

Materialinventur an der deutschen Nordseeküste

Von MANFRED ZEILER, JÜRGEN SCHULZ-OHLBERG u. KLAUS FIGGE

Zusammenfassung

Der Meeresboden vor der deutschen Nordseeküste weist in seinem obersten Teil eine zweilagige Struktur auf. Über einem Untergrund frühholozäner und älterer Ablagerungen liegen sandige Sedimente, die durch Seegang und Strömungen der heutigen Nordsee dorthin transportiert und abgelagert wurden. Unter den derzeitigen hydrodynamischen Bedingungen werden sie bei geringen Mächtigkeiten vollständig, sonst nur im oberen Teil, regelmäßig umgelagert. Im Rahmen des KFKI-Forschungsvorhabens „Materialinventur an der deutschen Nordseeküste“ sollte das Volumen dieser sandigen Lockersedimente ermittelt werden. Das Untersuchungsgebiet umfasste die gesamte deutsche Nordseeküste von der Niedrigwasserlinie bis zur SKN-20 m-Isobathe. Die Sedimentmächtigkeiten wurden mit einem hochauflösenden Sedimentechographen auf einem engmaschigen Profilnetz (Linienabstand ca. 3,5 km) unter Einbeziehung zahlreicher Flachbohrungen bestimmt. Mit Hilfe geostatistischer Verfahren wurden die Mächtigkeiten auf ein 1 km-äquidistantes Raster extrapoliert und der Kokriging-Schätzfehler als zweifache Standardabweichung (2σ) berechnet. Anschließend konnte das Volumen der mobilen, umlagerungsfähigen Lockersedimente unter Angabe des 95%-igen Vertrauensbereichs ermittelt werden.

Die Mächtigkeitsverteilung weist eine dreizonale, küstenparallele Gliederung auf. In der Flachwasserzone bis 10 m Wassertiefe (Zone 1) findet man die größte Sedimentakkumulation mit Mächtigkeiten bis max. $10 \pm 2,5$ m. In Zone 2 (bis 15 m Wassertiefe) lässt sich mit Ausnahme der Helgoländer Bucht ein Streifen mit geringer Bedeckung von 0,4 bis 1,5 m ausgliedern, der auf die Dominanz erosiver Prozesse in dieser Tiefenzone hinweist. In Wassertiefen über 15 m können die Sedimentmächtigkeiten auf 2 bis 3 m zunehmen (Zone 3). Ehemalige, küstennormal verlaufende Rinnen fungierten als Sedimentfänger, so dass es lokal zu größeren Mächtigkeiten kommt.

Das Volumen der nordseezeitlichen Sedimente beträgt im Untersuchungsgebiet 18 ± 11 Mrd. m^3 . Da das gesamte Küstengebiet nicht synoptisch vermessen werden konnte, ist das Ergebnis aufgrund ständiger Umlagerungsprozesse mit einem gewissen Fehler behaftet. Um diesen Fehler zu quantifizieren, wurde ein Gebiet westlich von Eiderstedt/Dithmarschen nach einem Jahr wiederholt reflexionsseismisch vermessen. Der Volumenvergleich beider Messfahrten zeigt, dass Umlagerungsprozesse die Volumenberechnung nicht signifikant beeinflussen haben.

Summary

The volume of North Sea sediments whose surficial layer is mobile due to wave and current action was to be estimated along the German North Sea coast between 0 and 20 m water depth excluding the Wadden Sea area (North Sea tidal flats). The thickness of these sediments comprising the first seismostratigraphic layer was measured with a grid spacing of two minutes latitude and three minutes longitude. High-resolution seismic profiling was performed in combination with vibrocoring. Sediment thickness was extrapolated on a 1 km-equidistant grid using geostatistical methods. The error of cokriging was calculated as the twofold standard deviation (2σ) for the thickness and volume of the mobile sediments.

The spatial distribution of the North Sea sediments exhibits three longshore zones. In shallow waters (0 to 10 m) mobile sediments reach a maximum thickness of 10 ± 2.5 m (Zone 1). Within Zone 2 (down to 15 m water depth) a thin sediment cover of 0.4 to 1.5 m was found except in the mud area of the Helgoland Bight. Further offshore (15 to 20 m water depth), sediment thickness increases to 2 to 3 m (Zone 3). This distribution is interrupted by cross-shore palaeovalleys off the coast of Schleswig-Holstein which are filled with mobile sediments.

The volume of mobile sediments is 18 ± 11 billion m^3 in the study area which contains an additional error due to morphodynamic processes. Therefore, a small area off Eiderstedt/Dithmar-

sehen was re-measured seismically to quantify this error. A comparison of both volumes from two different years shows that sediment redistribution processes have not significantly influenced the result.

Inhalt

1. Einführung	54
2. Zielsetzung	55
3. Material und Methoden	58
3.1 Datengrundlage	58
3.2 Positionierung und Lotung	59
3.3 Reflexionsseismik	59
3.4 Sedimentbeprobung	60
3.5 Geostatistik	62
4. Auswertung	62
4.1 Positionsumwandlung und Tiefenbeschickung	62
4.2 Korrelation von Reflexionsseismik und Bohrungen	62
4.3 Geostatistische Auswertung	63
5. Ergebnisse	65
5.1 Reflexionsseismische Profile und Bohrungen	65
5.2 Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sande	67
5.3 Volumenberechnung der nordseezeitlichen Sande	74
5.4 Wiederholungsvermessung	78
6. Diskussion	79
6.1 Geologische Verhältnisse	79
6.2 Hinweise zur küstennahen Sedimentdynamik	82
7. Schlussfolgerung	84
8. Danksagung	84
9. Schriftenverzeichnis	85

1. Einführung

Die Kenntnis der Sedimentdynamik vor der deutschen Nordseeküste ist von grundlegender Bedeutung im Zusammenhang mit Maßnahmen des Insel- und Küstenschutzes, küstenwasserbaulicher Tätigkeiten sowie der Beurteilung von Standsicherheiten maritimer Bauwerke und nachhaltiger meeresbergbaulicher Aktivitäten. Die Veränderungen des Meeresbodens resultieren aus dem Zusammenspiel von Sedimentverfügbarkeit und Energiespektrum des Transportmediums, d.h. es muss umlagerungsfähiges Lockersediment in ausreichender Menge und Zusammensetzung vorhanden sein, um unter entsprechenden hydrodynamischen Bedingungen morphologische Strukturen aufbauen zu können (BELDERSON et al., 1982). Dieses Formeninventar wird von Umlagerungsprozessen auf unterschiedlichen Zeitskalen kontrolliert (ANTIA, 1996; SWIFT et al., 1979). Numerische Sedimenttransportmodelle können derzeit die simulierte Morphodynamik bestenfalls zweidimensional an die natürlichen Veränderungen anpassen (DE VRIEND, 1997; LI U. AMOS, 1995). In vielen Fällen werden aussagekräftige Prognosen dadurch limitiert, dass die Ausgangsmengen des umlagerungsfähigen Materials nicht bekannt sind.

Sedimentverteilungskarten der Deutschen Bucht beinhalten lediglich die Korngrößenzusammensetzung der oberen 10 Zentimeter (FIGGE, 1981), die nur zum Teil ein Abbild der Sedimentumlagerung widerspiegeln und lokal den geologischen Aufbau des anstehenden transgredierten Untergrundes durchpausen. Aus diesem Grund ist eine dreidimensionale Darstellung der umlagerungsfähigen Lockersedimente Voraussetzung, um anhand ihrer Verbreitung und Mächtigkeiten über die entsprechende Hintergrundinformation für die dargelegte Problematik zu verfügen.

2. Zielsetzung

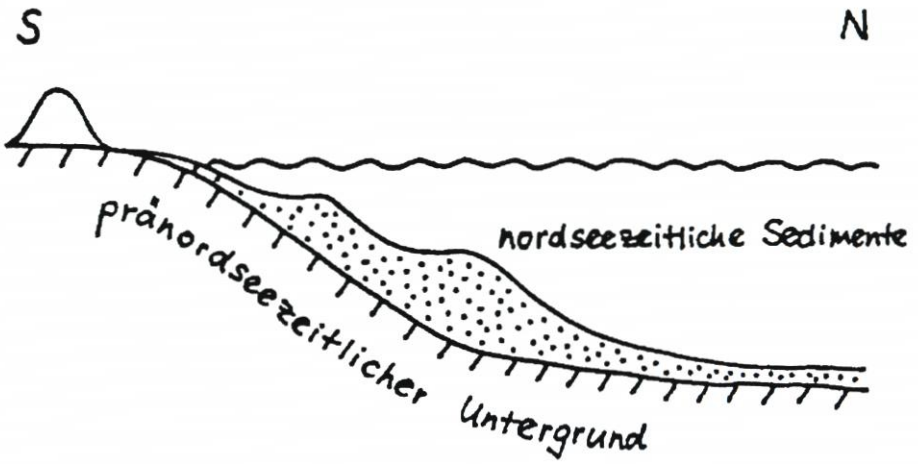
Ziel des Forschungsvorhabens war eine Bestandsaufnahme der nordseezeitlichen Lockersedimente im deutschen Küstenvorfeld. Unter dem Begriff „nordseezeitliche Lockersedimente“ werden in diesem Zusammenhang die jungen Meeressande der Nordsee einschließlich des Transgressionskonglomerates an ihrer Basis verstanden, die mit unterschiedlicher Mächtigkeit ältere, vorwiegend pleistozäne, gelegentlich aber auch frühholozäne Ablagerungen überdecken. Ihre Untergrenze ist an einem Festigkeitssprung zum Liegenden, der in den Sedimentechogrammen als markanter Reflektor erscheint, leicht erkennbar, so dass es auch möglich ist, eine mobile Sanddecke von darunter liegenden verfestigten Sanden zu unterscheiden.

Das Material stammt entweder aus der Aufarbeitung des Untergrundes oder wurde aus entfernteren Gebieten herantransportiert und in Sandkörpern wie Platen, Dünen etc., aber auch dünnen Decken akkumuliert. Es ist in Bereichen, wo diese Ablagerungen größere Mächtigkeiten erreichen, den weiteren Transportprozessen entzogen. Die obersten Lagen unterliegen bis heute ständigen Umlagerungen, deren Ausmaß von den angreifenden hydrodynamischen Kräften abhängig ist. Ziel des Forschungsvorhabens war die Bestandsaufnahme dieser Lockerablagerungen, ihrer räumlichen Verteilung, Mächtigkeit und ihres Volumens, aus der dann Rückschlüsse auf das Transport- und Ablagerungsverhalten gezogen werden können.

Das Untersuchungsgebiet umfasst das Küstenvorfeld von Borkum bis Sylt, der Tiefenbereich erstreckt sich von der Niedrigwasserlinie außerhalb der Wattgebiete bis SKN-20 m (Abb. 1). Nach FÜHRBÖTER (1979) ist dies die Zone der intensivsten Sedimentdynamik, womit aber nicht gesagt sein soll, dass darunter keine Umlagerungsprozesse stattfinden. Sie vollziehen sich dort in anderen Zeit- und Raumskalen.

Auf der Basis reflexionsseismischer Profile und Kernbohrungen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) aus den Jahren 1975 bis 1995 (FIGGE, unveröff. Daten) sowie publizierten Ergebnissen aus küstennahen Teilgebieten (z.B. AHRENDT U. TABAT, 1994; STREIF, 1990; KÖSTER, 1979; LUDWIG U. FIGGE, 1979) wurde ein geologisches Modell des deutschen Küstenvorfeldes entwickelt (Abb. 2), auf dem die Planung der Projektdurchführung beruhte. Es beschreibt einen unterschiedlichen Aufbau für beide Küstenabschnitte von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. Zwischen Borkum und der Elbmündung steigt der prä-nordseezeitliche Untergrund relativ gleichmäßig zur Küste an und streicht auf den ostfriesischen Inseln an der Oberfläche aus. Darüber liegt eine seismostratigraphisch kartierbare Sandauflage mit teilweise mächtigen Sandrücken zwischen SKN -15 und -25 m, die in größeren Wassertiefen zu einer 1 bis 2 m mächtigen Sanddecke ausdünnen. Im Gegensatz dazu ist der prä-nordseezeitliche Untergrund zwischen der Elbmündung und Sylt wesentlich deutlicher strukturiert und nur von einer geringmächtigen, relativ strukturlosen Sandauflage bedeckt. Die auf der Basis dieser Sedimentverteilung abgeleitete paläogeographische Entwicklung postuliert eine erst spät überflutete Landoberfläche vor Schleswig-Holstein, die großflächig betrachtet heute noch überwiegend abrasiven Prozessen unterliegt. Dagegen stellt das niedersächsische Küstenvorfeld ein Akkumulationsgebiet dar, in dem das Sedimentangebot ausreicht, um signifikante morphologische Strukturen aufzubauen.

Niedersächsisches Küstenvorfeld



Schleswig-holsteinisches Küstenvorfeld

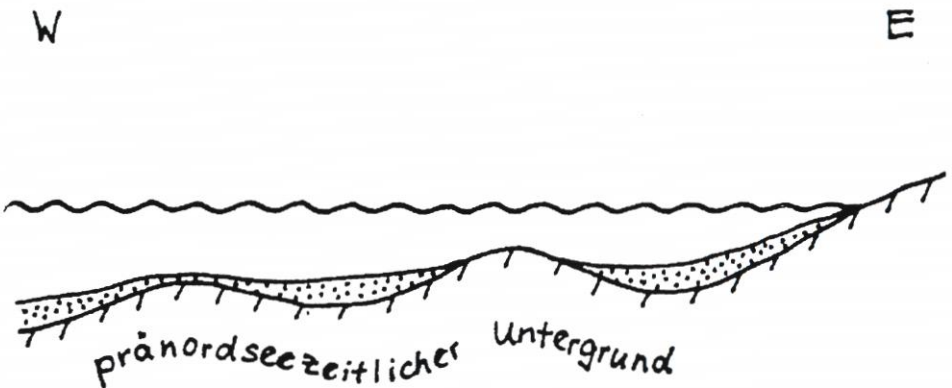
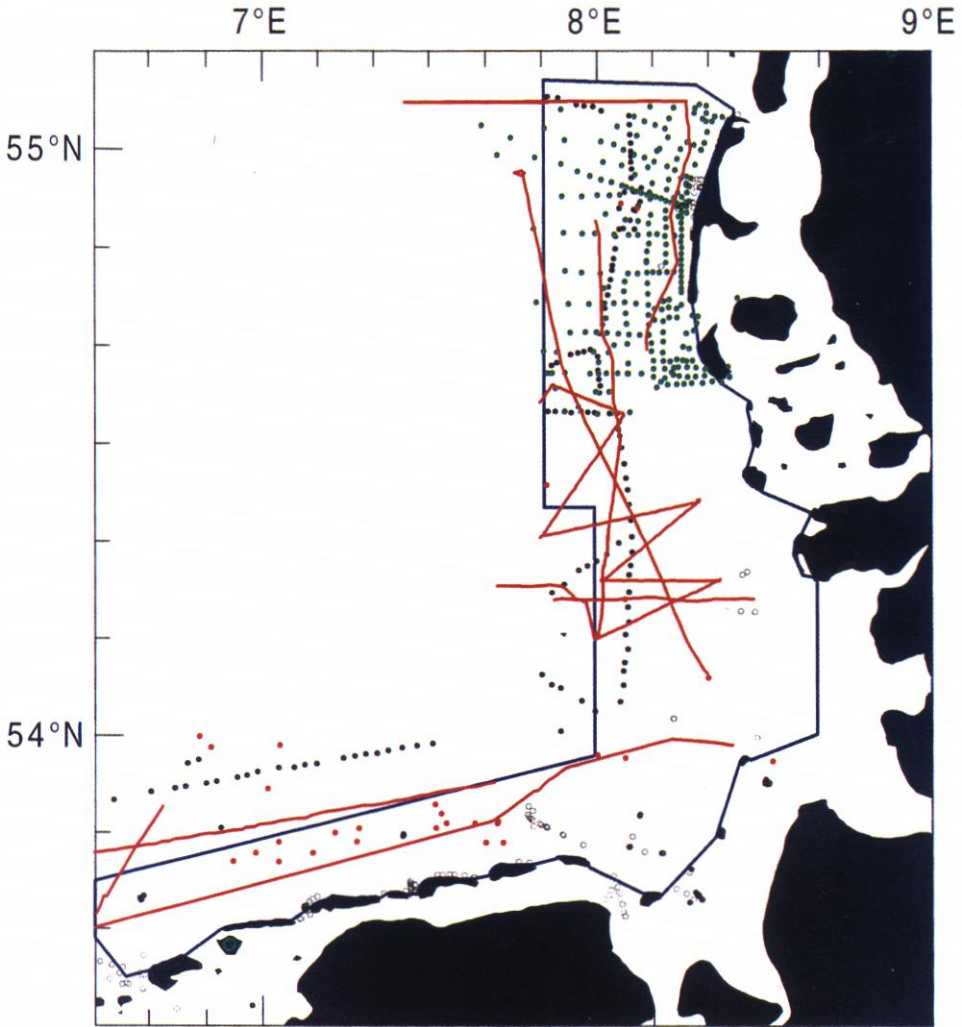


