

Wissenschaftlich-Technische Berichte

1988 – 2

Geologisch-geomorphologische Untersuchungen in der Iberischen Tiefsee zur Beurteilung von Vermischungs- und Transportfragen im Rahmen eines Monitoring-Programms für die Einbringung schwach radioaktiver Abfälle

Hartmut Heinrich



Zum Titelbild:

NOAA-8-Aufnahme (AVHRR) vom 25. April 1984, 0730 UTC Pseudofarbdarstellung der relativen Oberflächentemperatur der Nordsee (Temperaturskala in Grad Kelvin)

Mit freundlicher Genehmigung der DLR, Oberpfaffenhofen

Das Deutsche Hydrographische Institut gibt außer den amtlichen Veröffentlichungen (Seehandbücher, periodische nautische Schriften, Seekarten, Jahresberichte, Jahrbücher, Deutsche Hydrographische Zeitschrift mit wissenschaftlichen Abhandlungen und Mitteilungen) nunmehr ab 1988 auch wissenschaftlich-technische Berichte heraus.

In dieser neuen Reihe erscheinen Abhandlungen, die im Zuge der Bearbeitung gesetzlicher Aufgaben beim Deutschen Hydrographischen Institut entstanden sind. Vielfach ist der Gegenstand nicht für eine Veröffentlichung in einer wissenschaftlichen oder technischen Zeitschrift geeignet, weil der potentielle Leserkreis so interdisziplinär zusammengesetzt ist, daß er mit **einer** Zeitschrift nicht erreichbar ist, oder die Bearbeitung des Themas, z. B. in der Ausführlichkeit der Darstellung, den Zielsetzungen wissenschaftlicher Publikationen nicht entspricht.

Die Manuskripte wurden vom Präsidenten des DHI zur Veröffentlichung freigegeben; sie sind jedoch nicht von Gutachtern geprüft worden. Die Berichte erscheinen in zwangloser Folge, jeweils für ein Jahr durchnummeriert.

Herausgeber:

Deutsches Hydrographisches Institut
Bernhard-Nocht-Straße 78
Postfach 30 12 20
2000 Hamburg 36

Vervielfältigung ist nur mit Genehmigung des Deutschen Hydrographischen Instituts gestattet.

DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES
INSTITUT

Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben

**Geologisch-geomorphologische
Untersuchungen in der Iberischen
Tiefsee zur Beurteilung von
Vermischungs- und Transport-
fragen im Rahmen eines
Monitoring-Programms für die
Einbringung schwach radioaktiver
Abfälle**

Förderungskennzeichen: KWA 5310 0

Projektleiter: Dr. Klaus Figge

Wissenschaftliche Bearbeitung: Dr. Hartmut Heinrich

Abschlussbericht zum BMT-Forschungsverbund

Geologisch-geomorphologische
Untersuchungen in der Iberischen
Tiefsee zur Beurteilung von
Vermischungs- und Transport-
Tragen im Rahmen eines
Monitoring-Programms für die
Eindringung schwach radioaktiver
Abfälle

Anschrift des Verfassers:

Dr. K. Figge Projektleiter
Dr. H. Heinrich Wissenschaftliche Beratung

Deutsches Hydrographisches Institut
Bernhard Nocht Straße 78
2000 Hamburg 36

GEOLOGISCH-GEOMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER
WESTEUROPÄISCHEN TIEFSEE

Förderkennzeichen: KWA 5310 0

1	VORWORT	3
2	DANK	4
3	ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	6
4	EINFÜHRUNG	8
5	FRAGESTELLUNGEN	9
5.1	Bathymetrie	9
5.2	Morphogenese	9
5.3	Oberflächensediment	9
5.4	Gravitative Massenverlagerungen	10
5.5	Zeitliches Verhalten des Risikopotentials	10
6	MESSKONZEPT	11
6.1	Bathymetrie	11
6.2	Morphogenese	11
6.3	Oberflächensedimente	11
6.4	Gravitative Massenverlagerungen	11
6.5	Ablagerungsgeschichte	12
7	PROJEKTVERLAUF	13
7.1	Arbeitsablauf	13
7.2	Expeditionen	15
8	ERGEBNISSE	16
8.1	Bathymetrie	16
8.1.1	Kartiertechnik	16
8.1.2	Reliefbeschreibung	16
8.2	Morphogenese	17
8.2.1	Allgemeine Einführung	17
8.2.2	Kartiertechnik	17
8.2.3	Reliefgenese	18
8.3	Oberflächensedimente	19
8.3.1	Allgemeine Einführung	19
8.3.2	Probennahme	19
8.3.3	Petrographie	19
8.3.4	Petrologie	20
8.4	Gravitative Massenverlagerungen	21
8.4.1	Allgemeine Einführung	21
8.4.2	Probennahme	22
8.4.3	Hangrutsche	22
8.4.4	Suspensionsströme (turbidity currents)	23
8.4.4.1	Internstruktur und Dynamik von Suspensionsströmen	24
8.5	Ablagerungsgeschichte	24
8.5.1	Allgemeine Einführung	24
8.5.2	Probennahme	25
8.5.3	Ergebnisse	26

1 VORWORT

Der vorliegende Bericht beschreibt geologische Untersuchungen in der nordostatlantischen Tiefsee, die beim Deutschen Hydrographischen Institut (DHI), Hamburg, mit Unterstützung des Bundesministeriums für Forschung und Technologie (BMFT; Förderkennzeichen: KWA 5310 0) vom 1.3.1983 bis 31.12.1987 durchgeführt worden sind. Eingeschlossen war vom 1.4.1984 bis 31.5.1984 ein zweimonatiges Tiefsee-Bathymetrie - Projekt (Förderkennzeichen MFU 0540 5).

Das Vorhaben war angelegt als geowissenschaftliche Ergänzung zu dem ebenfalls vom BMFT geförderten ozeanographischen Projekt NOAMP (Nord-Ost-Atlantisches-Monitoring-Programm; Förderkennzeichen: MFU 0519 9) des DHI.

Das NOAMP-Projekt sollte Grundlagen für das Studium der Ausbreitung radioaktiver Isotope in den tieferen Wasserschichten des Nordost-Atlantiks schaffen.

Die geowissenschaftlichen Untersuchungen sollten sich an folgenden Zielen orientieren:

- die Herstellung einer möglichst genauen topographischen Karte des Untersuchungsgebietes,
- Untersuchungen zur geologischen Stabilität des Untergrundes,
- Untersuchungen zur Zusammensetzung des Meeresbodens,
- zeitliche Abschätzungen über das Auftreten geologischer Risikofaktoren.

Die Ziele des Vorhabens sind weitgehend erreicht worden. Nebenbei ergaben sich eine Anzahl wichtiger meeresgeologischer Grundlagen-erkenntnisse für die Datierung von Ozeansedimenten und für die Paläozeanographie und Paläoklimatologie des Quartär-Zeitalters.

Der Tiefseeberg Dreizack und seine nähere Umgebung dürften in ozeanographischer, geologischer und biologischer Hinsicht der am gründlichsten untersuchte Berg der Tiefsee sein. Diese Tatsache trug zu der Entscheidung bei, dort in dem internationalen Projekt "Joint Global Ocean Flux Study" (JGOFS) des International Oceanographic Committee (IOC) eine Dauermeßstation einzurichten.

Die unter den Kapitelüberschriften aufgeführten Anlagen geben beiliegende Berichte und Publikationen an, aus denen der überwiegende Teil dieses Textes extrahiert ist. Im Textteil des Berichtes sind nur diejenigen Abbildungen dargestellt, die in den Anlagen nicht vorhanden sind.

2 DANK

Das Projekt wurde vom Bundesminister für Forschung und Technologie wohlwollend gefördert.

Der Bundesminister für Verkehr ermöglichte die Durchführung des Vorhabens am DHI.

Die Verwaltung des DHI half bei der administrativen Durchführung des Projektes.

Die Schiffseinsatzgruppen beim DHI, dem Alfred-Wegener-Institut und der Reedereigemeinschaft Forschungsschiffahrt koordinierten die Einsätze der Forschungsschiffe.

Die Kapitäne und Besatzungen der Forschungsschiffe METEOR (alt), METEOR (neu), SONNE, POLARSTERN und WALTHER HERWIG unterstützten die Arbeiten auf See nach besten Kräften.

Die Abteilung Sedimentgeologie des Geologischen Instituts der Universität Göttingen (Prof. D.Meischner, R.Jantschik, R.Lohoff, J.Gabel, H.Rumpel) war maßgeblich an der Durchführung des Projektes beteiligt. In Göttingen wurde ein Großteil der sedimentologischen Untersuchungen als Auftragsarbeit durchgeführt. Die oben genannten Kollegen nahmen ebenfalls an den Expeditionen teil. Ohne ihr Engagement und ihr zuverlässiges Kerngerät wäre das Projekt nicht so erfolgreich geworden.

Die Abteilung Mikropaläontologie des Geologischen Instituts der Universität Tübingen (Prof. C.Hemleben, C.Simmet) beteiligte sich mit mikropaläontologischen Untersuchungen an Foraminiferen.

Das Geologische Institut der Universität Neuchatel (Prof. B.Kübler, P.Ruch, R.Jantschik) beteiligte sich mit mineralogischen und geochemischen Untersuchungen an den Sedimenten.

Die Kollegen aus dem NOAMP-Projekt (E.Mittelstaedt, G.Becker, U.Schauer, H.Klein, M.Bock, R.Berger, H.Nies) lieferten sehr wertvolle Meßergebnisse für die Interpretation der geologischen Daten. Sie lenkten auch die ozeanographischen Phantasien der Geologen in sinnvolle Bahnen.

Das Geologische Institut der ETH Zürich (Prof. K.Hsü, H.Oberhänsli, K.Perch-Nielsen, F.Heller) führte im Auftrag des Projekts isotopengeochemische, mikropaläontologische und paläomagnetische Altersbestimmungen an Sedimentkernen durch.

Die Preussag AG, Hannover, führte im Auftrag des Projektes die bathymetrische und seismische Kartierung des zentralen Untersuchungsgebietes durch.

Die Abteilung Ingenieurgeologie des Geologischen Instituts der Universität Kiel (Prof. G.Mattheß, W.Ertel) beteiligte sich mit bodenmechanischen Untersuchungen an den Oberflächensedimenten.

Die Kollegen aus dem BIOTRANS-Projekt des Instituts für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaften der Universität Hamburg (Prof. H.Thiel, O.Pfannkuche, W.Beckmann, K.Lochte, G.Schriever) stellten Probenmaterial, UW-Fotos vom Meeresboden und Unter-

suchungsergebnisse über Bioturbation zur Verfügung. Sie ermöglichten außerdem die Teilnahme an einer Expedition mit FS POLARSTERN ins Untersuchungsgebiet.

Die Bundesforschungsanstalt für Fischerei (Feldt), Hamburg, ermöglichte die Teilnahme an einer Expedition mit FS WALTHER HERWIG in das NEA-Versenkungsgebiet für schwach radioaktive Abfälle.

Das Sachgebiet Dokumentation (M.Heinrich) half bei den umfangreichen Literaturrecherchen.

Frau Dr. Marion Heinrich entwickelte Auswerte- und Plotprogramme an der Rechenanlage des DHI.

Renken Paar führte die kartographischen Arbeiten durch und erfüllte die zahllosen Wünsche nach Arbeitskarten.

Frau Marion Sievert führte die Probenaufbereitung für die IRD-Analysen und Messungen durch und fertigte Zeichnungen an.

Frank Blaume führte die Grobkornanalyse am Turbiditkern Po08-28 durch.

Die Geophysik-Gruppe des DHI (D.Voppel, R.Rudloff, J.Schulz-Ohlberg) führte gravimetrische und magnetische Vermessungen durch.

Unser besonderer Dank gilt den Kolleginnen und Kollegen, Studenten und Praktikanten, die sich zur Mitarbeit begeistern ließen. Ihre uneigennützig Zuarbeit hat die knappe personelle Kapazität mehr als nur ausgeglichen.

3 ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Im Nordost-Atlantik wurden im Auftrag des Bundesministers für Forschung und Technologie vom Deutschen Hydrographischen Institut zwischen 1983 und 1987 intensive bathymetrische, geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen im Hinblick auf die Abschätzung von geologischen Einflüssen auf die Einbringung von verpackten, schwach radioaktiven Stoffen durchgeführt. Die Untersuchungen begleiteten ein ozeanographisch - hydrochemisches Projekt, das sich mit der Ausbreitung von am Boden freigesetzten radioaktiven Stoffen in der Wassersäule beschäftigte (Nord-Ost-Atlantisches-Monitoring-Projekt = NOAMP).

Das zentrale Untersuchungsgebiet wurde mit einem Fächerecholot (SEA BEAM) flächendeckend vermessen. Für eine bathymetrische Karte der weiteren Umgebung sind die NBS-Lotungen der hydrographischen Meßfahrten verwendet worden. Die daraus hergestellte Karte ist ungenau, sie gewährt aber einen hinreichend guten Überblick über die bathymetrischen Verhältnisse.

