hervorgehende Weddell Sea Deep Water (WSDW) kann nach Norden über die Scotiasee und das Georgiabecken in das Argentinienbecken und nach Osten in Richtung auf die Riiser-Larssen-See und die Enderby Tiefsee-Ebene ausfließen (Lynn & Reid, 1968; Pudsey et al., 1988; Orsi et al., 1992).

Nach Gordon (1978) liegt eine weitere Bildungsregion von AABW südlich und westlich des Maudrückens (a in Abb. 2.18). Ledbetter & Cisielski (1982) erklären eine Zone mit tief erodierten Sedimenten südlich des Maudrückens mit dieser Bodenwasserbildung. Die weitere Ausbreitung dieser Komponente des AABW ist nicht bekannt.

2.7.2.2 Seismische Datensätze

Ledbetter & Cisielski (1982) postulieren eine erosive Beeinflussung des nördlichen Weddellbeckens (die sogenannte Weddell Basin Scour Zone) auf der Grundlage von Schichtlücken in Sedimentkernen und führen sie auf die beckenrandliche Konturströmung von AABW zurück. Sedimentecholotdaten von Pudsey et al. (1988) zeigen eine schmale Erosionsrinne an der nördlichen Begrenzung des Weddellbeckens. Die Reflexionsmuster südlich der Rinne belegen, daß die Akkumulationsraten der Sedimente in Abhängigkeit von der

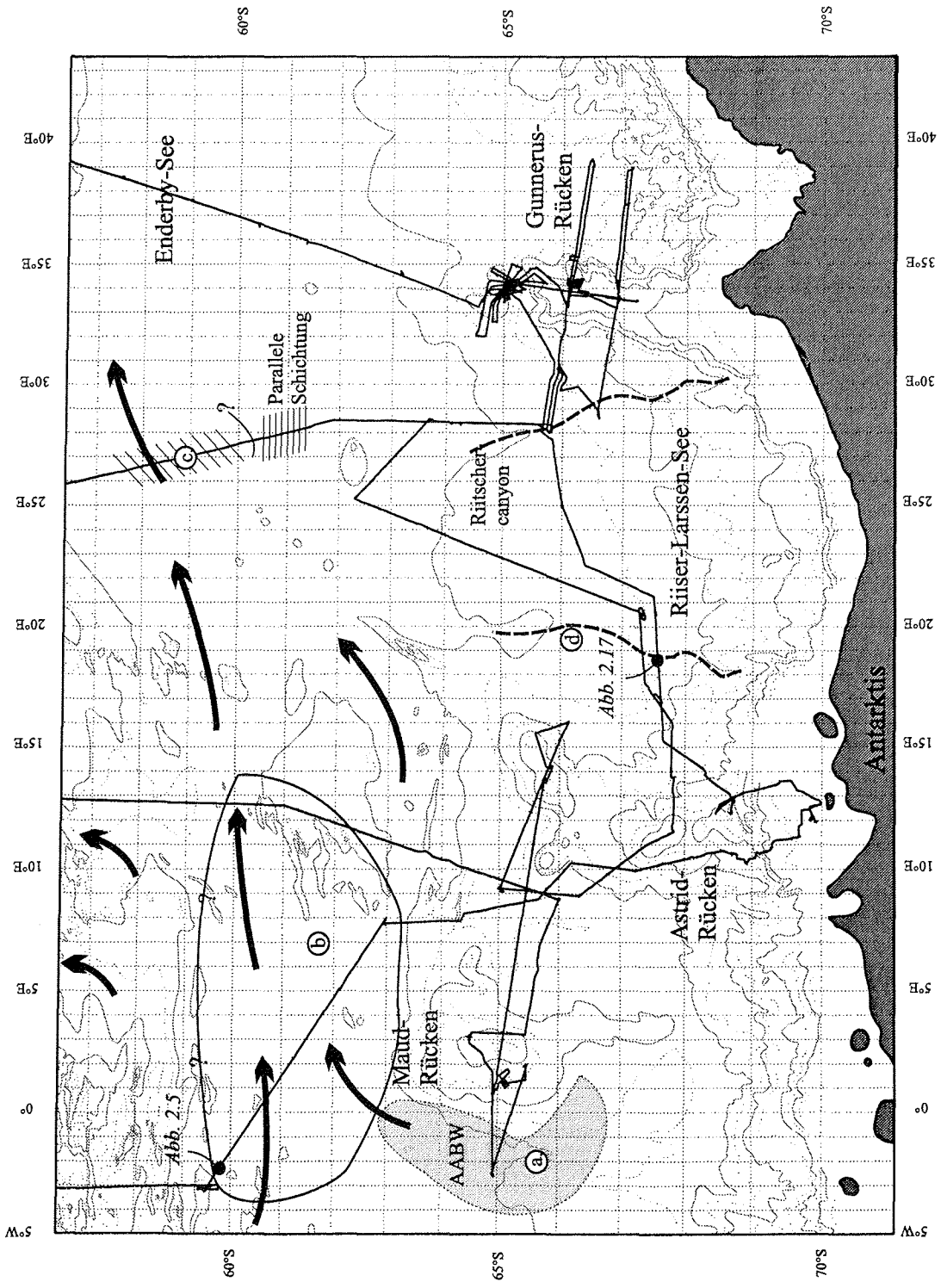


Abb. 2.18: Karte der Riiser-Larssen- und Enderby-See im Atlantischen Sektor des Südozeans. Das Gebiet wurde auf zwei Polarstern- Expeditionen überquert (ANT-VIII/6; ANT-XI/4). Nach Orsi et al. (1992) strömt Weddel-Sea Deep Water (WSDW) aus der Weddellsee nach Osten in Richtung auf die Enderby-Tiefsee-Ebene. Ein Teil dieser Wassermassen dringt durch Bruchzonen im SW-Indischen Rücken nach Norden. Die vermuteten Wege sind durch Pfeile gekennzeichnet. a: vermutetes Entstehungsgebiet von AABW nach Angaben von Gordon (1978). b: Tiefsee-Ebene. c: Trogartig vertiefte Region mit kleinräumig-variablen Reflexionsmustern. d: Tiefseerinne (bislang unbenannt).

Entfernung zur Rinne zunehmen. Etwa 80 km südlich der Rinne wurden Sedimente angetroffen, die eine hohe Signaleindringung und parallele, undulierenden Reflektoren aufweisen. Der Meeresboden ist in dieser Zone gegenüber dem zentralen Weddellbecken erhöht. Diese Sedimente wurden von Pudsey et al. (1988) aufgrund ihrer Merkmale und der Korngrößenzusammensetzung als Konturite gedeutet. Die Abfolge dieser Reflexionsmuster läßt auf eine Konturströmung schließen (siehe Abschnitt 2.6.5), die vermutlich nach Osten gerichtet ist.

2.7.2.2 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten

Die Weddell- und Riiser-Larssen-See wurden auf den Polarstern-Expeditionen ANT-VIII (Fahrtabschnitte 3 und 6) und ANT-XI (Fahrtabschnitt 4) überquert. Im Bereich des Gunnerusrückens, des Maudrückens und des Riitscher-Canyons erfolgten Vermessungen mit Parallelprofilen, während die Becken auf dem direkten Weg zum Antarktischen Kontinentalrand überlaufen wurden. Hier liegen daher nur einzelne Profilschnitte vor (siehe Abb. 2.18). Als Basis für die Interpretation von Sedimentationsprozessen ist die Datendichte sehr gering, jedoch existieren keine anderen, vergleichbaren Messungen aus dieser Region.

Die von Ledbetter und Cisielski (1982) postulierte Erosionszone südwestlich des Maudrückens (a in Abb. 2.18) wurde auf zwei Profilschnitten überlaufen. Die Reflexionsmuster in diesem Bereich lassen allerdings keine erosive Bodenwasserströmung erkennen.

Zwischen dem Südwest-Indischen Rücken und dem Maudrücken liegt eine Tiefsee-Ebene, die über ihre gesamte Ausdehnung (59°30'S bis 63°S und 4°W bis 8°E) eine gleichbleibende Wassertiefe von etwa 5350 m aufweist (b in Abb. 2.18). Die Reflexionsmuster zeigen scharf begrenzte, parallele und horizontal verlaufende Reflektoren bei einer hohen Signaleindringung von etwa 80 m. Die Reflektoren sind über Distanzen bis zu 50 km kontinuierlich. Sie bilden einzelne Turbiditlagen ab, die in wasserreiche, überwiegend silikatische Sedimente eingeschaltet sind (Kuhn, im Druck). Ab 5°E wird die Signaleindringung nach Osten kontinuierlich geringer, wobei Reflektoren konvergieren. Auffällige Reflexionsmuster, die eine erosive Zerstörung von Sedimenten anzeigen, sowie Sedimentwellen wurden nicht beobachtet. Direkt südlich an die Tiefsee-Ebene schließt sich der Anstieg zum Maudrücken an. Die Reflektoren laufen gegen diese Struktur aus, ohne zu konvergieren.

In einem Profil, das entlang des Längengrads von 25°E verläuft, erscheint eine Zone mit unregelmäßigen Reflexionsmustern, die sich vom Fuß des Südwest-Indischen Rückens etwa 600 km nach Süden erstreckt (c in Abb. 2.18). Die Reflexionsmuster weisen eine hohe laterale Variabilität auf. Diffuse Reflektoren, transparente Einschaltungen, Rinnen und abschnittsweise auch parallele Reflektoren wechseln auf kurze Distanz. Die Zone ist trogartig gegenüber einem südlich anschließenden Bereich vertieft, in dem ein gleich-

förmiges Reflexionsmuster mit parallelen Reflektoren vorherrscht. Auf einem Profil der Expedition ANT-XI/4, das weiter östlich vom Gunnerusrücken nach NNE verläuft (Abb. 2.18), sind keine vergleichbaren Reflexionsmuster erkennbar.

Die Sedimentation in der Riiser-Larssen-See ist wesentlich durch zwei Rinnensysteme bestimmt, dem Riitscher-Canyon und einem bislang unbenannten Canyon bei 20°E (d in Abb. 2.18). Dieser Canyon wurde auf einem Profil der Expedition ANT-XI/4 annähernd im rechten Winkel überlaufen. Die Leveekörper beidseitig der Rinnenachse besitzen eine deutliche Asymmetrie in Bezug auf ihre Höhe und ihre Geometrie. Der Leveekörper westlich der Rinnenachse weist eine steile, zur Rinnenachse geneigte Flanke und eine relativ gering geneigte rückwärtige Flanke auf. Auf diesem Leveekörper sind Sedimentwellen ausgebildet (siehe Abb. 2.17). Der Levee östlich der Rinnenachse erreicht dagegen eine geringere Höhe und läßt eine geringere Neigung zur Rinnenachse erkennen.

2.7.2.4 Strömungsbeeinflußte Sedimentation

Wenn WSDW aus dem Weddellbecken nach Osten ausfließt, wie von Lynn & Reid (1968) und Orsi et al. (1992) gefordert wird, muß es die Region zwischen dem Maudrücken und dem Südwest-Indischen Rücken passieren (siehe Abb. 2.18). Wenn diese Bodenwasserströmung entlang des Südwest-Indischen Rückens geführt wird, ist eine Erosionszone südlich des Rückens zu erwarten, wie sie weiter im Westen am Fuß des Scotiarückens belegt ist (Pudsey et al., 1988). In den verfügbaren Parasound-Aufzeichnungen (z.B. Abb. 2.5) finden sich keine Anzeichen für eine solche Erosionszone. Die Reflexionsmuster zwischen dem Maudrücken und dem Südwest-Indischen Rücken lassen nur im äußersten Osten der beschriebenen Tiefsee-Ebene Hinweise auf Bodenwasserströmungen erkennen. Die Annahme einer am Rücken ostwärts geführten, intensiven Bodenströmung trifft nicht zu. Vermutlich liegen kompliziertere Verhältnisse vor, die mit den vorliegenden Profilschnitten nicht erfaßt werden können. Darüber hinaus ist es möglich, daß die Bodenwasserströmung aus dem Weddellbecken eine geringere Intensität aufweist, als die Strömungen im Weddellbecken.

Die weiter im Osten beobachteten Reflexionsmuster in einem trogartig vertieften Bereich südlich des Südwest-Indischen Rückens (c in Abb. 2.18) sprechen für kleinräumige Variationen in den Sedimentationsbedingungen und der Sedimentverteilung. Einige der Sedimentstrukturen wie linsenartige, transparente Einschlüsse könnten auf Sedimentrutschungen von der Rückenflanke zurückgehen, während andere, wie die rinnenartigen Vertiefungen auf Transport von Sedimenten über dem Meeresboden deuten. Aus dem Profil läßt sich jedoch nicht erschließen, ob es sich um hangabwärts oder hangparallel gerichteten Transport handelt. Die Verbreitung diffuser Reflektoren ist ein Hinweis auf die Anreicherung von grobkörnigen Sedimentbestandteilen, was besonders mit den Reflexionsmustern der

südlich anschließenden Turbiditprovinz kontrastiert. Die Natur dieser Struktur ist anhand des einen Profils nicht zu bestimmen, es könnte sich um einen Teil eines Schüttungsfächers des Riitscher-Canyons handeln.

Wie bereits in Abschnitt 2.6.6 angesprochen wurde, kann eine Asymmetrie der Leveeschultern bei Rinnen-Uferwallkomplexen, die als Transportwege in die Tiefsee dienen, unter Umständen als Hinweis auf eine überlagernde Konturströmung gewertet werden. Um aus der Asymmetrie des bislang unbenannten Canyons (d in Abb. 2.18) Aussagen über eine mögliche Konturströmung abzuleiten, genügt dieses eine Profil jedoch nicht, da die Geometrie der Levees auch wesentlich von dem Verlauf der Rinnenachse abhängt.

2.7.3 Agulhasbecken und Agulhasplateau

2.7.3.1 Ozeanographie und Sedimente

Das Ausbreitungsmuster durch die Becken des östlichen Südatlantik ist weniger gut bekannt und aufgrund der Topographie auch komplexer als im Argentinienbecken. Mittelatlantischer Rücken und Südwest-Indischer Rücken bilden eine Barriere, wie ozeanographische Daten, etwa von Whitworth & Nowlin (1987) und Wisotzki et. al. (1990), demonstrieren. Die ozeanographischen Sektionen dieser Autoren belegen, daß sich Bodenwassermassen nördlich und südlich des Südwest-Indischen Rückens in ihrer Temperatur deutlich unterscheiden. Dies spricht nach den Autoren dafür, daß die kalten Bodenwassermassen aus der Weddellsee den Südwest-Indischen Rücken nur in geringem Umfang überwinden und dabei einen weiten Weg zurücklegen. Als mögliche Tiefenwasserverbindungen kommen die Bouvet-, die Conrad-, die Shaka-, die Mandela- und die Prince-Edward Bruchzone in Frage (siehe Abb.2.19, 2.20). Nach Hellmer und Bersch (1985) dringt AABW vor allem durch die Conrad-Bruchzone in das südlichen Agulhasbecken ein. Nach Tucholke & Embley (1984) dokumentiert die Verteilung der potentiellen Temperaturen des Bodenwassers in den einzelnen Becken des östlichen Südatlantik, daß das südliche Agulhasbecken die weiter nördlichen gelegenen Becken mit Bodenwasser versorgt. Nach Tucholke und Carpenter (1977) und Tucholke und Embley (1984) existiert eine beckenrandliche Zirkulationszelle von AABW. An den Flanken des Agulhasplateaus wurden hohe Strömungsgeschwindigkeiten in Wassertiefen > 4500 m gemessen (Camden-Smith et al., 1981; Tucholke, 1978).

Das Agulhasbecken kann nicht von Turbiditen des Kontinentalrands Afrikas und der Antarktis erreicht werden, da es durch den Agulhasrücken nach Norden und durch den Südwest-Indischen Rücken nach Süden abgeschirmt ist. Die Polarfrontzone verläuft durch das südliche Kapbecken und das Agulhasbecken (Lutjeharms, 1985). Sie ist mit einem Gürtel verbunden, in dem seit dem Spätquartär überwiegend Diatomeenschlämme in außergewöhnlich hohen Sedimentationsraten abgelagert wurden („diatom ooze belt“ Burckle & Cirilli, 1987, vergleiche Abschnitt 2.6.1; d in Abb. 2.20).

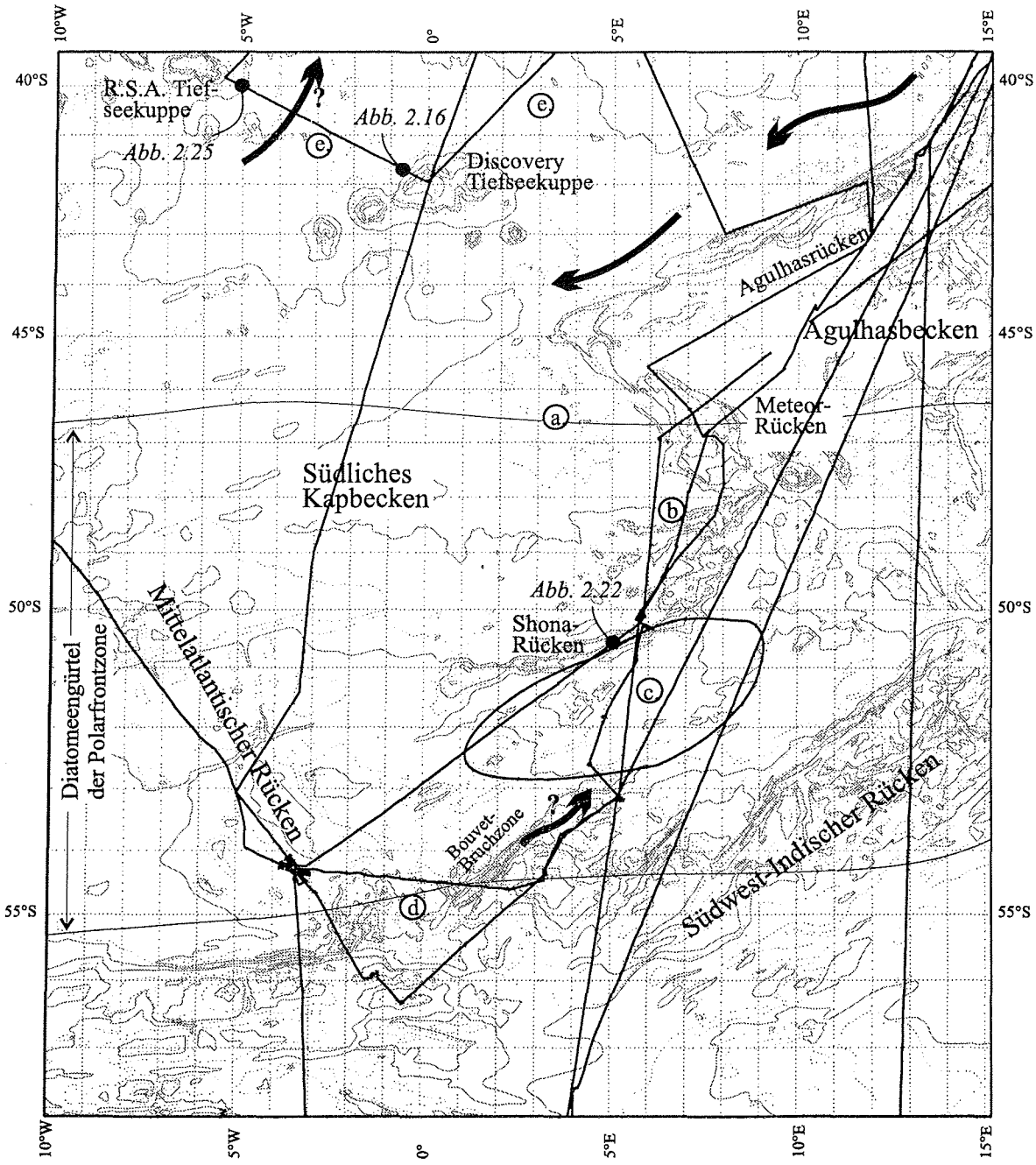


Abb. 2.19: Karte des südlichen Kapbeckens. Die Lage der mit der Polarfrontzone verbundenen Zone hoher Sedimentationsraten silikatischer Sedimente stellt eine Extrapolation der verwendeten Parasound-Daten dar. Der vermutete Weg von AABW durch das Becken ist durch Pfeile angezeigt. a: Region mit Wassertiefe > 4000 m. b: Region zwischen Meteorrücken und Shonarücken. c: kleines, durch den Shonarücken abgetrenntes Becken. d: nördliche Flanke des Südwest-Indischen Rückens. e: Tiefenwasserverbindungen zum nördlichen Kapbecken.

2.7.3.2 Seismische Datensätze

Das Agulhasplateau ist ein aseismischer Rücken, der das Agulhasbecken nach Nordosten gegen das Mozambikbecken begrenzt (b in Abb. 2.20). Das zentrale Plateau liegt in einer Wassertiefe zwischen 2400 m und 2700 m und ist teilweise von Sedimenten bedeckt. Die Sedimentbedeckung erreicht bis 1 km Mächtigkeit (Tucholke und Carpenter, 1977). Sedimentproben vom Sattel der Struktur zeigen, daß Sedimente verschiedenen und zum Teil sehr hohen Alters (z.T. Maastricht) am Meeresboden anstehen, oder von relativ geringmächtigen Sedimenten aus dem Quartär bedeckt sind (Tucholke und Carpenter, 1977). Eine tiefgründige Erosion der Sedimentbedeckung zeigt sich auch in seismischen Profilen derselben Autoren.

2.7.3.3 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten

Das nördliche Agulhasbecken wurde auf den Polarstern-Expeditionen ANT-XIII (Fahrtabschnitte 3 und 6), ANT-IX (Fahrtabschnitt 4) und ANT-XI (Fahrtabschnitt 4) auf dem Weg von Kapstadt in die Antarktis überlaufen. Auf diesen Strecken wurden auch einige Parallelprofile im Bereich zwischen dem Agulhasrücken und dem Meteorrücken aufgezeichnet (a in Abb. 2.20). Das Agulhasplateau wurde während der Expedition ANT-XI/4 gezielt angelaufen, wobei mehrere Parallelprofile registriert wurden (b in Abb. 2.20).

Auf den Profilschnitten durch das nördliche Agulhasbecken dominieren Reflexionsmuster, die durch divergierende und konvergierende Reflektoren charakterisiert sind. Reflexionsmuster mit überwiegend parallelen Reflektoren treten dagegen selten auf. Die Profile erlauben eine Unterteilung der Sedimentsäule in zwei Einheiten, die sich durch Verlauf, sowie Zahl und Charakter der Reflektoren unterscheiden. Im Liegenden ist eine ältere Sequenz (Sequenz II in Abb. 2.7 und 2.12) mit wenigen, deutlichen Internreflektoren zu erkennen. Auffällig ist eine Deformation (Faltung) der Sequenz, die in allen Profilen aus dem Agulhasbecken zu erkennen ist. Lokale Maxima der Deformation sind durch Aufwölbungen der Reflektoren (Antiklinen) manifestiert. Die jüngere Sequenz (Sequenz I) ist durch eine große Zahl dichtgestaffelter Reflektoren und eine große Variabilität der Gesamtmächtigkeit charakterisiert. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen wenigen Metern und 60 m und variiert über geringen Distanzen von wenigen Kilometern um den Faktor 2. An mehreren Stellen im Agulhasbecken ist eine deutliche Winkeldiskordanz im Übergang der akustischen Einheiten erkennbar (siehe Abb. 2.12).

Am Fuß des Meteorrückens wurden auf einem Profil der Expedition ANT-XI/4 in einer Wassertiefe von 4300 m Sedimentstrukturen aufgezeichnet, bei denen es sich um Sedimentwellen handeln könnte. Nach den Daten des Fächerecholots HYDROSWEEP handelt es sich um zweidimensionale Wellen, deren Kämme in einem spitzen Winkel auf den Meteorrücken gerichtet sind.

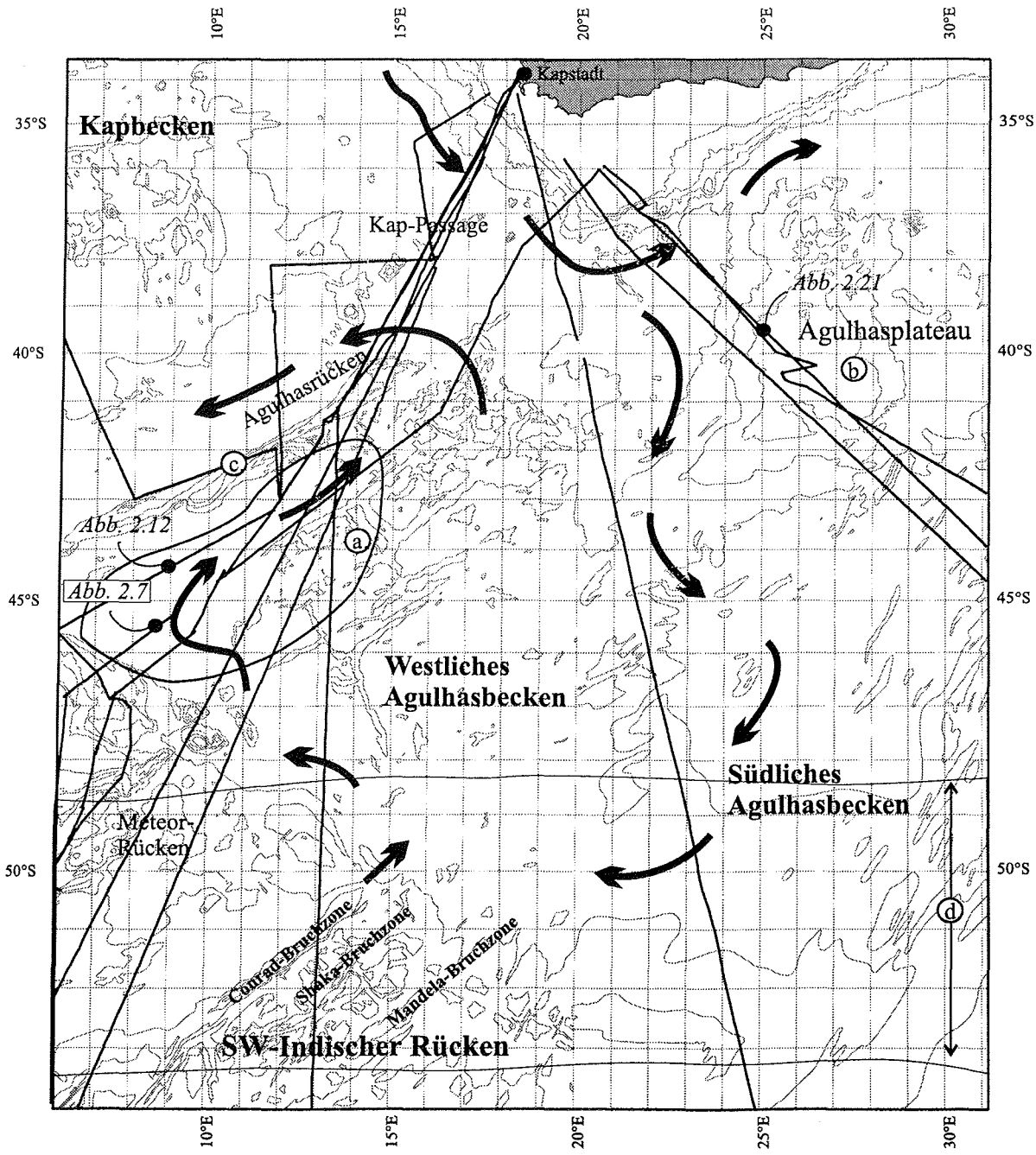


Abb. 2.20: Karte des Seegebiets südlich von Südafrika (Agulhasbecken, Agulhasplateau). Die Fahrtrouten mehrerer Expeditionen, deren Daten ausgewertet wurden, sind eingetragen. Die vermuteten Wege von AABW durch das Agulhasbecken nach Tucholke & Embley (1984) sind durch Pfeile dargestellt. a: Region zwischen Agulhasrücken und Meteorrücken. b: Agulhasplateau. c: vermutete Lage einer Bresche im Agulhasrücken. d: mit der Polarfrontzone verbundene Zone hoher Sedimentationsraten silikatischer Sedimente.

Die Parasoundprofile über das Agulhasplateau zeigen Reflektoren, die durch ihren unruhigen Verlauf eine starke Faltung der Sedimente erkennen lassen (Abb. 2.21). In Wassertiefen < 3000 m Wassertiefe laufen diese Reflektoren an Rinnen und Einschnitten, aber auch in relativ ebenen Bereichen des zentralen Plateaus am Meeresboden aus. Das gesamte Agulhasplateau weist Merkmale großflächiger Erosion auf. Die Erosion hat stellenweise zu einer Einebnung des Plateaus geführt, in anderen Bereichen jedoch Rinnen und Mulden geformt, wobei geneigte Sedimentpakete als Härtlingsbänke Kanten und Stufen am Meeresboden erzeugen (Abb. 2.21). Auf einigen Profilabschnitten ist eine geringmächtige jüngere Sedimentbedeckung erkennbar, die winkeldiskordant auf den erosiv freigelegten Sedimenten aufliegt (Abb. 2.21), im übrigen gibt es keine Hinweise auf rezente Sedimentakkumulation.

2.7.3.4 Strömungsbeeinflußte Sedimentation

Die Reflexionsmuster im nördlichen Agulhasbecken belegen eine weiträumige Beeinflussung der Sedimentation durch Bodenwasserströmungen (vergleiche Abschnitt 2.6.1). Die weite Verbreitung von Reflexionsmustern mit divergierenden/konvergierenden Reflektoren belegt, daß die Sedimentakkumulationsraten auf geringer räumlicher Distanz hohen Variationen unterliegt. Jedoch scheint die Strömung seit der Ablagerung der jüngeren Sedimentsequenz nicht mehr zur erosiven Zerstörung von Sedimenten zu führen. Daß der Einfluß von bodennahen Strömungen in dieser Region so deutlich erscheint, wird vermutlich dadurch begünstigt, daß keine nennenswerte turbiditische Sedimentation erfolgt, die eine Einebnung der Topographie bewirken würde. Es könnte sich um den Einfluß einer beckenrandliche Zirkulationszelle handeln, wie sie von Tucholke & Embley (1984) postuliert wurde. Sedimentwellen am Fuß des Meteorrücken passen zu dieser Modellvorstellung, da eine beckenrandliche Strömung am Fuß des Meteorrücken nach Norden geführt werden müßte. Die in einigen Profilen deutlich erkennbare Winkeldiskordanz im Übergang der beiden seismischen Einheiten ist ein Indiz dafür, daß die ältere Sedimenteinheit erosiv eingeebnet wurde, bevor die jüngere Einheit zur Ablagerung kam.

Der hohe Grad an Deformation der Sedimente auf dem Agulhasplateau, der sich in der stark gekrümmten Geometrie der Reflektoren ausdrückt, sowie die Resistenz einzelner Lagen gegenüber der erosiven Einebnung lassen vermuten, daß es sich tatsächlich um relativ alte, verfestigte Sedimente handelt. Die tiefgründige Erosion des Agulhasplateaus und die fortdauernde Exposition der freigelegten Sedimente weist auf besondere Bedingungen hin, die vermutlich mit dem Austausch von Zwischenwasser zwischen dem Indischen und dem Atlantischen Ozean zu tun haben.

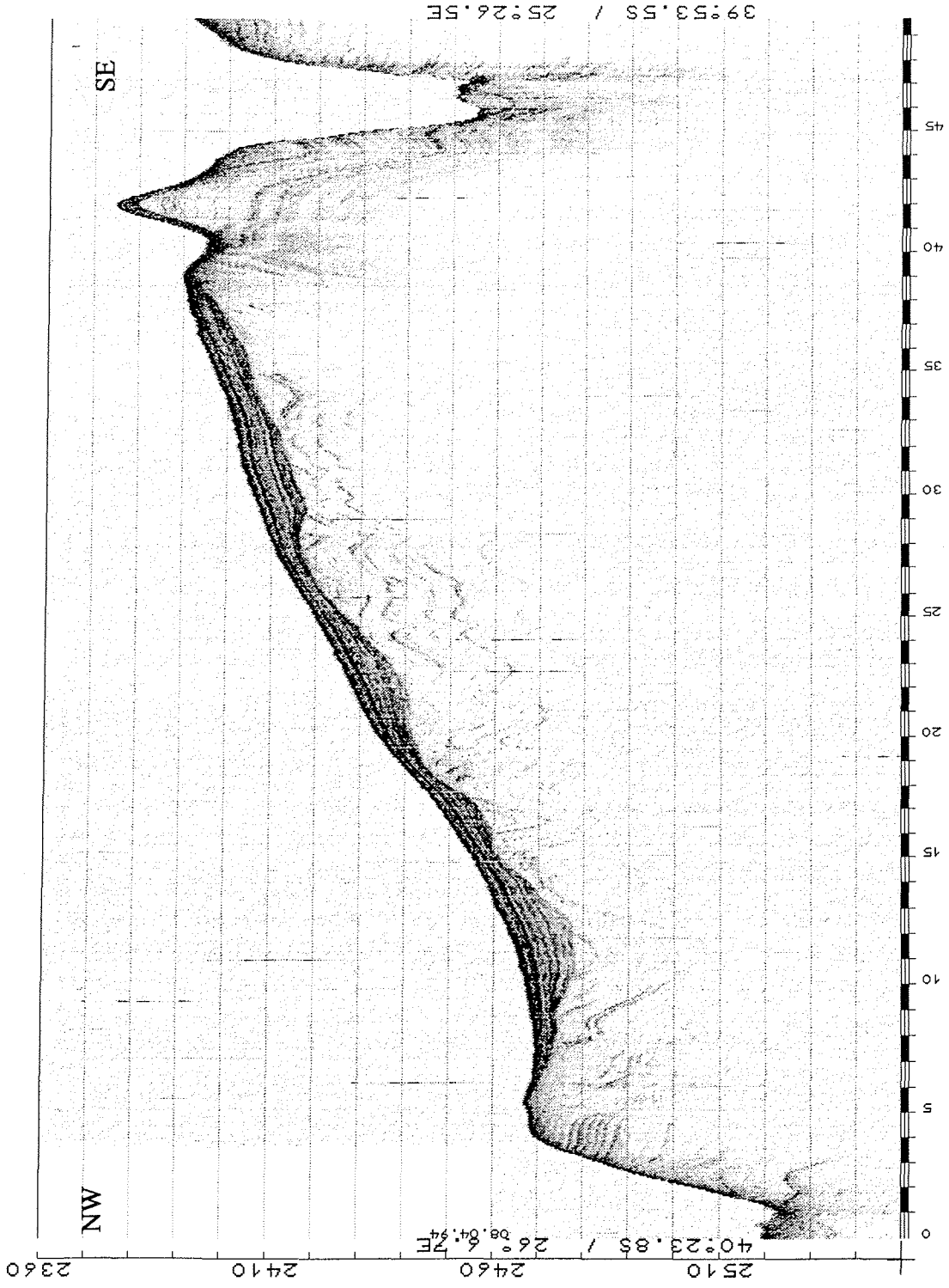


Abb. 2.21: Parasoundprofil auf dem Sattel des Agulhasplateaus (die Lage des Profils ist in Abb. 2.20 dargestellt). Die Reflektoren der stark verfalteten älteren Sedimente streichen an Kanten, aber auch am relativ ebenen zentralen Teil des Profils aus. Eine jüngere Sedimenteinheit mit stark variierender Mächtigkeit liegt winkeldiskordant auf. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 185:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

2.7.4 Südliches Kapbecken

2.7.4.1 Ozeanographie und Sedimente

Das südliche Kapbecken wird vom Südwest-Indischen Rücken im Süden, dem Mittelatlantischen Rücken im Westen und dem Agulhasrücken und Meteorrücken im Osten begrenzt (siehe Abb. 2.19). Nach Norden besteht eine Verbindung zum nördlichen Kapbecken, in deren Zentrum die Discovery-Tiefseekuppe liegt. Die mittlere Wassertiefe nimmt in Richtung auf den Mittelatlantischen Rücken und den Südwest-Indischen Rücken ab. Lediglich ein kleiner Bereich westlich des Meteorrückens erreicht Wassertiefen > 4000 m (a in Abb. 2.19). Das Becken ist außerdem bei etwa 51°S durch den Shona-Rücken geteilt, der nach Daten der Expedition ANT-IX/4 eine Wassertiefe von 1100 m erreicht. Dieser Rücken trennt ein kleineres Becken ab, das über die Bouvet-Bruchzone mit dem Weddellbecken in Verbindung steht (b in Abb. 2.19). Es hat eine mittlere Wassertiefe von etwa 3700 m und ist nach Osten zum Agulhasbecken geöffnet. Bruchzonen im Mittelatlantischen Rücken, die als Verbindungswege zwischen dem Kapbecken und dem Argentinienbecken dienen könnten, sind nicht bekannt.

Die Sektion A11 des World Ocean Circulation Experiment (WOCE) bildet einen ozeanographischen Schnitt durch das Argentinienbecken und das Kapbecken (Siedler et al., 1996). Im Vergleich zum benachbarten Argentinienbecken ist die potentielle Temperatur der Wassermassen in Tiefen > 4000 m im südlichen Kapbecken deutlich erhöht. Diese Beobachtung spricht dafür, daß das Bodenwasser im südlichen Kapbecken nur zu geringen Anteilen direkt aus dem Süden (z.B. durch die Bouvet-Bruchzone) gespeist wird. Das südliche Kapbecken scheint daher als Passage für den Transport von AABW nach Norden keine Rolle zu spielen. Wisotzki et al. (1990) klassifizieren die Wassermasse in dem Tiefenintervall zwischen 3000 und 4000 m als Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW). Die Regionen westlich und östlich der Discovery-Tiefseekuppe, die als möglichen Bodenwasserverbindungen zwischen dem südlichen und nördlichen Kapbecken in Frage kommen (e in Abb. 2.19), sind einem Strömungsmodell von Miranda (1996) zufolge durch Bodenwasserströmungen mit hoher Energie ausgezeichnet.

Das südliche Kapbecken ist durch seine landferne Lage weitgehend vom Eintrag terrigener Sedimente durch Turbidite abgeschnitten. Dementsprechend bilden sich in der Sedimentverteilung die Muster biogener Sedimentproduktion ab, die hier durch den Übergang von subantarktischer kalzitischer zu antarktischer silikatischer Sedimentation in der Polarfrontzone geprägt sind (Burckle & Cirilli, 1987). Wie auch im Agulhasbecken wurden im Bereich der Polarfrontzone seit dem Spätquartär Diatomeenschlämme in außergewöhnlich hohen Sedimentationsraten abgelagert (Burckle & Cirilli, 1987).

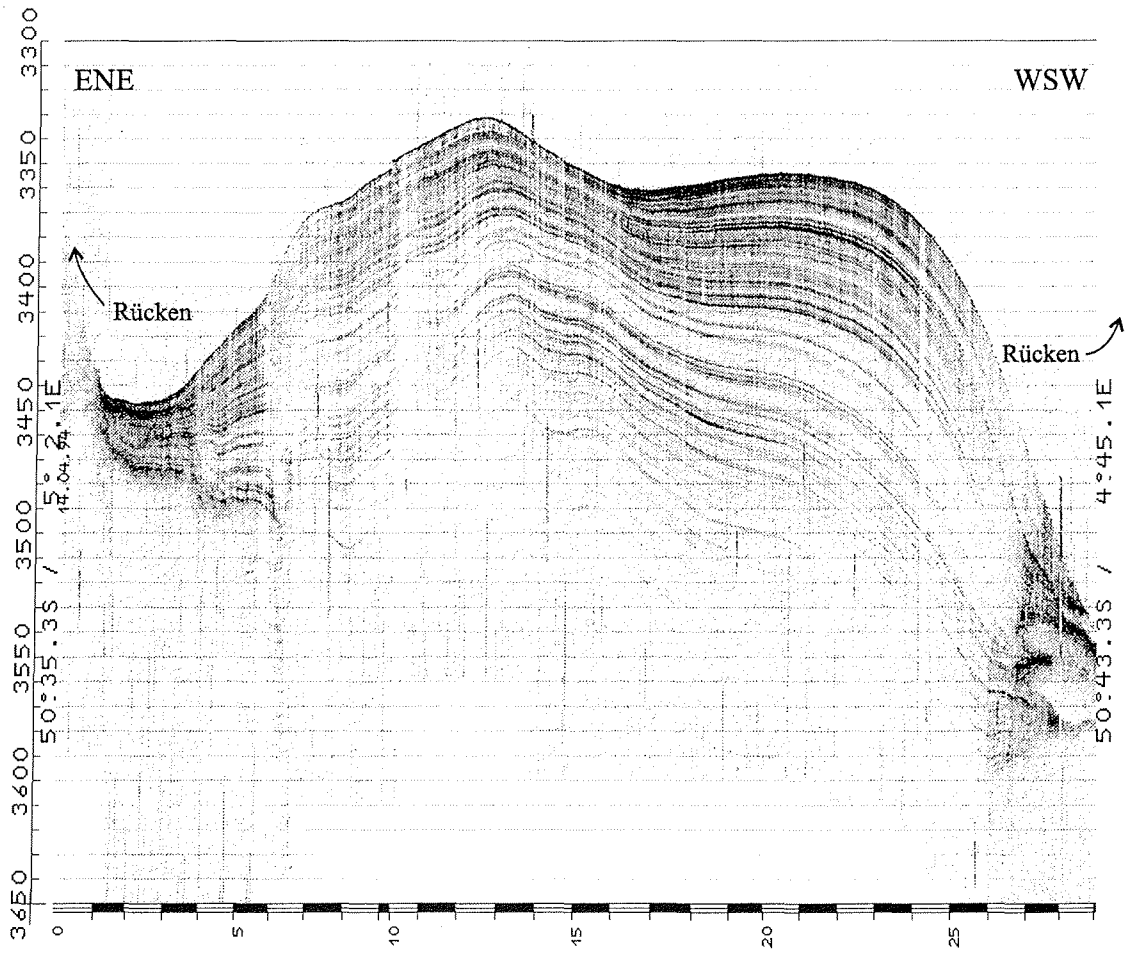


Abb. 2.22: Reflexionsmuster mit extrem konvergierenden Reflektoren aus dem südlichen Kapbecken. Die Reflektoren konvergieren jeweils am Fuß von rückenartigen Erhebungen. Bei den Sedimenten handelt es sich um Diatomeenschlämme. Die Lage des Profils ist Abb. 2.19 zu entnehmen. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 65:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XI/4 aufgezeichnet.

2.7.4.2 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten

Das südliche Kapbecken wurde auf mehreren Expeditionen auf dem Weg vom Meteorrücken zum Antarktischen Kontinentalrand an seinem östlichen Rand überlaufen. Es existiert lediglich ein Profil der Expedition ANT-IX/4, auf dem das Becken zentral durchquert wurde (siehe Abb. 2.19).

Wie im Agulhasbecken dominieren im südlichen Kapbecken Reflexionsmuster mit konvergierenden und divergierenden Reflektoren (vgl. Abschnitt 2.6.1). Reflexionsmuster dieser Art mit besonders hoher Signaleindringung finden sich innerhalb der Polarfrontzone zwischen dem Meteorrücken und dem Shonarücken, sowie insbesondere zwischen dem Shonarücken und dem Südwest-Indischen Rücken (b und c in Abb. 2.19; Abb. 2.22). An der Basis des Meteorrückens und an der nördlichen Flanke des Shonarückens wurden keine erosiven Rinnen oder Sedimentwellen festgestellt. Südlich des Shonarückens sind topographische Erhebungen dagegen von Rinnen umgeben, an denen Reflektoren der umgebenden Sedimente konvergieren und teilweise auch ausstreichen (Abb. 2.22) . In einzelnen Fällen

ließen bathymetrische Daten erkennen, daß diese Rinnen den Konturen der topographischen Strukturen folgen. Reflexionsmuster mit parallelen Reflektoren treten nur auf der Flanke des Südwest-Indischen Rückens in Wassertiefen < 2800 m auf (d in Abb. 2.19). Eine von Ledbetter & Cisielski (1982) postulierte Erosionszone auf dem Sattel des Südwest-Indischen Rückens kann mit Daten des Parasound-Systems nicht verifiziert werden, da die Topographie zu steil ist.

In der Umgebung der Discovery-Tiefseekuppe ist eine zusammenhängende Sedimentbedeckung mit vermutlich silikatischen Sedimenten zu erkennen. Nördlich der Discovery-Tiefseekuppe wurden in Daten von mehreren Expeditionen gleichmäßige, undulierende Reflexionsmuster in einer Wassertiefe von 4600 m aufgezeichnet. Diese Muster erstrecken sich von einer flachen Rinne an der Basis der Kuppe etwa 70 km weit nach Norden. Es könnte sich um Sedimentwellen handeln, die unter Umständen ein größeres zusammenhängendes Sedimentwellenfeld bilden (f in Abb. 2.23). Südlich der Tiefseekuppe konnten derartigen Muster nicht beobachtet werden. Östlich und nördlich der RSA-Tiefseekuppe existieren Sedimentwellen mit Wellenlängen von 2-3 km und Amplituden von 10 bis 30 m (Fütterer, 1998, Abb. 2.25).

2.7.4.3 Strömungsbeeinflußte Sedimentation

Die Dominanz konvergierender und divergierender Reflektoren belegt die Existenz bodennaher Strömungen. Strömungsindikative Reflexionsmuster existieren hier auch in Wassertiefen < 4000 m, erst in Wassertiefen < 2800 m scheinen ruhige Ablagerungsbedingungen vorzuherrschen. Aufgrund dieser geringen Tiefe ist es unwahrscheinlich, daß die Strömungsmuster mit dem Eindringen von AABW in Zusammenhang stehen. Nach Aussagen von Wisotzki et al (1990), sowie Siedler et al. (1996) handelt es sich bei der Bodenwassermasse im südlichen Kapbecken um Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW). Die rezenten Strömungsmuster dieser Wassermasse sind nicht bekannt. Anders als im Agulhasbecken und nördlichen Kapbecken gibt es jedoch keine Hinweise auf eine beckenrandliche Zirkulationszelle durch erosive Rinnen oder Sedimentwellen an der Basis des Meteorrückens und Shonarückens. Südlich des Shonarückens dagegen, wo die auffälligsten Beispiele von Reflexionsmustern mit konvergierenden Reflektoren auftreten, finden sich Hinweise auf topographisch geführte Strömungen. In diesem kleinen, durch den Shonarücken abgetrennten Becken sind auch vereinzelt erosive Prozesse erkennbar, was auf eine insgesamt höhere Strömungsintensität schließen läßt. Da durch die Bouvet-Bruchzone eine tiefe Verbindung zur Weddellsee besteht, ist ein direkter Austausch von Tiefenwasser möglich. Da das Becken außerdem nach Osten zum Agulhasbecken geöffnet ist, könnte es im Unterschied zum Rest des südlichen Kapbeckens eine Rolle für den Austausch von Tiefenwasser spielen.

In der Umgebung der Discovery- Tiefseekuppe ist das ausgedehnte Sedimentwellenfeld nördlich der Kuppe ein augenfälliger Hinweis auf den Transport von Sedimenten mit einer Bodenwasserströmung. Die Richtung des Transports ist nicht bekannt.

2.7.5 Nördliches Kapbecken

2.7.5.1 Ozeanographie und Sedimente

Das nördliche Kapbecken ist durch den Walfischrücken, den Kontinentalrand von Afrika, den Agulhasrücken und den Meteorrücken begrenzt (Abb. 2.23). Der Kontinentalrand ist weit in das Becken vorgebaut. Regionen, in denen der Meeresboden durch den Eintrag von Turbiditen eingeebnet wurde, existieren im Zentrum und im äußersten Norden (Emery & Uchupi, 1984). Das Becken weist insbesondere westlich von etwa 5° Ost eine unruhige Morphologie auf. Dieser Bereich (d in Abbildung 2.23) wurde von Emery et al. (1975) als erosiv überprägte alte Tiefsee-Ebene („dissected abyssal plain") bezeichnet. Aufgrund des ariden Klimas des südwestafrikanischen Hinterlands gilt das nördliche Kapbecken als Region mit extrem geringen Sedimentationsraten („starved basin", Embley & Morley, 1980). Weite Bereiche des Meeresbodens sind von Manganknollen bedeckt (Dingle et al., 1987) und werden als Regionen mit stagnierender Sedimentation betrachtet (Tucholke und Embley 1984).

Die Tiefenwasserzirkulation im Kapbecken wird nach existierenden Modellen (Embley & Morley, 1980; Tucholke & Embley, 1984; Dingle et al., 1987; Faugeres et al., 1992) wesentlich durch die beschränkten Tiefenwasserverbindungen zu den benachbarten Ozeanbecken bestimmt. Die Kap-Passage südlich von Kapstadt stellt eine Verbindung zum Agulhasbecken und Mozambikbecken her, die auf einer Breite von etwa 250 km eine Wassertiefe > 4500 m hat (Rogers, 1987; Abb. 2.24). In den erwähnten Modellen kommt der Passage eine wesentliche Rolle für die Tiefenwasserzirkulation zu, da durch sie AABW sowohl aus dem Agulhasbecken in das Kapbecken einströmt, als auch aus dem Kapbecken in das Mozambikbecken ausfließt (Abb. 2.24). Nach Siesser et al. (1988) schließt sich eine einzelne breite Erosionsrinne von mehr als 20 km Breite und bis zu 100 m Tiefe nördlich an den Agulhasrücken an (Agulhas Ridge Moat). Im tiefsten Bereich dieser Rinne stehen Sedimente des oberen Oligozän an (Siesser et al., 1988). Fotografien der Rinnenbasis zeigen Sedimentrippeln, die, in Übereinstimmung mit den erwähnten Modellen, auf einen westwärts in des Kapbecken gerichteten Bodenwassertransport hinweisen (Rogers, 1987). Nach den Zirkulationsmodellen kann das Bodenwasser im wesentlichen nur an der nördlichen Begrenzung der Kap-Passage aus dem Kapbecken austreten, wobei es den Konturen des Afrikanischen Kontinentalrands folgt und südlich von Kapstadt nach Osten in das Mozambikbecken strömt. In diesem Bereich liegt auch die DSDP-Bohrung 361, an der Sedimente des Eozän anstehen oder dicht unterhalb des Meeresbodens liegen (Bolli et al., 1978).

Der Agulhasrücken verläuft von NE nach SW entlang der Agulhas-Falkland Bruchzone (du Plessis, 1977, Abb. 2.23). Westlich von etwa 16°E bildet er eine massive Struktur, deren Kamm eine Wassertiefe von 3000 m nicht unterschreitet und die daher vermutlich den Bodenwasseraustausch zwischen Kap- und Agulhasbecken behindert. Der bathymetrische Datensatz ETOPO5 (NOAA,1988) postuliert allerdings eine breschenartige Vertiefung von etwa 200 km Breite mit einer Wassertiefe > 4000 m bei etwa 11° Ost (c in Abb. 2.20), die

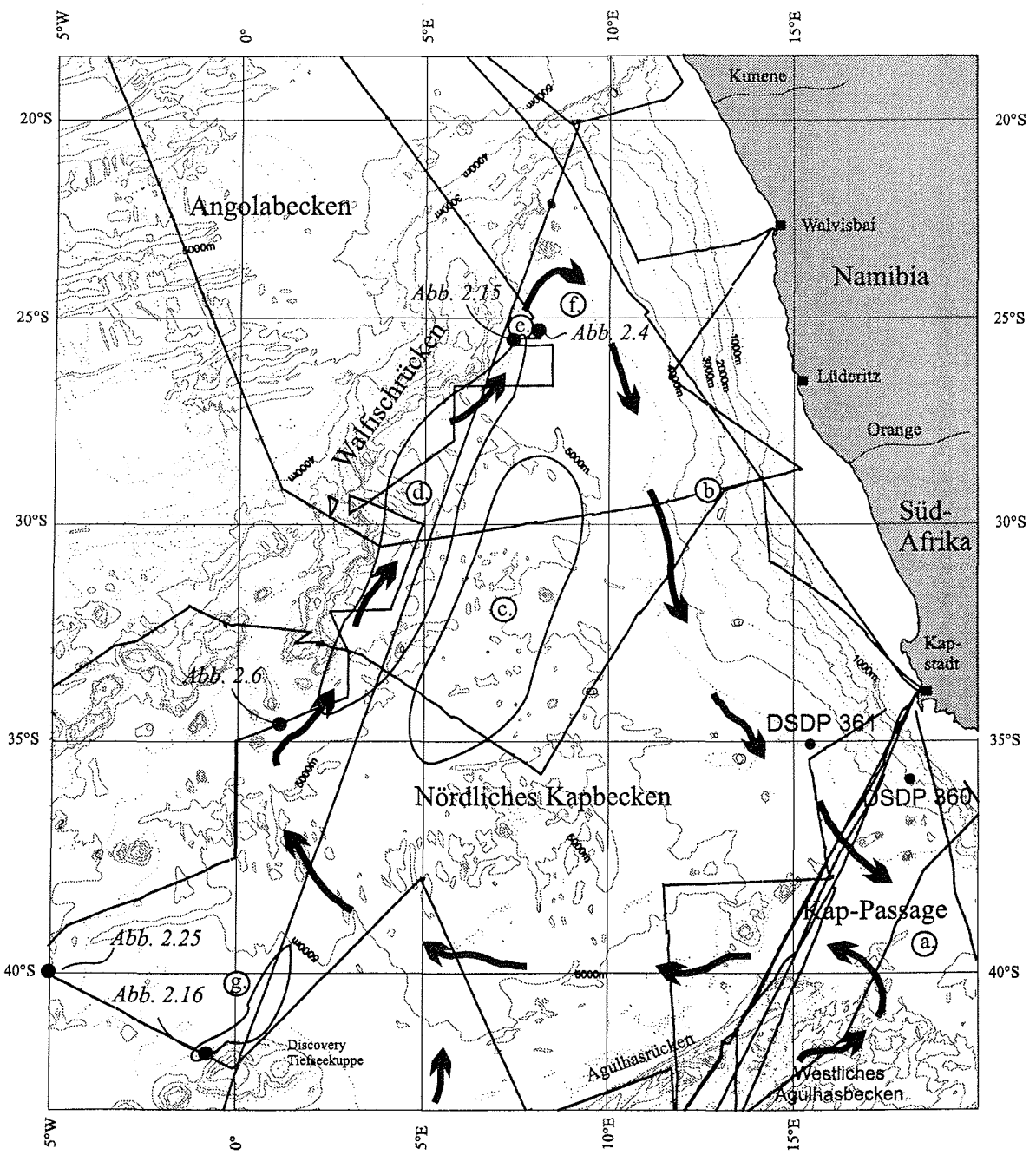


Abb. 2.23: Karte des Nördlichen Kapbeckens. Die Fahrtrouten verschiedener Expeditionen der Forschungsschiffe Polarstern und Meteor, deren Daten ausgewertet wurden, sind eingetragen. Die vermuteten Wege von AABW durch die Region nach Tucholke & Embley sind durch Pfeile symbolisiert. Die Kap-Passage (a) hat demnach eine besondere Bedeutung als Ein- und Auslaß von AABW. b: Erosionszone vor der Orange-Mündung. c: zentrales Kapbecken. d: westliches Kapbecken. e: erosive Rinne am Fuß des Walfischrückens. f: turbiditisch eingeebneter Bereich. g: Sedimentwellenfeld am Fuß der Discovery-Tiefseekuppe.