Abb. 1: Geologisches Modell zum Aufbau des niedersächsischen und schleswig-holsteinischen Küstenvorfelds



Bohrungen

- BSH Hamburg
- IfG Kiel (DFG-Projekt "Sandbewegung im deutschen Küstenraum")
- NLFb Hannover
- BAW Hamburg-Rissen, WSA Emden, WSA Wilhelmshaven, WSA Bremerhaven, NLÖ/FSK Norderney, StAIK Norden, ALR Husum, LANU S-H Flintbek

Seismogramme

- BSH Hamburg

— Arbeitsgebiet

Abb. 2: Untersuchungsgebiet mit Lage bereits vorhandener Seismogramme und Bohrungen

3. Material und Methoden

Um Fehler durch morphodynamische Prozesse möglichst gering zu halten, sollte das gesamte Vorfeld der deutschen Nordseeküste betrachtet werden. Da eine synoptische Aufnahme aufgrund eingeschränkter Logistik nicht zu realisieren ist und die Arbeiten auf See stark witterungsabhängig sind, wurde ein Teil der Vermessungskampagne als Auftragsarbeit durch das Institut für Geowissenschaften (IfG) und das Forschungs- und Technologiezentrum (FTZ) Westküste der Christian-Albrechts-Universität (CAU) zu Kiel wahrgenommen.

Die Durchführung des Vorhabens unterscheidet sich deutlich von der im Antrag skizzierten Vorgehensweise, da wegen guter Witterungsverhältnisse während der meisten Ausfahrten und des Einsatzes eines tiefgeschleppten Chirp-Sonar-Systems, das weniger anfällig auf Seegang reagiert, ein verhältnismäßig enges Profilnetz vermessen werden konnte. Dadurch erübrigte sich der ursprüngliche Ansatz, repräsentative Gebiete auszuwählen und die Ergebnisse auf entsprechende Küstenabschnitte zu extrapolieren.

3.1 Datengrundlage

Für das Forschungsvorhaben konnte bei den zuständigen Ämtern und meereswissenschaftlichen Forschungsinstituten auf umfangreiches Datenmaterial in den Archiven zurückgegriffen werden. Größtenteils handelt es sich um Bohrkernbeschreibungen in unterschiedlicher Qualität. Ein Teil der Kernbohrungen konzentriert sich auf den unmittelbaren Strandbereich und die Fahrwasserrinnen (Abb. 1). Gerade diese sind aufgrund der Unzugänglichkeit des Vorstrandbereiches für die am BSH eingesetzten Messverfahren unverzichtbar, um die Mächtigkeitsverhältnisse im Küstennahbereich (SKN 0 bis -10 m) abzuschätzen.

Am BSH existieren eine Reihe im Rahmen von Routine-Ausfahrten aufgenommener Seismogramme aus den Jahren 1975 bis 1995, von denen einige im Untersuchungsgebiet liegen (Abb. 1). In vielen Fällen ist jedoch eine mangelnde Qualität aufgrund schlechter Witterungsverhältnisse während der Vermessungsfahrten oder messtechnischer Einschränkungen älterer Systeme festzustellen. Daneben erreichte das eingesetzte Messverfahren (Boomer) nicht die notwendige Auflösung in den oberen Bereichen des Meeresbodens, so dass die Neuaufnahme eines Profilnetzes im Küstenvorfeld erforderlich war.

Seismogramme lagen für das Seegebiet vor Sylt am IfG Kiel vor, die im Rahmen der Prospektion von Spülsand aufgenommen und für die Kartierung der vornordseezeitlichen Basis neu ausgewertet wurden.

Zusätzlich konnte auf Kartenmaterial zur Verteilung der Oberflächensedimente im Maßstab 1:250 000 des Deutschen Hydrographischen Institutes (FIGGE, 1981) und 1:100 000 des Militärgeographischen Amtes zurückgegriffen werden. Daten zur Korngrößenverteilung von Oberflächensedimenten lagen abrufbereit in der Meeresumweltdatenbank (MUDAB) des Deutschen Ozeanographischen Datenzentrums (DOD) am BSH vor.

Vorhandene Bohrdaten und Seismogramme wurden bei der Kartierung der Basis der nordseezeitlichen Sande herangezogen, um die seismostratigraphischen Tiefenlagen zu überprüfen.

3.2 Positionierung und Lotung

Zur Ermittlung der geographischen Positionen (bezogen auf ED 50) wurde ein Differential GPS (Sercel NR51) im Real-Time-Verfahren benutzt. Als Referenzstation diente der Sender Helgoland. Generell wird der Positionsfehler mit zunehmender Entfernung von der Referenzstation größer. Entlang der deutschen Küste ist mit einer Fehlerbreite von 1 bis 3 m zu rechnen. Die Positionsdaten wurden von der Software des reflexionsseismischen BSH-Messsystems automatisch hinsichtlich der Lage des Schleppfisches zur Position der Empfangsantenne korrigiert. Im Fall der CAU-Positionsdaten wurden die Korrekturen nachträglich durchgeführt. Für die Bestimmung der Lottiefe wurde das Vermessungslot des jeweiligen Forschungsschiffes eingesetzt.

3.3 Reflexionsseismik

Es wurde das einkanalige Chirp Sonar „X-Star“ (EdgeTech) eingesetzt, um die ersten 10 m unterhalb des Meeresbodens hochauflösend (40 cm) zu erfassen. Bei einer Fahrt von 5 kn über Grund und von 8 Schussignalen pro Sekunde wurde mit dem Chirp Sonar alle 30 cm ein vom Meeresboden reflektiertes Schallsignal aufgezeichnet. Seitens der CAU kam ein Boomer-Schleppsystem (EG & G) in Verbindung mit einem Sonar Enhancement System (GeoAcoustics) zum Einsatz, das vor allem die Basis mächtiger küstennaher Sandkörper vor Schleswig-Holstein aufzeichnen sollte. Die Schussfolge wechselte zwischen 2 bis 3 Signalen pro Sekunde, so dass bei 4 kn Fahrt über Grund der Meeresboden etwa im Meterabstand vermessen wurde. Technische Daten und Konfigurationen beider Messsysteme sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Seismogramme wurden auf Thermodruckern (EPC) ausgedruckt und gleichzeitig digital im SEG-Y-Format (BARRY et al., 1975) auf magnetoptischen Disketten (BSH) bzw. Exabyte-Bändern oder Cassetten (CAU) gespeichert. Die digital aufgezeichneten Rohdaten wurden einem Post-Processing unterzogen, das aus Seegangskorrektur (Jittering) und Tiefenverstärkung (Time Varied Gain, TVG) bestand.

Reflexionsseismische Untersuchungen geben den Aufbau des Meeresbodens nicht in wahren Tiefen wieder, sondern in Zweiwegelaufzeiten (Two Way Traveltimes, TWTT). Diese wurden mit P-Geschwindigkeiten (v_p) von 1500 m/s in der Wassersäule (DRESEN et al., 1985) bzw. 1600 m/s in den Nordseesedimenten (MÖLLER, 1984; SCHIRMER et al., 1979) in Tiefenmeter umgerechnet.

In der offenen Nordsee wird der erste markante Reflektor der Boomer-Seismogramme generell als Grenze Holozän/Pleistozän definiert (FIGGE, 1980). Diese Definition ist nicht konsequent auf die Verhältnisse im Küstenvorfeld zu übertragen, da dieser Bereich geologisch deutlich komplexer aufgebaut ist und vor allem das Auflösungsvermögen des Chirp Sonars weitere Reflektoren über der Holozän/Pleistozän-Grenze abbildet. Aus diesem Grund wird für die vorliegende Arbeit der Begriff „Basisreflektor“ eingeführt, der die Basis der nordseezeitlichen Sedimente darstellt und in den Chirp-Seismogrammen nicht immer als markanter Reflektor zu verfolgen ist.

Das Profilraster konnte im Zuge von fünf Ausfahrten vermessen werden (Abb. 3), die im Verlauf von 1½ Jahren (November 1996 bis Mai 1998) durchgeführt wurden. Die Vermessung eines Rasters bietet den großen Vorteil, dass an den Schnittpunkten die Tiefenlage der angerissenen Reflektoren überprüft werden kann. Der Rasterabstand wurde auf der Basis folgender Kriterien festgelegt:

Tab. 1: Technische Daten und Konfiguration der reflexionsseismischen Messsysteme

Chirp Sonar	„X-Star“ Full Spectrum Sonar (EdgeTech)
Towfish	SB-0512
Pulse Type	frequency modulated (FM)
Pulse Length	20 ms
Bandwidth	2–10 kHz
Transmission Rate	8 pulses/s
Trigger In	internal
Trigger Out	5 V positive pulse
A/D Rate	0 m
A/D Sample Rate	32 kHz
Acoustic Power	c. 210 dB re 1 μ Pa peak at centre frequency of system
Resolution	c. 40 cm for North Sea surface sediments
Tow Height	c. 5 m below sea surface
Boomer System	„Uniboom“ (EG&G)
Energy Source	Power Supply Model 232 (EG&G), Pulsar 2002 (Piano)
Sound Source	Model 230 (EG&G)
Pulse Length	0,2 ms (single pulse)
Frequency Spectrum	700–5000 Hz
Source Level	107 dB/ μ bar at 1 m at 300 J
Input Power	1 kJ/s maximum
Input Energy	300 J maximum
Repetition Rate	2–3 pulses/s
Receiver	Geopulse 5210A (ORE)
Resolution	c. 150 cm for North Sea surface sediments
Tow Height	at sea surface

– das Profilraster musste innerhalb der verfügbaren Schiffszeiten vermessen werden können und

– der Rasterabstand musste innerhalb der Reichweite einer geostatistischen Beeinflussung der Zufallsvariablen liegen, um zwischen den Profillinien interpolieren zu können.

Dazu wurde im November 1996 ein Testgebiet vor der Küste Dithmarschen/Eiderstedt im Abstand von zwei Breiten- bzw. drei Längenminuten vermessen. Die anschließende Analyse ergab, dass dieser Abstand ausreichend war, um die im Projektziel beschriebenen Aufgaben lösen zu können.

3.4 Sedimentbeprobung

Nach einer ersten Auswertung der reflexionsseismischen Profile an Bord wurden vom BSH 19 Kernbohrungen mit einem 6 m langen Vibrocorer (Schmidt) entnommen. In der Mehrzahl der Bohrungen war ein Kerngewinn von über 5 m zu verzeichnen. Der Durchmesser der Sedimentkerne betrug 100 mm. Nach der makroskopischen Beschreibung wurde eine Kernhälfte fotografiert und anschließend beprobt. Die CAU setzte während ihrer Ausfahrten einen 3 bzw. 5 m langen Vibrocorer (Hydrowerkstätten) ein und konnte 12 Bohrungen niederbringen. Der maximale Kerngewinn lag bei rund 2,5 m. Die Sedimentkerne wurden teilweise an Bord geöffnet. Die Kernbeschreibung und Beprobung erfolgten am FTZ in Büsum und am IfG in Kiel.

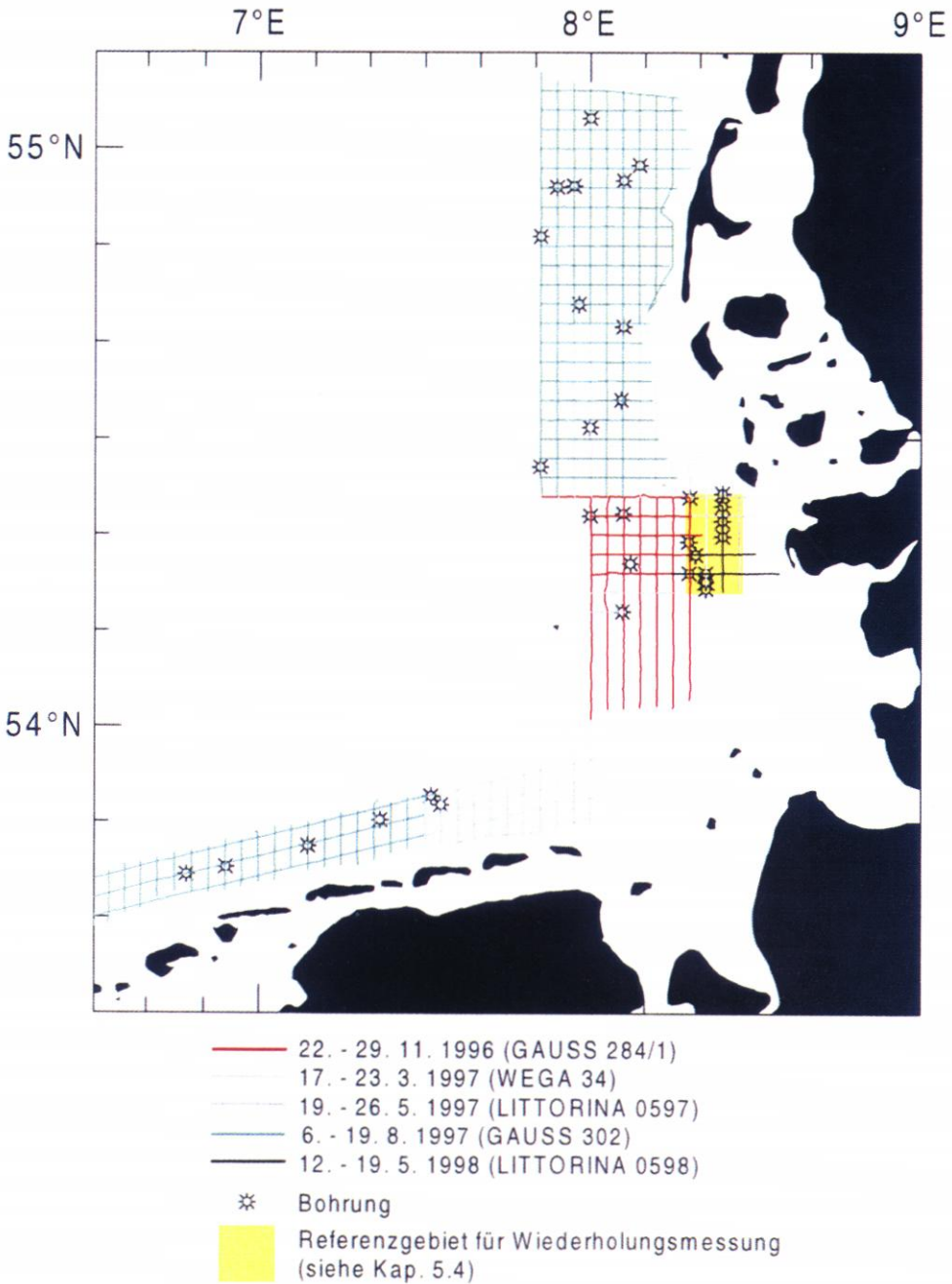


Abb. 3: Neu aufgenommenes reflexionsseismisches Messnetz und Lage neuer Bohrungen

3.5 Geostatistik

Die hohe Datendichte auf den reflexionsseismischen Profilsuren – d. h. alle 200 bis 300 m ein Datenpunkt – und die bestehenden Datenlücken zwischen den einzelnen Profilen bis zu ca. 4 km sowie die bestehenden Datenlücken im Flachwasserbereich (0–10 m), der für die BSH-Forschungsschiffe nicht mehr zugänglich und nur durch wenige Bohrungen erschlossen ist, erfordern hinsichtlich der Extrapolation geschätzter Tiefen und Mächtigkeiten die Anwendung geeigneter geostatistischer Verfahren (Kriging-Verfahren). Damit war es möglich, Bereiche mit Datenlücken unter Einbeziehung der Ergebnisse aus dem Küstenvorfeld und einiger weniger Bohrungen auf geostatistischer Basis abzuschätzen. Für diese Zwecke wurden die Module des Programmpaketes „SAMSTAG“ (Surface Approximation and Mapping, Special Techniques for Applied Geosciences) von SCHULZ-OHLBERG (1989) sowie ein Kokriging-Programm herangezogen.