Morphologisch gehört das NOAMP-Gebiet zum östlichen Randbereich des Mittelatlantischen Rückens. Die mittlere Wassertiefe beträgt 4500 m. Die tiefste Stelle ist das "Lysoloch" (Karte 1) mit ca 4950 m Wassertiefe; die flachste Stelle, gelegen am NW-Rand des erweiterten Gebietes, weist eine Tiefe von 3500 m auf. Wichtigste topographische Strukturelemente sind nord-süd-verlaufende Höhenzüge von etwa 5 bis 10 sm Breite und im Mittel 500 m Höhe, die durch etwa ebenso breite Rinnen voneinander getrennt sind. Die Höhenzüge werden von breiten, west-ost-verlaufenden Senken in ca. 30 sm lange Segmente gegliedert. Das Untersuchungsgebiet ist vermutlich tektonisch inaktiv.

Die Kerne der Höhenzüge bestehen aus basaltischer Ozeankruste. Während in den Senken mächtige Sedimentfüllungen lagern, beträgt die Decke der Höhenzüge und einzelnen Berge nur wenige Zehnermeter. Die Höhen sind ausschließlich mit kalkigen und mergeligen Sedimenten, die ihren Ursprung im Oberflächenwasser des Atlantiks haben, bedeckt. In den Senken nördlich von 47°N liefern Ablagerungen aus den Suspensionsströmen (Turbidite) des Maury - Channel-Turbidit-Systems den Hauptteil der Sedimentverfüllung. Südlich 47°N liegen ausschließlich Kalke und Mergel vor.

Am Meeresboden finden laterale Sedimentumlagerungen durch Strömungen und Hangrutsche statt. Wichtigster Prozess für die Umlagerung von feinkörnigem Sediment ist die Ausbildung von Wasserwirbeln, die im Gegenuhrzeigersinn um Tiefseeberge rotieren (Taylor-Säulen). Der an ihrer Basis hangabwärts gerichtete schwache Strom transportiert resuspendiertes Material in die Senken und Ebenen. Aufgrund dessen sind die Sedimentakkumulationsraten auf den Bergen (ca. 2 cm/1000 J.) niedriger als die in den Ebenen (bis 6 cm/1000 J. im Umkreis der Höhen); ebenso ist das Sediment gröber und kalkreicher. Hangrutsche treten lokal auf, ihr Beitrag zur Verfüllung der Tiefsee-Senken scheint aber eher gering zu sein. Auf den Höhenzügen und Bergen können sie lokal begrenzt mehrere Zehnermeter Sediment entfernen.

Die jüngere geologische Geschichte des NOAMP-Gebietes wird maßgeblich von den wechselnden Klimaten auf der Nordhalbkugel der Erde bestimmt. Mit dem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten werden

alternierend kalkige und mergelige Sedimente abgelagert. Im Rhythmus von ca. 11.000 Jahre steht die Sedimentation für mehrere 100 bis 1000 Jahre unter dem Einfluß von polarem Oberflächenwasser, das mit Treibeis und Eisbergen silikatisches Material aus dem nordwestatlantischen Raum herantransportiert. Zu diese Zeiten herrschen in den bodennahen Wasserschichten ruhigere Strömungsverhältnisse, geringere Sauerstoff- und erhöhte Kohlendioxidgehalte vor. In den obersten 20 bis 30 cm des Sedimentes kristallisiert dann häufig Dolomit in den Porenräumen aus. Der letzte kühle Klimaabschnitt war vermutlich die Kleine Eiszeit von 1400 bis 1850 n. Chr., in der Eisberge bis auf die Höhe der Azoren drifteten und kontinentales Sediment über dem NOAMP-Gebiet verloren. Während der gemäßigten Klimaabschnitten ist das Tiefenwasser stärker bewegt und gut mit Sauerstoff belüftet.

Mit der periodischen Eisdrift auf dem Nordost-Atlantik ist mittelbar oft die Anlieferung von turbiditischem Sediment durch das Maury-Channel-Suspensionsstrom-System, das seinen Ursprung am isländischen Inselsockel hat, verbunden. Auslöser für voluminöse Suspensionsströme sind wahrscheinlich größere Meeresspiegelabsenkungen während sehr kalter Klimaperioden. Dabei werden verstärkt Sedimentmassen am oberen Inselsockel abgelagert, die beim Überschreiten des kritischen Böschungswinkels ins Gleiten geraten. Auf dem Weg durch das zentrale NOAMP-Gebiet erodieren die Suspensionsströme in ihrem Hauptkanal bis zu 30 m tiefe und 5 m breite Rinnen, die nur teilweise wieder mit Sanden verfüllt werden. In den vom Hauptkanal abzweigenden Seitentälern wird beim Durchgang eines Suspensionsstromes weniger erodiert als feinkörniges Material sedimentiert.

Durch die Anbindung der periodischen Eisdrift an einen astronomischen Erdbahnparameter (halbe Periode der Präzession = 11.000 ± 1000 J.) läßt sich die Gegenwart in den systematischen Klimaablauf der jüngeren geologischen Vergangenheit einbinden. Kaltphasen werden durch die Präzessionswinkel $\pi=90^\circ$ (Sommerinsolationsminimum) und $\pi=270^\circ$ (Winterinsolationsminimum) gesteuert. Das letzte Sommerinsolationsminimum war um 1350 n. Chr. und hat vermutlich die Eisdrift während der Kleinen Eiszeit verursacht. Da die Eisakkumulation in dieser Zeit nicht zu einer markanten Absenkung des Meeresspiegels geführt hat, war auch nicht mit der Auslösung von Suspensionsströmen zu rechnen.

Für die Voraussage der langfristigen Entwicklung des Klimas, das alle Sedimentationsprozesse mittelbar steuert, gewinnt die anthropogene Beeinflussung an Bedeutung. Bei einer gleichbleibenden oder mildereren Klimasituation dürfte aufgrund der geologischen Untersuchungen im Nordost-Atlantik langfristig kaum mit einer größeren Veränderung der sedimentären und hydrographischen Verhältnisse zu rechnen sein. Eine länger andauernde Abkühlung dürfte zu einem deutlichen polaren Einfluß im Oberflächenwasser und ruhigeren Verhältnissen im Tiefenwasser führen.

4 EINFÜHRUNG

Die Einbringung von schwach radioaktivem Abfall in den Nordost-Atlantik war zwischen 1950 und 1982 für einige europäische Staaten eine gängige Form der nuklearen Entsorgung. Aufgrund der damaligen Kenntnisse von den ozeanographischen, biologischen und geologischen Verhältnissen im Meer wählte man Einbringungsorte in der Tiefsee weit jenseits der Kontinentalschelfe. Als Folgerung aus dem zunehmenden Wissens über die natürlichen Vorgänge in der Tiefsee beschloß im Jahr 1977 die OECD die Einrichtung eines multilateralen Konsultations- und Überwachungsmechanismus für die Einbringung von radioaktivem Abfall in das Meer. Die Nuklearenergie-Agentur (NEA) wurde darin aufgefordert, im Fünfjahresrhythmus Gutachten über die weitere Verwendbarkeit der Einbringungsorte zu erstellen. Für die Durchführung dieser Arbeiten wurde ein internationales Forschungs- und Umweltüberwachungsprogramm (CRESP) gegründet, das verbesserte Grundlagen für die Modellierung von Sicherheitsbetrachtungen schaffen sollte. Die Bundesrepublik Deutschland wirkt in CRESP mit.

Im Jahr 1980 wurde als deutscher Forschungsbeitrag ein Projekt vorgeschlagen, in dem der Transport von Radionukleiden durch den Wasserkörper unter Verwendung von Naturbeobachtungen modelliert werden sollte. Mit ihm sollte eine Wissensbasis geschaffen werden, um fachlich kompetent Einfluß auf die internationale Entwicklung im Bereich der Tiefsee-Versenkung nehmen zu können. Die Untersuchungen sollten in einem dem aktuellen Versenkungsgebiet ähnlichen Gebiet stattfinden. Das vom Bundesminister für Forschung und Technologie geförderte Projekt "Nord-Ost-Atlantisches-Monitoring-Programm (NOAMP; Förderungskennzeichen: MFU 0519 9), in dem die physikalischen Ausbreitungsbedingungen für radioaktive Stoffe in großen Ozeantiefen untersucht werden sollten, wurde dann 1982 beim Deutschen Hydrographischen Institut, Hamburg, installiert. Der Abschlußbericht über die hydrographisch-radiochemischen Untersuchungen wurde 1986 vorgelegt (Mittelstaedt, 1986).

Parallel zum ozeanographischen Programm wurde 1983 ein bathymetrisch-geologisches Projekt mit dem Titel "Geologische und morphologische Untersuchungen in der Iberischen Tiefsee zur Beurteilung von Vermischungs- und Transportfragen im Rahmen eines Monitoring-Programms für die Einbringung schwach radioaktiver Abfälle (Förderungskennzeichen beim BMFT: KWA 5310 0) ins Leben gerufen. Seine Aufgabe sollte sein, im NOAMP-Gebiet die für die Modellierung des bodennahen Wassertransportes wichtigen Kenntnisse über das Meeresbodenrelief zu verschaffen und die geologische Beschaffenheit des Meeresbodens festzustellen. Darüber hinaus wurde ab 1985 versucht, aus der jüngeren Sedimentationsgeschichte einen Einblick in die zeitliche Variabilität der relevanten geologischen Prozesse zu gewinnen, um das Risikopotential abschätzen zu können.

Die Auswertung der ersten Probennahme zeigte, daß die zu erwartenden Probleme die technischen und fachlichen Möglichkeiten des DHI überschreiten würden. Die wichtigsten Unterstützungsarbeiten wurden deshalb als Auftragsarbeiten vergeben. Kollegen aus dem universitären Bereich ließen sich für die Lösung von Grundlagensproblemen begeistern. Darüber hinaus wurden im Rahmen des Projekts vier geologische Diplom-Arbeiten und zwei Dissertationen angefertigt.

5 FRAGESTELLUNGEN

Voraussetzung für das Gebiet, in dem die hydrographischen und radiochemischen Messungen des NOAMP-Projektes durchgeführt werden sollten, war eine geomorphologische Ähnlichkeit mit dem NEA-Versenkungsgebiet für schwach radioaktiven Abfall im Westeuropäischen Becken. Das heißt, das Gebiet mußte im Randbereich des Mittelatlantischen Rücken liegen, die Wassertiefe mußte größer als 4000 m und der Meeresboden geophysikalisch stabil, also ohne tektonische Aktivität, sein. Für ein derartiges Gebiet sollten die geologischen Risiken abgeschätzt werden, die Deponien von radioaktivem Müll gefährden können.

Die Wahl fiel auf ein 180 x 180 km² großes Gebiet etwa 200 km nordwestlich des NEA-Gebietes; das Kerngebiet 47°N bis 47°30'N, 19°30'W bis 21°W, und einem erweiterten Meßgebiet 46°N bis 48°30'N, 18°W bis 22°W.

5.1 Bathymetrie

In der GEBCO-Karte "Reykjanes Ridge and Rockall Plateau" stellte sich dieses Areal weitgehend als Tiefsee-Ebene mit etwa 4500 m Wassertiefe und wenigen Erhebungen von maximal 400 m Höhe dar. Da sich diese Angaben aus nur sechs Lotungsprofilen herleiteten, war es notwendig, eine Neukartierung durchzuführen. Vom Zentralgebiet war eine sehr detaillierte bathymetrische Karte anzufertigen, die als Grundlage für die Positionierung der Strommesser-Verankerungen dienen sollte. Daneben ist die möglichst genaue Kenntnis des Reliefs für die Deutung der Strömungsrichtungen im Bodenwasser wichtig. Für das erweiterte Untersuchungsgebiet wurde eine Übersichtskarte als ausreichend erachtet.

5.2 Morphogenese

Bezüglich der tektonischen Stabilität des Meeresbodens war von einem geringen Gefahrenpotential für Schadstoffbehälter auszugehen, da das Untersuchungsgebiet etwa 500 km von dem sehr aktiven Mittelatlantischen Rücken entfernt liegt. Aus der Literatur ist zu entnehmen, daß die Maxwell-Bruchzone, in deren östlicher Verlängerung das NOAMP-Gebiet liegen sollte, wahrscheinlich nicht mehr aktiv ist.

Für die Einbringung von radioaktiven Abfallstoffen auf oder in den Meeresboden ist die Kenntnis der Sedimentverteilung und der Sedimentmächtigkeit notwendig, um die Gefahr des Berstens von Abfallbehälter beim Aufprall auf felsigen Meeresboden auszuschließen. Die Sedimentmächtigkeit muß außerdem groß genug sein, um bei höher aktivem Abfall als Barriere wirken zu können. Im Zentralgebiet sollte darum mit der bathymetrischen Kartierung eine geophysikalische Vermessung (Seismik, Gravimetrie, Magnetik) verknüpft werden, aus der Schlüsse über Zusammenhänge zwischen Relieftyp und Sedimentmächtigkeiten zu ziehen sind.

5.3 Oberflächensedimente

Die Art und großräumige Verteilung der Oberflächensedimenttypen des Nordost-Atlantiks ist weitgehend bekannt (Emery & Uchupi, 1984). Als erstes war die Frage zu klären, ob Abhängigkeiten

zwischen Relief und Sedimenttyp bestehen. Weiterhin sollte festgestellt werden, inwieweit die Oberflächensedimente mit den heutigen hydrographischen Umweltverhältnissen im Gleichgewicht stehen. Hier sollte das wichtigste Unterziel sein, den Einfluß des resuspendiven Sedimenttransportes und die Tiefenlage der Kalk-Lysokline (CCD) zu ermitteln.