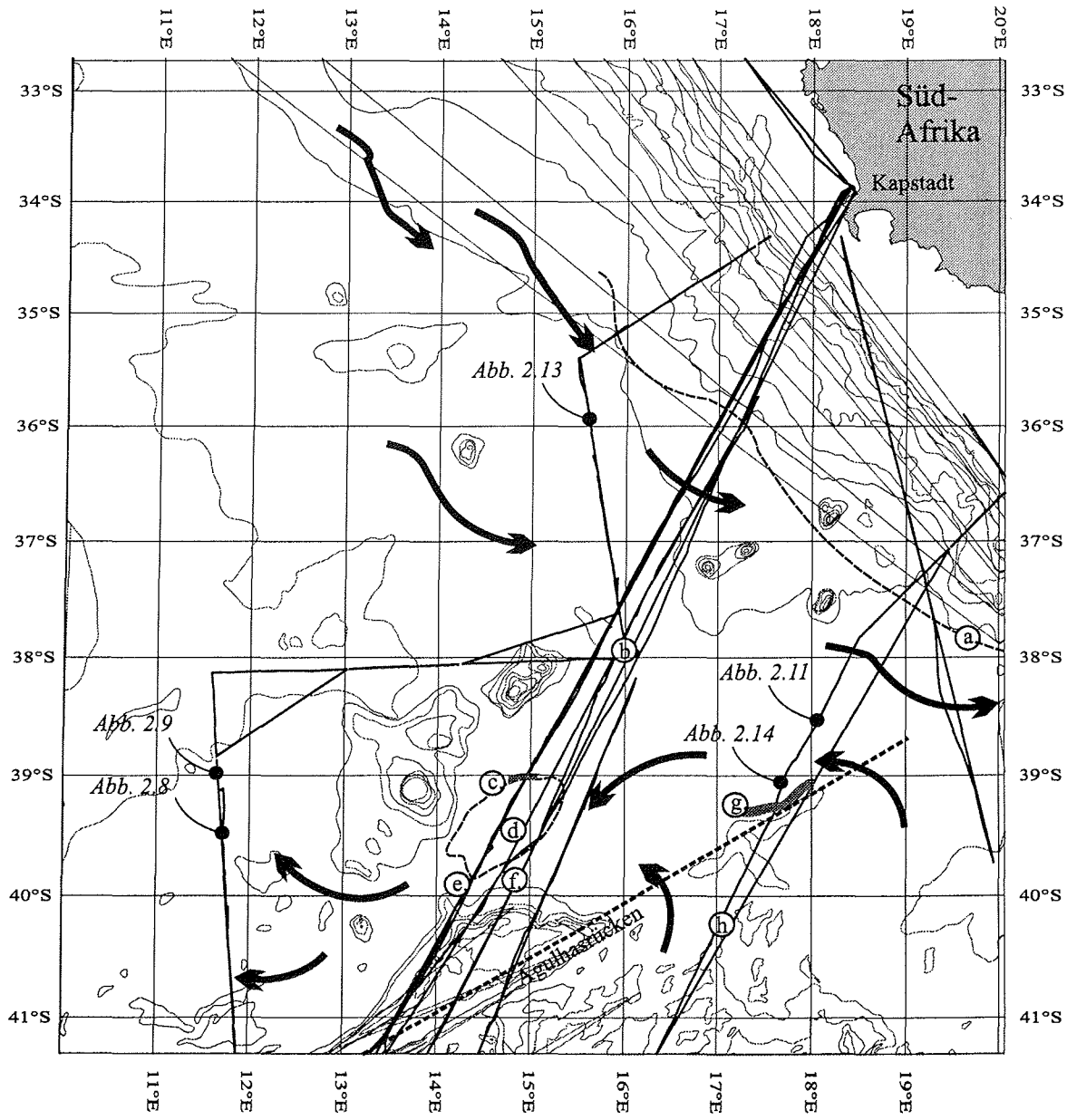


Abb. 2.24: Karte der Kap-Passage südlich von Kapstadt. Die Muster ein- und ausströmenden Bodenwassers nach Tucholke & Embley und Dingle et al. (1986) sind durch Pfeile gekennzeichnet. a: landwärtige Begrenzung erosiver Erscheinungen. b: tiefste Region zwischen Kapstadt und dem Agulhasrücken. c: erosiv eingeschnittene Rinne. d: Zone in der Sedimentablagerung erfolgt. e: Depression an der Basis des Agulhasrückens. f: keine erkennbare Rinne am Fuß des Agulhasrückens. g: Lage des Agulhas Ridge Moat nach Siesser et al. (1988). h: erosive Strukturen südlich des Agulhasrückens.

jedoch im neueren GEBCO-Datensatz (GEBCO, 1993) nicht erscheint. Eine Struktur dieser Dimension könnte eine mögliche Tiefenwasserverbindung zum Agulhasbecken bilden. In einem numerischen Strömungsmodell von Miranda (1996) dient diese Passage als Tiefenwasserverbindung zwischen den beiden Becken. Auf der Expedition ANT-XIV/4 wurden Parasound-Daten entlang der Achse des Agulhasrückens aufgezeichnet, um die Struktur zu erforschen. Die der Expedition gewonnenen Daten belegen, daß eine Bresche in der oben genannten Größe nicht existiert (Fütterer, 1998).

Zwischen dem nördlichen und dem südlichen Kapbecken besteht keine Barriere für den Austausch von Bodenwasser. Die Discovery-Tiefseekuppe spaltet die möglichen Tiefenwasserverbindungen in zwei Äste auf (siehe Abb. 2.19). Wie den Abschnitten 2.7.4 und 2.7.4.3 diskutiert wurde, geben ozeanographischen Daten und Parasoundprofile aus dem südlichen Kapbecken keine Hinweise darauf, daß bedeutende Anteile des Bodenwassers direkt aus dem Süden eindringen. Der Walfischrücken weist nur wenige Unterbrechungen auf, die tief genug sind, um ein Ausfließen von Bodenwasser aus dem Kapbecken in das nördlich angrenzende Angolabecken zu ermöglichen. Bislang sind zwei Passagen bekannt, durch die in der Vergangenheit Bodenwasser aus dem Kapbecken in das Angolabecken austreten konnte (Connary & Ewing, 1974; Warren & Speer, 1991).

Nach den Modellvorstellungen von Tucholke & Embley (1984) und Dingle et al. (1987) wird das AABW, das durch die Kap-Passage in das nördliche Kapbecken eindringt, durch die Corioliskraft zum westlichen Rand des Beckens geleitet und am Walfischrücken entlang nach Nordosten geführt. Da der Walfischrücken eine effektive Barriere darstellt, fließt es über den Kontinentalfuß vor Namibia und Südafrika zurück nach Süden. Diese beckenrandliche Zirkulationszelle wird nach Tucholke & Embley (1984) und Dingle et al. (1987) dadurch belegt, daß Regionen des nördlichen Kapbeckens unterhalb von 4000-4500 m Wassertiefe Anzeichen von massiver Erosion aufweisen. Diese Regionen bilden nach Dingle et al. (1987) eine zusammenhängende Zone, die am Fuß des Walfischrückens, dem Kontinentalfuß vor Namibia und der Kap-Passage besonders deutlich ausgeprägt ist. Die Konzentration von AABW am Steilhang des Walfischrückens hat nach Bornhold & Summerhayes (1977) zur Ausbildung einer Erosionsrinne geführt (e in Abb. 2.23).

Bei bislang durchgeführten Strömungsmessungen wurden an keiner Stelle im Kapbecken Geschwindigkeiten ermittelt, die für den Transport von typischen Tiefseesedimenten ausreichen würden (Tucholke & Embley, 1984). Die Autoren folgern hieraus, daß es sich bei der beckenrandlichen Erosionszone im Kapbecken um eine Reliktstruktur handelt, die auf eine Phase intensivierter Bodenwasserströmung im Eozän zurückgeht. Die nachhaltige Exposition von Sedimenten des Pleistozän (Ledbetter & Cisielski, 1982), bzw. des Eozän (Bolli et al., 1978) in Bereichen des Kapbeckens belegt die nachfolgende Stagnation in der Ablagerung von Sedimenten. Die Ausdehnung der von Dingle et al. (1987) kartierten Erosionszone im Kapbecken, sowie Annahmen über die Menge der erosiv entfernten Sedimente am Ort der

DSDP-Bohrung 218 (Bolli et al., 1978) implizieren die Umlagerung gewaltiger Mengen von Sediment. Es ist bislang offen, wo diese Sedimente zur neuerlichen Ablagerung gekommen sind.

Nach Connary und Ewing (1974) beweisen Messungen der Lichtstreuung (Nephelometerprofile) die Existenz einer Bodenwasserschicht mit hohen Konzentrationen an suspendiertem Sediment (Nepheloidschicht) im nördlichen Kapbecken in Wassertiefen > 4000 m. Nach McCave (1978) liegt die Partikelkonzentrationen bei 100-500 Mikrogramm pro Liter. Diese Werte sind die höchsten innerhalb der östlichen Becken des Südatlantik, liegen allerdings noch weit unterhalb der Extremwerte in der Weddellsee oder dem Argentinienbecken. Eine ausgeprägte Nepheloidschicht geht auf die Resuspension von Sedimenten in Regionen mit hoher Strömungsenergie zurück. Wo diese Regionen liegen ist nicht bekannt.

2.7.5.2 Profilbeobachtungen an Parasound-Daten

Im Verhältnis zu den anderen Becken des Arbeitsgebiets wurde das nördlichen Kapbecken auf relativ vielen Expeditionen mit Parasound-Einsatz durchquert. Zusätzlich zu Daten des Forschungsschiffs Polarstern stehen Messungen von zwei Expeditionen des Forschungsschiffs Meteor zur Verfügung.

Kap-Passage

Die Kap-Passage wurde auf mehreren Parallelprofilen auf der Strecke von Kapstadt nach Südwesten und nach Süden überlaufen (Abb. 2.24). Reflexionsmuster mit gekappten Reflektoren treten seewärts des Kontinentalhangs in Wassertiefen > etwa 4300 m auf (a in Abb. 2.24). Dieses Reflexionsmuster ist in der Kap-Passage im Intervall von 4300 - 5000 m Wassertiefe weit verbreitet, es lassen sich jedoch Zonen mit unterschiedlich intensiver Erosion unterscheiden. Südwestlich von Kapstadt liegt der tiefste Bereich der Kap-Passage, in dem die ältesten Reflektoren am Meeresboden auszustreichen scheinen (b in Abb. 2.24) bei 43°S. Südlich davon steigt der Meeresboden leicht an, wobei Schichten mit scheinbaren Einfallen nach Süden am Meeresboden ausstreichen. Etwa 60 km nördlich des Agulhasrückens ist eine erosiv eingeschnittene Rinne zu erkennen (c in Abb. 2.24). Südlich an diese schließt wiederum eine Zone an, in der Reflektoren keine erosive Zerstörung anzeigen (d in Abb. 2.24). Die Reflektoren divergieren mit zunehmender Entfernung zur Rinne. Der Meeresboden steigt nach Süden an. Am Fuß des Agulhasrückens liegt eine Depression von etwa 25 km Breite und 50 m Tiefe (e in Abb. 2.24). Eine erosive Zerstörung von Sedimenten ist hier jedoch nicht zu erkennen. Etwa 25 km weiter im Osten ist keine Form von Rinne oder Depression am Fuß des Rückens festzustellen (f in Abb. 2.24).

Direkt südlich von Kapstadt hat die Kap-Passage mit etwa 5000 m eine größere mittlere Wassertiefe als in der oben beschriebenen Region. In dieser Zone sind über eine Profillänge von mehr als 300 km Erosionsstrukturen zu erkennen, jedoch keine Reflexionsmuster, die auf Ablagerung jüngerer Sedimente schließen lassen. Der Agulhasrücken, der die Kap-Pas-

sage nach Süden begrenzt, erreicht hier nur noch eine relativ geringe Höhe von etwa 4600 m. Vermutlich handelt es sich nicht mehr um eine kompakte Rückenstruktur. In diesem Bereich wurde von Siesser et al. (1988) eine mächtige, erosiv beeinflußte Rinne am Fuß des Agulhasrückens beschrieben (g in Abb. 2.24). Obwohl der Agulhasrücken nur wenige Kilometer östlich der von Siesser et al. (1988) angegebenen Position überquert wurde, wurde keine einzelne Erosionsrinne der beschriebenen Größe beobachtet, jedoch eine Anzahl von kleinräumigen erosiven Strukturen (z.B. Abb. 2.14), die sich auch noch südlich des Rückens fortsetzen (h in Abb. 2.24).

Strömungsbeeinflußte Sedimentation

(1) Die weite Verbreitung gekappter Reflektoren in der Kap-Passage in Wassertiefen > 4300 m belegt die tiefgründige und ausgedehnte erosive Zerstörung von Sedimenten. Sie geht auf die Wirkung von AABW zurück. (2) Innerhalb der Passage lassen sich, zumindest südwestlich von Kapstadt, Zonen unterschiedlich intensiver Erosion unterscheiden. Die zwei Maxima der Erosion werden durch den tiefsten Bereich der Kap-Passage, an dem die ältesten Reflektoren ausstreichen, und durch eine erosive Rinne im Süden der Passage angezeigt. Zwischen diesen liegt im Zentrum der Passage ein Bereich geringerer Intensität der Erosion. Diese Konstellation könnte darauf zurückgehen, daß der Bodenwasserfluß in der Kap-Passage zwei entgegengesetzt gerichtete Strömungen aufweist, da AABW nach dem Modell von Tucholke & Embley (1984) durch die Passage in das Kapbecken ein- und austritt. (3) Eine einzelne, entlang des Agulhasrückens geführte Rinne (Agulhas Ridge Moat) ist durch die Daten nicht belegt. Dort, wo der Rücken für AABW eine unüberwindbare Struktur bildet, sind entweder keine rinnenartigen Depressionen am Fuß des Rückens festzustellen, oder aber solche, die nicht erosiv angelegt sind. Diese Beobachtung spricht dafür, daß der Weg von einströmendem AABW nicht in erster Linie durch die Topographie des Agulhasrückens bestimmt wird. (4) Im südlichsten Bereich der Passage findet Sedimentablagerung statt, wobei die von der Rinne aus nach Süden divergierenden Reflektoren eine Zunahme der Akkumulationsraten in Abhängigkeit zur Entfernung von der Rinnenachse belegen.

Kontinentalfuß vor Namibia

Am Kontinentalfuß vor Südwestafrika auf der Höhe der Oranjemündung liegt ebenfalls eine Zone, in der Reflektoren am Meeresboden ausstreichen (b in Abb. 2.23). Sie hat eine Breite von 150 bis 200 km und erstreckt sich vom Kontinentalfuß westwärts in das Becken. Diese Zone ist landwärtig von einem Bereich begrenzt, in dem hangabwärts gestreckte, akustisch transparente Lagen dominieren, deren Mächtigkeit nach Westen abnimmt. Der Übergang liegt zwischen 4300 und 4900 m Wassertiefe. In Richtung auf das zentrale Kapbecken nehmen die akustischen Anzeichen für Erosion graduell ab.

Strömungsbeeinflußte Sedimentation

(1) Die Zone bildet eine Erosionszone ab, die durch den südwärts gerichteten Fluß von AABW gebildet wurde. Die Bodenwasserströmung wird am Kontinentalfuß geführt, während die Strömungsintensität in Richtung auf das Becken abnimmt. (2) Vor der Oranje_mündung wird die landwärtige Begrenzung der Erosionszone von Debritablagerungen einer weiter hangaufwärts abgelagerten Rutschmasse („Chamais Slump"; Dingle, 1980) gebildet. Die Variation in der Wassertiefe, in der die landwärtigen Begrenzung der Erosionszone angetroffen wurde, ist darauf zurückzuführen, daß die Debrite unterschiedlich weit in das Kapbecken vorgeschüttet wurden. Die am weitesten seewärts abgelagerten Debrite liegen auf der Erosionsfläche auf. Offensichtlich erfolgte ihre Ablagerung nach der Hauptphase der Entstehung der Erosionszone, wie auch Dingle et al. (1987) vermuten. Einzelne, akustisch transparente Sedimentpakete, die innerhalb der Erosionszone liegen, könnten allerdings jüngere Debritablagerungen darstellen. (3) Die Erosionszone bildet vermutlich mit derjenigen südlich von Kapstadt eine weitgehend zusammenhängende beckenrandlichen Erosionszone.

Zentrales Kapbecken

Das zentrale Kapbecken (c in Abb. 2.23) weist eine unruhige Morphologie mit zahlreichen Erhebungen auf. Zwischen diesen topographischen Strukturen gibt es Regionen mit weitgehend ebenem Meeresboden. Die mittlere Wassertiefe dieser Regionen sinkt kontinuierlich von etwa 5000 m im zentralen Kapbecken auf 5200 m im westlichen Kapbecken. Im Zentrum des Beckens wurden jedoch auch Reflexionsmuster mit hyperbolischen Reflexionen am Meeresboden und an Internreflektoren aufgezeichnet.

Strömungsbeeinflußte Sedimentation

(1) Bei den weitgehend ebenen Regionen lassen die Reflexionsmuster auf Turbiditablagerungen schließen, durch die kleine Beckenstrukturen sukzessiv verfüllt wurden. Die Abnahme der Wassertiefe nach Westen legt nahe, daß die Turbidite vom Afrikanischen Kontinentalrand stammen. Im Vergleich zu anderen Tiefseebecken, etwa dem Angolabecken, nehmen die auf solche Weise eingeebneten Flächen nur einen geringen Anteil der tiefen Abschnitte des Beckens ein. Turbidite scheinen demnach im Kapbecken für den Eintrag terrigener Sedimente eine geringe Bedeutung zu haben. (2) Die hyperbolischen Reflexionsmuster weisen auf kleinräumige Mikrotopographie des Meeresbodens wie Rippeln oder Furchen hin (vergleiche mit Abschnitt 2.6.5). Die Reflexionsmuster gleichen denjenigen, die im nördlichsten Bereich des Kapbeckens aufgezeichnet wurden und vermutlich Driftsedimente abbilden (Bornhold & Summerhayes, 1977, siehe Abbildung 2.15). Falls es sich hierbei wirklich um Driftsedimentkörper handelt, dann könnte es sich bei dieser Region um eine Senke für Sedimente handeln, die mit dem Bodenwasser transportiert wurden. Diese Annahme ist insofern interessant, als es bislang nicht bekannt ist, wo die in den Erosionszonen entfernten Sedimente erneut zur Ablagerung gekommen sind.

Westliches Kapbecken

Bei etwa 5° Ost erfolgt ein Wechsel in der Morphologie und der Sedimentbedeckung des Beckens. Der Übergang geht mit einem Anstieg des mittleren Niveaus des Meeresbodens um etwa 150 m auf etwa 5100 m und einer Zunahme der Rauhigkeit der Morphologie einher. Die Reflexionsmuster wechseln kleinräumig. Es treten akustisch transparente kissen- und lagenartige Sedimentkörper, diffuse Bodenreflektoren und Reflexionsmuster mit gekappten Reflektoren an Hängen und Rinnen auf. Die Häufigkeit des zuletzt genannten Reflexionsmusters nimmt in Richtung auf den Walfischrücken zu.

Strömungsbeeinflußte Sedimentation

(1) Die in diesem Sektor aufgezeichneten Reflexionsmuster beinhalten Hinweise auf eine Reihe von strömungsbedingten Prozessen wie die Ablagerung von Driftsedimenten, fraktionierten Austrag von Sedimenten und Erosion. Die dichte räumliche Abfolge von Reflexionsmustern, die auf unterschiedliche Strömungsenergie schließen lassen, kann durch die Interaktion einer sedimentführenden Bodenwassermasse mit der rauhen Topographie erklärt werden. Nach den Strömungsmodellen von Tucholke & Embley (1984) wird AABW entlang des Walfischrückens nach Norden durch die Region geführt. In diesem Kontext ist es plausibel, daß die Anzeichen für eine erosive Zerstörung von Sedimenten in Richtung auf den Walfischrücken in ihrer Häufigkeit zunehmen (2) Die Ablagerung von Debriten, die vermutlich von den Hängen des Walfischrückens stammen, trägt zum uneinheitlichen Reflexionsmuster bei.

Nordwestliches Kapbecken

Das nordwestliche Kapbecken (e in Abb. 2.23) weist eine ebene Topographie auf. Auf der Polarstern Expedition ANT-XIV/4 wurde eine, zuerst von Bornhold & Summerhayes (1977) beschriebene Rinne am Fuß des Walfischrückens mehrmals überquert. Die Rinne erreicht ihre größte Breite und Tiefe bei 25°40'S mit etwa 8 km und 50 m (siehe Abb. 2.15). 30 Kilometer nördlich dieser Position ist die Rinne noch als Struktur zu erkennen. Die westliche Begrenzung der Rinne wird durch den aufsteigenden Walfischrücken gebildet. An der östlichen Rinnenböschung streichen Reflektoren aus, die parallel verlaufen und weit in das Becken hinein zu verfolgen sind. Seitlich der Rinne liegen auf den parallelen Reflektoren auffällige, akustisch nahezu transparente Sedimente, die einen leicht konvexen Körper bilden (siehe Abb. 2.15). Der Oberflächenreflektor und interne Reflektoren werden von gestaffelten hyperbolischer Reflexionen gebildet. Der Sedimentkörper wurde in mehreren Parallelprofilen abgebildet, aus denen hervorgeht, daß er eine längliche Geometrie von mindestens 30 km Länge und maximal 10-15 km Breite besitzt und parallel zur Rinne ausgerichtet ist. Seine Breite nimmt mit derjenigen der Rinne ab.

Strömungsbeeinflußte Sedimentation

Wie die abgeschnittenen Reflektoren an der Rinnenböschung belegen, wurde die Rinne erosiv in Sedimente eingeschnitten, die weiter im Osten parallele, kontinuierliche und ebene Reflektoren erzeugt, und am wahrscheinlichsten eine Turbiditsequenz darstellt. Sie markiert somit das nördlichste Auftreten von erosiven Strukturen im Kapbecken in den ausgewerteten Daten.

Die durch ihre Geometrie und akustische Transparenz auffälligen Sedimentkörper wurden von Bornhold & Summerhayes (1977) als Konturitablagerungen gedeutet, die in direktem Zusammenhang mit der Bildung der Rinne abgelagert wurden. Der eigentümliche Reflexionscharakter geht vermutlich auf eine regelmäßige, kleinräumige Oberflächenstruktur des Meeresbodens, eventuell Rippeln, zurück. Die seismoakustische Ansprache derartiger Sedimentkörper als Konturite ist bedeutsam, da im zentralen Kapbecken ausgedehnte Sedimentkörper mit ähnlichen Eigenschaften angetroffen wurden.

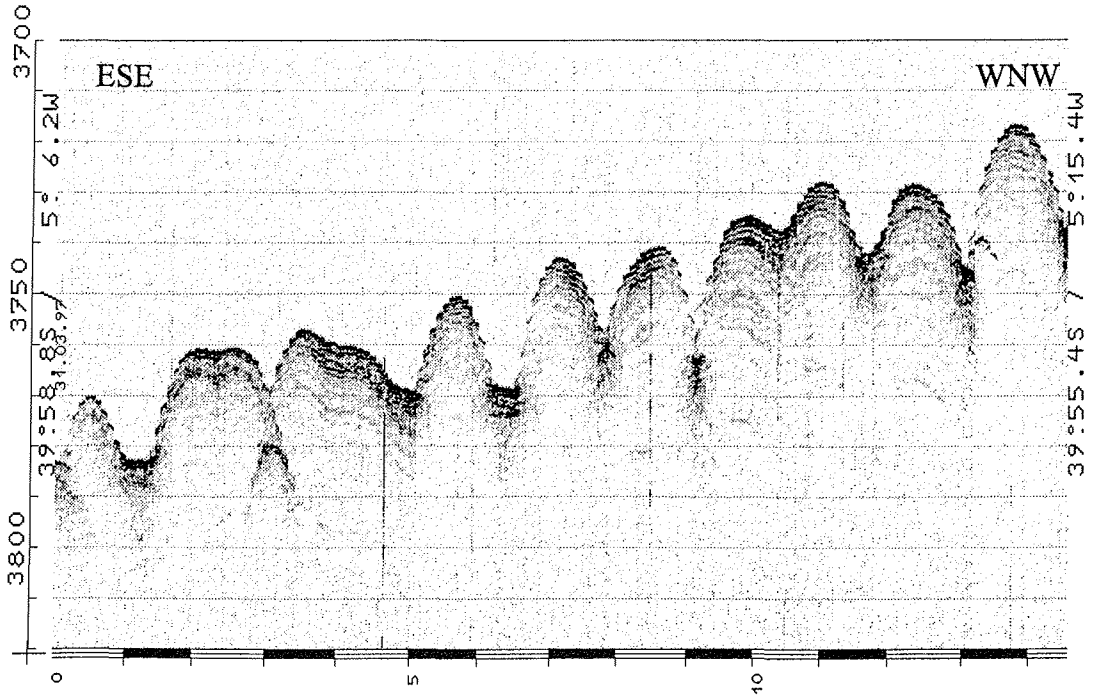


Abb. 2.25: Sedimentwellen in der Passage zwischen der Discovery- Tiefseekuppe und der R.S.A.-Tiefseekuppe (siehe Abb. 2.19). Die Wellenlänge ist für Sedimentwellen in der Tiefsee auffällig gering. Die vertikale Überhöhung beträgt ca. 74:1. Die Daten wurden auf der Polarstern-Expedition ANT-XIV/4 aufgezeichnet.

3 Numerische Modellierung

Die in Kapitel 2 vorgestellten Reflexionsmuster und Sedimentstrukturen lassen fallweise eine ungefähre, qualitative Abschätzung der Strömungsenergie zu. Einige dieser Sedimentstrukturen treten häufig in direkter Nachbarschaft und in einer festen räumlichen Abfolge auf. Das läßt auf eine kontinuierliche Veränderung der Strömungsgeschwindigkeit im Raum schließen. Ebenso können anhand der Reflektorgeometrie Zeiträume gegeneinander abgegrenzt werden, die sich in der mittleren Intensität der Bodenwasserströmung unterscheide. Abbildung 3.1 zeigt ein schematisches seismisches Profil, das diese Zusammenhänge skizziert. Die Sedimentstrukturen lassen eine kontinuierliche Zunahme der Strömungsenergie von links nach rechts, d.h. vom Zentrum zum Rand eines Beckens erkennen. In der zeitlichen Entwicklung (vom Liegenden zum Hangenden) sind mehrere Intervalle unterscheidbar, aus denen eine relative Zunahme der mittleren Strömungsgeschwindigkeit mit der Zeit folgt.

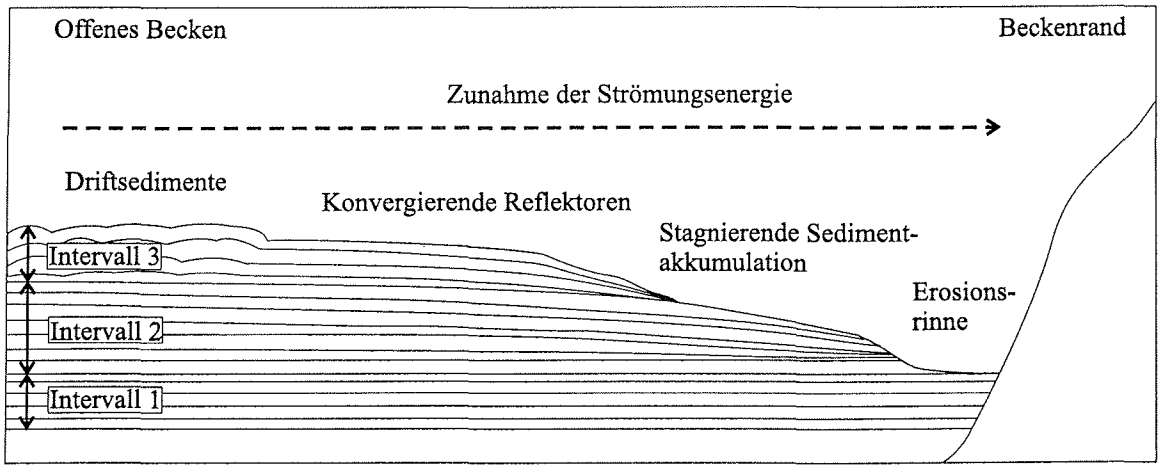


Abb. 3.1: Schematische Darstellung von Sedimentstrukturen im Übergang von einem Tiefseebecken zum Beckenrand. Die Strukturen lassen räumlich eine Zunahme der mittleren Strömungsenergie in Richtung auf den Beckenrand erkennen. Die vertikale Reflektorfolge läßt eine Intensivierung der Bodenwasserzirkulation mit der Zeit in mehreren Schritten vermuten.

Das Ziel der Arbeit ist es, einen ersten Schritt zu tun, um über solche allgemeinen Abschätzungen hinaus zu quantitativen Aussagen über die Strömungsfelder zu kommen. Diesen Schritt leistet ein numerisches Sedimentationsmodell. Es berechnet die Sedimentverteilung am Meeresboden der Tiefsee auf der Grundlage von Annahmen über Sedimenttransport unter dem Einfluß von Strömungen. Dieses Kapitel stellt die physikalischen Grundlagen, das Konzept und die numerische Umsetzung des Sedimentationsmodells vor. Im Einzelnen werden (1) verschiedene existierende Modelle verglichen, (2) die Fragestellung dieser Arbeit präzisiert und daraus folgende numerische Probleme erläutert, (3) die physikalischen Grundlagen des Sedimenttransports vorgestellt und (4) Konzept und Funktionsweise des Modellprogramms vorgestellt.

3.1 Modelle

3.1.1 Existierende Sedimentationsmodelle

Bei der Konzeption des Modells können teilweise Strategien und Lösungsansätze existierender Sedimentationsmodelle übernommen werden. Bei den betrachteten Modellen handelt es sich um sogenannte Boxmodelle, in denen ein Profilschnitt oder ein dreidimensionaler Sedimentationsraum in Zellen (boxes) unterteilt, und die Verteilung von Sediment in diesem Raum berechnet wird. Initiale Bedingungen werden vorgegeben und unter Umständen während der Berechnung modifiziert. Die vorgegebene Laufzeit wird in diskreten Schritten abgearbeitet, wobei die Verteilung von Sediment im Raum und die Ablagerung am Meeresboden jeweils erneut auf Grundlage der Ergebnisse des vorhergehenden Zeitschritts bestimmt werden.

Die resultierende Zusammensetzung der abgelagerten Sedimente wird durch Prozesse bestimmt, die von der Form des Strömungsfelds abhängen. Die Partikel sinken durch die Wassersäule und werden dabei mit der Strömung verfrachtet. Einige der Modelle berücksichtigen den Sedimenttransport an der Sohle, sowie die nachträgliche Zerstörung von Sedimenten durch Erosion und die Veränderung der Sedimentzusammensetzung durch den fraktionierten Austrag von Sedimentpartikeln.

Durch die Differenzierung der Sedimenteingabe in verschiedene Komponenten mit charakteristischen Dichtewerten und Korngrößen, sowie charakteristischem Absink- und Transportverhalten ist es möglich, verschiedene konkrete Sedimentationsumgebungen zu simulieren. Die meisten der Modelle arbeiten mit maximal drei bis vier Komponenten.

Das Ergebnis einer Modellrechnung ist ein Sedimentkörper, der aus einzelnen Schichten aufgebaut ist. Ihre Mächtigkeit und Zusammensetzung aus Anteilen der verschiedenen eingegebenen Sedimentpartikel variiert im Raum. Die Geometrie und Lithologie des Sedimentkörpers kann entlang von vertikalen Schnitten graphisch dargestellt werden. Auf diese Weise wird angestrebt, die räumlich-zeitlichen Muster der Ablagerung im gesamten Modellraum nachzubilden.

Die ersten zweidimensionalen Modelle, mit denen Transport und Ablagerung in einem marinen Milieu nachgebildet wurde, entstanden in den sechziger Jahren auf Großrechnern an der Stanford-Universität (Bonham-Carter & Sutherland, 1968). Die Verbreitung und Anwendung derartiger Verfahren stagnierte für eine lange Zeit aufgrund der beschränkten Verfügbarkeit und geringen Rechenleistung der verwendeten Computeranlagen (Tetzlaff & Harbraugh, 1989). Erst 1989 wurde mit dem Modell SEDSIM ein dreidimensionales Modell vorgestellt, das auch Erosionsprozesse berücksichtigt (Tetzlaff & Harbraugh, 1989). Das Interesse an derartigen Verfahren beruht in erster Linie auf der praktischen Anwendung in der Exploration von Erdöl und Erdgas. Im wesentlichen soll die Ausbildung von Sedimentbecken an Kontinentalrändern nachvollzogen werden, um die Entstehung von Sediment-

körpern zu analysieren, die als Reservoir für Erdgas und Erdöl in Frage kommen. Diese Zielsetzung spiegelt sich in den Aufgabenstellungen und Lösungsstrategien deutlich wieder. Als Referenzdaten dienen herkömmliche seismische Profile.

3.1.1.1 Modell von Harbraugh & Bonham-Carter (1977)

Das Modell von Harbraugh & Bonham-Carter (1977) beschreibt Sedimentationsprozesse an einem Kontinentalrand, genauer eine von einer Flußmündung ausgehende progradierende Schüttung klastischer Sedimente in ein Becken.

Der zweidimensionale Modellraum ist in einen Wasser- und einen Sedimentkörper unterteilt. Der Wasserkörper ist lediglich vertikal in Beckenelemente gleicher Breite aufgeteilt, während das abgelagerte Sediment durch ein Boxmodell mit festem horizontalem und vertikalem Gitterpunktabstand repräsentiert wird. Jedem Knotenpunkt werden Eigenschaften wie Gehalte von Sand, Silt und Ton und Porosität des Sediments zugewiesen. Der Sedimentgehalt eines Beckenelements ist gleichmäßig über dessen Volumen verteilt.

Die Strömung ist unidirektional von der Sedimentquelle auf das Becken hin orientiert. Für den gesamten Wasserkörper gilt die gleiche Strömungsgeschwindigkeit und -richtung.

Die Sedimenteingabe erfolgt von einer am Modellrand gelegenen, punktförmigen Quelle. Das Sediment bewegt sich mit dem Wasser von Beckenelement zu Beckenelement, wobei pro Zeitschritt ein bestimmter Anteil an den Boden verlorengeht. Die verbleibende Sedimentmenge wird beckenwärts weitergereicht, der Prozeß wiederholt sich im benachbarten Beckenelement. In dieser Form folgt die Mächtigkeit der in den Beckenelementen abgelagerten Sedimentsäule einer Art von Zerfallsgesetz mit einer Abhängigkeit von der Entfernung zur Sedimentquelle.

Erosion ist in diesem Modell nicht vorgesehen. Es existiert jedoch ein begrenzender Faktor für die Ablagerung in Form einer kritischen Wassertiefe. Wenn sie aufgrund des Anwachsens der Sedimentsäule in einem Beckenelement unterschritten wird, kann keine weitere Ablagerung erfolgen. Der Wert der kritischen Wassertiefe hängt von der Korngröße ab. Auf diese Weise wird eine fraktionierte Weiterverfrachtung in das Becken und letztlich die Progradation der Schüttung erzwungen. Die Begründung für diesen begrenzenden Faktor liegt darin, daß mit abnehmender Wassertiefe das Energieniveau der Strömung ansteigt, und beim Überschreiten von diskreten, für jede Sedimentfraktion charakteristischen Schwellwerten die Ablagerung verhindert wird. Implizit wird also eine direkte Beziehung zwischen Wassertiefe und Strömungsgeschwindigkeit unterstellt, auch wenn das Strömungsfeld homogen ist.

Das Modell schließt die Subsidenz der Basisfläche nach einem einfachen Prinzip ein. Nachdem die Sedimentsäule eine für den Beginn der Subsidenz als nötig erachtete Mächtigkeit erreicht hat, gibt die Basisfläche um genau den Höhenbetrag nach, um den die Sedimentsäule durch erneute Ablagerung anwächst. Die Sedimentsäule wächst nach unten, während die Topographie erhalten bleibt.

Das Ergebnis der Modellierung sind zweidimensionale Schnitte durch den Sedimentkörper, in denen wesentliche Eigenschaften progradierender Sedimentkörper erkennbar sind. Insbesondere kann die beckenwärtige Verlagerung des Sedimentationsschwerpunktes und Faziesverzahnungen grob- und feinkörniger Sedimente als Resultat der Variation von Sedimenteingabe und Meeresspiegelhöhe nachgebildet werden.

3.1.1.2 Modell DEPO2D und DEPO3D (Bitzer, 1988)

Das Modell DEPO2D von Bitzer (1988) berechnet die Verfüllung eines Sedimentbeckens mit klastischen Sedimenten, ausgehend von einer punktförmigen Sedimentquelle am Modellrand. Diese Aufgabenstellung ähnelt der des Modells von Harbraugh & Bonham-Carter (1977), jedoch weist DEPO2D als Besonderheiten die Aufteilung des Sedimentkörpers in beliebig viele Schichtelemente variabler Mächtigkeit sowie die explizite Einbeziehung von Erosionsprozessen auf.

Auch dieses Modell unterteilt den zweidimensionalen Modellraum in einen Wasser- und einen Sedimentkörper. Der Wasserkörper ist in vertikale Segmente (Beckenelemente) untergliedert. Der Sedimentkörper wird dagegen durch vertikal und horizontal begrenzte Zellen (Schichtelemente) repräsentiert, deren Höhe variabel ist. Ein Schichtelement enthält die Sedimente, die während eines Zeitschritts im Beckenelement abgelagert werden.

Die Wasserbewegung wird mit einem einfachen Strömungsmodell berechnet. Für jedes Beckenelement gilt eine bestimmte Strömungsgeschwindigkeit in Richtung auf das Becken. Sie ist umgekehrt proportional von der Höhe des Beckenelements (Wassertiefe) abhängig. Auf diese Weise wird gewährleistet, daß ein Beckenelement genau soviel Wasser aus dem stromaufwärts gelegenen Beckenelement erhält, wie es an das stromabwärts gelegene abgibt. Bei einer vorgegebenen Initialgeschwindigkeit am Modellrand variiert sie daher nur mit der zeitlichen Veränderung der Topographie.

Das sedimentführende Wasservolumen, das von dem randlichen Quellpunkt eingegeben wird, ist in sogenannte Fluidelemente gleichen Volumens unterteilt. Ein Fluidelement entspricht der Wassermenge, die während eines Zeitschritts in das Modell eintritt. Ihre Höhe paßt sich der Höhe des Beckenelements (Wassertiefe) an, womit auch die Breite variiert. Die Fluidelemente wandern durch die Beckenelemente und transportieren die Sedimente. Dieser Bewegung ist eine Absinkbewegung überlagert, wobei die Absinkgeschwindigkeit nach dem Gesetz von Stokes berechnet wird (siehe Abschnitt 3.2.1.1). Die Sedimentmenge, die während eines Zeitschritts in einem Schichtelement abgelagert wird, ist von der

Verweildauer der Fluidelemente im Beckenelement abhängig. Es besteht somit eine Verknüpfung zwischen dem Strömungsmodell und der Ablagerung, was einen wesentlichen Fortschritt gegenüber dem Modell von Harbraugh & Bonham-Carter (1977) darstellt.

Bitzer führt mit einer kritischen Geschwindigkeit ein Kriterium dafür ein, ob Sedimente einer bestimmten Korngröße in einem Beckenelement zur Ablagerung kommen können. Ein weiterer kritischer Wert der Geschwindigkeit bestimmt das Einsetzen von Erosion. Die Kennwerte wurden empirischen Daten von Hjulström (1935) entnommen. Die Bestimmung des Quantums des zu erodierenden Sediments beruht auf einer einfachen Beziehung zwischen Strömungsgeschwindigkeit und Wassertiefe. Erosion findet solange statt, bis eine genügend große Wassertiefe und daher eine genügend geringe Strömungsgeschwindigkeit erreicht ist. Die Erosion unterschiedlicher Partikel wird unabhängig voneinander berechnet, so daß sich Auswaschungseffekte leicht erodierbarer Partikel modellieren lassen.

Das Modell ermöglicht es, verschiedene Beckenkonstellationen und Faziesverzahnungen bei zeitlich veränderlichen Eingabemengen der einzelnen Sedimentfraktionen sowie Transgressions/Regressionszyklen durch Veränderung der Höhe des Meeresspiegels und damit Verschiebung des gesamten Strömungsfelds zu modellieren.

In der Weiterentwicklung DEPO3D wird das Geschwindigkeitsfeld in einem dreidimensionalen Raum durch ein physikalisches Strömungsmodell aus der Topographie und gegebenen Randbedingungen berechnet. Dieser Ansatz bildet eine echte Verknüpfung von Strömungsmodellierung und Sedimentationsmodell und trägt damit der besonderen Bedeutung des Strömungsfelds für die Sedimentverteilung Rechnung. Das verwendete Strömungsmodell lehnt sich an hydrogeologische Methoden der Berechnungen von Fließraten in einem Grundwasserleiter an. Das Strömungsfeld wird hierbei durch die punktförmige Eingabe von Wasser an einem Quellpunkt aufrecht erhalten.

3.1.1.3 Modell SEDSIM (Tetzlaff & Harbraugh, 1989; Lee & Harbraugh, 1992)

Die Modellreihe SEDSIM1 bis SEDSIM3 (Tetzlaff & Harbraugh, 1989; Lee & Harbraugh, 1992) simuliert die klastische Sedimentation in einem dreidimensionalen Raum. Nach den Autoren ist das Modell auf verschiede Sedimentationsumgebungen und räumliche Skalen anwendbar. Als Anwendungsbeispiele werden das Umfeld eines submarinen Canyons vor Alaska und eine submarinen Deltaschüttung vor der Küste von Louisiana angeführt (Tetzlaff & Harbraugh, 1989). Die Beispiele verdeutlichen, daß der Hintergrund der Modellierungsaufgabe die Kohlenwasserstoffexploration ist.

Der wassergefüllte Modellraum ist vertikal und horizontal in ein festes Raumgitter unterteilt, dessen Knotenpunkten Eigenschaften wie Sedimentkonzentrationen und Fließgeschwindigkeiten zugewiesen werden. Die Repräsentation des Sedimentkörpers erfolgt im Modul SEDSIM3 durch ein dreidimensionales Gitter von Zellen gleicher Größe. Es können Ablagerungsprozesse mit bis zu vier verschiedenen Sedimentfraktionen simuliert werden.

Das Strömungsfeld beruht auf numerischen Approximationen der Strömungsgleichungen von Navier-Stokes und ist Ergebnis des Moduls SEDSIM1. Die Veränderungen in der Topographie wirken auf das Strömungsfeld zurück. Der Transport von Wasser wird durch die Bewegung von Fluidelementen konstanten Volumens durch den Modellraum dargestellt. Die Eigenschaften, die den Knotenpunkten des Raumgitters zugewiesen werden, resultieren aus Integrationen über die Fluidelemente in deren Umgebung. Die horizontalen Fließgeschwindigkeiten variieren über die Wassertiefe mit festgelegten Geschwindigkeits-Tiefenprofilen. Diese wesentliche Einschränkung wurde vorgenommen, um den rechnerischen Aufwand zu reduzieren. Sie bewirkt allerdings, daß Sedimentstrukturen mit geringer Höhe im Verhältnis zur Wassertiefe, wie z.B. Sedimentwellen, nicht dargestellt werden können (Tetzlaff & Harbraugh, 1989).

Die Sedimenteingabe erfolgt mit der Einspeisung der Fluidelemente vom Modellrand aus. Der horizontale Sedimenttransport erfolgt mit den Fluidelementen. Ihr ist eine Absinkbewegung überlagert, die nach dem Gesetz von Stokes berechnet wird (siehe Abschnitt 3.2.1.1).

3.1.2 Zielsetzung und Konzept des vorgestellten Ansatzes

Die vorgestellten Sedimentationsmodelle weisen einige Eigenschaften auf, die für eine Modellierung strömungsabhängiger Sedimentation in der Tiefsee übernommen werden können. Die in dieser Arbeit behandelte und in Kapitel 1 kurz vorgestellte Modellaufgabe macht jedoch wesentliche Modifikationen erforderlich. Die Differenzen resultieren aus der Natur der simulierten Prozesse und der unterschiedlichen Fragestellungen. Die Fragestellung dieser Arbeit und damit verbundene numerische Probleme werden im Folgenden erläutert.

3.1.2.1 Zielsetzung und Unterschiede

Die Besonderheit der in dieser Arbeit behandelten Modellaufgabe besteht darin, daß Sedimentationsprozesse in der Tiefsee simuliert werden, wobei Strömungsfelder im Umfeld von topographischen Anomalien die Sedimentverteilung wesentlich bestimmen. Die den anderen Modellen zugrunde liegenden integrierten Strömungsmodelle sind nicht anwendbar. Vielmehr werden Strömungsfelder benötigt, die als Ergebnis abgekoppelter Strömungsmodelle entstanden sind. Sie sind wesentlich komplizierter und variieren in allen drei Raumrichtungen. Der Sedimenteintrag erfolgt in der Tiefsee im wesentlichen pelagisch, wobei Partikel über die gesamte Fläche aus höheren Stockwerken des Wasserkörpers herabregnen. Da es daher weder einen definierten Ausgangspunkt noch eine eindeutige Richtung der Sedimentbewegung gibt, muß auch die Berechnung der Sedimentkonzentration im Raum richtungsunabhängig sein. Um verschiedene topographische Situationen zu beschreiben, soll das Modell mit verschiedenartigen Strömungsfeldern arbeiten können.

Merkmal	Modell von Harbraugh & Bonham-Carter	Modell DEPO2D	Modell SEDSIM	Diese Arbeit
Sedimentations-umgebung	Kontinentalrand	Kontinentalrand	Kontinentalrand	Tiefsee
Dimension	zweidimensional	zweidimensional	dreidimensional	dreidimensional
Wasserkörper	vertikal in Becken-elemente unterteilt	vertikal in Becken-elemente unterteilt, Trennung von Raum und Fluidelementen	festes Raumgitter, Trennung von Raumzellen und Fluidelementen	festes Raumgitter
Sedimentkörper	festes Raumgitter	Zellen mit variabler Höhe	festes Raumgitter	Zellen mit variabler Höhe
Strömungsfeld	einfache Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Wassertiefe	einfache Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Wassertiefe	Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Wassertiefe nach einem Strömungsmodell	Resultat externer Strömungsmodelle
Variation der Geschwindig-keit mit der Wassertiefe	nein	nein	festgelegtes Tiefenprofil	ja
Strömungs-richtung	unidirektional	unidirektional	in zwei Richtungen unidirektional	frei in allen Raumrichtungen
Sedimentquelle	punktförmig	punktförmig	punktförmig	punktförmig oder flächenhaft
Sediment-fraktionen	3	3	4	prinzipiell unbegrenzt
Transport über dem Boden	nein	nein	ja	ja
Erosion	nein	ja (fraktioniert)	ja (fraktioniert)	ja (fraktioniert)

Tabelle 2: Vergleich der Haupteigenschaften der verschiedener Sedimentationsmodelle

Ein explizites Ziel der Modellierung besteht darin, Aussagen über die Variationen in der Strömungsgeschwindigkeit der Bodenwassermassen zu treffen. Während der Modellrechnungen erfolgt die Manipulation wesentlicher Randbedingungen, um ihren Einfluß auf die Verteilungsmuster der Sedimente zu ermitteln. Diese Abhängigkeiten sollen ermittelt und mit Hilfe räumlicher Profilschnitte von Sedimentecholotmessungen überprüft und kalibriert werden. Die Eigenschaften des Parasound-Sedimentecholots erfordern eine vergleichsweise hohe räumliche und zeitliche Auflösung der abgelagerten Modellsedimente. Dies ist vor allem nötig, um wesentliche Merkmale strömungsbeeinflußter Sedimentation wie konvergierende

und divergierende Reflektoren nachzubilden. Da hier vor allem die jüngere Sedimentationsgeschichte von Interesse ist, wurde die Subsidenz der Basisfläche der Sedimentation bewußt nicht in das Modell aufgenommen.

Um realistische Szenarien berechnen zu können, die den Sedimentationsbedingungen im Südozean entsprechen, wird der Sedimenteintrag aus einer prinzipiell unbeschränkten Anzahl verschiedenartiger Partikelklassen zusammengesetzt. Eine Veränderung der Korngrößenzusammensetzung innerhalb der Wassersäule, wie sie in der Natur durch biologische Prozesse erfolgt (z.B. Agglutinierung, Aufbau und Zerfall von Fecal Pellets), wird vorerst nicht einbezogen.

Wie noch gezeigt wird, bewirkt der Absinkprozeß in einem räumlich variablen Strömungsfeld bereits eine Fraktionierung der Sedimentablagerung. Im Unterschied zu den meisten der existierenden Modelle, in denen dieser Prozeß die resultierende Sedimentverteilung wesentlich bestimmt, werden hier jedoch auch verschiedene Transportmechanismen über dem Meeresboden, sowie Erosion und fraktionierter Austrag berücksichtigt. Da einige der in Kapitel 2 vorgestellten Sedimentstrukturen explizit auf solche Vorgänge zurückgeführt werden (siehe Abschnitt 2.6.5), spielen sie eine entscheidende Rolle.

3.1.2.2 Modellkonzept

Die in Abschnitt 3.1.2.1 beschriebene Zielsetzung läßt sich durch ein dreidimensionales Boxmodell realisieren. Dazu wird der Raum oberhalb des Meeresbodens in ein Gerüst von gleich großen Zellen aufgeteilt. Durch diese feste räumliche Diskretisierung können alle Parameter, die im Raum variieren (Komponenten des Geschwindigkeitsfelds, Sedimentkonzentrationen) durch Matritzen (Arrays) beschrieben werden, die jeder einzelnen Zelle des Boxmodells Werte zuordnen. Für die Komponenten des Strömungsfelds sind auch negative Werte möglich.

Die numerische Realisierung von räumlich variablen Größen durch Matritzen ermöglicht es, den Transport von Partikeln durch den Modellraum durch sehr viele, aber jeweils einfache mathematische Operationen zu berechnen. Wie noch erläutert wird, erfolgt die Bestimmung der Partikelkonzentration in einer Zelle durch eine einfache Bilanzierung von Austrägen und Einträgen der benachbarten Zellen. Da diese Operationen unabhängig von speziellen Randbedingungen funktionieren, kann mit verschiedenartigen Partikeln und Geschwindigkeitsfeldern gearbeitet werden. Da mit Sedimentkonzentrationen gerechnet wird, ist bei diesem Ansatz die Rückverfolgung einzelner Partikel (Trajektorie) nicht möglich. Dies stellt jedoch für die Aufgabe keine Einschränkung dar.

Die numerische und grafische Repräsentation der abgelagerten Sedimente ist unabhängig von der vorgegebenen Diskretisierung des Modellraums. Um eine höhere vertikale Auflösung von Feinstrukturen zu gewährleisten, wird der Sedimentkörper aus Zellen (Schichtelementen) aufgebaut, deren Höhe selbst das Resultat von Berechnungen ist. Die einzelnen

Schichtelemente repräsentieren die während eines Zeitschritts an einem bestimmten Ort abgelagerte Sedimentmenge. Dies entspricht der von Bitzer (1990) gewählten Methode. Die Werte der Sedimentmengen werden für jeden Ort und jeden Zeitschritt sowie für jede Sedimentfraktion gespeichert. Diese umfangreichen Daten bilden die Grundlage für die Berechnung von Höhe und Zusammensetzung der einzelnen Schichtelemente. Abgeleitete Größen, wie der mittlere Korndurchmesser und unter Umständen auch die Naßdichte, können ebenfalls aus diesem Datensatz bestimmt werden.

Theoretisch ist die Zeitskala der Modellrechnungen nur durch die Speicherkapazität des Computers und die absolute Rechendauer beschränkt. Praktisch lassen diese Beschränkungen, in Abhängigkeit von der konkreten Modellierungsaufgabe, zur Zeit nur Berechnung in Zeiträumen von wenigen Jahren als sinnvoll erscheinen. Dieser Zeitraum ist um fünf Zehnerpotenzen geringer, als diejenige, die typischerweise von Daten des Parasound-Sedimentecholots abgedeckt wird (). Es werden jedoch Wege aufgezeigt, mit denen die Ergebnisse auf größere Zeitskalen extrapoliert werden können (siehe Abschnitt 3.3.8)

Die Transporte der einzelnen Sedimentfraktionen werden unabhängig voneinander berechnet. Die Anzahl der berücksichtigten Sedimentfraktionen ist daher nur durch die zur Verfügung stehende Rechenzeit begrenzt. Diese numerische Behandlung setzt voraus, daß sich die einzelnen Fraktionen in ihrem Sink- und Transportverhalten nicht beeinflussen, was eine Vereinfachung gegenüber natürlichen Absinkprozessen darstellt. Tatsächlich weisen Korngemische ein eigenes hydraulisches Verhalten auf (siehe Abschnitt 3.2.1.3).

Das Modell benötigt als wesentliche Eingabegröße ein Geschwindigkeitsfeld, das die Geschwindigkeitsverteilung im Raum für eine gegebene Situation vollständig beschreibt. Es wird nicht durch das Programm selbst erzeugt, sondern muß aus anderen Quellen bezogen werden. In dieser Arbeit werden Geschwindigkeitsfelder verwendet, die mit einer Version des numerischen Strömungsmodells SPEM (Sigma-coordinate Primitive Equation Model, Heidvogel et al., 1991, Beckmann & Heidvogel, 1997) berechnet und von Herrn Dr. Beckmann zur Verfügung gestellt wurden (siehe Abschnitt 4.2.1), und solche, die auf Modellrechnungen zurückgehen, die im Rahmen von Arbeiten im Fachgebiet Meerestechnik/ Umweltforschung des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Bremen von Herrn Dr. Hopfauf entwickelt wurden (siehe Abschnitt 4.3.1). Im Unterschied zu den Modellen DEPOD und SEDSIM kann auf die komplizierte Einführung von Fluidelementen verzichtet werden, da die Geschwindigkeitsfelder, die für die Modellierung zur Verfügung stehen, bereits auf ein Raumgitter bezogen sind, wie es das Modell verwendet.