4. Auswertung

4.1 Positionsumwandlung und Tiefenbeschickung

Die geographischen Positionen wurden mit Hilfe des am BSH entwickelten FORTRAN-90 Programms „N1K00R“ (KLÜGER, 1994) in Gauss-Krüger-Koordinaten umgerechnet. Obwohl das westliche Untersuchungsgebiet im Grenzbereich zweier Meridianstreifen liegt, wurden für sämtliche Datensätze die Gauss-Krüger-Koordinaten auf den 3. Hauptmeridian (9° E) bezogen.

Die mit der astronomischen Tide und meteorologischen Einflüssen behafteten Lottiefen wurden aus Gründen der Beschickungsproblematik, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, nach einem vereinfachten Verfahren auf das SKN-Niveau umgerechnet. Dazu wurden die Lottiefen unter Berücksichtigung der Morphologie an den Schnittpunkten des Profilrasters auf das entsprechende SKN-Niveau der neuesten BSH-Arbeitskarten aus den Jahren 1989 bis 1997 korrigiert. Zwischen den einzelnen Kreuzungspunkten wurde linear interpoliert. Mit Hilfe der BSH-Ringpolygone wurden die SKN-Tiefen anschließend auf Normal-Null (NN) umgerechnet. Beide Verfahren sind nicht unproblematisch, vor allem die Umrechnung auf NN, da die Ringpolygone vom Festland seewärts einfach extrapoliert wurden und nicht die Änderungen der Geoidoberfläche berücksichtigen. Die Umrechnung auf NN wurde für die Belange der Küsteningenieure durchgeführt.

Für die Ermittlung der Mächtigkeitsverteilung und des Sedimentvolumens spielte diese Problematik keine Rolle, da hierfür die niveau-unabhängigen Differenzbeträge (= Mächtigkeiten) aus den Seismogrammen herangezogen wurden.

4.2 Korrelation von Reflexionsseismik und Bohrungen

Der Vorteil der Reflexionsseismik liegt in der Zeit- und Kostenersparnis bei großflächigen Vermessungen sowie der Aufzeichnung kontinuierlicher Seismogramme. Die Abbildung seismischer Einsätze (Reflektoren) in den Seismogrammen hängt von akustischen Impedanzunterschieden in den Sedimenten ab, die sich generell auf lithologische Unterschiede in der Korngrößenverteilung und Dichte des Sediments zurückführen lassen (THEILEN et al., 1994). Damit können die Ergebnisse aus Bohrungen über größere Entfernungen verfolgt und auskartiert werden.

In Abb. 4 werden die Tiefenlagen der Reflektoren zusammen mit den lithologischen Schichtgrenzen in den Bohrungen dargestellt. Im Fall A liegt ein heterogener Schichtaufbau vor, bestehend aus nordseezeitlichen Sanden über einem festen Schluff/Ton. Darunter folgt eine mehrere cm-mächtige Torfschicht, die in eiszeitlichen Beckensand übergeht. Der scharfe Übergang von Sand und Schluff/Ton sowie der Torfhorizont können im Seismogramm als markante Reflektoren wiedergefunden werden. Ebenso kann im Fall eines homogenen sedimentologischen Aufbaus (B) die Basis der nordseezeitlichen Sande über pleistozänen-frühholozänen Sanden auskartiert werden. Der „Ghost“-Reflektor täuscht einen Reflektor vor, der in Wirklichkeit von Schiffsgerauschen oder durch Reflexionen am Schiffskörper hervorgerufen wird. Im Zuge des Post-Processing-Verfahrens der seismischen Rohdaten konnte sichergestellt werden, dass der Basisreflektor eindeutig von „Ghost“-Signalen unterschieden werden konnte.

Es kann damit sehr anschaulich gezeigt werden, dass die modernen reflexionsseismischen Verfahren in der Lage sind, die Basis der nordseezeitlichen Sedimente kontinuierlich in verhältnismäßig kurzer Zeit auszukartieren.

4.3 Geostatistische Auswertung

Geostatistische Verfahren finden im Bereich der Geowissenschaften immer größere Anwendung, wenn es darum geht, punktuell verteilte Daten in die Fläche zu übertragen. Die bekannteste geostatistische Methode ist „Kriging“, mit der räumlich-abhängige Variablen optimal geschätzt werden können. Genaugenommen umschreibt der Begriff „Kriging“ nicht ein einzelnes, sondern eine Vielzahl von Verfahren wie z.B. einfaches, gewöhnliches, universelles, disjunktives Kriging, etc. (JOURNAL U. HUIJBRECHTS, 1978), deren gemeinsames Ziel es ist,

- die unter bestimmten Voraussetzungen bestmögliche Abschätzung einer Variablen an Punkten, an denen diese Variable nicht bekannt ist, aus benachbarten Werten zu finden, und
 - den Fehler, der bei dieser Approximation gemacht wird, abzuschätzen.
- Praktisch unterteilt sich die Schätzung mit Kriging in drei Schritte:
- Strukturanalyse (zur Berechnung eines experimentellen Variogramms)
 - Anpassung einer Modellfunktion an das entsprechende Variogramm (zur Ableitung des entsprechenden Autokovarianzmodells)
 - Kriging (zur Berechnung der Schätzwerte, z.B. an den Knotenpunkten eines regelmäßigen Gitters und zur Berechnung der Schätzvarianz für jeden Schätzwert)

Eine ausführliche Beschreibung der Verfahren und Anwendung von Kriging findet man z. B. bei WACKERNAGEL (1998) oder JOURNAL U. HUIJBRECHTS (1978).

Kriging bietet sich als optimales lineares Schätzverfahren für die exakte Interpolation einer ortsabhängigen Variablen auf ein systematisches rechtwinkliges Datengitter an (DAVID, 1977). Auf diese Weise kann die Variable z. B. in Form von Isolinien oder als Raster dargestellt werden. Im konkreten Fall wurde universelles Kriging eingesetzt, um die Wassertiefe auf ein 1 km-äquidistantes Gitter zu interpolieren.

Eine Erweiterung des Kriging-Konzepts stellen Kokriging-Verfahren dar (JOURNAL U. HUIJBRECHTS, 1978). Mit diesen ist es möglich, eine Variable mit Hilfe einer anderen (oder mehrerer anderer) optimal zu schätzen. Voraussetzung dabei ist, dass eine Korrelation zwischen den Variablen beobachtet werden kann. Kokriging-Verfahren werden oftmals dann eingesetzt, wenn die Hauptvariable in einigen Bereichen des Untersuchungsgebietes nicht

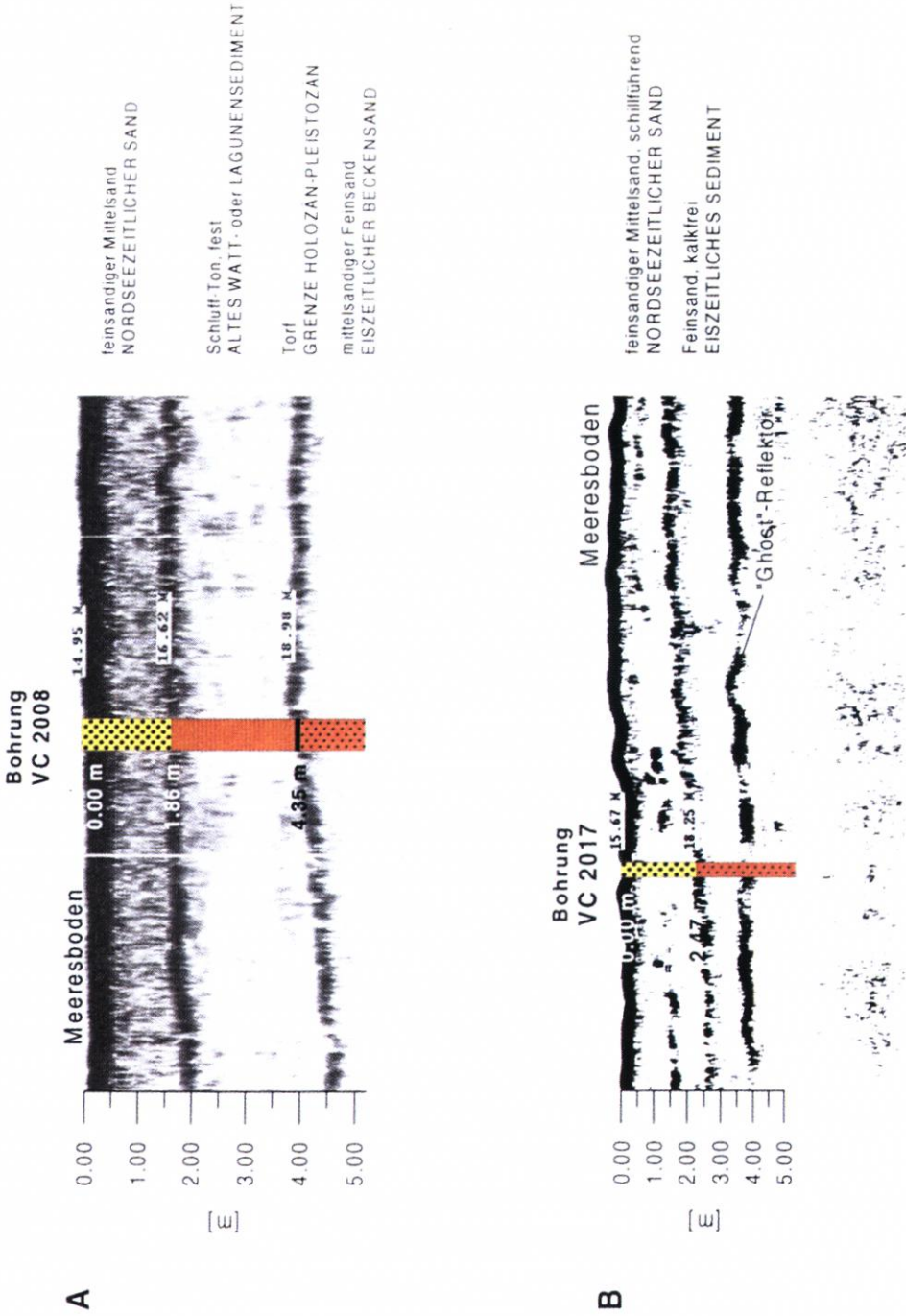


Abb. 4: Korrelation von seismischen Reflektoren mit lithologischen Grenzen in den Sedimentkernen. Die Originaltiefen in den Seismogrammen beziehen sich auf die Tiefe unter dem Schleppfisch, der etwa 5 m unter der Wasseroberfläche gezogen wurde

ausreichend vermessen werden konnte, Werte einer Nebenvariablen im Bereich der Datenlücken jedoch vorliegen. In der vorliegenden Arbeit wurde die Korrelation zwischen der Mächtigkeit der nordseezeitlichen Sedimente (Hauptvariable) und der Wassertiefe (Nebenvariable) genutzt, um die Sedimentdicke mit universellem Kokriging unter Zuhilfenahme der Wassertiefe auch dort abzuschätzen, wo die Hauptvariable aus methodischen Gründen nicht auskartiert werden konnte.

Abb. 5 zeigt das Kreuzvariogramm der beiden Größen im Untersuchungsgebiet südlich des 54. Breitengrades. Die Genauigkeit der Schätzung konnte dadurch besonders im Küstennahbereich (SKN 0 bis -10 m) erhöht werden. Die Sedimentmächtigkeit wurde wie die Wassertiefe an den Knotenpunkten eines 1 km-äquidistanten Gitters berechnet. Da sich für jeden Schätzwert aus der minimierten Kokriging-Schätzvarianz die Standardabweichung ableiten lässt, kann zusätzlich der Schätzfehler und damit das 95%ige Vertrauensintervall (zweifache Standardabweichung) der Gitterwerte angegeben werden. Durch Aufsummierung der Gitterzellen ($1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m} \times \text{Sedimentmächtigkeit in m}$) erhält man auf bequeme Weise das Gesamtvolumen der nordseezeitlichen Sedimente im Untersuchungsgebiet.

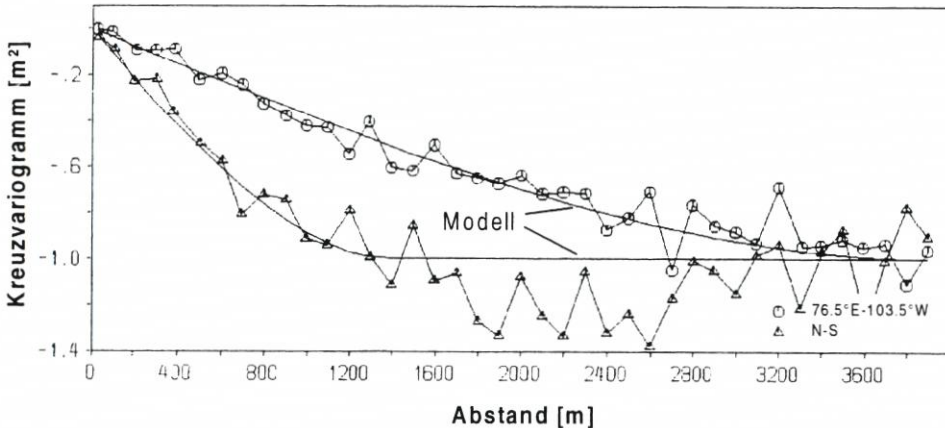


Abb. 5: Experimentelles Kreuzvariogramm von Sedimentmächtigkeit und Wassertiefe für die Richtungen N-S und $73.5^\circ\text{E}-103.5^\circ\text{W}$ im Untersuchungsgebiet südlich des 54. Breitengrades und das angepasste sphärische Variogramm-Modell mit den Parametern Reichweite $a = 1400 \text{ m}$, Schwellenwert $C = -1,0 \text{ m}^2$, Anisotropiewinkel $\alpha = 90^\circ$ und Anisotropiefaktor $r = 0.27$

5. Ergebnisse

5.1 Reflexionsseismische Profile und Bohrungen

Im Folgenden werden repräsentative Seismogramme zusammen mit Bohrungen vorgestellt, um die Sedimentverteilung und den geologischen Aufbau des Küstenvorfeldes zu beschreiben. Die Auswertung der Seismogramme stellte die Eingangsdaten für die geostatistische Analyse bereit, auf deren Basis die Mächtigkeitsverteilung modelliert und die Volumenberechnung durchgeführt wurde.