5.4 Gravitative Massenverlagerungen

Die sedimentäre Aufbau des Meeresbodens in der Tiefsee variiert räumlich relativ stark. Untermeerische Hangrutsche und Suspensionsströme (turbidity currents) sind dabei diejenigen Prozesse, die Abfallbehälter zerstören, transportieren oder begraben können. Auf Hangrutsche zurückzuführende lokale Suspensionsstrom-Ereignisse waren im benachbarten NEA-Versenkungsgebiet in Sedimentkernen festgestellt worden. Hinweise auf Einflüsse aus dem nordostatlantischen Maury-Channel-Turbiditätsystem, das seinen Ursprung am isländischen Inselsockel hat und bis an den nord-iberischen Kontinentalhang reicht, fanden sich dort nicht. Nach Literaturhinweisen war jedoch im NOAMP-Gebiet damit zu rechnen.

5.5 Zeitliches Verhalten des Risikopotentials

Aussagen über die Persistenz oder zukünftige Veränderungen im Sedimentationsgeschehen sind durch die meeresgeologische Grundlagenforschung der letzten 20 Jahre machbarer geworden. Die Steuerungsmechanismen der Sedimentation sind weitgehend erkannt, ebenso in den Grundzügen ihre Auswirkungen auf den Ozean. Motor der Abläufe im Ozean ist das Zusammenspiel der irdischen orbitalen Bahnparameter (Präzession, Exzentrizität, Schiefe der Ekliptik) mit seinen Auswirkungen auf das Klima. Aufgrund der Zyklizität der Orbitalparameter wiederholen sich klimaabhängige Prozesse wie z. B. die Sedimentationvorgänge im Ozean, mit einer bestimmten Systematik.

Dies eröffnet die Möglichkeit, in der jüngeren geologischen Geschichte des NOAMP-Gebietes nach fossilen Parallelen der Gegenwart zu suchen und eventuell Hinweise auf die zeitliche Entwicklung geologischer Risiken für die Schadstoffeinbringung zu erlangen. Die Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte bildet deshalb die Grundlage zur Beantwortung dieser wichtigen Frage.

6 MESSKONZEPT

6.1 Bathymetrie

Die Ansprüche der Ozeanographen an die Auflösungsgenauigkeit von Reliefstrukturen im zentralen Untersuchungsgebiet und deren flächenhafte Erfassung waren mit einem einstrahligen NBS-Echolot (Narrow Beam Sounder) nicht zu erfüllen. Aus diesem Grund wurde eine Vermessung mit einem Fächerecholot vorgesehen. Dabei wird ein Streifen mit einer Breite von 75 % der Wassertiefe senkrecht zur Fahrtrichtung flächendeckend vermessen. Unter Verwendung von Satelliten-Navigationsdaten wird aus sämtlichen kartierten Profilstreifen von einem Großrechner eine bathymetrische Karte gezeichnet. Für die Vermessung des zentralen NOAMP-Gebietes stand im Mai 1983 das FS Polarstern zur Verfügung, für die östliche Verlängerung im April 1984 das FS Sonne. Beide Schiffe sind mit dem Fächerecholot-System SEA BEAM ausgerüstet, so daß eine Vergleichbarkeit der Tiefendaten gewährleistet war. Die Durchführung und rechnerische Aufbereitung der Vermessung wurde als Auftragsarbeit an die Fa. Preussag, Hannover, vergeben werden.

6.2 Morphogenese

Das Relief der basaltischen Ozeankruste, die Mächtigkeit der Sedimentauflage und deren Internstrukturen sollte durch eine sedimentechographische, gravimetrische und magnetische Kartierung ermittelt werden. Hierbei wären auch Hinweise auf eine eventuelle tektonische Aktivität zu erhalten.

6.3 Oberflächensedimente

Die Entscheidung über die Beprobungsstrategie wurde nach Abschluß der bathymetrischen Kartierung getroffen. Da sich das Relief überraschend als überaus lebhaft herausstellte, sollte exemplarisch der Tiefseeberg "Großer Dreizack" und dessen nähere Umgebung beprobt werden. Der Große Dreizack hat nur an seiner Westseite, durch eine ca 2,5 sm breite und auf das Niveau der Ebene hinunterreichende Rinne getrennt, Kontakt zu hügeligem Areal. Ansonsten bildet er das Zentrum eines Beckens mit einem Radius von etwa 20 sm. An drei seiner Seiten ist somit seine Sedimentbedeckung von Umlagerungsprozessen auf benachbarten Bergen unbeeinflusst. Der hangabwärts gerichtete Sedimenttransport kann dann auch besser in seiner Ausweitung verfolgt werden.

6.4 Gravitative Massenverlagerungen

Hangrutsche und Suspensionsströme (turbidity currents) sind die bedeutendsten Erscheinungsformen gravitativer Massenverlagerungen. Dabei können etliche km³ Sediment bewegt werden. An den Hängen von Tiefsee-Bergen sind Rutschungen in der Regel engbegrenzte Phänomene. Mehrere Meter mächtige Sedimentmassen können schon bei Hangneigungen von 3° ins Gleiten geraten. Rutschmassen sind an stärker geneigten Hängen mit sedimentechographischen Methoden kaum zu erfassen, da der größte Teil des Schalls senkrecht zum Hang, also schräg in die Wassersäule reflektiert wird. Die Suche nach einer Rutschmasse mit einem Kerngerät ist deshalb ein Lotteriespiel. Die Beprobungsorte wurden deshalb auch mit der ganzen Erfahrung des Bearbeiters intuitiv festgelegt. Das

ungestörte Sediment wird dann mit Hilfe der Röntgendurchlicht-Photographie auf Rutschungsstrukturen untersucht. Weiterhin wurden bodenmechanische Parameter wie Sedimentdichte, Wassergehalt und Überlagerungsdruck gemessen.

Suspensionsströme entstehen in der Folge von Hangrutschen, wenn der abgleitende Sedimentverband in turbulente Bewegung gerät und sich auflöst. Ihre spezifische Dichte beträgt zwischen 1.1 und 1.3 g/cm³. Man kann zwischen lokalen Strömen, die auf Rutschkörper mit Abmessungen subaerischer Hangabgleitungen zurückzuführen sind, und Mega-Suspensionsströmen, in denen viele km³ Sediment mobilisiert sind, unterscheiden. Letztere haben ihren Ursprung ausschließlich untermeerisch an den oberen Kontinentalhängen und Inselsockeln. Von dort bewegen sie sich mit Geschwindigkeiten bis zu 60 km/h in die Tiefsee, wo sie dann auf etlichen 10.000 km² Meeresboden mehrere Meter für die Tiefsee untypischen Sediments (Turbidit) ablagern. Turbidite sind sedimentechnographisch leicht an ihren Lagerungsverhältnissen und in Kernen anhand ihrer Materialzusammensetzung und ihren internen Sedimentstrukturen zu erkennen. Lokale Ströme haben entsprechend kleinere Ausmaße. Sie sind in Kernproben schwer zu erkennen, da das transportierte Material zumeist dem des Ablagerungsortes entspricht. Ihre Identifikation kann nur durch eine Grobkornanalyse vorgenommen werden.

6.5 Ablagerungsgeschichte

Aussagen über das Sedimentationsgeschehen erhält man u. a. aus der Grobfraktion der Sedimente (Partikel >180 µm). Biogene und abiogene Komponenten werden mit Hilfe eines Binokulars identifiziert, gezählt und zueinander ins Verhältnis gesetzt. Als Indikatoren für Veränderungen im Ozean gelten im Nordost-Atlantik die temperatur- und salzgehaltsabhängige Vergesellschaftungen planktonischer Foraminiferen und während der Kaltzeiten durch Eisberge verdriftetes kontinentales Sediment.

Die zeitliche Auflösung von Sedimentationsprozessen hängt von der Akkumulationsrate der Sedimente und von dem Vorhandensein guter Zeitmarken in der Sedimentsäule ab. Eine der wichtigsten Probleme wird deshalb das Herausarbeiten von möglichst engständigen Zeitmarken sein, um in Zeitskalen zu gelangen, die für die Deponierung radioaktiver Abfälle im und auf dem Meeresboden relevant sind.

Für den Zeitraum, der für eine Einordnung der rezenten Vorgänge interessant ist (die letzten 130 000 Jahre), bot sich die Anwendung der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie an. Diese nicht im DHI vorhandene Meßmöglichkeit sollte als Auftrag an eine geeignete Universität vergeben werden. Als zusätzliche Zeitmarken waren im Nordost-Atlantik nach Literaturangaben radiometrisch datierte Vulkanaschelagen zu verwenden. Weitere Altersangaben sind über Vergleiche mit bekannten Sedimentabfolgen von anderen Orten im Nordost-Atlantik zu erhalten. Weiterhin dienlich sind Kalkgehaltsprofile, die im Vergleich mit bekannten Profilen Auskunft über die Altersgliederung der Sedimentsäule geben können.

7 PROJEKTVERLAUF

7.1 Arbeitsablauf

- März 1983 -Zuweisung der Projektmittel
- Mai 1983 -bathymetrische und geophysikalische Kartierung des zentralen Untersuchungsgebietes
- September 1983 -Einstellung des Projektwissenschaftlers (Dipl.-Geologe Dr. H.Heinrich)
- Winter 1983 -Ablieferung der ersten bathymetrischen Rohkarte durch die Preussag, Hannover;
-Abschluß der magnetischen und gravimetrischen Auswertung
- März 1984 -Mittelzuweisung für bathymetrische SEA BEAM-Vermessung der östlichen Erweiterung des Zentralgebietes mit FS Sonne
- Frühling 1984 -Vermessung und Probennahme am Großen Dreizack
-Auftragsvergabe über Sedimentkernuntersuchungen an das Geologische Institut der Universität Göttingen
- September 1984 -Ablieferung des Abschlußberichtes der bathymetrischen Kartierung (Zentralgebiet) durch die Preussag, Hannover
- Oktober 1984 -Bathymetrie im äußeren NOAMP-Gebiet;
Probennahme
- Winter 1984 -Fertigstellung der bathymetrischen Karten;
-Abschluß der geomorphologischen Untersuchungen
- Frühling 1985 -Bearbeitung der Sedimentproben;
-Antrag auf Verlängerung der Projektförderung (Ablagerungsgeschichte, Resuspension)
- September 1985 -Mittelzuweisung für die Projektverlängerung;
-Auftragsvergabe über Altersdatierungen an das Geologische Institut der ETH Zürich;
-Probennahme im Zentralgebiet;
-Beginn einer mikropaläontologischen Dissertation an NOAMP-Sedimenten an der Universität Tübingen
- Winter 1985 -Probenbearbeitung;
-Beginn der Zusammenarbeit mit der Universität Neuchatel (Tonmineralogische Untersuchungen an den Sedimentkernen)
- Januar 1986 -Ablieferung des Berichtes über die Altersdatierungen (ETH Zürich)
- Mai 1986 -Teilnahme an der Erprobungsfahrt von FS Meteor ins NOAMP-Gebiet;
-Probennahme im Zentralgebiet;
-Sedimentechographie im Maury Turbidite Channel
- So - Wi 1986 -Grobkornanalyse an den Sedimentkernen;

-Mineralanalysen

- August 1986 -Reduktion der Wochenarbeitszeit des Projektwissenschaftlers (Teilanstellung beim DHI)
- Herbst 1986 -Abschluß der sedimentechnographischen Auswertung
- Dezember 1986 -Abschluß einer bodenmechanischen Diplomarbeit an Sedimenten aus dem NOAMP-Gebiet
-Abschluß der Entwicklung einer neuen Datierungsmethode (Dropstone-Stratigraphie)
- März 1987 -Abschluß zweier sedimentologischer Diplomarbeiten an NOAMP-Sedimentkernen
- April 1987 -Probennahme im NEA-Versenkungsgebiet;
-Beginn einer tonmineralogischen Dissertation an NOAMP-Sedimenten an der Universität Neuchatel
- Frühling 1987 -Untersuchung der NEA-Proben auf Turbiditsedimente
- Mai 1987 -Einstellung eines Geologen (Dipl.-Geol. F.Blaume; 20 Wochenstunden) für die Untersuchung eines Turbiditkernes:
-Vorstellung von Ergebnissen auf dem NOAMP/BIO-TRANS - Kolloquium in Hamburg
- Juli 1987 -Abschlußbericht über die NEA-Sedimentuntersuchungen
-Teilnahme an einer Expedition mit FS Gauss in das Island Becken zur Entnahme von Vergleichsproben aus dem nördlichen Teil des Maury Turbidite Channel
- He - Wi 1987 -Probenbearbeitung und Auswertungen
- November 1987 -Vorstellung von Ergebnissen auf einer Fachtagung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Luzern
- Dezember 1987 -Abgabe des Abschlußberichtes über die Kernuntersuchungen an der Universität Göttingen;
-Ende des Förderungszeitraumes