Eine Rückwirkung von Veränderungen der Topographie auf das Strömungsfeld wird zunächst außer acht gelassen. Diese Voraussetzung schränkt die Anwendbarkeit auf Zeitskalen ein, in denen Veränderungen der Topographie durch Ablagerung und Erosion vernachlässigt werden können. Für die im Folgenden betrachteten Prozesse ist diese Annahme

gerechtfertigt. Will man jedoch z.B. die Wanderungsbewegung von Sedimentwellen untersuchen, so müßte die Wechselbeziehung von Strömungsfeld und sich verändernder Topographie in das numerische Modell integriert werden.

3.2 Physikalische Grundlagen

Die Ablagerung und Verteilung der Sedimente wird in erster Linie durch Transportprozesse in der Wassersäule und am Meeresboden bestimmt. Die Sedimentbewegung und -konzentration im Raum ergibt sich aus der Überlagerung der spezifischen Sinkgeschwindigkeit mit dem Geschwindigkeitsfeld der Strömung. Aus diesem Grund werden zunächst Ansätze zur Ermittlung der spezifischen Sinkgeschwindigkeit vorgestellt (Abschnitt 3.2.1).

Anschließend wird in den Abschnitten 3.2.2 bis 2.2.5 die Berechnung des Sedimenttransports über dem Boden diskutiert. Da es sich um eine der anspruchsvolleren Modellaufgaben handelt, ist dieser Fragekomplex unterteilt. Für jede Zelle am Meeresboden müssen zu jedem Modellzeitpunkt und für jede Sedimentfraktion Lösungen für folgende Fragen gefunden werden:

- Können Sedimente an dieser Stelle abgelagert werden?
- Wenn ja, welcher Anteil wird weiter verfrachtet und welcher Anteil wird abgelagert?
- Können abgelagerte Sedimente in Bewegung gesetzt werden ?
- Wenn ja, welche Mengen von Sediment können weiter transportiert werden?

Zu den beiden qualitativen Fragen existiert eine Reihe von empirischen Daten und theoretischen Betrachtungen, die auf die Bestimmung von kritischen Parametern zielen, bei denen Sedimentation einsetzt bzw. Erosion beginnt. Diese Ansätze werden in den Abschnitten 3.2.2 und 3.2.3 behandelt.

Die quantitativen Fragen können durch die Berechnung von Transportkapazitäten beantwortet werden. Prinzipiell wird zwischen dem Transport von Sediment direkt an der Sohle, dem Geschiebetransport (Abschnitt 3.2.4), und dem Transport in Suspension über dem Boden, dem Suspensionstransport, unterschieden (Abschnitt 3.2.5).

In der folgenden Diskussion werden gebräuchliche Ansätze zur Herleitung und Berechnung kritischer Parameter und Transportgleichungen vorgestellt. Physikalische Größen, die einen an (bzw. dicht über) der Gewässersohle gemessenen Wert darstellen, werden mit dem Suffix *0* gekennzeichnet (z.B. τ_0). Entsprechend kennzeichnen die Suffixe *cre* bzw. *crd* Parameter, die einen kritischen Zustand für den Bewegungsbeginn an der Sohle bzw. das Einsetzen von Deposition darstellen, *max* und *min* Größen, die Maximalwerte oder Minimalwerte darstellen und *f* und *s* Parameter, welche die Eigenschaften von Flüssigkeiten und von fester Materie beschreiben (z.B. u_{cre}, u_{max}, ρ_f).

3.2.1 Der Absinkprozeß

Für die Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten stehen verschiedene physikalische Ansätze zur Verfügung. Den gebräuchlichsten liefert das Stokes'sche Gesetz, in dem die Sinkgeschwindigkeit eines idealen Korns aus dem Gleichgewicht zwischen Gravitationskraft und Widerstandskraft beim Fallen durch eine Flüssigkeit abgeleitet wird. Er hat nur für Fälle Gültigkeit, in denen das Korn laminar umströmt wird. Zanke (1978) bietet einen Ansatz, der für ein weiteres Korngrößenspektrum Gültigkeit beansprucht und zusätzlich den Einfluß der Kornform berücksichtigt. Für bestimmte Sedimentpartikel existieren in begrenztem Umfang empirische Untersuchungen.

3.2.1.1 Sinkgeschwindigkeit nach Stokes (zitiert nach Allen, 1985)

Die Berechnung der Sinkgeschwindigkeit nach Stokes (zitiert nach Allen, 1985) gilt für ideale Kugeln und nur für den Fall, daß das Korn beim Fallen laminar umströmt wird. Ein Maß dafür bildet die kritische Reynoldszahl. Sie bezeichnet das Verhältnis zwischen auftretenden Trägheitskräften und Reibungskräften, bei dem ein Übergang von laminaren zu turbulenten Fließvorgängen beobachtet wird. Als Gültigkeitsbereich des Stokes'schen Gesetzes gelten Reynoldszahlen < 1, was nach Allen (1985) in Wasser nur für Korndurchmesser < 50 µm gegeben ist. Bei größeren Partikeln bilden sich turbulente Strömungsmuster hinter dem Korn. Die Sinkgeschwindigkeit nach Stokes ist gegeben durch:

$$ws = \frac{1}{18}\frac{(\rho_s - \rho_f)}{\eta} gD^2 \qquad (1)$$

Sie steigt proportional zum Dichtekontrast zwischen fester Phase und flüssiger Phase $\rho_s - \rho_f$ und zum Quadrat des Korndurchmessers D an. Die Erdbeschleunigung g ist konstant, während die Dichte ρ_f und dynamische Viskosität von Seewasser η unter anderem von Druck, Temperatur und Salzgehalt abhängen.

3.2.1.2 Sinkgeschwindigkeit nach Zanke (1978)

Die von Zanke (1978) entwickelte Formel zur Berechnung der Sinkgeschwindigkeit berücksichtigt sowohl Sinkprozesse mit laminarer als auch mit turbulenter Umströmung des Korns. Aus diesem Grund gilt sie nach Zanke (1978) für einen weiten Bereich von Reynoldszahlen ($1<Re<1000$, Zanke, 1978). Bei Absinkvorgängen im Wasser ist daher eine sinnvolle Anwendung für Korndurchmesser bis zu 0,15 m möglich (Zanke, 1978). Die Form der Partikel wird durch einen sogenannten Formfaktor f berücksichtigt. Er beschreibt die Gestalt unregelmäßiger Partikel über die Längenverhältnisse entlang von drei rechtwinklig aufeinander stehenden Achsen (siehe Anhang). Die Formel von Zanke lautet:

$$ws = \frac{12\vartheta}{D(2{,}7 - 2{,}3f)}\left(\left(1 + (0{,}21D^*)^3(2{,}7 - 2{,}3f)\right)^{\frac{1}{2}} - \right. \tag{2}$$

mit $D^* = \left(\frac{\rho' g}{\vartheta^2}\right)^{\frac{1}{3}} D$ dem sedimentologischen Korndurchmesser

und $\rho' = \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_f}$ der relativen Dichte

Anstelle der dynamischen Viskosität wird die kinematische Viskosität ν der Flüssigkeit verwendet, der Dichtekontrast wird durch die sogenannte relative Dichte ρ' ausgedrückt (siehe Anhang). An die Stelle des Korndurchmessers D tritt ein komplizierter Ausdruck, der sedimentologische Korndurchmesser D^*, in den auch Eigenschaften der flüssigen Phase eingehen. Viskosität und Dichte von standardisiertem Seewasser können bei Annahmen von Temperatur, Salzgehalt und herrschendem Druck nach Siedler & Peters (1982) berechnet werden. Zur Berechnung von vertikalen Profilen der Sinkgeschwindigkeit durch den Modellraum werden entsprechend Profile der Temperatur und Salinität über die Wassertiefe benötigt.

Abbildung 3.2 illustriert die Größenordnung der auftretenden Geschwindigkeiten für Quarzkörner (ρ_s =2650 kg m^{-3}) mit einem Durchmesser von 125 µm und 250 µm für eine typische Lokation bei 20°S, auf der Basis von Profilen der Salinität und Temperatur aus dem Südatlantik (Reid, 1994). Die Berechnungsansätze von Stokes und Zanke (1978) liefern in diesem Fall fast identische Werte, die sich unterhalb der Thermokline ab etwa 900 m nur noch geringfügig ändern.

Für das Modell genügt es daher, bei der Initialisierung für jede einzelne Sedimentfraktion ein vereinfachtes Profil der Absinkgeschwindigkeit über die Wassertiefe zu berechnen, auf das während der Modellierung zurückgegriffen werden kann. Eine Aktualisierung während des Modellaufs ist nicht erforderlich.

Aufgrund des weiten Gültigkeitsbereiches der Berechnungsformel von Zanke (1978) wird sie in den Modellrechnungen der Kapitel 3 und 4 verwendet.

3.2.1.3 Absinkverhalten realer Sedimente

Die Sinkgeschwindigkeiten realer Sedimentpartikel können erheblich von den mit den genannten Formeln berechneten Werten abweichen. Messungen an Schalen planktonischer Foraminiferen durch Michels (1995) zeigen beispielsweise keine erkennbare Beziehung zwischen Korndurchmesser und Sinkgeschwindigkeit (Abb. 3.3). Hierfür lassen sich mehrere Gründe anführen:

- Kornform und Oberflächenstruktur natürlicher Partikel sind, insbesondere bei biogenen Partikeln, sehr komplex. Je größer die Abweichung der Korngestalt von einer Kugel ist, desto geringer ist die Absinkgeschwindigkeit im Vergleich mit einem kugelförmigen Körper gleicher Dichte und gleichen Volumens, da die Reibungskräfte zunehmen (Hsü, 1989). Dieser Effekt verringert sich mit abnehmender Korngröße. Darüber hinaus bilden sich an unregelmäßig gestalteten Körpern Turbulenzen, die an Referenzkugeln erst bei größerem Durchmesser auftreten (Hsü, 1989). Eine Möglichkeit, mit diesen Abweichungen umzugehen, besteht darin, reellen Sedimenten eine Äquivalenzkorngröße zuzuordnen, d.h. den

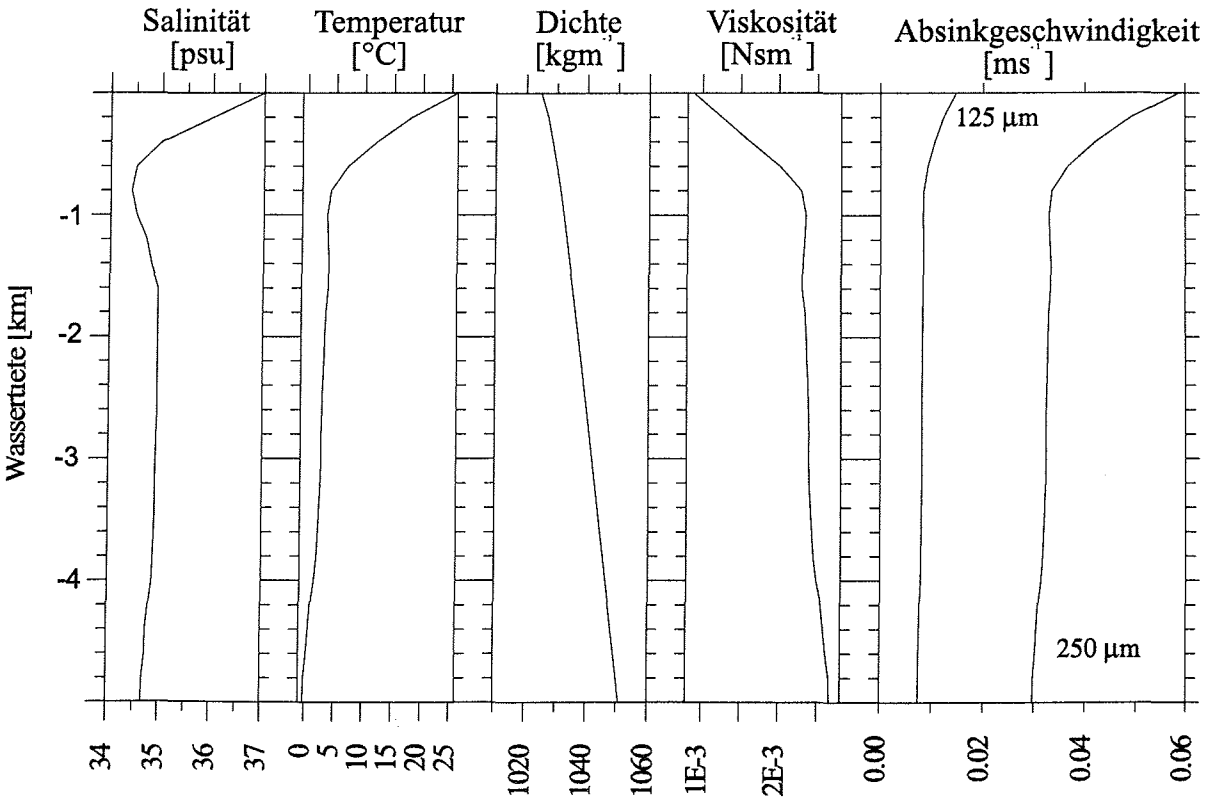


Abb. 3.2: Sinkgeschwindigkeiten idealer Sedimentkörner nach Zanke (1978) für eine Modell-Lokation im Südatlantik bei 20°S. Dargestellt sind gemessene Tiefenprofile von Temperatur und Salinität, aus diesen Werten berechnete Profile der Dichte und dynamischen Viskosität des Seewassers und berechnete Profile der Absinkgeschwindigkeit für zwei Korngrößen (bei einer Korndichte von 2650 kgm-3).

Durchmesser eines idealen Korns mit gleicher Sinkgeschwindigkeit. Diese hydraulische Äquivalenz bedeutet jedoch nicht notwendig gleiches Verhalten in Bezug auf Transport und Erosion.

- Sedimentpartikel unterliegen beim Durchfallen durch die Wassersäule Prozessen, die ihre Größe und Form und somit ihr Verhalten während des Absinkvorgangs verändern. Am besten ist die Agglomeration feiner Partikel in Kotpillen (fecal pellets) und größeren Aggregaten (marine snow) untersucht. McCave (1974) zeigt, daß dieser Prozeß die Norm und nicht die Ausnahme bei der pelagischen Sedimentation feiner Partikel darstellt. Die Absinkgeschwindigkeit solcher Aggregate liegt im Bereich von 0,1 bis 1 cms^{-1} im Vergleich zu 0,01 cms^{-1}, wie es für einzelnd absinkende Partikel um 2 µm zu erwarten wäre (McCave, 1974). Nach Honjo (1976) erreichen insbesondere Coccolithen den Meeresboden beinahe ausschließlich als Fecal Pellets (Abb. 3.4). Für planktonische Foraminiferen wurden experimentell Sinkgeschwindigkeiten zwischen 0,3 cms^{-1} und 2,5 cms^{-1} bestimmt (Kennett, 1982; Michels, 1995).
- Das Absinken von Sedimentpartikeln wird nicht nur durch die Eigenschaften der einzelnen Körner, sondern auch des Sediments in seiner Summe bestimmt. McCave (1984 a) weist darauf hin, daß die Rate der Agglomeration stark von der Partikelkonzentration im Wasser abhängt. Auf diese Weise werden das Korngrößenspektrum und die mittlere Sinkgeschwindigkeit auch von der Sedimentkonzentration beeinflußt.

Die in den Kapiteln 3 und 4 vorgestellten Modellrechnungen werden mit idealisierten Partikeln im Korngrößenbereich von 50 - 250 µm (Feinsand - Grobsand) durchgeführt. Dieses Spektrum deckt einen großen Teil der in den Ozeanen natürlich vorkommenden Partikel ab (siehe Abb. 3.4). Da es sich um relativ große Partikel handelt, bietet sich die Berechnungsformel von Zanke (1978) an. Um natürliche Partikel zu simulieren, wird ein Formfaktor von 0,7 angenommen, ein Wert, der für natürlich vorkommende Sande repräsentativ ist (Zanke, 1978). Die so berechneten Absinkgeschwindigkeiten liegen zwischen 0,1 cms^{-1} und 10 cms^{-1}, und entsprechen damit dem Absinkverhalten sehr vieler natürlicher Partikel. Noch größere Aggregate (marine snow) durchqueren die Wassersäule innerhalb von Tagen (Kennett, 1982), auch diese Geschwindigkeit liegt noch im behandelten Bereich. Sehr feinkörnige Partikel, wie Tonminerale oder einzelne Coccolithen, fallen jedoch aus dem Schema heraus.

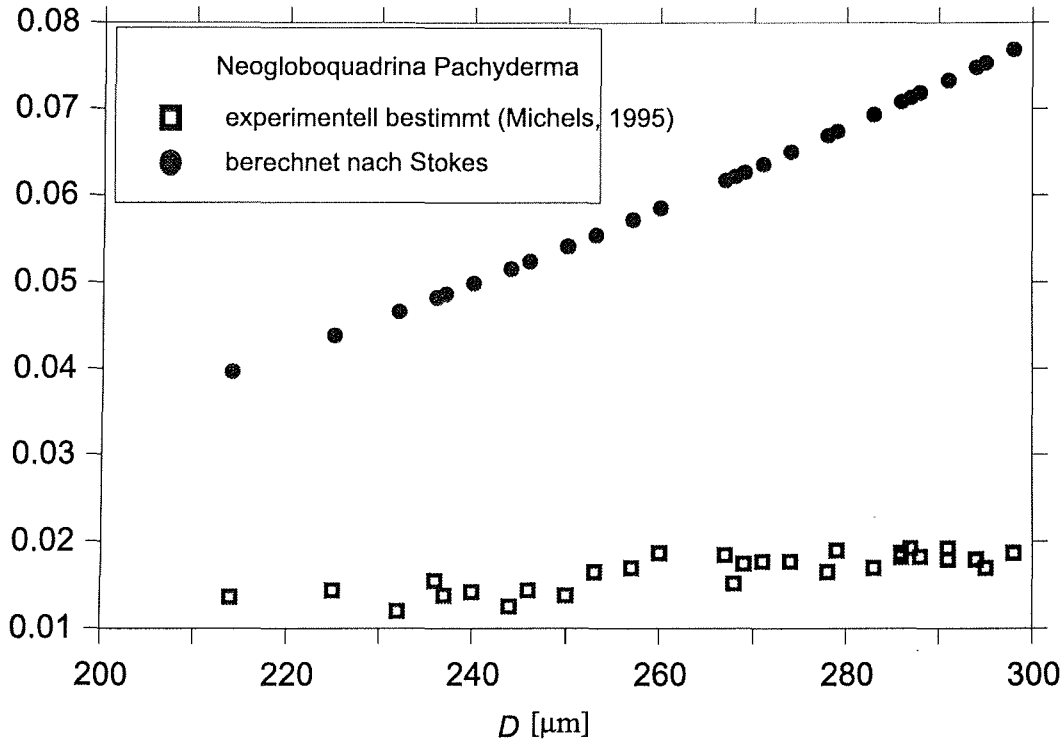


Abb. 3.3: Sinkgeschwindigkeiten realer Partikel im Vergleich mit berechneten Werten von Referenzkörpern. Die Rechtecke stellen experimentell bestimmte Meßwerte an planktonischen Foraminiferen dar, die Kreise berechnete Werte für kugelförmige Körper gleicher Dichte und Größe.

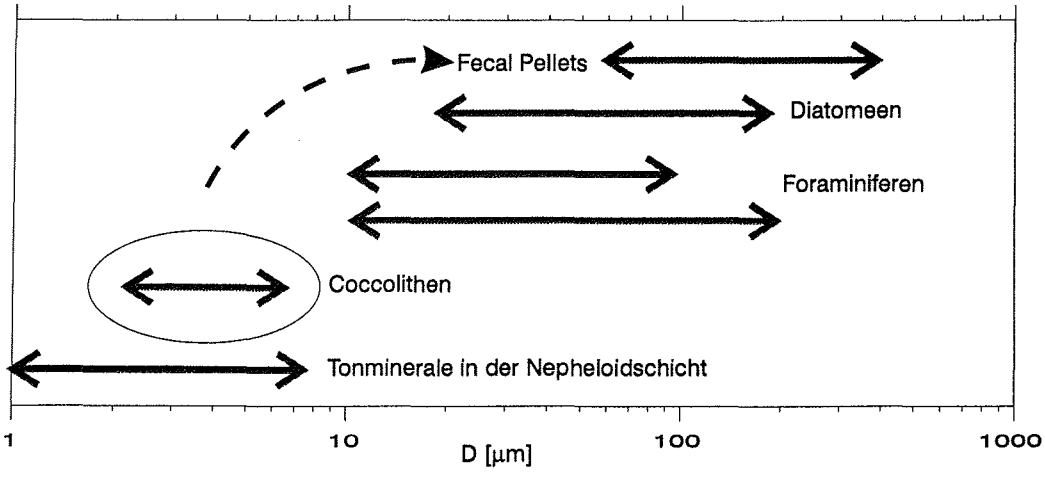


Abb. 3.4: Korngrößenspektrum biogener Partikel im Südozean nach Seibold (1974) und Kennett (1982). Extrem feinkörnige Partikel wie Coccolithen erreichen den Meeresboden überwiegend als größere Aggregate, etwa Fecal Pellets (siehe Pfeil).

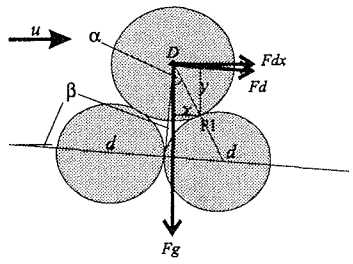


Abb. 3.5: Kräfteverhältnisse an einem einzelnen runden Korn auf einem Bett gleichartiger Partikel.

3.2.2 Bewegungsbeginn an der Sohle

Die Bewegung einer Flüssigkeit übt auf Sedimentpartikel eine Zugkraft aus, die parallel zur Gewässersohle wirkt. Erst ab einer bestimmten Geschwindigkeit werden die Körner in Bewegung gesetzt. Die Kraft, die überwunden werden muß, ist im Falle von nicht-bindigen Sedimenten die Gewichtskraft der einzelnen Körner unter Auftrieb. Im Falle von Tonmineralen kommt die Kohäsion der Partikel hinzu. Die Beschreibung der Zugkraft ist komplex, weshalb nach Raudkivi (1982) noch keine vollständige und übereinstimmende Beschreibung des Bewegungsbeginns an der Sohle erzielt werden konnte. Allen (1985) stellt grundlegende Betrachtungen für den Bewegungsbeginn von runden Sandkörnern vor, die auf einem Bett von gleichartigen Partikeln aufliegen (siehe Abbildung 3.5).

Die Gewichtskraft unter Auftrieb Fg ist im Falle eines einzelnen runden Korns:

$$F_g = \frac{4}{3}\pi\left(\frac{D}{2}\right)^3 \left(\rho_s - \rho_f\right) g \tag{3}$$

Sie ist bestimmt durch den Korndurchmesser D, die Differenz zwischen Korndichte und Flüssigkeitsdichte ρ_s - ρ_f und die Erdbeschleunigung g.

Die Zugkraft in Richtung der x-Achse, F_{dx}, die auf das Korn wirkt wenn die kritische Scherspannung für den Beginn der Partikelbewegung, τ_{cre}, erreicht ist, beträgt

$$F_{dx} = \pi\left(\frac{D}{2}\right)^2 T_{cr} \cos(\beta), \tag{4}$$

für eine Bezugsfläche mit einer Neigung von β. In dieser Beziehung ist ein für die Modellierung relevantes Verhältnis zwischen der Neigung des Meeresbodens und der kritischen Scherspannung τ_{cre} enthalten. Wenn das Korn auf einem Bett von runden Körnern mit dem

Durchmesser d aufliegt, muß es über den Auflagepunkt P1 bewegt werden, um ins Rollen zu kommen (siehe Abbildung 3.5). Der Winkel α wird durch das Verhältnis von D zu d bestimmt. Wenn die Kräfte ausbalanciert sind, dann sind die Hebelmomente gleich, d.h.:

$$yF_{dx} = xF_d \text{, da } x = D\sin(\alpha - \beta) \text{ und } y = D\cos(\alpha - \beta) \tag{5}$$

Dann gilt für die kritische Scherspannung τ_{cre}:

$$\tau_{cre} = \frac{2D(\rho_s - \rho_f)g}{3\cos(\beta)}\tan(\alpha - \beta) \tag{6}$$

Aus diesen grundsätzlichen Betrachtungen lassen sich bereits wichtige Aussagen bezüglich Bewegungsbeginn und Transport ableiten:

- Die kritische Scherspannung nimmt mit dem Dichtekontrast und dem Korndurchmesser linear zu.
- Die Hangneigung β setzt die kritische Scherspannung herab. Im Extremfall, in dem β sich α annähert, setzt sich das Korn ohne äußeren Einfluß in Bewegung, da tan(α - β) und damit die kritische Scherspannung gegen Null gehen.

Allen (1985) führt weitere Überlegungen zum Bewegungsbeginn einzelner Körner an, die auf einem Bett von runden Körnern mit abweichendem Durchmesser d aufliegen. Diese Überlegungen lassen folgende Schlüsse zu:

- Die kritische Scherspannung τ_{cre} ist am höchsten, wenn der Korndurchmesser D des bewegten Korns dem Korndurchmesser d des Korns, welches als Widerlager dient, entspricht. Der Widerstand gegen einen Transport ist demnach am höchsten, wenn die Körner an der Sohle auf einem Bett gleichartiger Körner liegen. Der Transport sollte daher eine bessere Sortierung bewirken.
- Bei Korngemischen im Fein- bis Mittelsandbereich (100 - 300 μm) kann der Fall auftreten, daß τ_{cre} für größere Körner geringer ist, als für kleinere. Das wird damit erklärt, daß sie weiter in die Flüssigkeit ragen, der Winkel zwischen ihrem Schwerpunkt und dem Auflagepunkt geringer ist, und daher ein geringeres Moment überwunden werden muß.

3.2.2.1 Die Shieldsfunktion

Shields (1936) stellte eine dimensionslose Funktion vor, die den kritischen Zustand an einer Gewässersohle beschreibt. Das Shields-Kriterium für Erosion definiert die Grenze, ab der ein Bett von nicht-bindigem Sediment einer gegebenen Korngröße instabil wird. In ihr werden Eigenschaften der festen und der flüssigen Phase (Korndurchmesser, Dichte, Viskosität) sowie Eigenschaften des Fließvorgangs (Reynoldszahl) berücksichtigt.

Der kritische Zustand wird durch eine Funktion beschrieben, in der die beiden dimensionslosen Koeffizienten Shieldsparameter F^* und Partikelreynoldszahl R^* verknüpft sind.

$$F^* = \Phi\,(R^*) \tag{7}$$

F^* und R^* sind definiert durch

$$F^* = \frac{\tau_{cre}}{(\rho_s - \rho_f)gD} = \frac{\rho_s u_{cre}{}^{*2}}{\rho_s gD} \tag{8}$$

und

$$R^* = \frac{u_{cre}{}^{*}\ D}{\upsilon} \tag{9}$$

mit

$$u_{cre}{}^{*} = \sqrt{\frac{\tau_{cre}}{\rho_f}} \tag{10}$$

In den Gleichungen ist D der Korndurchmesser, g die Erdbeschleunigung, τ_{cre} die kritische Scherspannung an der Sohle, ρ_s und ρ_f die Dichte der Partikel und der Flüssigkeit und $u_{cre}{}^*$ die sogenannte Schergeschwindigkeit. Gleichung 7 liefert die sogenannte Shieldskurve. Ihre Form wird im wesentlichen durch experimentelle Untersuchungen festgelegt. Nach Yalin (1972) kann ihr Verlauf in Abschnitte „kleiner" bzw. „großer" Werte von R^* unterteilt werden. Eine Standardkurve nach Shields läßt sich durch folgende Parameter beschreiben (Yalin, 1972):

$$F^* = \frac{a}{R^*};\quad a \approx 0.1 \quad \text{für } R^*<10 \quad \text{bzw. } F^* = b;\quad b \approx 0.05 \quad \text{für } R^*>10 \tag{11}$$

Die Shieldskurve liefert eine allgemeingültige Beschreibung für sehr unterschiedliche Flüssigkeiten und Sedimente. Sie ist jedoch für eine praktische Anwendung, z.B. die Bestimmung der kritischen Scherspannung bestimmter Partikel oder die Ermittlung der größten, unter gegebenen Bedingungen transportierbaren Korngröße, unhandlich. Da die Größen u^*_{cre} bzw. τ_{cre} und D sowohl in die Berechnung des Shieldsparameters als auch der Partikelreynoldszahl eingehen, kann nur eine Iteration zum Auffinden der gesuchten Größen führen.

In einer Modifikation der Shieldsrelation durch Yalin (1972) wird F^* als Funktion einer neuen Größe dargestellt, in welche die kritische Schergeschwindigkeit nicht eingeht. Bei Kenntnis der Eigenschaften des Sediments und der Flüssigkeit kann der Wert der kritischen Scherspannung daraus direkt abgeleitet werden. Um die größte transportierbare Korngröße bei einer bestimmten Strömung zu ermitteln, muß jedoch nach wie vor eine Iteration vorgenommen werden.

3.2.2.2 Berechnung nach Zanke (1977b)

Für die Modellierung ist es einfacher, die kritischen Zustände wie auch die Berechnung der Transportraten als Funktion einer Strömungsgeschwindigkeit an der Sohle beschreiben zu können. Dies ist auch die Relation, welche die meisten empirischen Untersuchungen zum Transport von Sediment im marinen Milieu liefern.

Zanke (1977b) stellt einen Ansatz vor, bei dem eine kritische Wassergeschwindigkeit über der Sohle ermittelt wird. Die kritische Geschwindigkeit für den Beginn der Bewegung an der Sohle (d.h. etwa 1 cm über dem Boden) läßt sich danach für natürliche Kornformen berechnen nach:

$$ucre = 2\sqrt{\rho' gD} + 10.5\,\frac{\vartheta}{D}\,c \qquad (12)$$

In der Gleichung steht ρ' für den Dichtekontrast zwischen fester und flüssiger Phase, ausgedrückt als relative Dichte (siehe Anhang), D für den Korndurchmesser, g für die Erdbeschleunigung und ϑ für die kinematische Viskosität der Flüssigkeit. Die Lagerungsdichte des Sediments ist durch einen Faktor c berücksichtigt, der bei größtmöglicher Verdichtung des Sediments den Wert 1 annimmt. Der erste Term der Gleichung ist aus der Gewichtskraft des einzelnen Korns abgeleitet und steigt mit zunehmendem Korndurchmesser an. Der zweite Term verhält sich dagegen umgekehrt proportional zur Partikelgröße. In ihm wird der Widerstand der Sohle gegenüber der Erosion ausgedrückt, der, letztlich aufgrund kohäsiver Kräfte mit abnehmender Korngröße zunimmt. Abbildung 3.6 zeigt nach der Gleichung berechnete Werte für u_{cre} unter Bedingungen am Meeresboden. Nach dieser Berechnung liegt

die kritische Geschwindigkeit für den Bewegungsbeginn im Bereich 150 μm < D < 300 μm bei Quarzsanden zwischen 17 und 18 cms^{-1} und steigt zu geringeren und größeren Korndurchmessern an.

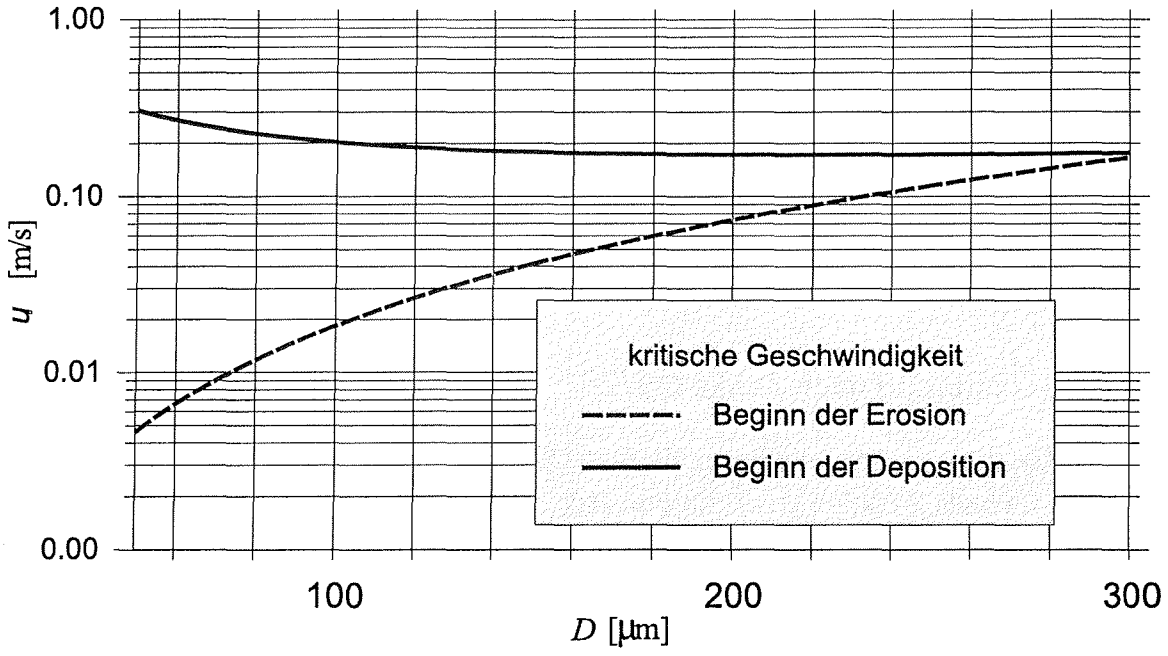


Abb. 3.6: Kritische Geschwindigkeit für den Bewegungsbeginn an der Sohle (Beginn der Erosion) und das Einsetzen von Ablagerung in Abhängigkeit vom Korndurchmesser D. Die Berechnungen wurden nach Zanke (1977b) für sphärische Quarzkörner in Standardseewasser mit einer Temperatur von 0°C bei einer Wassertiefe von 4500 m durchgeführt.

3.2.2.3 Experimentelle Ergebnisse

Neben den angeführten Gleichungen existiert eine Reihe von Untersuchungen, die aus empirischen Daten mit verschiedenen natürlichen und künstlichen Sedimenten und Flüssigkeiten allgemeine Abhängigkeiten ermitteln (z. B. Hjulstrom, 1935, Young & Southard, 1978). Miller et al. (1977) fassen die Ergebnisse zusammen. Prager et al. (1996) stellen fest, daß sich Karbonatsande hinsichtlich des Bewegungsbeginns ähnlich wie Quarzsande mit vergleichbaren Korngrößenspektren verhalten. Die Autoren führen Abweichungen im wesentlichen auf die größere Variabilität in den Kornformen zurück, wobei insbesondere für größere, plattige Körner oft geringere Geschwindigkeiten ausreichen, um eine Bewegung zu initiieren als für kleinere mit einer besseren Zurundung.

3.2.3 Ablagerungsbeginn an der Sohle

Es gibt mehrere empirische Ansätze zur Bestimmung der kritischen Geschwindigkeit u_{crd}, ab der Sedimente zur Ablagerung kommen können. Nach Allen (1985) liegt u_{crd} bei 35 % des Werts für den Bewegungsbeginn an der Sohle u_{cre}. Bitzer (1988) entnimmt den Wert für u_{crd} einer modifizierten Version des Hjulstrom - Diagramms. Mehrere Autoren schlagen ein festes Verhältnis zwischen der Absinkgeschwindigkeit ws und u_{crd} vor (z.B. u_{crd} =3.93 ws nach Zanke, 1978). Abbildung 3.6 stellt nach Zanke (1978) berechnete Werte für u_{crd} und u_{cre} für runde Körner der Dichte von Quarz und Bedingungen der Tiefsee dar.

3.2.4 Transport als Geschiebefracht

Die Rate des Geschiebetransports qg gibt die Sedimentmenge an, die pro Zeiteinheit über einen Querschnitt im Strömungsprofil direkt über der Sohle transportiert wird. Die am häufigsten zitierten Transportgleichungen gehen davon aus, daß von der Kraft, den die Strömung auf die Gewässersohle ausübt, der Anteil zum Transport aufgewendet wird, der über die für den Bewegungsbeginn nötige Kraft hinausgeht (z.B. Du Bois, 1879; Meyer-Peter & Müller, 1948; Bagnold, 1966; Zanke, 1978; Tetzlaff & Harbraugh, 1989). Diese Kraft wird von den Autoren als „excess shear force" bezeichnet. Im folgenden wird der Begriff überschüssige Scherkraft verwendet. Entsprechend wurde der Begriff „excess shear stress" für den Anteil der Scherspannung geprägt, der den Wert von τ_{cre} übersteigt. Diese Größe wird im folgenden überschüssige Scherspannung genannt.

3.2.4.1 Klassische Transportgleichungen

Die klassischen Transportgleichungen von Du Bois (1879), Meyer-Peter und Müller (1948), Bagnold (1966), sowie weitere, von diesen abgeleitete Formeln haben folgende allgemeine Form:

$$q_g = K\tau_0\left(\tau_0 - \tau_{cre}\right)^a \tag{13}$$

wobei gilt:

q_g	Transportrate für Bodentransport
K	Transportkoeffizient
τ_0 - τ_{cre}	überschüssige Scherspannung
α	Exponent

Die Höhe der überschüssigen Scherspannung ist in allen Gleichungen entscheidend, geht aber mit unterschiedlicher Potenz ein. In den Transportgleichungen von Du Bois (1879) und Bagnold (1966) hat der Exponent a den Wert 1, in der Transportgleichung von Meyer-Peter

und Müller (1948) beträgt er 1,5. Die Experimente, die zu den Transportgleichungen führten, wurden mit Korngrößen im Bereich von 400 µm bis 30 mm durchgeführt, da es vor allem um die Abschätzung von Transportrate an der Sohle von Flüssen ging. Nach Yalin (1972) sind sie nicht gültig für Fälle, in denen die Viskosität der Flüssigkeit nicht mehr zu vernachlässigen ist, d.h. bei geringen Korndurchmessern. Yalin (1972) rät davon ab, die Gleichungen auf den Transport von Körnern mit einem Durchmesser < 2 mm anzuwenden. Aus diesem Grund sind sie für die Modellierungsaufgabe nicht anwendbar und werden hier nicht weiter ausgeführt.

3.2.4.2 Transportgleichungen nach Zanke (1978)

Zanke (1978) bietet Transportgleichungen für den Transport als Geschiebefracht und als Suspensionsfracht an. Die Größe des Geschiebetransports ist proportional zu den Kräften, die den Transport bewirken und umgekehrt proportional zu den Gravitationskräften.

$$q_g \sim \left(\frac{F_h}{F_g}\right)^{\alpha_1} \text{ mit } F_h = F - F_{cre} \tag{14}$$

Die horizontale Kraft F_h, die den Transport bewirkt, entspricht der überschüssigen Scherkraft (siehe Abschnitt 3.2.4). Sowohl F als auch F_{cre} verhalten sich quadratisch proportional zur Strömungsgeschwindigkeit und der maßgebenden angeströmten Querschnittsfläche der Körner. Die vertikale Kraft entspricht dem Widerstand, welches das Korn beim Fallen durch die Flüssigkeit erfährt. Hieraus ergibt sich:

$$q_g \sim \left(\frac{u_0^{\,2} - u_{cre}^{\,2}}{w_s^{\,2}}\right)^{a} \tag{15}$$

mit u_0, der Strömungsgeschwindigkeit an der Sohle, u_{cre}, der kritischen Strömungsgeschwindigkeit für den Bewegungsbeginn an der Sohle (nach Zanke, 1977 b; siehe Abschnitt 3.2.2.2), ws der Absinkgeschwindigkeit (nach Zanke, 1978; vergl. Abschnitt 3.2.1.2) und a, einem zunächst unbestimmten Exponenten.

Letztlich gelangt Zanke zu folgender Gleichung, in welcher der Geschiebetransport nach Gewicht pro Zeiteinheit und Fläche berechnet wird:

$$q_g = 10^{-7}\left(\frac{u_0^{\,2} - u_{cre}^{\,2}}{w_s^{\,2}} D^{*2}\right)^2 \rho_s g \vartheta \tag{16}$$

mit $D^* = \left(\frac{\rho' g}{\vartheta^2}\right)^{\frac{1}{3}} D$ dem sedimentologischen Korndurchmesser.

Analog zur Definition der überschüssigen Scherkraft ist in diesem Fall der Betrag der Strömungsgeschwindigkeit u_0^2-u_{cre}^2, der den kritischen Wert zum Erosionsbeginn übersteigt entscheidend. Die Abhängigkeiten von den Eigenschaften des Sediments und der Flüssigkeit sind kompliziert, da die Korndichte ρ_s, der Korndurchmesser D und die Viskosität der Flüssigkeit ν in die Berechnung der kritischen Geschwindigkeit u_{crd}, der Sinkgeschwindigkeit ws und des sedimentologischen Korndurchmessers D^* eingehen. Der Einfluß der Verfestigung der Gewässersohle auf die Transportrate geht durch den Faktor c in der Berechnung der kritischen Geschwindigkeit ein (siehe Abschnitt 3.2.2.2).

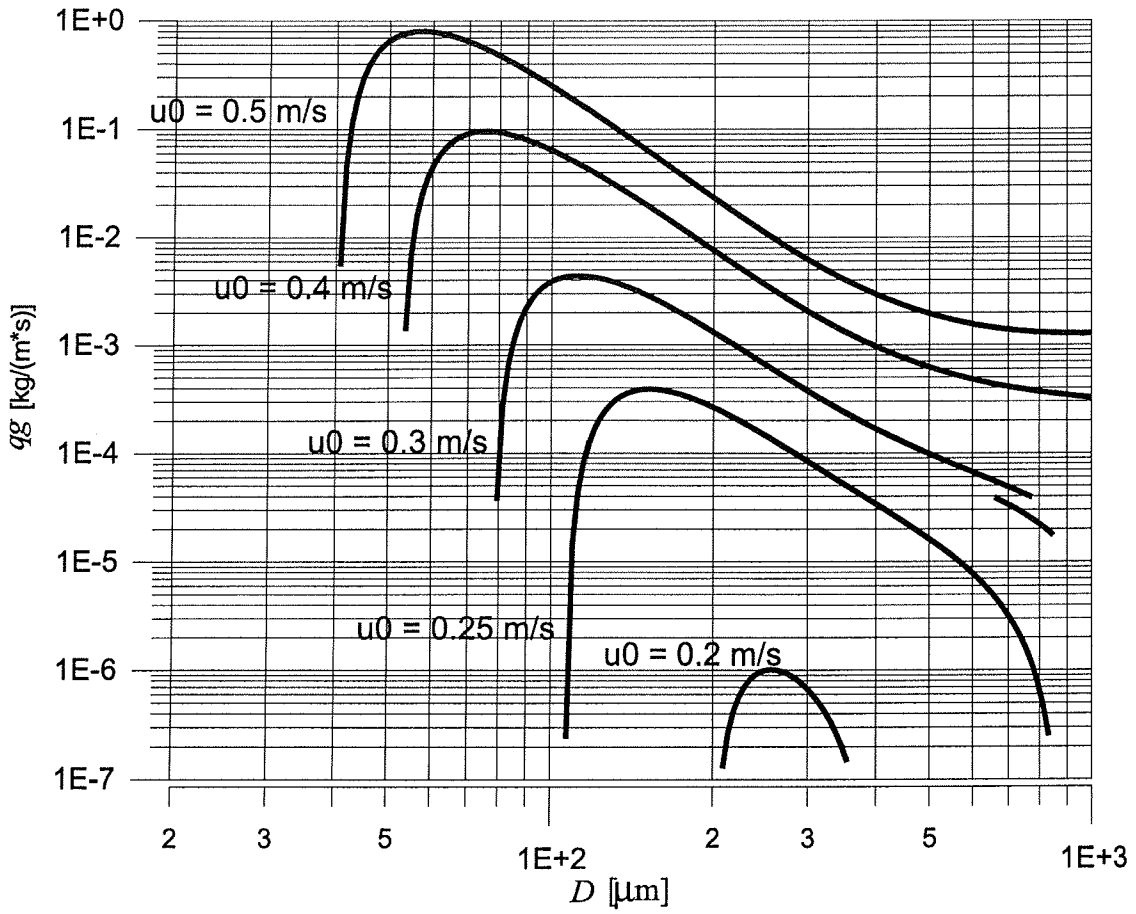


Abb. 3.7: Transportrate an der Sohle (Geschiebetransport) in Abhängigkeit vom Korndurchmesser bei verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten über der Sohle nach Zanke (1978). Die Berechnungen wurden für runde Quarzkörner, Standardseewasser mit einer Temperatur von 0°C und für eine Wassertiefe von 4500 m durchgeführt.

Die Abbildung 3.7 zeigt Werte für den nach Zanke berechneten Geschiebetransport für verschiedene Strömungsgeschwindigkeiten in der Tiefsee. Es ist zu erkennen, daß jeweils nur ein Korngrößenspektrum transportiert werden kann, das sowohl am oberen Ende, vor allem aber am unteren Ende scharf begrenzt ist. Dieses Spektrum wird mit ansteigenden Werten von u_0 breiter. Feinkörnige Sedimente mit $D < 50$ µm werden jedoch auch bei extrem hohen Werten von u_0 nicht als Geschiebe transportiert, da die kritische Geschwindigkeit u_{cre}

aufgrund kohäsiver Kräfte zunimmt (siehe Abb. 3.6). Wenn man realistische Werte für die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten in der Tiefsee, z.B. 25 cms^{-1} annimmt, ist der Transport als Geschiebe nur für Partikel mit Korndurchmesser $D > 100$ µm von Bedeutung.

Die Berechnungsformel (16) hat gegenüber anderen Transportgleichungen den Vorteil, daß Geschwindigkeitswerte anstelle von Werten der Scherspannung eingesetzt werden können und daß ihr Gültigkeitsbereich das betrachtete Korngrößenspektrum abdeckt. Sie wird daher den Modellrechnungen der Kapitel 3 und 4 zugrunde gelegt.

3.2.5 Transport als Suspensionsfracht

Damit Partikel einer bestimmten Dichte und Korngröße dauerhaft in der Schwebe gehalten werden können, muß die für die Ablagerung kritische Strömungsgeschwindigkeit u_{crd} überschritten sein. Solange diese Bedingung gilt, kann eine Anreicherung der in Suspension transportierten Sedimente durch einen Eintrag aus der Wassersäule erfolgen, da keine Ablagerung erfolgt. Damit Sedimentpartikel in Suspension gebracht werden können, müssen zwei weitergehende Bedingungen erfüllt sein. Erstens muß Transport am Boden stattfinden, d.h. u_{cre} überschritten sein. Zweitens müssen Körner, die am Boden transportiert werden, beim Transport gelegentlich von der Sohle angehoben werden, damit ein Teil von ihnen in Suspension übergehen kann. Die Größe der hierfür nötigen Geschwindigkeit u_{cra} beträgt $3.93*ws$ (Zanke, 1978), wird also auf die Absinkgeschwindigkeit eines einzelnen Korns bezogen. Sie ist nach dieser Formel für einen weiten Bereich von Korngrößen geringer als die von u_{cre} (beide Werte berechnet nach Zanke, 1978). Das bedeutet, daß eine höhere Geschwindigkeit aufgebracht werden muß, um Partikel in Bewegung zu setzen, als rollende Partikel von der Sohle anzuheben. Diese Bedingungen implizieren, daß in dem Geschwindigkeitsbereich zwischen u_{crd} und u_{cre} Sedimenttransport in Suspension stattfinden kann, wenn bereits Sediment in Suspension vorliegt, oder künstlich aufgewirbelt wurde. Eine Aufwirbelung von der Sohle erfolgt erst, wenn Transport am Boden stattfindet, d.h. u_{cre} überschritten wird, dann jedoch unmittelbar. Eine von Zanke (1978) vorgeschlagene Berechnungsformel für den Sedimenttransport in Suspension beschreibt die Transportraten, die aufgrund von Aufwirbelung von der Sohle zustande kommen.

In den betrachteten Fällen ist jedoch der pelagische Eintrag der wesentliche Mechanismus, der zu einer Sedimentanreicherung in der Bodenwasserschicht führt. Da nach Raudkivi (1982) die Raten für den Suspensionstransport sehr viel größer sein können, als die Raten des Geschiebetransports, wird im Modell darauf verzichtet, den Transport in Suspension zu limitieren.

3.3 Beschreibung des Modells

3.3.1 Struktur des Modellprogramms

Das Modell besteht aus Modulen, die in FORTRAN nach dem FORTRAN-77-Standard programmiert wurden. Einige Module benutzen auch Merkmale des FORTRAN-90 Standards und die speziellen Optionen und Grafikbibliotheken des verwendeten Compilers (Microsoft Power Station, Version 4.0). Dies betrifft jedoch nur Module, die der graphischen Darstellung der Ergebnisse auf einem Monitor oder der Eingabe der für die Modellierung erforderlichen Daten dienen. Die Eingabe der initialen Parameter kann alternativ über Eingabelisten in Form von ASCII-Dateien erfolgen. Daher ist das Programm in seinem Kern nicht auf spezielle Grafikbibliotheken angewiesen und kann auch auf größeren Rechnern unter UNIX laufen. Da die verwendeten Geschwindigkeitsfelder aus unterschiedlichen Quellen stammen, erfolgt das Einlesen durch austauschbare Module. Das Programm bietet die Option, zweidimensionale Modellrechnungen mit synthetisch erzeugten Strömungsfeldern vorzunehmen, um die Wirkungsweise einzelner Module zu testen.

Die Modellrechnungen für diese Arbeit wurden auf einem PC mit Pentium-Prozessor (200 MHz Taktrate) und 64 MB Arbeitsspeicher durchgeführt. Die Datenausgabe erfolgt auf einem SVGA-Monitor und in Dateien. Die Daten können entweder in einer Rohform als ASCII-Tabellen in Dateien ausgegeben werden, um mit entsprechenden Programmen aufgearbeitet und dargestellt zu werden, oder als fertige Plotter-Grafiken im HPGL-Format (Hewlett-Packard Graphic Language; Hewlett-Packard Company, 1994). Die in dieser Arbeit vorgestellten Grafiken wurden mit dem Programmpaket GMT (Generic Mapping Tool; Wessel & Smith, 1995) aus den ASCII-Dateien erzeugt.

Der Programmablauf ist in vier Einheiten gegliedert (siehe Abbildung 3.8):

- Einlesen der Startparameter
- Berechnen sekundärer Parameter
- Durchlaufen der Modellzeit (eigentliche Simulation)
- Ausgabe der Daten

Nach der Initialisierung der graphischen Ausgabegeräte werden die Startparameter (initiale Parameter) aus Dateien oder interaktiv über Dialogfenster eingelesen. Bei den Daten handelt es sich größtenteils um einfache Zahlenwerte. Sie beinhalten Angaben über den zeitlichen Ablauf der Modellierung, den Modellraum, die Sedimenteigenschaften und einige Modellparameter, deren Bedeutung im Folgenden an Beispielen erläutert wird. Die initialen Parameter werden im Einzelnen in Tabelle 3 aufgelistet.

Allgemeine Modellangaben	• Modell-Laufzeit • Anzahl von verschiedenen Partikelklassen
Zeitlicher Ablauf	• Unterteilung der Modell-Laufzeit in Zeitintervalle • Sedimentkonzentration am Modellrand für jedes Zeitintervall und jede Sedimentfraktion • Strömungsfelder für jedes Zeitintervall
Beschreibung des Modellraums	• Länge, Breite und Höhe des Modellraums • Gitterpunktabstände • Geographische Lage • größte Wassertiefe • initiale Topographie • Höhe der Eingabeebene der Sedimente über dem Boden
Eigenschaften der flüssigen Phase	• Profil Salinität gegen Wassertiefe • Profil Temperatur gegen Wassertiefe
Eigenschaften der festen Phase	• Korndurchmesser der Partikel • Matrixdichte der Partikel • Kornform (Formfaktor) der Partikel
Modellparameter	• Mächtigkeit der Bodenwasserschicht • Faktor für die Geschwindigkeit des Transport über der Sohle • Rauschintervall für oszillierende Geschwindigkeitsfelder • Mächtigkeit der Armierung

Tabelle 3: Initiale Parameter der Modellrechnung

Mit den Angaben über den zeitlichen Ablauf der Modellierung wird die gesamte Modell-Laufzeit in mehrere Intervalle (*T1-Tn*) unterteilt, für die unterschiedliche Strömungsfelder und Mengen der eingegebenen Sedimente definiert werden können. Die Sedimenteingabe wird durch die Definition von Konzentrationen am Modellrand bewirkt (siehe Abschnitt 3.3.3). Zusätzlich zu diesen initialen Parametern müssen die Geschwindigkeitsfelder der Strömung eingelesen werden. Sie liegen als binäre Datensätze vor. Beim Einlesen werden jeder Zelle im Modellraum Werte für die drei Vektorkomponenten zugeordnet. Beim Einlesen der Datensätze in dreidimensionale Arrays werden die maximalen Beträge der Vektorkomponenten ermittelt.

Aus den initialen Parametern und Geschwindigkeitsfeldern werden weitere, sekundäre Parameter berechnet. Zu diesen zählen Tiefenprofile der Dichte und Viskosität des Seewassers nach Siedler & Peters (1982), die wiederum die Grundlage für die Profile der Absinkgeschwindigkeit für die einzelnen Sedimentfraktionen bilden (siehe Abschnitt 3.2.1.2). Die Werte für die kritischen Geschwindigkeiten u_{crd} und u_{cre} werden, ebenfalls für jede Sedimentfraktion, nach Zanke (1977b) bestimmt (siehe Abschnitt 3.2.2.2). Die größten auftretenden Beträge der Sinkgeschwindigkeit und der Vektorkomponenten des Geschwindigkeitsfelds gehen in die Kalkulation der Zeitschrittlänge und Anzahl von Zeitschritten ein, wie noch genauer in Abschnitt 3.3.4 erläutert wird. Als zusätzliche Modellparameter werden die

Zeitliche Gliederung	• Zeitschrittlänge • Anzahl von Zeitschritten
Absinkgeschwindigkeiten	• Profile von Viskosität • Profile der Dichte • Profile der Sinkgeschwindigkeit ws (z)
Kritische Bedingungen	• kritische Geschwindigkeit für die Ablagerung u_{crd} • kritische Geschwindigkeit für die Erosion u_{cre}
Modellparameter	

Tabelle 4: Sekundäre Parameter der Modellrechnung

mittlere Höhe der abgelagerten Sedimente und der Zeitpunkt, ab dem sich ein Gleichgewicht zwischen der Sedimenteingabe und Ablagerung eingestellt hat, berechnet (siehe Abschnitt 3.3.8).