Abb. 6 zeigt einen küstenparallelen Schnitt auf dem 8. östlichen Längengrad vor den nordfriesischen Inseln. Allgemein ist die nordseezeitliche Sedimentbedeckung zwischen $55^\circ 06' \text{ N}$ und dem nördlichen Teil der Amrumbank geringmächtiger als im südlichen An-

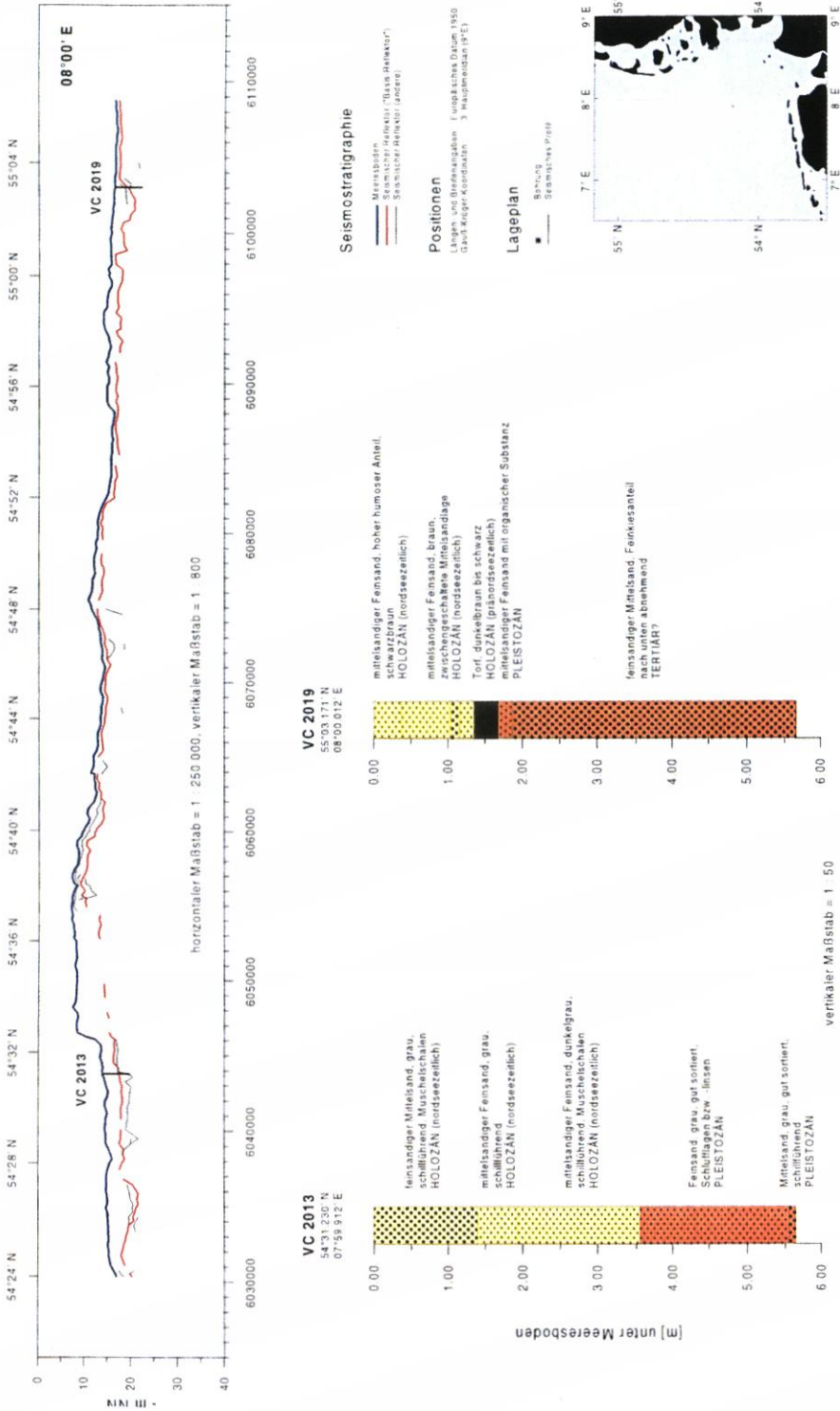


Abb. 6: Küstenparalleler Schnitt (Seismogramme 258 und 312) mit den Bohrungen VC 2013 und VC 2019 vor der nordfriesischen Küste

schlussgebiet. In westlicher Verlängerung von Listland (Sylt) wird eine Rinne im präordseezeitlichen Untergrund angeschnitten, deren Basis als seismisch starker Einsatz in den Sedimentechogrammen gut zu verfolgen ist. Sie entspricht in der Bohrung VC 2019 einer markanten lithologischen und stratigraphischen Grenze (Torfschicht = Grenze Holozän/Pleistozän). Auffallend ist der konvexe Verlauf des Meeresbodens zwischen der Rinne und etwa 54°55' N. In diesem Bereich nimmt die Mächtigkeit des marinen Holozäns auf 2 bis 3 m zu. Von Norden kommend ist die Basis der nordseezeitlichen Sedimente im nördlichen Teil der Amrumbank dicht unter dem Meeresboden zu verfolgen. Südlich etwa 54°37' N lässt sich ein schwacher, stellenweise unterbrochener seismischer Einsatz verfolgen, der südlich der Amrumbank in einen starken Reflektor übergeht und anhand der Bohrung VC 2013 mit der Basis der Nordseesedimente korreliert werden kann.

In den beiden folgenden Abbildungen sind W-E verlaufende Seismogramme auf 54°56' N bzw. 54°44' N vor Sylt dargestellt, die wesentliche Merkmale dieses Küstenabschnitts beinhalten. In Profil 317 (Abb. 7) ist sehr anschaulich zu belegen, dass die Sedimentmächtigkeit ab etwa -15 m NN mit der Tiefe zunimmt. Landwärts bis -10 m NN ist eine äußerst geringe Sedimentdicke festzustellen, wobei der Basisreflektor weitgehend der Morphologie des heutigen Meeresbodens folgt. Bei 7°54' E deutet sich ein aufgesetzter Sandrücken an, der in Profil 303 (Abb. 8) wesentlich markanter ausgebildet ist. Auch in älteren Seismogrammen ist zu beobachten (FIGGE, unveröff. Daten), dass derartige morphologische Strukturen im Bereich von präordseezeitlichen Rinnen auftreten, wo die Sedimentmächtigkeiten im Vergleich zum Umfeld zunehmen (s. a. Abb. 6).

Vor der niedersächsischen Küste dagegen kann in einem WSW-ENE verlaufenden Schnitt zwischen -15 und -20 m NN eine mächtige Sandbedeckung in Form von Zungenriffen (REINECK, 1984) im westlichen Teil bzw. in Form von Sandzungen (REINECK, 1984) östlich des Jade-Ästuars auskartiert werden (Abb. 9). Zwischen 7°03' und 7°33' E vor der Inselkette zwischen Juist und Langeoog dünnt die Sedimentdecke deutlich bis auf 40 cm aus. Auffallend ist die starke Gliederung des Meeresbodens, die fast durchgehend mit dem strukturierten präordseezeitlichen Untergrund korrespondiert. Nach den Ergebnissen aus den Bohrungen VC 2009 bis 2012 liegen die nordseezeitlichen Sande, die in der Regel mit einem Transgressionskonglomerat einsetzen, über einer Wechsellage aus feinkörnigen Sedimenten. Eine Ausnahme stellt das Gebiet vor Norderney dar, wo unter einer geringmächtigen Feinsand-Schluff-Wechsellage pleistozäne Feinsande erbohrt wurden.

Ein N-S verlaufender Schnitt auf 7°09' E (Abb. 10) verdeutlicht, dass die Sedimentdecke aus Nordseesanden in einer Wassertiefe von -10 bis -15 m NN auf ca. 40 cm ausdünt und erst in größeren Tiefen (unter -15 m NN) über einer präordseezeitlichen Kuppe (Basis eines Zungenriffs) auf 2 bis 3 m Mächtigkeit anschwillt. Ein tiefer gelegener Reflektor, der gut mit einer pleistozänen Feinsandlage aus der Bohrung VC 2010 in Einklang zu bringen ist, belegt, dass in diesem Küstenabschnitt unter einer dünnen Auflage aus nordseezeitlichen Mittelsanden pleistozäne Feinsande anstehen.

5.2 Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sande

Die Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sedimente ist in Abb. 11 für das deutsche Küstenvorfeld dargestellt. Die Farbskala gibt die Mächtigkeiten in Meter-Intervallen wieder. Die Isolinien repräsentieren die Wassertiefen in Meter auf NN bezogen. Zusätzlich ist das seismische Messnetz dargestellt, auf dessen Basis die Mächtigkeitsverhältnisse mit Korriging auf einem 1 km-äquidistanten Gitter interpoliert bzw. auf den landwärtigen An-

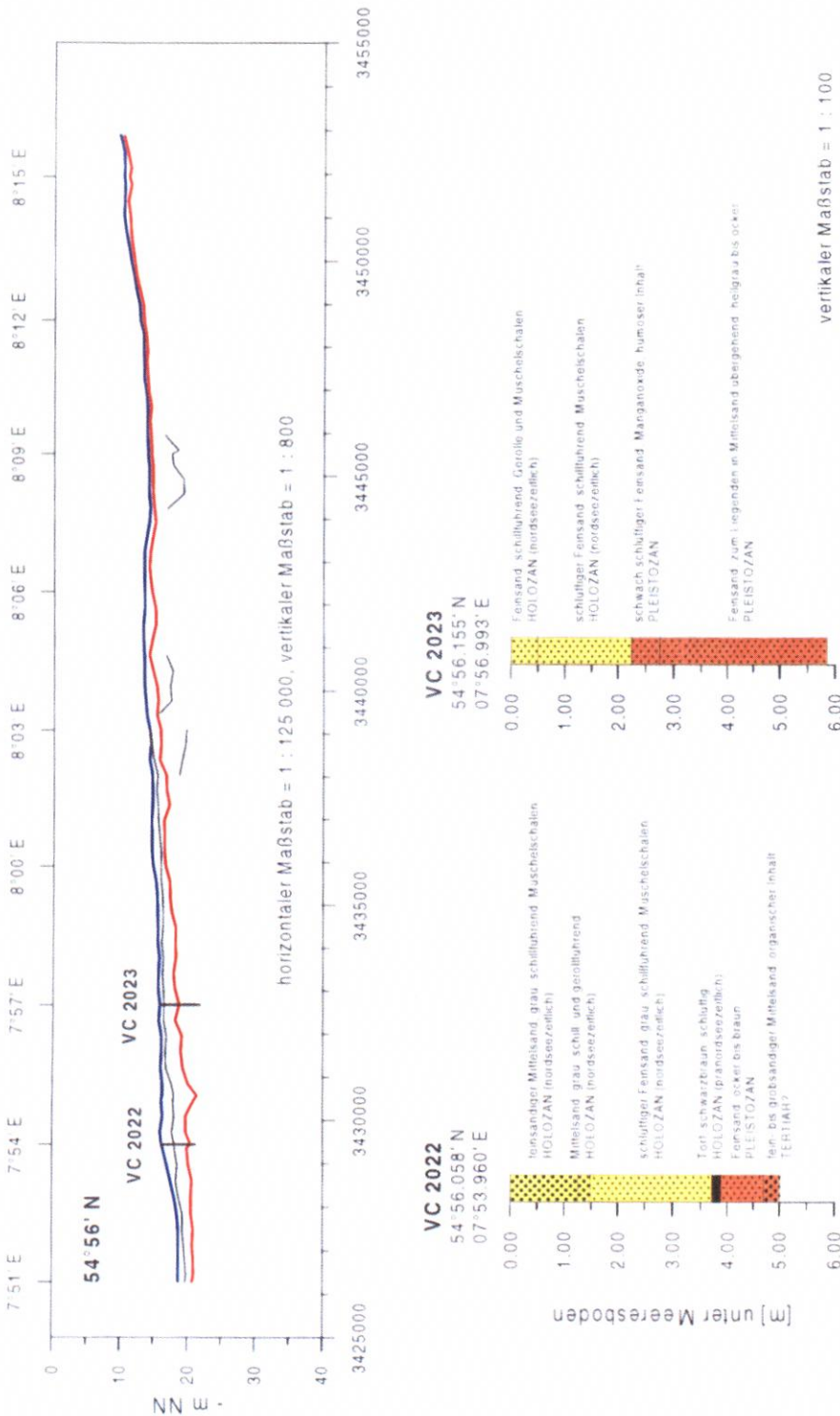


Abb. 7: Küstennormaler Schnitt (Seismogramm 317) mit den Bohrungen VC 2022 und VC 2023 vor Sylt (Höhe Westerland). Legende siehe Abb. 6, Lageplan siehe Abb. 8

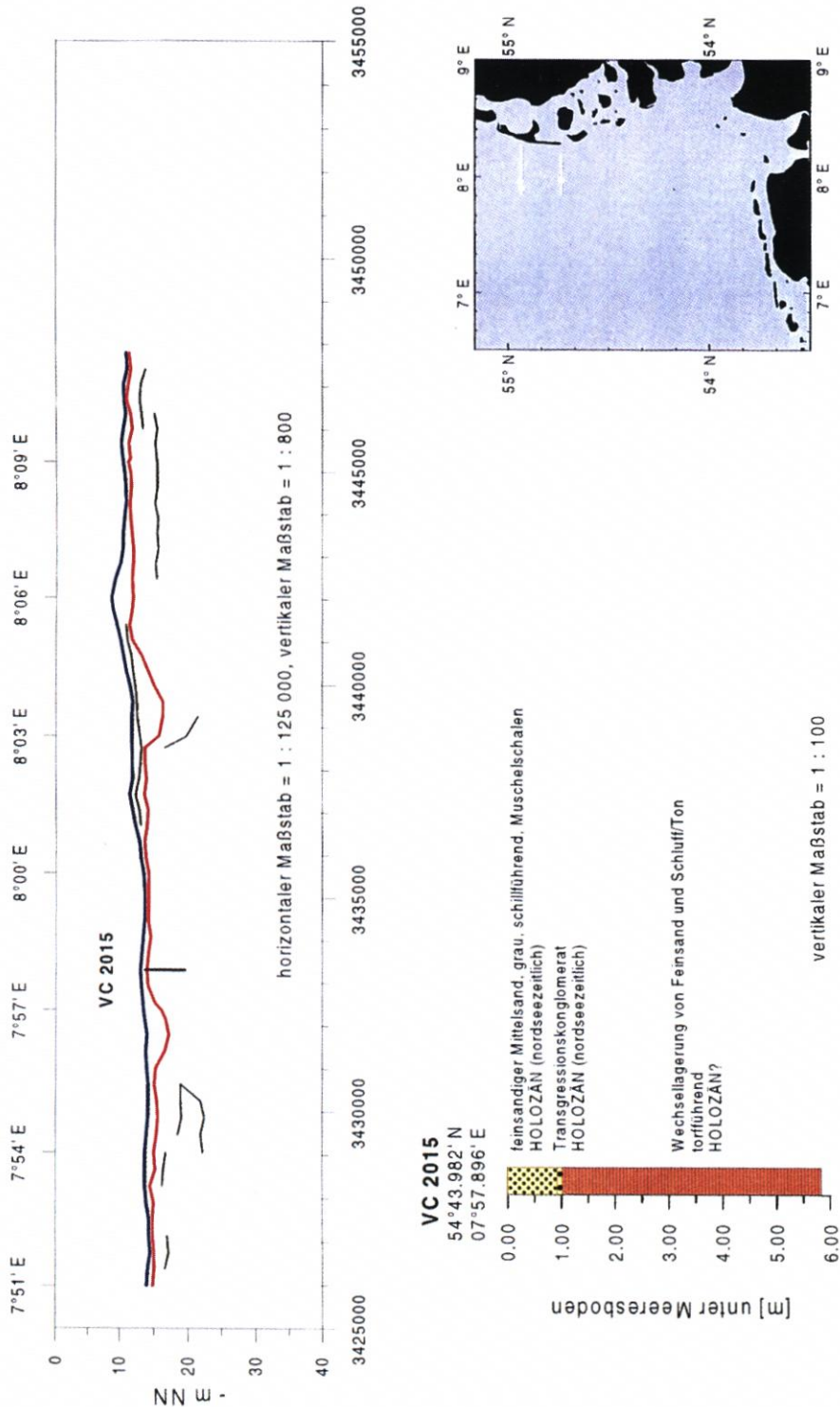


Abb. 8: Küstennormaler Schnitt (Seismogramm 303) mit Bohrung VC 2015 vor Sylt-Stüd. Legende siehe Abb. 6