7.2 Expeditionen

- Mai 1983 Meßfahrt mit FS Polarstern:
Bathymetrie, Sedimentechographie, Seismik,
Gravimetrie und Magnetik im zentralen NOAMP-Gebiet
- Sept. 1983 Meßfahrt mit FS Meteor:
Bathymetrie im erweiterten NOAMP-Gebiet
- April 1984 Meßfahrt mit FS Sonne:
Bathymetrie, Sedimentechographie und Seismik in
der Ost-Verlängerung des Zentralgebietes
- Mai 1984 Meßfahrt mit FS Meteor:
Probennahme im Zentralgebiet
Bathymetrie im erweiterten NOAMP-Gebiet
- Okt. 1984 Meßfahrt mit FS Meteor:
Probennahme im Zentralgebiet
Bathymetrie im erweiterten Arbeitsgebiet
- Sept. 1985 Meßfahrt mit FS Polarstern:
Probennahme im Zentralgebiet
- Mai 1986 Meßfahrt mit FS Meteor:
Probennahme im Zentralgebiet
Sedimentechographie im Maury-Turbidite-Channel
- April 1987 Meßfahrt mit FS Walther Herwig:
Probennahme im NEA-Versenkungsgebiet
- Juni 1987 Meßfahrt mit FS Gauss;
Probennahme im nördlichen Maury Turbidite
Channel

8 ERGEBNISSE

8.1 Bathymetrie

(dazu Anlagen: Preussag AG, 1984; Figge, 1984; Heinrich, 1986a)

8.1.1 Kartiertechnik

Das zentrale NOAMP-Gebiet und das erweiterte hydrographische Meßgebiet sind mit jeweils unterschiedlichen Methoden vermessen worden. Das Zentralgebiet wurde mit dem Fächerecholot-System SEA BEAM von FS Polarstern und FS Sonne flächendeckend kartiert. Das SEA BEAM System bestreicht mit einem Fächer von 16 eng begrenzten Sonarstrahlen den Meeresboden senkrecht zur Fahrtrichtung des Schiffes. Die Kartierbreite beträgt etwa 80 % der Wassertiefe. In die Tiefenberechnungen gehen Korrekturen für Rollen und Stampfen des Schiffes und für Änderungen des akustischen Brechungswinkels in der stratifizierten Wassersäule ein. Jeder Lotung wird außerdem eine unkorrigierte Schiffsposition aus der Transitsatelliten-Navigation zugeordnet. Die Meßdaten werden für die spätere Aufbereitung auf Magnetband gespeichert. Um Randfehler auszugleichen, werden Meßkurse mit einer fünfundzwanzigprozentigen Überdeckung an jeder Seite eines Streifens gefahren.

Vor der Kartendarstellung werden zuerst die Navigationsdaten rechnerisch korrigiert. Mit Hilfe eines Contouring-Programmes können dann von einer Großrechenanlage Isolinien- oder 3-D-Tiefenkarten in jedem beliebigen Maßstab und jeder gewünschten Projektion hergestellt werden.

Für die Vermessung der äußeren hydrographischen Meßbox wurde keine systematische Vermessung durchgeführt. Hier sind die kontinuierlichen Lotungen der einstrahligen NBS-Lotanlage von FS Meteor (alt) während des Abdampfens des hydrographischen Meßnetzes verwendet worden. Die Auswertung der Lotrollen geschah manuell, ebenso das Kartenzeichnen.

8.1.2 Reliefbeschreibung

Die Vermessung des NOAMP-Gebietes zeigte ein deutlich rauheres Relief als bisher bekannt war. Die Wassertiefen bewegen sich zwischen 3500 m auf der Spitze eines Tiefseeberges im Nordwesten des Areals und 4950 m in einer Senke im Süden. Das Relief bildet ein großräumiges, rechtwinkliges Gitter mit NNE - SSW - orientierten Rücken und Senken. Im Abstand von 30 - 40 sm werden diese Formen von W-E -streichenden breiten Tälern geschnitten. Die etwa 10 sm breiten Rücken erheben sich im Mittel 400 - 500 m über die ebenso breiten Senken. Gelegentlich sind ihnen höheraufragende Tiefseeberge aufgesetzt. Die Weite der beiden W-E - streichenden Täler (bei 47°25'N und 47°40'N) schwankt zwischen 10 und 20 sm. Die südliche der beiden Senken besitzt sehr steile Flanken und ist in mehrere Einzelbecken mit durchschnittlich 4800 m Wassertiefe untergliedert. Das nördliche Quertal hingegen bildet eine planierte schiefe Ebene mit 4300 m Wassertiefe im Westen und 4600 m im Osten.

Aussagen über das Mikrorelief waren aus den sedimentechographischen Kartierungen im Zentralgebiet zu erhalten. Die Rücken haben

in der Regel eine buckelige Oberfläche mit Buckelhöhen bis zu 10 m und Weiten um 300 m. Das Mikrorelief der Tiefseeberge ist vermutlich schroffer als aus der Kartendarstellung hervorgeht. Bei Stationsarbeiten auf dem Tiefseeberg "Dreizack" in der Mitte des Zentralgebietes waren gelegentlich sehr schmale, bis 100 m tiefe Schluchten gelotet worden. In den Senken und Tälern ist der Boden nahezu eben. Die Achse des nördlichen W - E -Tales wird auf beiden Seiten im Abstand von wenigen Kilometern von einer flachen, wenige Meter hohen Böschung begleitet.

Das bathymetrische Grundmuster des Untersuchungsgebietes ist typisch für den Bereich des Mittelatlantischen Rücken im zentralen Nordost-Atlantik.

8.2 Morphogenese

(dazu Anlagen: Heinrich, 1986a,b; Heinrich, 1987; Rudloff, 1986)

8.2.1 Allgemeine Einführung

Die Entstehung dieses Tiefsee-Reliefs ist primär auf vulkanische und magmatektonische Vorgänge bei der Neubildung ozeanischer Kruste an der Achse des Mittelatlantischen Rücken (MAR) zurückzuführen. Von der Achse driftet die neugebildete Kruste mit einer Geschwindigkeit von 2 cm/Jahr in Richtung der Kontinente. Die abgekühlte junge Basaltkruste zerbricht vermutlich noch im zentralen Rückenbereich in achsenparallele, treppenstufenartige Schollen, die sich später zu einem Graben- und Horstsystem verschieben. Im Laufe der Zeit wird dieses dann sukzessive mit Sediment bedeckt. Senkrecht zum MAR verlaufende Transform-Verwerfungen schneiden als Bruchzonen tief in die Basaltkruste ein. Diese Bruchzonen können tektonisch sehr aktiv sein.

Der driftende Ozeanboden wird sukzessive mit Sediment bedeckt. Mit zunehmender Entfernung vom MAR vergrößert sich die Sedimentbedeckung, bis in Kontinentnähe das Relief völlig zu einer Tiefsee-Ebene aufgefüllt ist. Aufgrund von lateraler Sedimentzufuhr durch Suspensionsströme und Hangrutsche sind die Talfüllungen zumeist weitaus mächtiger als die Sedimentauflagen der Berge.

8.2.2 Kartiertechnik

Informationsquellen zur Genese des Tiefsee-Reliefs waren die geophysikalischen Meßmethoden der tiefereindringenden AirGun-Seismik, die Gravimetrie und die Magnetik. Die Kartierung mit diesen drei Methoden wurde parallel zur bathymetrischen Aufnahme des westlichen Zentralgebietes mit FS Polarstern durchgeführt. Grundlage der flächenhaften Ergebnisdarstellung ist also das selbe Profilnetz wie das der Bathymetrie. Die Auswertung der Messungen ließ einige Probleme deutlich werden. Die Aufzeichnungen der AirGun-Seismik waren aufgrund der extrem schlechten Wetterverhältnisse im Mai 1983 durchgehend miserabel. Während der nachfolgenden Forschungsfahrt mit FS Sonne wurde diese Vermessung auf 5 E-W -Profilen wiederholt. Magnetik und Gravimetrie litten mittelbar ebenfalls unter der sehr rauhen See während der ersten Meßfahrt. Um den Einfluß der Wassertiefe bei der Ermittlung des Gesteinseinflusses auf das Schwerfeld (Bouguer-

Schwere) zu eliminieren, müssen die Daten der Schweremessung mit Tiefenangaben aus dem NBS-Lot verknüpft werden. Die Lotwerte waren aber durch im Wasser befindliche Luftbläschen (hoher See-gang) stark verfälscht, sodaß die Bouguer-Schwerewerte in Teilen des Gebietes nicht vertrauenswürdig sind.

8.2.3 Reliefgenese

Die erhöhten Werte der einfache Bouguer-Schwere bestätigen die basaltischen Kerne der Rücken. Die reduzierten Schwere-Werte über den Senken und Tälern weisen hingegen auf mächtigere Sedimentfüllungen hin. Die magnetische Kartierung des Zentralgebietes westlich des Dreizacks ergab, daß der Meeresboden von der Magnetanomalie 21 in Westen und der Anomalie 24 im Osten begrenzt wird. Dies entspricht einem Alter der Basaltkruste von 55 Millionen Jahre (Ma) am Dreizack und 49 Ma am Westrand (unteres Unter-Eozän bis unteres Mittel-Eozän). Der Ostrand des NOAMP-Zentralgebietes bei $18^{\circ}40'N$ dürfte demnach ein extrapoliertes Alter von etwa 60 Ma (unteres Ober-Paläozän) haben.

Das breite, W-E -verlaufende Tiefsee-Tal zwischen $47^{\circ}20'N$ und $47^{\circ}30'N$ wird in der Literatur einer ozeanischen Bruchzone zugeordnet. Anhand der S-förmigen Umbiegung der Magnetanomalien ist zu erkennen, daß der südliche Rand der Bruchzone im Vergleich zum nördlichen um 15 bis 17 km lateral nach Osten verschoben ist. Möglicherweise handelt es sich bei dieser Struktur um die östliche Verlängerung der nicht mehr aktiven Maxwell Bruchzone. In den Aufzeichnungen der tief in den Meeresboden eindringenden AirGun-Seismik fanden sich auch keine Hinweise auf eine rezente tektonische Aktivität.

Die Sedimentbedeckung der Basaltkruste ist im NOAMP-Gebiet sehr unregelmäßig. Während sie auf den Rücken und Tiefsee-Bergen geringmächtig zu sein scheint (<50 m), besitzen die Senken und Täler eine mehr als 100 m mächtige Füllung. Der Unterschied in der Mächtigkeit wird durch gravitative Hangab-Umlagerungen wie Resuspension und Hangrutsche und laterale Sedimentanlieferung durch Suspensionsströme (Turbidite) verursacht. Der Anteil der Turbidite an der Gesamtsedimentmenge scheint sehr bedeutend zu sein. Ihr Einfluß ist jedoch regional sehr unterschiedlich. Nördlich von $47^{\circ}N$ liegt das mittlere Meeresbodenniveau der Senken bei 4500 m, südlich $47^{\circ}N$ bei 4800 m. Die Differenz von 300 m scheint in der im Süden fehlenden Turbiditzufuhr begründet zu sein, worauf auch das sehr unausgeglichene Relief der W-E -verlaufenden Täler hindeutet.

Die turbiditischen Sedimente sind im Maury Channel an der unregelmäßigen Lagerungsstruktur und in den seitlichen Tälern an den scharfen, parallelen Reflektoren zu erkennen. Die Zufuhr von turbiditischem Sediment in den nördlichen Teil der großen NOAMP-Box geschieht durch das Maury-Channel-Turbidity-Current System. Dieses System, das seinen Ursprung am isländischen Inselsockel hat, füllt mit Hilfe von Suspensionsströmen die nordostatlantischen Tiefsee-Ebenen bis in die Biskaya hinein mit ungeheuren Sedimentmassen auf. Sein südlichster Ausläufer erreicht das NOAMP-Gebiet von Norden in dem weiten Tal bei $21^{\circ}30'W$. Am Südrand der oben erwähnten Bruchzone werden die Suspensionsströme an der abgescherten Stirn eines N-S -streichenden Rückens nach Osten reflektiert. Von dort durchlaufen sie das

NOAMP- Zentralgebiet in Richtung Biskaya. Teile der Suspensionsströme ergießen sich dabei in die seitlichen N-S-verlaufenden Täler.

8.3 Oberflächensedimente

(dazu Anlagen: Jantschik & Lohoff, 1987; Meischner, 1987; Ertel, 1986)

8.3.1 Allgemeine Einführung

Der Wasserkörper des Nordost-Atlantik wird in separate Wassermassen gegliedert, die durch Parameter wie z.B. Salzgehalt, Temperatur, Strömungen, Nährstoffgehalte, Biocoenosen, Schadstoffgehalte etc. charakterisiert sind. Die im Wasserkörper vorkommenden Sedimentpartikel tragen Informationen über die Umweltbedingungen, die in diesen Wassermassen herrschen. Bestimmte chemische und physikalische Parameter werden z.B. in die mineralischen Skelette mariner Organismen transponiert (z.B. die Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- ($\delta^{18}\text{O}$) und Kohlenstoffisotope ($\delta^{13}\text{C}$); Cadmiumgehalte). Physikalisch-chemische Informationen über den Wasserkörper liefern die Vergesellschaftungen planktonischer und benthonischer Organismen (Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoffgehalt, Kalklösung im Tiefenwasser). Strömungen transportieren Sedimentpartikel (Sortierung nach Korngrößen, Erosion) und verursachen somit petrographische Differenzierungen.