Die dritte logische Einheit des Programms startet die eigentliche Simulation. Das zentrale Element ist eine Schleife, welche die Modell-Laufzeit in diskreten Schritten durchläuft. Innerhalb eines Zeitschritts aktualisiert das Programm die Sedimentkonzentrationen für die Zellen im Modellraum oberhalb des Meeresbodens (Wasserkörper). In jedem der Zeitschritte wird also eine Schleife über den gesamten Modellraum abgearbeitet (siehe Abbildung 3.8). Weiterhin wird überprüft, ob und welche Transportprozesse an der Sohle erfolgen können, und welche Sedimentmengen transportiert, erodiert oder abgelagert werden. Der Austrag von Sedimenten durch Ablagerung wird bilanziert. Die Abschnitte 3.3.4 und 3.3.5 erläutern die numerische Umsetzung dieser Aufgaben.

Aus der Schleife über die Modellzeit heraus werden Programmodule aufgerufen, wenn bestimmte Zeitpunkte erreicht werden: (1) Im Übergang zwischen zeitlichen Intervallen erfolgt das Einlesen der veränderten Initialparameter (2) Zu bestimmten Zeitpunkten kann die Sedimentkonzentration im Modellraum graphisch dargestellt oder in Form von ASCII-Daten abgespeichert werden. (3) Ein Modul hat die Aufgabe, einen Teil der Daten, welcher die abgelagerten Sedimente repräsentiert, in regelmäßigen Abständen in Dateien auszuschreiben. Auf diese Weise wird der von diesen Daten beanspruchte Speicherplatz im Arbeitsspeicher verringert (siehe Abschnitt 3.3.8).

Die letzte logische Einheit des Programms besteht in der Datenausgabe. Für jeden Zeitschritt, jeden Ort auf der Grundfläche des Modellraums und jede Sedimentfraktion existiert genau ein Zahlenwert, der die Menge der abgelagerten Sedimente angibt. Dieser Datensatz liegt entweder im Arbeitsspeicher vor, oder wurden in Form von binären Dateien ausgelagert. Aus ihm werden die zweidimensionalen Profile zusammengefügt. Zu diesem Zweck müssen zunächst einige Parameter der Ausgabe abgefragt werden. Dazu zählen Angaben

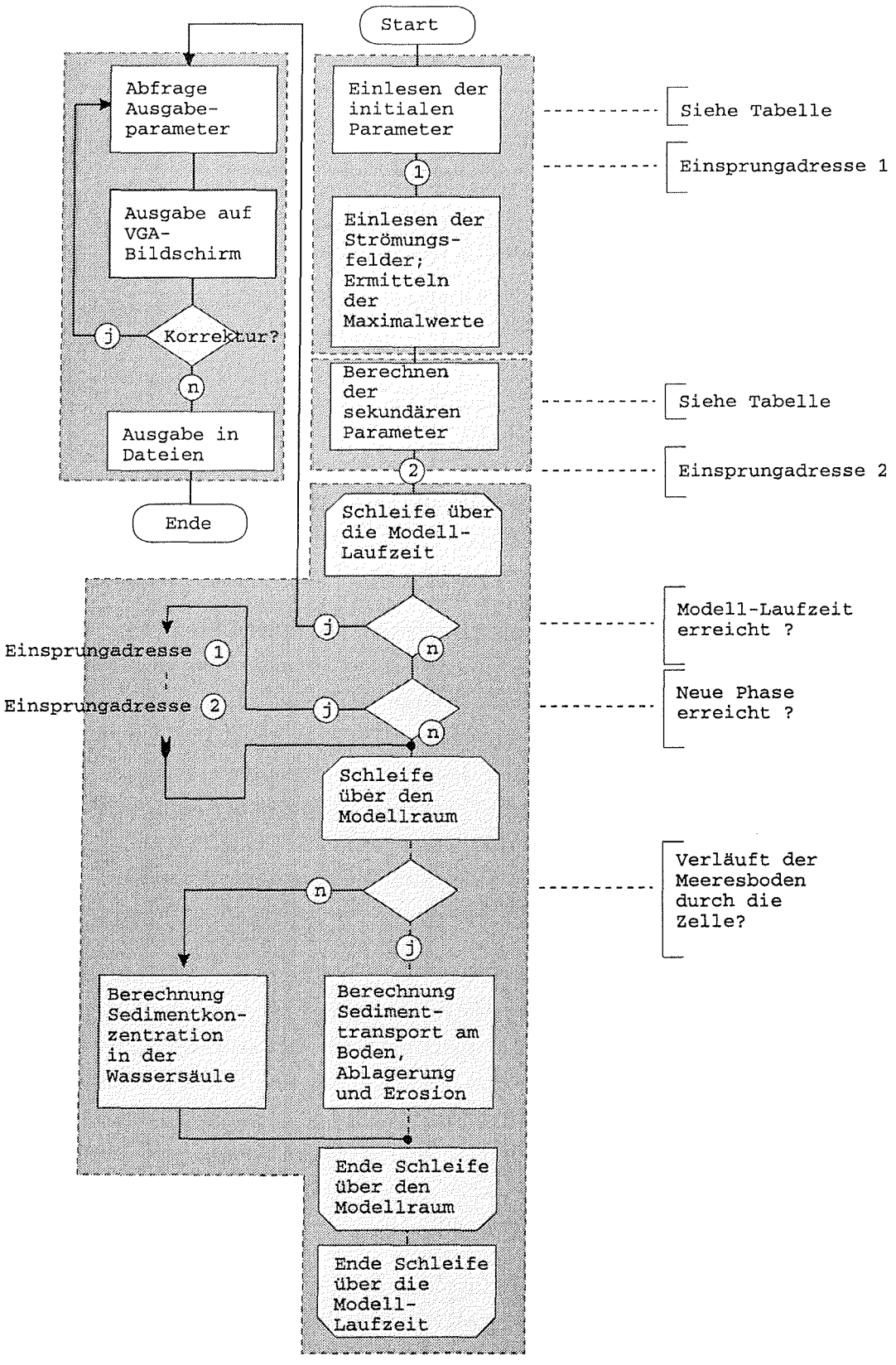


Abb. 3.8: Schematischer Ablaufplan des Modellprogramms. Die einzelnen logischen Einheiten des Programmablaufs sind jeweils grau unterlegt.

über den Verlauf des Profils im Raum (Anfangspunkt, Endpunkt), vertikale und horizontale Skalierung, die Farbcodierung der Sedimentzusammensetzung sowie zur Zeichnung von Isochronen.

In einem nächsten Schritt werden die Höhe und die Zusammensetzung der einzelnen Schichtelemente berechnet. Ein einzelnes Profil wird in der Regel aus mehreren tausend Schichtelementen aufgebaut. Der Datensatz über die abgelagerten Sedimente beschreibt den gesamten Modellraum, daher kann der gesamte Sedimentkörper in Profilschnitten dargestellt werden. Die Ausgabe der einzelnen Profile in Form von HPGL-Plotterdateien oder als ASCII-Tabellen bildet den letzten Schritt im Programmablauf.

3.3.2 Dimension und Diskretisierung des Modellraums

Die Dimension des Modellraums nimmt Maß an den Dimensionen reeller morphologischer Strukturen und der entsprechenden Strömungs- und Sedimentationsanomalien. Tiefseekuppen haben häufig eine grob konische Form mit einem Durchmesser von 10-50 km an der Basis (Kennett, 1982). Der Abstand der Modellgrenzen von der Kuppe sollte nach Beckmann & Haidvogel (1997) ein Vielfaches dieses Durchmessers betragen, damit ein randlich ungestörtes Strömungsfeld angenommen werden kann. Für die in Kapitel 4 vorgestellten Berechnungen wurde ein Modellraum mit einer Grundfläche von 200 km x 200 km zugrunde gelegt.

Ein fundamentales Kriterium für die horizontale Gitterdichte ergibt sich aus der Größe der abgebildeten sedimentären Strukturen. Um Sedimentwellen von wenigen Kilometern Länge abzubilden, darf der horizontale Gitterpunktabstand wenige 100 m nicht überschreiten. Der Verringerung des Abstands steht ein erhöhter Rechenaufwand und Speicherbedarf gegenüber, der von der Anzahl von Gitterpunkten abhängt.

Die vertikale Diskretisierung der Wassersäule hängt von den Geschwindigkeitsfeldern ab. Die vertikalen Gradienten der Geschwindigkeitsfelder variieren in der Wassersäule und nehmen im allgemeinen in Richtung auf den Meeresboden und bei Annäherung an die topographischen Anomalie zu. Aus dieser Sicht wäre ein variabler Gitterpunktabstand günstig. Ein solches Modell ist aber numerisch schwierig zu handhaben.

Eine weiteres Kriteriumfür dieDiskretisierung des Modellraums ist durch die numerische Diffusion gegeben. Es handelt sich dabei um einen rechnerischen Effekt, der zu einer unscharfen Sedimentverteilung in der Wassersäule führt, und auf den in Abschnitt 3.3.4.2 genauer eingegangen wird. Um seine Wirkung in Grenzen zu halten, ist es günstig, wenn das Verhältnis von horizontalem zu vertikalem Gitterpunktabstand etwa dem Verhältnis von horizontalen zu vertikalen Verschiebungsbeträgen der Sedimentpartikel beim Transport im Wasser entspricht.

Die für eine spezielle Berechnung gewählten Gitterpunktabstände resultieren letztlich aus einem Kompromiß der oben aufgeführten Erwägungen, der im Falle der in Kapitel 4 vorgestellten Modellrechnungen in den entsprechenden Abschnitten erläutert wird. Typisch ist ein horizontaler Gitterpunktabstand von 0,25-2 km und ein vertikaler Abstand von 0,05-0,2 km. Bei einer Grundfläche von 200x200 km und einer Modellhöhe von 1 km fallen so 50.000 bis mehrere Millionen Gitterpunkte an.

3.3.3 Aufteilung des Modellraums

Der innere Modellraum, in dem die Sedimentationsprozesse ablaufen, wird durch randliche Zellen begrenzt. In ihnen werden die Randbedingungen, vor allem die Sedimentkonzentrationen und Geschwindigkeiten im Umfeld des Modellraums festgelegt. Der Meeresboden nimmt eine vorgegebene Topographie an. Diese Fläche unterteilt den inneren Modellraum in einen *Wasserkörper* und einen *Sedimentkörper* (siehe Abb. 3.9). Bestimmte Prozesse können nur an den Grenzflächen wirken, andere Prozesse nur im Wasserkörper oder nur im Sedimentkörper.

Die *obere Begrenzung* des Modellraums dient als Eingabefläche für Sedimente, indem den oberen Randzellen Sedimentkonzentrationen zugewiesen werden. Diese Sedimenteingabe erfolgt in der Regel als gleichmäßige Injektion verschiedener Sedimentfraktionen. Möglich sind jedoch auch raumabhänge Funktionen für Volumen und Zusammensetzung der Sedimente, um beispielsweise punktförmige Sedimentquellen oder ozeanische Frontensysteme zu simulieren. Ebenso können zeitliche Abhängigkeiten, wie beispielsweise zyklische Schwankungen in der Zusammensetzung und dem Volumen angenommen werden. Hierzu dient ein eigenes Modul, das die Sedimentkonzentrationen an der Eingabefläche zeitlich steuert.

Über die *seitliche Begrenzung* ist der Modellraum an das umgebende Strömungsfeld gekoppelt. Sie kann analog zur oberen Grenzfläche ebenfalls zur Eingabe von Sedimenten verwendet werden. Auf diese Weise ist es möglich, den seitlichen Eintrag feinkörniger Sedimente mit der Bodenwasserströmung zu simulieren. Darüber hinaus läßt sich über sie eine Bilanzierung der Sedimentflüsse vornehmen. Hierfür existiert ein Modul, mit dem die Sedimentvolumina dieser Zellen integriert werden können.

Der *Wasserkörper* ist der von den äußeren Grenzflächen und dem Meeresboden eingeschlossene Raum, in dem der Sedimenttransport erfolgt. Er ist in Zellen von gleichen Ausmaßen unterteilt, deren Zentren Vektoren des Strömungsfelds und Konzentrationen von Sedimentpartikeln zugeordnet sind. Der Sedimentinhalt der Zellen ist Resultat der in Abschnitt 3.3.4 beschriebenen Berechnungen.

Der *Meeresboden* verläuft durch den inneren Modellraum und trennt Wasserkörper und Sedimentkörper. Die Lage des Meeresbodens ist durch ein Feld der Form *z(ix, iy)* beschrieben, das jedem einzelnen Element *ix, iy* der Grundfläche eine Höhe *z* zuordnet. Diese Höhe ist im Verlauf der Modellierung veränderlich und nicht vertikal diskretisiert (siehe Abb. 3.9). Der Verlauf des Meeresbodens definiert eine besondere Gruppe von Zellen, die *Bodenzellen*. In diesen Zellen erfolgt der Übertritt von Sediment aus dem Wasserkörper in den Sedimentkörper und entgegengesetzt. Der Meeresboden ist eine für Sedimente in beiden Richtungen bedingt durchlässige Fläche. Sie kann, unter bestimmten Umständen, gegenüber einer bestimmten

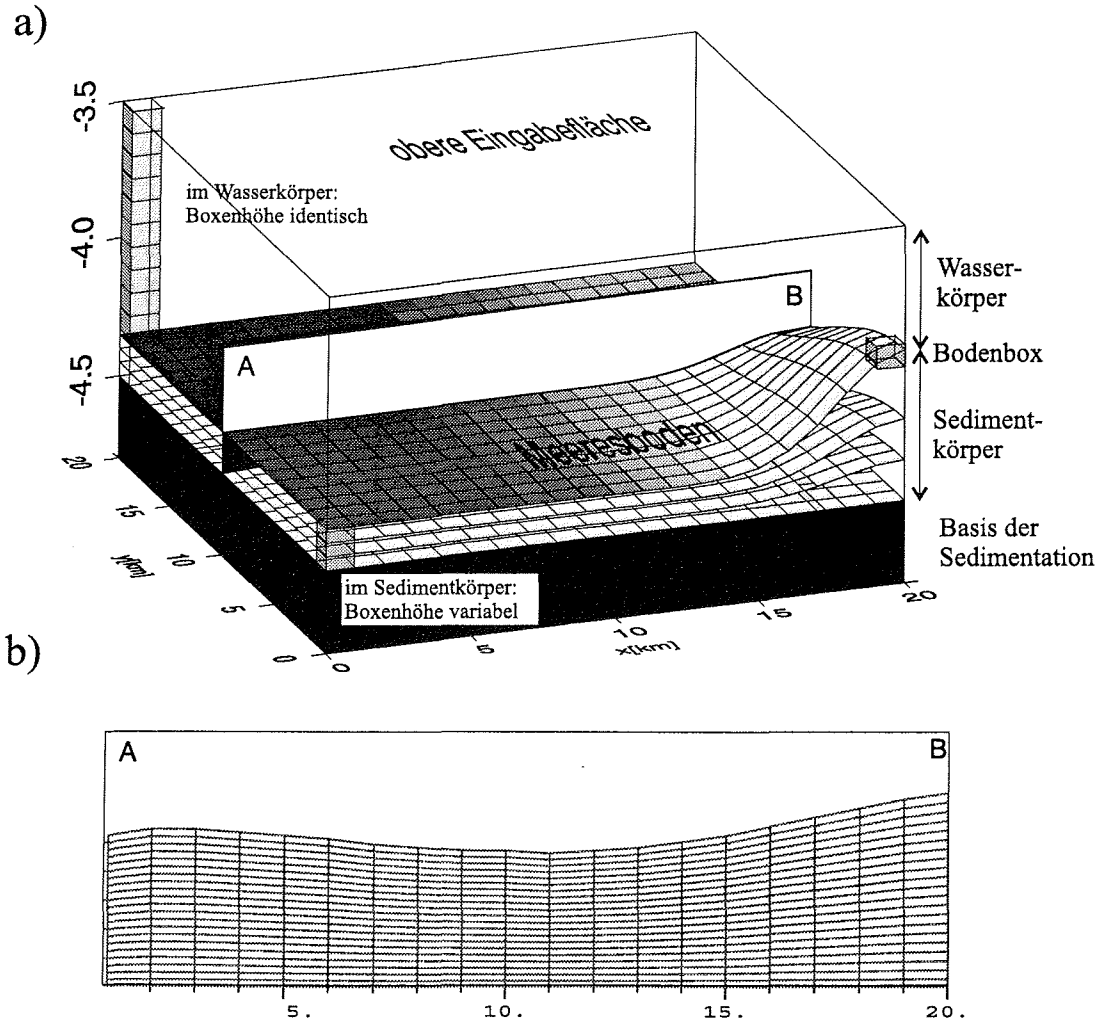


Abb. 3.9: a) Aufteilung des Modellraums in Wasser- und Sedimentkörper. Der Wasserkörper ist in Zellen gleicher Höhe unterteilt. Die Höhe der Schichtelemente, aus denen der Sedimentkörper aufgebaut ist, resultiert dagegen aus der abgelagerten Sedimentmengen, sowie postsedimentären Prozessen (Erosion und Kompaktion). Sie repräsentieren jeweils einen gleichen Zeitraum. b): schematischer Schnitt durch den Sedimentkörper von Punkt A nach B.

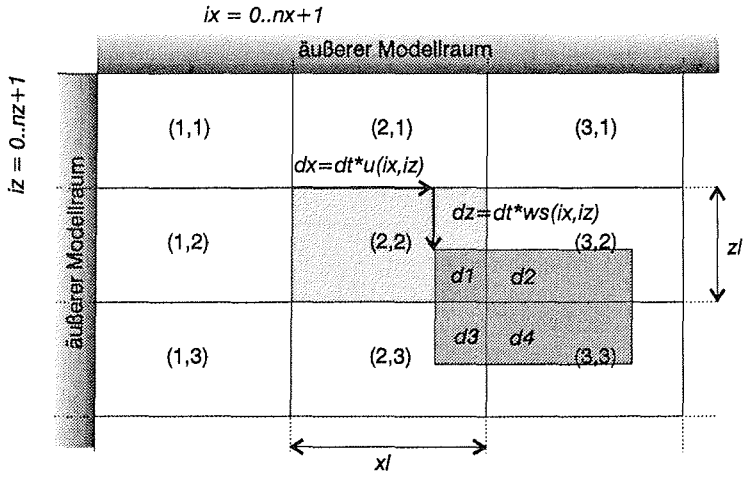
Sedimentfraktion in der einen oder anderen Richtung vollkommen undurchlässig sein, unter anderen Bedingungen aber auch teilweise oder vollkommen durchlässig. Die Bestimmung des jeweiligen Verhaltens erfolgt in einem eigenen Modul (Siehe Abschnitt 3.3.5). Der Meeresboden stoppt die Absinkbewegung.

Der *Sedimentkörper* ist der Raum zwischen dem Meeresboden und der nach unten abschließenden Basisfläche des Modells. Er ist räumlich in sogenannte Schichtelemente diskretisiert. Die Grundfläche der Schichtelemente entspricht derjenigen im Wasserkörper, jedoch ist ihre Höhe nicht als Modellparameter vorab festgelegt sondern ergibt sich aus dem Ablagerungsprozeß (siehe Abb. 3.9). Das Volumen einer Zelle entspricht dem Gesamtvolumen der während eines Zeitschritts abgelagerten Sedimente. Auf diese Weise werden in zeitdiskreten Schritten Schichteinheiten erzeugt, die unterschiedliche Mächtigkeiten aufweisen können.

Die *untere Begrenzung* ist die Basisfläche des Sedimentationsraums, an der keine Prozesse mehr stattfinden.

3.3.4 Sedimenttransport in der Wassersäule

Den einzelnen Zellen im Wasserkörper sind Vektorkomponenten des Geschwindigkeitsfelds *u, v und w* in Richtung der x-, y- und z-Achse zugeordnet. Die Sinkgeschwindigkeit ist für jede Sedimentfraktion für die verschiedenen Tiefenintervalle festgelegt. Aus diesen Werten



$d1(ix,iz)=(xl-dx(ix,iz))*(zl-dz(ix,iz))*sed1p(ix,iz)$
$d2(ix,iz)=dx(ix,iz)*(zl-dz(ix,iz))*sed1p(ix,iz)$
$d3(ix,iz)=(xl-dx(ix,iz))*dz(ix,iz)*sed1p(ix,iz)$
$d4(ix,iz)=dx(ix,iz)*dz(ix,iz)*sed1p(ix,iz)$

Abb. 3.10: Verfahren der Berechnung der Sedimentkonzentrationen in der Wassersäule, dargestellt an einem zweidimensionalen Modell für eine Zelle. Der Sedimentinhalt der Zelle (2,2) wird während eines Zeitschritts dt um den Betrag dx nach rechts und dz nach unten verschoben. Er wird anteilig proportional den Flächenanteilen d1..d4 aufgeteilt und an die Nachbarzellen übergeben. Dieser Prozeß erfolgt simultan für alle Zellen im Wasserkörper.

und der Zeitschrittlänge *dt* werden, wiederum für jede Zelle und Sedimentfraktion, Verschiebungsbeträge in Richtung der drei Raumachsen berechnet. Sie bilden die Komponenten der Bewegung der Sedimentpartikel im Raum. Die Sedimentkonzentration im Wasserkörper und an der Grenzfläche ist, wie die Komponenten des Geschwindigkeitsfelds, durch dreidimensionale Felder (Arrays) realisiert.

Der Sedimentinhalt einer Zelle wird während eines Zeitschritts um die berechneten Beträge verschoben und anschließend, anteilig der Volumina, die in benachbarten Zellen liegen, auf diese aufgeteilt (siehe Abb. 3.10). Dieser Prozeß wird an allen Zellen vorgenommen. Der neue Sedimentinhalt ergibt sich dann durch eine Bilanzierung von Ein- und Austrägen von und zu den benachbarten Zellen. Die Neuberechnung des Sedimentinhalts erfolgt nacheinander für jede einzelne Zelle, bildet jedoch in seiner Gesamtheit einen Zeitschritt. Um dies zu gewährleisten, wird das Array, in dem die Sedimentkonzentration gespeichert ist, nach jedem Zeitschritt in einem gleichartig aufgebauten Feld gepuffert. Das zweite Array stellt demnach während eines Rechenschritts den Ausgangszustand dar, auf den während der Berechnung zurückgegriffen wird.

Während eines Zeitschritts darf der Sedimentinhalt einer Zelle nur in seine direkt angrenzenden Nachbarn verschoben werden. Diese Bedingung bedeutet eine wesentliche Beschränkung in der räumlichen und zeitlichen Gliederung des Modells, da die Verschiebungsbeträge höchstens dem Gitterpunktabstand entsprechen dürfen. Für alle Zellen *ix,iy,iz* im Wasserkörper muß gelten:

$$xl < dt*u(ix,iy,iz);\ \ yl < dt*v(ix,iy,iz)\ \ und\ \ zl < dt*ws(ix,iy,iz) \qquad (17)$$

In Gleichung 17 entsprechen *xl*, *yl* und *zl* dem Gitterpunktabstand in Richtung der x- y und z-Achse, dt der Zeitschrittlänge, u und v den horizontalen Komponenten des Strömungsfelds und ws der Sinkgeschwindigkeit der Zelle am Ort *(ix,iy,iz)*. Bei einer vorgegebenen räumlichen Auflösung des Modells ist die einzige frei anpaßbare Größe die Zeitschrittlänge *dt* . Je feiner die räumliche Auflösung des Modells ist, und je größer die auftretenden Geschwindigkeiten sind, desto kleiner muß die Dauer des Zeitschritts gewählt werden. Eine solche Bedingung ist keine Besonderheit des vorliegenden Modells sondern tritt allgemein bei der numerischen Berechnung von Stofftransporten durch Boxmodelle auf. Die Berechnung der größtmöglichen Zeitschrittlänge, welche die gestellte Bedingung erfüllt, erfolgt bei der Berechnung der sekundären Parameter (siehe Abschnitt 3.3.1). Sie muß nur dann aktualisiert werden, wenn das Geschwindigkeitsfeld sich ändert, oder Sedimentfraktionen mit höheren Sinkgeschwindigkeiten eingegeben werden.

Die Bedingung ist erfüllt, wenn der größte auftretende Verschiebungsbetrag kleiner als der horizontale beziehungsweise vertikale Gitterpunktabstand ist. Es können jedoch numerische Effekte auftreten, wenn dieses Kriterium nur geringfügig unterschritten wird. Um Artefakte zu vermeiden, wird die Zeitschrittdauer so gewählt, daß sie 90 % der größtmöglichen Zeitschrittdauer beträgt.

3.3.4.1 Beispiel mit punktförmiger Sedimenteingabe

Die geschilderte Berechnung des Sedimenttransports in der Wassersäule kann in einem Experiment an einem zweidimensionalen Modell illustriert werden. Es besteht in diesem Fall aus 20x80 Zellen, die einem Schnitt durch den Wasserkörper über eine Wassertiefe von 3500 bis 4500 m und eine Länge von 20 km bei ebener Topographie entsprechen. Das Strömungsfeld weist ausschließlich die horizontal gerichtete Strömungskomponente in x- Richtung u auf. Sie variiert mit der Wassertiefe, so daß gilt: $u=f(z)$, $v=0$, $w=0$. Für das Beispiel wurde eine Abnahme von u mit der Wassertiefe von 10 cms^{-1} auf 1 cms^{-1} vorgegeben (siehe Abb. 3.11 a). Die Dichte- und Viskositätsprofile, die zur Berechnung von Sinkgeschwindigkeiten dienen, entsprechen einer typischen Schichtung von Wassermassen im Südozean.

Über einen Zeitraum *T1* wird an oberen Begrenzung durch eine Randzelle stetig Sediment eingegeben (sphärische Quarzkörner). Die Abbildungen 3.11 und 3.12 zeigen vier Momentaufnahmen der Sedimentverteilung in der Wassersäule, kurz nachdem die Sedimenteingabe abgebrochen wurde. Es bilden sich Konzentrationswolken, deren Form von der Absink- und Transportbewegung sowie einem rechnerischen Effekt, der sogenannten numerischen Diffusion, bestimmt ist (siehe Abschnitt 3.3.4.2). Verschiedene Partikel weisen ein unterschiedliches Sinkverhalten auf. Die längere Aufenthaltsdauer relativ feinkörniger Sedimente im Wasserkörper läßt eine Verdriftung über größere Entfernungen zu.

Das in den Abbildungen 3.11 und 3.12 erkennbar unterschiedliche Absinkverhalten verschiedenartiger Sedimentpartikel ist plausibel. Im Folgenden wird bewiesen, daß die Sedimentpartikel den Meeresboden zur richtigen Zeit am richtigen Ort erreichen und zwar ohne, daß numerisch bedingte Differenzen zwischen Ein- und Austrag entstehen.

Der zeitliche Verlauf der Ablagerung kann illustriert werden, indem die Sedimenteingabe am oberen Modellrand mit dem Austrag am unteren Modellrand verglichen wird. Wenn kein seitlicher Austrag besteht, ist auf diese Weise auch eine Massenbilanz möglich. Abbildung 3.13 zeigt Ergebnisse von Berechnungen mit einem zweidimensionalen Modell bei einer punktförmigen Sedimenteingabe. Die Partikel werden punktförmig eingegeben und sinken durch eine Wassersäule von 4 km Höhe. In der Abbildung wird für zwei Sedimentfraktionen der über die Zeit aufsummierte Eintrag mit dem Austrag verglichen. Über eine Dauer von etwa 35 Stunden wird kontinuierlich Sediment eingegeben (durchgezogene Linie). Etwa 30 Stunden nach der ersten Eingabe werden Partikel der Korngröße 250 µm am unteren Modellrand aus der Wassersäule ausgeschieden (gestrichelte Linie). Die Rate des Austrags steigt an

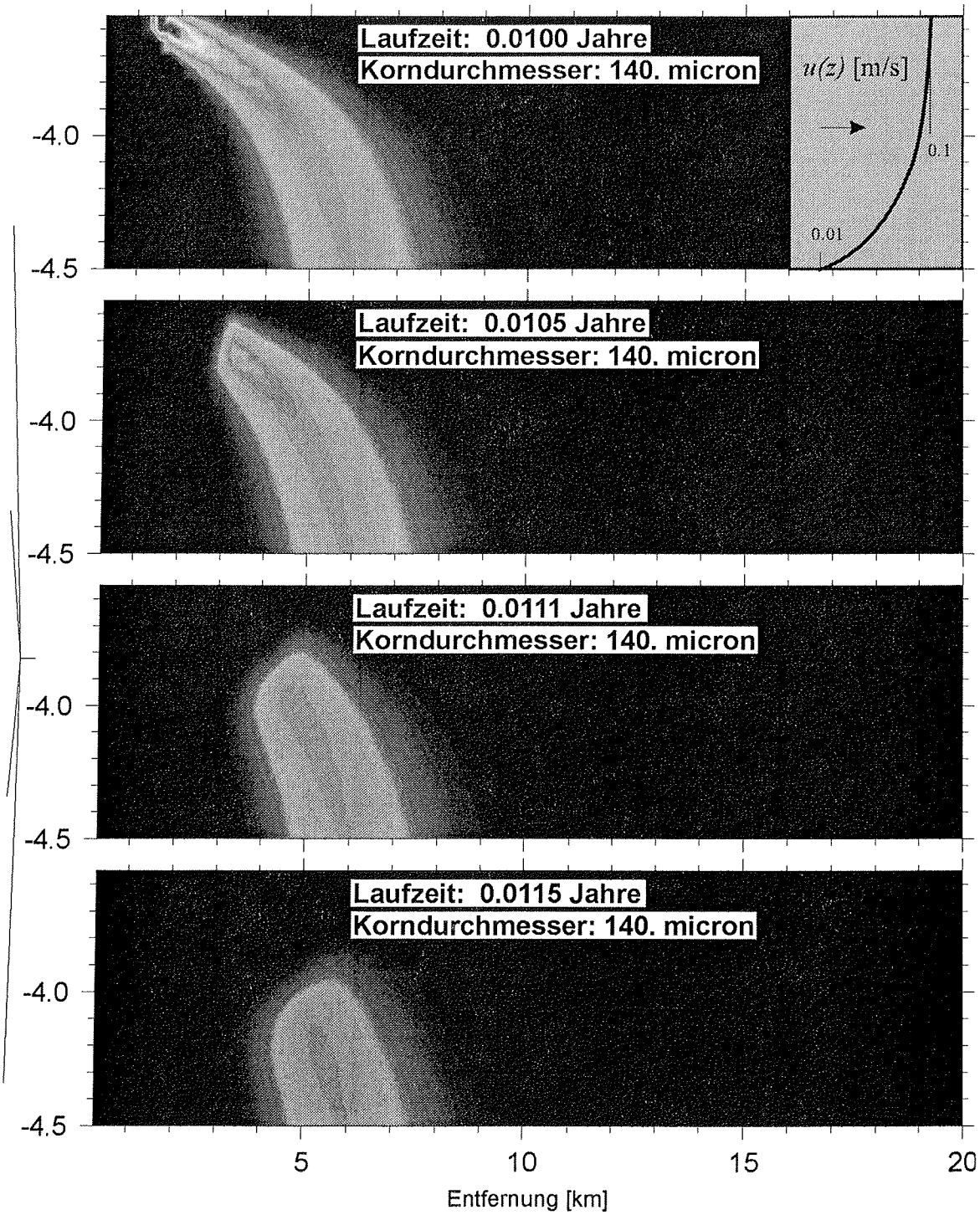


Abb. 3.11: Sedimentverteilung im Wasserkörper eines einfachen, zweidimensionalen Modells bei punktförmiger Sedimenteingabe. Dargestellt ist die Verteilung zu vier aufeinanderfolgenden Zeitpunkten nach dem Abbruch der Sedimenteingabe. Das zugrundeliegende Strömungsmodell beinhaltet eine exponentielle Abnahme der Geschwindigkeit u mit der Tiefe z.

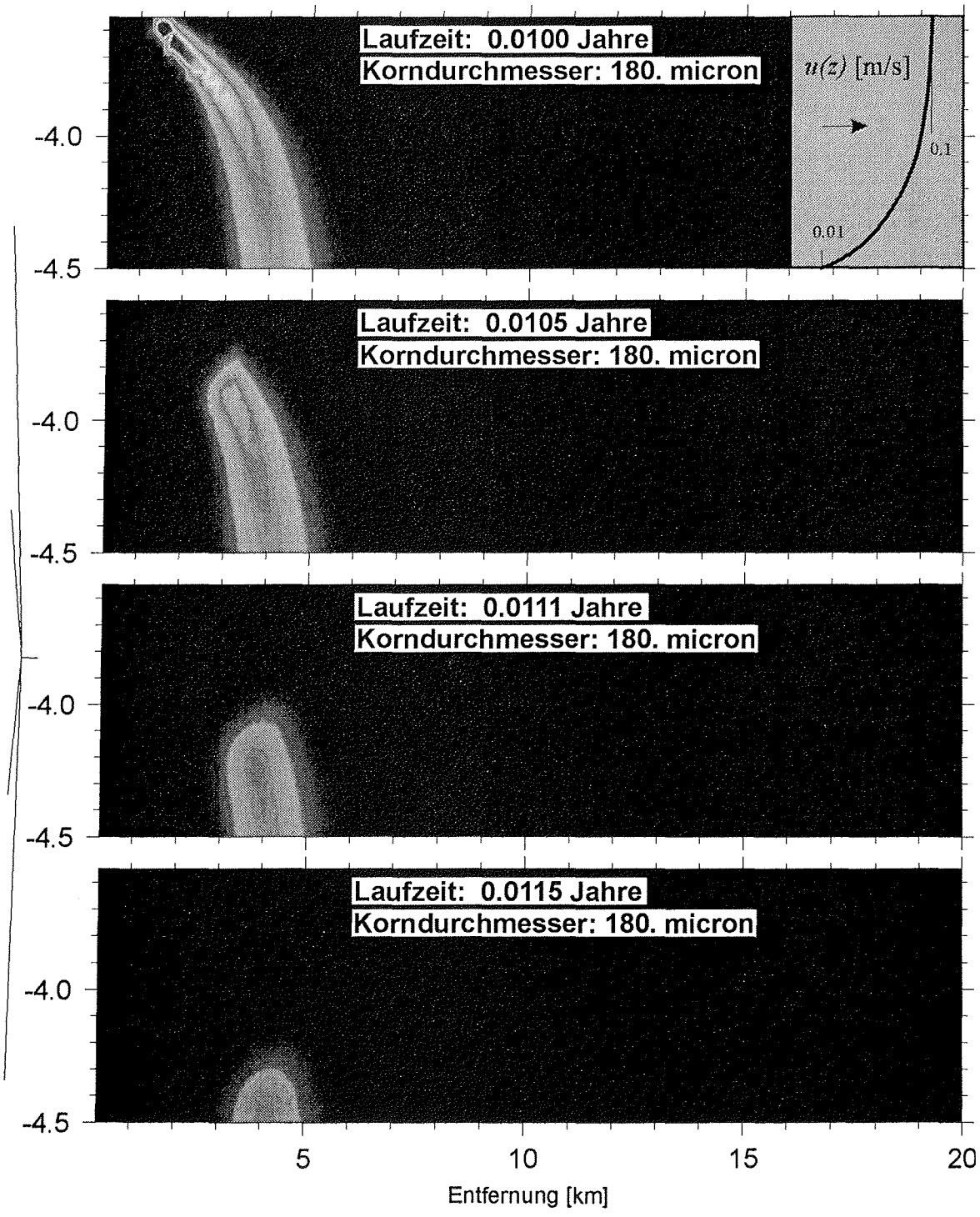


Abb. 3.12: Sedimentverteilung im Wasserkörper eines einfachen, zweidimensionalen Modells bei punktförmiger Sedimenteingabe. Dargestellt ist die Verteilung zu vier aufeinanderfolgenden Zeitpunkten nach dem Abbruch der Sedimenteingabe. Das zugrundeliegende Strömungsmodell beinhaltet eine exponentielle Abnahme der Geschwindigkeit u mit der Tiefe z. Im Unterschied zu Abb. 3.11 wurde Sediment der Korngröße 180 µm eingegeben.

und entspricht nach etwa 32 Stunden der Rate der Eingabe. Nach etwa 70 Stunden nimmt sie ab, wenig später ist das gesamte eingegebene Sediment abgelagert. Eine Differenz zwischen Eingabe und Austrag besteht nicht. Partikel mit der Korngröße 150 µm erreichen den Meeresboden später, weisen aber ansonsten ein ähnliches Verhalten auf. Das allmähliche Einsetzen und Ausklingen der Ablagerung ist bei feinkörnigen Sedimenten jedoch deutlicher ausgeprägt. Wenn der horizontale Gitterpunktabstand herabgesetzt wird, dann ist diesee Effekt weniger deutlich (punktierte Linie).

Die Modellrechnungen beweisen, daß keine numerisch bedingten Differenzen zwischen Eingabe und Austrag auftreten. Sie zeigen allerdings auch, daß ein scharfes Signal an der oberen in ein unscharfes Signal an der unteren Modellbegrenzung transformiert wird, und daß dieses Phänomen von Modellparametern wie dem Gitterpunktabstand abhängt. Dieser Effekt, die numerische Diffusion, die in den Abbildungen 3.11 und 3.12 durch die Ausprägung einer unscharf begrenzten Konzentrationswolke anschaulich wird, soll nun analysiert werden.

3.3.4.2 Numerische Diffusion

Die sogenannte numerische Diffusion ist ein rechnerischer Effekt, der zu einer unscharfen Verteilung der Partikelkonzentrationen führt und allen Boxmodellen eigen ist. Da die Zellen die kleinste Raumeinheit darstellen, gelten ihnen zugeordnete Eigenschaften wie etwa Partikelkonzentrationen homogen für das gesamte Zellvolumen. Dies hat zur Folge, daß ein Sedimentquantum, welches anfangs einer Zelle zugeordnet war, beim Transport auf immer mehr Zellen verteilt wird. In der Bewegungsrichtung eilt ein gewisses Sedimentquantum voraus, da es sich mit jedem Zeitschritt zu einem Teil ein Feld weiter ausbreitet und erneut verteilt wird. Entsprechend sinkt die Konzentration nach dem Durchzug einer Sedimentwolke zwar immer weiter ab, erreicht jedoch nie wieder den Wert Null. Diese Effekte bewirken das allmähliche Einsetzen und Ausklingen der Ablagerung, das in Abbildung 3.13 zu erkennen ist.

Die Wirkung der numerischen Diffusion gleicht zwar in mancher Hinsicht der natürlichen Diffusion, ist jedoch von Modellparametern wie dem horizontalen und vertikalen Gitterpunktabstand und den auftretenden Beträgen des Geschwindigkeitsfelds abhängig. Diese Beziehung läßt sich am besten veranschaulichen, wenn die Beträge der Geschwindigkeit in Richtung der x-Achse, u, und die Absinkgeschwindigkeit ws über den gesamten Wasserkörper konstant sind. In diesem hypothetischen Fall ist die Wirkung der numerischen Diffusion dann am geringsten, wenn gilt:

$$\frac{u}{ws} = \frac{dx}{dz} = \frac{xl}{zl} \tag{18}$$

Ist die Bedingung 18 erfüllt, wird das Sedimentquantum diagonal von Zelle zu Zelle durch die Wassersäule transportiert und erreicht den Meeresboden in nahezu unveränderter Konzentration. In jedem anderen Fall bewirkt die numerische Diffusion eine mehr oder weniger ausgeprägte Verschmierung des Signals. Abbildung 3.14 zeigt Ergebnisse einer Berechnung mit einem zweidimensionalen Modell bei einer punktförmigen Sedimenteingabe. Die Partikel werden am linken oberen Modellrand eingegeben, sinken durch eine Wassersäule von 4 km Höhe und werden mit einer Geschwindigkeit von 5 cms^{-1} in x- Richtung bewegt. Bei einem festen horizontalen Gitterpunktabstand von 0,5 km wird der vertikale Gitterpunktabstand variiert. Der Sedimentaustrag am unteren Modellrand ist für jede Bodenbox aufgetragen. Die Werte wurden auf die Gesamtmenge von Sediment im System normiert. Man erhält symmetrische Glockenkurven unterschiedlicher Breite um ein Maximum bei x_p. Bei einem

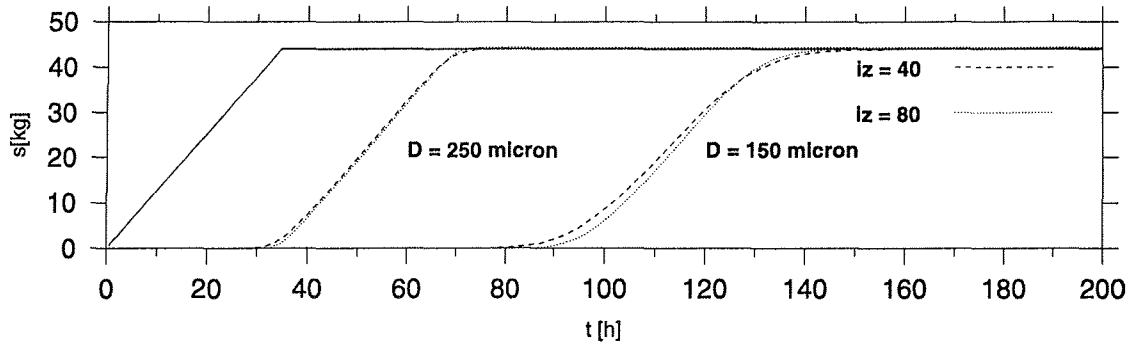


Abb. 3.13: Sedimenteingabe am oberen und Sedimentaustrag am unteren Modellrand eines zweidimensionalen Modells für zwei verschieden Korngrößen und Zellendimensionen. Die durchgezogene Linie gibt die in das Modell eingegebene Sedimentmenge an. Sie steigt gleichmäßig an, bis der Eintrag nach etwa 30 Stunden gestoppt wird. Die gestrichelten und punktierten Linien zeigt die am unteren Modellrand ausgeschiedene Sedimentmenge an. Nach unterschiedlich langer Zeit ist das Sediment komplett an den Boden abgegeben.

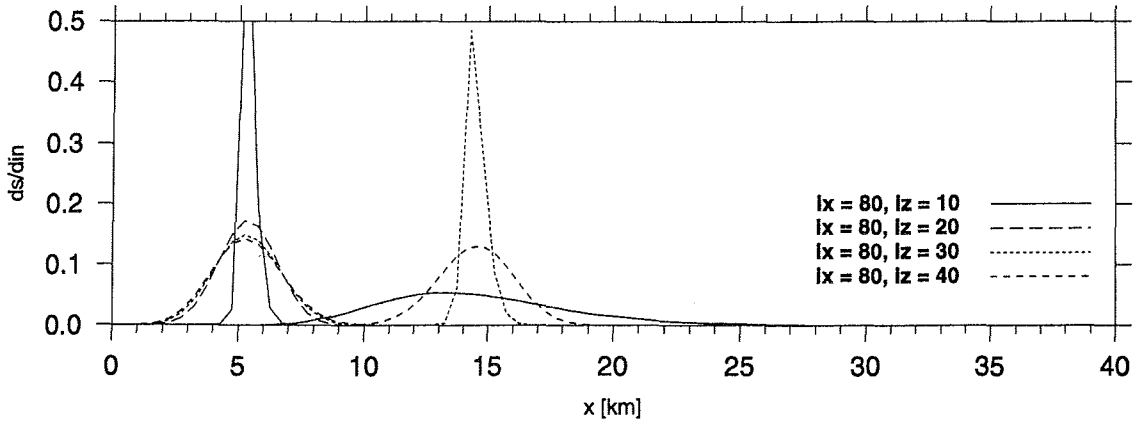


Abb. 3.14: Sedimentverteilung am Boden eines zweidimensionalen Modells nach einer punktförmigen, kurzfristigen Sedimentinjektion von zwei verschiedenen Korngrößen am oberen linken Modellrand. Die Lage der Maxima der Sedimentakkumulation resultiert aus der Verdriftung. Die Form der Verteilung ist von der Art der Diskretisierung des Modellraums in *ix* Elemente in x-Richtung und *iz* Elemente in z-Richtung bestimmt.

Korndurchmesser D von 250 µm liegt x_p bei 5,5 km. Bei der Verdriftung mit u = 5 cms^{-1} entspricht dieser Wert einer Transportdauer von 32 Stunden, also genau der in Abbildung 3.13 dokumentierten Falldauer. Das Signal ist scharf begrenzt, wenn der Wasserkörper vertikal in 10 Ebenen aufgeteilt ist (iz=10, zl=400 m), da in diesem Fall annähernd die Bedingung erfüllt ist. Bei einem geringeren vertikalen Gitterpunktabstand wird das Sediment über einen breiteren Bereich des Profils ausgetragen. Bei einem Korndurchmesser D von 150 µm ist das Signal dagegen am schärfsten begrenzt, wenn der Wasserkörper in 28 Stockwerke aufgeteilt ist (iz=28, zl=143 m). Da die Absinkgeschwindigkeit niedriger ist, wird Bedingung bei einem geringeren vertikalen Gitterpunktabstand erfüllt.

Die Berechnungen lassen folgende Schlüsse zu: (1) Die Sedimente werden nicht nur zur richtigen Zeit abgelagert, wie in Abschnitt 3.3.4.1 gezeigt wurde, sondern prinzipiell auch am richtigen Ort. Die Lage der Maxima der Deposition entspricht der Erwartung. (2) Die numerische Diffusion bewirkt eine symmetrische Verteilung der Sedimente um diese Maxima. Die Form der Verteilung hängt von den auftretenden Geschwindigkeiten und den Gitterpunktabständen ab. (3) Wenn es darum geht, scharf begrenzte Signale möglichst getreu durch das Modell zu transportieren, kann dies durch die Wahl der Modellparameter beeinflußt werden. In den in Kapitel 4 betrachteten Anwendungsfällen ist das nur begrenzt möglich, da die Geschwindigkeiten in jeder Raumrichtung variieren.

Die numerische Diffusion ist in Boxmodellen nicht zu vermeiden. Da in den in Kapitel 4 vorgestellten Modellrechnungen keine scharf begrenzten Sedimentquellen behandelt werden, ist dieser Effekt relativ unkritisch.

3.3.4.3 Beispiel mit gestörtem Strömungsfeld

Das abweichende Verhalten von verschiedenen Sedimentpartikeln führt nur dann zu unterschiedlichen Mustern der Ablagerung, wenn die Sedimenteingabe räumlich ungleichmäßig erfolgt, oder einer zeitlichen Veränderung unterliegt. Bei einer gleichmäßigen Eingabe an der oberen Begrenzung des Modellraums ist nach einer Vorlaufzeit auch der Eintrag in die Bodenzellen gleichmäßig, wenn auch die feinkörnigen Sedimente einen weiteren Weg zurücklegen und den Boden erst nach einer längerer Verweildauer im Wasserkörper erreichen.

Das ist prinzipiell anders, wenn eine Anomalie im Strömungsfeld existiert, z. B. u mit x variiert ($u=f(x)$, $v=0$; $w=0$). Zur Illustration wird ein zweidimensionales Modell mit gleichmäßiger Sedimenteingabe an der oberen Begrenzung des Modellraums gezeigt. Das Strömungsfeld enthält eine Anomalie. Der Wert der Strömungsgeschwindigkeit in x- Richtung steigt mit x von einem geringen Wert u_{init} nach einer Gaußkurve auf einen Maximalwert u_{max} bei x=50 km an. Nach Erreichen von u_{max} sinkt u wieder auf den Wert von u_{init} ab. Ein solches Strömungsfeld könnte, extrem vereinfacht, dem Zustand im Zentrum eines sich verengenden Kanals entsprechen. Um seine Auswirkung auf die Sedimentverteilung

abzuschätzen, wird der Sedimentaustrag über einem ebenen Meeresboden betrachtet. Die Abbildung 3.15 zeigt den Austrag entlang des Profils nach einer vorgegebenen Zeitspanne. In der Darstellung wurden mehrere zweidimensionale unabhängig voneinander berechnete Profile mit unterschiedlichen Werten von u_{max} kombiniert. Auf diese Weise wurde ein quasi-dreidimensionales Abbild erzeugt, in dem der Betrag der Störung (u_{max} / u_{init}).entlang der y-Achse zunimmt, das allerdings keinen Quertransport enthält.

Nachdem sich ein Gleichgewicht zwischen der Sedimenteingabe am oberen Modellrand (ebene Fläche in der Abbildung 3.15) und dem Austrag eingestellt hat, reproduziert ein ungestörtes Geschwindigkeitsfeld (u_{max} / u_{init} = 1) die Charakteristik des Eingabefelds. Am linken

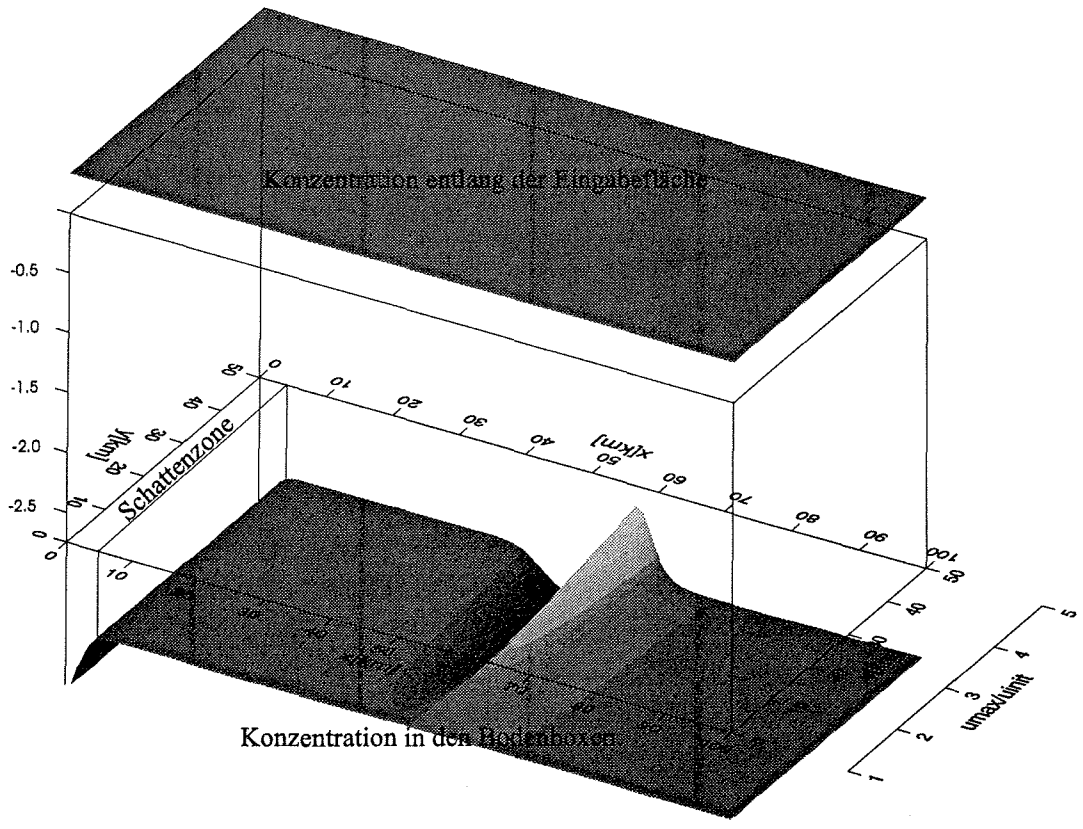


Abb. 3.15: Sedimentverteilung am Boden eines zweidimensionalen Modells bei gestörtem Strömungsfeld. Die Sedimenteingabe in 3 km Höhe über dem Boden ist gleichmäßig. In der Wassersäule findet ein Transport in x-Richtung statt. Die Strömungsgeschwindigkeit u steigt vom Ausgangswert uinit auf einen Höchstwert u_{max} bei x=50 km und fällt wieder auf uinit ab. Die Abbildung wurde aus mehreren, einzeln berechneten zweidimensionalen Profilen zusammengesetzt. Sie zeigt, daß die Ungleichmäßigkeit in der Sedimentverteilung mit dem Wert von umax ansteigt.

Modellrand ist allerdings ein Randeffekt zu beobachten, da die am linken oberen Modellrand eingegebenen Partikel beim Absinken einige Kilometer entlang der x-Achse abgetrieben werden. Die entlang der y-Achse anwachsende Anomalie bewirkt eine ungleichmäßige Verteilung der abgelagerten Sedimente. Man kann eine Zone mit reduzierter Deposition stromaufwärts der Anomalie und stromabwärts eine Zone mit erhöhter Sedimentaustrag erkennen.

Diese Beobachtung läßt sich durch eine Betrachtung an einzelnen Zellen erklären. Die Zunahme von u mit x bewirkt eine relative Verringerung des Sedimenteintrags aus den stromaufwärts gelegenen Nachbarzellen und einen erhöhten Sedimentaustrag in die stromabwärts gelegenen Nachbarzellen. Dementsprechend nimmt die Sedimentkonzentration bis zu einem Wert ab, bei der die Sedimentflüsse gleich sind. Wenn u mit der Entfernung abnimmt, erhöht sich die Konzentration, bis sich die Sedimentein- und -austräge kompensieren. Im Gleichgewichtszustand wird dort am meisten abgelagert, wo die negativen Gradienten von $u(x)$ am höchsten sind. Andersherum finden sich die Minima der Sedimentkonzentration bei den Maxima von $u'(x)$.

Die Lage und Breite der Maxima der Sedimentkonzentrationen in den Bodenzellen zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Korngröße. Bei der Injektion von mehr als einer Sedimentfraktion resultiert eine räumliche Fraktionierung der Ablagerung, wie sie auch in verengten Kanälen beobachtet wird. Der Transport im Wasserkörper wirkt als Filterfunktion zwischen der Sedimenteingabe und den Transportprozessen über dem Boden, die in diesem Fall eine Sortierung nach Korngrößen erzeugt.

3.3.5 Sedimenttransport über dem Boden

Der Ablagerungsprozeß ist als Übergang von Sediment aus einem mobilen in einen stationären Zustand innerhalb einer Bodenzelle definiert. Im Gegensatz dazu bewirkt Erosion die Mobilisierung von Sedimenten, die in einem stationären Zustand vorlagen.