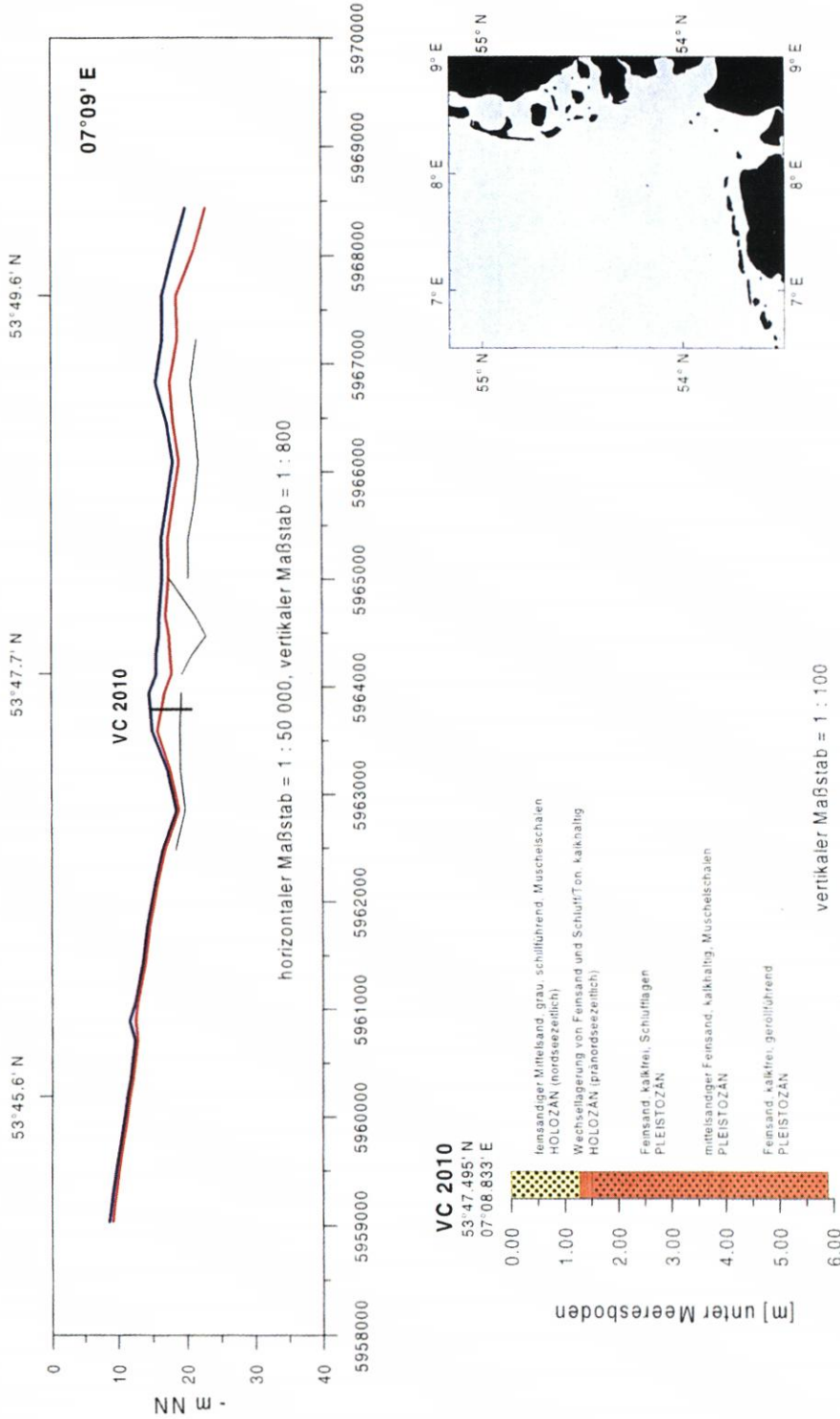


Abb. 10: Küstennormaler Schnitt (Seismogramm 275) mit Bohrung VC 2010 vor Norderney (Westkopf). Legende siehe Abb. 9

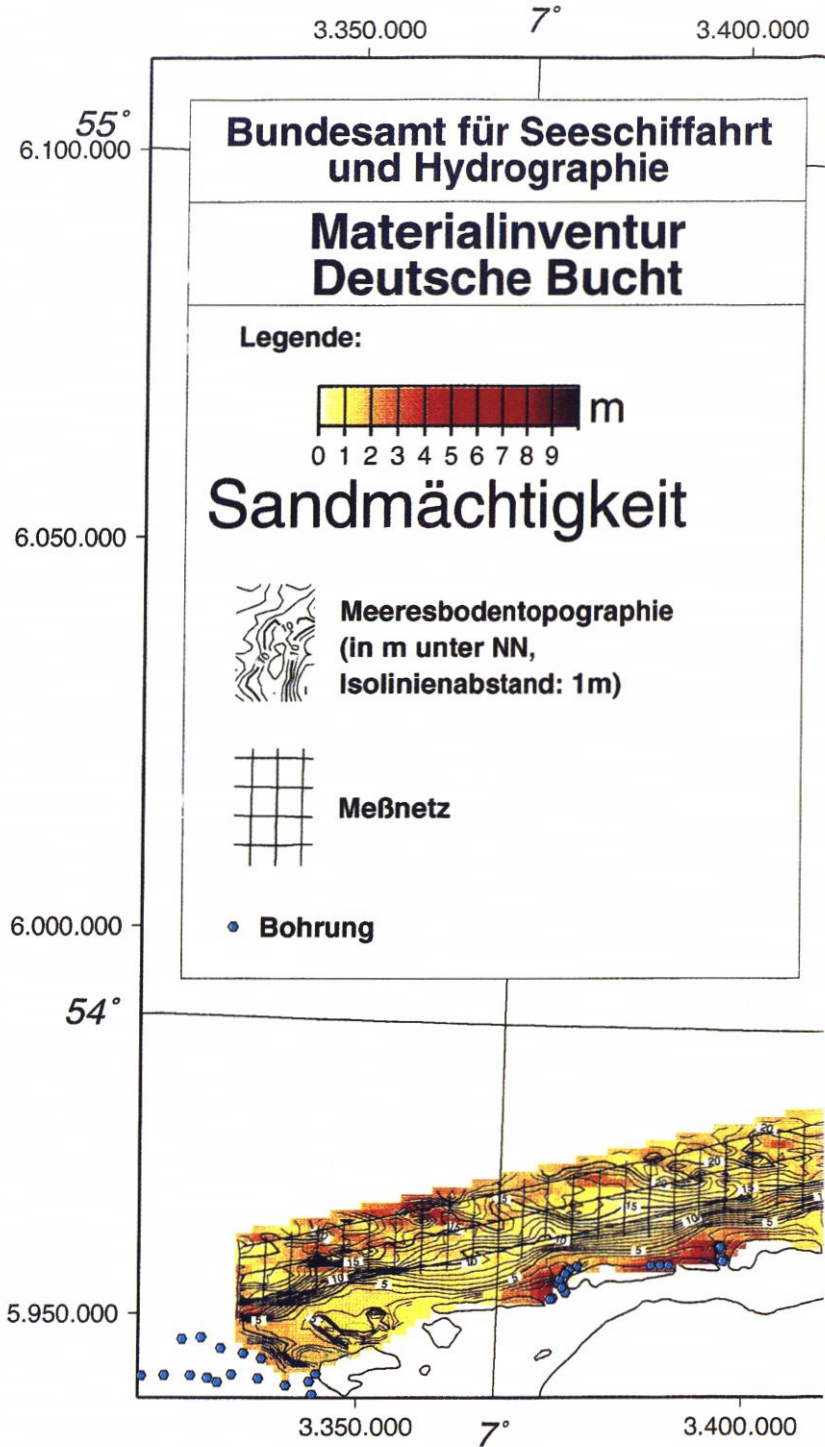
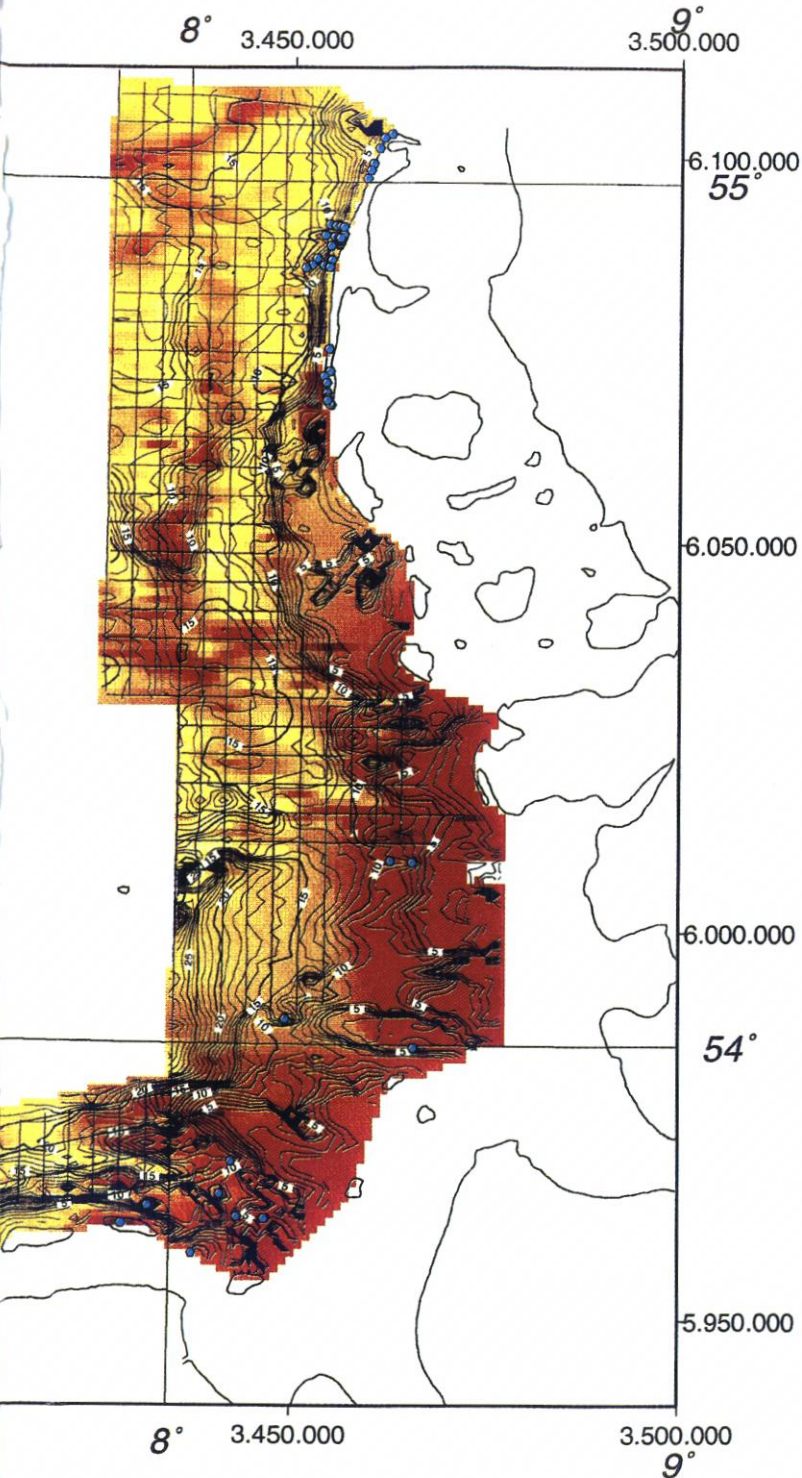


Abb. 11. Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sedimente



schlussbereich bis zur Niedrigwasserlinie extrapoliert wurden. Bohrungen (blau) im Strand- und Vorstrandbereich wurden als Stützpunkte für die Extrapolation herangezogen.

Die großräumige Verteilung der nordseezeitlichen Sedimente lässt sich in drei küstenparallele Zonen gliedern (Abb. 12):

Zone 1 erstreckt sich im küstennahen Bereich zwischen Amrum und Wangerooge von der Niedrigwasserlinie (außerhalb der Wattgebiete) bis etwa -10 m NN. Hier treten die größten Mächtigkeiten (bis 10 m) an nordseezeitlichen Lockersedimenten im gesamten Untersuchungsgebiet auf. Typisches morphologisches Element sind die langgestreckten Sandzungen im Sinne REINECKS (1984), die sich über den gesamten Tiefenbereich dieser Zone verfolgen lassen. Zwischen dem „Helgoländer Schlickgebiet“ und Wangerooge geht Zone 1 fließend in die seewärts anschließende Zone 3 über (s. u.).

Zone 2 reicht von der seewärtigen Grenze in ca. -15 m NN bis zur Niedrigwasserlinie vor Sylt und bis zur 10 m-Isobathe entlang der ostfriesischen Inseln. Im Küstenvorfeld zwischen Amrum und Eiderstedt schließt sie landwärts in einer Wassertiefe von 10 m unmittelbar an Zone 1 an. Charakteristisch für diese Zone ist die dünne Sedimentbedeckung, die unter 1,5 m liegt und in Extremfällen bis auf 40 cm abnehmen kann. Größere Mächtigkeiten im Raum Juist-Langeoog sind auf Verfüllungen prä-nordseezeitlicher Rinnen zurückzuführen.

Im schleswig-holsteinischen Küstenvorfeld unterbrechen W-E streichende, prä-nordseezeitliche Rinnensysteme westlich Listland (Sylt), in Verlängerung von Norder- und Süderau sowie der Eider diese geringmächtige Sedimentauflage. Die Rinne der Ureider endet ziemlich abrupt bei ca. 8°15' östlicher Breite in -15 m NN.

Zone 3 umfasst den Bereich zwischen -15 und -20 m NN. Hier akkumulieren nordseezeitliche Sedimente in 2 bis etwa 5 m mächtigen Sandrücken, wobei die Zungenriffe vor der niedersächsischen Küste und der südliche und mittlere Teil der Amrumbank vor Schleswig-Holstein die größten Mächtigkeiten aufweisen. Die Verhältnisse im schleswig-holsteinischen Küstenvorfeld verdeutlichen, dass sich seewärts eine geringmächtige (1 bis 1,5 m) Sedimentbedeckung anschließt. Reflexionsseismische Vermessungen von BSH-Routineuntersuchungen bestätigen diesen Trend für das seewärtige Anschlussgebiet.