8.3.2 Probennahme

Aussagen über die Natur der Oberflächensedimente wurden aus Kastengreifer- und Lotproben sowie Unterwasser-Fotos (angefertigt im BIOTRANS-Projekt) gewonnen. Das Material stammt fast ausschließlich aus dem Bereich des Tiefsee-Berges Großer Dreizack. Mit Sicherheit kann diesem Berg eine repräsentative Bedeutung für die bergige Randzone des Mittelatlantischen Rückens zuerkannt werden.

8.3.3 Petrographie (Zusammensetzung der Sedimente)

Visuell charakterisiert sich das Oberflächensediment als ein sehr steifer, sandiger, hellgelblichgrauer Kalkschlamm. In den Greiferproben war die Oberfläche häufig mit daumennagelgroßen Basaltbröckchen belegt. Seltener erreichten diese schwarzen Gesteinsbruchstücke Kopfgröße. In UW-Fotos waren sogar mehrere Dezimeter große Brocken zu beobachten. Lebensspuren benthischer Organismen sind in großer Anzahl auf den Sedimentoberflächen aus allen Wassertiefen zu finden. Die UW-Fotos zeigen deutlich, daß der Meeresboden vollständig von Makrozoobenthos zerwühlt ist.

Mineralischer Hauptbestandteil der Oberflächensedimente ist Kalk in Form von Calcit (CaCO_3). Wichtigste Nebengemengteile sind Tonminerale und Glimmer (10 - 15 %), etwas untergeordnet tritt Quarz auf (5 - 10 %). Der Calcit liegt in Form von Skeletteilen abgestorbener, einzelliger planktonischer Organismen aus dem Bereich der Meeresoberfläche vor. Im speziellen sind dies

kugelartige Gehäuse zooplanktonisch lebender Foraminiferen (Durchmesser: 20 - 600 μm) und diskusförmige Placolithen von phytoplanktonischen Coccolithophoriden (Goldalgen; Durchmesser: 4 - 8 μm). Quarz liegt in Form von monomineralischen Silt- und Sandkörner vor. Glimmer (Muskovit) und Tonminerale (hauptsächlich Illit und Chlorit, untergeordnet Kaolinit) kommen nur in der Korngrößenfraktion $<4 \mu\text{m}$ vor.

Die Zusammensetzung der Oberflächensedimente ist mittelbar vom Relief des Meeresbodens beeinflusst. Der Kalkgehalt ist auf den Bergspitzen mit ca. 85 % am höchsten. An den Berghängen findet man um 80 % Kalk, in den Tiefsee-Ebenen im Mittel 75 %. Dem entsprechend steigt der Tongehalt mit zunehmender Wassertiefe an.

Die Veränderung im Mineralbestand macht sich ebenfalls in der Korngrößenverteilung bemerkbar. Im Gipfelbereich des Dreizacks ist das Sediment mit einem Sandgehalt (Körner $>63 \mu\text{m}$) von etwa 55% am größten. Hangabwärts sinkt der Sandanteil bis auf etwa 15% in der Ebene. Aufgrund des hohen Biogenanteils sind die Sedimente durchweg schlecht sortiert.

Die Wassergehalte (bezogen auf das Naßprobengewicht) betragen im Mittel 55 %. Nur auf der Dreizackspitze sinken sie auf 45 %. Dementsprechend existiert eine definierte, mechanisch feste Meeresbodenoberfläche. Die bodenmechanischen Kennwerte weisen ebenfalls ein steifes Sediment aus (Diplom-Arbeit ERTEL, 1986).

8.3.4 Petrologie (rezente sedimentäre Prozesse)

Generell spiegelt das Oberflächensediment die gegenwärtigen ozeanographischen Verhältnisse im zentralen Nordost-Atlantik wieder. Bei den zur Zeit herrschenden gemäßigten Klimabedingungen mit Wassertemperaturen von etwa 10°C im Winter und 18°C im Sommer besteht die hauptsächlichliche Sedimentbildung in der Produktion von biogenem Kalk durch planktonische Foraminiferen und Coccolithophoriden nahe der Meeresoberfläche. Silikatisches Sediment dürfte wohl in Form von Windstaub oder als feinste Trübe mit starken westlichen Winden, bzw. mit westlichen Meeresströmungen, von Nordamerika herantransportiert werden.

Im Widerspruch stehen dazu die hauptsächlich basaltischen Gesteinsbruchstücke, die häufig in ihrer Form an Gletschergeschiebe erinnern. Dies ist ein deutliches Anzeichen für zeitweiliges Vorkommen von Eisbergdrift über dem NOAMP-Gebiet. Vermutlich tauchten Eisberge während der Kleinen Eiszeit (etwa 1400 bis 1850 n. Chr.) hier auf. Unterstützt wird diese These durch einen leicht erhöhten Anteil von Quarzsand (ca. 10%) und arktischen benthischen Foraminiferen aus dem Ostgrönlandstrom im Oberflächensediment. Bei einer durchschnittlichen Sedimentakkumulationsrate von 2 cm/1000 Jahre in Verbindung mit einer intensiven Bioturbation ist die nachfolgende Erwärmung im atmosphärischen Klima nicht nachzuweisen. Das heißt, auf Grund der niedrigen Akkumulationsrate und der Bioturbation sind Umweltsignale mit einer kurzen Persistenz kaum rekonstruierbar.

Der vom Gipfel des Dreizacks in die Tiefsee-Ebene hin abnehmende Kalkgehalt des Oberflächensedimentes weist auf einen wichtigen Prozess in den bodennahen Wasserschichten hin. Mikropaläontologische Untersuchungen zeigten, daß die Abnahme des Kalkgehaltes

nicht auf Kalklösung zurückzuführen ist. Die Kalklösungsgrenze liegt vermutlich geringfügig tiefer als 5000 m Wassertiefe. Die Unterschiede im Kalkgehalt sind vielmehr auf eine Kalkanreicherung durch Entfernung von silikatischem Ton auf dem Berg und eine Tonanreicherung in der Tiefsee-Ebene zurückzuführen. Dies wird auch durch die Unterschiede in den Korngrössenspektren bestätigt. Auf dem Dreizack beträgt der Sandanteil ($> 63 \mu\text{m}$) etwa 50 %, in der Tiefsee-Ebene im Mittel 15 %.

Die Differenzierungen in der Sedimentzusammensetzung sind demnach auf Umverteilungsvorgänge am Meeresboden zurückzuführen, da der Materialtransport von der Meeresoberfläche nach unten auf die Fläche bezogen als statistisch gleichmäßig anzusetzen ist. An dieser Umverteilung von feinkörnigem Sediment sind vermutlich zwei wichtige Prozesse beteiligt: benthonische Organismen bringen Sedimentpartikel in Resuspension und hangabwärtsgerichtete Bodenwasserströmungen transportieren die Schwebfracht in die Täler. Durch Strömungsmessungen und Modellrechnung wurde im ozeanographischen NOAMP-Projekt nachgewiesen, daß der Dreizack von einer im Uhrzeigersinn rotierenden Taylor-Säule eingehüllt ist. Experimente mit in 4000 m Wassertiefe driftenden Bojen zeigten, daß der westliche Nachbarberg des Dreizacks (Mount Molly, siehe Karte) ebenfalls eine Taylor-Säule besitzt (H. Klein, mündl. Mitteilung). In den bodennahen Reibungsschichten (Ekman-Schicht) dieser Taylor-Säulen findet ein hangabwärts gerichteter Wassertransport statt, der in der Lage ist, aufgewirbeltes feinkörniges Sediment von Bergen in die Tiefsee-Ebenen zu befördern.

Strömungsmessungen und Sedimentproben aus anderen Teilen des NOAMP-Gebietes deuten darauf hin, daß Taylor-Säulen und die damit verbundene Umlagerung von feinstkörnigem Sediment spezifische und bedeutende Prozesse in der gebirgigen Tiefsee sind.

8.4 Gravitative Massenverlagerungen

8.4.1 Allgemeine Einführung

Über das zeitliche Verhalten von Hangrutschen und Suspensionsströmen ist noch relativ wenig bekannt. Voraussagen über die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens sind bisher nahezu unmöglich, da zu wenig über die auslösenden Faktoren bekannt ist. Auslöser für submarine Hangrutsche können z.B. eine hohe Sedimentauflage mit einem labilen Böschungswinkel oder Erdbeben sein. Bei Hangrutschen wird allgemein damit gerechnet, daß sie episodisch auftreten. Dies würde dann auch für lokale Suspensionsstrom-Ereignisse in der Tiefsee gelten, die sich in Folge eines ins Gleiten geratenen Hangrutsches bilden können. Megaturbidite haben ihren Ursprung ausschließlich an den oberen Kontinentalhängen. Nur hier stehen Sedimentmassen von mehreren Zehner km^3 Sediment als Ressourcen zur Verfügung. Als Auslöser derartiger Ereignisse vermutet man vor allen Dingen Meeresspiegelschwankungen in Größenordnungen von mehreren Zehnermetern; in bestimmten Regionen auch Erdbeben.

8.4.2 Probennahme

Turbiditische Sedimente und verrutschte Sedimentpakete lassen sich mit Hilfe einer sedimentechographischen Kartierung und durch Beprobungen mit einem Kernlot untersuchen. Im Projekt wurden beide Techniken mit Erfolg angewendet.

Die flächenhafte sedimentechographische Kartierung wurde mit dem 3,5 kHz Subbottom Profiler (SBP) von FS Sonne durchgeführt. Die Qualität der Aufzeichnungen aus den Tiefsee-Ebenen war einigermaßen gut, solange ein ebener Meeresboden vorlag. Bei welligem Boden mit Wellenlängen von etlichen Zehner- bis Hundertermeter und Wellenhöhen von mehreren Metern bis Zehnermetern bestanden die Aufzeichnungen nur aus Interferenzfiguren. Die gleichen Phänomene treten bei der Annäherung an Berge auf. Die Ursache ist der wenig gebündelte Schallkegel mit einem Öffnungswinkel von 50°, der bei einer Frequenz von 3,5 kHz vorliegt. Aus diesem Grund war die Interpretation einiger wichtiger akustischer Sedimentstrukturen zweifelhaft. Ein glücklicher Zufall ermöglichte die Teilnahme an der wissenschaftlich-technischen Erprobungsfahrt des neuen FS Meteor ins NOAMP-Gebiet. Das Schiff ist mit dem neuentwickelten parametrischen Sedimentecholot "PARASOUND" ausgestattet. Neben einer dem 3.5 kHz-SBP vergleichbaren Eindringtiefe ermöglicht die höhere Ausgangsfrequenz von ca. 20 kHz eine deutlich bessere Auflösung von Sedimentstrukturen. Durch die damit verbundene engere Schallbündelung sind Interferenzerscheinungen reduziert. Problematische Sedimentstrukturen in der Tiefsee-Ebene ließen sich mit Hilfe dieses Gerätes einwandfrei interpretieren. In bergigen Arealen erschöpfen sich jedoch auch die Qualitäten des "PARASOUND" aufgrund der Reflexion des Schallbündels an einer schiefen Ebene. Hangrutschstrukturen waren deshalb auch mit dieser modernen Technik nicht zu erfassen.

Kleinskalige Internstrukturen von Rutschkörpern und Turbiditen sind nur mit Hilfe unmittelbarer Beprobung durch ein Kernlot festzustellen. Da bei der Probenahme aus den oben beschriebenen Gründen speziell im Fall der Hangrutsche eine geophysikalische Vorerkundung nicht möglich ist, mußte man sich auf das Glück verlassen. In mindestens einem der Kerne war das dann auch der Fall. Die Beprobung wurde mit dem Göttinger Kolbenlot, hauptsächlich mit 6 m und 12 m Rohrlänge, durchgeführt. Bedingt durch seine einfache Konstruktion bestach das Gerät in seiner einfachen Handhabung, seiner Zuverlässigkeit und seinem hohen Kerngewinn. Für die Kernentnahme aus den Turbiditserien wurde in Göttingen ein Gerät für den Einsatz mit einem 24 m - Rohr umgerüstet. Das 4 t schwere Kolbenlot arbeitete ebenso problemlos wie das 1,5 t schwere Standardlot.

8.4.3 Hangrutsche

(dazu Anlagen: Jantschik & Lohoff, 1987; Meischner, 1987; Lohoff, 1987)

Am nördlichen Hangfuß des Dreizacks wurde mit dem Kern Me69-15 ein 6 m mächtiges, gerutschtes Sedimentpaket durchteuft. Verfaltungen, schlierige Gefüge und durcheinander lagernde Stücke von unterschiedlichen Sedimenttypen weisen diesen Sedimentkörper als Hangrutsch aus.

Eine weitere Rutschung fand sich am Rand des Suspensionsstrom-Mäanders in der Ebene östlich des Dreizacks. Vermutlich entstand dieser Körper durch den Einsturz oder das Zusammensacken der übersteilten Böschung einer untermeerischen Erosionsrinne. Das Sediment ist hier ebenfalls stark verfaltet und der Schichtverband ist in Schlammgerölle zerlegt.