Der Sedimentinhalt einer Bodenzelle wird zunächst, wie in der Wassersäule, durch Bilanzierung der Ein- und Austräge der benachbarten Zellen berechnet (vergleiche Abschnitt 3.3.4). Durch Absinkbewegungen kann ein Austrag nach unten in die Nähe der Sohle stattfinden. Die Sedimentmenge, die auf die Grundfläche einer Bodenzelle absinkt, wird als neue Schicht abgelagert, wenn die Strömung Sedimentation zuläßt. In diesem Fall findet ein Austrag aus der *Bodenzelle* in den *Sedimentkörper* statt. Um die verschiedenen Transportmechanismen modellieren zu können, müssen zusätzliche mobile Zustände eingeführt werden. Es sind dies *Bodenwasserschicht* und *mobile Sohle*.

Die *Bodenwasserschicht* ist physikalisch mit einer sedimentführenden, turbulenten Wassermasse über der Sohle vergleichbar (Bottom Boundary Layer, BBL). Sie kann eine bestimmte Sedimentmenge von der mobilen Sohle aufnehmen und in Schwebe halten sowie durch einen Eintrag aus dem Wasserkörper angereichert werden. Sie wird mit der Strömungs-

geschwindigkeit über der Sohle bewegt und gibt Sediment für die Ablagerung frei, wenn die Bedingungen dafür gegeben sind. Für die Sedimentmenge, die in der Bodenwasserschicht gehalten werden kann, gibt es zunächst keine obere Begrenzung, da diese sich nach oben ausdehnen kann (Suspensionsschicht oder Nepheloidschicht). Die Sedimentmenge, die von der mobilen Sohle aufgenommen werden kann, wird durch eine Gleichung für die Rate des Transports in Suspension nach Zanke (1978) bestimmt (siehe Abschnitt 3.2.5).

Die *mobile Sohle* ist physikalisch mit einer beweglichen Schicht von Partikeln über einer festen Sohle vergleichbar. Im Unterschied zum Suspensionstransport ist dieser Transportmechanismus an die Sohle gebunden. Aufgrund des Widerstands der Sohle erfolgt er mit einer geringeren als der Strömungsgeschwindigkeit. Die Sedimentmenge, die potentiell in einer mobilen Sohle bewegt werden kann (Transportkapazität der mobilen Sohle), wird durch eine Gleichung für die Rate des Geschiebetransports nach Zanke (1978) berechnet (siehe Abschnitt 3.2.4.2).

Diese Modellvorstellung bedeutet eine grobe Vereinfachung der physikalischen Prozesse über einer Gewässersohle. In der Natur existieren fließende Übergänge zwischen sedimentführender Bodenwasserschicht, mobiler und fester Sohle. Die Modellvorstellung entspricht aber der Art und Weise, wie das Transportproblem in der Literatur behandelt wird, die zwischen Suspensionstransport und Geschiebetransport unterscheidet.

Insgesamt existieren demnach über dem Boden drei mobile Zustände (Bodenzelle, mobile Sohle und Bodenwasserschicht) und als stationärer Zustand ein in n zeitgleiche Einheiten unterteilter Sedimentkörper (3+n-Schicht-Modell).

Die kritische Geschwindigkeit für die Ablagerung u_{crd} ist über den betrachteten Bereich von Korngrößen geringer als die kritische Geschwindigkeit für die Mobilisierung abgelagerter Sedimente u_{cre} (siehe Abbildung 3.6). Daher können in Bezug auf den Transport an der Sohle drei Fälle unterschieden werden.

Fall 1	$u_0 < u_{crd}$	Ablagerung kann erfolgen. • Berechnung der Menge des an der Sohle abgelagerten Sediments.
Fall 2	$u_{crd} \leq u_0 < u_{cre}$	Keine Ablagerung möglich. • Sediment bleibt in Suspension und wird weiter verfrachtet.
Fall 3	$u_0 \geq u_{cre}$	Keine Ablagerung möglich. • Aufnahme von Sediment von der mobilen Sohle in Suspension. • Aufnahme von Sediment aus dem Boden in die mobile Sohle.

Tabelle 5: Fallunterscheidungen beim Transport an der Sohle.

Fall 1: Die Strömungsgeschwindigkeit an der Sohle u_0 ist geringer als die kritische Geschwindigkeit zur Ablagerung u_{crd}. Folglich wird der gesamte vertikale Eintrag aus den Bodenzellen abgelagert. Die Bodenwasserschicht verliert ihre Fähigkeit, Sediment in Schwebe zu halten. Sedimente, die in ihr eingetragen werden, kommen zur Ablagerung. Transport in einer mobilen Sohle kann unter diesen Bedingungen nicht erfolgen.

Fall 2: Die Strömungsgeschwindigkeit am Boden, u_0, liegt zwischen den kritischen Geschwindigkeiten für eine Ablagerung, u_{crd} und für eine Mobilisierung der Partikel, u_{cre}. Der vertikale Eintrag aus den Bodenzellen kann in diesem Fall nicht zur Ablagerung kommen. Stattdessen wird er in der Bodenwasserschicht aufgenommen. Nach Zanke (1978) ist der Transport in Suspension möglich, jedoch findet keine Aufwirbelung von Sediment von der Sohle statt. Die mobilen Sohle kann keinen Transport bewirken. In ihr eingebrachtes Material wird an den Sedimentkörper abgegeben. Dies ist der einzige, unter diesen Bedingungen mögliche Depositionsmechanismus.

Fall 3: Reicht die Geschwindigkeit u_0 aus, um Partikel zu mobilisieren, dann ist eine Ablagerung aus den Bodenzellen wie schon im zweiten Fall unmöglich. Zusätzlich kann eine Erosion der in vorhergehenden Zeitschritten abgelagerten Sedimentschichten erfolgen (siehe Abschnitt 3.3.7).

Jeder der drei Fälle erlaubt eine bestimmte Kombination von Überträgen von Sedimentmaterial zwischen den verschiedenen Zuständen. Diese Kombinationen werden in Abb. 3.16 zusammengefaßt.

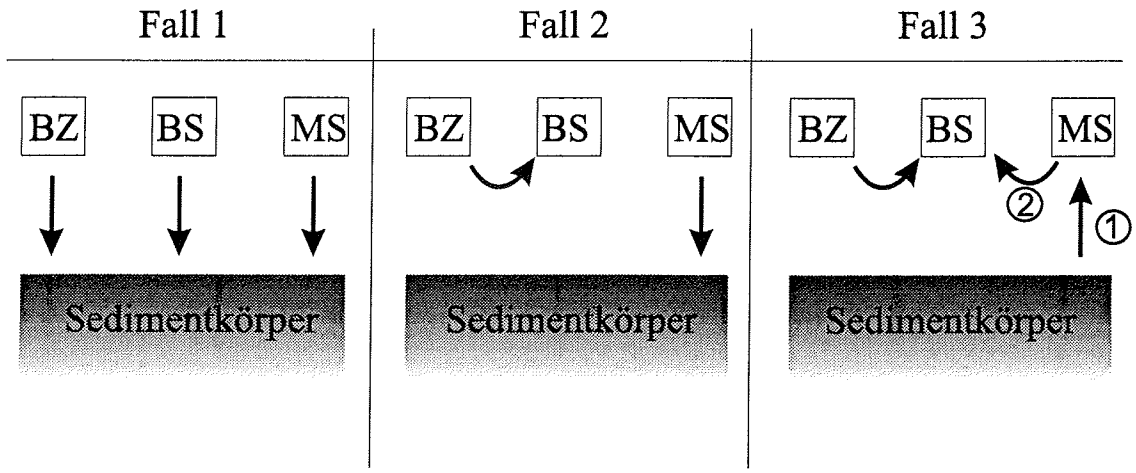


Abb. 3.16: Darstellung der Möglichkeiten des Übertrags von Sediment zwischen den drei mobilen Zuständen (BZ: Bodenzelle, BS: Bodenwasserschicht, MS: mobile Sohle) und dem Sedimentkörper für die drei möglichen Fälle in bezug auf den Transport an der Sohle.

3.3.6 Ablagerung

Wie bereits in Abschnitt 3.3.3 dargelegt wurde, werden die abgelagerten Sedimente durch Schichtelemente repräsentiert, die jeweils der Menge der an einem Ort während eines Zeitschritts abgelagerten Sedimente entsprechen. Diese Sedimentmengen speisen sich aus Austrägen aus den Bodenzellen, der mobilen Sohle und der Bodenwasserschicht (siehe Abbildung 3.16).

Die Daten über die Mengen der abgelagerten Sedimente werden im Arbeitsspeicher in einer Matrix der Dimension *ix*iy*idt*ifr* gespeichert. In diesem Ausdruck bedeutet *ix*iy* die Anzahl der Zellen auf der Grundfläche des Modellraums, *idt* die Anzahl der Zeitschritte und *ifr* die Zahl der Sedimentfraktionen. Auch wenn keine Sedimente abgelagert werden, sind die Schichtelemente in der numerischen Repräsentation enthalten. Solche Schichtglieder beinhalten die Sedimentmenge Null und entsprechen einer Schichtlücke.

Die Mächtigkeit der Schichtelemente wird aus den Feststoffvolumina der einzelnen abgelagerten Fraktionen mit Hilfe von Annahmen über die Lagerungsdichte der Korngemische berechnet. Die Lagerungsdichte bezeichnet das Verhältnis von Feststoffvolumen zu Gesamtvolumen eines Sediments. Diese Annahmen können für bestimmte Sedimentzusammensetzungen empirischen Untersuchungen entnommen werden (z.B. Beard & Weyl, 1973). Für die Berechnungen in Kapitel 4 dieser Arbeit wurde eine konstante Lagerungsdichte von 0,7 angenommen. Dieser Wert ist nach Zanke (1978) typisch für unverfestigte Sande.

Es ist prinzipiell möglich, die Mächtigkeit der Schichtelemente durch eine von der Zeit und der Auflast abhängige Kompaktion zu modifizieren. Darüber hinaus können den einzelnen Schichten in einem getrennten Schritt Porositäts- und Naßdichtewerte zugeordnet werden, insofern diese aus der Sedimentzusammensetzung und der Packungsdichte abzuleiten sind. Diese beiden Erweiterungen sind noch nicht im Modell implementiert (siehe Abschnitt 3.3.9).

3.3.7 Erosion

Die erosive Zerstörung des Sedimentkörpers erfolgt durch den Übertritt von Sediment aus dem Sedimentkörper in die mobile Sohle (1 in Abb. 3.16).

Den nach Zanke (1978) berechneten Transportkapazitäten stehen die tatsächlich verfügbaren Sedimentmengen gegenüber. Die tatsächlich transportierte Sedimentmenge wird durch die Kapazität des jeweiligen Transportmechanismus limitiert, sie kann jedoch auch kleiner und sogar gleich Null sein, wenn kein Sediment zur Verfügung steht.

Überschreitet die Transportkapazität der mobilen Sohle die bereits im Transport befindliche Sedimentmenge, dann wird die Differenz berechnet. Diese Größe ist die maximal erodierbare Sedimentmenge. Wenn erodierbare Sedimente vorliegen, erfolgt der Übertrag aus dem

Sedimentkörper in die mobile Sohle (Erosion). Dabei wird zunächst auf die im letzten Zeitschritt abgelagerten Schicht zugegriffen. Wenn dieses Reservoir geleert wurde, werden sukzessive ältere Schichten herangezogen. Die Erosion frißt sich in den Sedimentkörper, und kann ihn zerstören. Wird eine Schicht erreicht, die per Definition nicht erodierbar ist, z.B. die Basisfläche des Sedimentationsraums, wird der Vorgang beendet.

Es kann auch der Fall eintreten, daß die an der Sohle transportierte Sedimentmenge die Transportkapazität der mobilen Sohle übersteigt. Dann kommt es zur Ablagerung, auch wenn aufgrund der Strömungsgeschwindigkeit Erosion möglich ist. Sie tritt sofort ein, wenn die an der Sohle eingetragene Sedimentmenge die Transportkapazität unterschreitet, etwa weil stromaufwärts keine Erosion mehr erfolgt.

Der Übertrag von Sediment aus der mobilen Sohle in die Bodenwasserschicht (2 in Abb. 3.16) verstärkt die erosive Wirkung des Transports in der mobilen Sohle, da die Menge der bereits in der mobilen Sohle transportierten Sedimente verringert wird und daher die maximal erodierbare Sedimentmenge ansteigt.

Die Erosion wird für jede einzelne der abgelagerten Sedimentfraktionen getrennt berechnet. Sie kann daher zu einer nachträglichen Veränderung der Sedimentzusammensetzung im Sedimentkörper führen, wenn an einem Ort lediglich einige der Sedimentfraktionen erodiert werden können. Dies ist der Fall, wenn $u_{cre}(Fraktion1) > u_0 > u_{cre}(Fraktion2)$. Die fraktionierte Erosion führt zu einer Abreicherung der leicht erodierbaren Sedimentpartikel. Dies bedeutet in der Regel eine Verschiebung der mittleren Korngröße hin zu größeren Werten. Für viele Sedimente steigt der Wert von u_{cre} jedoch unterhalb einer bestimmten Korngröße mit abnehmendem Korndurchmesser wieder an (siehe Abbildung 3.6).

In der Natur kann die Abreicherung leicht erodierbarer Partikel zu einer Lage von Residualsedimenten führen, welche die weitere Erosion älterer Sedimente verhindert. Dieser Effekt wird als Armierung bezeichnet. Um diesen Effekt zu simulieren, und damit zu verhindern, daß die nachträgliche Veränderung der Sedimentzusammensetzung unbegrenzt immer ältere Schichtelemente mit einbezieht, wird eine bestimmte Mächtigkeit für eine schützende Schicht von Residualsedimenten festgelegt. Wenn diese Mächtigkeit der Armierung an einem Ort erreicht wird, findet keine weitere Erosion mehr statt.

3.3.7.1 Beispiel Transport über dem Boden

Das Wirkungsgefüge von Ablagerung und Transport läßt sich durch eine Reihe von zweidimensionalen Modellrechnungen illustrieren, bei denen die einzelnen Prozesse sukzessive eingeführt werden. Grundlage der Modellrechnung ist ein einfaches Geschwindigkeitsfeld, in dem u über die gesamte Wassertiefe mit x als Gaußkurve auf ein Maximum ansteigt und wieder auf den geringen Ausgangswert abfällt (Abb. 3.17 a). Die Modellkonstellation könnte etwa einem Profil durch einen sich verengenden Kanal entsprechen. Im Strömungsfeld wer-

den die Werte von u_{crd} und u_{cre} für das eingegebene Material überschritten. Das Geschwindigkeitsfeld erfaßt alle drei in Abschnitt 3.3.5 behandelten Fälle und unterteilt das Profil in acht Bereiche (1a-d, 2a-b,3a-b).

In das Modell wird Sediment mit einer Korngröße von 250 µm gleichmäßig über die obere Eingabefläche eingebracht. Die Sedimentakkumulation am Boden wird durch die Summation der abgelagerten Sedimente berechnet. Die resultierenden Kurven bilden Isochronen, wie es beispielhaft am Schnitt durch den Modellraum in Abbildung 3.9 gezeigt wurde. Die Sedimentverteilung dokumentiert die Wechselwirkung von Ablagerung, Transport und Erosion. Die Höhe der Sedimentsäule *ds* wird auf die zuvor berechnete mittlere Höhe *dsin* normiert.

Abbildung 3.17 b) zeigt die Sedimentverteilung ohne Berücksichtigung von Erosion und Transport am Boden. Sie wird lediglich durch den Transport und die Verfrachtung im Wasserkörper bewirkt. Die Wirkung dieser Prozesse wurde in Abschnitt 3.3.4.3 diskutiert und in Abbildung 3.15 dargestellt. In den ungestörten Abschnitten des Profils (1a, 1d) reproduziert die Ablagerung die gleichmäßige Sedimenteingabe und erzeugt Schichten gleicher und lateral konstanter Mächtigkeit. Im Bereich des Profils, in dem u ansteigt (1b-3a), nimmt die abgelagerte Sedimentmenge sukzessive ab, es bildet sich eine Zone mit konvergierenden Isochronen. In dem Bereich, in dem u abnimmt (3b-1c), steigt die Akkumulationsrate an und erreicht ihr Maximum dort, wo der negative Gradient im Geschwindigkeitsfeld am höchsten ist (siehe Abschnitt 3.3.4.3).

Abbildung 3.17 c) zeigt die Wirkung des Transports in der Bodenwasserschicht. Erosion tritt in diesem Fall nicht auf, da kein zuvor abgelagertes Sediment zur Verfügung steht. In den Abschnitten des Profils mit $u > u_{crd}$ (2a, 3a, 3b und 2b) ist keine Ablagerung aus den Bodenzellen möglich. Die Partikel werden statt dessen in der Bodenwasserschicht angereichert und mit dem Strömungsfeld verfrachtet. Sobald die kritische Geschwindigkeit für die Ablagerung unterschritten wird (1c), kann dieses Sediment ausfallen.

Zwei Phänomene verdienen Aufmerksamkeit: (1) Die gesamte in der Bodenwasserschicht transportierte Sedimentmenge wird unmittelbar dort ausgefällt, wo u_0 erstmals den Wert von u_{crd} unterschreitet. (2) Die Übergänge zwischen Profilabschnitten, in denen Ablagerung erfolgt bzw. nicht erfolgt, sind sehr scharf. Beide Phänomene haben ihre Ursache in den Eigenschaften des Modells.

Zu (1): In der bisherigen Modellbeschreibung ist die Höhe der Bodenwasserschicht unbestimmt. Solange dies der Fall ist, wird angenommen, daß der Transport in der Bodenwasserschicht direkt über der Sohle stattfindet und daher die Fallhöhe von Partikeln aus ihr verschwindend gering ist. Dieses Verhalten ist in der Natur nicht gegeben, da die Bodenwasserschicht eine bestimmte Mächtigkeit erreicht. Damit ist aufgrund der Falldauer eine Verzögerung impliziert, welche die Weiterverfrachtung eines Teils der Sedimente ermöglicht. Dieses Verhalten kann simuliert werden, indem der Bodenwasserschicht eine Mäch-

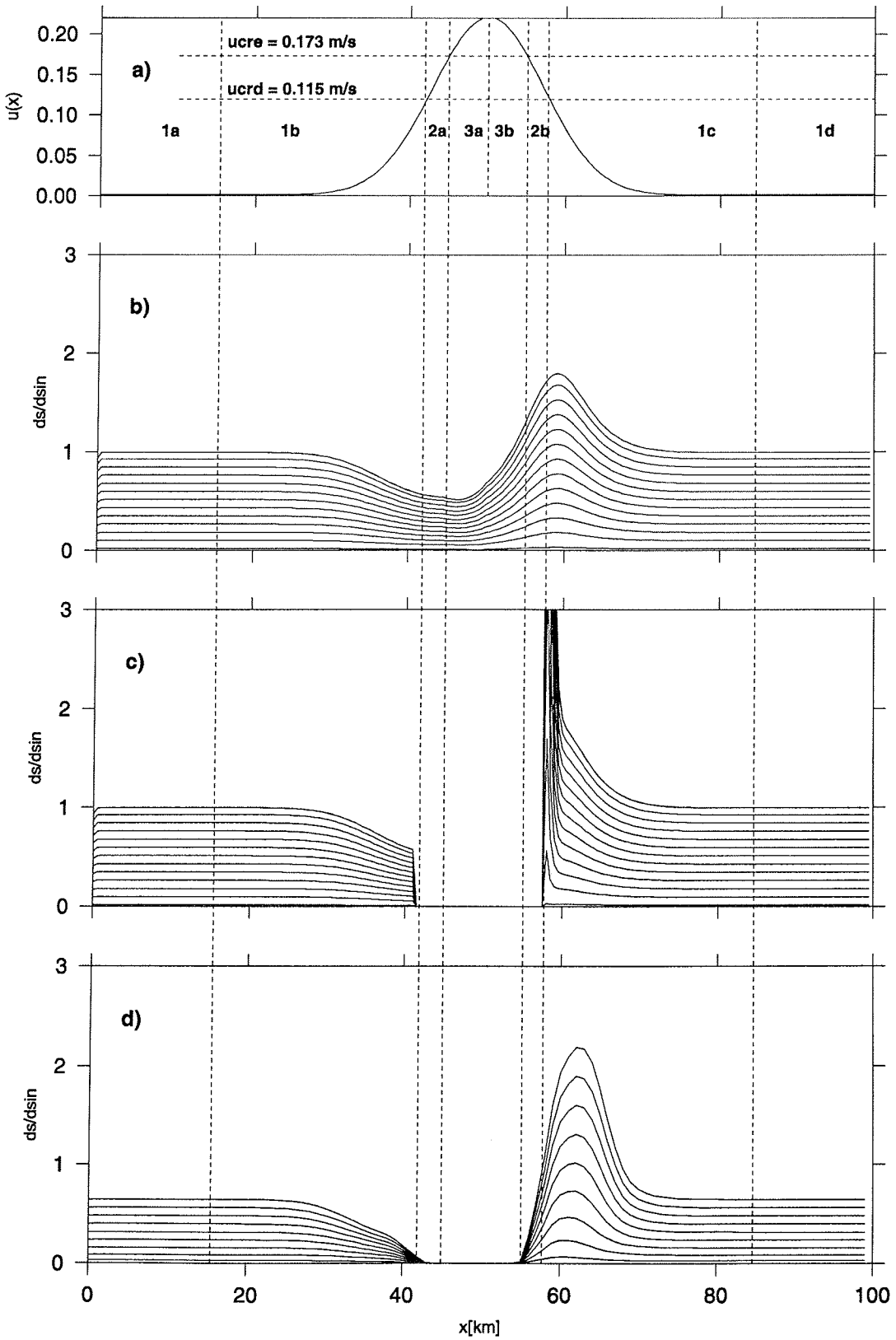


Abb. 3.17: Sedimentverteilung bei der Ablagerung in einem gestörten Strömungsfeld. a) Strömungsgeschwindigkeit über dem Profil. Die kritischen Werte von u_{crd} und u_{cre} unterteilen das Profil in acht Bereiche (1a-d, 2a-b,3a-b). b) Sedimentverteilung ohne Berücksichtigung von Erosion und Transport am Boden c) Sedimentverteilung bei Berücksichtigung des Transports in der Bodenwasserschicht. d) Sedimentverteilung bei modifiziertem Konzept des Suspensionstransports.

tigkeit zugewiesen wird, die entweder konstant ist oder dynamisch von der transportierten Sedimentmenge abhängt. Durch diese Modifikation wird eine gleichmäßigere Abgabe aus der Bodenwasserschicht erreicht. Durch die unterschiedliche Falldauer besteht auch eine Korngrößenabhängigkeit der Verfrachtung. Es handelt sich dabei um einen Modellparameter, der nicht die wirkliche Mächtigkeit einer Bodenwasserschicht beschreibt.

Zu (2): Die Entscheidung, ob Ablagerung möglich ist, erfolgt durch den Vergleich zwischen u_0 und u_{crd}. Das Verhalten des Sediments wird durch den diskreten Wert von u_{crd} beschrieben. Ein solches Verhalten ist in natürlichen Systemen nicht gegeben, da selbst sehr gut sortierte natürliche Sediment eine Streuung in den Eigenschaften wie Dichte, Kornform und Partikeldurchmesser aufweisen. Wenn beispielsweise die Korngröße normal um einen Mittelwert verteilt ist, führt dies dazu, daß die kritische Geschwindigkeit für den Beginn der Ablagerung unscharf ist. Ein solches Verhalten kann simuliert werden, indem ein Intervall u_{int} um den Wert von u_{crd} definiert wird, innerhalb dessen die Ablagerung von Sedimenten nur eingeschränkt möglich ist. Ein relativ einfaches Verfahren besteht darin, die Ablagerung im Intervall $u_{crd} \pm u_{int}$ linear von dem maximal möglichen Wert auf 0 absinken zu lassen.

Abbildung 3.17 d) enthält zwei Modifikationen. (1) Der Bodenwasserschicht wurde eine konstante Mächtigkeit von 500 m zugewiesen. (2) Um den Wert von u_{crd} wurde ein Geschwindigkeitsintervall u_{int} von $\pm$ 0,1 u_{crd} festgelegt, innerhalb dessen die abzulagernde Sedimentmenge von dem maximal möglichen Wert linear auf 0 absinkt. Die Mächtigkeit der Bodenwasserschicht bewirkt in dem Abschnitt, in dem $u_0 < u_{crd}$ ist (1c), eine allmähliche Abgabe aus der Bodenwasserschicht an den Sedimentkörper. Die ausgefällten Sedimente werden über einen größeren Bereich des Profils verteilt. Die gewählte Höhe der Bodenwasserschicht und der Korndurchmesser bestimmen die Art der lateralen Verteilung. Die Ersetzung des diskreten Werts von u_{crd} durch ein Intervall führt zu kontinuierlichen Übergängen zwischen den Profilabschnitten.

3.3.7.2 Beispiel Erosion – eine Sedimentfraktion

Um den Erosionsprozeß zu illustrieren, müssen bereits abgelagerte Sedimente vorliegen. Diese werden erzeugt, indem über einem ungestörten Strömungsfeld ($u_0 < u_{cre}$) über die Zeitdauer *T1* Sediment eingegeben wird. Nach Beendigung dieses Intervalls wird das Strömungsfeld über den Zeitraum *T2* unverändert belassen, um die Wassersäule zu entleeren. Daraus resultiert ein Sedimentpaket mit parallelen Schichten. Die Mächtigkeiten der Schichtelemente wachsen beim Einsetzen der Sedimentation an und nehmen beim Ausklingen der Sedimentation ab. Im Gleichgewichtszustand bleiben sie konstant.

Der Sedimentkörper wird erodiert, wenn die Strömungsgeschwindigkeit während eines dritten Zeitintervalls (*T3*) lokal u_{cre} überschreitet. Abbildung 3.18 a) zeigt ein entsprechendes Strömungsfeld. Die Abbildungen 3.18 b) bis d) zeigen die Entwicklung des Sedimentkörpers mit zunehmender Dauer der Erosion. Man kann erkennen, daß die Erosion in dem Profil-

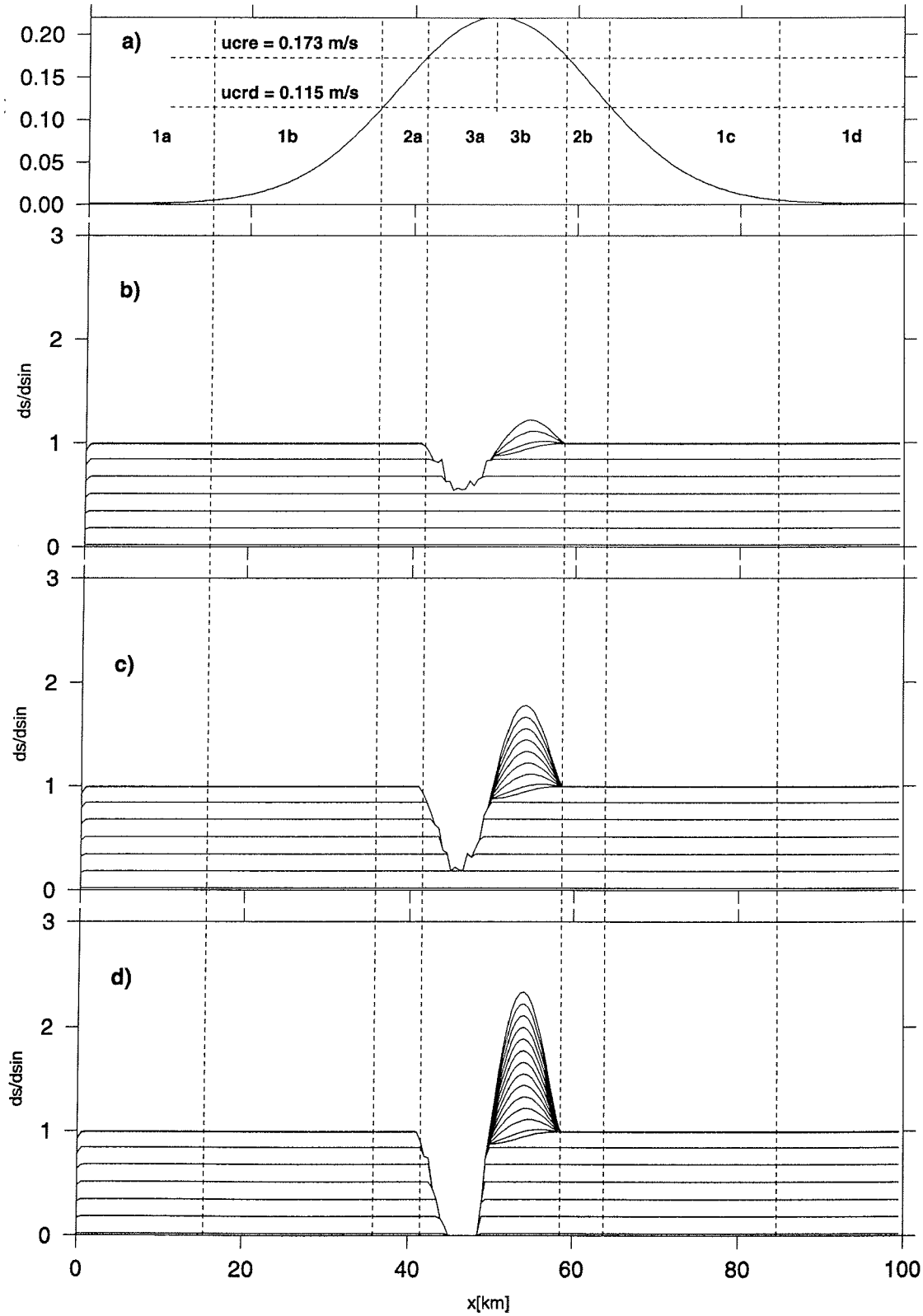


Abb. 3.18: Fortschreitende erosive Zerstörung eines modellierten Sedimentkörpers. a): Strömungsgeschwindigkeit über dem Profil. Die kritischen Werte von ucrd und ucre unterteilen das Profil in acht Bereiche (1a-d, 2a-b,3a-b). b) bis d) zeigen die Entwicklung des Sedimentkörpers mit zunehmender Dauer der Erosion.

abschnitt, in dem $u_{max} > u_0 > u_{crd}$ ist (3a), immer ältere Schichten des Sedimentkörpers angreift. Das erodierte Material wird jedoch noch innerhalb des Areals, in dem u_0 für eine Erosion ausreicht (3b), wieder abgelagert. Das überraschende Phänomen, daß die abgelagerten Sedimente im Erosionsfenster vor Erosion geschützt sind und es sogar zur Ablagerung kommt, kann folgendermaßen erklärt werden. Da mit dem Absinken von u_0 auch die Transportkapazität der mobilen Sohle abnimmt, wird nach dem Überschreiten des Geschwindigkeitsmaximum Sediment ausgeschieden. Die Bedingung dafür ist allerdings, daß stromaufwärts genügend erodierbares Material verfügbar ist, um die mobile Sohle gemäß ihrer Transportkapazität mit Sediment anzureichern.

Wenn diese Bedingung nicht mehr gegeben ist, etwa weil eine nicht erodierbare Schicht (z.B. die Basisfläche des Modells) freigelegt wird, dann werden sukzessive alle verfügbaren Sedimente innerhalb der Erosionsfensters und außerhalb abgelagert. Der Beginn dieses Prozesses ist in Abbildung 3.18 d) erkennbar. Nachdem die Basisfläche freigelegt wurde, werden in einem ersten Schritt die stromaufwärts gelegenen Sedimente vollständig erodiert. Das Freilegen der Basisfläche führt in einem zweiten Schritt stromabwärts zu verstärkter Erosion, da die Transportkapazität der Sohle nun vollständig aus den dort abgelagerten Sedimenten beglichen wird. Die umgelagerten Sedimente werden abgetragen, und kommen zunächst erneut innerhalb der Erosionszone zur Ablagerung. Sie konzentrieren sich in einem eng begrenztem Depositionsmaximum, das mit abnehmender Geschwindigkeit aus der Erosionszone herauswandert.

3.3.7.3 Beispiel Erosion – mehrere Sedimentfraktionen

Zur Illustration der fraktionierten Erosion (Abschnitt 3.3.7) wird nun eine Modellrechnung vorgestellt, in der, wie im vorhergehenden Beispiel, Sedimente erzeugt und nachträglich erosiv zerstört werden. In diesem Fall besteht das Sediment jedoch aus zwei Fraktionen, die in gleicher Menge eingegeben wurden. Der zuvor abgelagerte Sedimentkörper wird über eine bestimmte Zeitspanne *T3* einem Strömungsfeld ausgesetzt, in dem die Strömungsgeschwindigkeit lokal den Wert der kritischen Geschwindigkeit für den Bewegungsbeginn einer der Fraktionen überschreitet (Abb. 3.19 a). Die anderen Partikel können aufgrund ihrer Dichte nicht erodiert werden, so daß gilt: $u_{cre}(Fraktion1) > u_0 > u_{cre}(Fraktion2)$.

Die Abbildungen 3.19 b) bis d) zeigen den Sedimentkörper bei fortschreitender Erosion. Die Schichtelemente sind farbig dargestellt, wobei jeder Farbwert einem bestimmten Volumenverhältnis der beiden Fraktionen entspricht. Die Endglieder der Reihe sind durch die Farben grün für 100% der Fraktion 1 und rot für 100% der Fraktion 2 repräsentiert. Die Farbe gelb belegt die homogene Zusammensetzung der zunächst ungestört abgelagerten Sedimente. Die leichten Farbübergänge beim Einsetzen und Ausklingen der Ablagerung zeigen eine Fraktionierung bei der Ablagerung aufgrund der unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten.

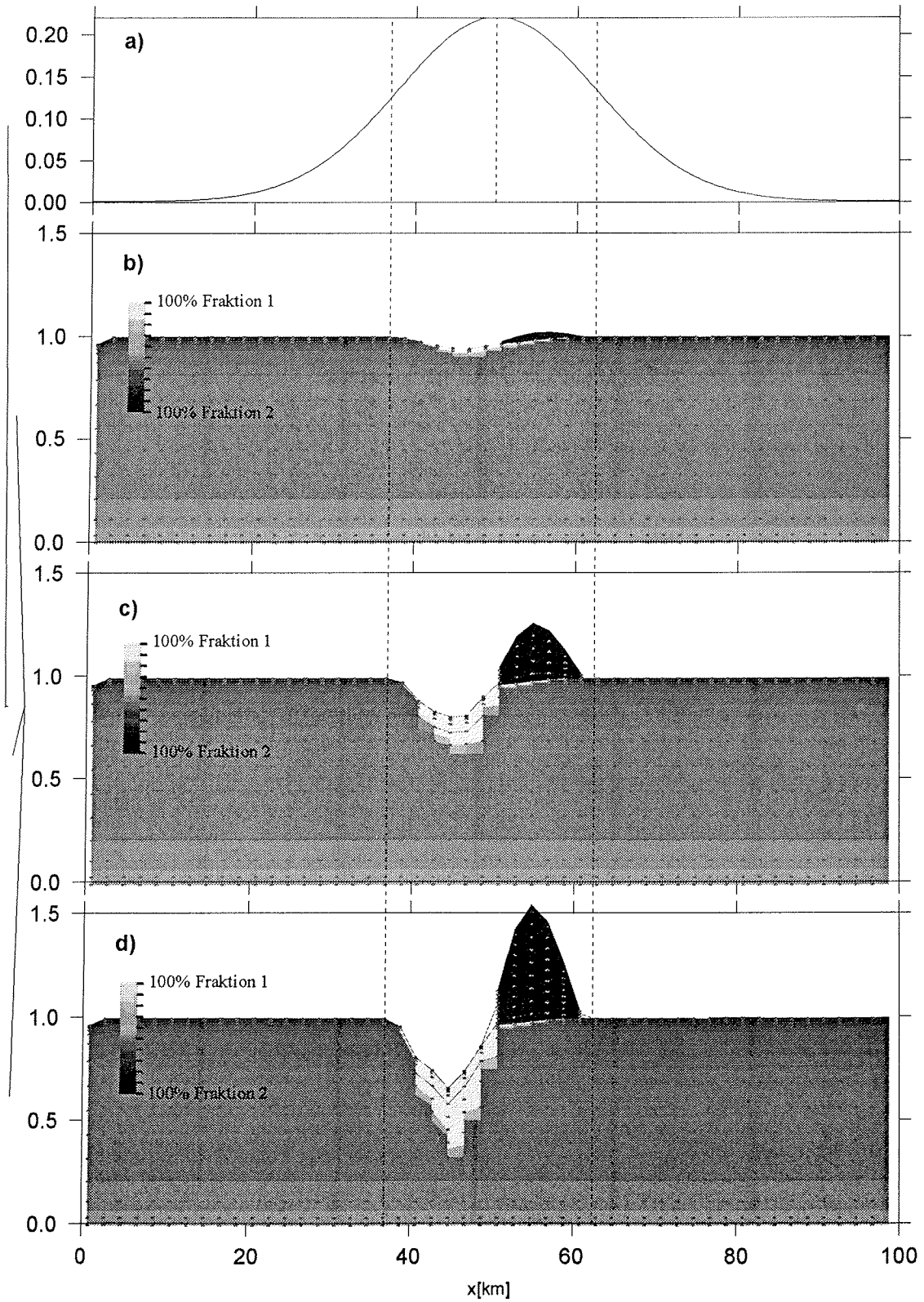


Abb. 3.19: Fortschreitende erosive Zerstörung eines modellierten Sedimentkörpers aus zwei verschiedene Partikeln. Die Strömungsgeschwindigkeit bewirkt die Erosion einer Fraktion der Sedimente und verändert dadurch die Sedimentzusammensetzung. a) Strömungsgeschwindigkeit über dem Profil. b) bis d) zeigen die Entwicklung des Sedimentkörpers mit zunehmender Dauer der Erosion. Es erfolgt eine nachträgliche Sortierung der Sedimente.

Die Erosion führt zum Austrag der Fraktion 2. Diese Sedimente werden noch in dem Profilabschnitt abgelagert, in dem gilt $u_0 > u_{cre}(Fraktion2)$. Dort, wo die Erosion erfolgt, werden die Schichtelemente sukzessive geleert. Im Unterschied zum vorhergehenden Beispiel führt dies nicht zu einer völligen Zerstörung des Sedimentkörpers sondern zu einer Reduzierung auf die abgelagerten Sedimente der Fraktion 1. Die Höhe der Schichtelemente verringert sich, während gleichzeitig die Mächtigkeit einer verbleibenden Schicht von Residualsedimenten zunimmt. Ohne die Festlegung einer Mächtigkeit dieser Schicht von Residualsedimenten, ab der sie tiefere Schichteinheiten vor weiterer Erosion schützt (Armierung, siehe Abschnitt 3.3.7) würde der in den Abbildungen 3.19 b) bis c) erkennbare Prozeß fortschreiten, bis die nicht erodierbare Basis des Modellraums erreicht wird.

3.3.8 Optimierung der Rechenoperationen

Bei der Umsetzung des beschriebenen Modells treten Probleme auf. Einerseits erfordert der Umfang der anfallenden Rechenoperationen auf einem PC mit Pentium-Prozessor lange Rechenzeiten, andererseits ist die Menge an Daten, die gleichzeitig im Arbeitsspeicher des Rechners verfügbar sein muß, eine kritische Größe.

- Die Zeitdauer der Rechenschritte liegt im Bereich von Sekunden oder Minuten, je nach Strömungsfeld, Gitterpunktabstand und Absinkverhalten der Sedimentfraktionen. Die Zeiträume der zu betrachtenden geologischen Prozesse liegen dagegen im Bereich von tausenden bis hunderttausenden von Jahren.
- Bei dem oben erwähnten Verhältnis von Zeitschrittlänge und Modellzeit kann die Anzahl von Zeitschritten bei einer Milliarde liegen. Matritzen, die zeitabhängige Datenfelder beschreiben, sind dreidimensional mit der Anzahl von Zeitschritten in der dritten Dimension. Diese Matritzen würden als Arrays die Speicherkapazitäten eines PC sprengen. Das betrifft hauptsächlich die Matritzen, mit denen das abgelagerte Sediment dargestellt wird (siehe Abschnitt 3.3.6). Bei Berechnungen mit mehreren Sedimentfraktionen vervielfacht sich der Speicherbedarf zusätzlich.

Das erste Problem kann teilweise durch Interpolation über bestimme Modellzeiträume analog zum sogenannten „compute and drift"-Schema des Modells SEDSIM (Tetzlaff & Harbraugh, 1989) umgangen werden. Dieses Schema benutzt die Tatsache, daß die allermeisten der auftretenden Sedimentationsprozesse gleichmäßig und kontinuierlich stattfinden, zur Beschleunigung der Rechenoperationen. Es kann unter Umständen genügen, bestimmte Prozesse über einen relativ geringen Zeitraum zu berechnen bzw. aktualisieren („compute"-Phase), und über wesentlich größere Modellzeiträume zu interpolieren („drift"-Phase). Nach diesem Muster läßt sich zum Beispiel der Aufwand für die Berechnung der Sedimentkonzentration in der Wassersäule reduzieren. Wenn die Sedimenteingabe weder räumlich noch zeitlich variiert und ein stationäres Strömungsfeld vorliegt, stellt sich nach einem zu bestimmenden Zeitraum ein Gleichgewicht zwischen der Sedimenteingabe und dem Austrag aus dem Wasserkörper in die Bodenzellen ein. Sobald es erreicht ist, kann daher

auf die aufwendige Berechnung der Sedimentkonzentrationen im gesamten Wasserkörper verzichtet werden. Wenn ein neues Geschwindigkeitsfeld eingelesen wird, oder der Sedimenteintrag in das Modell eine Änderung erfährt, muß die Berechnung der Sedimentkonzentrationen in der Wassersäule aktualisiert werden, bis ein neuer Gleichgewichtszustand erreicht ist.

Mit dem zweiten Problem kann auf verschiedene Arten umgegangen werden. Eine Möglichkeit besteht darin, die zeitabhängigen Matritzen klein zu halten, und nur eine begrenzte Anzahl der jeweils aktuellsten vergangenen Zeitschritten im Arbeitsspeicher zu belassen. Der größte Teil der Daten muß daher als Datei ausgelagert und periodisch aktualisiert werden. Eine weitere Möglichkeit der Reduzierung des Speicherbedarfs liegt darin, das strikte Schema, nach dem ein Schichtelement genau einem Zeitschritt entspricht, aufzugeben. In diesem Fall können mehrere Zeitschritte in einem Schichtelement zusammengefaßt werden. Bei Berechnungen mit mehreren Sedimentfraktionen kann die Zusammensetzung des abgelagerten Sediments durch einen Koeffizienten ausgedrückt werden, statt durch die Kombination der einzelnen abgelagerten Fraktionen. In diesem Fall genügen zwei Matritzen zur Beschreibung des Sedimentkörpers, unabhängig von der Anzahl der Sedimentfraktionen. In einer der Matritzen wird die Zusammensetzung der einzelnen Schichtelemente als Wert einer Funktion $f(a,b,c,..)$ gespeichert, in einer zweiten die gesamte abgelagerte Sedimentmenge festgehalten.

3.3.9 Erweiterungsmöglichkeiten

Die bislang beschriebenen Module sind als Bestandteile des Modellprogramms realisiert und gehen in die in Kapitel 4 angeführten Modellrechnungen ein. Zusätzlich existieren einige Erweiterungen, die bislang noch nicht in vollem Umfang integriert wurden. Sie sollen hier vorgestellt werden. Einen Ausblick auf geplante Erweiterungen gibt Abschnitt 5.2.

Bei einer festgelegten Modelltopographie soll die Gestalt des Meeresbodens in die Berechnung von Transportprozessen an der Sohle eingehen. Sie ist von Bedeutung, da die kritische Scherspannung, die überwunden werden muß, um die Bewegung von Sedimenten über der Sohle einsetzen zu lassen, von der Hangneigung des Meeresbodens abhängt (siehe Abschnitt 3.2.2). Numerisch ist dies möglich, indem die Hangneigung für jede einzelne Bodenzelle aus der relative Höhe des Meeresbodens in den benachbarten Bodenzellen berechnet wird. In Abhängigkeit von diesem Wert kann jeder Zelle ein Gewichtungsfaktor für die Erosion zugewiesen werden.

4 Modellstudien

4.1 Einführung

In diesem Kapitel wird das in Kapitel 3 beschriebene Sedimentationsmodell angewendet, um die Sedimentverteilung im Umfeld idealisierter, plausibler topographischer Strukturen zu berechnen. Für die Modellstudien standen die Ergebnisse von zwei verschiedenen Strömungsmodellen zur Verfügung, die Geschwindigkeitsfelder für die folgenden topographische Gegebenheiten erzeugen:

1. Umströmte isolierte Tiefseekuppe. Die Strömungsfelder wurden von Herrn Dr. Beckmann mit einer Version des numerischen Strömungsmodells SPEM (Sigma-coordinate Primitive Equation Model, Heidvogel et al., 1991, Beckmann & Heidvogel, 1997) berechnet und zur Verfügung gestellt (siehe Abschnitt 4.2.1).
2. Überströmter niedriger Rücken. Die Strömungsfelder wurden von Herrn Dr. Hopfauf mit einem im Fachgebiet Meerestechnik/Umweltforschung der Universität Bremen entwickelten Strömungsmodell generiert (siehe Abschnitt 4.3.1).

Durch Sensitivitätsstudien sollen die Abhängigkeiten zwischen verschiedenen Sätzen von Modellparametern und den entstehenden Sedimentstrukturen geprüft werden. Auf diese Weise wird untersucht, welche Aussagen über natürliche Parametervariationen möglich sind. Die Sedimentstrukturen sind für die Rekonstruktion von paleozeanographischen Mustern nutzbar, wenn sie auf Schwankungen in der mittleren Strömungsrichtung und Strömungsgeschwindigkeit sensitiv reagieren. Es ist jedoch sehr wohl möglich, daß andere Umwelteinflüsse, z.B. Änderungen im Sedimenteintrag die Ausprägung der Sedimentstrukturen dominieren. Die sehr unterschiedlichen topographischen Situationen, die durch die Strömungsmodelle abgedeckt werden, sind der Erfahrung nach mit jeweils spezifischen Sedimentstrukturen assoziiert. In der Umgebung von Tiefseekuppen werden konvergierende und divergierende Reflektoren, Reliktsedimente, erosive Rinnen und Driftsedimente erwartet. Rückenstrukturen von geringer Höhe können dagegen unter bestimmten Umständen mit Sedimentwellenfeldern verbunden sein. Es werden Modellrechnungen mit den beiden Konstellationen durchgeführt, um verschiedene Sedimentstrukturen auf ihre Aussagefähigkeit bezüglich der Rekonstruktion von Strömungsmustern zu testen.

In einem zweiten Schritt sollen die modellierten Sedimentstrukturen mit Sedimentecholotprofilen verglichen werden, um Übereinstimmungen zu überprüfen und konkrete und quantitative Aussagen über die Entstehungsbedingungen realer Sedimentstrukturen im Arbeitsgebiet zu formulieren. Dieser weitergehende Schritt unterstellt, daß die Ausbildung der konkreten Sedimentstrukturen tatsächlich überwiegend durch Eigenschaften des Strömungsfelds gesteuert ist. Sie ist aus mehreren Gründen im Rahmen der Arbeit nur beschränkt möglich. Die zur Auswertung vorliegenden Daten des Sedimentecholots Parasound bestehen oft nur in einzelnen Profilen, die in der Regel zufällig in Bezug auf die topographischen

Strukturen orientiert sind. Dazu kommt, daß die Gestalt des Meeresbodens bekannt sein muß, und oft so stark von der Modellannahme abweicht, daß ein Vergleich keinen Sinn macht. Die genannten Beschränkungen können in der Zukunft schrittweise überwunden werden, indem Modellrechnungen für weitere topographische Situationen durchgeführt und Parasound-Daten aus anderen Regionen herangezogen werden (siehe Abschnitt 5.2).

4.2 Versuchsreihe Tiefseekuppe

Das Sedimentationsmodell soll an einem ersten Beispiel erprobt werden. Das Strömungsfeld wird hierbei durch eine idealisierte Meeresbodentopographie beeinflußt. Die Modelltopographie ist durch eine einzelne, rotationssymmetrische Kuppe gegeben, die sich aus einer flachen Tiefseebene erhebt. Derartige Tiefseekuppen sind keine seltenen Erscheinungen, obgleich sie häufiger in Gruppen denn als isolierte Strukturen beobachtet werden (Kennett, 1982). Die Form der Kuppe wird durch folgende Gleichung beschrieben.

$$z(r) = h_0 + h\, e^{-\left(\frac{r^2}{b^2}\right)} \quad \text{mit } r = x^2 y^2 \tag{19}$$

Die Wassertiefe der Tiefsee-Ebene h_0 beträgt 4500 m, die Höhe der Kuppe h 3500 m, ihre Breite b 10 km. Die Struktur liegt zentral im Modellraum, der sich um je 100 km in alle Richtungen ausdehnt, also einem Vielfachen von b (siehe Abb. 4.1). Der Abstand der Modellränder von der Kuppe ist nach Beckmann & Haidvogel (1997) hinreichend groß, um ein randlich ungestörtes Strömungsfeld anzunehmen. Der horizontale Gitterpunktabstand beträgt 0,5 km in beiden Richtungen, der vertikale Gitterpunktabstand 0,1 km. Wenn die Berechnung über die gesamte Höhe der Wassersäule durchgeführt wird, ist der Modellraum durch 45x200x200 Gitterpunkte repräsentiert, von denen etwa 70% im Wasserkörper liegen. Die Eingabe der Sedimente muß jedoch nicht an der Meeresoberfläche, sondern kann in einer beliebigen Tiefe erfolgen. Die Berechnungen wurden für eine geographische Breite von 40°S durchgeführt.

4.2.1 Das Strömungsmodell

Die verwendeten Strömungsfelder wurden mit einer Version des numerischen Strömungsmodells SPEM (Sigma-coordinate Primitive Equation Model, Heidvogel et al., 1991, Beckmann & Heidvogel, 1997) berechnet und von Herrn Dr. Beckmann (AWI Bremerhaven) zur Verfügung gestellt. Es handelt sich um ein Modell mit dem ozeanische Zirkulationsmuster und auch Strömungsfelder in Abhängigkeit von der topographischen Beschaffenheit des Meeresbodens generiert werden können, einschließlich weiterer Einflüsse wie etwa der Dichteschichtung des Wasserkörpers und Gezeitenströmungen. Es verwendet ein Gitternetz, das der Topographie anpaßt ist, indem die Höhe der Wassersäule über den gesamten Modellraum vertikal in gleich viele Ebenen unterteilt wird („terrain following sigma coordinates"). Diese vertikale Gliederung wird zusätzlich so vorgenommen, daß die Abstände der

Gitterpunkte in Richtung auf den Boden abnehmen. Auf diese Weise wird über dem Boden, wo hohe Gradienten im Strömungsfeld zu erwarten sind, eine höhere Auflösung gewonnen (Beckmann & Heidvogel, 1997). Das Modell ist prinzipiell in der Lage, die zeitliche Entwicklung eines Strömungsfelds zu beschreiben. Für die folgenden Berechnungen wurden jedoch stationäre, mittlere Strömungsfelder verwendet. Die Werte wurden auf ein äquidistantes Gitternetz interpoliert, um sie direkt in das Sedimentationsmodell einlesen zu können.

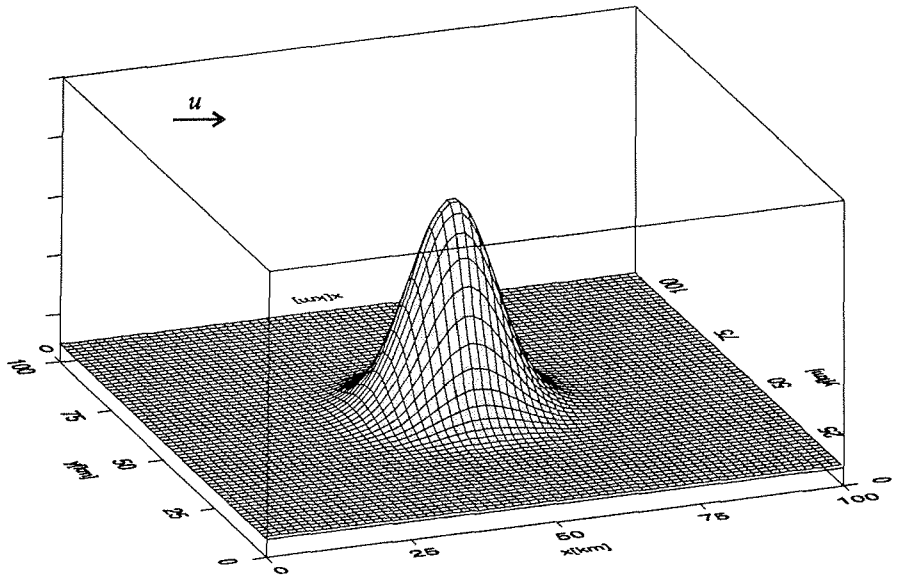


Abb. 4.1: Modellraum der Versuchsreihe Tiefseekuppe. Die Topographie ist durch eine einzelne, rotationssymmetrische Tiefseekuppe gegeben, die aus einer Ebene ragt. Der Pfeil kennzeichnet die Anströmrichtung.

Abbildung 4.2 zeigt den horizontalen Vektor der Geschwindigkeit direkt über der Sohle uv_0 bei einer Anströmgeschwindigkeit u_{init} von 5 cms^{-1}. Für die Betrachtung interessieren zunächst nur Strukturen in Wassertiefen > 4000 m. In geringerer Wassertiefe erreicht die Hangneigung bald Werte, bei denen das Parasound-Sedimentecholot keine auswertbaren Messungen mehr durchführen kann (siehe Abschnitt 2.1). Von besonderer Wichtigkeit für die Charakterisierung der Sedimentationsprozesse sind Areale mit starken Gradientenzonen und Extremwerten der Strömungsgeschwindigkeit. Folgende Muster sind in dieser Beziehung auffällig.

1. Vor der Tiefseekuppe wird die Strömung verlangsamt und seitlich abgelenkt. Hier bildet sich eine Zone mit erniedrigten Werten von uv_0 (a in Abb. 4.2).
2. Die Regionen mit den höchsten Werten von uv_0 liegen zu beiden Seiten der Kuppe, wobei eine Asymmetrie in Bezug auf die Topographie besteht. Auf der, im Sinne der Anströmrichtung linken Seite erreicht uv_0 die höchsten Werte, das Maximum liegt weiter vom Zentrum entfernt, als auf der rechten Seite (b in Abb. 4.2). Die Asymmetrie ist durch die Corioliskraft bedingt (Beckmann, persönliche Mitteilung).