Die Mächtigkeitsangaben sind in den Ausgängen der nordfriesischen Seegaten zu groß, was auf Limitation der Kokriging-Abschätzung für den küstennahen Bereich zurückzuführen ist. Trotz der morphologischen Vorgaben konnte das Kokriging-Verfahren die Mächtigkeiten nicht realistisch über die Wassertiefe abschätzen. Dies liegt darin begründet, dass die morphologischen Strukturen z. T. <1 km sind und deshalb nicht mehr aufgelöst werden können.

In Abb. 13 ist der Schätzfehler als zweifache Kokriging-Standardabweichung (95%-iger Vertrauensintervall) der Sedimentmächtigkeit dargestellt. Auf den Profillinien bewegt sich der Fehler zwischen 0,5 bis 1 m und kann auf maximal 1,5 m innerhalb des Messnetzes ansteigen. Eine Ausnahme stellen Abschnitte auf den Profilen dar, in denen der Basisreflektor nicht angerissen werden konnte. In diesen Bereichen liegt der Schätzfehler ebenso wie im küstennahen Anschlussgebiet bei 2,0 bis 2,5 m. Im Schlickgebiet südöstlich von Helgoland konnte der Basisreflektor infolge des Gaseffekts nicht auskartiert werden.

5.3 Volumenberechnung der nordseezeitlichen Sande

Abb. 14 zeigt das Volumen der Teilgebiete und des gesamten deutschen Küstenvorfeldes zusammen mit den einzelnen Schätzfehlern. Volumen und Fehler wurden durch Addition der jeweiligen Mächtigkeiten bzw. der zweifachen Kokriging-Standardabweichung der Git-

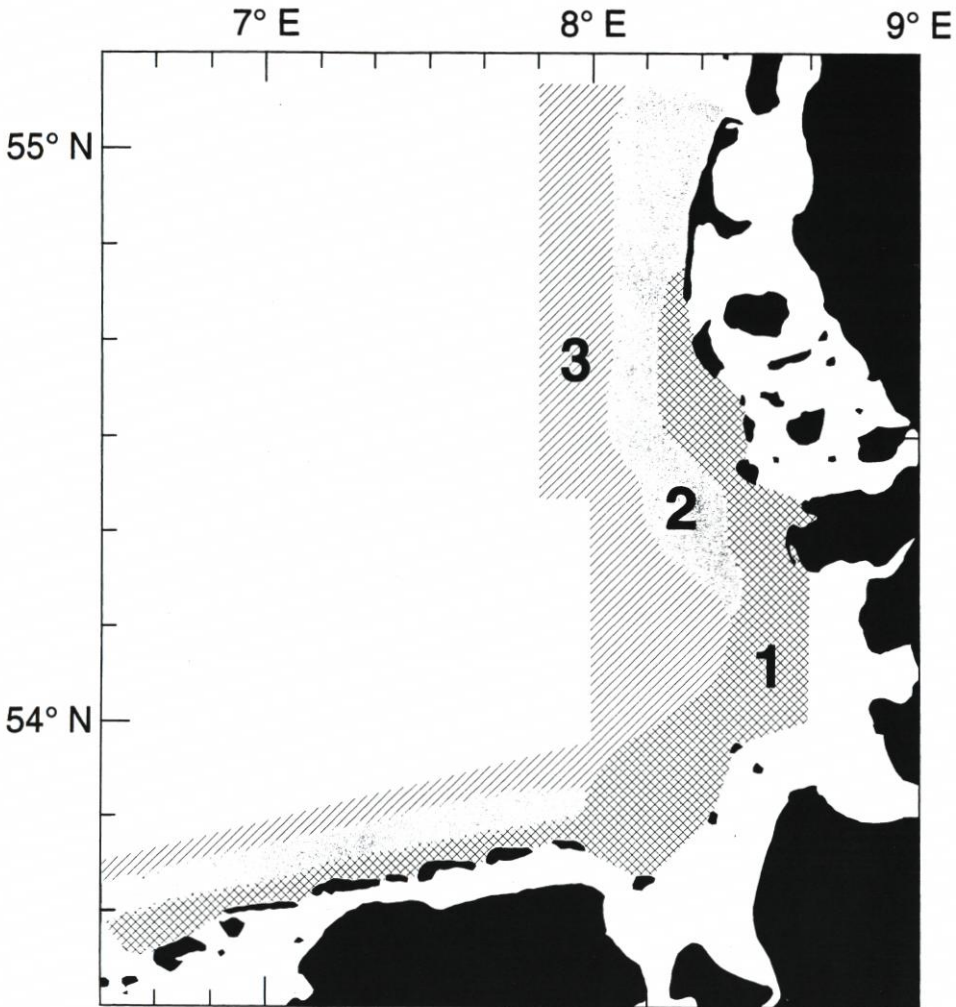


Abb. 12: Dreizonale, küstenparallele Gliederung des Küstenvorfeldes auf der Basis der Verteilung mobiler Lockersedimente

terzellen ermittelt. Die Abtrennung der Teilgebiete zur Berechnung der Volumina erfolgte nach Kriterien der Datenbelegung. Teilregion A umfasst den Bereich substantieller Datenlücken in der Flachwasserzone, wogegen die Gebiete B und C die engmaschigen Messnetze der seismischen Vermessung vor der niedersächsischen und schleswig-holsteinischen Küste umfassen. Von den Teilgebieten weist der Küstennahbereich (A) erwartungsgemäß das größte Volumen von 4 bis 14 Mrd. m^3 auf. Das mittlere Gesamtvolumen der nordseezeitlichen Sedimente beträgt 18 Mrd. m^3 im Untersuchungsgebiet und schwankt innerhalb des 95%igen Vertrauensbereiches zwischen 7 bis 29 Mrd. m^3 .

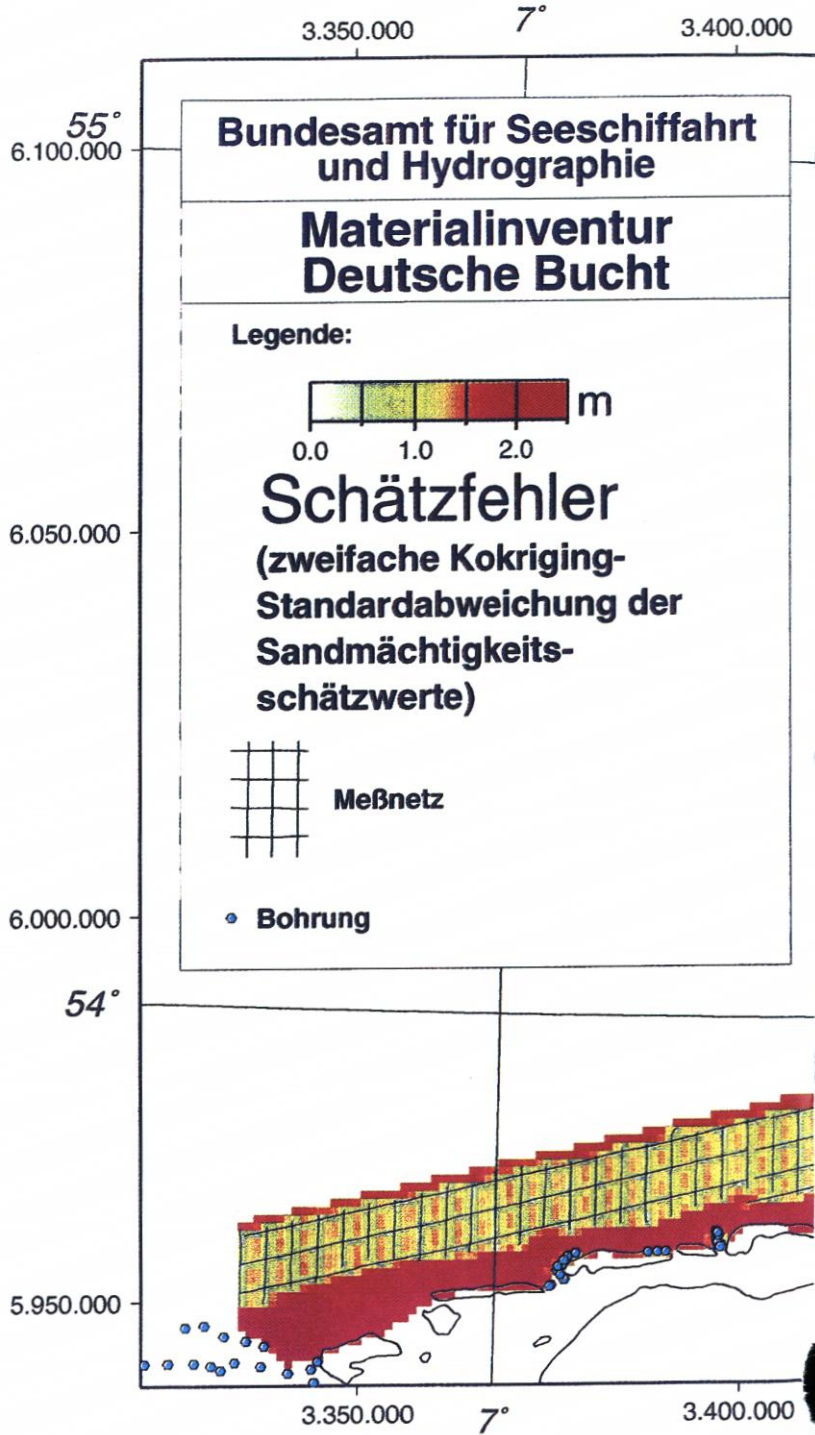
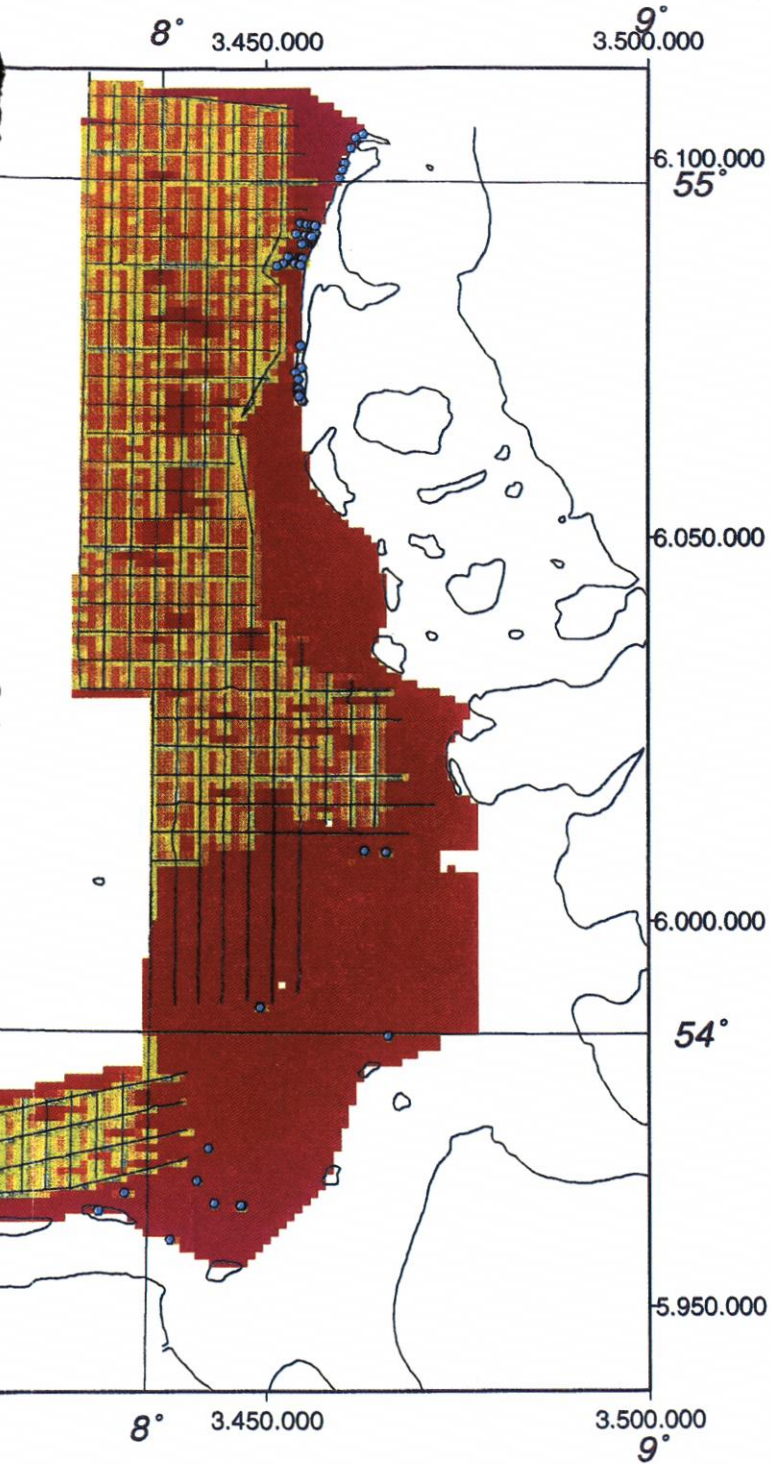


Abb. 13: Schätzfehler der Sedimentmächtigkeit



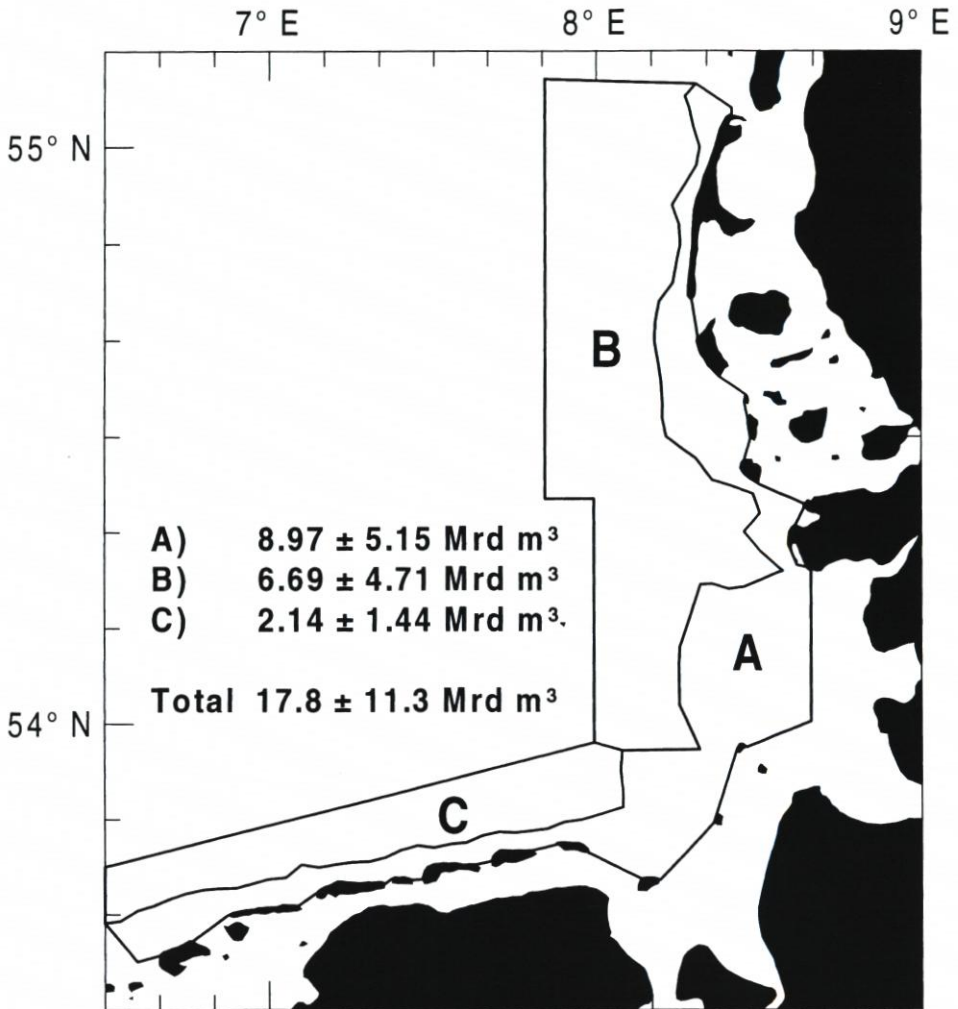


Abb. 14: Volumen und Schätzfehler (95 % Vertrauensintervall) der nordseezeitlichen Sedimente

5.4 Wiederholungsvermessung

Wegen der Morphodynamik tritt in der Mächtigkeitsverteilung ein Fehler auf, weil das gesamte Untersuchungsgebiet von Borkum bis Sylt nicht synoptisch bzw. innerhalb einer Vermessungskampagne aufgenommen werden kann. Um diesen Fehler zumindest in seiner Größenordnung abzuschätzen, wurden vier küstenparallele Profile im Seegebiet vor Eiderstedt/Dithmarschen im Mai 1998 reflexionsseismisch neu vermessen, um anhand der Änderungen in der Mächtigkeitsverteilung ein Maß für die Variabilität anzugeben. Die Auswahl des Gebietes musste sich logistischen Rahmenbedingungen unterwerfen, d. h. der zur Verfügung stehenden Schiffszeit und dem Einsatzgebiet.