Über die flächenhafte Häufigkeit von Hangrutschen kann keine Aussage getroffen werden. Sie sind vermutlich an allen Berghängen die Regel, obwohl am Dreizack nur einer mit einem Kern erfaßt wurde. Es ist aber zu bedenken, daß ein Hangrutsch zwei unterschiedliche Erscheinungsformen hat. Zum einen tritt er in positiver Form als verlagertes Sedimentpaket auf. Zum anderen hinterläßt er an seinem Ursprung als negative Form in der ungestörten Schichtenabfolge eine Lücke, da Ablagerungen, die einen bestimmten Ablagerungszeitraum umfassen, entfernt worden sind. Die Schichtlücken sollten eher im oberen Bereich eines Berges zu finden sein, die Rutschkörper dagegen bevorzugt im unteren Hangbereich. Dies entspricht der Beobachtung von fehlenden Zeitabschnitten in einigen Kernen aus den höheren Lagen des Dreizacks und dem Vorkommen einer abgeglittenen Sedimentmasse am Fuß des Berges.

Unter der Voraussetzung, daß die Schichtlücken durch Rutschungen entstanden sind, lassen sich die Zeitpunkte der Rutschereignisse auf die Zeit vor 130 000 Jahre vor heute zurück datieren. Im NEA-Versenkungsgebiet fand sich aber ein auf eine Hangrutsch zurückzuführender lokaler Turbidit mit einem Alter von ca. 300 Jahren.

8.4.4 Suspensionsströme (turbidity currents)

(dazu Anlagen: Heinrich, 1986 b; Jantschik & Lohoff, 1987; Meischner, 1987; Lohoff, 1987)

Die Turbidit-Sedimente im NOAMP-Gebiet setzen sich aus zwei Grundkomponenten zusammen. Ausgangsmaterial sind basaltische Silte und Sande vom untermeerischen Südosthang von Island. Durch Erosion inkorporierten die Suspensionsströme auf dem Weg nach Süden pelagisches Sediment, sodaß als Turbidit-Sediment eine Mischung beider Komponenten zur Ablagerung kommt. Im NOAMP-Gebiet ist dieser Sedimenttyp flächenmäßig stark differenziert. Regional lassen sich zwei Sedimentationsregime auseinander halten: die breite West-Ost-Senke bei 47°20' N mit ihren mäandrierenden Haupt- und Nebenkanälen, und die N-S-streichenden Rinnen und mit ihren lagigen Schüttungskörpern.

Der Hauptkanal zeichnet das Tiefste des West-Ost-Tales nach. In ihm werden von einem einzigen Suspensionsstrom bis zu 2 - 3 m breite und mehr als 20 m tiefe Furchen in den Meeresboden erodiert. Durch Sedimentation aus dem langsamen Schwanz des Suspensionsstromes wird der Hauptkanal zum Teil wieder mit schwarzen, basaltischen Sanden verfüllt. Die Mächtigkeit dieser Fällung kann mehr als 4 m zu betragen (Kern Me69-14). Die Erosionsleistung der Suspensionsströme ist in den PARASOUND-Profilen aus dem Bereich des West-Ost-Tales deutlich zu erkennen. An den benachbarten Berghängen keilen die Turbidithorizonte etwa 150 - 200 m über dem Boden des Hauptkanals aus. Dementsprechend dürfte auch die vertikale Erstreckung eines Suspensionsstromes sein. An den

Berghängen ist das absedimentierte Material jedoch deutlich feiner.

Verbreitert sich das West-Ost-Tal zu einer Ebene, wie z. B. östlich des Dreizacks, können seitlich vom Hauptkanal "spill-over"-Mäander abzweigen. In diesen Nebenarmen wird ebenfalls tief erodiert und anschließend sedimentiert.

Das zweite Sedimentationsregime ist von einer deutlich niedrigeren Dynamik als das erste gekennzeichnet. Eine typische Region ist die Ebene südlich des Dreizacks. Die Turbidithorizonte besitzen hier eine dünne, sandige Basis. Darüber folgen gelegentlich bis zu mehrere Meter mächtige Silt- und Tonablagerungen. Der Kontakt zum unterlagernden Sediment kann erosiv sein; jedoch ist die Erosionsleistung meistens auf Zehnerzentimeter beschränkt. Die Erosion erfolgt im Gegensatz zum Hauptkanal flächenhaft.

8.4.4.1 Zur Internstruktur und Dynamik der Suspensionsströme

Aus der regionalen Verteilung der Turbiditsedimente und den durch die Sedimentechographie aufgedeckten Lagerungsverhältnissen können vorsichtige Schlüsse über die Internstruktur und Dynamik von Suspensionsströmen im bergigen NOAMP-Gebiet gezogen werden.

Die Suspensionsströme des Maury-Channel-Systems erreichen das West-Ost-Tal bei 21°10' W von Norden her. Sie überqueren das Tal in seiner Breite und laufen auf einen WNW-ESE-streichenden, etwa 45° steilen Hang auf. Dieser Hang, bei dem es sich vermutlich um eine Verwerfungsfläche der südlichen Bruchzonenbegrenzung handelt, verhindert das südwärtige Vordringen der Ströme. (Bestätigt wird dies durch das um etwa 300 m abfallende Niveau der sich nach Süden fortsetzenden, rückenparallelen Rinnen. Hier fehlen vermutlich Turbidite.) An der schrägen Bruchfläche werden dann die Suspensionsströme nach Osten in die Bruchzone hinein umgelenkt.

Der Weg nach Osten wird in mäanderartigen Bögen fortgesetzt. Beim Passieren der N-S-streichenden Täler zweigen Teile eines Suspensionsstromes ab. Wird so ein Tal durch einen flachen Sattel gegen den Hauptkanal abgegrenzt, wie es z.B. zwischen Dreizack und Mount Molly der Fall ist, fließen vermutlich nur Massen aus dem oberen Bereich eines Stromes über den Sattel. In diesem abgezweigten Teil befindet sich nur sehr feinkörniges Sediment (Kern P03-23). Fehlt der begrenzende Sattel, wie z.B. im nach Norden abzweigenden Seitental gegenüber dem Dreizack, dann können tiefere Teile des Suspensionsstroms, die eine größere Erosionsleistung haben, weit in die Täler eindringen. Aufgrund fehlender Kerne sind Aussagen über die Korngrößenverteilung dieser Turbiditkörper unmöglich. Vermutlich ist das Sediment aber in der Nähe des Hauptkanals recht grob. Mit zunehmender Entfernung kommt es wohl zu einer Kornverfeinerung.

Die Suspensionsströme, die das NOAMP-Gebiet durchlaufen, transportieren an ihrer Basis die größten Partikel und in ihrem Oberteil die feinsten. Sandkorngrößen sind innerhalb des Stroms vermutlich nur in den untersten 50 - 70 m zu finden (Sattelhöhe zwischen Mount Molly und Dreizack wird von Sand nicht überschritten).

Die erstaunlich lange Lebensdauer der Maury-Suspensionsströme in dem bergigen Relief, das sie von 55°N bis 47°N durchqueren, dürfte zwei Ursachen haben: zum einen verhindert der kanalisierte Verlauf in den Tälern ein flächenhaftes Auseinanderlaufen und den damit verbundenen Energieverlust, und zum anderen erhält oder vergrößert vermutlich die Dichteerhöhung durch ständige Aufnahme von Sediment an der Basis die kinetischen Energie, auch bei sehr geringem Reliefgefälle.

8.5 Ablagerungsgeschichte

(dazu Anlagen: Heinrich, 1988; Jantschik & Lohoff, 1987, Meischner, 1987)

8.5.1 Allgemeine Einführung

Die Zusammensetzung der Sedimente ist weitgehend von den klimatischen Verhältnissen auf der Erde bestimmt. Dementsprechend unterliegen auch die Sedimentationsprozesse der klimatischen Steuerung (vgl. 8.3.1). Die Faktoren, die Veränderungen im irdischen Klima verursachen, bewirken auch die Veränderungen in der Ablagerungsgeschichte. Die Aufschlüsselung der Ablagerungsgeschichte des NOAMP-Gebietes ist also auch eine Beschäftigung mit der Klimageschichte des Nordost-Atlantiks.

Klimaveränderungen werden von den Orbitalparametern der Erde, nämlich Präzession, Schiefe der Ekliptik und Exzentrizität, verursacht. Deren Perioden sind ca. 21.000 Jahre, ca. 41.000 J. und ca. 100.000 J.. Ihre klimatischen Wirkungsweisen sind vom Milankovitch (1930) beschrieben worden. In ihrer Überlagerung entscheiden die Orbitalparameter über das Entstehen von Eiszeiten und Warmzeiten. Klimatische Kontraste bilden sich immer dann, wenn ein einzelner Parameter sich in einer seiner beiden Extrempositionen befindet. Treten solche Positionen von zwei oder allen drei Parametern gleichzeitig auf, dann sind Klimaschwankungen extrem und deshalb gut im Sediment zu identifizieren. Dies war in den letzten 150.000 Jahren der Erdgeschichte für Präzession und Schiefe der Ekliptik der Fall.

Aus der Zyklizität der Abläufe stellt sich die Frage, ob es in der geologischen Vergangenheit eine klimatische Situation gab, die der heutigen vergleichbar ist. Im Verein mit einer guten Datierung sollte dann der Ablauf der Sedimentationsprozesse, einschließlich der Suspensionsstrom-Ereignisse, einigermaßen gut zu rekonstruieren sein.

8.5.2 Probennahme und -verarbeitung

Das Probenmaterial wurde mit dem Kolbenlot gewonnen. Nach anfänglicher Unkenntnis der Sedimentkonsistenz wurde auf der Expedition Meteor 68 nur mit einer Rohrlänge von 6 m gearbeitet. Während Meteor 69 wurde ausschließlich ein 12 m - Rohr verwendet. Für die Fahrten Polarstern 08 und Meteor 01 wurde das Lot auf eine Rohrlänge von 24 m umgerüstet, um ausreichend lange Sedimentabfolgen beproben zu können. Die Kerne wurden im

wesentlichen auf dem Dreizack und in der ihn umgebenden Ebene gezogen, um den Einfluß des Reliefs eliminieren zu können.

Die Kerne wurden im Geologischen Institut der Universität Göttingen geöffnet, beschrieben und sedimentologisch untersucht (Abschlußbericht Göttingen; Dipl.Arbeiten). Relativer-Datierungen (stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope, paläomagnetische und mikropaläontologische Stratigraphie) an zwei Kernen vom Dreizack wurden im Geologischen Institut der ETH Zürich durchgeführt. Der Mineralbestand und die Zusammensetzung der Grobkornfraktion wurden im DHI untersucht.

8.5.3 Ergebnisse

8.5.3.1 Alterseinstufungen

(dazu Anlagen: Heinrich, 1988; Hsü et al., 1986; Jantschik & Lohoff, 1987)

Der 9 m lange Kern Me69-17 von der Westspitze des Dreizacks sollte als Referenzkern dienen, da er augenscheinlich eine ungestörte Sedimentabfolge enthielt. Zur Datierung wurden die Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in den Kalkgehäusen von benthischen (*Pyrgo murrhenia*) und planktonischen (*Globigerina bulloides*) Foraminiferen gemessen. Das Isotopenprofil ist mit bekannten Abfolgen bis ca 130.000 Jahre vor heute vergleichbar (entsprechend 3 m Kerntiefe), die restlichen 6 m lassen sich aber nicht mehr einstufen. Eine Neudatierung über die Zusammensetzung des kalkigen Nanoplanktons (Coccolithen) und die Magnetisierungsrichtungen (Magnetostratigraphie) im Kern ergaben an der Basis ein Alter von etwa 3,1 Millionen Jahre (Grenzbereich Unter-/Ober-Pliozän). Außerdem fehlt sicher der Zeitabschnitt 150.000 bis 900.000 J.v.h..

Die Sedimentabfolge ist in diesem Kern somit unvollständig und als Referenz nicht geeignet. Weiterhin zeigte sich, daß die sicher identifizierbaren Marken der relativ genauen Sauerstoffisotopen-Methode zeitlich noch zu weit auseinander liegen, womit sich diese klassische Datierungsmethode als wenig hilfreich zum Erreichen des Teilziels erwies.

Völlig überraschend ließ sich dann mit Hilfe der Grobfraktionsanalyse eine neue Datierungsmethode entwickeln, die in ihrer Genauigkeit und in der Anzahl der Zeitmarken alle bisherigen relativen Methoden wie die oben genannten übertrifft. Ihre Anwendbarkeit ist bis 130.000 J.v.h. nachgewiesen.

In der Grobfraktionsanalyse werden die Arten der Sedimentpartikel in der Korngrößenfraktion $> 180 \mu\text{m}$ bestimmt und deren prozentuale Verteilung ermittelt. Das grobkörnige pelagische Sediment im NOAMP-Gebiet besteht zu wechselnden Anteilen aus planktonischen Foraminiferen und kontinentalem Eisdrift-Detritus. Letzteres besteht zu über 80 % aus Quarzkörnern. Bei der Zählung der Foraminiferen wurden nur die Arten *Neogloboquadrina pachyderma(s)*, *Glogigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Globorotalia inflata*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta* und *G. scitula* berücksichtigt. *N. pachyderma(s)* ist typisch für den polaren Klimabereich (Wassertemperaturen $< 2^\circ\text{C}$), *G. inflata* für den gemäßigten

Bereich (Wassertemperatur 10° bis 18°C) und *G. truncatulinoides* für den subtropischen Bereich (Wassertemperaturen >13°C). Diese drei Arten sind bei der Auswertung von Interesse.