3. Die Kuppe wird an ihrer Basis von einer Strömung entgegen dem Uhrzeigersinn umlaufen. Dieser Wirbel stößt auf der linken Seite auf eine entgegengesetzt gerichtete Strömung (c in Abb. 4.2). Dort, wo sie aufeinandertreffen, liegt eine schmale Gradientenzone, in welcher der Betrag von uv_0 stark abnimmt und die Richtung der Strömung wechselt (d in Abb. 4.2).

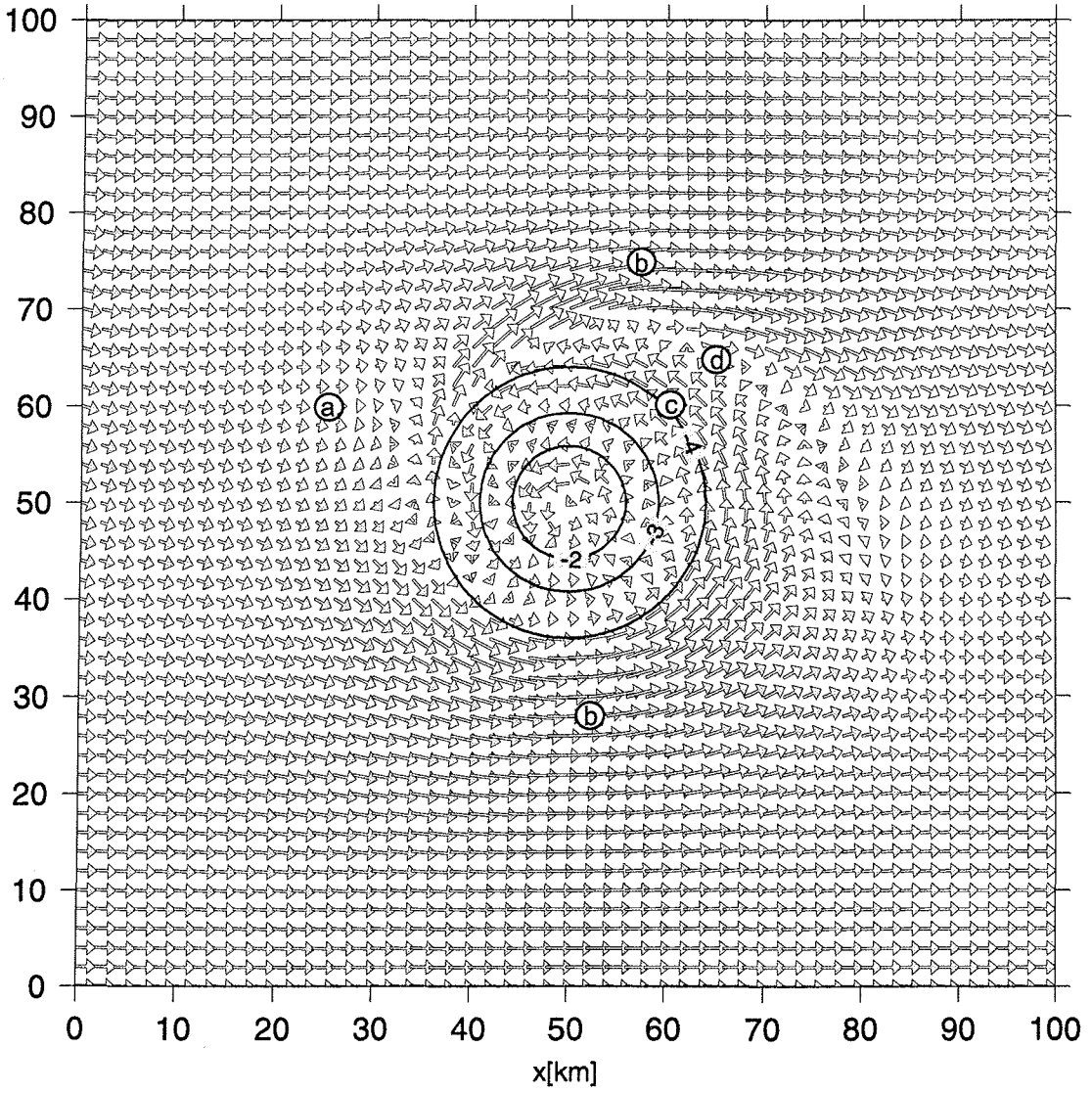


Abb. 4.2: Geschwindigkeitsfeld über der Sohle. Die Pfeile stellen Richtung und Betrag der horizontalen Vektoren des Strömungsfelds direkt über der Sohle, uv_0 dar. a) geringe Strömungsgeschwindigkeiten vor dem Hindernis. b) Regionen erhöhter Strömungsgeschwindigkeit seitlich der Tiefseekuppe c) Umlaufende Strömung d) deutliche Gradientenzone.

4.2.2 Sensitivitätsstudien

In der ersten Modellreihe sollen folgende Parameter variiert werden, um den Einfluß auf die Ausbildung von Sedimentationsmustern zu untersuchen:

- Korndurchmesser D
- Betrag der initialen Geschwindigkeit u_{init}.

Um natürliche Transportprozesse zu simulieren, werden folgende, in Abschnitt 3.3.6 erläuterte Modellparameter festgelegt:

- Die Mächtigkeit der Bodenwasserschicht, die das Ausfällungsverhalten bei Transport in Suspension bestimmt, wird auf einen festen Wert von 0,5 km eingestellt. Die Sedimentkonzentration in der Bodenwasserschicht variiert nicht über ihre Höhe.
- Es wird ein Intervall um den Wert von u_{crd} definiert, innerhalb dessen die Ablagerung von Sedimenten eingeschränkt möglich ist. Mit diesem Modellparameter wird ein kontinuierlicher Übergang zwischen Regionen, in denen Ablagerung erfolgt und solchen, in denen das nicht der Fall ist, erzeugt (siehe Abschnitt 3.3.7.1). Die Menge der abgelagerten Sedimente sinkt im Intervall u_{crd} - u_{int} bis u_{crd} + u_{int} linear von dem größtmöglichen Wert auf 0 ab. Das Intervall beträgt insgesamt 1 cms^{-1}.

Zusätzlich wird ein weiterer Modellparameter eingeführt. Da die Berechnungen mit konstanten, gemittelten Strömungsfeldern erfolgen, sind die Werte der Geschwindigkeit über der Sohle unveränderlich. In natürlichen Systemen variieren die Geschwindigkeitsfelder dagegen ständig. Das führt unter anderem dazu, daß räumliche Begrenzungen von Regionen, in denen bestimmte Partikel abgelagert werden können, diffus sind. Eine solche Eigenschaft kann durch Überlagerung eines statistischen Rauschens simuliert werden. Dazu wird das Strömungsfeld über der Sohle in regelmäßigen Abständen mit einem Faktor aus einem Zufallsgenerator skaliert, so, daß die Beträge von uv_0 innerhalb eines kleinen Intervalls schwanken. Dieses Vorgehen ist nach Beckmann (pers. Mitteilung) zulässig, da geringfügige Schwankungen in der Anströmgeschwindigkeit durch einfache Skalierung des Strömungsfelds hinreichend gut angenähert werden können. In den Modellrechnungen wird dem mittleren Strömungsfeld ein Rauschen von ± 5% des Geschwindigkeitswerts an der Sohle überlagert.

4.2.2.1 Modellrechnung mit einer Korngröße

Abbildung 4.3 zeigt das Ergebnis einer Modellrechnung als dreidimensionale Ansicht und als Aufsicht auf den resultierenden Sedimentkörper. In einer Wassertiefe von 3500 m wurden Quarzkörner mit einem Durchmesser von 250 µm eingegeben. Die Anströmgeschwindigkeit beträgt 5 cms^{-1}, das Geschwindigkeitsfeld über der Sohle entspricht dem in Abb. *4.2* dargestellten Zustand. Der höchste Wert von uv_0 liegt bei 11,5 cms^{-1} und damit unter dem

kritischen Wert u_{crd} (siehe Abb. 3.6). In der Abbildung wird die relative Höhe der Sedimentsäule dargestellt. Die absolute Höhe *ds(x,y)* ist normiert auf den Wert *dsin*, der die Höhe einer Sedimentsäule beschreibt, die unter ansonsten gleichen Bedingungen in einem ungestörten Strömungsfeld abgelagert wird. Das Verhältnis beschreibt daher die Abweichung von der durchschnittlichen Rate der Sedimentakkumulation. Da hier primär Vorgänge in der Tiefsee betrachtet und letztlich mit Parasound-Daten verglichen werden sollen, wurden die Bereiche mit einer Wassertiefe < 4000 m von der Darstellung ausgenommen.

Eine schmale Zone mit geringfügig erhöhter Sedimentakkumulation (Sedimentrücken) verläuft von der linken Flanke der Kuppe in ihren Leebereich (a in Abb. 4.3). Parallel zu dieser Struktur ist ein Bereich mit geringfügig erniedrigter Sedimentakkumulation erkennbar (Depression, b in Abb. 4.3). Außerdem existiert ein kleinerer Sedimentrücken, der als Sporn in den Luvbereich ragt (c in Abb. 4.3) und eine Depression vor und seitlich rechts von der Kuppe (d in Abb. 4.3). Die Lage des langen Sedimentrückens stimmt mit der bereits in Abbildung 4.2 gezeigten Zone überein, in der der horizontale Geschwindigkeitsvektor über der Sohle stark abnimmt, da hier zwei entgegengesetzt gerichtete Strömungen aufeinandertreffen. Vergleicht man die Lage der Depressionen mit derjenigen der Maxima im Geschwindigkeitsfeld über der Sohle (b in Abb. 4.2), so zeigt sich, daß sie stromaufwärts von letzteren liegen. Das entspricht der Erwartung, da die Sedimentkonzentration in der Wassersäule dort am geringsten ist, wo bei zunehmender Geschwindigkeit der Gradient der Geschwindigkeit am größten ist (vergleiche Abschnitt 3.3.4.3). Sofern der für die Ablagerung kritische Geschwindigkeitswert u_{crd} nicht überschritten wird, liegen aus diesem Grund auch die Minima in den Akkumulationsraten stromaufwärts der Maxima in uv_0.

Die Muster verändern sich drastisch, wenn uv_0 irgendwo den Wert von u_{crd} übersteigt. Abbildung 4.4 a) zeigt das Ergebnis einer Modellrechnung, bei der, bei ansonsten identischen Bedingungen, Quarzkörner mit einem Durchmesser von 200 µm eingegeben wurden. Der Wert für u_{crd} beträgt in diesem Fall 7,36 cms^{-1} und wird in zwei Regionen am Meeresboden überschritten (b in Abb. 4.2). Sie bleiben frei von Sedimenten, die Partikel werden weitertransportiert. Die Sedimentkonzentration in der Bodenwasserschicht steigt stark an, da Partikel aus der Wassersäule eingetragen werden, aber keine Ablagerung erfolgt. Stromabwärts der sedimentfreien Regionen bilden sich sichelförmige Zonen mit stark erhöhter Sedimentakkumulation. Die leewärtige Ausdehnung der Akkumulationszonen ist wesentlich durch das angenommene Ausfällungsverhalten aus der Bodenwasserschicht bestimmt. Bei der festgelegten Höhe der Bodenwasserschicht beträgt die höchste Rate der Sedimentakkumulation ein Vierfaches des Durchschnitts, die Akkumulationszone erstreckt sich etwa 25 km stromabwärts der sedimentfreien Region.

Modellrechnungen mit Partikeln mit geringfügig abweichendem Korndurchmesser führen zu prinzipiell ähnlichen Mustern in der Sedimentverteilung. Es verändert sich jedoch die Größe und die Lage der sedimentfreien Regionen und der Akkumulationszonen. Abbildung 4.4 b) zeigt das Ergebnis einer Modellrechnung für einen Korndurchmesser von 212 µm. Im

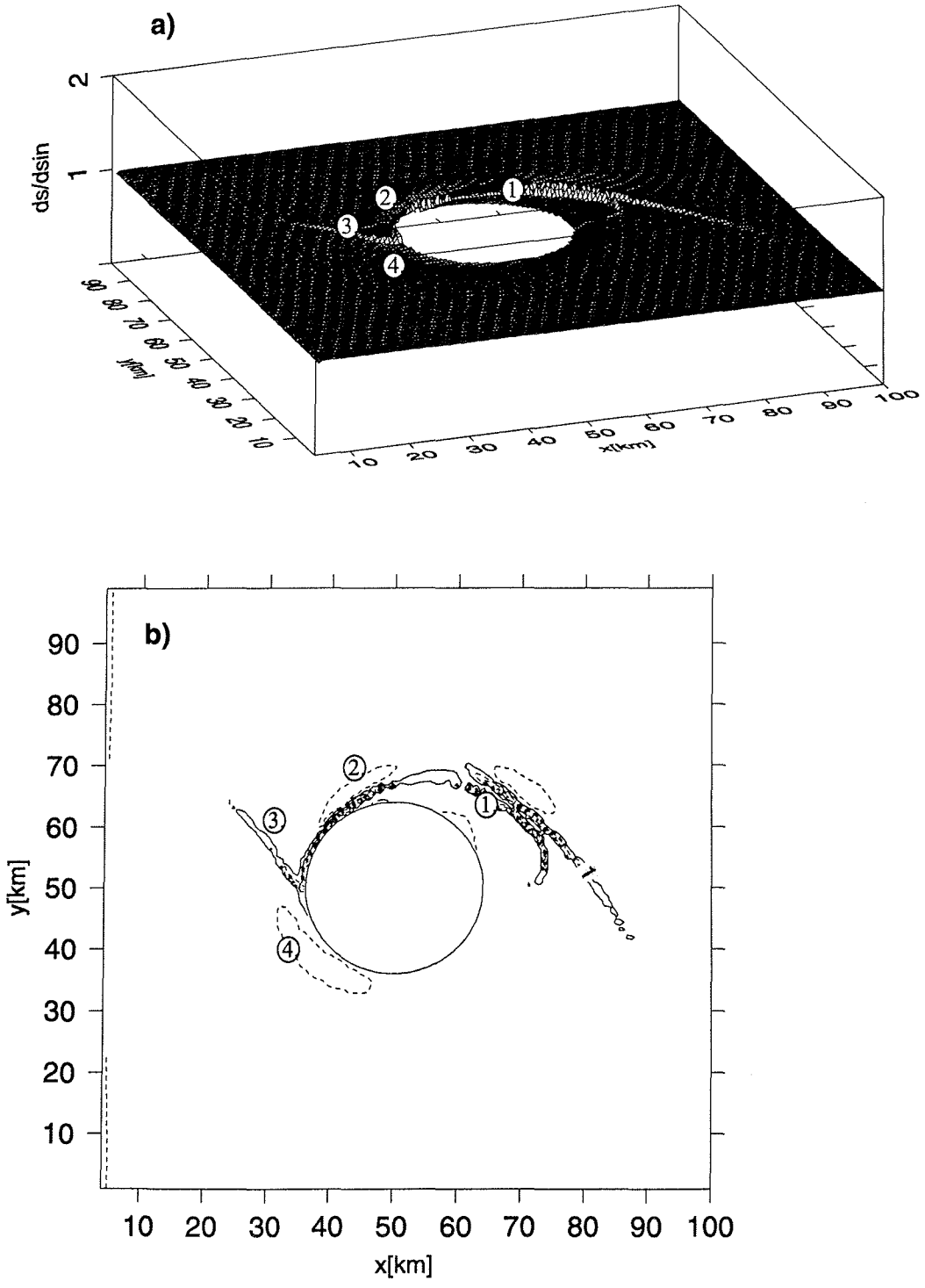


Abb. 4.3: Sedimentverteilung für eine Berechnung mit Quarzkörnern mit 250 µm Durchmesser. a) Dreidimensionale Ansicht und b) Aufsicht auf den Sedimentkörper. Auffällige Strukturen sind 1: ein Sedimentrücken auf der linken Kuppenseite, 2: eine Rinne die parallel zu 1 verläuft, 3: ein Sedimentrücken im Luvbereich des Rückens und 4: eine Depression vor der Kuppe. Regionen mit einer Wassertiefe < 4000 m werden nicht dargestellt.

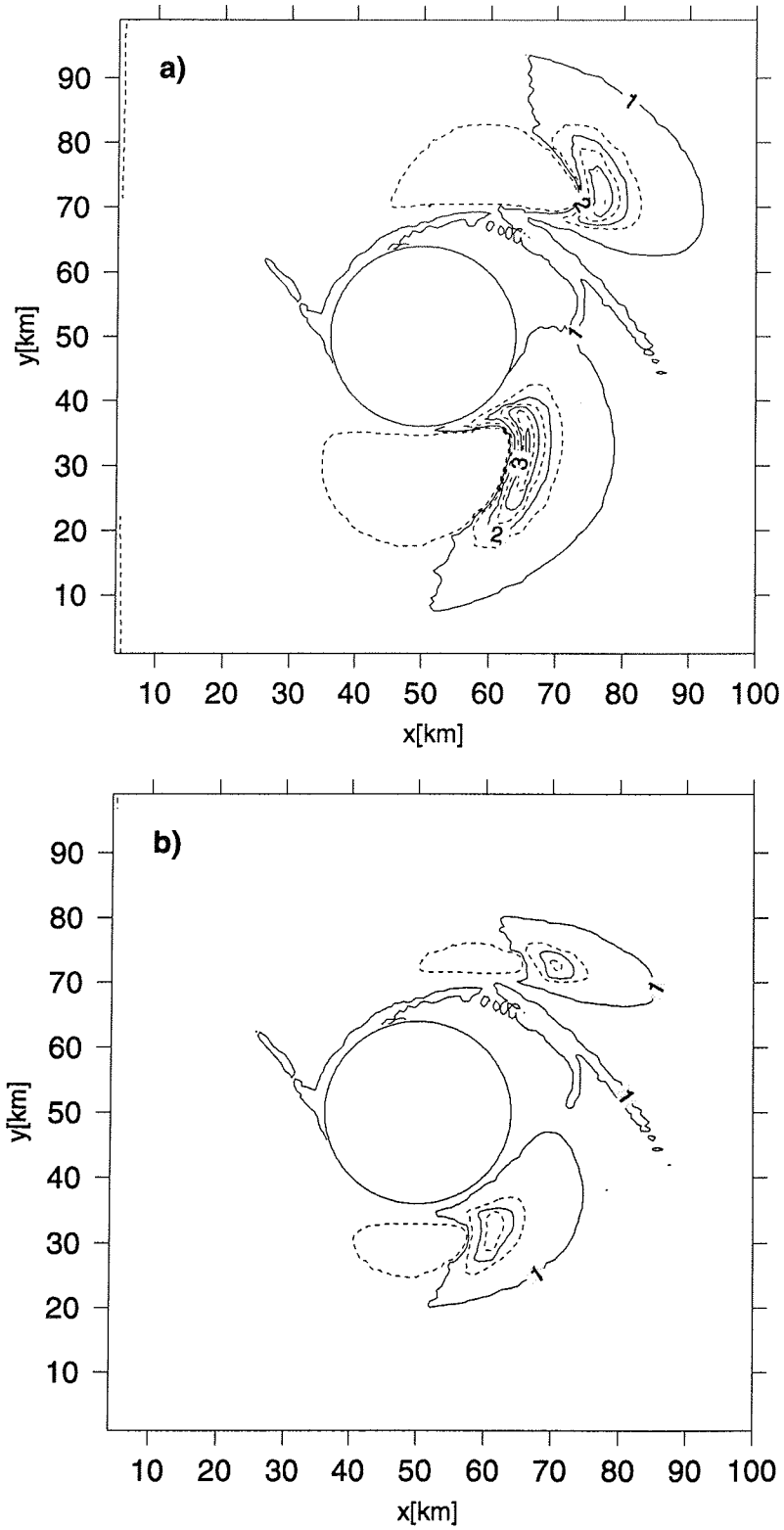


Abb. 4.4: Sedimentverteilung für eine Berechnung mit Quarzkörnern mit a) 200 µm und b) 212 µm Durchmesser in einer Aufsicht. Dargestellt ist die Höhe der Sedimentsäule, normiert auf eine durchschnittliche Ablagerungsrate Zu beiden Seiten der Kuppe liegen Bereiche, in denen keine Sedimentablagerung erfolgt, sowie leewärts von diesen, Zonen mit stark erhöhter Rate der Sedimentakkumulation. Die Größe und Lage dieser Zonen variiert mit dem Partikeldurchmesser. Regionen mit einer Wassertiefe < 4000 m werden nicht dargestellt.

Vergleich zu den in Abbildung 4.4 a) dargestellten Fall mit $D = 200$ µm ist die Zone, in der keine Sedimente abgelagert werden können in ihrer Ausdehnung reduziert. Der Grund liegt darin, daß der Wert von u_{crd} für die größeren Partikel geringfügig höher ist. Auch in diesem Fall bilden sich stromabwärts der sedimentfreien Bereiche Zonen mit erhöhter Sedimentakkumulation. Die Ausdehnung dieser Zonen und die maximalen Raten der Sedimentakkumulation sind jedoch geringer, da insgesamt kleinere Sedimentmengen transportiert werden.

Bei der Eingabe von mehreren Fraktionen ergibt sich die Verteilung der Akkumulationsraten und die Sedimentzusammensetzung aus der Überlagerung der Verteilungsmuster der einzelnen Fraktionen. Bei der Eingabe eines Gemischs aus Partikeln, deren spezifische Werte von u_{crd} stetig verteilt sind, ist dementsprechend ein kontinuierlicher Übergang von Regionen mit reduzierter zu Regionen mit überdurchschnittlicher Ablagerung zu erwarten.

Dort, wo uv_0 die höchsten Werte erreicht, sind die geringsten Raten der Ablagerung zu beobachten. In diesen Zonen werden zudem nur Sedimente abgelagert, die einen relativ hohen spezifischen Wert von u_{crd} aufweisen. Stromaufwärts und -abwärts dieser Zonen werden bei abnehmenden Beträgen von uv_0 sukzessive auch die Fraktionen mit geringeren Werten von u_{crd} abgelagert. Durch diese Konstellation ergibt sich eine fraktionierte Ablagerung, die zu einer kontinuierlichen Veränderung der Sedimentzusammensetzung führt. In den Akkumulationszonen findet ebenfalls eine fraktionierte Ablagerung statt. Die Sedimente mit den höchsten Werten von u_{crd} werden in relativ geringer Menge transportiert und kommen in der unmittelbaren Nähe der Zone mit den höchsten Geschwindigkeiten erneut zur Ablagerung. Die Sedimente mit den geringsten Werten von u_{crd} sind in ihrer Masse am stärksten vom Transport betroffen und werden am weitesten verbracht.

Für viele Sedimente steigt u_{crd} mit dem Korndurchmesser an. In diesem Fall entspricht die beschriebene Sedimentfraktionierung der Ausbildung von Zonen mit grobkörnigen Sedimenten durch den Austrag der feinkörnigen Sedimentbestandteile dort, wo die höchsten Geschwindigkeiten auftreten und der Ablagerung von strömungstransportierten feinkörnigen Sedimenten im Leebereich davon. Dieser Vorgang läßt sich mit der Ausbildung von Reliktsedimenten („winnowing") und Driftsedimenten („focussing") in der Tiefsee vergleichen (siehe dazu Abschnitte 2.6.3 und 2.6.5).

4.2.2.2 Modellrechnung mit mehreren Korngrößen

Ein Schritt in Richtung zur Modellierung von Drift- und Reliktsedimenten stellen Berechnungen dar, bei denen ein Gemisch aus drei Partikeln mit abgestuftem Durchmesser zu gleichen Anteilen eingegeben wird (200, 225 und 250 µm). In den beiden folgenden Modell-Läufen wird zusätzlich die resultierende Zusammensetzung der Sedimente ermittelt. Sie kann durch die mittlere Korngröße beschrieben werden. Abbildung 4.5 zeigt die Sedimentverteilung bei einer Anströmgeschwindigkeit u_{init} von 5 cms^{-1}. Im weiteren Umfeld der

Kuppe ist die Sedimentzusammensetzung homogen und repräsentiert den Sedimenteintrag mit je 1/3 der verschiedenen Partikel. Der mittlere Korndurchmesser liegt daher bei 225 µm. Da die feinste Fraktion seitlich der Tiefseekuppe nicht zur Ablagerung kommt, bilden sich zwei Zonen, in denen die Akkumulationsrate etwa 2/3 des Durchschnitts beträgt, und in denen die mittlere Korngröße von den gröberen Komponenten dominiert wird. Man kann hier von Zonen mit Reliktsedimenten sprechen. Stromabwärts dieser Zonen ist die Akkumulationsrate überdurchschnittlich. Hier addieren sich die aus den Zonen mit reduzierter

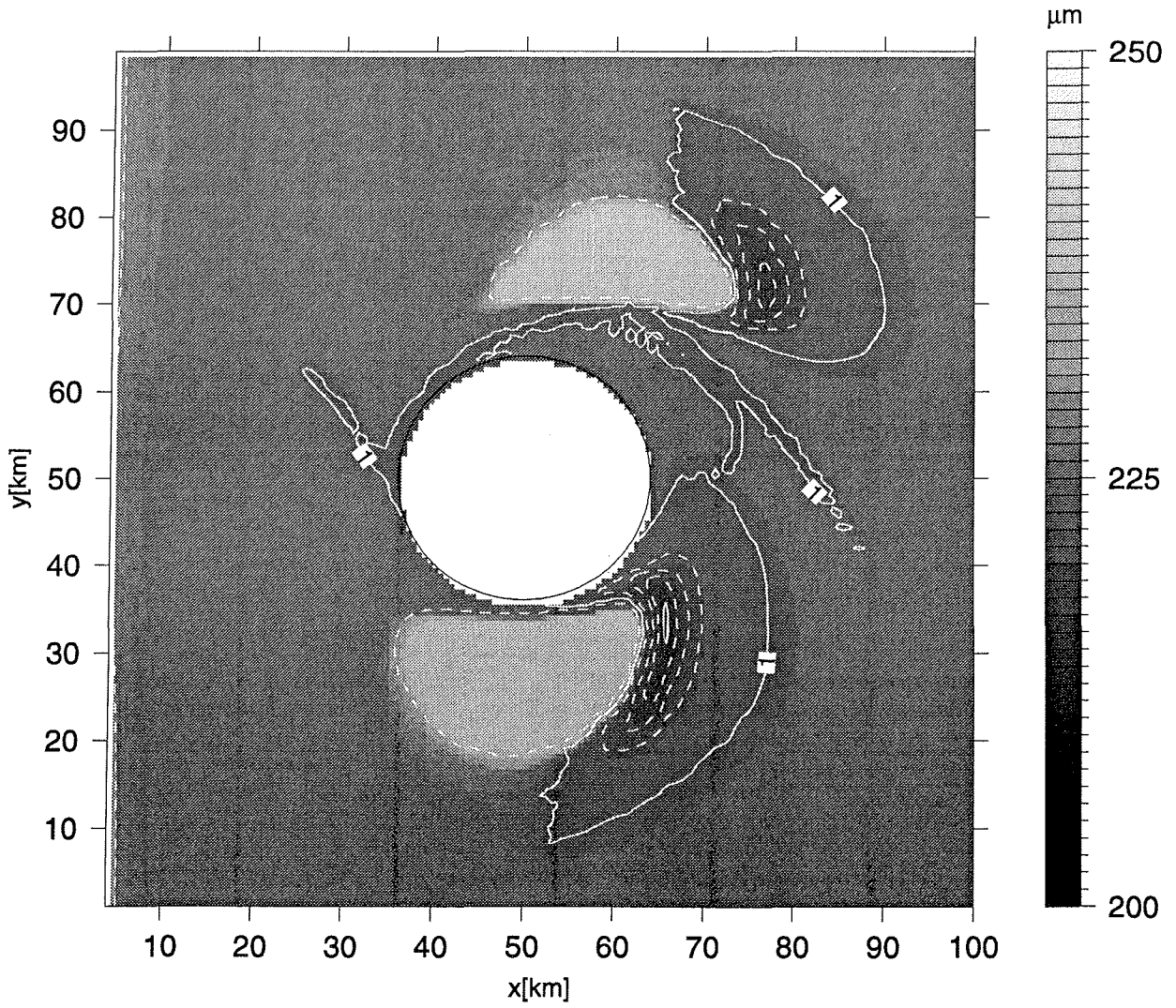


Abb. 4.5: Sedimentverteilung im Umfeld einer angeströmten Tiefseekuppe für eine Berechnung mit einem Korngemisch. Die Sedimenteingabe umfaßt drei Korngrößen (200, 225 und 250 µm), die Basisströmung beträgt 0,05 ms^{-1}. Dargestellt ist die Höhe der Sedimentsäule, normiert auf eine durchschnittliche Ablagerungsrate. Die mittlere Korngröße ist durch die Farbskalierung kenntlich. Die Strömungsmuster erzeugen Regionen grobkörniger Residualsedimente seitlich der Kuppe, sowie leewärts von diesen, Zonen mit erhöhter Rate der Akkumulation relativ feinkörniger Sedimente. Regionen mit einer Wassertiefe < 4000 m werden nicht dargestellt.

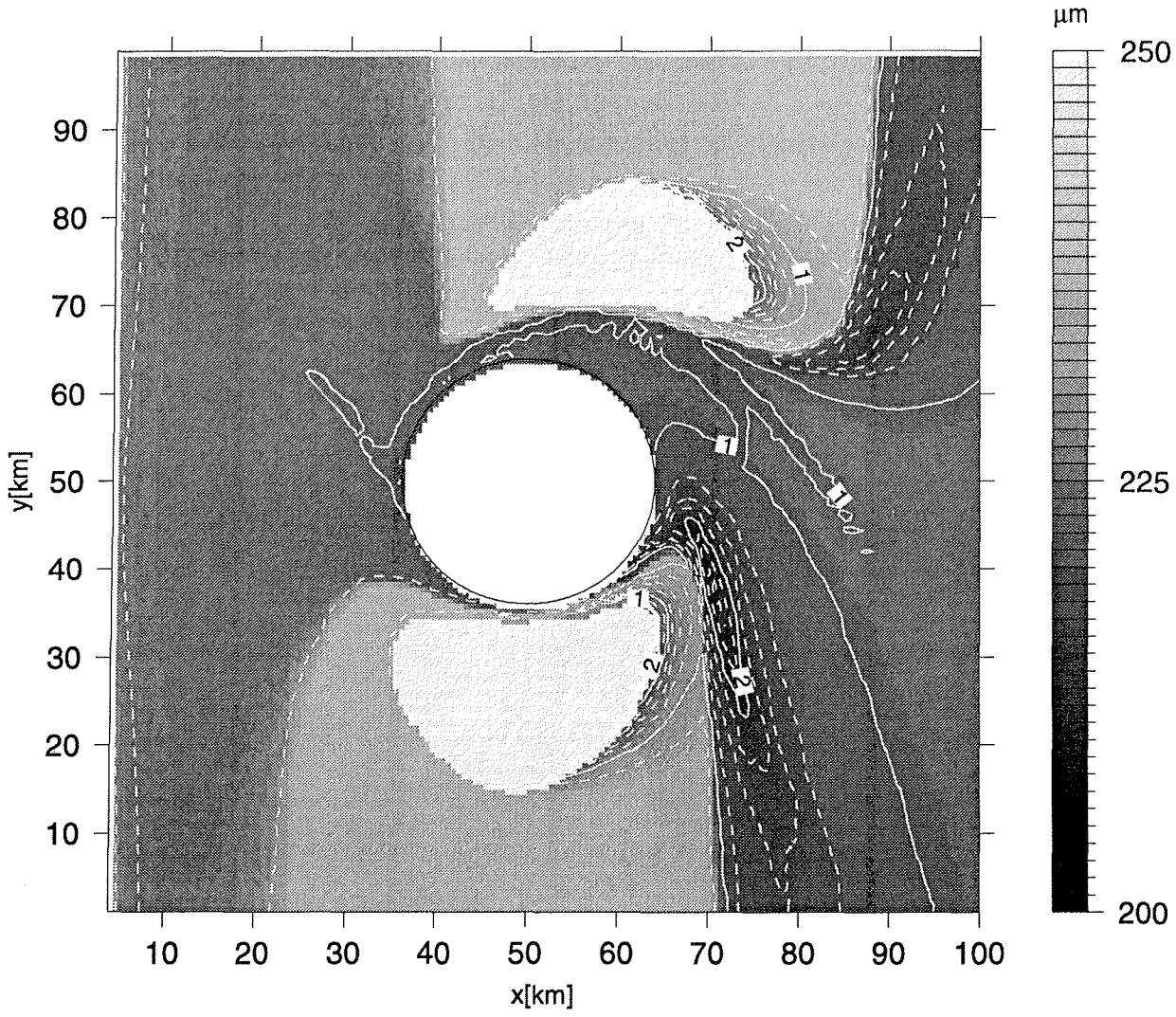


Abb. 4.6: Sedimentverteilung im Umfeld einer angeströmten Tiefseekuppe für eine Berechnung mit einem Korngemisch. Die Sedimenteingabe umfaßt drei Korngrößen (200, 225 und 250 µm), die Basisströmung beträgt 0,0625 ms^{-1}. Dargestellt ist die Höhe der Sedimentsäule, normiert auf eine durchschnittliche Ablagerungsrate. Die mittlere Korngröße ist durch die Farbskalierung kenntlich. Die Strömungsmuster erzeugen seitlich der Kuppe gestaffelte Zonen verringerter Sedimentakkumulation in denen eine relative Anreicherung grobkörniger Partikel erfolgt, sowie leewärts von diesen gestaffelte Zonen mit erhöhter Rate der Akkumulation relativ feinkörniger Sedimente. Regionen mit einer Wassertiefe < 4000 m werden nicht dargestellt.

Ablagerung heraustransportierten feinkörnigen Sedimente zur Hintergrundsedimentation. Aus diesem Grund ist der mittleren Korndurchmesser in Richtung auf die feinkörnige Komponente verschoben.

Wenn die Anströmgeschwindigkeit um 25% auf 6,25 cms^{-1} erhöht wird, ergibt sich die in Abb. 4.6 dargestellte Sedimentverteilung. In diesem Fall wird u_{crd} lokal für zwei Fraktionen überschritten. Die Sedimentverteilung ist daher durch die Staffelung von zwei unscharf begrenzten Zonen verringerter Ablagerung bzw. erhöhter Akkumulation bestimmt. Ein Bereich, in dem nur die beiden grobkörnigeren Sedimentkomponenten abgelagert werden, dehnt sich bis zum Modellrand aus. Innerhalb dieses Bereichs wiederum liegt die Zone, in

der nur die gröbste Sedimentfraktion zur Ablagerung kommt. Stromabwärts jeder einzelnen Zone verringerter Ablagerung wird eine Akkumulationszone aufgebaut, in der jeweils diejenige Sedimentfraktionen überdurchschnittlich vertreten sind, die nicht abgelagert werden konnten.

Die Modellrechnungen zeigen folgendes:

1. Die Muster in den Raten der Sedimentakkumulation und in der Sedimentzusammensetzung sind plausibel und haben Ähnlichkeit mit Strukturen, die man in Sedimentecholotprofilen in der Umgebung realer Tiefseekuppen findet. Von Stackelberg et al. (1979) berichten von Zonen mit reduzierter Sedimentablagerung an den, im Sinne der vorwiegenden Strömungsrichtung, seitlichen Flanken einer Tiefseekuppe im Nordatlantik. Diese Mulden sind asymmetrisch um die Kuppe angeordnet und begleitet von stromabwärts liegenden Bereichen erhöhter Sedimentablagerung. Hagen et al. (im Druck) fanden ähnliche Strukturen in der Umgebung einer isolierten Tiefseekuppe im pazifischen Sektor des Südozeans.
2. Bereits relativ geringe Variationen in der mittleren Strömungsgeschwindigkeit bewirken charakteristische Änderungen in der Sedimentzusammensetzung und den Akkumulationsraten. Es sollte daher prinzipiell möglich sein, Abschätzungen der mittleren Strömungsgeschwindigkeit aus Sedimentstrukturen vorzunehmen, wie sie beispielsweise mit Sedimentecholoten erfaßbar sind.
3. Die Muster sind jedoch räumlich ausgedehnt und komplex. Daraus folgt, daß einzelne, zufällig orientierte Sedimentecholotprofile für eine solche Abschätzung nicht genügen, sondern flächenhafte Vermessungen vorliegen müssen.
4. Das Parasound-System, am besten kombiniert mit einem Fächerecholot wie dem Hydrosweep - System (Grant & Schreiber, 1990) ist das geeignete Instrument für eine solche Abschätzung. Um eindeutige und quantitative Aussagen über zeitliche und räumliche Variationen im Strömungsfeld zu erhalten, wäre eine gezielte, enge Profilvermessung in der Umgebung einer Tiefseekuppe, deren Form gut bekannt ist, wünschenswert.

Trotz der Einschränkungen soll an einem Beispiel ein direkter Vergleich zwischen einem Parasoundprofil und Schnitten durch einen modellierten Sedimentkörper gezogen werden.

4.2.3 Vergleich von Modellprofil und Sedimentecholotprofil

Abbildung 2.9 zeigt ein Parasound-Profil am Fuß einer Tiefseekuppe in der Kap-Passage (die Lage des Profils ist in Abb. 2.24 beschrieben). Die Reflexionsmuster in der Kap-Passage lassen vermuten, daß in dieser Region AABW aus dem Agulhas- in das Kapbecken einströmt (siehe Abschnitt 2.7.5). Die Kuppe liegt nach dieser Vorstellung als Hindernis im Weg der Bodenwasserströmung, während das Meßprofil etwa rechtwinklig zur Strömungsrichtung

orientiert ist (siehe Abbildung 2.24). Die Sedimentstrukturen lassen auf mehrere, aufeinanderfolgende Stadien der Ablagerung schließen. Die zeitliche Rekonstruktion ergibt die in Abbildung 4.7 gezeigte Abfolge.

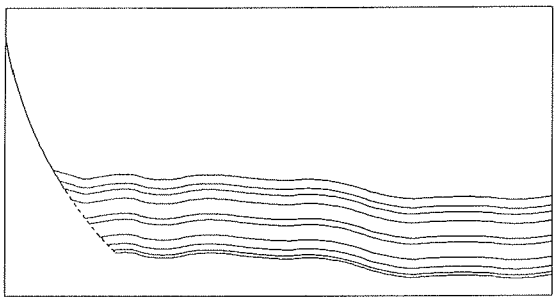
Diese Abfolge soll nun durch eine Modellrechnung nachvollzogen werden. Dafür müssen einige Annahmen gemacht werden:

1. Die unterschiedlichen Stadien in der Ablagerung sind in erster Linie auf Variationen im Strömungsregime zurückzuführen. Veränderungen in der Zusammensetzung der eingegebenen Sedimente sind spielen keine Rolle.
2. Die Variationen gehen auf Änderungen in der Anströmgeschwindigkeit zurück. Schwankungen in der Anströmrichtung werden ausgeschlossen.
3. Das Strömungsfeld um die Tiefseekuppe ähnelt dem Feld, das durch das Strömungsmodell erzeugt wurde (siehe Abschnitt 4.2.1).
4. Das Sediment läßt sich im Wesentlichen durch das Verhalten einer Korngröße beschreiben.
5. Das Profil ist rechtwinklig zur Anströmrichtung orientiert.

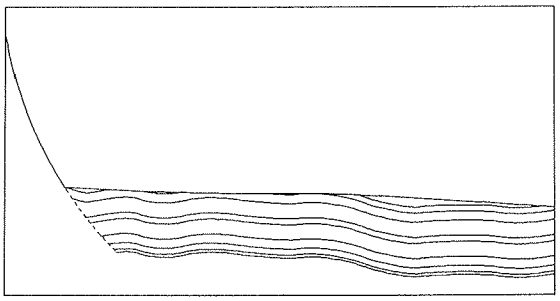
Weiterhin müssen noch die Eigenschaften der eingegebenen Partikel festgelegt werden. Mit diesen Angaben kann die Sedimentverteilung entlang von Profilschnitten durch den Modellraum als Funktion der Anströmgeschwindigkeit u_{init} modelliert werden. Abbildung 4.8 zeigt das Ergebnis einer solchen Modellrechnung. Über die obere Eingabefläche treten kontinuierlich Partikel mit einem Korndurchmesser von 150 µm ein. Die Anströmgeschwindigkeit der Kuppe wird in vier Schritten variiert (Stadien 1-4, siehe Abb. 4.8 a). Während des ersten Zeitintervalls ist die Anströmgeschwindigkeit extrem gering, um eine ebene Basisfläche zu erhalten. Während des zweiten Intervalls wurde ein Wert von 3,25 cms^{-1} gewählt. Bei diesem Wert erreicht die Geschwindigkeit an der Flanke der Kuppe in einer wenige Kilometer breiten Zone Werte, die über der kritischen Geschwindigkeit für die Ablagerung liegen. Während des kürzeren dritten Zeitraums wurde die Anströmungsgeschwindigkeit auf 3cms^{-1} reduziert und zuletzt auf 3,50 cms^{-1} erhöht. Der gesamte Zeitraum der Modellierung beträgt etwa drei Wochen. Dieser Zeitraum genügt, um stationäre Zustände zu erzeugen. Bei Berechnungen mit längerer Zeitdauer werden dieselben Strukturen beobachtet.

Abbildung 4.8 b) zeigt eine Aufsicht auf den resultierenden Sedimentkörper, sowie die Lage des Modellprofils (durchgezogene Linie). Es ist rechtwinklig zur Anströmrichtung auf das Zentrum der Kuppe gerichtet und überquert die Zone, in der die höchsten Geschwindigkeiten auftreten. Das Profil zeigt die wesentlichen Merkmale der aus dem Parasound-Profil abgeleiteten Stadien der Entstehung des Sedimentkörpers nach der erosiven Einebnung (siehe Abb. 2.9). Parallele Profile im Abstand von 5 km (gestrichelte Linien in b) zeigen dieselben Merkmale. Die Lage der Konvergenzpunkte K1–K3 variiert sensibel mit Änderungen der Anströmgeschwindigkeit.

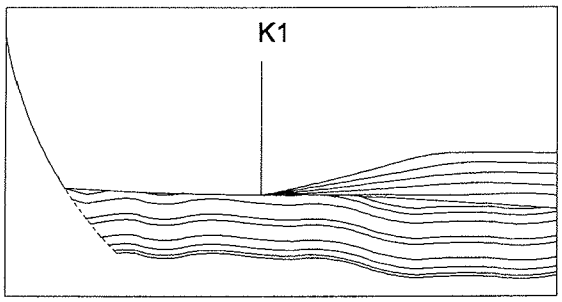
1. Es werden Sedimenten abgelagert. Die nachfolgende erosive Einebnung läßt keine Aussagen über Strömungsbedingungen in diesem Zeitraum zu



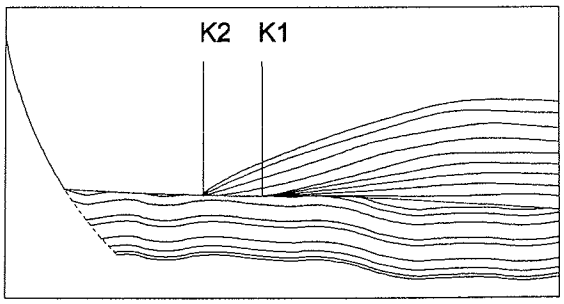
2. Reflektoren werden weiträumig erosiv gekappt. Die Topographie wird eingeebnet.



3. Auf der Erosionsfläche werden Sedimente abgelagert. Die Mächtigkeit der Sedimente nimmt mit der Entfernung von der Kuppe zu. Die Reflektoren konvergieren in einem Punkt K1 (Konvergenzpunkt). Zwischen diesem Punkt und der Kuppe erfolgt keine Ablagerung.
Phase 2 der Modellierung



4. Über das gesamte Profil werden Sedimente abgelagert. Die Zunahme der Mächtigkeit der Schichten mit der Entfernung ist weniger ausgeprägt. Der Konvergenzpunkt wandert in Richtung auf die Kuppe (K2).
Phase 3 der Modellierung



5. Der Punkt, in dem die Reflektoren konvergieren (K3) weicht hinter die Lage von Punkt K1 zurück. Zwischen den Punkten K2 und K3 erfolgt keine Ablagerung, aber auch keine Erosion.
Phase 4 der Modellierung

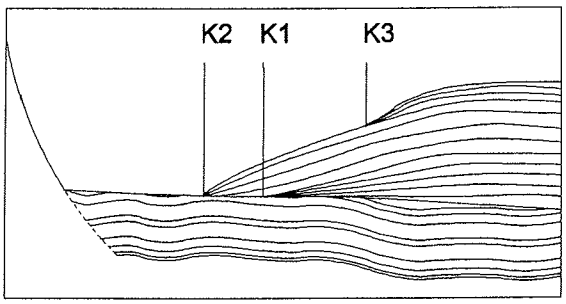


Abb. 4.7: Zeitliche Reihenfolge der Sedimentationsintervalle in dem in Abb. 2.9 gezeigten Parasound-Profil.

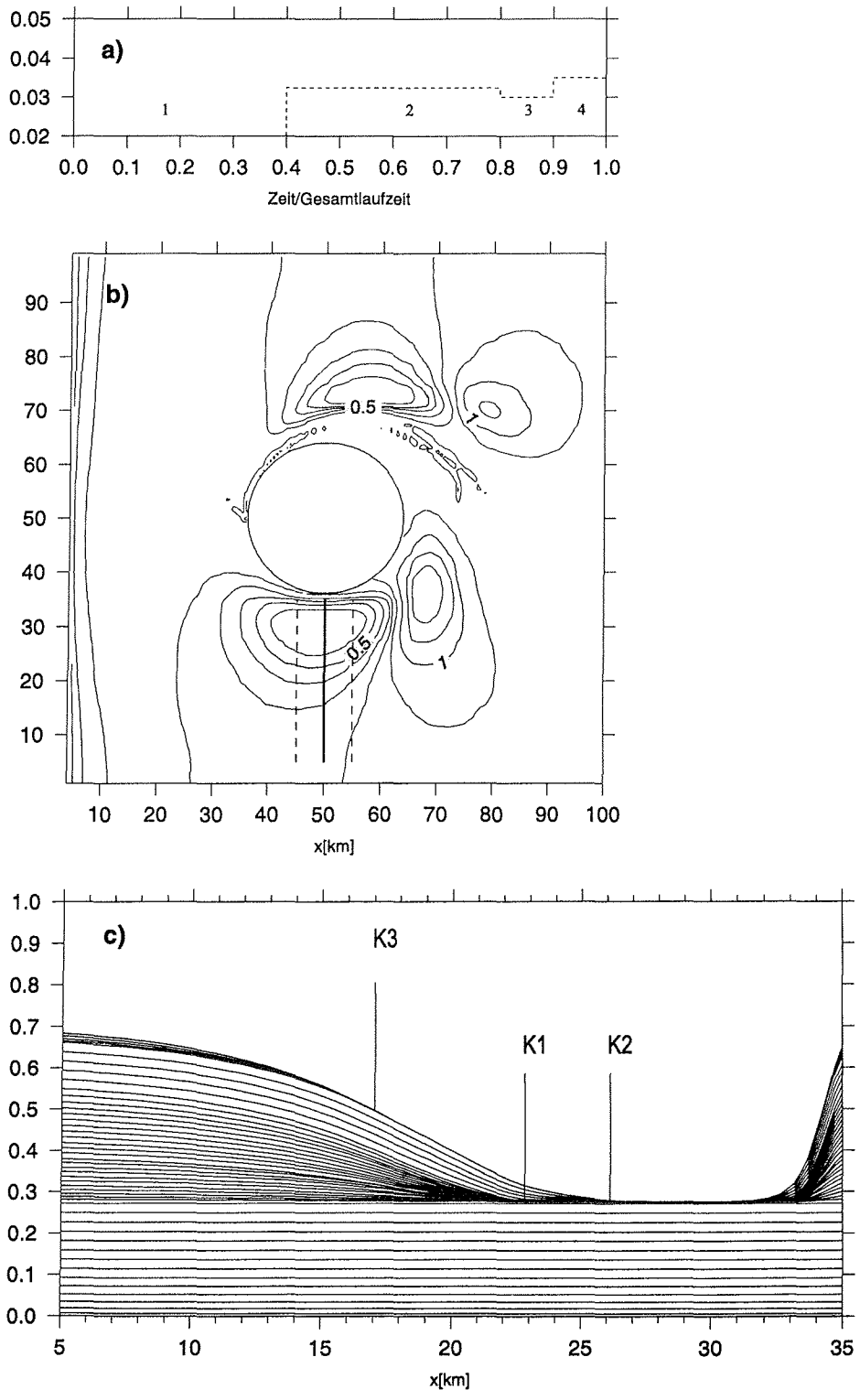


Abb. 4.8: Nachbildung der Sedimentstrukturen des in Abb. 2.9 gezeigten Parasound-Profils aus der Kap-Passage durch eine Modellrechnung. a) Geschwindigkeit der Basisströmung über die Modell-Laufzeit. b) Resultierende Sedimentverteilung um die Tiefseekuppe. Regionen mit einer Wassertiefe < 4000 m werden nicht dargestellt. Die Lage des Profils c) ist eingetragen. c) Profilschnitt durch den Sedimentkörper rechtwinklig zur Anströmgeschwindigkeit. Das Profil zeigt Sedimenteinheiten, die in Richtung auf die Kuppe in bestimmten Punkten konvergieren (Konvergenzpunkte K1-K3). Die Lage der Konvergenzpunkte variiert mit der Anströmgeschwindigkeit.

Wenn andere Sedimenteigenschaften zugrunde gelegt werden, müssen andere Werte für u_{init} gewählt werden, um entsprechende Modellprofile zu erzeugen. Eine Serie von Modellrechnungen mit Partikeln mit unterschiedlichem Korndurchmesser D und Korndichte ρ_s ergeben folgende Werte für die Anströmgeschwindigkeit u_{init} während der Ablagerungsintervalle 2–4.

Sedimenteigenschaften		***Erforderliche Geschwindigkeiten***		
D	ρ_s	u_{init}		
[μm]	[kgm^{-3}]	[cms^{-1}] und % in Bezug auf das vorhergehende Intervall		
		Intervall 2	Intervall 3	Intervall 4
150	2650	3,25 100 %	3,00 92 %	3,50 116 %
200	2650	4,15 100 %	3,75 90 %	4,75 115 %
250	2650	4,65 100 %	4,20 90 %	5,40 116 %
150	2500	3,00 100 %	2,75 92 %	3,55 118 %
200	2500	3,30 100 %	3,15 94 %	3,75 114 %

Tabelle 6: Mittlere Anströmgeschwindigkeiten bei einer Modellierung der einzelnen Ablagerungsintervalle für verschiedene Sedimentpartikel.

Die absolute Höhe der Anströmgeschwindigkeiten unterscheidet sich nach den Sedimenteigenschaften. Eine absolute quantitative Aussage erfordert daher zusätzliche Informationen über die Sedimente, die hier zur Ablagerung kommen. Die relativen Veränderungen der mittleren Strömungsgeschwindigkeit können hingegen weitgehend unabhängig von den bestimmten Sedimenteigenschaften beziffert werden. In jedem der berechneten Fälle ist der auffällige Übergang in der Reflektorgeometrie zwischen den Ablagerungsintervallen 2 und 3 (siehe Abb. 4.7) mit einer Abnahme der mittleren Strömungsgeschwindigkeit auf 90 - 94 % verbunden. Die Veränderungen im Übergang der Intervalle 3 und 4 sind durch eine Intensivierung der Bodenwasserströmung bewirkt, bei der Wert der mittleren Anströmgeschwindigkeit um 14-18 % anstieg.

4.3 Versuchsreihe Rücken

Die folgenden Modellrechnungen wurden mit den Ergebnissen eines zweiten numerischen Strömungsmodells durchgeführt, das Geschwindigkeitsfelder für eine gänzlich andere topographische Situation generiert. Eine langgestreckte, zu den Seiten unbegrenzte Erhebung (Rücken), liegt in einer Tiefsee-Ebene von 3 bis 5 km Wassertiefe. Die Höhe *h* des Rückens ist gegenüber der Wassertiefe *h0* gering (in der Größenordnung von 100 - 200 m), die Halbwertsbreite *b* des Rückens (d.h. die Breite, gemessen auf der halben Höhe des Rückens) beträgt ein Vielfaches der Höhe. Die Topographie des Rückens wird durch folgende Formel beschrieben:

$$z(x) = h_0 + \frac{h}{1+\left(\frac{x}{b}\right)^2} \tag{20}$$

Lage und Orientierung des Rückens werden durch die geographische Breite β der Modell-Lokation und dem Winkel α zwischen der Normalen auf die Rückenachse und geographisch Nord beschrieben (siehe Abb. 4.9). Die Abbildung illustriert zugleich das gewählte Koordinatensystem. Die x-Achse wird von der Normalen auf die Rückenachse gebildet, die y-Achse verläuft parallel zur Rückenachse.

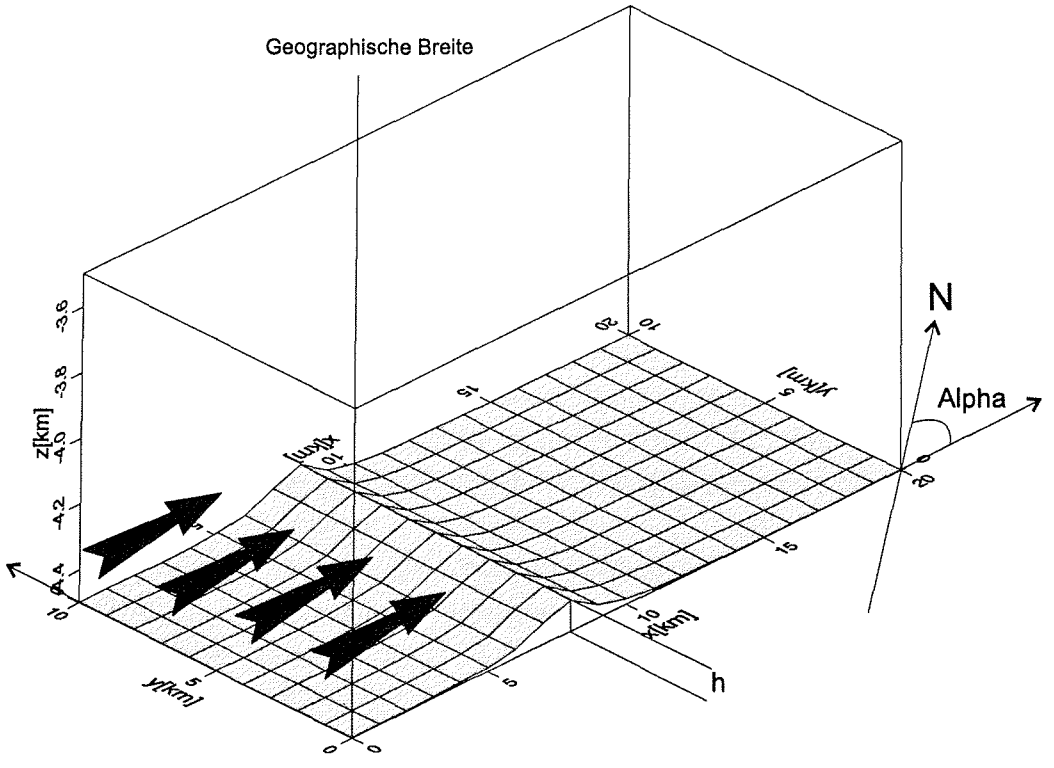


Abb. 4.9: Modellraum und Koordinatensystem der Modellreihe Tiefseekuppe. Die Topographie ist durch einen randlich unbegrenzten Rücken konstanter Höhe und Breite in einer Tiefsee-Ebene gegeben. Die Höhe des Rückens ist gering gegenüber der Wassertiefe.