In Abb. 15 sind die Mächtigkeitsverhältnisse in diesem Gebiet für den Vermessungszeitraum November 1996/März 1997 (rot) und Mai 1998 (grün) dargestellt. Die Differenzen

aus beiden Aufnahmen (Abb. 16) verdeutlichen, dass größtenteils die Abweichungen im Bereich zwischen 0 und 1 m liegen, mit Ausnahme der Südgrenze, wo Unterschiede in der Sedimentmächtigkeit bis zu 2,5 m auftreten können. Dies erklärt sich durch Verlagerung der Sedimentkörper um 500 bis 750 m innerhalb eines Jahres, wie ein Vergleich in Abb. 15 verdeutlicht.

Die Volumenberechnung für den Vermessungszeitraum 1996/97 und 1998 ergibt 516,4 bzw. 519,0 Mio. m³. Damit weicht die Differenz von 2,6 Mio. m³ um weniger als 1 % vom mittleren Volumen (517,7 Mio. m³) ab. Es ist davon auszugehen, dass dieser Fehler im Bereich zwischen Dithmarscher Bucht und Jade-Ästuar aufgrund der höheren Sedimentdynamik größer ausfallen wird, aber sich immer noch signifikant unter dem Schätzfehler bewegt.

6. Diskussion

6.1 Geologische Verhältnisse

Schleswig-holsteinisches Küstenvorfeld

Im Küstenvorfeld Schleswig-Holsteins fällt die Basis der nordseezeitlichen Sande – außer in den verfüllten prännordseezeitlichen Rinnen (s. u.) – mit der stratigraphischen Grenze Holozän/Pleistozän zusammen. Die Sedimentverteilung bestätigt im wesentlichen die Vorstellung über den geologischen Aufbau dieses Seegebietes (s. Abb. 1), das eine großräumige Verebnungsfläche darstellt, die überwiegend erosiven Prozessen unterworfen ist.

Es können drei große pleistozän-frühholozäne Rinnensysteme nachgewiesen werden, die in westlicher Richtung zum Elbe-Urstromtal entwässert haben und auf dem Festland als Abflusswege für Schmelzwässer weiterverfolgt werden können (WOLDSTEDT U. DUPHORN, 1974):

– Küstenvorfeld von Listland (Sylt):

Eine markante Rinnenstruktur wird als westliche Fortsetzung der NNW-SSE verlaufenden Nordfriesischen Rinne von DITTMER (1951) gedeutet. Entgegen den Vorstellungen von KÖSTER (1979) muss die Schmelzwasserrinne erst nördlich der Insel nach Westen abbiegen, da in den Chirp-Seismogrammen keine Hinweise auf einen Durchbruch südlich des Salzsandes gefunden werden konnten.

– Küstenvorfeld zwischen Amrum und Süderoogsand:

In Verlängerung von Norder- und Süderau findet sich ein ausgeprägtes älteres Rinnensystem, das ebenso wie das pleistozäne Eidertal im tieferen Untergrund von einer tieferen, präquartären Rinne (–100 bis –200 m NN) vorgezeichnet wird (HINSCH, 1977).

– Küstenvorfeld von Eiderstedt:

Das Tal der Ureider, das auf dem Festland der Nordmannrinne von DITTMER (1951) entspricht und in Höhe des Sperrwerks bei Tönning durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen ist (RUCK, 1969), lässt sich als breite Schmelzwasserrinne bis etwa 8°15' östlicher Breite nachweisen. Westlich davon ist die Rinne bis zur Talsohle abrasiven Prozessen zum Opfer gefallen. Eine vermutete Landverbindung zwischen Eiderstedt und Helgoland (WOLDSTEDT U. DUPHORN, 1974) sowie der Verlauf einer Schmelzwasserrinne westlich von Norder- und Süderau (Abb. 11) sprechen entgegen früherer Vorstellungen von TIETZE (1983) und FIGGE (1980) dafür, dass die Ureider südlich von Helgoland in ihren Verfluter mündete.

Die von KÖSTER (1979) gezeichnete geologische Situation, dass die gesamte Amrumbank als Rest einer pleistozänen Moräne aufzufassen ist, muss für den südlichen Bereich dieser Un-

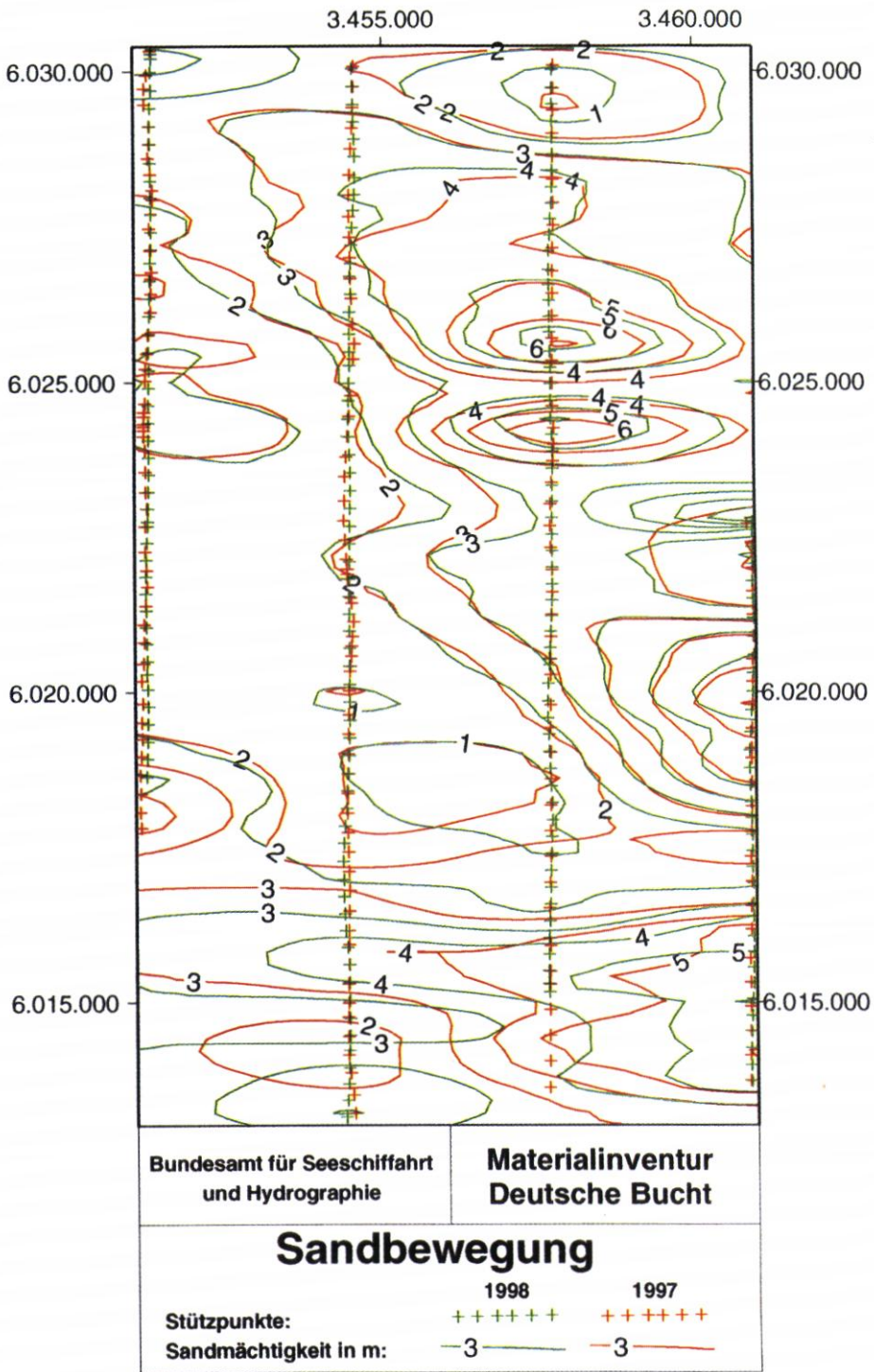


Abb. 15: Vergleich der Sedimentmächtigkeiten 1996/97 und 1998

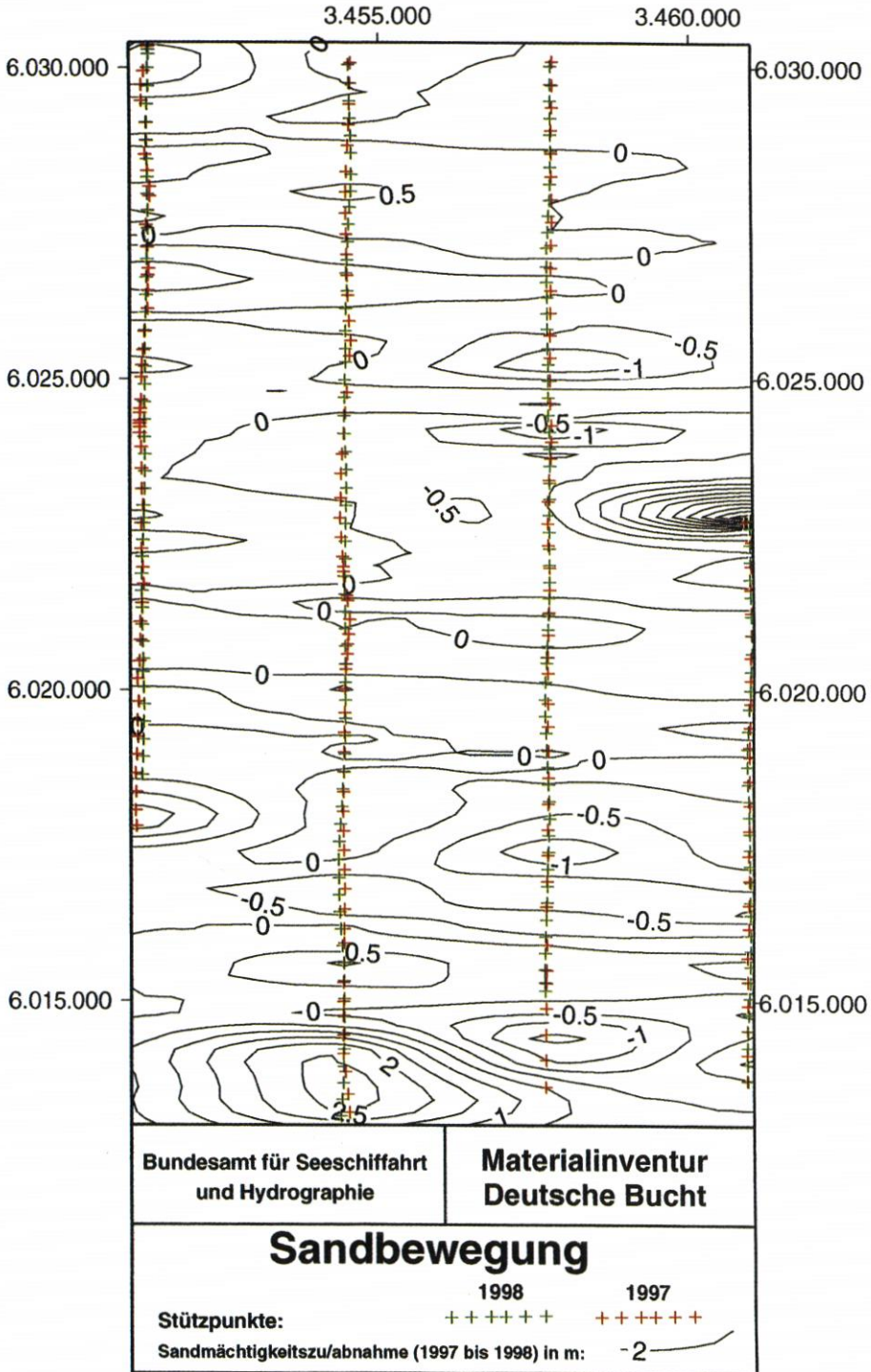


Abb. 16: Zu- und Abnahme der Sedimentmächtigkeiten zwischen 1996/97 und 1998

tiefe revidiert werden. Nach unseren reflexionsseismischen Ergebnissen sowie Bohrunterlagen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB) besteht der südliche Teil aus einem mächtigen nordseezeitlichen Sandpaket. Nur im mittleren und nördlichen Bereich steht der pleistozäne Untergrund als subaquatische Hochlage (Untiefe) in Form von Moränenmaterial unter einer geringen Sandbedeckung an. Diese ungewöhnliche Sandakkumulation, die in dieser Form und Ausbildung nicht erwartet worden war, wirft Fragen zum küstennahen Sedimenttransport auf, die nachfolgend eingehender diskutiert werden sollen.

Niedersächsisches Küstenvorfeld

Die Verhältnisse vor der niedersächsischen Küste bestätigen ebenfalls die in Kap. 1 beschriebene modellhafte Vorstellung zum geologischen Aufbau dieses Küstenabschnitts, jedoch mit der Einschränkung, dass die nordseezeitlichen, mobilen Sande eine geringere Bedeckung aufweisen als ursprünglich angenommen.

In den Zungenriffen (engl.: shoreface-connected sand ridges) konnte nicht die erwartete Mächtigkeit von rund 6 m auskartiert werden, da nach den reflexionsseismischen und Bohrergebnissen nur die oberen 2 bis 3 m als nordseezeitliche Sande in dem hier definierten Sinn (umlagerungsfähiges Lockermaterial) angesprochen werden können. Ein Vibrokern (VC 2007), der im Kammereich eines Zungenriffs vor Baltrum niedergebracht wurde, wies ab einer Teufe von 2,5 m Schluff- und Tonlagen auf, die gegen eine Sedimentation unter den hydrodynamischen Bedingungen der heutigen Nordsee sprechen.