Im Kern Me69-17 wurde nach jedem dritten Zentimeter eine Probe genommen und gezählt. Bei einer für den Nordost-Atlantik angenommenen Sedimentakkumulationsrate von 2 cm/1000 Jahre bedeutet dies alle 1500 Jahre eine Information. Für die letzten 130.000 Jahre (bis zur Grenze Saale-Eiszeit/Eem-Warmzeit; Sauerstoffisotopen-Stadiengrenze 6/5e) ergab sich dabei ein regelmäßiger Wechsel von dünneren Lagen mit überwiegend eisverdriftetem Sediment und breiteren Lagen mit überwiegend Foraminiferen. Zählungen in den Kernen Me69-19 vom Südwesthang des Dreizacks und M01-32 von einem Hochplateau etwa 30 sm nordöstlich des Dreizacks ergaben für den oben genannten Zeitraum nahezu identische Abfolgen. Zusätzlich ließen sich in allen drei Kernen zwei aus der Literatur bekannte Vulkanasche-Horizonte mit Altern von 63.000 J.v.h. und 10.600 J.v.h. wiederfinden, ebenso die petrographisch leicht erkennbaren Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen 6/5e (127.000 J.v.h.) und 5a/4 (72.000 J.v.h.). Trägt man diese festen Zeitpunkte gegen ihre Tiefe in den Kernen auf und interpoliert zwischen diesen Marken linear, dann hat auch jedes Eisdriftlagen-Tripel das gleiche Alter. Der mittlere Zeitabstand der Eisdriftlagen beträgt etwa 11.000 Jahre ± 1000 Jahre.

Die -im geologischen Zeitverständnis- genauen Alter der Phasen mit Eisdrift auf dem Nordost-Atlantik lassen sich über den Zeitablauf des auslösenden Faktors ermitteln. Der Zeitraum von 11.000 Jahren entspricht der halben Periode der Präzession. Trägt man die oben ermittelten Interpolationsalter der Detrituslagen gegen die Zeitpunkte der winterlichen und sommerlichen Insolationsminima auf, dann liegen die Schnittpunkte auf einer Geraden mit der Steigung 1. Somit stellen die Eisdrift-Horizonte bis 130.000 J.v.h. ein durchlaufendes Zeitgerüst dar.

Die Alter der Lagen sind dann (unter Berücksichtigung einer Variationsbreite von minimal ± 1000 Jahren) in Jahren vor heute: 11.000, 23.000, 36.000, 48.000, 59.000, 71.000, 82.000, 92.000, 104.000, 115.000 und 127.000. Das letzte präzessionale Sommerinsolationsminimum war vor 630 Jahren, zu Beginn eines bis etwa 1850 dauernden Klimaabschnittes, der aufgrund seiner starken Abkühlung als Kleine Eiszeit bezeichnet wird. Um diese Zeit wurden Eisberge vor den Azoren beobachtet. Damit erklären sich auch die Funde von eisverdrifteten Gesteinsbruchstücken auf der gegenwärtigen Sedimentoberfläche (vgl. 7.3.4).

Mit Hilfe der Eisdrift-Stratigraphie und der Verteilung der klimarelevanten Foraminiferenarten läßt sich nun die jüngste geologische Geschichte des NOAMP-Gebietes schematisieren: Abschmelzen der kontinentalen Eiskappen durch zunehmende Sommersonneneinstrahlung; mit Erreichen des winterlichen Einstrahlungsminimums um 11.000 J.v.h. kommt es kurzzeitig zur Eisbildung auf dem Nordatlantik (die durch die Aussüßung des Oberflächenwassers aufgrund der großen Schmelzwasserzufuhr erleichtert wird); danach Erreichen eines globalen Wärmemaximum; langsame Abkühlung bis zum Erreichen des Sommerinsolationsminimums 11.000 Jahre nach dem Winterinsolationsminimum. Dieser Ablauf entspricht genau dem am Ende der vorletzten Eiszeit.

8.5.3.2 Pelagische Sedimentation

Der Klimaeinfluß während der letzten 130.000 Jahre stellt sich wie folgt dar: überwiegend wird im NOAMP-Gebiet Kalk sedimentiert, da zumeist gemäßigte Klimabedingungen herrschen. Fluktuationen zwischen gemäßigten und subtropischen Verhältnissen drücken sich nicht in Änderungen des Kalkgehaltes aus. Sie sind nur in den Foraminiferenvergesellschaftungen zu erkennen. Biogene Kalkproduktion findet, wenn auch reduziert, selbst im Verlauf des Weichsel-Hochglazials zwischen 70.000 J.v.h. und 10.000 J.v.h. statt. Nur während der Eisdriftphasen ist sie fast vollständig unterdrückt.

Die Anlieferung von eisverdriftetem Sediment in den Nordost-Atlantik ist an das Vordringen von polarem Oberflächenwasser gebunden, wie an der Dominanz von *N. pachyderma(s)* zu sehen ist. Dabei sind vermutlich zwei Arten in der Sedimentanlieferung zu unterscheiden: Abregnen von grobkörnigem Kontinentalsediment aus schmelzenden Eisbergen, und Sedimentation von suspendiertem tonigem Sediment aus dem Oberflächenwasser (durch größeren Schmelzwassereintrag an den Küsten). Die Präsenz von arktischem Oberflächenwasser im NOAMP-Gebiet während einer Eiszeit scheint nicht unbedingt zu bedeuten, daß sich die ozeanographische Polarfront weiter südlich befand. Möglich ist auch ein häufigerer Durchzug von Kaltwasserwirbeln mit polare Faunenelementen.

Das glaziale Sedimentationsregime herrschte hauptsächlich zwischen ca. 72.000 und 10.000 J.v.h. (Hoch-Weichselzeit). Der Anteil von Glazialsediment am Gesamtsediment beträgt in diesen Kernabschnitten im Mittel 70 %. Das Korngrößenspektrum zeigt überwiegend Silte und Tone mit vereinzelt kleinen Steinen. Sandanreicherungen zeigen sich in den von der Präzession initiierten Eisdrifthorizonten. Ältere glazial beeinflusste Sedimente nehmen ebenfalls noch lange Abschnitte in den Sedimentkernen ein. Sie sind aber nicht so detailliert untersucht worden, da sie zur Parallelisierung junger Sedimentationszyklen wenig beitragen.

8.5.3.3 Benthische Sedimentation (Turbidite)

Eine zeitliche Einordnung der Turbidite ließ sich sehr gut in dem 22 m langen Kern Po08-28 aus der Ebene südlich des Dreizacks durchführen. Die Sedimentabfolge besteht überwiegend aus sehr feinkörnigen Turbiditen, in die Abschnitte aus pelagischem Sediment eingelagert sind. Die in diesen Abschnitten vorkommenden Eisdrifthorizonte waren leicht zu identifizieren und mit Hilfe der Foraminiferenvergesellschaftungen mit den Horizonten vom Dreizack zu parallelisieren. Auf diese Weise waren die Alter der Suspensionsströme, aus denen die Turbidite sedimentiert worden sind, einigermaßen gut abzuschätzen (Abb. 1). Die Abschätzungen beziehen sich auf die Hangendgrenze der Turbidite, da der Liegendkontakt zum pelagischen Sediment erosiv sein kann.

Die Grobkornanalyse ergab, daß sich die Hangendgrenzen der Turbidite zumeist in unmittelbarer Nähe von Eisdrifthorizonten befinden. Der jüngste Turbidit liegt dicht über dem 11.000 Jahre-Horizont, der zweite liegt etwa bei etwa 17.000 J.v.h., der dritte bei etwa 37.000 J.v.h., der vierte bei etwa 45.000 J.v.h., der fünfte bei etwa 93.000 J.v.h., der sechste ist nicht sicher einzuordnen.

Die unmittelbare zeitliche Nähe der Eisdrift-Ereignisse läßt auf einen klimatischen Hintergrund bei der Auslösung von Suspensionsströmen im nordostatlantischen Maury-Turbidit-System schließen. Die Akkumulation von Eis auf den Kontinenten, die auch zu einer vergrößerten Produktion von Eisbergen führte, bewirkte eine Absenkung des Meeresspiegels um mehrere Zehnermeter. Der sinkende Meeresspiegel verlagerte dabei Schelfsedimente über die Schelfkante hinweg auf den oberen Kontinentalhang. Durch Übersteilung der Böschungswinkel wurden diese Hänge vermutlich instabil und gerieten ins Gleiten, was letztendlich der Auslöser für einen Suspensionsstrom war. Da am südöstlichen Inselsockel von Island, der das Ursprungsgebiet der Turbidite im Maury-System ist, permanent vom Eis auf der Insel erodiertes Sediment abgelagert wird (beim Flug von Europa nach Reykjavik überquert man die riesige Schlammfahne des Vatnajökull-Gletschers, der die Hauptmenge des Sediments liefern dürfte), sollte ausreichend Material für die mächtigen Suspensionsströme zur Verfügung stehen. Während der Kaltzeiten dürfte dieser Prozeß eher noch stärker als heute gewesen sein, da die eisbedeckten Flächen größer waren.

Der relativ große zeitliche Abstand des zweiten Turbidits von den Eisdriftlagen läßt sich mit dem Zeitpunkt der maximalen Meeresspiegelabsenkung erklären, die um 18.000 J.v.h. lag. Somit steht dieses Suspensionsstromereignis ebenfalls in einem engen Zusammenhang mit einer Meeresspiegelabsenkung.

Das Fehlen von Turbiditen zwischen 50.000 und 90.000 J.v.h. könnte in einer zu geringen Anhäufung von Sedimenten am Inselsockel begründet sein, so daß eventuell doch abgegangene Suspensionsströme zu klein waren, um das NOAMP-Gebiet zu erreichen. Der an der Basis des Kerns durchteufte Turbidit war nicht zu datieren, da die pelagische Abfolge in seinem Hangenden nicht eindeutig einzustufen war.

8.5.3.4 Mineralneubildungen (Diagenese)

Die bodenmechanischen Untersuchungen (Wassergehalt, Porosität, etc.) ergaben in den obersten vier Eisdrifthorizonten anomale Werte, wie sie normalerweise nur in kompaktierten oder vorbelasteten Sedimenten vorkommen. Beides, Kompaktion und Vorbelastung, ist aber für diese Horizonte auszuschließen.

Die röntgenographische Ermittlung des Mineralbestandes ergab dann hohe Dolomit-Gehalte ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Bei einer Dünnschliffuntersuchung zeigte sich, daß der Dolomit in feinkörniger Form den Porenraum verfüllt hat. Es handelt sich somit um eine diagenetische Mineralneubildung, die nach oder während der Ablagerung der Eisdriftsedimente im Verlauf der Hauptphase der Weichseizeit stattgefunden hat.

Dolomitbildung ist nach bisheriger Anschauung an ganz bestimmte hydrochemische Bedingungen gebunden, die normalerweise nicht in der Tiefsee vorherrschen. Als Voraussetzungen wurden hohe Temperaturen ($>30^\circ\text{C}$), hypersalines Wasser, Magnesium im Überschuß und reichlich organische Substanz angesehen, die eigentlich nur in tropischen oder subtropischen Lagunen vorkommen. Dolomitbildung

in der Tiefsee ist nach neueren Kenntnissen an den Austritt hypersaliner oder methanhaltiger Lösungen gebunden, und tritt deshalb nur lokal auf. Die Dolomite in den Eisdrifthorizonten haben hingegen eine flächenhafte Verbreitung. Dolomit wurde auch in anderen Teilen des Nordost-Atlantiks in der gleichen stratigraphischen Position gefunden, er wurde aber immer als zur Eisbergfracht gehörend interpretiert.

Die möglichen Ursachen der Dolomit-Bildung soll hier nur skizziert werden, da die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind. Unabdingbare Voraussetzungen für die Kristallisation (der Ausdruck Fällung wird absichtlich vermieden) von Dolomit sind das Vorhandensein von Calcium-, Magnesium- und Hydrogenkarbonationen im Überschuß. Die normalen Seewasserhältnisse stellen diese Ionen in nicht ausreichendem Maße zur Verfügung, denn sonst wäre Dolomit ein allgemeiner Sedimentbestandteil. Um diese Ionen im Überschuß zu erhalten, müssen in den bodennahen Wasserschichten Ca- und Mg-haltige Minerale dissoziieren und remineralisierbare organische Substanz muß reichlich vorhanden sein.

Bei der Remineralisation von organischer Substanz in sauerstoffhaltigem Wasser bilden sich Karbonationen im Überschuß, die Lösung von Karbonatmineralen verursachen. Im wesentlichen werden Foraminiferengehäuse gelöst, die nebenbei etwa 3 % Magnesium in ihren Schalen enthalten. Die Ca- und Mg-Gehalte des Meerwassers werden somit erhöht, nicht aber die Konzentration der Hydrogenkarbonationen. Die Anwesenheit von Foraminiferengehäusen mit deutlichen Lösungsspuren in den Eisdriftlagen weist auf die erhöhte Karbonationen-Konzentration im Tiefenwasser hin.