Diese topographische Struktur liegt im Weg einer Bodenwasserströmung und verursacht eine Störung im Strömungsfeld. Das initiale Strömungsfeld wird als stationär und homogen angenommen und kann daher durch die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten normal und parallel zur Rückenachse u_{init} und v_{init} beschrieben werden.

Die Sedimentation resultiert gleichmäßig aus einer Eingabefläche in einer definierten Höhe z über dem Meeresboden. Es können Partikel verschiedener Größe, Dichte und Kornform als Sedimente eingegeben werden. Das Absinkverhalten der Partikel und ihr Transportverhalten wird nach Zanke (1978, Abschnitt 3.2.2.1; bzw. Abschnitt 3.2.4.2) berechnet. Der Sedimenttransport erfolgt beim Sinken durch die Wassersäule und über der Sohle. Über dem Meeresboden sind verschiedene Mechanismen des Transports möglich (Suspensionstransport und Geschiebetransport; siehe Abschnitt 3.2.4 und 3.2.5).

4.3.1 Das Strömungsmodell

Die Strömungsfelder, die den Modell-Läufen zugrunde liegen, werden durch ein Strömungsmodell berechnet, das von V. Hopfauf in der Arbeitsgruppe Meerestechnik/Umweltforschung der Universität Bremen entwickelt und programmiert wurde. Die Störungen im Strömungsfeld werden durch Abweichungen u', v' und w' von den initialen Strömungskomponenten u_{init}, v_{init} und w_{init} beschrieben ($w_{init} = 0$). Das Modellprogramm von Hopfauf gibt das Strömungsfeld durch die drei Vektorkomponenten u, v und w aus, die auf ein Gitter mit frei wählbarem Punktabstand bezogen sind. Die Ausgabe kann daher direkt als Eingabe für das in Kapitel 3 beschriebene Sedimentationsmodell verwendet werden. Für den Sonderfall, in dem die Strömungsrichtung parallel zum Äquator verläuft ($\beta = 90°$ bzw. $\beta = 270°$; $\gamma = 90°$), kann lediglich die Störungskomponente u' in der x- Richtung berechnet werden.

Dem Modell liegt die Vorstellung zugrunde, daß die topographische Struktur als Hindernis im Weg der Bodenwasserströmung in einer stratifizierten (dichtegeschichteten) Wassersäule Ausgangspunkt von Störungen im Strömungsfeld ist. Diese breiten sich in den Raum aus und können als Wellen beschrieben werden. Wenn sich diese Störungen zu räumlich stehenden und zeitlich stabilen Wellen entwickeln, dann wird die Ablagerung von Sedimenten beeinflußt. In diesem Fall entstehen Zonen mit erhöhten beziehungsweise erniedrigten Strömungsgeschwindigkeiten über dem Boden und in der Wassersäule. Darüber hinaus bildet die Vertikalkomponente des Strömungsfelds lokal Maxima und Minima und erzeugt so Regionen unterschiedlicher Absinkgeschwindigkeit. Diese Effekte können je nach der Art der Sedimentpartikel Abschnitte mit bevorzugter Sedimentation bzw. reduzierter Sedimentation, oder intensiver Erosion bzw. geringer Erosion bewirken. Für die Entstehung von Sedimentwellen im Leebereich von langgestreckten Rückenstrukturen in der Tiefsee sind nach Hopfauf & Spieß (in Vorb.) zwei Typen von Wellen entscheidend.

Schwerewellen (short stationary oder gravity waves) können in geschichteten Flüssigkeiten entstehen, wenn Fluidelemente, etwa durch die Bodentopographie, aus ihrer Ruhelage ausgelenkt werden. Hinter dem Hindernis oszillieren die Fluidelemente vertikal um ihre Ruhelage, die rückstellenden Kräfte sind die Schwere und der Auftrieb. Die maximale Frequenz von Schwerewellen ist in erster Linie durch die Brunt-Vaisäla-Frequenz N gegeben, die im wesentlichen von der Dichteschichtung der Flüssigkeit abhängt. Im Strömungsmodell wird eine empirische Beziehung zwischen der Wassertiefe und N angenommen, die von Garrett & Munk (1972) für die Tiefsee vorgeschlagen wurde.

$$N = N(200)\, e^{\frac{(200-zw)}{1300}} \quad \text{mit } N(200)=5.23\ 10^{-3}\ rad\, s^{-1} \tag{21}$$

In der Gleichung (21) ist $N(200)$ die Brunt-Vaisäla-Frequenz für eine Wassertiefe von 200 m und zw die Wassertiefe. Die exponentielle Beziehung zwischen N und der Wassertiefe geht auf die Dichtezunahme der Fluidpartikel mit der Wassertiefe zurück, wobei auch der Effekt der Dichtezunahme durch Anreicherung von suspendierten Sedimenten mit zunehmender Wassertiefe berücksichtigt wurde (Garrett & Munk, 1972). Dieser Wellentyp ist auf Wassertiefen < 3 km und Regionen in Äquatornähe beschränkt, wo die Brunt-Vaisäla-Frequenz wesentlich größer ist als die Frequenz der Erdrotation.

Die andere Art von Wellen, die auftreten können, sind *Trägheitswellen* (gravity-inertia lee waves). Bei diesem Wellentyp wirkt die Corioliskraft auf die Strömung. Sie berechnet sich aus dem Kreuzprodukt des Strömungsvektors mit dem Coriolisvektor. In dem in Abbildung 4.9 illustrierten Koordinatensystem hat der dreidimensionale Coriolisvektor die Form

$$f = \left(f_x, f_y, f_z\right) = 2\Omega\cos\beta\cos\alpha,\ 2\Omega\cos\beta\sin\alpha,\ 2\Omega\sin\beta \tag{22}$$

In Gleichung (22) ist $\Omega = 2\ \pi\ *\ (864000s)^{-1}$ die Kreisfrequenz der Erdrotation, die geographischer Breite und α der Winkel zwischen der x-Achse des Koordinatensystems (Normale auf die Rückenachse) und geographisch Nord (siehe Abb. 4.9). Die Frequenz der Trägheitswellen hängt von der geographischen Breite ab. In der Tiefsee bestimmt dieser Wellentyp die Ausprägung von Sedimentwellen (Blumsack & Weatherly, 1989).

4.3.2 Sensitivitätsstudien

Um die Beziehung zwischen den Strömungsfeldern und entstehenden Sedimentstrukturen zu beurteilen, werden Modellrechnungen mit verschiedenen Parametersätzen durchgeführt. Auf diese Weise wird untersucht, welche Aussagen über natürliche Parametervariationen überhaupt möglich sind. Insbesondere soll die Frage beantwortet werden, ob die Sedimentstrukturen für die Rekonstruktion von paleozeanographischen Mustern nutzbar sind, d.h. auf Schwankungen in der mittleren Strömungsintensität bzw. -richtung sensitiv reagieren.

In der Modellreihe soll der Einfluß der folgenden Parameter auf die Ausbildung von Sedimentstrukturen untersucht werden.

1. **Geographische Lage und topographische Situation**
   - Orientierung der Normalen auf die Rückenachse α
   - Geographische Breite β
   - Wassertiefe der Tiefsee-Ebene zmax
   - Höhe und Breite des Rückens h und b
2. **Initiales Geschwindigkeitsfeld**
   - Komponenten des initialen Geschwindigkeitsfelds u_{init} und v_{init}
3. **Sedimentparameter**
   - Korndurchmesser D, Korndichte ρ_s und Kornform FF

Die Dimensionen des Modellraums betragen 20 km in Richtung der x- und y-Achse. Die Rückenachse verläuft parallel zur y-Achse bei $x = 8$ km. Die Rückenhöhe h beträgt 100 m bei einer Halbwertsbreite b von einem Kilometer. Bei diesen Parametern besitzen die entstehenden wellenförmigen Störungen des Geschwindigkeitsfelds überwiegend Merkmale von Trägheitswellen. Die Sedimente werden in einer Höhe von einem Kilometer über dem Meeresboden in das Modell eingegeben. Bei Experimenten (u. a. Adrian Gill, 1982) zeigte sich, daß das Geschwindigkeitsfeld bis zur ein- bis zweifachen Höhe des Hindernisses beeinflußt wird. Der horizontale Gitterpunktabstand wurde dementsprechend mit 250 m, der vertikale Gitterpunktabstand mit 50 m gewählt. Diese Dimensionen sind so angepaßt, daß zu erwartende Strukturen wie Sedimentwellen mit Wellenlängen von einigen Kilometern erzeugt werden können, und Profile durch den zentralen Modellraum von Randeffekten unbeeinflußt sind.

Als Sediment wird Quarzsand von 250 µm Korndurchmesser verwendet. Für diese Modellkonstellation liegt die kritische Strömungsgeschwindigkeit für den Beginn des Sedimenttransports u_{crd} bei 11 cms^{-1} (vergleiche Abb. 3.6). Die initiale Strömungsgeschwindigkeit ist zunächst so niedrig, daß im gesamten Modellraum Ablagerung stattfindet. Der Zeitraum der Modellierung beträgt einige Tage, um Randeffekte bei Beginn der Modellierung ausklingen zu lassen und stationäre Sedimentationsmuster auszubilden. Zunächst wird eine Wassertiefe von 4500 m gewählt, die für Kap- und Agulhasbecken charakteristisch ist. Der Rücken wird in den meisten der Modellrechnungen rechtwinklig angeströmt. ($\gamma = 90°$, $v_{init} = 0.0$ cms^{-1}).

Die im Folgenden diskutierten Abbildungen zeigen Profile durch den Modellraum parallel zur x-Achse bei y=10 km (siehe Abb. 4.9). Die Abbildungsteile **a)** und **b)** der folgenden Abbildungen stellen die horizontalen Störungskomponenten des Strömungsfelds u' und v' über die Wassersäule dar. Die Geschwindigkeitskomponenten schwanken in einem Intervall von $\pm$ 2 cms^{-1} um die initialen Werte u_{init} und v_{init}. Abbildungsteil **c)** illustriert die Störungs-

komponente in z-Richtung w' in einem Intervall von -0,4 cm^{-1} bis 0,4 cm^{-1}. Die Profile **d)** zeigen einen Querschnitt durch den abgelagerten Sedimentkörper. Die zugrundeliegende Basistopographie (der Rücken) wird nicht dargestellt, da die Hindernishöhe wesentlich größer als die Sedimentstrukturen ist. Die Höhe der Sedimentsäule ist auf eine mittlere Rate der Ablagerung normiert. Im Fall einer Anströmung des Rückens parallel zum Äquator kann von den Störungskomponenten lediglich u' berechnet werden.

4.3.2.1 Geographische Breite

Für die Modellrechnungen wurde ein Anströmwinkel γ von 90° festgelegt. Die Strömungsrichtung verläuft also parallel zur x-Achse und weist den Winkel α gegen Nord auf. Da sowohl α als auch β die Corioliskraft und damit den Charakter der Trägheitswellen bestimmen, wird ihr Einfluß auf die Sedimentstrukturen in diesem Abschnitt gemeinsam behandelt. Die in diesem Abschnitt getroffenen Aussagen betreffen eine Reihe von insgesamt 30 Modellierungen. Sie beschreiben die Ausbildung von Sedimentwellen in der Tiefsee (4500 m Wassertiefe) bei unterschiedlicher Orientierung der Rückenachse und verschiedener geographischer Breite.

Abbildung 4.10 zeigt ein Profil am Äquator bei einer Ausrichtung der Grundströmung nach Nordost ($\alpha = 45°$). Es fällt auf, daß die Wellenfronten von u', v' und w' nicht vertikal auf dem Meeresboden stehen, sondern einen bestimmten Winkel mit dem Meeresboden bilden. Die Störungskomponente v' weist eine Phasenverschiebung von 0.5π gegenüber u' auf. Beide Komponenten sind direkt gekoppelt. Die vertikale Störungskomponente w' weist Werte auf, die gegenüber der Sinkgeschwindigkeit sehr gering sind. Die Störungskomponenten sind auf die nähere Umgebung des Hindernis beschränkt, im Leebereich treten keine signifikanten wellenförmigen Störungen auf, die zur Ausbildung von Sedimentwellen führen könnten. Diese Beobachtung entspricht der Erwartung. In Äquatornahe können sich nach Hopfauf & Spieß (in Vorb.) nur Schwerewellen entwickeln. Das gewählten Verhältnis von Rückenbreite und Strömungsgeschwindigkeit ist jedoch nach Queney (1948) für die Ausbildung von diesem Wellentyp ungünstig.

Die Zunahme der Sedimentationsrate in Abbildung 4.10 d) über die ersten drei Kilometer des Profils ist ein Artefakt, da die Sedimenteingabe ausschließlich von oben erfolgt, es handelt sich um die in Abschnitt 3.3.4 besprochene Schattenzone. Dies gilt auch für alle im Folgenden gezeigten Profile. Unmittelbar vor dem Rücken entsteht ein relatives Depositionsmaximum und im Leebereich ein Depositionsminimum. Wenige Kilometer hinter dem Hindernis entspricht die Sedimentationsrate wieder einem ungestörten Strömungsfeld. Es treten keine Sedimentwellen auf.

Wie in Abschnitt 3.3.4.3 bereits an Modellrechnungen mit synthetischen Geschwindigkeitsfeldern gezeigt wurde, wird die Konzentration der Sedimentpartikel über der Sohle während des Absinkvorgangs durch die Geschwindigkeitsverteilung in der Wassersäule beeinflußt.

Die Sedimentation ist daher von den Strömungsverhältnissen in der gesamten Wassersäule und nicht nur von den Mustern direkt an der Sohle bestimmt. In Abb. 4.10 d) ist das Maximum der Deposition gegenüber dem Profilabschnitt, in dem die Strömungsgeschwindigkeit über der Sohle am stärksten abnimmt (Profilabschnitt III in Abbildung 4.10 a) stromaufwärts verschoben. Dieser Effekt läßt sich nur durch Vorgänge beim Absinken erklären.

In mittleren und hohen Breiten können Sedimentwellen modelliert werden. Das Intervall zwischen 30° und 50° (N bzw. S) ist von besonderem Interesse, da dafür die meisten Beobachtungen von Sedimentwellen in der Tiefsee dokumentiert sind. Die Abbildungen 4.11, 4.12 und 4.13 zeigen Profile bei 20°S, 40°S und 60°S bei einer Anströmrichtung nach Nordost ($\alpha = 45°$).

Die Störungen u', v' und w' des Geschwindigkeitsfelds finden sich sowohl im Luv- wie auch dem Leebereich des Rückens. Amplitude und Wellenlänge der Störungen nehmen mit der geographischen Breite ab. Die räumlichen Muster der Störungskomponenten u' und v' sind gekoppelt, jedoch ist in dem Muster von v' eine Vorzugsrichtung zu erkennen. Vor dem Hindernis überwiegen Anteile, die aus der Darstellungsebene hinaus (das heißt in diesem Fall nach Nordwest) gerichtet sind, hinter dem Hindernis überwiegen Anteile in der entgegengesetzten Richtung.

Die resultierenden Sedimentkörper weisen sinusförmige Bodenformen sowohl vor als auch hinter dem Hindernis auf (Leewellen und Luvwellen). Es handelt sich um langgestreckte Bodenwellen mit parallel zum Rücken verlaufenden Achsen. Die Wellenlänge der Luvwellen entspricht in den dargestellten Fällen denen der Leewellen und hängt offensichtlich direkt von der Wellenlänge der Störungskomponenten u' und v' ab. In allen berechneten Fällen nimmt die Wellenlänge mit der geographischen Breite ab. Die Ausprägung von Sedimentwellen ist in mittleren Breiten am deutlichsten.

Ein Einfluß der Orientierung der Rückenachse α auf die entstehenden Strukturen wurde nicht beobachtet.

4.3.2.2 Wassertiefe

Die Wassertiefe beinflußt die Ausbildung von Sedimentwellen in mehrfacher Hinsicht. Erstens ist die Brunt-Vaisäla Frequenz, der bestimmende Faktor für die Wellenlänge von Schwerewellen, von der Wassertiefe abhängig (siehe Abschnitt 4.3.2.1, Gleichung 21). Dies ist jedoch erst in Wassertiefen < 3000 m relevant, in der Tiefsee dominieren Trägheitswellen (siehe Abschnitt 4.3.2.1). Zweitens stellt die Wassertiefe für die Ausbreitung der Wellen eine Grenzbedingung dar, da sie an der Wasseroberfläche reflektiert werden. Berechnungen mit Wassertiefen zwischen 3500 und 5000 m belegen, daß die Wellenzahl von u' und v' in Richtung der z-Achse zunimmt. In dem genannten Tiefenintervall hat dieser Effekt jedoch keine erkennbare Auswirkung auf die Form der entstehenden Sedimentwellen (vergleiche. Abb. 4.12 und 4.14).

4.3.2.3 Höhe und Breite des Rückens

Die Rückenhöhe h wirkt weder auf die Wellenlänge noch auf die räumliche Lage der Extrema von u', v' und w', sondern ausschließlich auf die Amplituden. Diese Beobachtung ist leicht nachzuvollziehen, da die Höhe des Rückens die Auslenkung der Fluidpartikel in Richtung der z-Achse bestimmt. Geht man davon aus, daß diese Auslenkungen die horizontalen Störungen im Strömungsfeld auslösen, so ist bei höheren Geschwindigkeiten bei der Auslenkung auch mit einer größeren horizontalen Störungskomponente zu rechnen. Die stärkeren Gradienten in u bewirken größere Kontraste in der lokalen Verteilung der Sedimentationsraten. Die resultierenden Sedimentwellen zeigen im Vergleich zu Modellrechnungen mit geringerer Hindernishöhe höhere Amplituden bei gleicher Wellenlänge.

Im Gegensatz dazu bestimmt die Breite des Rückens vorwiegend die Wellenlänge in den Störungskomponenten des Geschwindigkeitsfelds und den resultierenden Sedimentwellen. Im Parameter $\omega_f = u_{init}\, b^{-1}$, der in Abschnitt 4.3.1 als Kriterium für die Dominanz des einen oder anderen Wellentyps eingeführt wurde, ist die Halbwertsbreite b enthalten. Für eine angenommene Wassertiefe von 4500 m liegt der Wert für die Halbwertsbreite, bei der bevorzugt Schwerewellen gebildet werden, bei einer initialen Strömungsgeschwindigkeit von 4,0 cms^{-1} bei 200 m, entsprechend höher für größere Werte von u_{init}.

4.3.2.4 Geschwindigkeit der Basisströmung

Für einen gegebenen Anströmwinkel $\gamma = 90°$ hat die Initialgeschwindigkeit u_{init} einen wesentlichen Einfluß auf die Ausbildung der Sedimentstrukturen. Berechnungen mit unterschiedlichen Initialgeschwindigkeiten zeigen extremere Maxima der Störungskomponenten über der Sohle und damit ausgeprägtere Sedimentstrukturen bei höheren Werten von u_{init}, unabhängig von der konkreten Konstellation der anderen Randbedingungen.Der Abstand der Extrema der Störungskomponenten wächst allgemein mit zunehmender Größe von u_{init} an. Aus diesem Grund ist auch die Wellenlänge der Sedimentwellen von der Initialgeschwindigkeit bestimmt. Die Topographie wird mit Abstand zum Hindernis gedämpft. Diese Dämpfung nimmt mit u_{init} zu, so, daß die resultierenden Sedimentstrukturen bei höheren Geschwindigkeiten auf das direkte Umfeld der Rückenstruktur beschränkt bleiben.

Der Anströmwinkel γ hat keinen Einfluß auf die Ausbildung der Sedimentstrukturen. Wellenförmige Sedimentstrukturen bilden sich auch dann parallel zur Rückenachse aus, wenn dieser schräg angeströmt wird. Sie werden in ihrer Wellenlänge allein von der Größe der senkrecht auf die Rückenachse gerichteten Strömungskomponente u bestimmt. Diese Beobachtung ist nachvollziehbar, da die parallel zur Rückenachse gerichtete Komponente der initialen Strömung keine Störung durch den Rücken erfährt. Sie wirkt nur insofern auf die Ausbildung der Sedimentstrukturen, als sie dazu beitragen kann, daß der horizontale Strömungsvektor über der Sohle $uv_0 = (u_0^2\, v_0^2)^{0.5}$ lokal den kritischen Wert für die Ablagerung u_{crd} überschreitet. In diesem Fall kommt es zur Ausbildung von Bereichen, in denen

keine Sedimente abgelagert werden und, leewärts von diesen, Bereichen mit erhöhter Ablagerung. Wie noch in Abschnitt 4.3.2.5 belegt wird, hat dieser Effekt Auswirkungen auf die Geometrie der Sedimentwellen, nicht jedoch auf ihre Wellenlänge.

Die Wellenlänge der entstehenden Sedimentwellen läßt demnach lediglich Rückschlüsse auf die senkrecht zur Rückenachse gerichtete Komponente des Strömungsfelds u_{init} zu. Eine Abschätzung der absoluten Größe der Strömungsgeschwindigkeit uv_{init} kann nur erfolgen, wenn eine plausible Angabe für den Anströmwinkel γ vorliegt.

4.3.2.5 Korndurchmesser

Die bestimmenden Faktoren für die Ausbildung der Sedimentwellen sind die räumlichen Muster der Störungskomponenten des Strömungsfelds, die nur von der Interaktion der Wasserteilchen mit der Bodentopographie abhängen. Die Eigenschaften der Partikel sind nur insofern relevant, als sich ihr Transport- und Absinkverhalten unterscheiden kann. Wie bereits mit einfachen Modellrechnungen an synthetischen Geschwindigkeitsmodellen gezeigt wurde, bewirken Störungen in den horizontalen Komponenten des Strömungsfelds eine ungleichförmige Verteilung der abgelagerten Sedimente. Diese Ungleichförmigkeit ist bei geringeren Sinkgeschwindigkeiten deutlicher, da solche Sedimente aufgrund der längeren Verweildauer in der Wassersäule weiter transportiert werden. Bei der synchronen Sedimentation verschiedener Korngrößen bewirkt dieser Effekt eine Fraktionierung der abgelagerten Sedimente (siehe Abschnitt 3.3.4.3, Abb. 3.15). Die Sinkgeschwindigkeit hängt außer vom Korndurchmesser von der Matrixdichte und der Kornform ab.

Störungen in der vertikalen Störungskomponente können zu Regionen beschleunigter bzw. gebremster Absinkbewegungen führen. Dies Werte von w' liegen jedoch im Bereich von wenigen Millimetern pro Sekunde. Ein wirklicher Einfluß auf die Sedimentstrukturen ist nur zu erwarten, wenn die Sinkgeschwindigkeiten der Partikel dieselbe Größenordnung haben. Das ist für Quarzkörner erst zu erwarten, wenn der Korndurchmesser kleiner als etwa 30 µm ist. Partikel, deren Größe im Bereich von Fein- oder Mittelsand liegt, sind praktisch unbeeinflußt.

Wie im vorherigen Abschnitt angesprochen wurde, kann es zur Ausbildung von Bereichen, in denen keine Sedimente abgelagert werden und, leewärts von diesen, Bereichen mit erhöhter Ablagerung kommen, wenn die kritische Geschwindigkeit für den Ablagerungsbeginn u_{crd} lokal überschritten wird. Der spezifische Wert von u_{crd} hängt von den Partikeleigenschaften ab (siehe Abschnitt 3.2.3, Abb. 3.6). Für verschiedenartige Partikel können sich daher bei gleichem Strömungsfeld unterschiedliche Sedimentstrukturen aufbauen. Der jeweilige, partikelspezifische Wert von u_{crd} diktiert die räumliche Ausdehnung der sedimentfreien Zonen. Die mittlere Lage der Minima der Sedimentakkumulation und die Wellenlänge der Sedimentstrukturen bleibt jedoch unverändert.

Die Summe dieser Effekte läßt sich durch die Eingabe von mehr als einer Kornfraktion nachbilden. Abbildung 4.15 zeigt einen Sedimentkörper für einen Modellraum bei 40°S und einer Strömung nach NW. In allen anderen Parametern stimmt die Modellsituation mit derjenigen in Abb. 4.12 überein. In diesem Fall wurden allerdings simultan mehrere unterschiedliche Korngrößen mit verschienenem Absinkverhalten sedimentiert. Außerdem steigt die Strömungsgeschwindigkeit nach der Hälfte der vergangenen Modellzeit von 2 cms^{-1} auf 4 cms^{-1} an. Das eingetragene Sediment besteht zu gleichen Teilen aus fünf Korngrößen. In der Abbildung ist der mittlere Korndurchmesser des abgelagerten Sediments durch eine Farbskalierung gekennzeichnet.

Der Übergang im Strömungsregime ist durch die Vergrößerung von Amplitude und Wellenlänge der Sedimentwellen erkennbar. Während der ersten Phase der Sedimentation zeigt die mittlere Korngröße über das gesamte Profil kaum Variationen. In Abbildung 4.15 a) ist auch nach dem Übergang zu einer höheren Strömungsgeschwindigkeit keine stärkere Fraktionierun der Sedimente erkennbar. Die Abbildungen 4.15 b) und c) zeigen dieselbe Modellsituation, jedoch mit einer Verschiebung des Korngrößenspektrums um 20 µm bzw. 40 µm zu geringeren Korndurchmessern hin. In diesen Fällen ist bei höheren Strömungsgeschwindigkeiten eine stärkere Fraktionierung in der unmittelbaren Umgebung des Rückens zu beobachten. Vor der Achse des Rückens erreicht die Strömungsgeschwindigkeit über dem Boden einen Maximalwert von 5,5 cms^{-1}. Dieser Wert liegt geringfügig über der kritischen Geschwindigkeit für die Ablagerung der Kornfraktion mit dem geringsten Durchmesser (Vgl. Abb. 3.6). Diese Sedimentfraktion wird daher bevorzugt stromabwärts von dieser Zone abgelagert. Noch deutlicher ist der Effekt in der Abbildung c) erkennbar. In diesem Fall kann die feinste Kornfraktion über weite Abschnitte des Profils nicht abgelagert werden. Diese Anteile akkumulieren dort, wo die Strömungsgeschwindigkeiten über dem Boden wieder unter den für ihre Sedimentation kritischen Schwellwert sinken. Die mittleren Korngrößen markieren Zonen, in denen leicht zu transportierende Fraktionen ausgetragen bzw. angereichert werden. In dem hier behandelten Bereich von Korngrößen entspricht der Vorgang dem Austrag, beziehungsweise der bevorzugten Ablagerung von feinkörnigen Sedimentfraktionen (winnowing und focussing, siehe Abschnitt 2.6.1), da u_{crd} mit dem Korndurchmesser ansteigt (vergleiche Abb. 3.6).

Die Sedimentstrukturen erhalten durch die Ausbildung von Zonen, in denen bestimmte Partikel nicht abgelagert werden können eine asymmetrische Geometrie. Die Lage der Maxima der Sedimentation werden nicht, wie im einfachen Fall, durch die maximalen negativen Gradienten in u bestimmt, sondern treten stromabwärts von Zonen auf, in denen bestimmte, diskrete Werte der Strömungsgeschwindigkeit über der Sohle überschritten werden. Diese Werte entsprechen den Werten von u_{crd} der einzelnen Fraktionen. Der Abstand der Maxima in der Sedimentakkumulation entspricht jedoch nach wie vor dem Abstand der Maxima in u'.

4.3.3 Zusammenfassende Betrachtung der Sensitivitätsstudien

Die wichtigsten Parameter für die Ausbildung der Sedimentwellen ist die räumliche Anordnung der Extrema der Störungskomponenten u' und v' über der Sohle und in der Wassersäule. Die Störungskomponente w' hat lediglich für feine Partikel im Silt/Tonbereich eine Bedeutung.

Bei Lokationen in Äquatornähe können nur Sedimentwellen entstehen, die dem Typ einer Schwerewelle entsprechen. In mittleren Breiten (z.B. 40°S), können Sedimentwellen vor und hinter dem Hindernis ausgebildet werden (Luv- und Leewellen). Ihre Ursache sind Trägheitswellen in der Wassersäule. Aus diesem Grund hängt die Ausprägung dieser Sedimentstrukturen deutlich von der geographischen Breite ab. Weitere Faktoren sind die Gestalt des Rückens und die Größe der normal zur Rückenachse gerichteten Komponente der Basisströmung. Die Wassertiefe ist in der Tiefsee demgegenüber von geringer Bedeutung. Gleiches gilt für die Orientierung des Rückens.

Wenn die Morphologie eines konkreten Rückens bekannt ist, dann kann daher die bestimmte Ausprägung der Sedimentstrukturen für die Bestimmung der Größe der normal zur Rückenachse ausgerichteten Komponente des initialen Strömungsfelds verwendet werden. Eine deutliche Veränderung der Wellenlänge solcher Strukturen kann daher einen Hinweis auf ein Veränderung der mittleren Strömungsrichtung oder der mittleren Strömungsgeschwindigkeit geben. Zwischen diesen Effekten kann anhand der Wellenlänge nicht unterschieden werden. Bei gleichbleibender Zusammensetzung der eingetragenen Sedimente, kann die Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit darüber hinaus zu einer deutlicheren Fraktionierung der unterschiedlichen Sedimentbestandteile führen. In diesem Fall unterscheidet sich die Sedimentzusammensetzung der Luvseite der Wellen von derjenigen der Leeseite. Im Extremfall kann dieser Effekt zu asymmetrischen Sedimentwellen führen, wenn bestimmte Sedimentbestandteile in den Sedimentwellentälern nicht zur Ablagerung kommen können.

Dieser Effekt ist von der Zusammensetzung der eingetragenen Sedimente abhängig. Eine starke Inhomogenität zwischen den verschiedenen Sedimentkomponenten in Bezug auf Sinkgeschwindigkeiten und Transportraten begünstigt eine deutliche Sortierung. Wenn bestimmte Komponenten aufgrund des veränderten Strömungsfelds im Modellraum nur in Abschnitten des Profils nicht abgelagert werden können, dann ist die Sortierung durch die lokal fokussierte Sedimentation einzelner Fraktionen besonders ausgeprägt.

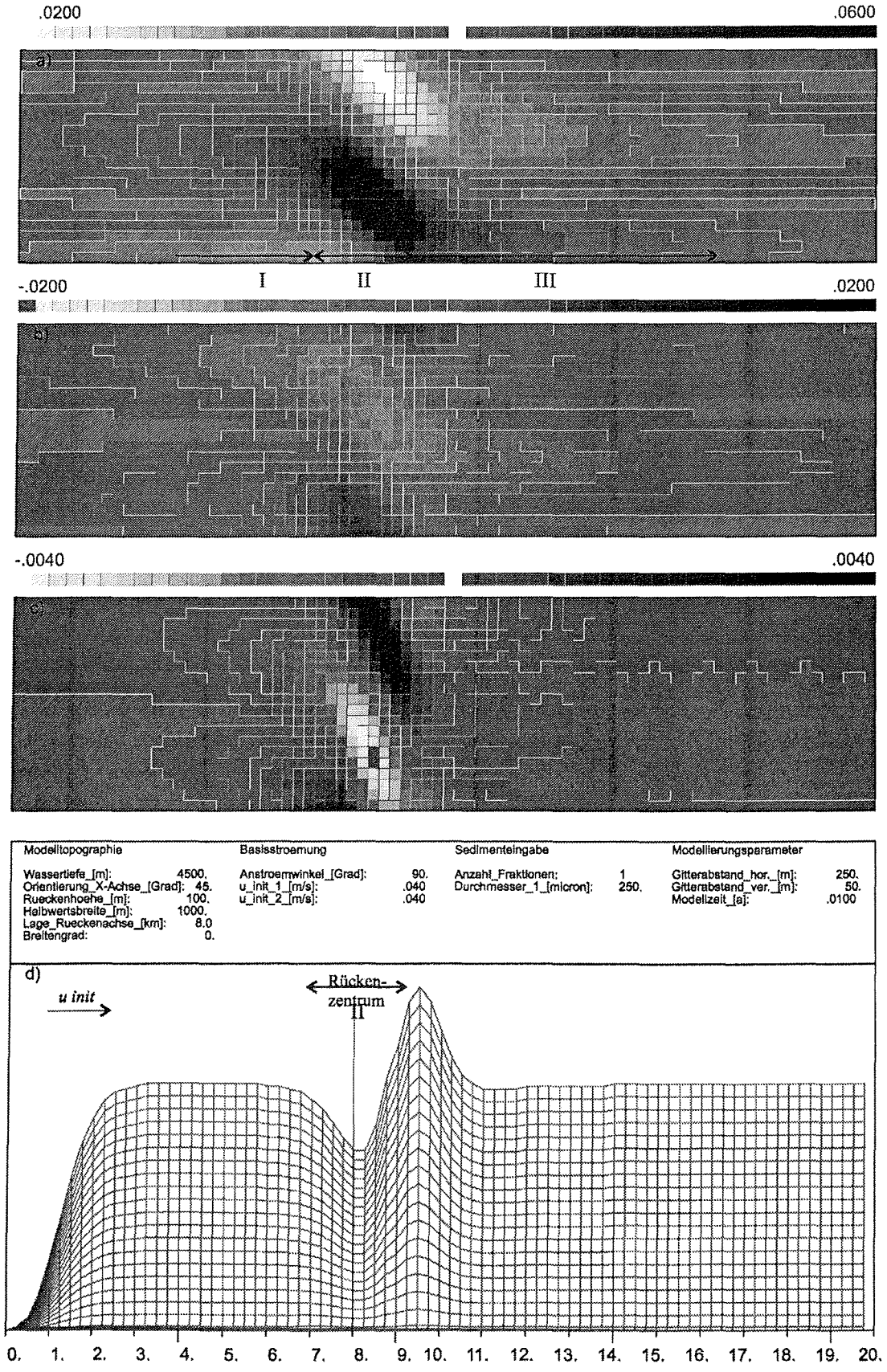


Abb. 4.10: a) und b) Störungskomponenten in x- und y- Richtung, u' und v' im Intervall 0±.0,02 ms^{-1}. c) Störungskomponente w' im Intervall 0±.0,004 ms^{-1}. d) Schnitt durch den resultierenden Sedimentkörper entlang eines Profils bei y= 10 km. Die Rückenachse liegt bei x = 8 km. Die weiteren Modellparameter sind in der Abbildung angegeben.

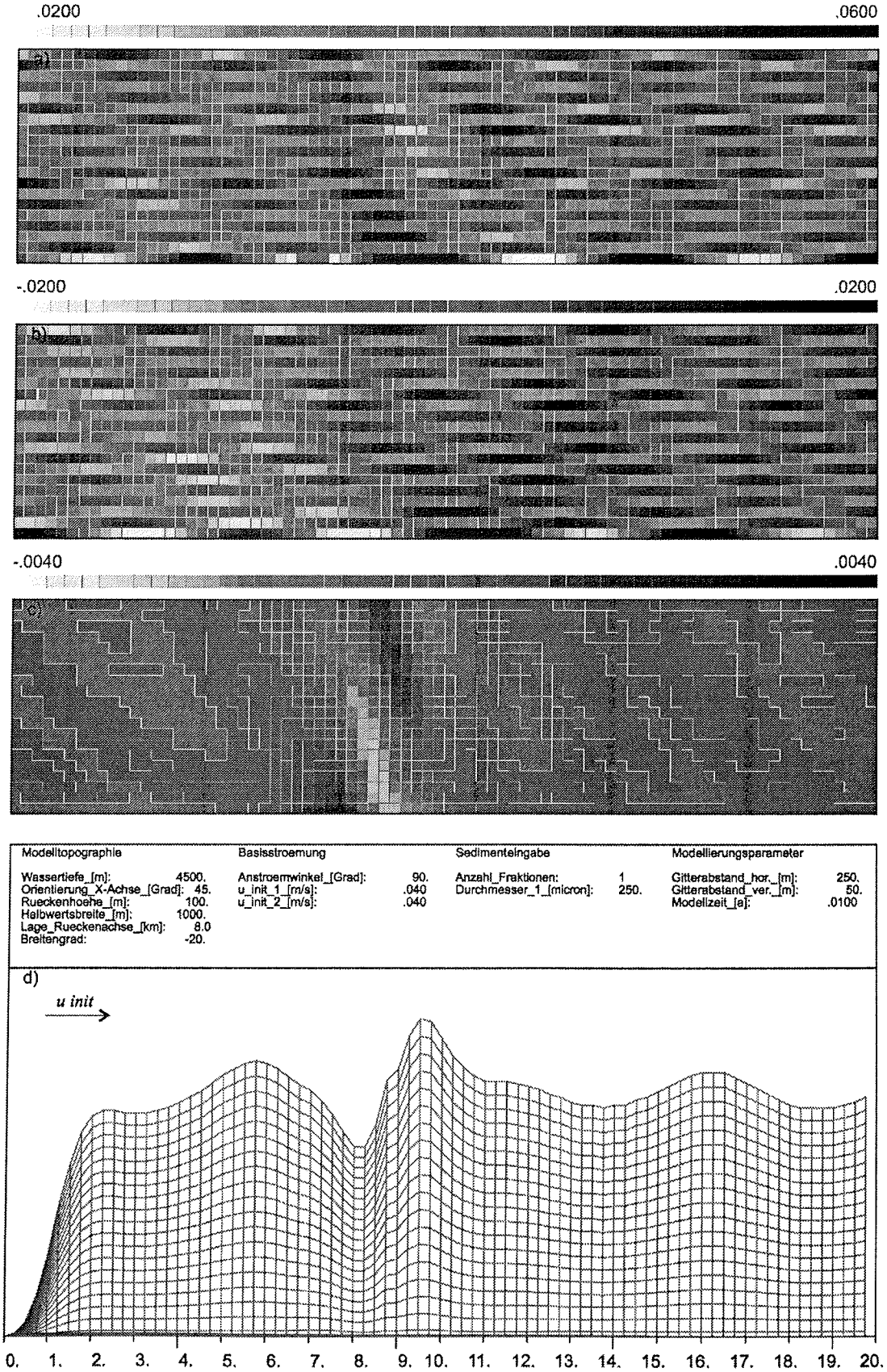


Abb. 4.11: a) und b) Störungskomponenten in x- und y- Richtung, u' und v' im Intervall $0 \pm .0{,}02$ ms^{-1}. c) Störungskomponente w' im Intervall $0 \pm .0{,}004$ ms^{-1}. d) Schnitt durch den resultierenden Sedimentkörper entlang eines Profils bei y= 10 km. Die Rückenachse liegt bei x = 8 km. Die weiteren Modellparameter sind in der Abbildung angegeben.

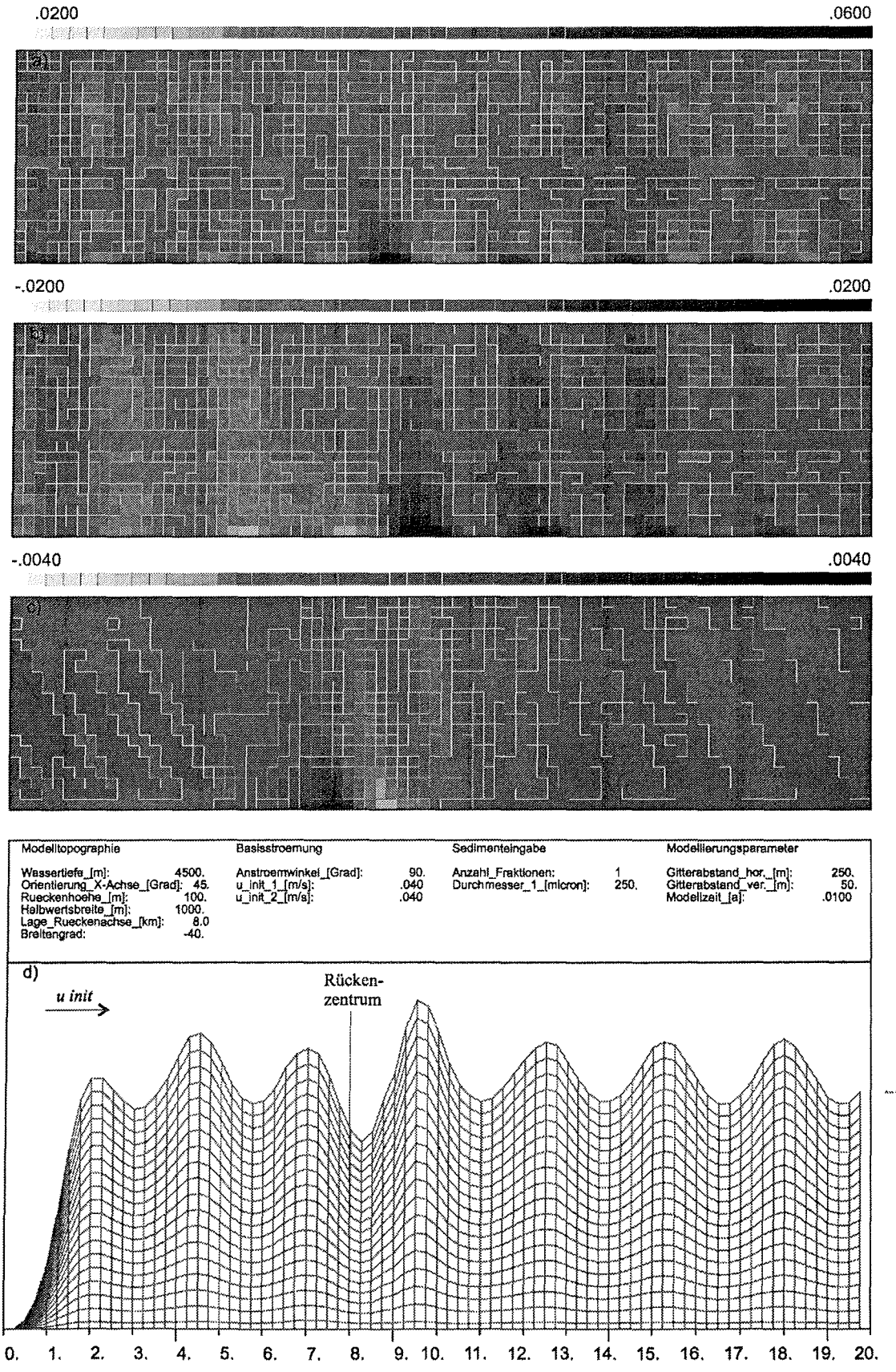


Abb. 4.12: a) und b) Störungskomponenten in x- und y- Richtung, u' und v' im Intervall 0±.0,02 ms^{-1}. c) Störungskomponente w' im Intervall 0±.0,004 ms^{-1}. d) Schnitt durch den resultierenden Sedimentkörper entlang eines Profils bei y= 10 km. Die Rückenachse liegt bei x = 8 km. Die weiteren Modellparameter sind in der Abbildung angegeben.

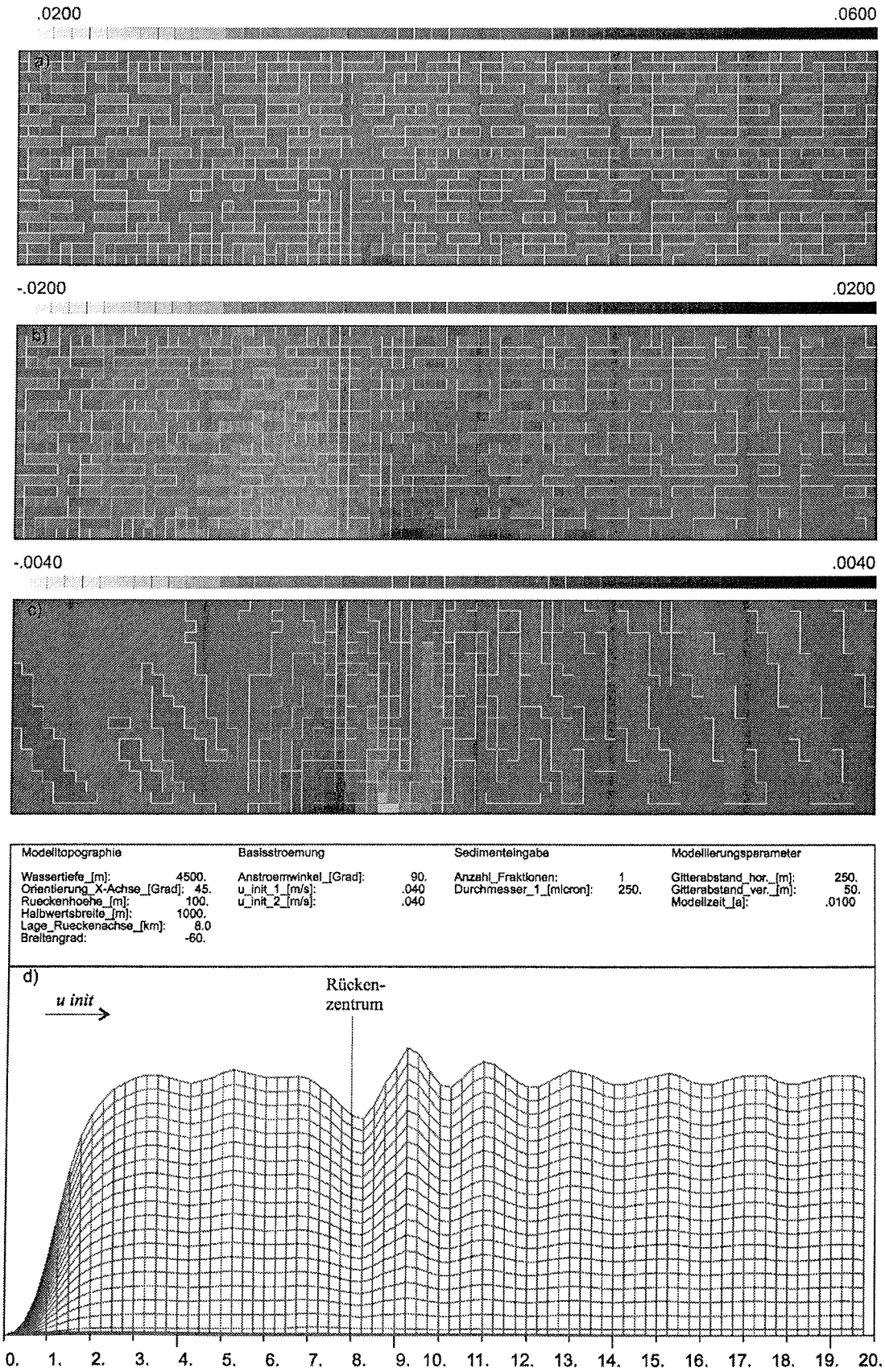


Abb. 4.13: a) und b) Störungskomponenten in x- und y- Richtung, u' und v' im Intervall 0±.0,02 ms^{-1}. c) Störungskomponente w' im Intervall 0±.0,004 ms^{-1}. d) Schnitt durch den resultierenden Sedimentkörper entlang eines Profils bei y= 10 km. Die Rückenachse liegt bei x = 8 km. Die weiteren Modellparameter sind in der Abbildung angegeben.

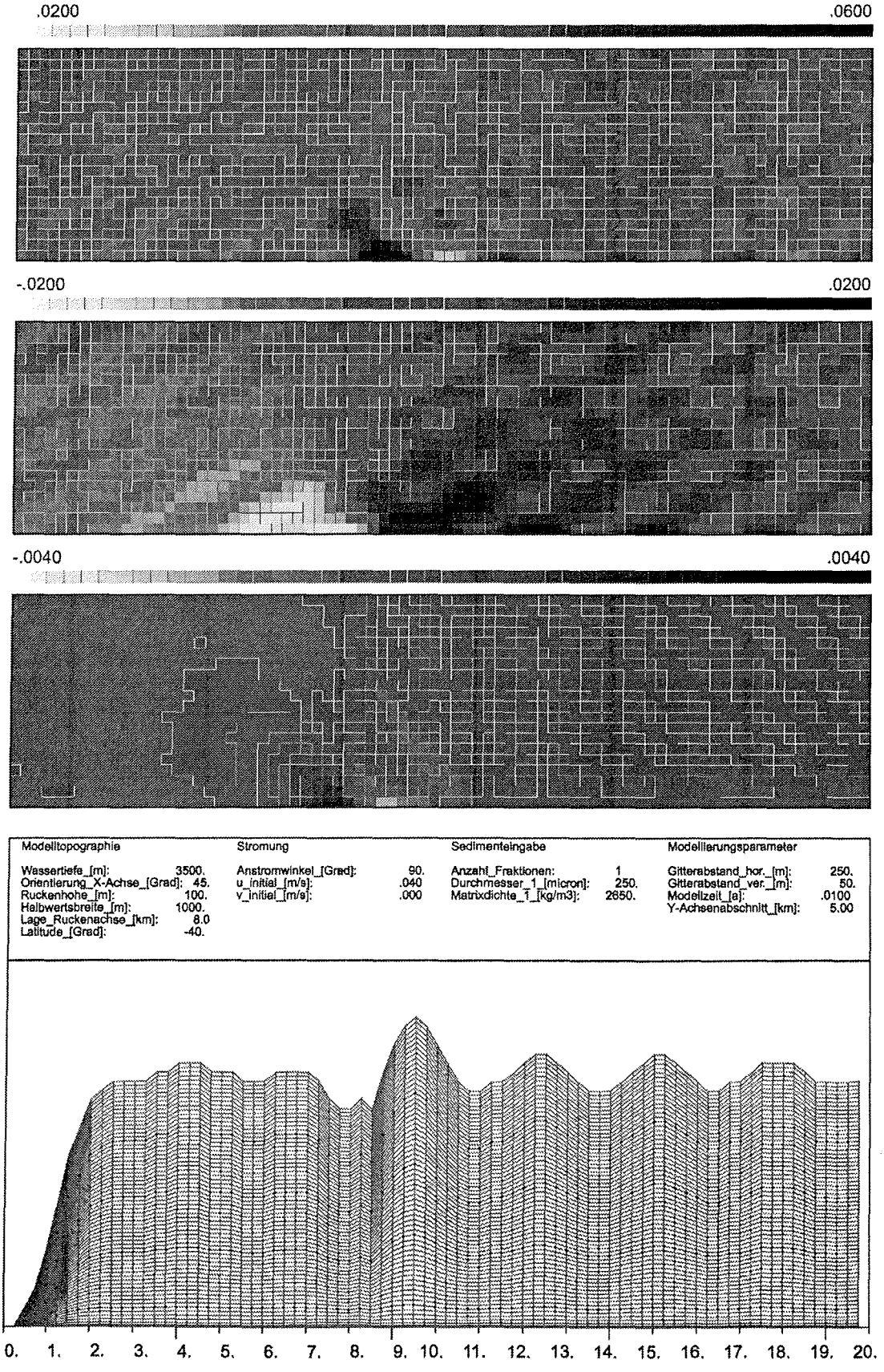


Abb. 4.14: a) und b) Störungskomponenten in x- und y- Richtung, u' und v' im Intervall 0±.0,02 ms^{-1}. c) Störungskomponente w' im Intervall 0±.0,004 ms^{-1}. d) Schnitt durch den resultierenden Sedimentkörper entlang eines Profils bei y= 10 km. Die Rückenachse liegt bei x = 8 km. Die weiteren Modellparameter sind in der Abbildung angegeben.

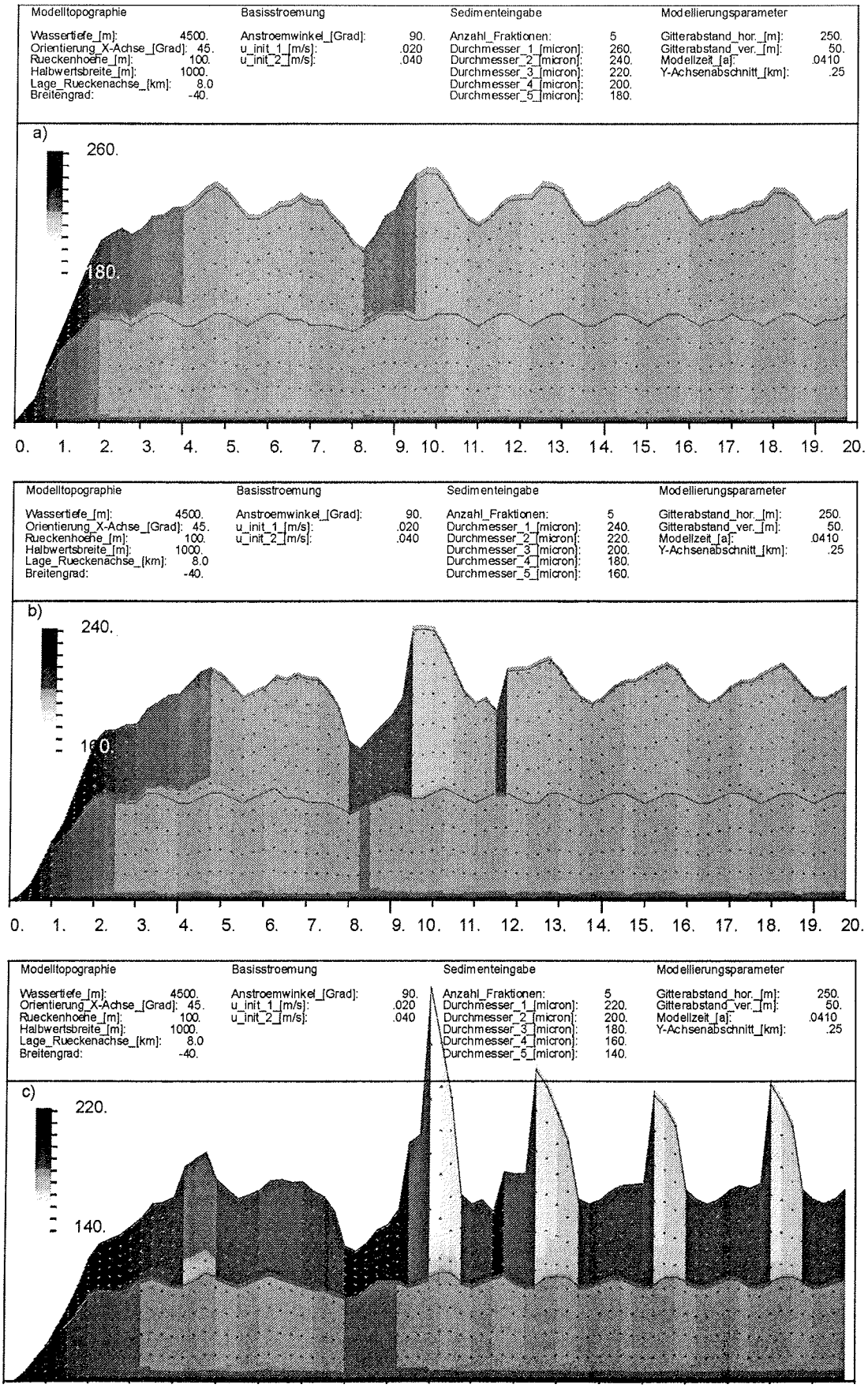


Abb. 4.15: Sedimentverteilung bei Eingabe eines Korngemischs von 5 Korngrößen. Nach der halben Modell-Laufzeit wird die Anströmgeschwindigkeit von 0,02 ms^{-1} auf 0,04 ms^{-1} erhöht .Abbildungen a) - c) zeigen Ergebnisse mit unterschiedlicher Sedimentzusammensetzung. Die Fraktionierung der Sedimente hängt von der Sedimentzusammensetzung ab.