Auf der Basis neuer Bohrergebnisse ist der zweiteilige, küstenferne Aufbau des Meeresbodens, nämlich nordseezeitliche Sande über pleistozänem Geschiebelehm, der in vielen älteren Seismogrammen aus der offenen Nordsee bestätigt ist (FIGGE, unveröff. Daten), nicht auf das Küstenvorfeld übertragbar. In einer früheren Phase des Meeresspiegelanstiegs stellten sich zunächst in den Schmelzwasserrinnen, später dann im gesamten Küstenabschnitt Sedimentationsverhältnisse ein, die neben Torf überwiegend limnisch-brackische Schluffe bis Tone, z.T. in Wechsellagerung mit Feinsanden oder feinsandige Beckensedimente zur Ablagerung brachten, über die im Verlauf des Holozäns die heutige Nordsee transgredierte (STREIF, 1990). Im küstennahen Seegebiet entspricht die seismostratigraphische Basis der nordseezeitlichen Lockersedimente nicht der lithostratigraphischen Grenze Holozän/Pleistozän, so dass sie sich nicht in den Isolinienplan der Holozänbasis von STREIF (1990) einhängen lässt.

Im westlichen Teil des niedersächsischen Küstenvorfeldes konnte in rund 6 m Teufe das Hangende des Geschiebelehms erbohrt werden (VC 2011). Die geographische Lage des Bohrpunktes legt nahe, dass es sich um die Fortsetzung des Oldenburgisch-Ostfriesischen Geestrückens handelt. Seewärts stehen in nordwestlicher Verlängerung im Bereich des Borkum-Riffgrunds Restsedimente dieses saalezeitlichen Geschiebemergels unmittelbar am Meeresboden an (LABAN, 1995; BÄSEMANN, 1979).

6.2 Hinweise zur küstennahen Sedimentdynamik

Die dreizonale, küstenparallele Gliederung der nordseezeitlichen Sedimentverteilung resultiert aus der komplexen Wechselwirkung küstennormaler und küstenparalleler Sedimentumlagerungen, die innerhalb der einzelnen Zonen unterschiedlichen Einfluss auf die

Mächtighkeitsverhältnisse haben. Es lassen sich auf diese Weise Bereiche mit unterschiedlichen Akkumulationsraten und vermutlich auch Transportraten ausgrenzen.

– Zone 1:

In Wassertiefen zwischen 0 bis –10 m NN kommt es im Raum Amrum-Wangerooge trotz des abrasiven Einflusses von Brandung und Strömung zu einer Kompensation von Nettoverlusten durch eine küstenparallele Sedimentzufuhr. Das Sedimentangebot reicht aus, um unter den hydrographischen Verhältnissen des Makrotidals signifikante morphologische Strukturen wie z. B. Sandzungen im Sinne REINECKS (1984) und Sandbänke (z. B. Vogelsand, Gelbsand, u. a.) aufzubauen, die einer ausgeprägten Morphodynamik unterliegen (HOFSTEDE, 1997; GÖHREN, 1971). Im Gebiet der Theknobssände ist eine nennenswerte Akkumulation von nordseezeitlichen Sanden zu beobachten, die aus einem südwärts gerichteten küstenparallelen Sedimenttransport resultiert. Das Material stammt aus der Erosion der Insel Sylt sowie der Umlagerung von vorgespülten Sanden.

– Zone 2:

In einem Tiefenbereich bis –15 m NN dominieren mit Ausnahme der inneren Deutschen Bucht generell erosive Prozesse, die anzeigen, dass die Küstenerosion in diesem Bereich ansetzt. Die Tiefenlage der Abrasionsfläche wird von der Morphologie des Küstenvorfeldes bestimmt und liegt vor Schleswig-Holstein topographisch höher (bei etwa –10 m NN) als vor der niedersächsischen Küste (bis –15 m NN), die deutlich steiler abfällt.

– Zone 3:

Unterhalb –15 m NN wird die Sedimentzufuhr durch einen küstennormalen Transport aus Zone 2 bzw. 1 erklärt. Dabei ist der Akkumulationsstreifen vor der niedersächsischen Küste an die älteren Kerne der Zungenriffe bzw. vor der schleswig-holsteinischen Küste an prä-nordseezeitliche Rinnen im Untergrund gekoppelt (s. u.). Küstenparalleler Sedimenttransport kann in dieser Zone nicht ausgeschlossen werden, dürfte aber im Verhältnis eine untergeordnete Rolle hinsichtlich der Sedimentakkumulation spielen.

Im Übergangsbereich von Zone 1 und 3 zwischen Elbe- und Jade-Ästuar kommen feinsandige, weiche Lockersedimente mit einem hohen Feinkornanteil vor. Einschließlich der Nordergründe, die bis in 20 m Wassertiefe mächtige Sandzungen ausbilden, weist dieser Raum eine Sedimentakkumulation auf. Damit treten Erosionsprozesse, die entlang der restlichen Nordseeküste vor allem in einem Tiefenbereich bis 15 m wirksam sind, für dieses Gebiet in den Hintergrund.

Besonders deutlich wird der Einfluss von subaquatischen Erhebungen auf die Sedimentdynamik im Fall der Amrumbank, in deren Südbereich bis rund 6 m mächtige Nordseesande angehäuft wurden. Unter Berücksichtigung der Hauptströmungsrichtungen in diesem Seegebiet liegt die Vermutung nahe, dass der pleistozäne Höhenrücken in Lee umlagerungsfähige Sande angehäuft hat. Das Material stammt mit ziemlicher Sicherheit aus der Aufarbeitung der Insel Sylt, die sich früher etwa 10 km weiter seewärts erstreckt hat (KÖSTER, 1979). Damit wirken pleistozäne Hochlagen oder die alten Kerne der niedersächsischen Zungenriffe als Sedimentfänger für mobile, umlagerungsfähige Sande, die durch Akkumulation im offenen Küstengewässer der küstennahen Sedimentdynamik entzogen sind.

Die Wiederholungsvermessung veranschaulicht, dass sich die Dynamik der niedersächsischen Zungenriffe wesentlich von morphodynamischen Prozessen im Referenzgebiet vor Eiderstedt/Dithmarschen unterscheidet. Die Zungenriffe bewegen sich unter Beibehaltung ihres sedimentologischen Aufbaus (LUDWIG U. FIGGE, 1979) in horizontaler Richtung (SWIFT et al., 1977; FIGGE, unveröff. Daten), wobei maximale Versetzungsbeträge von 100 bis 200 m/a erreicht werden können (ANTIA, 1996). Die vorliegenden Ergebnisse belegen, dass nur eine Hülle aus nordseezeitlichen Sanden um einen älteren, weitgehend lagestabilen Kern pen-

delt, welcher aus Fein- bis Mittelsanden mit Tonlinsen besteht. In welchem Ausmaß geologische und/oder hydrodynamische Faktoren für die Lagestabilität eine Rolle spielen, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden.

Im Gegensatz dazu werden die Sandzungen im südlichen Teil des Referenzgebietes als Gesamtstruktur um 500 bis 750 m/a umgelagert. Vermutlich bleibt auch in diesem Fall der sedimentologische Aufbau der Sandzungen erhalten. In jedem Fall zeigen die Ergebnisse die Grenzen der Vergleichbarkeit morphodynamischer Prozesse entlang der deutschen Nordseeküste auf, die in engem Zusammenhang mit der verfügbaren Sedimentmenge stehen.

7. Schlussfolgerung

Die Verbindung moderner reflexionsseismischer Methoden mit geeigneten geostatistischen Auswerteverfahren hat gezeigt, dass sie wesentlich zur tieferen Kenntnis der Sediment- und Morphodynamik in Küstengewässern beitragen können und gegenüber aufwendigen Bohrungen den Vorteil erheblicher Zeit- und Kostenersparnis aufweisen.

Auf der Basis eines relativ engmaschigen Messnetzes konnte für das gesamte deutsche Küstenvorfeld der Nordsee die Mächtigkeitsverteilung der mobilen Lockersedimente anhand prozessierter Daten dargestellt und eine Volumenberechnung inklusive Fehlerabschätzung durchgeführt werden. Die Sedimentverteilung weist für das Untersuchungsgebiet eine dreizonale küstenparallele Gliederung auf, die den bisherigen Kenntnisstand über den Sedimenttransport in der Deutschen Bucht erweitert.

Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die Karte zur Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sedimente (Abb. 11) einen großmaßstäblichen Überblick über die Verhältnisse vor der gesamten deutschen Nordseeküste gibt und im Fall von Detailfragen keine Spezialuntersuchungen ersetzen kann und will.

8. Danksagung

Dieses Forschungsvorhaben wurde in vielerlei Hinsicht von verschiedenen Bundes- und Landesbehörden sowie Forschungseinrichtungen unterstützt.

Zunächst gilt unser Dank folgenden Personen, die uns großzügigen Zugriff auf ihre Bohrchive gewährten: Dipl.-Ing. F.-P. EISSFELDT (Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste, Hamburg-Rissen), Dipl.-Geogr. D. STEEN (Wasser- und Schifffahrtsamt, Emden), Dipl.-Ing. A. GÖTSCHENBERG (Wasser- und Schifffahrtsamt, Wilhelmshaven), Dipl.-Ing. H. MÜLLER (Wasser- und Schifffahrtsamt, Bremerhaven), Dr. H. STREIF (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover), Dipl.-Ing. G. RAGUTZKI (Niedersächsisches Landesamt für Ökologie/Forschungsstelle Küste, Norderney), Dipl.-Ing. H.-G. COLDEWEY (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft und Küstenschutz, Norden), Dipl.-Ing. D. SCHALLER (Amt für ländliche Räume, Husum), Dr. H. TEMMLER (Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holsteins, Flintbek) und Dr. K. SCHWARZER (Institut für Geowissenschaften der Universität Kiel).

Für die engagierte Unterstützung während der Arbeiten auf See sind wir R. KUNZE, R. PAAR, Y. ARIK, Frau L.P. WANG sowie den Kapitänen W.M. FIETZ, H. BRUNN, W. OHL und den Besatzungen der FS „Gauss“, VWFS „Wega“ und FK „Littorina“ zu besonderem Dank verpflichtet.

Dr. K. SCHWARZER, L. RUPPRECHT, Dr. F. THEILEN und sein Mitarbeiterstab (Institut für

Geowissenschaften, Kiel) sowie Dr. K. RICKLEFS (Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Büsum) danken wir für die professionelle Unterstützung im Rahmen des geleisteten Forschungsauftrages.

Schließlich gebührt unser Dank dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), das dieses Projekt aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) unter dem Kennzeichen 03KIS306 finanziell über einen Zeitraum von drei Jahren gefördert hat.

9. Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, K. u. TABAT, W.: Ein Vierteljahrhundert sedimentologischer Forschung vor der Küste Sylts/Deutsche Bucht. Meyniana, Bd. 46, 1994.
- ANTIA, E. E.: Rates and patterns of migration of shoreface-connected sandy ridges along the southern North Sea coast. *Journal of Coastal Research*, Bd. 12, 1996.
- BARRY, K. M.; CAVERS, D. A. u. KNEALE, C. W.: Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, Bd. 40, 1975.
- BELDERSON, R. H., JOHNSON, M. A. u. KENYON, N. H.: Bedforms. In A. H. STRIDE (Hrsg.) *Offshore Tidal Sands*, Chapman & Hall, 1982.
- DAVID, M.: *Geostatistical Ore Reserve Estimation*. Elsevier, 1977.
- DE VRIEND, H. J.: Evolution of marine morphodynamic modelling: Time for 3-D? *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Bd. 49, 1997.
- DITTMER, E.: Das Eem des Treeneetals. *Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins Schleswig-Holsteins*, Bd. 25, 1951.
- DRESEN, L.; GEBRANDE, H.; HARJES, H.-P.; HUBRAL, P. u. MILLER, H.: Seismische Verfahren. In F. BENDER (Hrsg.) *Angewandte Geowissenschaften. Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften*, 1985.
- FIGGE, K.: Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee). *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 30, 1980.
- FIGGE, K.: Begleitheft zur Karte der Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht 1:250000 (Nr. 2900). *Deutsches Hydrographisches Institut*, 1981.
- FÜHRBÖTER, A.: Sandbewegung im Küstenraum - Rückschau, Ergebnisse und Ausblick. In DFG-Forschungsbericht „Sandbewegung im Küstenraum. Rückschau, Ergebnisse und Ausblick“, 1979.
- GÖHREN, H.: Untersuchungen über die Sandbewegung im Elbmündungsgebiet. *Hamburger Küstenforschung*, Bd. 19, 1971.
- HINSCH, W.: Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein bzw. Oberkante des Präquartärs, Maßstab 1 : 250000. *Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein*, 1977.
- HOFSTEDE, J. L. A.: Process-related analysis for the North Frisian supratidal sands (Germany). *Journal of Coastal Research*, Bd. 13, 1997.
- JOURNEL, A. G. u. HUIJBRECHTS, C. J.: *Mining Geostatistics*. Academic Press, 1978.
- KLÜGER, H.: Beschreibung zum Programm NIKOOR von N11. *Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie*, 1994.
- KÖSTER, R.: Dreidimensionale Kartierung des Seegrundes vor den Nordfriesischen Inseln. In DFG-Forschungsbericht „Sandbewegung im Küstenraum. Rückschau, Ergebnisse und Ausblick“, 1979.
- LABAN, C.: The Pleistocene glaciations in the Dutch sector of the North Sea. A synthesis of sedimentary and seismic data. *Doctoral Thesis Univ. Amsterdam*, 1995.
- LI, M. u. AMOS, C. L.: SEDTRANS92: A sediment transport model for continental shelves. *Computer and Geoscience*, Bd. 4, 1995.
- LUDWIG, G. u. FIGGE, K.: Schwermineralvorkommen und Sandverteilung in der Deutschen Bucht. *Geologisches Jahrbuch*, Bd. D32, 1979.
- MÖLLER, L.: Seismische Untersuchungen in Sedimenten der Nordsee: Dispersion und Dämpfung von Grenzsichtmodellen. *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*, A79, 1984.
- REINECK, H. E.: *Aktuogeologie klastischer Sedimente*. Kramer, 1984.
- RUCK, K. W.: Ein geologisches Profil durch die Eidermündung. *Meyniana*, Bd. 19, 1969.

- SCHIRMER, F.; SCHMALFELDT, B. u. SIEBERT, J.: Schallgeschwindigkeit und Impedanz des oberen Meeresbodens in Gebieten der Nordsee, des Skagerraks, des Kattegats und der Ostsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 32, 1979.
- SCHULZ-OHLBERG, J.: Die Anwendung geostatistischer Verfahren zur Interpretation von gravimetrischen und magnetischen Felddaten. Wissenschaftlich-Technische Berichte, 1989-6, Deutsches Hydrographisches Institut, 1989.
- STREIF, H.: Das ostfriesische Küstengebiet. Sammlung Geologischer Führer, Bd. 57. Gebr. Borntraeger, 1990.
- SWIFT, D. J.; PARKER, G.; LANFREDI, N. W., PERILLO, G. u. FIGGE, K.: Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves: A comparison. Estuarine, Coastal and Marine Science, Bd. 7, 1978.
- THEILEN, F.; KALLERHOFF, W. u. POSEWANG, J.: Untersuchungen zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt, Phase II: Kartierung des Kaolinsandes vor Sylt. Unveröff. Abschlussbericht, Institut für Geophysik der Universität Kiel, 1994.
- TIETZE, G.: Das Jungpleistozän und marine Holozän nach seismischen Messungen nordwestlich Eiderstedts/Schleswig-Holstein. Unveröff. Diss. Univ. Kiel, 1983.
- WACKERNAGEL, H.: Multivariate Geostatistics. Springer, 1998.
- WOLDSTEDT, P. u. DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Koehler, 1974.