Hydrogenkarbonat (HCO_3^-)-bildet sich bei der Remineralisation von organischer Substanz in sauerstofffreiem Wasser. Hier lösen sich Karbonatminerale jedoch nicht, sie werden eher neu gebildet. Das räumliche Nebeneinander von Ca- und Mg-reichem und HCO_3^- -reichem Wasser ist möglich, wenn der erste Prozeß in den bodennahen Wasserschichten und der zweite im Porenwasser der Sedimente stattfindet und zwischen beiden Wasserkörpern ein langsamer Stoffaustausch möglich ist. Als Transportvehikel für Mg-Ionen ins Sediment stehen Sulfationen, die für den Abbau der organischen Substanz benötigt werden, zur Diskussion, für die Kristallisation von Dolomit sind vermutlich ganz bestimmte, im Sediment siedelnde, Mikroorganismen verantwortlich.

Die geforderten physiko-chemischen Bedingungen setzten eine andere ozeanographische Situation als die gegenwärtige voraus. Im Oberflächenwasser muß entschieden mehr organische Substanz als heute produziert worden sein, deren Abbau im Bodenwasser den Sauerstoffgehalt reduziert und die Karbonationenkonzentration deutlich erhöht hat (Anstieg der Kalklösungsgrenze (CCD)). Ein Großteil der abgesunkenen organischen Substanz muß durch Bioturbation in die obersten Sedimentschichten eingearbeitet worden sein, um dort bei der Remineralisation sauerstofffreies Porenwasser mit erhöhten Hydrogenkarbonatgehalten und niedrigen Sulfatkonzentrationen zur erzeugen.

Voraussetzung zur Aufrechterhaltung dieses Zustandes sind schwächere Austausch- und Zirkulationsvorgänge im Tiefenwasser als heute. Diese Bedingungen sind erfüllt, wenn die ozeanographische Polarfront mit ihrer biologischen Hochproduktionszone nicht bei Grönland sondern in der Nähe des NOAMP-Gebietes lag und die

Tiefenwasserneubildung im Nordatlantik zumindest gegenüber heute abgeschwächt war.

8.5.3.5 Einordnung der Gegenwart und Vorausschau

(dazu Anlagen: Heinrich, 1988)

Die Ablagerungsgeschichte der letzten 130.000 Jahre hat die Bedeutung von Klima und Klimaveränderungen für die sedimentären und ozeanographischen Vorgänge in Nordost-Atlantik herausgestellt. Mit Hilfe der Eisdriftstratigraphie, die von den Variationen der Erdbahnparameter gesteuert wird, ließ sich der Ablauf der Vorgänge mit Zeitmarken versehen.

Klimaveränderungen sind immer dann besonders kräftig, wenn sich Extrempositionen der Präzession und der Ekliptikschiefe überlagern. Während der letzten 130.000 Jahre war das um 114.000, um 35.000 und um 72.000 J.v.h. der Fall, wo es zu rapiden Abkühlungen mit großer Akkumulation von Festlandseis, Eisdrift auf dem Nordostatlantik und Meeresspiegelabsenkung kam. Der nächste Kulminationszeitpunkt beider Erdbahnparameter sollte etwa um 10.000 Jahre nach heute sein. Die von der Präzession gesteuerte Insolation hatte ihr letztes Minimum (Sommerinsolationsminimum) vor ca. 600 Jahren. Diesem Minimum folgte auf der Nordhalbkugel eine Klimaverschlechterung (Kleine Eiszeit), in der die Polarfront um mehrere hundert Kilometer nach Süden vorrückte und vereinzelt Eisberge die Azoren erreichten. Im NOAMP-Gebiet führte dies zum Eintrag von eisverdriftetem Quarzsand und polaren Foraminiferen. Als Ende der Kleinen Eiszeit wird die Mitte des neunzehnten Jahrhundert angenommen. Seitdem beobachtet man einen Anstieg der Temperaturen und einen Rückzug der Inlandsgletscher. Trotzdem ist die Diskussion um das Ende der Kleinen Eiszeit nicht abgeschlossen.

Ein wichtiger Punkt in geologischer Sicht ist der Einfluß des Klimas auf die Intensität der Taylor-Säulen (vgl.8.3.4). Zeiten mit gemäßigttem Klima, wie sie gegenwärtig herrschen, haben eine intensive Tiefenwasserdynamik, d. h., relativ starke Strömungen, Tiefseestürme und tiefreichende Wasserwirbel. Daraus resultiert eine bedeutende, hangabwärtsgerichtete, resuspensive Umlagerung von feinkörnigem Sediment, wie es sich an der tiefenabhängigen Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente zeigt. In den Kaltphasen mit einer weit südlich liegenden Polarfront scheint der dynamische Zustand des Tiefenwassers wesentlich ruhiger zu sein (vgl. 8.5.3.4).

Eine deutliche Meeresspiegelabsenkung hat die Abkühlung des 14. bis 19. Jahrhunderts nicht begleitet. Aus diesem Grund wurden wohl auch keine größeren Suspensionsströme am isländischen Inselsockel ausgelöst. Unter den gegenwärtigen Verhältnissen dürfte auch mit keinen Suspensionsströmen und Turbiditsedimentation zu rechnen sein, es sei denn, ein großes Erdbeben löst einen Hangrutsch bei Island aus.

Der zukünftige Verlauf der sedimentären Prozesse wird von der Entwicklung des atmosphärischen Klimas abhängen. Ein beträchtlicher Anteil am Temperaturanstieg im Verlauf des zwanzigsten Jahrhunderts wird dem anthropogenen Eintrag von Gasen, die Infrarotstrahlen absorbieren (CO₂, etc.), zugeschrieben. Sollte die

Stärke der menschliche Manipulation am Klima den Auswirkungen der natürlichen Faktoren ähnlich sein, dürfte es unmöglich werden vorauszusehen, in welche Richtung die Entwicklung laufen wird.

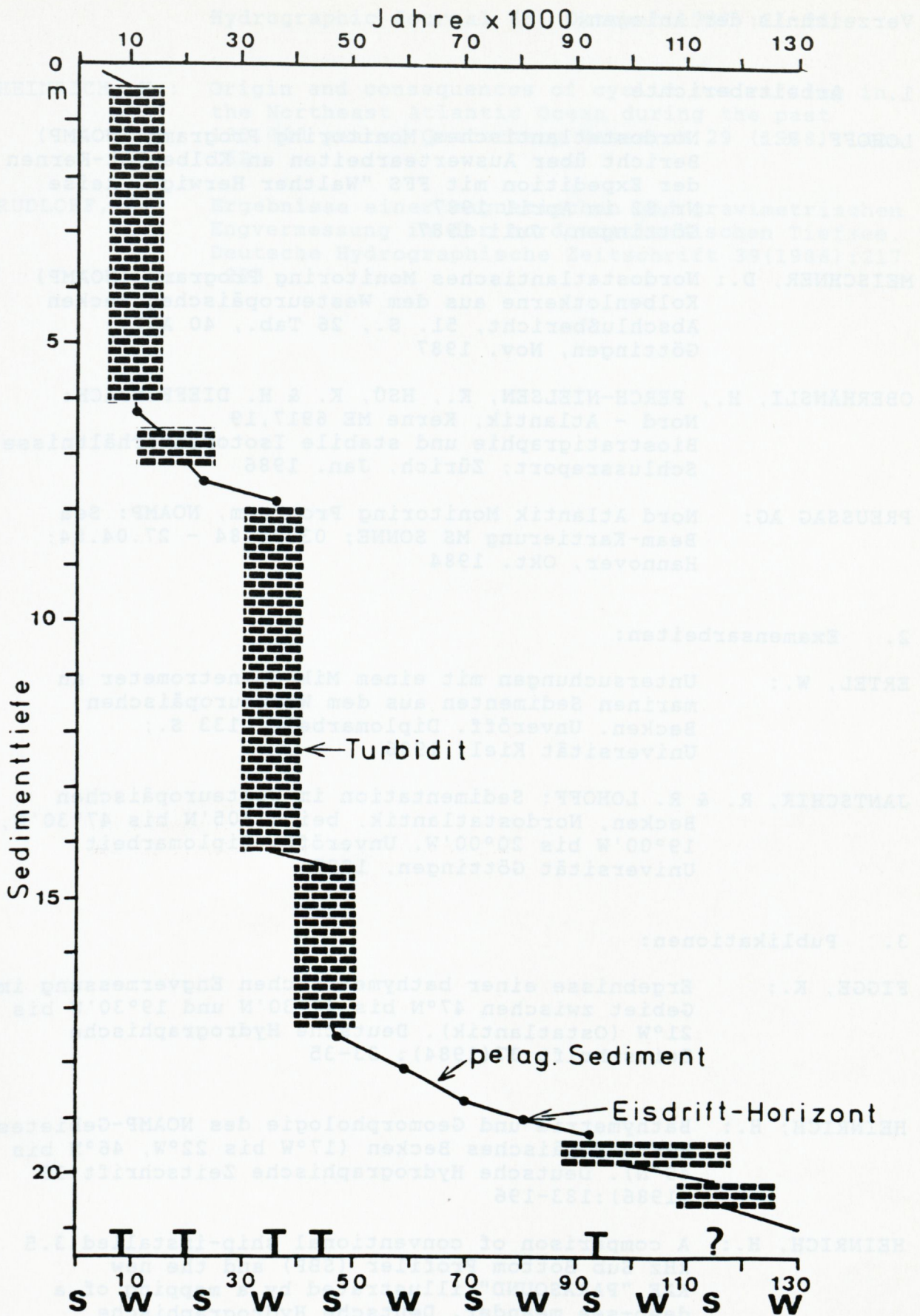


Abb.1: Ergebnisse der Grobkorn-Analyse im Kern Po 08-28.

S = Sommerinsolationsminimum

W = Winterinsolationsminimum

T = abgeschätztes Turbidit-Alter

Verzeichnis der Anlagen:

1. Arbeitsberichte

- LOHOFF, R.: Nordostatlantisches Monitoring Programm (NOAMP)
Bericht über Auswertearbeiten an Kolbenlot-Kernen
der Expedition mit FFS "Walther Herwig", Reise
Nr.82 im April 1987
Göttingen, Juli 1987
- MEISCHNER, D.: Nordostatlantisches Monitoring Programm (NOAMP)
Kolbenlotkerne aus dem Westeuropäischen Becken
Abschlußbericht, 51. S., 26 Tab., 40 Anl.,
Göttingen, Nov. 1987
- OBERHÄNSLI, H., PERCH-NIELSEN, K., HSÜ, K. & H. DIEFFENBACH:
Nord - Atlantik, Kerne ME 6917,19
Biostratigraphie und stabile Isotopenverhältnisse
Schlussreport; Zürich, Jan. 1986
- PREUSSAG AG: Nord Atlantik Monitoring Programm, NOAMP: Sea
Beam-Kartierung MS SONNE; 03.04.84 - 27.04.84;
Hannover, Okt. 1984

2. Examensarbeiten:

- ERTEL, W.: Untersuchungen mit einem Mikropenetrometer an
marinen Sedimenten aus dem Westeuropäischen
Becken. Unveröff. Diplomarbeit; 133 S.;
Universität Kiel, 1986
- JANTSCHIK, R. & R. LOHOFF: Sedimentation im Westeuropäischen
Becken, Nordostatlantik, bei 47°05'N bis 47°30'N,
19°00'W bis 20°00'W. Unveröff. Diplomarbeit;
Universität Göttingen, 1987

3. Publikationen:

- FIGGE, K.: Ergebnisse einer bathymetrischen Engvermessung im
Gebiet zwischen 47°N bis 47°30'N und 19°30'W bis
21°W (Ostatlantik). Deutsche Hydrographische
Zeitschrift 37(1984): 33-35
- HEINRICH; H.: Bathymetrie und Geomorphologie des NOAMP-Gebietes,
Westeuropäisches Becken (17°W bis 22°W, 46°N bis
49°N). Deutsche Hydrographische Zeitschrift 39
(1986):183-196
- HEINRICH, H.: A comparison of conventional ship-installed 3.5
kHz Sub Bottom Profiler (SBP) and the new
KAE "PARASOUND" illustrated by a mapping of a
deep-sea meander. Deutsche Hydrographische
Zeitschrift 39(1986): 256-262
- HEINRICH, H.: Comparative studies of conventional subbottom
profiling methods and new parametric technics. The

- HEINRICH, H.: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. Quaternary Research 29 (1988):142-152
- RUDLOFF, R.: Ergebnisse einer magnetischen und gravimetrischen Engvermessung in der nordostatlantischen Tiefsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 39(1986):217-223

**Wissenschaftlich-Technische Berichte
aus dem Deutschen Hydrographischen Institut**

Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten

1988 – 1 PANSCH, E.

Harmonische Analyse von Gezeiten- und Gezeitenstrombeobachtungen
im Deutschen Hydrographischen Institut, Hamburg