5 Zusammenfassung und Ausblick

5.1 Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist, ein numerisches Sedimentationsmodell als Hilfsmittel für die Interpretation von Daten des Parasound-Sedimentecholots zu entwickeln. Der Schwerpunkt liegt in der Untersuchung strömungskontrollierter Sedimentstrukturen und Sedimentationsprozesse.

Im ersten Teil der Arbeit werden Profildaten des Parasound-Sedimentecholots aus dem östlichen Südatlantik und dem Atlantischen Sektor des Südozeans ausgewertet, um eine Bestandsaufnahme strömungsindikativer Reflexionsmuster vorzunehmen. Diese regionale Untersuchung liefert Aussagen über strömungsbeeinflußte Sedimentationsräume in diesen Regionen. Die Interpretation der strömungsindikativen Reflexionsmuster bildet darüber hinaus die Grundlage einer Diskussion über ihr Potential zur Rekonstruktion von ozeanographischen Mustern.

Es zeigt sich, daß die direkte Ableitung von Strömungsparametern aus einem derartigen inversen Ansatz nicht immer erreicht werden kann. Aus diesem Grund wird der Weg über ein Sedimentationsmodell gewählt. Dieses Verfahren ermöglicht die Simulation der Ablagerung von Sedimenten, wobei Randbedingungen nach dem „trial and error"- Verfahren angepaßt werden. Ozeanographische, geologische und regionale Kenntnisse können einbezogen werden, um den Einfluß von Strömungsänderungen auf modellierte Sedimentstrukuren zu analysieren. Die Beschreibung dieses Modells bildet den zweiten Schwerpunkt der Arbeit.

Es werden zahlreiche seismische Faziestypen beobachtet, die eine Interaktion von Ablagerungsprozessen mit Bodenwasserströmungen anzeigen. Diese Faziestypen wurden beschrieben, mit Beispielprofilen dokumentiert und ihre Genese diskutiert. Sie erlauben eine grobe qualitative Abschätzung des Energieniveaus der Strömungen in Bodennähe. Ihre räumliche Verbreitung kann in geeigneten Sedimentationsräumen auch über geologische Zeiträume ozeanographische Bedingungen nachzeichnen. Variationen dieser Bedingungen über die Zeit lassen sich anhand von Änderungen der sedimentären Strukturen feststellen. Um Verwechslungen mit Reflexionsmustern anderer Genese zu vermeiden, werden diese zum Vergleich ebenfalls vorgestellt und diskutiert. In dieser Hinsicht gibt die Arbeit einen Überblick über charakteristische Sedimentstrukturen und Reflexionsmuster aus dem Südozean, die mit Strömungen im Zusammenhang stehen.

Im Agulhasbecken und im Kapbecken sind einige der beschriebenen seismischen Faziestypen weit verbreitet. Die Interpretation der Parasound-Profile zeigt hier extreme und kleinräumige Variationen in den Sedimentakkumulationsraten über die letzten 100.000 Jahre. Diese Muster bilden Regionen erhöhter und geringerer Strömungsenergie ab und stehen in engem Zusammenhang mit der Gestalt des Meeresbodens. Am Fuß von Rücken und Tiefseekuppen beträgt die mittlere Rate der Sedimentakkumulation oft nur ein Bruchteil der Rate

weniger exponierter Bereiche des Meeresbodens. Im Kapbecken läßt sich eine beckenrandlich verlaufende Zone mit klaren Belegen für die erosive Zerstörung von Sedimenten beobachten.

Die Verbreitung dieser Reflexionsmuster steht mit dem Antarktischen Bodenwasser (AABW) in Zusammenhang, das in Wassertiefen > 4000 m aus dem Agulhasbecken in das Kapbecken einströmt und an den Beckenrändern geführt wird. Die Kap-Passage südlich von Kapstadt bildet die einzige Verbindung zwischen den Becken und ist daher eine Schlüssellokation für das Erkennen von Intensitätsvariationen des AABW. In der Kap-Passage können Abschnitte unterschiedlicher erosiver Zerstörung von Sedimenten, sowie Übergänge zwischen erosiven und depositionären Sedimentationsräumen beobachtet werden. Diese Muster bilden die Wege des in das Kapbecken einströmenden und ausströmenden Bodenwassers ab. Die Parasound-Profile lassen außerdem auf wenigstens vier zeitliche Phasen unterschiedlich hoher Strömungsintensität schließen.

Da die Verbreitung strömungsindikativer Muster nicht nur auf Wassertiefen > 4000 m beschränkt ist, sind auch weitere Wassermassen an der Erosion und Umverteilung von Sedimenten im Arbeitsgebiet beteiligt. Die Sedimentbedeckung des Agulhasplateaus ist in einer Wassertiefe < 3000 m tiefgründig erodiert. Die fortdauernde Exposition der freigelegten alten Sedimente weist auf besondere Bedingungen hin, die mit dem Austausch von Zwischenwasser zwischen dem Indischen und dem Atlantischen Ozean zu tun haben.

In der Riiser-Larssen-See und Enderby-See vor der Antarktischen Dronning-Maud-Küste ergibt die Interpretation von Parasound-Profilen keinen Beleg für das vermutete Ausfließen von Weddell Sea Deep Water aus dem Weddellbecken nach Osten. Die Wege von Bodenwasser antarktischen Ursprungs in die Becken des östlichen Südatlantik bleiben unklar.

Im zweiten Teil der Arbeit wird ein neuer Ansatz vorgestellt, um Daten des Parasound-Sedimentecholots erstmals für quantitative Aussagen über räumliche und zeitliche Variationen von Geschwindigkeit und Richtung der Strömungsfelder zu nutzen. Das zu diesem Zweck entworfene Modell simuliert Ablagerungsprozesse in der Tiefsee unter Berücksichtigung von Transportprozessen in der Wassersäule und an der Sohle, sowie der nachträglichen Erosion und fraktionierten Auswaschung von Partikeln. Das Modell ist so konzipiert, daß beliebige Strömungsfelder verwendet werden können. Die Sedimentzusammensetzung ist ebenfalls frei wählbar. Bei plausiblen Annahmen über Sedimentzusammensetzung und Geschwindigkeitsfeld entstehen Sedimentstrukturen, wie sie auch in der Tiefsee beobachtet werden. Die Geometrie und Zusammensetzung dieser Sedimentkörper kann in beliebigen Schnitten durch den Modellraum betrachtet werden.

Für Versuche mit dem Modell standen Ergebnisse von zwei verschiedenen Strömungsmodellen zur Verfügung, mit denen mittlere Geschwindigkeitsfelder in der Umgebung einer umströmten Tiefseekuppe bzw. eines überströmten Rückens errechnet werden. Die Serien von Modellrechnungen mit diesen Strömungsfeldern zeigen, daß sich die in echogra-

phischen Daten gefundenen Sedimentstrukturen im Detail nachbilden lassen. Sie eignen sich zur Abschätzung von Strömungsparametern, da die modellierten Strukturen empfindlich von Strömungsgeschwindigkeit und -richtung abhängen.

Sedimentstrukturen die am Fuße einer umströmten Tiefseekuppe in der Kap-Passage beobachtet wurden, können durch Modellrechnungen nachgebildet werden, wobei sich einzelne Phasen der Sedimentablagerung mit mittleren Strömungsgeschwindigkeiten im Umfeld der Kuppe verknüpfen lassen.

5.2 Ausblick

Das Modell wurde in FORTRAN programmiert und ist sowohl auf PCs, als auch auf größeren Rechnern unter UNIX lauffähig. Die Modellrechnungen mit einfachen synthetischen und komplexen dreidimensionalen Geschwindigkeitsfeldern erzeugen plausible Ergebnisse, die mit Profildaten des Parasound-Sedimentecholots sinnvoll verknüpft werden können. In Zukunft sollen weitere Serien von Modellrechnungen mit Geschwindigkeitsfeldern durchgeführt werden, die Strömungsbedingungen in der Umgebung unterschiedlicher topographischer Anomalien entsprechen. Dabei ist vor allem an geführte Strömungen an unterseeischen Rücken und an Tiefenwasserpassagen durch Bruchzonen gedacht.

Die Erweiterung des Modellprogramms durch zusätzliche Module ist aufgrund der Programmstruktur einfach möglich. Hierbei sollen folgende Richtungen verfolgt werden:

(1) Modellierung einer Abnahme von Porosität und Gesamtvolumen der Sedimente nach der Ablagerung in Abhängigkeit von der Lagerungsdauer. Beide Parameter liegen zwischen einem Zustand, der jungen, wasserreichen Sedimenten und einem Zustand der alten stark verfestigten Sedimenten entspricht. Die Lagerungsdichte könnte mit der Lagerungsdauer exponentiell abnehmen (Bitzer & Pflug, 1990).

(2) Einbeziehung der Subsidenz der Basisfläche des Modellraums nach einem einfachen Verfahren, das im Modell von Harbraugh & Bonham-Carter (1977) Anwendung findet (siehe Abschnitt 3.1.1.1).

(3) Modellierung diffusiver Prozesse. In der aktuellen Modellversion bewirkt die numerische Diffusion eine mit der Wirkung der Diffusion vergleichbare Umschärfe in der Sedimentverteilung, dieser Effekt ist aber wesentlich durch die Zellendimension und die Zeitschrittlänge bestimmt. Für die Simulation von diffusiven Vorgängen muß eine Abhängigkeit von den Strömungseigenschaften (Reynoldszahl) und den Eigenschaften der Sedimente formuliert werden.

Ein weiteres und wesentliches Ziel liegt in der direkten Verknüpfung von Parasound-Aufzeichnungen mit den Modellergebnissen durch synthetische Seismogramme. Bei einem synthetischen Seismogramm handelt es sich um die berechnete Reflexionsantwort realer oder

modellierter Sedimente auf ein eintreffendes seismisches Signal mit definierter Signatur. Bei ihrer Berechnung werden die akustischen Eigenschaften des Sediments durch den Verlauf der Naßdichte und der Kompressionswellengeschwindigkeit beschrieben. Da der Verlauf der akustischen Impedanz in marinen, gering verfestigten Sedimenten von Variationen der Naßdichte dominiert wird, lassen sich synthetische Seismogramme auch für die modellierten Sedimente berechnen, wenn die Naßdichte aus der Sedimentzusammensetzung abgeleitet werden kann. Für bestimmte, einfach zu beschreibende Sedimentationsumgebungen gibt es entsprechende empirische Formeln (z.B. Fröhlich et al., 1991). Einzelne synthetische Seismogramme können zu Profilen gruppiert und direkt mit Sedimentecholotprofilen verglichen werden.

Literaturverzeichnis

Allen, J. R. L. (1985). Principles of physical sedimentology. London: George Allen & Unwin, 278 Seiten.

Anderson, J. B., Wright, R., & Andrews, B. (1986). Weddell Fan and associated abyssal plain, Antarctica: morphology, sediment processes and factors influencing sediment supply. Geo-Marine Letters, 6, 121-129.

Bagnold, R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. Geological Survey professional paper, 422-I, US Government Printing Office Washington.

Beard, D. C., & Weyl, P. K. (1973). Influence of texture on porosity and permeability of unconsilidated sand. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57(2), 349-369.

Beckmann, A., & Haidvogel, D. B. (1997). A numerical simulation of flow at Fieberling Guyot. Journal of Geophysical Research, 102 (No.C3), 5595-5613.

Bergmann, U. (1996). Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften. Berichte zur Polarforschung, Band 183. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 164 Seiten.

Bitzer, K. (1988) Mathematische Modelle zur Simulation klastischer Sedimentation. Doktorarbeit an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 135 Seiten.

Bitzer, K. & Pflug, R. (1990). DEPOD: a three-dimensional model for simulating clastic sedimentation and isostatic compensation in sedimentary basins. In T. A. Cross (Hrsg.), Quantitative Dynamics Stratigraphy (335-348). Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall.

Blumsack, S. L. & Weatherly, G. L (1989). Observations and growth mechanisms for mudwaves. Deep-Sea Research 36, 1327-1339.

Bohrmann, G., Spieß, V., Hinze, H., & Kuhn, G. (1992). Reflector "Pc" a prominent feature in the Maud Rise sediment sequence (eastern Weddell Sea): occurrence, regional distribution and implications to silica diagenesis. Marine Geology, 106, 1–18.

Bolli, H. M., Ryan, W. B., Foresman, J. B., Hottman, W. E., Kagami, H., Longoria, J. F., McKnight, B. K., Melguen, M., Natland, J., Decima, F. P., & Siesser, W. G. (1978). Cape Basin continental rise – sites 360 and 361. In H. M. Bolli & W. B. F. Ryan (Hrsg.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (29-74). Washington: US Government Printing Office.

Bornhold, B. D., & Summerhayes, C. P. (1977). Scour and deposition at the foot of the Walvis Ridge in the northernmost Cape Basin, South Atlantic. Deep-Sea Research, 24, 743–752.

Burckle, L. H., & Abrams, N. (1987). Regional Late Pliocene - Early Pleistocene hiatuses of the Southern Ocean - diatom evidence. Marine Geology, 77, 207–218.

Burckle, L. H., & Cirilli, J. (1987). Origin of diatom ooze belt in the Southern Ocean: implications for late Quaternary paloceanography. Micropaleontology, 33 (1), 82–86.

Carmack, E. C., & Forster, T. D. (1975). On the flow of water out of the Weddell Sea. Deep-Sea Research, 22, 711–724.

Connary, S. D. & M. Ewing (1974). Penetration of Antarctic Bottom Water from the Cape Basin into the Angola Basin. Journal of Geophysical Research, 79, 463–469.

Curry, W. B., Duplessy, J. C., Labeyrie, L. D., & Shackleton, N. J. (1988). Changes in the distribution of d13C of deep Water SCO2 between the last glaciation and the Holocene. Paleoceanography, 3, 317–341.

Damuth, J. E. (1975). Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenuous sediments. Marine Geology, 18, 17–45.

Damuth, J. E., & Hayes, D. E. (1977). Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. Marine Geology, 24, 73–95.

Dieckmann, B., Petschik, R., Gingele, F. X., Fütterer, D., Abelmann, A., Brathauer, U., Gersonde, R., & Mackensen, A. (1996). Clay mineral fluctuations in Late Quarternary sediments of the southeastern south Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. In G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler, & D. J. Webb (Hrsg.), The South Atlantic - present and past circulation, 621–644. Berlin, Heidelberg: Springer.

Dingle, R. V. (1980). Large allochthonuos sediment masses and their role in the construction of the continental shelf and slope off southwestern Africa. Marine Geology, 37, 333–354.

Dingle, R. V., G. F. Birch, J. M. Bremner, R. H. de Decker, A. du Plessis, J. C. Engelbrecht, M. J. Fincham, T. Fitton, B. W. Flemming, R. I. Gentle, S. W. Goodlad, A. K. Martin, E. G. Mills, G. J. Moir, R. J. Parker, S. H. Robson, J. Rogers, D. A. Salmon & W. G. Siesser (1987). Deep-sea sedimentary enviroments around Southern Africa. Annals of the South African Museum, 98, 1–27.

Du Plessis, A. (1977). Seafloor spreading south of the Agulhas Fracture Zone. Nature, 270, 719–721.

Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Paterne, M., Hovine, S., Fichefet, T., Duprat, J., & Labracherie, M. (1996). High latitude deep water sources during the last glacial maximum and the intensity of th global oceanic circulation. In G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler, & D. J. Webb (Hrsg.), The South Atlantic - present and past circulation, 445–460. Berlin, Heidelberg: Springer.

Embley, R. W., & Langseth, M. G. (1977). Sedimentation processes on the continental rise of northeastern South America. Marine Geology, 25, 279–280.

Embley, R. W., & Morley, J. J. (1980). Quaternary sedimentation and paleoenviromental studies off Namibia. Marine Geology, 36, 183–204.

Emery, K. O., & Uchupi, C. O. (1984). The geology of the Atlantic Ocean. New York: Springer. 1150 Seiten.

Faugeres, J.-C., & Stow, D. A. V. (1993). Bottom-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. Sedimentary Geology, 82, 287–297.

Faugeres, J.-C., Mezerais, M. L., & Stow, D. A. V. (1992). Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. Sedimentary Geology, 82, 189–203.

Flood, R. D., & Shor, A. N. (1988). Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. Deep-Sea Research, 35, 943–971.

Flood, R. D., Shor, A. N., & Manley, P. L. (1993). Morphology of abyssal mudwaves at project MUDWAVES in the Argentine Basin. Deep-Sea Research, 40, 859–888.

Foster, T. D., & Middleton, J. H. (1979). Bottom water formation in the Weddell Sea. Deep-Sea Research, 27(A), 367–381.

Francois, R., Bacon, M. P., Altabet, M. A., & Labeyrie, L. D. (1993). Glacial/interglacial changes in sediment rain rate in the SW Indian Sector of subantarctic waters as recorded by 230Th, 231Pa, U and delta15N. Paloceanography, 8(5), 611–629.

Frank, M. (1995) Reconstruction of Late Quarternary enviromental conditions applying the natural radionuclides 230Th, 10Be, 231Pa and 238U: A study of deep-sea sediments from the Eastern Sector of the Antarctic Circumpolar Current System. Doktorarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 125 Seiten.

Froehlich, P. N., Malone, P. N., Hodell, D. A., Cisielski, P. F., Warnke, D. A., Hailwood, E. A., Nobes, D. C., Fenner, J., Mienert, J., Mwenifumbo, C. J., & Mueller, D. W. (1991). Biogenic opal and carbonate accumulation rates in the Subantarctic South Atlantic : the late Neogene of Meteor Rise site 704. In P. F. Cisielski & Y. Kristoffersen (Hrsg.), Proccedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results (515–532).

Fütterer, D. K. (1998). Die Expedition ANT-XIV/4 mit FS „Polarstern" 1997. Berichte zur Polarforschung, 259. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 58 Seiten.

Fütterer, D. K., & Schrems, O. (1991). Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS „Polarstern". Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7. Berichte zur Polarforschung, 90. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 120 Seiten.

Garrett, C. J. R., & Munk, W. H. (1972). Space-time scales of internal waves. Geophysics of fluid dynamics, 3, 225–264.

GEBCO (1993). Bathymetric contours from the fifth Edition of IHO/IOC General Bathymetric Chart of the Oceans using digital data supplied on behalf of GEBCO by Britisch Oceanographic Data Centre.

Gersonde, R., & Hempel, G. (1990). Die Expeditionen ANTARKTIS VIII/3 und VIII/4 mit FS „Polarstern" 1989. Berichte zur Polarforschung, 74. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung., 110 Seiten.

Gersonde, R., Kyte, F. T., Bleil, U., Diekmann, B., Flores, J. A., Gohl, K., Grahl, G., Hagen, R., Kuhn, G., Sierro, F. J., Völker, D., Abelmann, A., & Bostwick, J. A. (1997). Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. Nature, 390, 357–363.

Gill, A. E. (1982). Atmosphere-ocean dynamics. New York: Academic Press, 220 Seiten.

Gordon, A. L. (1978). Deep Antarctic convection west of Maud Rise. Journal of Physical Oceanography, 8, 600–612.

Grant, J. A., & Schreiber, R. (1990). Modern swathe sounding and sub-bottom profiling technology for research applications : the Atlas Hydrosweep and Parasound systems. Marine Geophysical Research, 12, 9–19.

Gross, T. F., & Williams III, A. J. (1991). Characterization of deep-sea storms. Marine Geology, 99, 281-301.

Hagen, R. A., Gohl, K., Gersonde, R., Kuhn, G., Völker, D., & Kodagali, V. N. (im Druck). Results of a recent survey of the De Gerlache Seamounts in the Southeast Pacific. Geo-Marine Letters.

Harbaugh, J. H., & Bonham-Carter, G. (1977). Computer simulation of continental margin sedimentation. In E. D. Goldberg, I. McCave, O'Brien, & Steele (Hrsg.), The Sea (623-649). New York: Wiley.

Heezen, B. C., Hollister, C. D., & Ruddiman, W. F. (1966a). Shaping of the continental rise by deep geostrophic currents. Science, 152, 502–508.

Heezen, B. C., Tharp, M., & Ewing, M. (1966b). Sediment transport by the Antarctic Bottom Current on the Bermuda Rise. Nature, 211, 611–612.

Heinrich, H. A. (1986). A comparison of conventional ship-installed 3.5 kHz Sub-Bottom-Profiler (SBP) and the new KAE "Parasound" illustrated by mapping of a deep-sea meander. Deutsche Hydrographische Zeitung, 6, 255–262.

Hellmer, H., & Bersch, M. (1985). The Southern Ocean. Berichte zur Polarforschung, Band 26. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Meeres- und Polarforschung, 115 Seiten.

Hewlett-Packard Company (1994). The HPGL/2 and HP RTL reference guide - a handbook for program developers. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 388 Seiten.

Hjulstrom, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, 25, 221–527.

Hollister, C. D., & Heezen, B. C. (1972). Geological effects of bottom currents. In A. L. Gordon (Hrsg.), Studies in physical oceanography, 2, 7-66. New York: Gordon and Breach.

Hollister, C. D., & Nowell, A. R. M. (1991). Prologue: Abyssal storms as global geologic process. Marine Geology, 99, 275–280.

Holton, J. R. (1992). An introduction to dynamic meteorology. San Diego: Academic Press. Allen, J. R. L. (1985). Principles of physical sedimentology. London: George Allen & Unwin, 507 Seiten.

Hopfauf, V. & V. Spieß (in Vorb.). A theoretical formulation for the origin and migration of sedimentary waves.

Howe, J. A. (1996). Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean. Sedimentology, 43, 219–234.

Hsü, K. J. (1989). Physical principles of sedimentology. New York: Springer-Verlag, 233 Seiten.

Hübscher, C., Spieß, V., Breitzke, M., & Weber, M. E. (1997). The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. Marine Geology, 141, 125–145.

Hübscher, C., Breitzke, M., Michels, K., Kudrass, H. R., Spieß, V., & Wiedicke, M. (im Druck). Late quaternary seismic stratigraphy of the Eastern Bengal Shelf. Marine Geophysical Research.

Jankowski, J. A., Malcherek, A., & Zielke, W. (1996). Numerical modelling of suspended sediment due to deep-sea mining. Journal of Geophysical Research, 101(C2), 3545–3560.

Johnson, D. A. (1985). Abyssal teleconnections II: Initiation of Anatarctic Bottom Water flow in the southwestern Atlantic. In K. J. Hsü & H. J. Weissert (Hrsg.), South Atlantic Paloceanography, 243–282. Cambridge: Cambridge University Press.

Kagami, H., & T. Iwasaki (1991). Variations of natural levees of submarine canyons around Antarctica: An indicator of Antarctic contour-current. Proceedings of the National Institute of Polar Research Symposium on Polar Meterology and Glaciology 4, 108–118.

Kagami, H., Kuramochi, H., & Shima, Y. (1991). Submarine canyons in the Bellinghausen and Riiser-Larssen Seas around Antarctica. Proceedings of the National Institute of Polar Research Symposium on Antarctic Geosciences, 5, 84–98.

Kennett, J. P. (1982). Marine geology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 752 Seiten

Kennett, J. P., & Shackleton, N. J. (1976). Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr. ago. Nature, 260, 513–515.

Klaus, A., & Ledbetter, M. T. (1988). Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high-resolution seismic records (3,5 kHz echograms). Deep-Sea Research, 35, 899–917.

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

Kuhn, G. (im Druck). Die Expedition Antarktis XI/4 1994 mit FS „Polarstern". Bremerhaven: Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung.

Kuhn, G., & Weber, M. (1993). Acoustical characterisation of sediments by PARASOUND and 3.5 kHz systems: related sedimentary processes on the Southeastern Weddellsea continental slope, Antarctica. Marine Geology, 113, 201–217.

Ledbetter, M. T. (1981). Paloceanographic significance of bottom water fluctuations in the Southern Ocean. Nature, 294 (5841), 554–556.

Ledbetter, M. T., & Cisielski, P. F. (1982). Bottom-current erosion along a transverse in the South Atlantic sector of the Southern Ocean. Marine Geology, 46, 329–341.

Ledbetter, M. T., & Cisielski, P. F. (1986). Post-Miocene disconformities and paloceanography in the Atlantic sector of the Southern Ocean. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 52, 185–214.

Lee, Y.-H., & Harbraugh, J. W. (1992). Stanfords SEDSIM project: dynamic three-dimensional simulation of geologic processes that affect clastic sediments. In R. Pflug & J. W. Harbraugh (Hrsg.), Computer graphics in geology, 113–127. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

Luskin, B., Heezen, B., Ewing, M., & Landisman, M. (1954). Precision measurement of ocean depth. Deep-Sea Research, 1, 131–140.

Lutjeharms, J. R. E. (1985). Location of frontal systems between Africa and Antarctica: some preliminary results. Deep-Sea Research, 32 (12), 1499–1509.

Lynn, R. J., & Reid, J. L. (1968). Characteristics and circulation of deep and abyssal waters. Deep-Sea Research, 15, 577–598.

Mariani, M., Argnani, A., Roveri, M., & Trincardi, F. (1993). Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterrenean: seismic evidence of bottom-current activity. Sedimentary Geology, 82, 207–220.

McCave, I. N. (1974). Vertical flux of particles in the ocean. Deep-Sea Research, 22, 491–502.

McCave, I. N. (1978). Sediments in the abyssal boundary layer. Oceanus, 21, 27–33.

McCave, I. N. (1984 a). Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. Deep-Sea Research, 31 (4), 329–352.

McCave, I. N. (1984 b). Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In D. A. V. Stow & D. J. W. Piper (Hrsg.), Fine grained sediments: Deep-water processes and facies, 35-69. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

McCave, I. N., & Gross, T. F. (1991). In-situ measurements of particle settling velocity in deep sea. Marine Geology, 99, 403–411.

Melles, M. (1991). Paleoglaziologie und Paleozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddelmeeres, Antarktis. Berichte zur Polarforschung, Band 81. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 190 Seiten

Melles, M., & Kuhn, G. (1991). Subbottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: evidence for large-scale erosional processes. Deep-Sea Research, 40 (4), 739–760.

Meyer-Peter, E., & Müller, R. (1949). Eine Formel zur Berechnung des Geschiebetransports. Schweizerische Bauzeitung, 67 Jahrgang., Zürich.

Mezerais, M. L., Faugeres, J.-C., Figueiredo, A. G., & Masse, L. (1993). Contour current accumulation off the Vema Channel mouth, southern Brazil; pattern of a "contourite fan". Sedimentary Geology, 82 (1–4), 173–187.

Michels, K. (1995) Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. Doktorarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 127 Seiten

Miller, M. C., McCave, N., & Komar, P. (1977). Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, 24, 507–527.

Miranda, Anne Pimenta, 1996, Application d'un modelle numerique de circulation generale oceanique permettant la generation de turbulence de meso-echelle a l'etude de l'Atlantique Sud. Doktorarbeit, Universite Joseph Fourier, Grenoble.

Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S., & Edwards, B. D. A. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope system versus canyon-fan-basin floor systems. In L. Doyle & L. H. Pilkey (Hrsg.), Geology of continental slopes, 61–73. Tulsa, Oklahoma: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

NOAA (1988). NGDC Data announcement 88-MG-02: Digital relief on the surface of the earth, US Department of Commerce, NOAA, NGDC, Boulder, Colorado.

Normark, W. R., Hess, G. R., Stow, D. A. V., & Bowen, A. J. (1980). Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. Marine Geology, 37, 1–18.

Olbers, D., Gouretski, V., Seiss, G., & Schröter, J. (1992). Hydrographic atlas of the Southern Ocean. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut.

Orsi, A. H., Nowlin Jr., W. D., & Whitworth III, T. (1993). On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. Deep-Sea Research, 40(I), 169–203.

Pickering, K. T., Hinscott, R. N., & Hein, F. J. (1989). Deep marine enviroments: clastic sedimentation and tectonics. London: Unwin & Hyman, 416 Seiten.

Pudsey, C. J., Barker, P. F., & Hamilton, N. (1988). Weddell Sea abyssal sediments: a record of Antarctic Bottom Water flow. Marine Geology, 81, 289–314.

Queney, L. (1948). The problem of air flow over mountains; a summary of theoretical studies. Bulletin of the American Meteorological Society 29, 16–26.

Raudkivi, A. J. (1982). Grundlagen des Sedimenttransports. Berlin: Springer Verlag, 251 Seiten..

Rebesco, M., Larter, R. D., Camerlenghi, A., & Barker, P. F. (1996). Giant sediment drifts on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. Geo-Marine Letters 16, 65–75.

Reid, J. L. (1994). On the total geostrophic circulation in the North Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. Progresses in Oceanography, 33, 1–92.

Roberts, D. G., Hogg, N. G., & Bishop, D. G. (1974). Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough. Deep-Sea Research, 21, 175–184.

Rogers, J. (1987). Seismic, bathymetric and photographic evidence of widespread erosion and a manganese pavement along the continental rise of the southeast Cape Basin. Marine Geology, 78, 57–76.

Rostek, F., Spieß, V., & Bleil, U. (1991). Parasound echosounding, comparison of analogue and digital echosounder records and physical properties of sediments from the equatorial South Atlantic. Marine Geology, 99, 1–18.

Siedler, & Peters (1982). Properties of sea water. In Landolt-Börnstein (Hrsg.), New Series V/3a, 233-265.

Siedler, G., Müller, T. J., Onken, R., Arhan, M., Mercier, H., King, B. A., & Saunders, P. M. (1996). The zonal WOCE sections in the South Atlantic. In G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler, & D. J. Webb (Hrsg.), The South Atlantic - present and past circulation, 83–104. Berlin: Springer.

Siesser, W. G., Rogers, J., & Winter, A. (1988). Late Neogene erosion of the Agulhas Moat and the Oligocene position of Subantarctic Surface Water. Marine Geology, 80, 119–129.

Spieß, V. (1993). Digitale Sedimentechographie - neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 35, 199 Seiten.

Sündermann, J., & Klöcker, R. (1983). Sediment transport modelling with applications to the North Sea. In North Sea Dynamics, 453-471. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

Syvitski, J. P. M., & Daughney, S. (1992). DELTA2: Delta prograding and basin filling. Computers and Geosciences, 18 (7), 839–897.

Talley, L. D. (1996). Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. In G. Wefer, W. H. Berger, G. Siedler, & D. J. Webb (Hrsg.), The South Atlantic: Present and past circulation, 219-238. Berlin, Heidelberg: Springer.

Tetzlaff, D. M., & Harbraugh, J. W. (1989). Simulating clastic sedimentation. New York: Van Nostrand Reinhold, 202 Seiten.

Tucholke, B. E. (1977). Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen Basin. Marine Geology 25, 209–230

Tucholke, B. E., & Carpenter, G. B. (1977). Sediment distribution and cenozoic sedimentation patterns on the Agulhas Plateau. Geological Society of America Bulletin, 88, 1337–1346.

Tucholke, B. E., & Embley, R. W. (1976). A continuous erosional zone in the Cape, Agulhas and Mocambique Basins. Geological Society of America Abstracts with Programs, 8, 1–854.

Tyce, R. C., Mayer, & Spiess (1980). Near-bottom seismic profiling : high lateral variability, anomalous amplitudes and estimates of attenuation. Journal of the Acoustical Society of America, 65, 1391–1402.

Vail, P. R., & Mitchum, R. M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of the sea level: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In C. E. Payton (Hrsg.), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, 53–62. Tulsa Oklahoma: AAPG.

Völker, D. (1993) Sedimentechographische Kartierung des Kapbeckens. Diplomarbeit im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 105 Seiten.

Von Stackelberg, U., Rad, U. v., & Zobel, B. (1979). Asymmetric sedimentation around Great Meteor Seamount (North Atlantic). Marine Geology, 33, 117–132.

Warren, B. A., & Speer, G. (1991). Deep circulation in the South Atlantic Ocean. Deep-Sea Research, 38 (Supplementary 1), 281–S322.

Weber, M. (1992). Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis. Berichte zur Polarforschung, Band 109. Bremerhaven: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 165 Seiten.

Wessel P. & W. H. T. Smith (1995). New version of the Generic Mapping Tool (GMT) released. EOS Trans. AGU, 76, Seite 329.

Wisotzki, A., Schäfer, H., Loeff, M. R. v. d., & Michel, A. (1990). Fahrtabschnitt VIII/3: Ozeanographie. In R. Gersonde & G. Hempel (Hrsg.), Die Expeditionen ANTARKTIS VIII/3 und VIII/4 des Forschungsschiffs „Polarstern" 1989, Berichte zur Polarforschung, 74, 20-38. Bremerhaven: Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung.

Yalin, M. S. (1972). Mechanics of sediment transport. Oxford: Pergamon Press. 299 Seiten.

Zanke, U. (1977). Berechnungen von Sinkgeschwindigkeiten von Sedimenten. Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningeneurswesen der Technischen Universität Hannover, 46, 230–245.

Zanke, U. (1977b). Neuer Ansatz zur Berechnung des Transportbeginns von Sedimenten unter Strömungseinfluß. Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurswesen der Technischen Universität Hannover, 46.

Zanke, U. (1978). Zusammenhänge zwischen Strömung und Sedimenttransport; Teil1: Berechnung des Sedimenttransports - allgemeiner Fall. Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurswesen der Technischen Universität Hannover, 47, 214–345.

Danksagung

Ich danke Prof. Dr. V. Spieß (Arbeitsgebiet Meerestechnik/Umweltforschung am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen) für die Vergabe und Betreuung dieser Arbeit, sowie für die gewährte Unterstützung.

Insbesondere möchte ich Prof. Dr. K. Herterich (Arbeitsgebiet Modellierung am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen) für die Übernahme des Co-Referats und für die guten Ratschläge bei der Entwicklung des numerischen Modells danken. In diesem Zusammenhang bin ich weiterhin Dr. S. Determann zu Dank verpflichtet.

Die Strömungsfelder mit denen im Zusammenhang mit dieser Arbeit Berechnungen durchgeführt wurden, stellten dankenswerterweise Herr Dr. A. Beckmann (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung) und Herr Dr. V. Hopfauf (Arbeitsgebiet Meerestechnik/Umweltforschung am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen) zur Verfügung.

Für die kritische Durchsicht von Teilen des Manuskripts sowie für viele Anregungen möchte ich mich herzlich bei einer Reihe von Kollegen und meinem Bruder bedanken. Dr. V. Hopfauf, Lars Zühlsdorff und Dr. C. Hübscher sind hier zu nennen.

Die Registrierung der Parasound-Daten war ohne den Einsatz der Offiziere und der Mannschaften der Forschungsschiffe Meteor und Polarstern nicht möglich. Ganz besonders sei aber den zahlreichen Parasound-Wachgängern, insbesondere den Nachtschichten gedankt. Ein Teil der Daten wurde dankenswerterweise von Dr. G. Kuhn (AWI Bremerhaven) zur Auswertung überlassen.

Schönen Dank auch an Angelika Rinkel für ein Riesenquantum guter Laune.

Symbole und Formeln

g	Schwerebeschleunigung
t	Zeit
T	Zeitintervall
ρ_f	Flüssigkeitsdichte
ρ_s	Matrixdichte der Sedimentkörner
$\rho' = \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_f}$	relative Dichte
η	dynamische Viskosität
ν	kinematische Viskosität
D	Korndurchmesser
u	x-Komponente der Fließgeschwindigkeit
v	y-Komponente der Fließgeschwindigkeit
uv	horizontale Komponente der Fließgeschwindigkeit
w	z-Komponente der Fließgeschwindigkeit
u_{init}	Anfangsgeschwindigkeit in x-Richtung am Modellrand
v_{init}	Anfangsgeschwindigkeit in y-Richtung am Modellrand
uv_{init}	horizontale Komponente des Strömungsfelds am Modellrand
u_0	x-Komponente der Fließgeschwindigkeit über der Sohle
u_{cre}	kritischer Wert der Fließgeschwindigkeit über der Sohle ab dem Sedimenttransport an der Sohle einsetzt
u_{crd}	kritischer Wert der Fließgeschwindigkeit über der Sohle unterhalb von dem Ablagerung aus dem Bodenwasser beginnt
u_{cra}	kritischer Wert der Fließgeschwindigkeit über der Sohle ab dem ein Abheben von Körnern von der Sohle beginnt.
ws	Absinkgeschwindigkeit eines einzelnen Partikels
τ_0	Scherspannung an der Gewässersohle
τ_{cre}	Kritischer Wert der Scherspannung für den Bewegungsbeginn an der Gewässersohle
$D^* = \left(\frac{\rho' g}{\vartheta^2}\right)^{\frac{1}{3}} D$	Sedimentologischer Korndurchmesser
$f = \frac{c}{(ab)^2}$	Formfaktor des Sedimentkorns, wobei a, b und c die Längen der längsten, mittleren und kürzesten Achse eines Korns darstellen
$u^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_f}}$	Schergeschwindigkeit
qg	Transportrate für den Sedimenttransport an der Sohle (Geschiebetransport)
qs	Transportrate für den Sedimenttransport in Suspension
K	Transportkoeffizient

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. (vergriffen)

Nr. 3 **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
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. (vergriffen)

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. und Fahrtteilnehmer**
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. (vergriffen)

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. und Fahrtteilnehmer**
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. 121 Seiten, Bremen, 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. (vergriffen)

Nr. 15 **Kölling, A.**
Frühdiagenetische Prozesse und Stoff-Flüsse in marinen und ästuarinen Sedimenten.
140 Seiten, Bremen, 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, 1991.

Nr. 17 **Pätzold, J., T. Bickert, L. Brück, C. Gaedicke, K. Heidland, G. Meinecke, S. Mulitza**
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 15/2, Rio de Janeiro - Vitoria,
18.1. - 7.2.1991. 46 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 18 **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
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. und Fahrtteilnehmer**
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. (vergriffen)

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. und Fahrtteilnehmer**
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/1, Bremen - Abidjan, 18.11.- 22.12.1991.
74 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 25 **Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
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. (vergriffen)

Nr. 28 **Schmidt, H.**
Der Benguela-Strom im Bereich des Walfisch-Rückens im Spätquartär. 172 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 29 **Meinecke, G.**
Spätquartäre Oberflächenwassertemperaturen im östlichen äquatorialen Atlantik.
181 Seiten, Bremen, 1992.

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 mesotidal Barrier Island Shoreface (Spiekeroog, Southern North Sea). 370 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 33 **Duinker, J. und G. Wefer (Hrsg.)**
Bericht über den 1. JGOFS-Workshop. 1./2. Dezember 1992 in Bremen. 83 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 34 **Kasten, S.**
Die Verteilung von Schwermetallen in den Sedimenten eines stadtbremischen Hafenbeckens.
103 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 35 **Spieß, V.**
Digitale Sedimentographie. Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie.
199 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 36 **Schinzel, U.**
Laborversuche zu frühdiagenetischen Reaktionen von Eisen (III) - Oxidhydraten in marinen Sedimenten. 189 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 37 **Sieger, R.**
CoTAM - ein Modell zur Modellierung des Schwermetalltransports in Grundwasserleitern.
56 Seiten, Bremen, 1993. (vergriffen)

Nr. 38 **Willems, H. (Ed.)**
Geoscientific Investigations in the Tethyan Himalayas. 183 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 39 **Hamer, K.**
Entwicklung von Laborversuchen als Grundlage für die Modellierung des Transportverhaltens von Arsenat, Blei, Cadmium und Kupfer in wassergesättigten Säulen. 147 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 40 **Sieger, R.**
Modellierung des Stofftransports in porösen Medien unter Ankopplung kinetisch gesteuerter Sorptions- und Redoxprozesse sowie thermischer Gleichgewichte. 158 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 41 **Thießen, W.**
Magnetische Eigenschaften von Sedimenten des östlichen Südatlantiks und ihre paläozeanographische Relevanz. 170 Seiten, Bremen, 1993.

Nr. 42 **Spieß, V. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/1, Kapstadt - Rio de Janeiro, 4.-25.2.1993. 139 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 43 **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/2, Rio de Janeiro - Recife, 27.2.-19.3.1993 133 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 44 **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/3, Recife - Las Palmas, 21.3. - 12.4.1993 71 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 45 **Giese, M. und G. Wefer (Hrsg.)**
Bericht über den 2. JGOFS-Workshop. 18../19. November 1993 in Bremen. 93 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 46 **Balzer, W. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 22/1, Hamburg - Recife, 22.9. - 21.10.1992. 24 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 47 **Stax, R.**
Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum. 150 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 48 **Skowronek, F.**
Frühdiagenetische Stoff-Flüsse gelöster Schwermetalle an der Oberfläche von Sedimenten des Weser Ästuares. 107 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 49 **Dersch-Hansmann, M.**
Zur Klimaentwicklung in Ostasien während der letzten 5 Millionen Jahre: Terrigener Sedimenteintrag in die Japan See (ODP Ausfahrt 128). 149 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 50 **Zabel, M.**
Frühdiagenetische Stoff-Flüsse in Oberflächen-Sedimenten des äquatorialen und östlichen Südatlantik. 129 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 51 **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of SONNE-Cruise SO 86, Buenos Aires - Capetown, 22.4. - 31.5.93 116 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 52 **Symposium: The South Atlantic: Present and Past Circulation.**
Bremen, Germany, 15 - 19 August 1994. Abstracts. 167 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 53 **Kretzmann, U.B.**
57Fe-Mössbauer-Spektroskopie an Sedimenten - Möglichkeiten und Grenzen. 183 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 54 **Bachmann, M.**
Die Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt und unteren Unteralb (NE-Spanien, Prov. Lerida): Fazies, Zyklo- und Sequenzstratigraphie. 147 Seiten, Bremen, 1994. (vergriffen)

Nr. 55 **Kemle-von Mücke, S.**
Oberflächenwasserstruktur und -zirkulation des Südostatlantiks im Spätquartär. 151 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 56 **Petermann, H.**
Magnetotaktische Bakterien und ihre Magnetosome in Oberflächensedimenten des Südatlantiks. 134 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 57 **Mulitza, S.**
Spätquartäre Variationen der oberflächennahen Hydrographie im westlichen äquatorialen Atlantik. 97 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 58 **Segl, M. und Fahrteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 29/1, Buenos-Aires - Montevideo, 17.6. - 13.7.1994. 94 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 59 **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 29/2, Montevideo - Rio de Janiero 15.7. - 8.8.1994. 153 Seiten, Bremen, 1994.

Nr. 60 **Henrich, R. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 29/3, Rio de Janeiro - Las Palmas 11.8. - 5.9.1994. Bremen, 1994. (vergriffen)

Nr. 61 **Sagemann, J.**
Saisonale Variationen von Porenwasserprofilen, Nährstoff-Flüssen und Reaktionen in intertidalen Sedimenten des Weser-Ästuars. 110 Seiten, Bremen, 1994. (vergriffen)

Nr. 62 **Giese, M. und G. Wefer**
Bericht über den 3. JGOFS-Workshop. 5./6. Dezember 1994 in Bremen. 84 Seiten, Bremen, 1995.

Nr. 63 **Mann, U.**
Genese kretazischer Schwarzschiefer in Kolumbien: Globale vs. regionale/lokale Prozesse. 153 Seiten, Bremen, 1995. (vergriffen)

Nr. 64 **Willems, H., Wan X., Yin J., Dongdui L., Liu G., S. Dürr, K.-U. Gräfe**
The Mesozoic development of the N-Indian passive margin and of the Xigaze Forearc Basin in southern Tibet, China. – Excursion Guide to IGCP 362 Working-Group Meeting "Integrated Stratigraphy". 113 Seiten, Bremen, 1995. (vergriffen)

Nr. 65 **Hünken, U.**
Liefergebiets - Charakterisierung proterozoischer Goldseifen in Ghana anhand von Fluideinschluß - Untersuchungen. 270 Seiten, Bremen, 1995.

Nr. 66 **Nyandwi, N.**
The Nature of the Sediment Distribution Patterns in ther Spiekeroog Backbarrier Area, the East Frisian Islands. 162 Seiten, Bremen, 1995.

Nr. 67 **Isenbeck-Schröter, M.**
Transportverhalten von Schwermetallkationen und Oxoanionen in wassergesättigten Sanden. - Laborversuche in Säulen und ihre Modellierung - 182 Seiten, Bremen, 1995.

Nr. 68 **Hebbeln, D. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of SONNE-Cruise SO 102, Valparaiso - Valparaiso, 95 134 Seiten, Bremen, 1995.

Nr. 69 **Willems, H. (Sprecher), U. Bathmann, U. Bleil, T. v. Dobeneck, K. Herterich, B.B. Jorgensen, E.-M. Nöthig, M. Olesch, J. Pätzold, H.D. Schulz, V. Smetacek, V. Spieß. G. Wefer**
Bericht des Graduierten-Kollegs Stoff-Flüsse in marine Geosystemen. Berichtszeitraum Januar 1993 - Dezember 1995. 45 & 468 Seiten, Bremen, 1995.

Nr. 70 **Giese, M. und G. Wefer**
Bericht über den 4. JGOFS-Workshop. 20./21. November 1995 in Bremen. 60 Seiten, Bremen, 1996. (vergriffen)

Nr. 71 **Meggers, H.**
Pliozän-quartäre Karbonatsedimentation und Paläozeanographie des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres - Hinweise aus planktischen Foraminiferengemeinschaften. 143 Seiten, Bremen, 1996. (vergriffen)

Nr. 72 **Teske, A.**
Phylogenetische und ökologische Untersuchungen an Bakterien des oxidativen und reduktiven marinen Schwefelkreislaufs mittels ribosomaler RNA.. 220 Seiten, Bremen, 1996. (vergriffen)

Nr. 73 **Andersen, N.**
Biogeochemische Charakterisierung von Sinkstoffen und Sedimenten aus ostatlantischen Produktions-Systemen mit Hilfe von Biomarkern. 215 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 74 **Treppke, U.**
Saisonalität im Diatomeen- und Silikoflagellatenfluß im östlichen tropischen und subtropischen Atlantik. 200 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 75 **Schüring, J.**
Die Verwendung von Steinkohlebergematerialien im Deponiebau im Hinblick auf die Pyritverwitterung und die Eignung als geochemische Barriere. 110 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 76 **Pätzold, J. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of VICTOR HENSEN cruise JOPS II, Leg 6, Fortaleza - Recife, 10.3. - 26.3. 1995 and Leg 8, Vitoria - Vitoria, 10.4. - 23.4.1995. 87 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 77 **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/1, Cape Town - Walvis Bay, 3.-26.1.1996. 129 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 78 **Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/2, Walvis Bay - Walvis Bay, 29.1.-18.2.96 133 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 79 **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/3, Walvis Bay - Recife, 21.2.-17.3.1996. 168 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 80 **Fischer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/4, Recife - Bridgetown, 19.3.-15.4.1996. 105 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 81 **Kulbrok, F.**
Biostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie einer Karbonatrampe in den Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs Nordost-Ägyptens (Eastern Desert, N'Golf von Suez, Sinai). 153 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 82 **Kasten, S.**
Early Diagenetic Metal Enrichments in Marine Sediments as Documents of Nonsteady-State Depositional Conditions. Bremen, 1996.

Nr. 83 **Holmes, M.E.**
Reconstruction of Surface Ocean Nitrate Utilization in the Southeast Atlantic Ocean Based on Stable Nitrogen Isotopes. 113 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 84 **Rühlemann, C.**
Akkumulation von Carbonat und organischem Kohlenstoff im tropischen Atlantik: Spätquartäre Produktivitäts-Variationen und ihre Steuerungsmechanismen. 139 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 85 **Ratmeyer, V.**
Untersuchungen zum Eintrag und Transport lithogener und organischer partikulärer Substanz im östlichen subtropischen Nordatlantik. 154 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 86 **Cepek, M.**
Zeitliche und räumliche Variationen von Coccolithophoriden-Gemeinschaften im subtropischen Ost-Atlantik: Untersuchungen an Plankton, Sinkstoffen und Sedimenten. 156 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 87 **Otto, S.**
Die Bedeutung von gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) für den Kohlenstofffluß im Ozean. 150 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 88 **Hensen, C.**
Frühdiagenetische Prozesse und Quantifizierung benthischer Stoff-Flüsse in Oberflächensedimenten des Südatlantiks. 132 Seiten, Bremen, 1996.

Nr. 89 **Giese, M. und G. Wefer**
Bericht über den 5. JGOFS-Workshop. 27./28. November 1996 in Bremen. 73 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 90 **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 37/1, Lisbon - Las Palmas, 4.-23.12.1996. 79 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 91 **Isenbeck-Schröter, M., E. Bedbur, M. Kofod, B. König, T. Schramm & G. Mattheß**
Occurrence of Pesticide Residues in Water - Assessment of the Current Situation in Selected EU Countries. 65 Seiten, Bremen 1997.

Nr. 92 **Kühn, M.**
Geochemische Folgereaktionen bei der hydrogeothermalen Energiegewinnung. 129 Seiten, Bremen 1997.

Nr. 93 **Determann, S. & K. Herterich**
JGOFS-A6 „Daten und Modelle": Sammlung JGOFS-relevanter Modelle in Deutschland. 26 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 94 **Fischer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 38/1, Las Palmas - Recife, 25.1.-1.3.1997, with Appendix: Core Descriptions from METEOR Cruise M 37/1. Bremen, 1997.

Nr. 95 **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 38/2, Recife - Las Palmas, 4.3.-14.4.1997. 126 Seiten, Bremen, 1998.

Nr. 96 **Neuer, S. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of VICTOR HENSEN-Cruise 96/1, Las Palmas - Las Palmas, 10.1. - 4-3.1996. 76 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 97 **Villinger, H. und Fahrtteilnehmer**
Fahrtbericht SO 111, 20.8. - 16.9.1996. 115 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 98 **Lüning, S.**
Late Cretaceous - Early Tertiary sequence stratigraphy, paleoecology and geodynamics of Eastern Sinai, Egypt. 218 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 99 **Haese, R.R.**
Beschreibung und Quantifizierung frühdiagenetischer Reaktionen des Eisens in Sedimenten des Südatlantiks. 118 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 100 **Lührte, R. von**
Verwertung von Bremer Baggergut als Material zur Oberflächenabdichtung von Deponien - Geochemisches Langzeitverhalten und Schwermetall-Mobilität (Cd, Cu, Ni, Pb, Zn). Bremen, 1997.

Nr. 101 **Ebert, M.**
Der Einfluß des Redoxmilieus auf die Mobilität von Chrom im durchströmten Aquifer. 135 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 102 **Krögel, F.**
Einfluß von Viskosität und Dichte des Seewassers auf Transport und Ablagerung von Wattsedimenten (Langeooger Rückseitenwatt, südliche Nordsee). 168 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 103 **Kerntopf, B.**
Dinoflagellate Distribution Patterns and Preservation in the Equatorial Atlantic and Offshore North-West Africa. 137 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 104 **Breitzke, M.**
Elastische Wellenausbreitung in marinen Sedimenten - Neue Entwicklungen der Ultraschall Sedimentphysik und Sedimentechographie. 298 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 105 **Marchant, M.**
Rezente und spätquartäre Sedimentation planktischer Foraminiferen im Peru-Chile Strom. 115 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 106 **Habicht, K.S.**
Sulfur isotope fractionation in marine sediments and bacterial cultures. 125 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 107 **Hamer, K., R.v. Lührte, G. Becker, T. Felis, S. Keffel, B. Strotmann, C. Waschkowitz, M. Kölling, M. Isenbeck-Schröter, H.D. Schulz**
Endbericht zum Forschungsvorhaben 060 des Landes Bremen: Baggergut der Hafengruppe Bremen-Stadt: Modelluntersuchungen zur Schwermetallmobilität und Möglichkeiten der Verwertung von Hafenschlick aus Bremischen Häfen. 98 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 108 **Greeff, O.W.**
Entwicklung und Erprobung eines benthischen Landersystemes zur *in situ*-Bestimmung von Sulfatreduktionsraten mariner Sedimente. 121 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 109 **Pätzold, M. und G. Wefer**
Bericht über den 6. JGOFS-Workshop am 4./5.12.1997 in Bremen. Im Anhang: Publikationen zum deutschen Beitrag zur Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS), Stand 1/1998. 122 Seiten, Bremen, 1998.

Nr. 110 **Landenberger, H.**
CoTReM, ein Multi-Komponenten Transport- und Reaktions-Modell. 142 Seiten, Bremen, 1998.

Nr. 111 **Villinger, H. und Fahrtteilnehmer**
Fahrtbericht SO 124, 4.10. - 16.10.1997. 90 Seiten, Bremen, 1997.

Nr. 112 **Gietl, R.**
Biostratigraphie und Sedimentationsmuster einer nordostägyptischen Karbonatrampe unter Berücksichtigung der Alveolinen-Faunen. 142 Seiten, Bremen, 1998.

Nr. 113 **Ziebis, W.**
The Impact of the Thalassinidean Shrimp *Callianassa truncata* on the Geochemistry of permeable, coastal Sediments. 158 Seiten, Bremen 1998.

Nr. 114 **Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 41/1, Málaga - Libreville, 13.2.-15.3.1998. Bremen, 1998.